

Observations et modélisation in-situ du carbone des sols boréaux et des émissions de méthane associées

Xavier Morel

▶ **To cite this version:**

Xavier Morel. Observations et modélisation in-situ du carbone des sols boréaux et des émissions de méthane associées. Interfaces continentales, environnement. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2018. Français. NNT : 2018TOU30347 . tel-02484763

HAL Id: tel-02484763
https://theses.hal.science/tel-02484763

Submitted on 19 Feb 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

Présentée et soutenue le *28 Juin 2018* **par :**

Xavier MOREL

Observations et modélisation in-situ du carbone des sols boréaux et des émissions de méthane associées

---

JURY

Serge CHAUZY	LA-OMP, Toulouse	Président du Jury
Sébastien GOGO	ISTO, Orélans	Membre du Jury
Bertrand GUENET	LSCE, Gif-sur-Yvette	Membre du Jury
Florent DOMINÉ	Takuvik-CNRS, Québec	Rapporteur
Christophe GUIMBAUD	LPC2E-CNRS, Orléans	Rapporteur
Bernard LONGDOZ	TERRA, Liège	Rapporteur
Bertrand DECHARME	CNRM-CNRS, Toulouse	Directeur de thèse
Christine DELIRE	CNRM-CNRS, Toulouse	Directrice de thèse

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Surfaces et interfaces continentales, Hydrologie

Unité de Recherche :

Centre Nationale de Recherches Météorologiques (CNRM) - UMR 3589

Directeur(s) de Thèse :

Bertrand DECHARME, *Christine DELIRE* et *Gerhard KRINNER*

Rapporteurs :

Florent DOMINÉ, *Christophe GUIMBAUD* et *Bernard LONGDOZ*

Remerciements

Aprés avoir repoussé l'heure d'écriture de ces remerciements par crainte d'oublier et/ou de ne pas rendre convenablement justice à toutes les personnes ayant contribué, de près ou de loin, à l'aboutissement de cette thèse par leur soutien et leur présence, il est enfin temps de se jeter à l'eau.

Mes premiers remerciements s'adressent à mes directeur-trices de thèse, Christine Delire et Bertrand Decharme, pour tout un tas de raisons qu'il semble impossible de lister exhaustivement. Merci de m'avoir fait confiance pour traiter ce sujet multi-disciplinaire, de m'avoir donné la chance de travailler à vos côtés durant ces trois ans et demi, j'ai énormément appris auprés de vous grâce à votre encadrement, aux styles certes différents, mais incroyablement complémentaires. Merci de votre soutien sans faille et de vos encouragements, en particulier dans les moments les plus incertains. Merci également à mon troisième co-encadrant, Gerhard Krinner, présent dans les moments les plus critiques et qui m'a beaucoup aidé à avoir un regard plus positif sur ce travail.

Je tiens également à remercier les membres du jury pour avoir accepté d'évaluer mon travail. Les rapporteurs tout d'abord : Florent Dominé, Christophe Guimbaud et Bernard Longdoz, dont les retours sur ce manuscrit ont grandement contribué à son amélioration. Merci ensuite aux examinateurs Sébastien Gogo, Bertrand Guenet et Maïalen Barret pour leurs analyses et leurs retours, et à Serge Chauzy pour avoir présidé le jury.

Je remercie également les membres de mes comités de thèse successifs, Roman Teisserenc, Philippe Ciais, Laure Gandois et Philippe Peylin, pour leurs remarques, critiques et analyses ayant toutes contribué à garder le sujet dans les bons rails. Merci également à Birger Hansen, Magnus Lund et Mikhail Mastepanov pour m'avoir grandement aidé sur l'aspect "terrain" de cette thèse et de m'avoir permis de participer à une campagne de mesures très enrichissante.

Merci également à toute l'équipe du GMGEC pour leur bonne humeur, leur gentillesse, les pauses cafés du matin et, de manière plus générale, une ambiance quotidienne de travail plus qu'agréable. Il y'aura sans doute des oublis, mais merci donc à Roland,

Jeanne, Constantin, les Hervés, Sébastien, David, Aurélien, Julien, Richard, Laurent, Lauriane, Aurore, Florence, Matthieu, Marc, Olivier, Danila, Hélène, et mes excuses les plus plates aux absents de cette liste. Une ligne particulière pour mes deux co-bureaux successifs, Soulivanh et Alix, sans qui cette période n'aurait sans doute pas été aussi agréable à vivre. Ne pas oublier non plus la cohorte de doctorants et d'ex-thésards que j'ai eu la chance de cotoyer durant cette petite aventure : Maxence et Tiphaine, bien sur, Yann, les Maximes, les Hélènes, Carole, Quentin, Simon, [liste non-exhaustive] et absolument tout le monde, merci !

Passons désormais aux remerciements destinés aux "extérieurs" : Tariq en premier lieu, parce que quand même, 26 ans de vie presque commune, c'est chouette ; Yann, Hadrien, Clément, 15 ans c'est pas mal non plus du tout. Une ligne particulière pour Robin, nous sommes passés par les mêmes tribulations ces dernières années ; merci aussi à Allan, Lucie et tout les autres copains pour votre présence - dans les bars comme ailleurs. Ah oui, Matthieu, Alexis et Loic pour nos aventures musicales, bien sur. Merci aussi à Arthur, pour la musique mais aussi bien d'autres choses. A tous, je vous dois beaucoup, merci pour tout.

Merci aussi à la famille, à mon père et ma mère tout particulièrement pour avoir été présent tout du long, mais surtout pour m'avoir fourni en délicieux poivrons marinés, qui ont été plus que nécessaires à la rédaction du manuscrit. Merci également à toute la famille, proche ou lointaine.

Enfin, les dernières lignes de ces remerciements s'adresent à Vanessa, qui a partagé avec moi tous les moments de cette thèse, bons et moins bons, m'a supporté indéfectiblement (dans les deux sens du terme !...) et a contribué par sa simple présence bien plus que je ne saurais l'exprimer en quelques mots. Merci.

Résumé

Le méthane est l'un des plus puissants gaz à effets de serre présent dans l'atmosphère, avec le dioxyde de carbone et la vapeur d'eau. A l'échelle globale, la majorité des émissions naturelles de méthane proviennent des zones humides et des pergélisols de haute latitude. Ces zones sont un réservoir important de carbone et dans un contexte de changement climatique, leur devenir est fortement incertain, ainsi que les émissions de gaz à effet de serre associées. Il est ainsi important de comprendre les processus biogéochimiques responsables des flux de méthane vers l'atmosphère, et leurs interactions avec les processus de surface.

Un des objectifs de cette thèse est d'intégrer au modèle de surface continentale ISBA une représentation des flux de méthane. Pour ce faire, nous avons développé un modèle biogéochimique représentant explicitement les gaz dans le sol et les processus de production, consommation et transport associés. Ce module est couplé à un nouveau modèle dynamique de carbone du sol basé sur CENTURY, discrétisé verticalement, également développé lors de cette thèse. Le nouveau modèle biogéochimique représente correctement les flux de méthane et de dioxyde de carbone sur trois sites arctiques distincts, pergélisolés ou non. La représentation des processus biogéochimiques sous-terrains est également satisfaisante. Certains paramètres restent cependant incertains, et le modèle est trés sensible aux conditions hydrologiques.

Nous avons également réalisé des mesures de carbone sous-terrain sur un des trois sites étudiés, situé au Groenland. La comparaison des stocks et profils de carbone mesurés avec les résultats du nouveau modèle discrétisé mettent en évidence certaines insuffisances de ce dernier : la paramétrisation et la structure originale de CENTURY ne semble pas adaptée aux zones humides arctiques, et la représentation de la dynamique verticale du carbone nécessite des améliorations.

Abstract

The methane is one of the most powerful greenhouse gases in the atmosphere, with the carbon dioxyde and the water vapour. At the global scale, most of natural methane emissions come from high latitude wetlands and permafrosts. These regions accounts for a large part of terrestrial carbon stocks. In a climate change context, their future is highly uncertain, like the associated greenhouse gas emissions. Understanding the biogoechemical processes leading to methane fluxes and their interactions with surface processes is therefore important.

One of the objectives of this thesis is to represent methane fluxes from these regions within the land surface model ISBA. To do so, we developped a biogeochemical model that represents explicitely gases, their production, consumption and transport within the soil column. This model is coupled with a new dynamic soil carbon model, vertically discretized, also developed during this thesis. The new biogeochemical model represents correctly methane and carbon dioxyde fluxes on three distinct arctic sites, with or without permafrost. The representation of underground biogeochemical processes is also satisfying. Nevertheless, some parameters remain uncertain and the model is very sensitive to hydrological conditions.

We also measured soil carbon stocks and profiles in one of the Greenlandic studied fen. Comparing these stocks and profiles with the modelled carbon stocks shows some shortcomings of the new discretized soil carbon model : CENTURY original structure and parametrisation is not perfectly suited for high-latitudes wetlands, and the representation of carbon vertical dynamics needs improvements.

Table des matières

Remerciements **i**

Résumé **iii**

Abstract **v**

Table des figures **xi**

Liste des tableaux **xv**

Introduction générale **1**

1 Echanges de carbone entre surfaces continentales et atmosphère sous forme de méthane **5**
1.1 Préambule 5
1.2 Cycle du carbone 5
1.2.1 Réservoirs et échanges de carbone à l'échelle globale 5
1.2.2 Flux de carbone entre biosphère continentale, atmosphère et le sol. 6
1.3 Le méthane : bilan atmosphérique, puits et sources 8
1.4 Zones humides, tourbières et pergélisols 11
1.4.1 Définitions 11
1.4.2 Processus responsables des émissions de méthane des zones humides et des pergélisols 13
1.4.3 Mesures et observations des flux de méthane 17
1.4.4 Rétroactions potentielles des émissions boréales et arctiques de méthane sur le climat 18
1.5 Modèlisation des émissions naturelles de méthane 19
1.5.1 Quelques modèles de processus 20
1.5.2 Vers un nouveau modèle de méthane 28

2 Modélisation des surfaces continentales au CNRM **29**
2.1 Préambule 29
2.1.1 Modèles de surface continentales 29
2.1.2 Bilan d'énergie à la surface des continents 31

2.1.3 Cycle hydrologique et bilan hydrique . . . 33
2.2 Le modèle ISBA . . . 35
2.2.1 Résolution de la physique du sol . . . 35
2.3 Modélisation du cycle du carbone continental . . . 41
2.3.1 Représentation du cycle du carbone dans la végétation . . . 41
2.3.2 Représentation du cycle du carbone sur et dans le sol . . . 42

3 Développement d'un nouveau modèle biogéochimique : description et étude du modèle 45
3.1 Préambule . . . 45
3.2 A new process-based soil methane scheme in the ISBA land-surface model : evaluation over Arctic field sites . . . 47
3.2.1 Introduction . . . 48
3.2.2 Model description . . . 51
3.2.3 Site description, Material and Methods . . . 67
3.2.4 Results . . . 71
3.2.5 Discussions . . . 80
3.2.6 Conclusions . . . 86
3.3 Compléments . . . 92
3.3.1 Indices hydrologiques . . . 92
3.3.2 Sensibilité à la perméabilité de l'aerenchyme . . . 92
3.4 Conclusion partielle . . . 97

4 Stocks de carbone dans le sol : étude du modèle et comparaisons avec des mesures sur site 99
4.1 Préambule . . . 99
4.2 Etude de terrain : mesures de carbone du sol à Nuuk . . . 100
4.2.1 Mesures topographiques et couche sédimentaire . . . 101
4.2.2 Mesures de température et d'humidité en surface du sol . . . 103
4.2.3 Prélèvements d'échantillons de sol le long des transects . . . 105
4.2.4 Premiers résultats : pourcentages massique de carbone . . . 106
4.2.5 Estimations et détermination de la masse volumique apparente du sol . . . 107
4.2.6 Densité de carbone du sol et profils mesurés . . . 108
4.2.7 Stocks de carbone total . . . 110
4.2.8 Résumé et conclusion partielle . . . 111
4.3 Etude des stocks et profils de carbone modélisés . . . 112
4.3.1 Stocks de carbone et tendance annuelle . . . 113
4.3.2 Impact de la limitation explicite en oxygène de la décomposition oxique sur les stocks de carbone et les flux de CH_4 et de CO_2 . . . 117
4.3.3 Rétroactions avec le module biogéochimique . . . 119
4.3.4 Répartition sur la verticale des différents réservoirs de carbone . . . 121

4.3.5 La représentation encore incertaine de la dynamique verticale du carbone sous-terrain pour d'autres modèles 123
4.3.6 Résumé et conclusions partielles 125
4.4 Comparaison des stocks et profils de carbone observés et modélisés ; étude des flux résultants et calibration du modèle de carbone du sol 127
4.4.1 Profils de carbone observés et modélisés 127
4.4.2 Flux de CH_4 et de CO_2 simulés par le modèle forçé avec les profils de carbone mesurés 128
4.4.3 Tests de sensibilité aux taux de décomposition 130
4.4.4 Tests de sensibilité à la vitesse d'advection 134
4.5 Résumé du chapitre et conclusions principales 137

5 Conclusion et Perspectives 139

A Résolution de l'équation des gaz par un schéma de Crank-Nicholson 145
A.0.1 Schéma de Crank-Nicholson 145
A.0.2 Condition de Dirichlet à l'interface sol/atmosphère 148
A.0.3 Condition de Neumann à la dernière couche de sol 148
A.0.4 Système tridiagonal final 148

Table des figures

1.1 Représentation du cycle du carbone global actuel 7
1.2 Concentrations atmosphériques globales moyennes de méthane depuis 1983 10
1.3 Densités de carbone organique du sol globales et localisation latitudinale des pergélisols 14
1.4 Schéma des processus biogéochimiques liés aux émissions de CH_4 et CO_2 des zones humides 15

2.1 Schéma du modèle du système Terre CNRM-ESM2 30
2.2 Bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère 32
2.3 Schéma simplifié du cycle de l'eau continental 33
2.4 Profondeurs thermiques et hydrologiques et discrétisation verticale du sol dans ISBA 37
2.5 Schéma conceptuel du modèle de surface ISBA et représentation des flux et réservoirs de carbone du sol 43

3.1 Schéma du modèle (a) échanges verticaux de carbone du sol et de gaz entre les couches (b) Processus biogéochimiques à l'intérieur d'une couche du modèle 56
3.2 (a) Fonctions de dépendance en température du sol (b) Fonctions de dépendance en humidité du sol (c) Paramétrisations de diffusivité dans le sol (d) Fonctions de dépendance en dioxygène du sol 57
3.3 Cycles annuels moyens du LAI journalier sur Nuuk et Zackenberg . . . 71
3.4 Cycles annuels moyens des flux journalier de chaleur latente, chaleur sensible, radiation nette et hauteur de neige sur Nuuk et Zackenberg . . 73
3.5 Cycles annuels moyens des températures du sol journalière à différentes profondeurs et des profondeurs de couche active sur Nuuk, Zackenberg et Chokurdakh 75
3.6 Cycles annuels moyens des flux de CO_2, de CH_4 et de la répartition des composants du flux de CH_4 sur Nuuk, Zackenberg et Chokurdakh . . . 77
3.7 Séries temporelles des flux de méthane journaliers sur les trois sites . . 79
3.8 Diagramme temps-vs-profondeur des températures du sol, humidité du sol, concentrations de gaz totales, méthanogenèse, méthanotrophie, ébullition et transport par les plantes sur Nuuk sur la période 2009-2014 81

3.9 Diagramme temps-vs-profondeur des températures du sol, humidité du sol, concentrations de gaz totales, méthanogenèse, méthanotrophie, ébullition et transport par les plantes sur Zackenberg sur la période 2006-2011 . . 82
3.10 Flux de méthane annuels moyens à Nuuk et Zackenberg pour différentes nappes phréatiques, différentes valeurs de Q_{10} de méthanogenèse et de constantes de temps de méthanotrophie 85
3.11 Moyennes annuelles sur le premier mètre de sol de différents indices hydrologiques sur Nuuk et Zackenberg 93
3.12 Flux annuels moyens de méthane, séparés en composantes du PMT d'une part et des flux de diffusion et ebullition d'autre part, à Nuuk et Zackenberg pour différentes valeurs de Π_a et différentes profondeurs de nappe phréatique 94
3.13 **(a)** Schéma de coupe de sol simplifié des différentes zones de production et d'oxydation du méthane sur Nuuk et Zackenberg, avec les profondeurs de nappe phréatique des simulations de référence. **(b)** Schéma de l'influence d'une diminution du PMT sur les flux nets de méthane . . . 95

4.1 Image satellite Google Earth et photographies haute-résolution prises par drone de la zone d'étude. Zoom sur la tourbière de Kobbefjord 102
4.2 Relevés topographiques d'élévation du terrain et mesures de la profondeur de la couche sédimentaire, minérale pour les deux transects d'étude 103
4.3 Mesures de l'humidité volumétrique en surface du sol et de la température de la surface le long du premier transect 103
4.4 Photographies de la surface de sol à différents points de mesures le long du premier transect 104
4.5 Echantillons de sol du premier transect après 48 heures de séchage à 80 °C106
4.6 Pourcentage massique de carbone du sol par masse de sol sec le long des deux transects 107
4.7 ρ_{bulk}^{obs} et ρ_{bulk}^{H} en fonction des pourcentages massiques de carbone par masse de sol sec 108
4.8 Mesures directes de masse volumique apparente ρ_{bulk}^{obs} en fonction de la masse volumique apparente calculée d'après (Hossain et al., 2015) ρ_{bulk}^{obs} 109
4.9 Densités de carbone du sol le long du premier transect selon (a) méthode directe ρ_C^{obs} (b) méthode indirecte ρ_C^H 109
4.10 Tendances annuelles des différents réservoirs de carbone du sol C_j en fonction de $\log(\tau_j)$ 114
4.11 Profils de carbone modélisés après 1500 et 8000 ans de spinup sur le premier mètre et sur la colonne de sol totale à Nuuk 115
4.12 Répartition verticale de la fraction des différents réservoirs de carbone sous-terrain $f_{C,i}$ (%) sur Nuuk sur le premier mètre après 1500 et 8000 ans de spin-up 117

4.13 Profils de carbone modélisés et flux annuels moyens de CO_2 et de CH_4 avec et sans limitation explicite de la décomposition oxique par le contenu en dioxygène du sol sur Nuuk 118
4.14 Cycles moyens annuels des flux journaliers de méthane et profils de carbone à Nuuk et Zackenberg pour différentes profondeurs de nappe phréatique et différentes valeurs de Q_{10} de méthanogenèse 120
4.15 Répartition verticale de la fraction des différents réservoirs de carbone du sol $f_{C,i}$ (%) sur le premier mètre sur Nuuk et Zackenberg, pour différentes profondeurs de nappe phréatique 122
4.16 Profils de densité de carbone du sol observés et simulés par deux modèles (JULES et ORCHIDEE) pour 5 sites arctiques (issu de Chadburn et al. (2017)) 124
4.17 Profils observés (direct et indirects) et simulés de carbone total et de réservoirs impactés par la méthanogenèse sur le premier mètre 128
4.18 Flux de CO_2 et de CH_4 observés, et simulés par le modèle forçé avec les profils de carbone observés (direct et indirects) 129
4.19 Flux de CO_2 et de CH_4 observés, et simulés par le modèle forçé avec les profils de carbone observés (direct et indirects) pour différentes valeurs de taux de décomposition du carbone 131
4.20 Profils observés (direct et indirects) et simulés de carbone total et de réservoirs impactés par la méthanogenèse sur le premier mètre, pour différentes valeurs de taux de décomposition du carbone 132
4.21 Flux de CO_2 et de CH_4 simulés par le modèle non forçé par les profils de carbone observés pour différentes valeurs de taux de décomposition du carbone à Nuuk 133
4.22 Profils de carbone du sol (haut) et flux de gaz à effets de serre (bas) observés et simulés après 8000 ans de spin-up, une advection de 0.5 mm.an^{-1} et des taux de décomposition multipliés par 5 135
4.23 Profils de carbone du sol (haut) et flux de gaz à effets (bas) de serre observés et simulés après 8000 ans de spin-up, une advection de 1 mm.an^{-1} stoppée en dessous de 1m et des taux de décomposition multipliés par 5. 136

Liste des tableaux

1.1 Sources globales de méthane sur la période 2000-2009 11

2.1 Liste des variables de forcage nécessaires au fonctionnement d'ISBA . . 31

3.1 Temps caractéristiques de décomposition pour les septs réservoirs de carbone du modèle 52
3.2 Brève revue de paramètres de modèlisation de la méthanotrophie . . . 64
3.3 Caractéristiques des situes étudiés et données utilisées pour validation . 68
3.4 Scores statistiques du modèle pour les flux radiatifs et turbulents, hauteur de neige, et flux de CO_2 et CH_4 journaliers 74
3.5 Scores statistiques du modèle pour les températures du sol à différentes profondeurs 76
3.6 Liste des symboles utilisés dans les équations 89
3.6 Liste des symboles utilisés dans les équations (suite) 90
3.7 Valeurs annuelles sur Nuuk et Zackenerg pour les nappes phréatiques de référence des flux de méthane et de transport par les plantes, de la méthanogenèse et méthanotrophie totales et du pourcentage de la production de méthane qui est oxydée par les méthanotrophes 96
3.8 Similaire à la table 3.7, avec une nappe phréatique forcée à 10 cm pour Nuuk et à 20cm pour Zackenberg 96

4.1 Stocks de carbone observés directs (C_T^{obs}) et indirects ($C_T^{Hossain}$) le long du premier transect 111
4.2 Stocks de carbone et tendances annuelles moyennes δ pour les différents réservoirs de carbone C_j. Comparaison entre ancien et nouveau modèle 113
4.3 Scores statistiques des flux de CO_2 simulés par le modèle forçé avec les profils observés pour différents τ 130
4.4 Scores statistiques des flux de CH_4 simulés par le modèle forçé avec les profils observés pour différents τ 131

Introduction générale

Les surfaces continentales occupent 29 % du globe et constituent une composante importante du système climatique. Elles sont le lieu d'échange de chaleur, de quantité de mouvement, d'eau et de composés chimiques. Parmi ceux-ci se trouvent les émissions de méthane naturelles provenant de la décomposition anoxique de la matière organique du sol dans les zones humides. Les zones humides sont la principale source naturelle de méthane atmosphérique, qui est un gaz à effet de serre important. Une proportion importante de ces régions se situe dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord (Schlesinger and Bernhardt, 2013), et certaines coïcident avec les sols continuellement gelés que l'on appelle *pergélisols*. Les pergélisols sont quant à eux directement responsables d'une faible fraction des émissions actuelles de méthane, environ 0.15 % (Ciais et al., 2013), mais représentent un réservoir très important de carbone sous-terrain. Les plus récentes estimations font état d'environ 1300 Pg de carbone (PgC) stockés dans les régions pergélisolés, dont environ 800 PgC actuellement inerte à cause des conditions gelées (Hugelius et al., 2014).

Dans un contexte de changement climatique global, les émissions de gaz à effet de serre et les stocks de carbone des régions arctiques sont considérées comme critiques. De nombreuses observations montrent une augmentation de la température de surface globale, de l'ordre d'approximativement 1 °C par rapport au début du XX° siècle (IPCC, 2013). Ces modifications climatiques sont principalement attribuées à l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, en particulier le CO_2. De nombreuses études ont démontré son rôle essentiel dans les modifications globales observées sur les températures de surface (e.g. Allen and Tett (1999); Stone et al. (2007)). L'augmentation de CO_2 dans l'atmosphère, liée aux activités humaines telles que l'utilisation d'hydrocarbures fossiles ou la déforestation, est drastique, passant de 280 à 403.3 ppm entre l'ère industrielle et 2016. Il en est de même pour le méthane, dont la concentration atmosphérique a augmenté de 140 %, passant de 772 à 1859 ppbv entre 1750 et Janvier 2018. L'évolution du climat sur les prochaines dizaines ou centaines d'années pose de fait de nombreuses interrogations. Des études de modélisation démontrent qu'une amplification du changement climatique anthropique est possible via l'intervention du cycle du carbone et des boucles de rétroactions avec le système climatique (Friedlingstein et al., 2006). Parmi ces boucles de rétroactions possibles se trouvent d'une part l'augmentation des émissions de méthane naturelles provenant des zones humides et

d'autre part le dégel des pergélisols, libérant sous forme de CO_2 ou de CH_4 les stocks de carbone précédemment inertes. Cette dernière rétroaction a été qualifiée, avec un peu d'éxagération, de "bombe climatique à retardement" lors de la conférence de Doha en 2012. La nécessité d'étudier ces émissions de méthane est renforcée par une caractéristique accompagnant les changements climatiques passés, présents et vraisemblablement futurs : l'amplification arctique, c'est à dire le réchauffement plus rapide de l'Arctique en moyenne comparé au reste du globe. Cette amplification arctique a de nombreuses causes, souvent associées aux modifications d'albedo induites par la fonte de la neige augmentant l'accumulation d'énergie solaire en surface et la fonte de la glace de mer (Serreze and Barry, 2011). La manière dont ces zones répondront à ces changements est encore incertaine (Riley et al., 2011). Ces nombreuses incertitudes sur l'amplitude et la temporalité de ces flux de carbone sont dues d'une part aux observations encore incomplètes, d'autre part à la complexité et la diversité des mécanismes, physiques comme biogéochimiques, liés à ces émissions.

Afin de répondre à ces interrogations, la modélisation joue un rôle important. En particulier, la modélisation des processus biogéochimiques sous-terrains responsables des émissions de méthane et de dioxyde de carbone permet de comprendre les influences des processus de surface sur ces derniers. De nombreux travaux de modélisation ont été réalisés dans ce sens ces dernières années, à des échelles spatiales différentes (échelle du site, de la parcelle, régionale ou globale). L'apparition de ces modèles est relativement récente, et ils sont encore à améliorer (Saunois et al., 2016). Les modèles de processus sont de plus trés variés, que ce soit dans leur complexité, leur représentation du système étudié, leur application, ou encore les hypothèses sous-jacentes à la représentation des processus. De fait, la représentation de nombreux processus ne fait pas encore l'objet d'un consensus (Xu et al., 2016).

C'est ce contexte qui a motivé cette thèse, dont l'objectif principal est d'introduire dans le modèle de surface continentale du CNRM nommé ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère) une représentation des gaz dans le sol (dont le méthane) et des processus biogéochimiques sous-terrains associés à ces derniers - production, consommation et transport - afin de modéliser les flux de gaz à effet de serre provenant à la fois des zones humides et des pergélisols aux hautes latitudes puis, au-delà de cette thèse, au reste du globe. Cette représentation des processus sous-terrains, en particulier ceux liés à la décomposition du carbone, ne peut se faire sans une représentation verticalement bien définie dans les sols de ce dernier. Le modèle original présent dans ISBA ne répondant pas à ce critère essentiel, j'ai donc tout d'abord développé un nouveau modèle de carbone du sol discrétisé verticalement. J'y ai ensuite représenté les processus biogéochimiques et physiques responsables de la présence de gaz (CO_2, O_2 et CH_4) dans les sols. Lors de cette thèse, j'ai finalement réalisé des mesures de profils de carbone du sol sur une des sites de tourbière Groenlandais étudiés dans le cadre de la validation du modèle biogéochimique que j'ai développé. Ces mesures de carbone fournissent un moyen d'évaluer et d'améliorer le nouveau modèle de carbone sur lequel

s'appuie le modèle biogéochimique

Ce document dont le but est de décrire et de valider l'ensemble des développements apportés à ISBA est composé de 5 chapitres s'agençant de la manière suivante :

Chapitre 1 Ce chapitre s'attachera à contextualiser les travaux réalisés dans cette thèse. Dans celui-ci, je présenterai brièvement les notions de cycle de carbone global et continental, et les échanges de dioxyde de carbone à l'interface sol-végétation/atmosphère. Je me focaliserai ensuite sur le méthane, en particulier les flux naturels provenant des zones humides et pergélisols des hautes-latitudes. Je présenterai ensuite les processus biogéochimiques responsables des émissions de méthane, et une revue non-exhaustive des précédents efforts de modélisation les concernant.

Chapitre 2 Après une introduction aux modèles de surface continentale, de bilan d'énergie à la surface des continents et du cycle hydrologique, ce chapitre sera consacré à la description du modèle de surface continentale ISBA, socle de ce travail de thèse. Je décrirai d'abord le modèle physique de ISBA (résolution de la physique, la thermique et l'hydrologie dans le sol et le manteau neigeux), puis le modèle de carbone du sol tel qu'il était au début de cette thèse.

Chapitre 3 Ce chapitre est le coeur de ma thèse, et discute de mon article soumis à JAMES (Journal of Advances in Modelling Earth System), actuellement en révision. Ce chapitre sera dédié à décrire et valider l'ensemble du modèle biogéochimique développé durant cette thèse. La discrétisation du modèle de carbone originel est également décrite dans cet article. Concernant les résultats et les discussions, je me focaliserai uniquement sur la partie physique et biogéochimique du modèle sans aborder les résultats du nouveau modèle de carbone. Je validerai la capacité du modèle à reproduire sur différents sites, pergélisolés ou non, les flux de méthane et de dioxyde de carbone ainsi que les principales variables physiques. Une étude approfondie de son comportement, processus par processus, sera également fournie.

Chapitre 4 Ce chapitre se focalisera sur les questions liées aux stocks et profils de carbone, et sera scindé en trois parties distinctes. La première partie présentera la campagne de terrain menée sur la tourbière de Nuuk, et ses résultats. La seconde partie présentera les stocks et profils de carbone modélisés, et abordera certaines questions liées au nouveau modèle de carbone. La troisième partie s'attachera à faire le lien entre les deux parties précédentes, et comparera stocks et profils modélisés et mesurés. Je discuterai également des forces et limitations du nouveau modèle de carbone, et présenterai des pistes d'amélioration.

Chapitre 5 Ce dernier chapitre comprend les conclusions et les perspectives liées à mon travail de thèse.

Chapitre 1

Echanges de carbone entre surfaces continentales et atmosphère sous forme de méthane

1.1 Préambule

Dans ce chapitre de contextualisation, je commencerai par présenter brièvement le cycle du carbone global, pour me focaliser sur les échanges de carbone entre surfaces continentales et atmosphère. Ces échanges se font majoritairement sous forme de dioxyde de carbone (CO_2), mais aussi sous forme de méthane (CH_4), autre puissant gaz à effet de serre. C'est de ce gaz et de ces émissions vers l'atmosphère dont il sera principalement question dans cette thèse. Je présenterai son budget atmosphérique, ses principales sources et ses puits à l'échelle globale, et nous focaliserons sur les écosystèmes responsables de la plupart des émissions naturelles de méthane : les zones humides et, dans une moindre mesure, les pergélisols. Aprés avoir décrit les mécanismes d'émissions de méthane et leur importance dans un contexte de changement climatique, en particulier les rétroactions positives potentielles sur le climat, je finirai par une revue non exhaustive des principaux modèles d'émissions de méthane.

1.2 Cycle du carbone

1.2.1 Réservoirs et échanges de carbone à l'échelle globale

Le cycle du carbone global est l'ensemble des échanges de carbone entre les différentes composantes du système Terre. Ce cycle fait principalement intervenir l'atmosphère, les surfaces continentales et l'océan : le carbone est en effet stocké dans la lithosphère, l'hydrosphère, la biosphère et l'atmosphère. Ces différents systèmes échangent entre eux du carbone, majoritairement sous forme de flux de dioxyde de carbone . Ces réservoirs de carbone ont des tailles diverses, variant de plusieurs ordres de grandeur (Figure 1.1).

En dehors de la lithosphère, l'océan constitue le plus gros réservoir de carbone, d'une taille estimée à environ 40000 PgC (1 PgC = 10^{15} gramme de carbone). Ensuite, les surfaces continentales avec environ 2300 PgC, et enfin l'atmosphère avec ses 750 PgC. La majeure partie des flux de carbone entre ces réservoirs ont lieu entre les surfaces continentales et l'atmosphère d'une part, et entre l'océan et l'atmosphère d'autre part : les flux de CO_2 entre ces réservoirs sont de l'ordre de 100 PgC.an^{-1}. Ces flux de CO_2 assurent le maintien d'une pression partielle de CO_2 atmosphérique, et participent ainsi à l'équilibre thermodynamique du système climatique. En l'absence de perturbations et à l'état naturel, les stocks de carbone des différents réservoirs sont supposés stables sur des échelles de temps de l'ordre de $100,000$ ans, et on parle alors de condition de quasi-équilibre du cycle du carbone.

Cependant, à ces différents échanges naturels de carbone, se rajoutent depuis l'ère industrielle des flux de carbone d'origine anthropiques liés à l'utilisation d'énergie fossile et à la déforetation. Ainsi, les quantités de carbone stockées au sein des différents réservoirs sont en évolution. Pour les années 2007-2016, sur les 10.7 GtC de flux de carbone anthropique relâchées dans l'atmosphère chaque année, seulement 46% y sont effectivement stockés. L'autre moitié est captée par l'océan et les surfaces continentales. Ces composantes du système Terre jouent ainsi un rôle fondamental dans le contrôle de la concentration de CO_2 atmosphérique. Dans cette thèse, on s'intéressera aux échanges non-anthropiques de carbone entre l'atmosphère, la biosphère et le sol.

1.2.2 Flux de carbone entre biosphère continentale, atmosphère et le sol.

Dans l'atmosphère, le carbone est majoritairement sous forme de dioxyde de carbone, responsable d'environ 60 % de l'effet de serre (IPCC, 2013). Les flux de carbone entre les surfaces continentales et l'atmosphère sont la résultante de deux flux contraires : d'un côté, l'assimilation de carbone par la végétation opéré par la *photosynthèse*, de l'autre l'émission de carbone via la *respiration*. Ces flux de carbone sont opérés par la végétation qui, à partir d'eau et d'énergie solaire, transforment le CO_2 atmosphérique en carbone organique via la photosynthèse. Sous apport d'énergie des photons (S), cette équation s'écrit :

$$6\mathrm{CO_2} + 12\mathrm{H_2O} \xrightarrow{\mathrm{S}} \mathrm{C_6H_{12}O_6} + 6\mathrm{O_2} + 6\mathrm{H_2O}$$

Le flux brut de carbone assimilé par photosynthèse est appelé GPP (*Gross Primary Production*). Cette assimilation n'a lieu que de jour, et dépend des conditions environnementales : éclairement, humidité de l'air, humidité du sol, température, accessibilité en élements nutritifs (phosphore, azote, etc.) et du type de végétation. A l'échelle globale, elle représente environ 120 GtC an^{-1}. Une fraction de ce flux est rejetée dans l'atmosphère sous forme de CO_2 par respiration : on parlera de R_A (*Respi-*

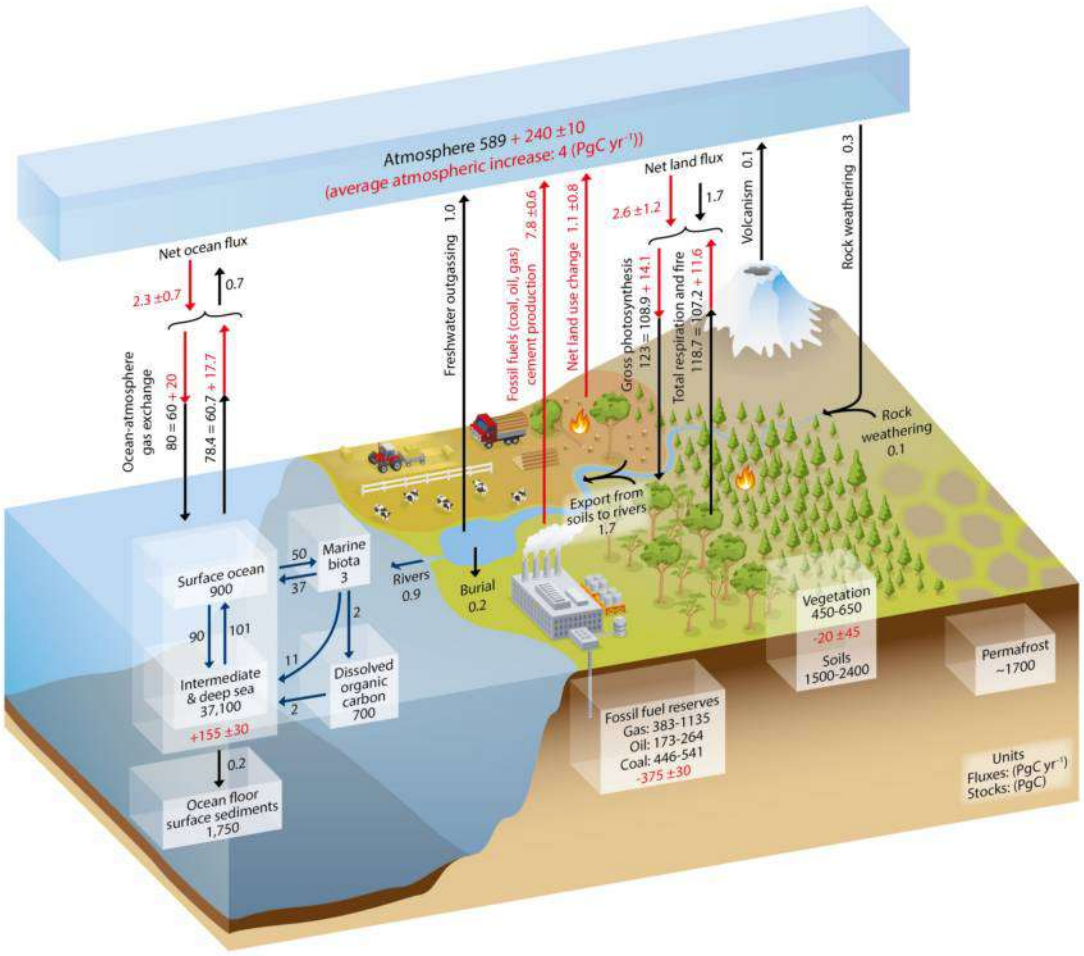


FIGURE 1.1 – Représentation du cycle du carbone global actuel, issue de l'Intergovernmental Panel on Climate Change (Ciais et al., 2013). Les réservoirs sont exprimés en *GtC* (10^{15} gramme de carbone = 1 PgC). Les estimations des flux entre réservoirs, représentés par des flèches, sont en GtC.an^{-1}. Les flèches noires représentent les flux existant en période pré-industrielle, les flèches rouges les flux d'origine anthropique. Ces estimations sont moyennées sur les années $2000 - 20009$.

ration Autotrophe). Cette respiration est issue de la dégradation des glucides produits par photosynthèse, fournissant l'énergie nécessaire à la plante pour sa survie, son entretien, et aussi sa croissance lorsque la saison est favorable. On représente la respiration autotrophe comme :

$$C_6H_{12}O_6 + 6O_2 \longrightarrow 6CO_2 + 6H_2O + \text{Energie}$$

On définit la NPP (*Production Primaire Nette*), représentant le flux net de carbone entre l'atmosphère et la végétation, comme :

$$NPP = GPP - R_A \tag{1.1}$$

Le signe de la NPP indique si la végétation joue un rôle de puits ou de source de carbone : une NPP positive indique que la végétation absorbe plus de carbone qu'elle n'en rejette.

Une partie de la matière organique assimilée par la végétation sera transférée vers le sol et la litière, par sénéscence et mortalité de la végétation. On parlera de *turnover* pour décrire ce flux de carbone provenant de la végétation alimentant les réservoirs du sol. Ce carbone sous forme de nécromasse est en partie rejeté dans l'atmosphère sous forme de CO_2 via respiration des organismes hétérotrophes, ne pouvant s'alimenter que de constituants organiques pré-éxistants. Ce second type de respiration, issu de la décomposition de la matière organique dans et sur le sol, est trés dépendante des conditions environnementales : température, humidité, et surtout la teneur en oxygène du sol. On parlera de R_H (*Respiration Hétérotrophe*) du sol. Le flux net de carbone échangé (NEE, *Net Ecosystem Exchange*) entre le composite sol/végétation et l'atmosphère est alors défini comme :

$$NEE = R_A + R_H - GPP = R_{ECO} - GPP \tag{1.2}$$

avec la respiraton de l'écosystème R_{ECO} étant la somme de R_A et R_H. Une NEE négative indique un stockage de carbone supérieur aux flux sortants : l'écosystème se comporte comme un puits.

L'équation (1.2) représente les échanges de carbone sous forme de CO_2. Cependant, la décomposition naturelle de la matière organique dans le sol peut également produire du méthane sous certaines conditions. Bien que les émissions naturelles de méthane dues à la décomposition de matière organique soient beaucoup plus faibles que les flux de dioxyde de carbone dûs à la respiration de l'écosystème (125.5 TgC.an^{-1} en équivalent carbone (Saunois et al., 2016) contre environ 120 PgC.an^{-1}), le méthane est un puissant gaz à effet de serre et ses émissions ont ainsi un fort impact sur le bilan radiatif du système Terre.

1.3 Le méthane : bilan atmosphérique, puits et sources

Le méthane est l'un des plus puissants gaz à effet de serre présent dans l'atmosphère terrestre, avec le dioxyde de carbone (CO_2) et la vapeur d'eau. En tant que gaz à effet de serre, il absorbe le rayonnement infrarouge émis par la surface terrestre et participe au déséquilibre du bilan radiatif de notre planète, influencant ainsi le changement climatique global. Bien que sa concentration soit bien plus faible que celle du CO_2, son potentiel de réchauffement global est de 28 à 34 fois plus grand, intégré sur une période d'un siècle (Myhre et al., 2013). Ainsi, il participe à environ 21.3% du forçage

anthropique pour le changement climatique lors de l'année 2011 (IPCC, 2013). Jusqu'au début des années 1980, ce gaz était considéré comme un composant stable et invariant de l'atmosphère terrestre (Khalil, 2000). Nous savons désormais, à travers des mesures effectuées sur des bulles d'air emprisonnées dans des carottes de glace, que la concentration atmosphérique de méthane a au contraire varié entre 320 et 770 ppbv (*part per billion in volume*) au cours des dernières 650.000 années (Chappellaz et al., 1990). Sur l'échelle de temps bien plus courte de ces deux derniers siècles, sa concentration a augmenté drastiquement, surpassant tous les maxima atteints lors des six derniers cycles glaciaires (Spahni et al., 2005). Depuis l'époque pré-industrielle, la concentration atmosphérique de méthane a augmenté de 140 %, passant de 772 ± 25 ppbv en 1750 à 1803 ± 2 ppbv en 2006 (IPCC, 2013). Après un hiatus au début du 21° siècle, cette concentration continue de croître. Cette récente dynamique dans le budget atmosphérique du méthane n'est pas entièrement comprise (Saunois et al., 2016), et la trajectoire future de sa concentration, ainsi que son rôle dans le changement climatique global sont encore incertains. A l'heure d'écriture de cette thèse, les derniers relevés de la NOAA [1] donnent une concentration globale moyenne de $1859,7$ ppbv en Janvier 2018 (Figure 1.2).

Ces concentrations atmosphériques sont le produit de sources et puits de méthane, pouvant être d'origine anthropique comme naturelle. La table 1.1 résume ces différentes sources sur la période 2000-2009. Les sources naturelles sont très variées, et sont majoritairement d'origine biogénique. Sur la décennie 2000-2010, les sources naturelles ont contribué à 35-50% des émissions globales (Ciais et al., 2013). Parmi ces sources naturelles, la plus grande source est le méthane biogénique issu de la décomposition de matière organique dans des environnements anaérobiques et saturés en eau, tels que marais ou tourbières (Saunois et al., 2016). On parlera plus généralement de *zones humides*. Ce sont ces émissions qui sont majoritairement responsables de la variabilité inter-annuelle des concentrations globales de méthane atmosphérique. On estime que les zones humides des hautes latitudes fournissent entre un tiers et la moitié des émissions de méthane globales issues des zones humides (Schlesinger and Bernhardt, 2013). Ces estimations varient entre 127 et 202 $TgCH4.an^{-1}$ (Saunois et al., 2016). Ces zones humides sont non seulement les sources de méthane vers l'atmosphère les plus importantes, mais aussi celles sur lesquelles pèsent le plus d'incertitudes, en climat présent comme en climat futur. Les zones humides de haute latitude sont particulièrement sensibles : on s'attend en effet à ce que les impacts du climat futur soient plus marqués dans ces régions, et la manière dont ces zones répondront à ces changements est encore incertaine (Riley et al., 2011).
Les sources anthropiques sont responsables des 50-65% des émissions annuelles globales restantes. Ces sources dues à l'activité humaine sont variées : biogéniques, thermogéniques ou pyrogéniques. Elles incluent l'élevage de ruminants, la riziculture, la combustion de biomasse, le traitement des déchets et la production d'énergie : mines

1. https ://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends_ch4/

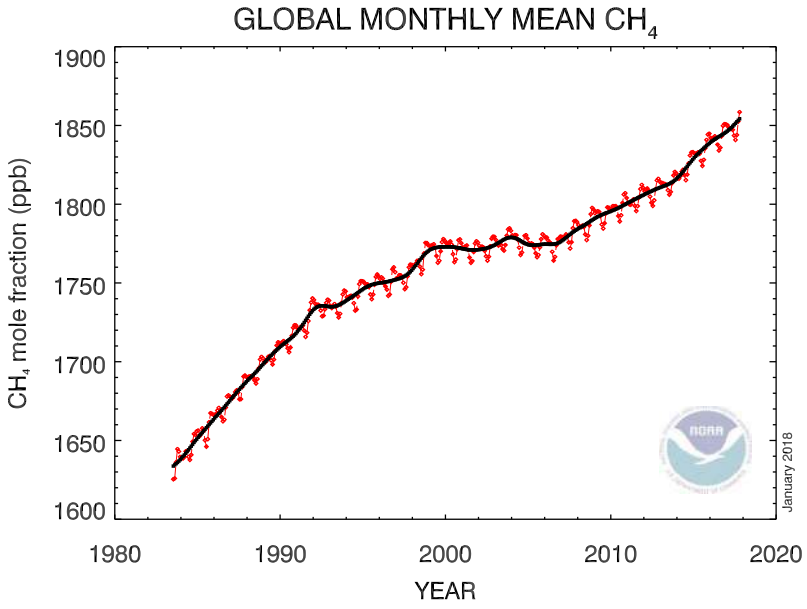


FIGURE 1.2 – Concentrations atmosphériques globales moyennes de méthane depuis 1983. La courbe rouge représente les moyennes mensuelles globales centrées au milieu de chaque mois. La courbe noire montre la tendance long-terme (calculée par une moyenne courante sur 12 mois) où le cycle saisonnier moyen est enlevé.

de charbon, industrie pétrolière et gazifère. Ces émissions anthropiques ont contribué d'environ $+0,5\ W.m^{-2}$ au forcage radiatif global entre l'ère pré-industrielle et 2005, alors que les sources naturelles sont restées relativement constantes au cours des 250 dernières années (Forster et al., 2013).
Concernant les puits de méthane, le plus important ($528\ TgCH4.an^{-1}$) est son oxidation chimique, ayant lieu dans la troposphère (Ciais et al., 2013). Le méthane réagit avec le radical hydroxyle ($OH^{\bullet}$) et, suivant une cascade de réactions intermédiaires, est finalement transformé en dioxyde de carbone ou en monoxyde de carbone (CO). Dans la troposphère, la durée de vie du méthane dépend donc de la concentration en radical hydroxyle et est estimée à 9.1 ± 0.9 ans (Prather et al., 2012). Le seul puits biologique connu de méthane atmosphérique a lieu dans les sols, en condition oxique, où des bactéries méthanotrophes oxydent ce dernier. Ces bactéries consomment entre 9 et 47 $TgCH4.an^{-1}$ (Curry, 2007; Dutaur and Verchot, 2007; Spahni et al., 2011; Ito and Inatomi, 2012).

Les concentrations atmosphériques de CH_4 et de CO_2 ont varié de façon synchrone avec les températures au cours des derniers 650.000 ans (Spahni et al., 2005). En périodes interglaciaires, ces concentrations étaient élevées tandis que les périodes gla-

ciaires correspondaient à de faibles concentrations. En l'état actuel des connaissances, une des explications les plus probables à cette oscillation synchrone est la variation des émissions venant des zones humides (van Huissteden, 2004). En effet, plusieurs études de modélisation ont essayé de reconstruire ces émissions, et ont montré que ces faibles concentrations atmosphériques de méthane durant le dernier maximum glaciaire ne peuvent être expliquées que par une diminution des sources jointe à une augmentation des puits dans ces régions (Valdes et al., 2005; Kaplan et al., 2006). Comprendre les échanges de méthane entre les surfaces terrestres et l'atmosphère est donc important du point de vue du budget radiatif et de la chimie de l'atmosphère. Les zones humides jouent un rôle clé dans dans les fluctuations des concentrations atmosphériques de méthane et sont donc de premier intérêt.

TABLE 1.1 – Répartition (en %) des sources globales de méthane, anthropiques et naturelles, sur la période 2000-2009

		Min.	Mean	Max.
Naturelles	Zones humides	26.1	32.0	41.9
	Géologiques (incl. océans)	4.8	8.	11.1
	Eau douce, lacs, rivières	1.2	5.9	10.8
	Animaux sauvages	2.2	2.2	2.2
	Termites	0.3	1.6	3.2
	Hydrates	0.3	0.8	1.3
	Feux, incendies	0.15	0.44	0.74
	Pergélisols	0.00	0.15	0.15
Anthropiques	Carburants fossiles	12.5	14.2	15.5
	Elevage (Ruminants)	12.8	13.1	13.9
	Décharge, ordures	9.9	11.1	13.3
	Riziculture	4.9	5.3	5.9
	Combustion de biomasse, bio-carburants	4.7	5.2	5.5

Ces estimations sont issues de modèles bottum-up, issus du dernier rapport IPCC 2013 (Ciais et al., 2013). La somme des émissions globales est de 678 [542 à 842]] $TgCH4.an^{-1}$

1.4 Zones humides, tourbières et pergélisols

1.4.1 Définitions

Les zones humides sont des zones saturées en eau ou inondées de manière permanente, saisonnière ou encore irrégulière. Ce terme reste cependant assez vaste, et recouvre une large variété d'écosystèmes : plaines d'inondation, marais et marécages, tourbières, lacs peu profonds. La distribution spatiale de ces zones humides est vaste :

du haut-Arctique aux tropiques, et des basses zones côtières aux hauts plateaux. Au cours de ces dernières décennies, plusieurs groupes de recherche ont compilé de nombreuses informations sur leur distribution et leur classification, dérivées majoritairement de données satellitaires (Matthews and Fung, 1987; Aselmann and Crutzen, 1989; Prigent et al., 2001; Lehner and Doell, 2004). Malgré tout, les cartes ainsi disponibles restent étonnamment incomplètes : les bases de données de zones humides sous-estiment l'étendue de ces écosystèmes de $44-55$ %, et certaines cartes dérivées de données satellitaires sous-estiment leur superficie de $77-98$ % (Frey and Smith, 2007). Les problèmes liés au contrôle de ces superficies sont d'une part dûs à leur saisonnalité, et leur nature inaccessible et/ou dispersée. Leur étude, sur le terrain ou par satellite, est ainsi difficile et coûteuse. Depuis une dizaine d'années, des approches multi-satellites semblent avoir résolu un certain nombre de ces problèmes et sont ainsi relativement fiables, en superficie comme en temporalité (Prigent et al., 2007; Frey and Smith, 2007). Bien que mieux contraintes, les incertitudes concernant les superficies des zones humides n'en restent pas moins importantes. Les superficies de zones humides simulées par les modèles participant au projet d'intercomparaison WETCHIMP (Melton et al., 2013) sont ainsi de $8.6 - 26.9 \times 10^6\ km^2$, et la littérature utilisée dans ce même projet rapporte des superficies de $4.3 - 12.9 \times 10^6\ km^2$. Ces incertitudes sur la superficie des zones humides pèsent ainsi sur les émissions simulées de méthane, évaluées entre 141 et 264 $TgCH4.an^{-1}$ par le projet WETCHIMP (Melton et al., 2013). Malgré tout, il est avéré que plus de la moitié des zones humides sont présentes dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord. De plus, les types de zones humides les plus communs dans les régions arctiques et boréales sont les tourbières (Aselmann and Crutzen, 1989).

Les tourbières sont un type particulier de zones humides, saturées en permanence. Comme pour ces dernières, le terme *tourbière* contient de nombreux sous-types d'écosystèmes, qui différent d'aprés la provenance de l'eau (stagnante ou issue de cours d'eau, ...), leur teneur en matière organique, ou encore leur acidité. La langue française n'a pas de mots spécifiques pour ces différences, contrairement à la langue anglaise (bog, fen, pocosins, mire,...). Dans ces écosystèmes, le taux d'accumulation de matière organique est majoritairement supérieur au taux de décomposition, ce qui en fait donc un important réservoir de carbone du sol. Le taux d'accumulation des tourbières dépend de la position du niveau hydrostatique, de la température du sol et de la production primaire nette (*net primary production*, ou NPP). Dans ces tourbières, les conditions anoxiques aboutissent à des décompositions lentes. Au-dela de 40°N, les tourbières recouvrent une étendue d'environ $3.2 \times 10^6\ km^2$, et on estime leur stock de carbone à $400 - 500$ PgC (Roulet, 2000). Au niveau du budget radiatif global, on estime leur effet sur le climat entre -0.2 et $-0.5\ W.m^{-2}$, soit un effet refroidissant : les effets de la séquestration surpassent les effets des émissions de méthane.

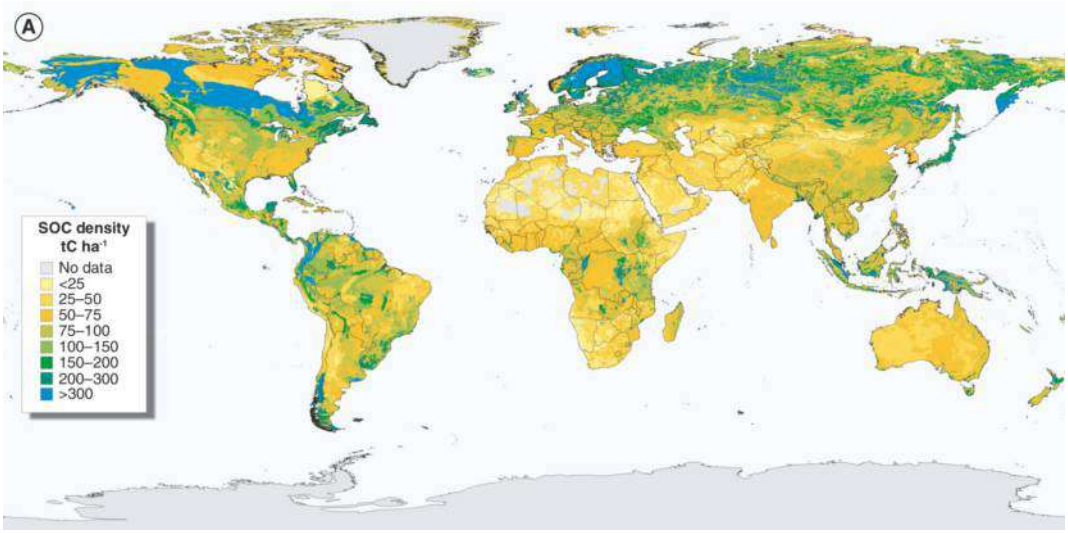
Les pergélisols, aussi appelés *permafrost*, constituent une autre source naturelle de méthane. Les pergélisols sont définis comme des sols dont la température se maintient en permanence sous 0 °C, pendant une période minimale de deux ans. Ces conditions

de gel inhibent les processus de décomposition de la matière organique (Smith, 2004; Zimov, 2006; Schirrmeister et al., 2011). Ainsi, les pergélisols sont particulièrement riches en matière organique, souvent ancienne, qui s'est accumulée au fil du temps. A l'échelle globale, les sols sont le plus grand réservoir de carbone terrestre : on estime actuellement à 2000 Pg ces stocks sur les deux premiers mètres (Shangguan et al., 2014). En particulier, les régions pergélisolées, pourtant minoritaires en superficie (environ 15% des surfaces terrestres, et jusqu'à 25 % en ne considérant que l'hémisphère Nord), représentent une grande fraction de ces stocks : entre 1400 et 1850 PgC d'aprés Tarnocai et al. (2009) et $1100 - 1500$ PgC d'aprés Hugelius et al. (2014), soit bien plus important que le réservoir atmosphérique de 730 PgC. La majeure partie est stockée sur les trois premiers mètres, et 272 Pg supplémentaires en profondeur dans les pergélisols profonds, comme par exemple le Yedoma (Hugelius et al., 2014). La dynamique de gel et de dégel dans ces régions est un des facteurs principaux expliquant la dynamique des flux de méthane observés, à la fois saisonniers comme interannuels. En effet, la plus grande partie du méthane émis du sol vers l'atmosphère provient de processus ayant lieu dans la couche de surface soumise au gel et au dégel saisonnier. Cette couche est appelée *couche active*.

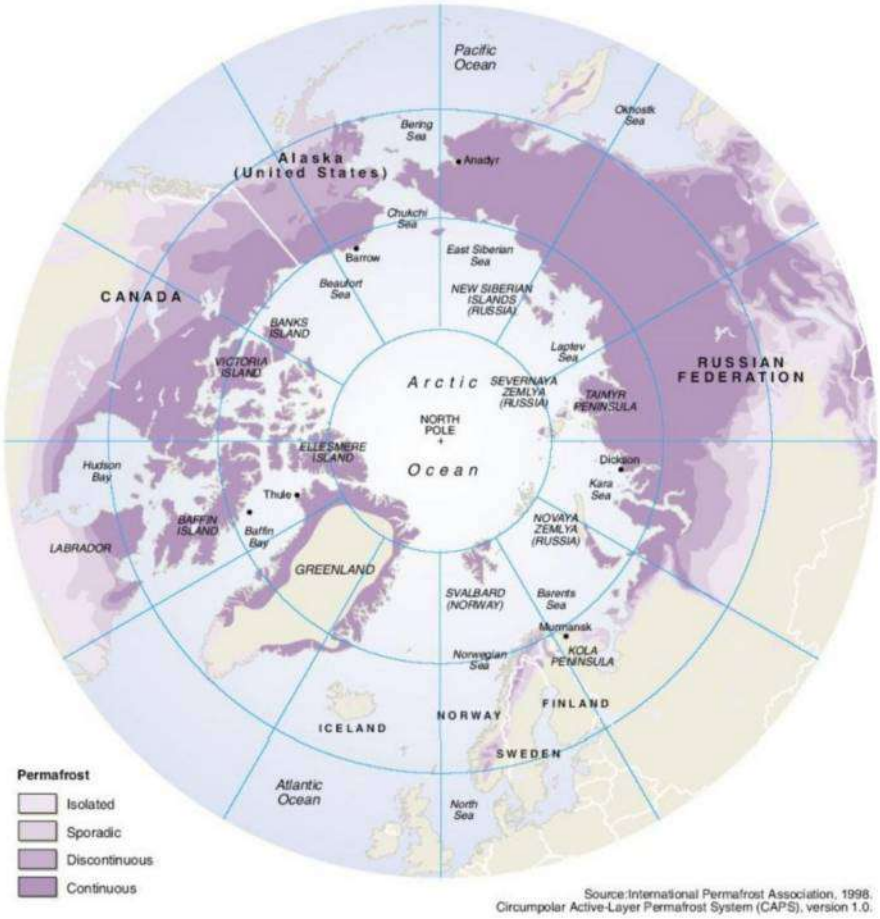
Les liens entre zones humides, tourbières et pergélisols sont importants, car ces derniers influent sur les propriétés hydrologiques et thermiques des sols. En effet, les sols gelés -en particulier quand ils sont riches en eau- contiennent de la glace. Cette eau gelée empêche l'eau liquide provenant des précipitations, de la fonte des neiges ou encore du ruissellement de surface de s'infiltrer par drainage dans les couches plus profondes du sol. Si, de surcroît, la topographie du terrain est suffisamment plate pour prévenir tout ruissellement , des conditions saturées voire inondées sont courantes dans les terrains pergélisolés. D'autre part, les tourbières et sols fortement organiques affectent aussi la dynamique des pergélisols par leurs propriétés thermiques particulières. Pour exemple, en Amérique du Nord, 36 % de la superficie totale des tourbières ont une base pergélisolée (Bridgham et al., 2006).

1.4.2 Processus responsables des émissions de méthane des zones humides et des pergélisols

Comme dit précédemment, les zones humides sont le principal contributeur des émissions de méthane naturelles. Historiquement, le méthane a d'ailleurs été découvert via ses émissions provenant des rives du Lac Majeur (Volta, 1778). Les émissions de méthane provenant des tourbières et, plus généralement, des zones humides sont le produit final de trois classes de processus : la production microbienne de méthane, l'oxydation microbienne de méthane, et le transport vers l'atmosphère. Ces émissions sont grandement déterminées par le climat qui influence à la fois la végétation et la NPP, et les processus de surface liés à la température et l'hydrologie du sol, et -dans le cas des pergélisols- de la profondeur de la couche active. La figure 1.4 schématise



(a)



(b)

FIGURE 1.3 – (a) Densité du carbone organique du sol (SOC) sur le premier mètre de profondeur (Scharlemann et al., 2014) (b) Localisation latitudinale des pergélisols (Schuur et al., 2008)

ces différents processus pour une zone humide non pergélisolée, et ces processus ont également lieu dans la couche active des pergélisols.

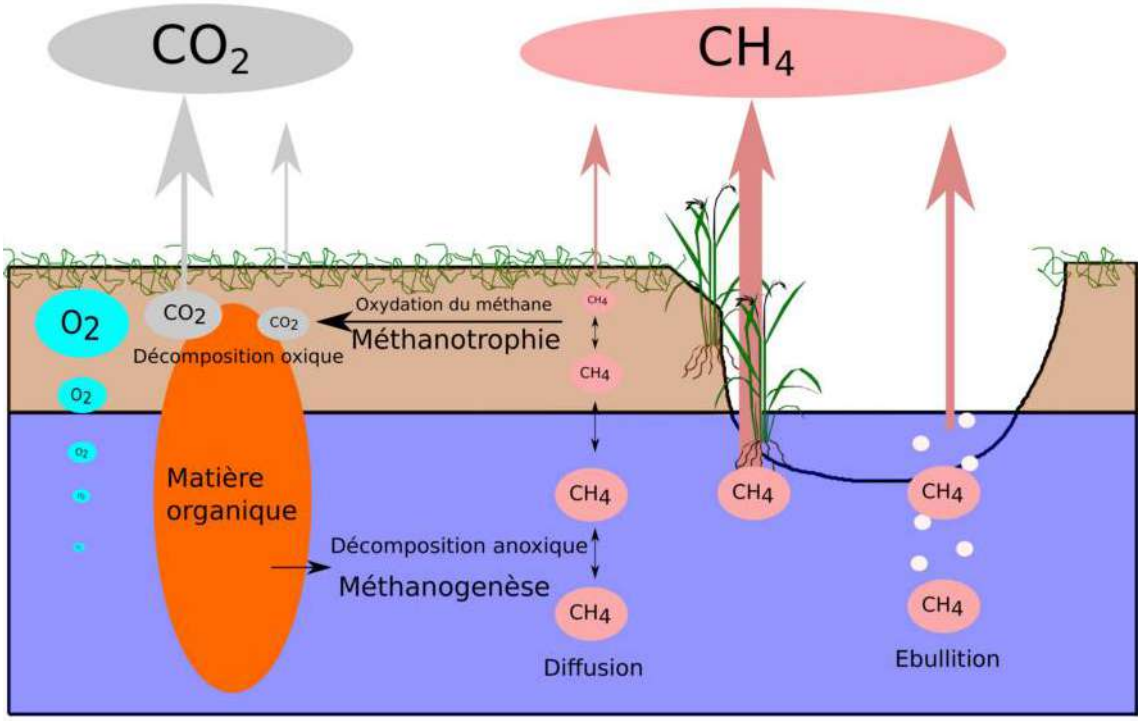


FIGURE 1.4 – Représentation schématique des processus biogéochimiques de production et de méthane, et des mécanismes d'échanges de gaz entre le sol et l'atmosphère sur une zone humide.

Production de méthane à partir de matière organique Le méthane est l'un des produits terminaux de la dégradation de la matière organique par des processus biochimiques. Il est généralement produit par des archées méthanogènes en conditions anaérobies ; bien que de récentes études montrent la possibilité d'une méthanogenèse en condition aérobie (Serrano-Silva et al., 2014). Certains types de méthanogènes peuvent également exister dans des environnements oxiques, mais sont en état de dormance jusqu'à établissement de conditions anoxiques. Le méthane est donc majoritairement produit sous la profondeur de pénétration de l'oxygène dans le sol, qui est trés corrélée avec le niveau hydrostatique (*water table*). Le substrat organique préférentiellement décomposé par les méthanogènes est un mélange de matières carbonées, dérivées de la décomposition des exudats des racines et litière. Il faut noter que l'ensemble du processus méthanogénique est complexe, et fait intervenir une suite de différents processus biogéochimiques : hydrolyse, transformation du substrat en une suite de composés intermédiaires précurseurs du méthane, etc. D'autre part, plusieurs voies métaboliques différentes sont responsables de la production du méthane selon le type de substrat

(Conrad, 2007). Conséquemment, il n'existe pas d'équation de réaction chimique unique ou simplifiée rendant compte du processus de méthanogenèse, et le lecteur intéressé pourra consulter Conrad (2007); Billard (2016). Au cours de cette thèse, on considérera la méthanogenèse comme une simple transformation de la matière organique en condition anaérobique, comme le font la trés grande majorité des travaux de modélisation existant.

Oxydation du méthane dans le sol L'oxydation biologique du méthane en condition aérobie, appelée méthanotrophie, est réalisée par des bactéries méthanotrophes. Cette méthanotrophie permet l'utilisation du méthane comme source de carbone et d'énergie. Comme pour la méthanogenèse, le processus d'oxydation du méthane est complexe et fait intervenir 4 étapes successives durant lesquelles le méthane est transformé en méthanol (CH_3OH), puis en formaldéhyde (CH_2O), en formiate ($HCOOH$), et finalement en dioxyde de carbone. L'équation simplifiée, ne faisant pas apparaitre ces transformations, s'écrit comme :

$$CH_4 + 2O_2 \longrightarrow CO_2 + 2H_2O$$

De même que pour la méthanogenèse, on dénombre différentes voies métaboliques pour la méthanotrophie, se distinguant par différentes voies d'assimilation du formaldéhyde. Une description biogéchimique détaillée des processus sous-jacents est donnée dans Billard (2016).
Une fois le méthane produit dans la colonne de sol, on dénombre trois principaux processus de transport du sol vers l'atmosphère : la diffusion, l'ébullition et le transport par les plantes et les racines .

Diffusion dans le sol La diffusion est le processus de migration d'une espéce chimique, transportée via des chocs aléatoires de molécules (Crank, 1975). Cette diffusion moléculaire tend à uniformiser le profil de gaz dans le sol : le gaz est en effet transporté des régions aux concentrations les plus fortes vers les régions de faible concentration. La vitesse de la diffusion dépend de l'espèce chimique considérée, de la température, de la pression, mais aussi du milieu dans lequel s'effectue ce transport : en milieu aqueux, la diffusion est quatre ordres de grandeur plus lente qu'en milieu gazeux. Des trois processus de transport de méthane vers l'atmosphère, il s'agit du plus lent.

Ebullition Si la concentration de gaz dans l'eau liquide dépasse un certain seuil, il est possible que des bulles se créent. Ces bulles sont transportées vers le haut par ébullition. Ce processus peut transporter d'importantes quantités de méthane en peu de temps, et est par essence discontinu. La physique derrière la formation des bulles et leur transport en milieu poreux est complexe.

Transport par les plantes et racines Les plantes des zones humides se sont adaptées aux conditions saturées en développant des *aerenchymes*, qui sont des canaux remplis d'air dans le tissu végétal. Ces canaux sont destinés à transporter du dioxygène vers les racines et la rhizosphère, mais permettent aussi le transport du méthane et du dioxyde de carbone de la zone racinaire versl'atmosphère.

La production, l'oxydation et le transport du méthane dans le sol sont influencés par de nombreux facteurs environnementaux et biotiques. Ces processus sont incertains, et de nombreuses rétroactions entre ces derniers peuvent survenir comme nous le verrons par la suite.

1.4.3 Mesures et observations des flux de méthane

Les flux de méthane provenant des zones humides sont mesurés majoritairement selon deux types de méthode : par tour de flux, et par chambres de flux statiques.
A l'échelle de la parcelle, les tours de flux mesurent les échanges turbulents entre le sol et l'atmosphère. Ces tours échantillonnent à haute de fréquence des données de vent et de différentes grandeurs scalaires, comme la concentration de méthane dans les couches limites turbulentes atmosphériques. Les flux verticaux de méthane sont ensuite déterminés par méthode de covariance des turbulences (Foken et al., 2012).
Les chambres statiques sont abondamment utilisées pour mesurer directement les échanges de méthane et de dioxyde de carbone à l'interface sol/atmosphère pour différents écosystèmes. Schématiquement, il s'agit d'une boite placée à la surface du sol, ouverte en sa base, qui pendant un court intervalle de temps mesure les changements de concentration à l'intérieur. A la fin de chaque mesure, le couvercle de la chambre statique s'ouvre brièvement afin de revenir en condition d'équilibre avec l'atmosphère. Les séries temporelles résultantes sont ensuite traitées pour estimer les flux là ou la chambre est installée. On utilise souvent une régression polynomiale du premier-ordre, linéaire, bien que cette hypothèse soit en partie critiquable (Pirk et al., 2016a). Ce type de mesure point-par-point à l'avantage d'être particulèrement précis : la zone étudiée est spatialement bien plus restreinte que la méthode de covariance des turbulences. Cette précision spatiale peut cependant s'avérer problématique : les émissions de méthane peuvent être trés différentes entre deux points proches de quelques mètres à cause de variations microtopographiques (Pirk et al., 2017), et un point de mesure particulier ne sera pas forcément représentatif de la zone d'intérêt. Il est donc recommandé d'utiliser plusieurs chambres closes en parallèle pour l'étude d'un système particulier.

Concernant les concentrations atmosphériques de méthane, il existe de nombreuses méthodes d'observations. Ces concentrations peuvent être utilisées pour déduire les échanges de méthane entre surface et atmosphère (voir section 1.5), mais elles ne sont pas le sujet principal de cette thèse. Aussi on se limitera à nommer les principales méthode : observations atmosphériques directes des profils verticaux (aéronefs, ballon-

sondes), télédétection infrarouge, ou encore par produits satellitaires majoritairement basés sur spectrométrie infrarouge qui se sont multipliés ces dernières années. Pour plus de détails, le lecteur pourra se référer à Kirschke et al. (2013); Saunois et al. (2016).

1.4.4 Rétroactions potentielles des émissions boréales et arctiques de méthane sur le climat

Tant que les pergélisols restent gelés, la matière organique qu'ils contiennent reste inerte et ne peut être décomposée. Dans le contexte de changement climatique global, les pergélisols ne restent cependant pas inertes et leur dégradation est déja un fait avéré. Ces écosystèmes sont ainsi tributaires des conditions climatiques, mais peuvent aussi influencer le climat à travers de nombreuses rétroactions :

i Le dégel des pergélisols a pour conséquence d'augmenter la profondeur de la couche active. La matière organique précédemment gelée devient alors mobilisable pour être décomposée, produisant ainsi des gaz à effet de serre (majoritairement CO_2 et CH_4 , selon que la décomposition se fasse en milieu oxique ou anoxique). Ceci est une rétroaction positive, résultant en un effet net réchauffant.

ii Le réchauffement et l'augmentation de la profondeur de la couche active qui s'en suit peut favoriser le développement de la végétation sous forme d'arbustes et de buissons, diminuant ainsi l'albedo et augmentant l'absorption de rayonnement solaire entrant. L'augmentation des températures locales qui en résulterait aboutirait à un approfondissement de la couche active, résultant également en un effet net réchauffant.

iii Cette plus grande abondance de végétation peut également augmenter l'absorption nette de CO_2 par cette dernière. Ceci est une rétroaction négative,résultant en un effet net refroidissant.

iv Des plus grandes températures du sol peuvent aboutir à des vitesses de décomposition plus rapides, aboutissant à une production accrue de gaz à effet de serre, contribuant ainsi encore plus au réchauffement climatique.

v Le dégel des pergélisols peut également entrainer des conditions plus sèches, augmentant ainsi la probabilité d'incendies. Cette fréquence accrue de feux relacherait du CO_2, accroissant ainsi le réchauffement.

Des estimations actuelles évaluent entre 160 et 290 PgC de carbone la quantité éventuelle relachée dans l'atmosphère sous forme de CO_2 ou CH_4 suite au dégel du pergélisol et la minéralisation microbienne résultante. Cela représente une des rétroactions potentielles les plus importantes sur le climat, et a été décrite comme une "bombe à retardement" lors de la conférence de Doha de 2012. Cependant, ces estimations sont sujettes à de grandes incertitudes. D'une part, l'évolution du régime thermique du pergélisol n'est pas entièrement comprise et déterminée. D'autre part, le devenir de ces stocks de carbone fait intervenir de nombreux processus physiques, chimiques et biologiques qui sont complexes et entremêlés.

Il a été envisagé que les émissions de méthane des zones humides septentrionales peuvent augmenter drastiquement au cours du 21°siècle : sous certains scénarios, les augmentations de températures dans ces régions pourraient atteindre les 5 °C. Ces augmentations des émissions peuvent survenir soit via un effect direct des températures sur la production de méthane, soit de manière indirecte via le dégel des pergélisols induisant des changements sur la végétation et l'hydrologie de ces sols, donc la production de méthane. Par exemple, Koven et al. (2015) estiment une augmentation des émissions de méthane de +35 % sous le scénario RCP8.5 (correspondant à un forçage radiatif additionnel de 8.5 $W.m^{-2}$) entre 2010 et 2100, ce qui correspondrait approximativement à une augmentation de 10 à 27 % de forçage en gaz à effet de serre. La revue de Schuur et al. (2015) estime qu'à l'horizon 2100, 2.3 % des émissions de carbone issues du dégel du pergélisol se feront sous la forme de CH_4, le reste sous forme de CO_2. Par rapport à 100 % d'émissions sous forme de CO_2, cette répartition estimée provoquerait un réchauffement additionnel de 35 à 48 %.

En résumé, dans un contexte de changement climatique, les stocks de carbone actuellement inertes des pergélisols ont ainsi un rôle critique à jouer dans les rétroactions terrestres si ils deviennent mobilisables. Les émissions de méthane liées ont le potentiel d'accroitre encore le réchauffement climatique, créant de fait une boucle de rétroaction positive (Schaefer et al., 2014; Schuur et al., 2015; MacDougall et al., 2012; Burke et al., 2012, 2013; Schneider Von Deimling et al., 2015).

L'amplitude et la temporalité de ces flux de carbone restent cependant hautement incertaines, d'une part à cause d'observations encore incomplètes, d'autre part parce que la modélisation des processus associés est encore à améliorer (Saunois et al., 2016). Vu la complexité et la diversité de ces mécanismes, la modélisation numérique est un outil nécessaire.

1.5 Modèlisation des émissions naturelles de méthane

Il existe deux grandes catégories de modèles conçus pour simuler les émissions de méthane. Les modèles dits *bottom-up* représentent de manière mécaniste les processus responsables des émissions de méthane, tandis que les modèles *top-down* résolvent des problèmes inverses en utilisant l'observation des concentrations atmosphèriques et des modèles de transport-réaction pour remonter aux sources d'émissions. Ces deux grandes familles ont chacun leur spécificité : les modèles top-down ne représentent pas les processus biogéochimiques responsables des émissions de méthane, et ne dépendent donc pas des incertitudes pesant sur la représentation mathématique de ces processus. Cependant, ils restent limités par construction dans la prédiction des futures émissions car ils prennent en entrée la concentration atmosphérique. Inversement, les modèles bottom-up peuvent directement être comparés à des mesures de terrain et des expériences sur sites. Leur approche mécanistique permet également une compréhension détaillée des

processus mis en oeuvre, leurs interactions et surtout les effets du climat et des facteurs environnementaux sur les émissions de méthane à travers des expériences de sensibilité et des simulations forcées par des scénarios futurs. Ces différentes approches peuvent cependant se compléter l'une et l'autre : les modèles top-down pouvent aider à mieux contraindre les résultats des modèles bottom-up lorsqu'ils sont utilisés sur des grandes échelles spatiales.

1.5.1 Quelques modèles de processus

Au cours des deux dernières décénnies, plusieurs modèles bottom-up de méthane de différentes complexités ont vu le jour. J'en présenterai certains içi, jugés parmi les plus représentatifs. Cette section ne se veut pas exhaustive, et a pour but d'illustrer d'un point de vue chronologique l'évolution des principaux modèles de méthane. Notez également que certains des modèles présentés sont inclus dans des modèles de surface continentale, notion abordée lors du prochain chapitre. Pour plus de détails sur les modèles de processus qui se sont multipliés ces dernières années, le lecteur pourra se référer à la revue détaillée de Xu et al. (2015).

Cao Cao et al. (1996) ont proposé le premier modèle représentant, certes très partiellement, des processus responsables des émissions de méthane. Ce modèle est intégré dans le Terrestrial Ecosystem Model (Raich et al., 1991; McGuire et al., 1992), simulant quatre réservoirs de carbone sous différentes formes : le carbone présent dans la végétation vivante, le carbone du sol, le carbone décomposé et le méthane. Les données d'entrée nécessaires sont les variables climatiques, la distribution de la végétation et les caractéristiques du sol. La localisation des zones humides et le degré d'inondation sont dérivés de Matthews and Fung (1987). Pour les zones inondées, le niveau d'eau est fixé à 10 cm au dessus de la surface du sol.

i *Allocation du carbone décomposable par méthanogenèse*
La productivité primaire nette (*Net Primary Production*, ou NPP) est estimée par le Terrestrial Ecosystem Model et est allouée au réservoir de végétation. Par mortalité, une fraction du réservoir de végétation est apportée dans le réservoir de carbone dans le sol. La décomposition de celui-ci produit du CO_2 qui est directement émis vers l'atmosphère, et du CH_4 qui sera en partie oxydé.

ii *Production de méthane*
La fraction de carbone décomposé (SOMD) transformée en méthane dépend de la température, du niveau hydrostatique et d'un facteur empirique fixé à 0.47 :

$$R_{prod} = 0.47\text{SOMD} f_{\text{WTP}}(\text{WTP}) f_{\text{soil}}(T_{\text{soil}}) \tag{1.3}$$

avec R_{prod} la production de méthane (gC m^{-2} mois^{-1}), WTP la position du niveau hydrostatique (Water Table Position), et T_{soil} la température du sol. L'effet

de la WTP est basé sur une relation empirique issue de Roulet et al. (1992), et définie par $f_{WTP}(WTP) = 0.383e^{0.00965WTP}$. L'influence de la température sur l'activité microbienne est modélisée par une fonction classique en Q_{10}, décrivant l'augmentation de l'activité microbienne pour une augmentation de température de 10°C. La production de méthane n'est activée qu'en saison humide et en saison de dégel. La saison humide est définie comme les mois ou les précipitations excèdent l'évapotranspiration, la saison de dégel est déterminée par la température de l'air.

iii *Oxydation de méthane*
L'oxydation est fixée à un minimum de 60 % de la production, et augmente avec la production primare brute (*Gross Primary Production*, ou GPP) pour atteindre un maximum de 90 %.

iv *Transport du méthane du sol vers l'atmosphère* Les différents transports ne sont pas simulés par le modèle de Cao : les émissions de méthane sont la différence entre la production et l'oxydation.

v *Evaluation, application*
Pour sept différents types de zones humides, les émissions de méthane simulées sont en partie en accord avec la littérature. A l'échelle globale, ce modèle simule des émissions annuelles de méthane de 92 Tg CH_4 yr^{-1}, ce qui apparait sous-estimé au vu des dernières estimations, de l'ordre de 180 Tg CH_4 yr^{-1} en moyenne lors des deux dernières décénnies(Kirschke et al., 2013; Saunois et al., 2016).

Dans le modèle de Cao et al. (1996), un grand nombre de paramétrisations empiriques sont utilisées, comme la méthanotrophie ou encore l'effet de la WTP. Cette dernière est critiquable (Granberg et al., 1997) car elle réduit fortement la production au dessous d'un niveau hydrostatique de 10cm, ce qui peut expliquer la sous-estimation des flux résultants.
D'autre part, les taux d'oxydation du méthane utilisés dans ce modèle sont basés sur des rizières. Ces écosystèmes ont de trés fortes capacités oxydantes comparés aux zones humides naturelles et, bien que l'on puisse trouver dans ces dernières des taux d'oxydation de cet ordre, la valeur de 60 % n'est pas représentative de l'ensemble des zones humides et le modèle peut sous-estimer les émissions de méthane.
L'avantage certain de ce modèle est cependant le petit nombre de variables d'entrée, et sa relative simplicité. De fait, il a été largement utilisé dans de nombreuses études.

Walter Ce modèle a été décrit et publié brièvement aprés celui de Cao (Walter et al., 1996). Une étude sur cinq différents sites a suivi (Walter and Heimann, 2000), ainsi qu'une application globale (Walter et al., 2001a,b). La représentation de nombreux processus tels la méthanotrophie ou encore le transport par les plantes ont substantiellement changé entre les trois versions publiées du modèle, et la description de ce modèle est ici basée sur Walter et al. (2001a). C'est historiquement le premier modèle de méthane optant pour une approche multi-couche, permettant de décrire la diffusion du méthane dans le sol ainsi que son oxydation. Ce modèle distingue explicitement les

zones de production et d'oxydation en fonction de la WTP. Ce cadre a été utilisé extensivement par les modèles de processus développés ultérieurement, et critiqué récemment (Yang et al., 2017).
Ce modèle utilise les réanalyses de l'European Centre for Medium-Range Weather Forecasting (ECMWF) pour les précipitations et les températures du sol (Gibson et al., 1997). La NPP est simulée via le modèle global du cycle du carbone terrestre Biosphere-Energy Transfer and Hydrology (BETHY) (Knorr and Heimann, 2001). La distribution des zones humides est issue de Matthews and Fung (1987) et les variations de la WTP sont simulées par le modèle hydrologique décrit dans Walter et al. (2001a).

i *Allocation du carbone décomposable par méthanogenèse*
Ce modèle ne simule pas des réservoirs de carbone.

ii *Production de méthane*
La production de méthane R_{prod} (μMol.L^{-1}) est calculée dans chaque couche du modèle au dessous de la WTP par :

$$R_{prod} = R_0 f_{NPP}(NPP) 6^{(T_{\text{soil}}(t) - T_{\text{mean}})/10} \tag{1.4}$$

avec T_{mean} la température annuelle moyenne. Le paramètre R_0 a été ajusté pour chaque site étudié. La fonction $f_{NPP}(NPP)$ décrit la disponibilité saisonnière de matière organique, en fonction de la valeur maximale annuelle de la NPP. Cette fonction n'est donc pas reliée aux stocks de carbone du sol. Implicitement, cette formulation est donc valide sous l'hypothèse d'équilibre de la végétation

iii *Oxydation de méthane*
L'oxydation du méthane se produit dans les couches du modèle au dessus de la WTP. Cette oxydation est modélisée par une équation de Michaelis-Menten, avec des coefficients spécifiques pour chaque site étudié. Cette équation sera détaillée dans le chapitre 3, section 3.2.2.2.

iv *Transport du méthane du sol vers l'atmosphère*
Les trois transports sont modélisés de manière mécaniste. La diffusion des gaz est basée sur la loi de Fick. L'ébullition est calculée dans chaque couche en dessous de la WTP comme un processus à seuil, influencé par la végétation. Quand la concentration de méthane excède ce seuil, le surplus est directement relaché dans l'atmosphère. Le transport par les plantes dépend de la fraction racinaire dans chaque couche, la concentration de méthane, l'état de croissance des plantes et un facteur T_{veg} décrivant la "force" du transport, fixé entre 0 et 15 selon les sites. Ce facteur est entièrement empirique : il n'y a pas de raisons physiques ou physiologiques expliquant sa plage de variation. La moitié du méthane transporté par les aerenchymes est oxydé.

v *Evaluation, application*
Ce modèle a été testé et validé sur 5 sites différents qui sont des zones humides sans pergélisol,du Panama à la Finlande et l'Alaska (Walter and Heimann, 2000).

Certains paramètres clés, comme R_0, la vitesse maximale de méthanotrophie, la profondeur du sol, la profondeur des racines ou T_{veg}, sont réglés pour chaque site. Le modèle a ensuite été testé à l'échelle globale (Walter et al., 2001a), donnant des flux annuels de 260 $TgCH4.an^{-1}$ pour la période 1982-1993, soit environ trois fois plus que les estimations de Cao et al. (1996) et au delà des estimations actuelles (Kirschke et al., 2013; Saunois et al., 2016).

Potter Ce modèle est intégré dans le modèle de biosphère NASA-Carnegie-Ames-Stanford (CASA) (Potter, 1997; Potter and Klooster, 1997). Initiallement, le modèle CASA est un modèle *upland*, i.e. conçu pour les zones non-humides. Il a été modifié pour simuler la température du sol, la WTP, la production de méthane et de dioxyde de carbone et le transport de méthane. En plus des forçages climatiques, ce modèle prend en entrée le NDVI (Normalised Difference Vegetation Index), dérivé du AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) pour simuler la NPP. Cette approche satellitaire restreint les applications du modèle aux conditions actuelles, mais a l'avantage d'être plus robuste que les modèles se basant sur des distributions de végétations potentielles et/ou simulées.

i *Allocation du carbone décomposable par méthanogenèse*
Un sous-modèle simule la NPP, la décomposition oxique et la production de méthane, en utilisant en entrée les données de NDVI. Le taux de décomposition est réduit en conditions saturées en eau, suivant des relations empiriques entre la fraction d'eau et les temps de turnover de la matière organique. Ce modèle fait la distinction entre différentes qualités de litière (par exemple entre celles issues de tourbières et de prairies) en faisant varier le rapport carbone/azote, influencant les temps de décomposition. La dépendance à la température est là-aussi modélisée par une relation en Q_{10}.

ii *Production de méthane*
La WTP gouverne le ratio entre production de dioxyde de carbone et production de méthane. Ce ratio varie de manière logarithmique, prenant une valeur de 10 pour une WTP de 20cm au dessus de la surface du sol et une valeur de 10.000 pour une WTP de 20cm au dessous de la surface. On note que ce ratio maximal semble être plus fort que ceux reportés par Segers (1998).

iii *Oxydation de méthane*
Les informations données dans Potter (1997) ne sont pas entièrement claires : "The relationship between the water table position and potential oxydation [...] controls fractional daily methane emissions by the diffusion pathway." On peut le comprendre comme étant une fraction du méthane transportée par diffusion qui est oxydée, ce ratio dépendant de la WTP.

iv *Transport du méthane du sol vers l'atmosphère* L'ébullition est liée à la pression hydrostatique. Quand la WTP tombe en dessous de 1 cm pour au moins quatre jours consécutifs, la totalité du méthane produit est transporté vers l'atmosphère par ébullition. Le transport par les plantes dépend du type de végétation, et le

mécanisme exact n'est pas reporté. De même, le mécanisme de diffusion n'est pas décrit précisément.

v *Evaluation, application*
Le modèle CASA étendu aux zones humides a été testé sur un site en Alaska, où la WTP, les températures du sol et les flux de méthane sur deux ans sont disponibles (Potter, 1997). Des comparaisons ultérieures ont été menées sur une tourbière et une forêt boréale au Canada faisant partie du réseau BOREAS (Boreal Ecosystem-Atmosphere Study) dans Potter et al. (2001).

Zhuang Zhuang et al. (2004) ont couplé une version légèrement modifiée du modèle de Walter à une version améliorée du Terrestrial Ecosystem Model, utilisée précédemment par Cao et al. (1996) pour simuler les flux de méthane dans les hautes latitudes. Par rapport aux travaux de modélisations précédents, ce modèle se distingue par la considération des pergélisols et les effets des processus de gel et de dégel sur les émissions de méthane.

i *Allocation du carbone décomposable par méthanogenèse*
Ce modèle ne simule pas des réservoirs de carbone.

ii *Production de méthane*
La production de méthane suit le modèle de Walter. L'équation 1.4 est étendue par l'ajout de fonctions prenant en compte les effets du pH et du potentiel redox. Le pH autorise la méthanogenèse entre des valeurs de 5.5 et 9, avec une méthanogenèse optimale pour un pH de 7.5. Le potentiel redox limite la méthanogenèse en dessous de -100 mV. Ce potentiel est calculé dans chaque couche du modèle d'aprés la fraction racinaire, la fraction de pores saturées en eau et la WTP, suivant Segers and Kengen (1998); Zhang et al. (2002).

iii *Oxydation de méthane*
La méthanotrophie suit le modèle de Walter, avec l'ajout d'une dépendance au potentiel redox. L'oxydation commence à -200 mV et croit linéairement jusqu'à atteindre sa valeur maximale à 200 mV.

iv *Transport du méthane du sol vers l'atmosphère*
La seule différence avec le modèle de Walter est que la fraction de méthane oxydée pendant le transport par les plantes est fixée à 40 % au lieu de 50 %.

v *Evaluation, application*
Ce modèle a été évalué sur une tourbière du Canada du réseau BOREAS, et un site de toundra à Fairbanks, Alaska. Ces sites ont été utilisés pour déterminer les paramètres minimisant l'erreur quadratique moyenne. Avec ces paramètres, le modèle a été appliqué à la région circumpolaire, avec des émissions de méthane de 57.3 $TgCH4.an^{-1}$.

Malgré ses avancées incontestables dues à la prise en compte des effets de surface tels que la profondeur de la couche active, ce modèle utilise les mêmes relations empiriques de Walter liant la NPP et la production de méthane, et ne modélise donc

pas explicitement la disponibilité du substrat. Son application est de plus limitée aux conditions actuelles, car la distribution de la végétation est prescrite par le Terrestrial Ecosystem Model. Un autre point de questionnement est sa dépendance au pH, qui supprime de fait la production de méthane dans les marais et tourbières, ces dernières ayant usuellement un pH en dessous de 5.5 (Siegel, 1988).

Khvorostyanov Le modèle de Khvorostyanov et al. (2008a) a été spécifiquement conçu pour étudier le complexe du Yedoma et son devenir. C'est également le premier modèle prenant en compte la production microbienne de chaleur lors des processus de décomposition de matière organique et d'oxydation de méthane. On note également que Khvorostyanov et al. (2008a) modélise la concentration de dioxygène dans le sol qui impacte la production de méthane.

i *Allocation du carbone décomposable par méthanogenèse*
Le modèle simule trois réservoirs de carbone sous-terrain. Le stock total de carbone et sa distribution entre les trois réservoirs est prescrite a priori.

ii *Production de méthane*
Le substrat pour la méthanogenèse est le réservoir de carbone le plus labile. La production de méthane est influencée par la température, et cette dépendance en température suit une fonction empirique, linéaire par morceaux. L'humidité du sol n'influe pas la production de méthane, le seul facteur limitant étant le dioxygène.

iii *Oxydation de méthane*
L'oxydation du méthane n'a lieu que pour des températures positives, et est limitée par la quantité d'oxygène disponible. Contrairement à Walter et al. (1996), la méthanotrophie est modélisée par une équation différentielle du premier ordre et non par une réaction de Michaelis-Menten.

iv *Transport du méthane du sol vers l'atmosphère*
Le transport par les plantes suit la paramétrisation de Walter and Heimann (2000). L'ebullition est modélisée par une advection à seuil. Concernant la représentation et la diffusion des gaz, c'est un des premiers modèles de méthane considérant deux phases : aqueuses et gazeuses. La diffusion s'effectue en parallèle entre ces deux phases, supposées à l'équilibre.

v *Evaluation, application*
Ce modèle a été évalué sur une station de Sibérie, Cherskii, sur une période de 3 mois. Il a ensuite été utilisé pour des simulations en climat futur, majoritairement pour étudier le devenir des stocks de carbone profonds.

Wania Wania et al. (2010) proposent le premier modèle de processus couplé à un modèle global de végétation dynamique. En plus d'une végétation dynamique, ce modèle prend également en compte l'hydrologie des tourbières et la dynamique des pergélisols. Ce modèle calcule également les concentrations de dioxygène dans le sol, utilisées ensuite pour calculer l'oxydation du méthane.

i *Allocation du carbone décomposable par méthanogenèse*
Dans chaque couche du modèle est présent un réservoir de matière organique, potentiellement décomposable. Il n'est cependant pas clair si ces derniers sont effectivement calculés par le modèle ou si ils sont fixés en amont.

ii *Production de méthane*
De même que pour Potter (1997), ce modèle introduit un ratio entre production de méthane et de dioxyde de carbone. La décomposition est influencée par la température et l'humidité du sol, mais les équations régissant le modèle ne sont pas explicitement décrites : "The moisture response is chosen so that the decomposition rate is reduced under inundation and its value was determined by a parameter fitting exercise" (Wania et al., 2010). La dépendance en humidité est ici représentée par une simple valeur scalaire, dont le sens n'est pas clairement explicité. Bien que diagnostiqué, le dioxygène n'intervient pas dans le processus.

iii *Oxydation de méthane*
La méthanotrophie utilise une fraction du dioxygène du sol, calculé par le modèle. Cette fraction est également fixée par ajustement de paramètre. Suivant cette fraction de dioxygène disponible et avec une balance stochiométrique de deux moles de dioxygène pour chaque mole de méthane oxydé, le méthane est entièrement oxydé si il y a suffisamment d'O_2. Inversement, tout le dioxygène est utilisé si il y'a un excès de méthane. Cette méthode semble critiquable : la fraction de dioxygène mobilisable est purement empirique, et le modèle ne tient pas compte de la vitesse de réaction de la méthanotrophie, optant pour une oxydation "instantanée".

iv *Transport du méthane du sol vers l'atmosphère*
La diffusion suit dans le sol la loi de Fick, avec des diffusivités dépendantes de la température. Le profil vertical des coefficients de diffusion présente une discontinuité quand le contenu en eau atteint 95%, passant d'une fonction de la diffusivité dans l'air à la diffusivité dans l'eau. Le transport par les plantes ne concerne que le méthane et le dioxyde de carbone, et se base sur une représentation physique de nombreux paramètres liés à la plante, tels que le diamètre et la porosité des tiges et racines. L'ebullition est modélisée comme un processus à seuil, instantané, et dépendant de la température.

v *Evaluation, application*
Ce modèle a été évalué sur 7 zones humides, de la Chine au nord de la Suède. Parmi ces 7 sites, un seul est pergélisolé. Les paramétres du modèle ont été spécifiés pour chaque site. Ce modèle a été également utilisé dans le programme WETCHIMP (Wetland CH_4 InterComparison of Models Project) (Melton et al., 2013) sur les zones extratropicales (> 35 °N). Parmi les différents modèles utilisés lors de ce programme, c'est celui simulant le moins d'émissions de méthane.

Tang et Riley Ce modèle d'émissions de méthane est intégré au modèle de surface Community Land Model (CLM4). Plusieurs versions de ce modèle existent, de différentes complexité selon les types d'application (sur site, régionale, ou globale) et

selon qu'il soit couplé ou non avec un module d'hydrologie calculant les inondations saisonnières. Intialement décrit par Riley et al. (2011) dans un but de modéliser des émissions de méthane locales et régionales, des modifications conséquentes ont été apportées à ce modèle pour prendre en compte de nombreux autres traceurs dans le sol, comme par exemple le diazote N_2 (Tang et al., 2013; Tang and Riley, 2014).

1. *Allocation du carbone décomposable par méthanogenèse*
   Ce modèle d'émissions de méthane ne prend pas en entrée les réservoirs simulés par le modèle, mais une estimation de la respiration hétérotrophique. Cette respiration hétérotrophique est calculée en amont, via un modèle de carbone du sol. Dans la version utilisée par (Riley et al., 2011), les réservoirs de carbone du sol ne sont pas discrétisés verticalement.
2. *Production de méthane*
   De même que pour Potter (1997); Wania et al. (2010), ce modèle considère la production potentielle de méthane comme un ratio de la production de dioxyde de carbone via respiration hétérotrophe. Bien que calculée d'aprés un modèle de carbone bulk, la respiration hétérotrophe est répartie sur la verticale de manière empirique : 50% sont associés à la zone racinaire, le reste est équiréparti sur les 28 premiers centimètres de sol. Dans la partie du sol saturée en eau, au dessous de la WTP, la production de méthane est égale à 20% de cette production "fictive" de CO_2, pondérée par des fonctions de dépendance à la température, au pH, au potentiel redox et à la fraction d'inondation saisonnière.
3. *Oxydation de méthane*
   La méthanotrophie suit l'approche de Walter et al. (1996) et est modélisée par une cinétique de Michaelis-Menten. Cependant, cette cinétique ne dépend plus seulement du méthane, mais également du O_2. La méthanotrophie dépend également de la température. Au dessus de la WTP, une limitation de la méthanotrophie par le contenu en eau est appliquée pour représenter le stress hydrique aux méthanotrophes.
4. *Transport du méthane du sol vers l'atmosphère*
   La diffusion des gaz dans le sol se fait en phase aqueuse et en phase gaseuse en parallèle, suivant la formulation de Tang and Riley (2014). Cette diffusion dépend également le la texture du sol, de la porosité et du contenu en matière organique. L'ébullition suit l'algorithme de Wania et al. (2010). Le transport par les plantes est également inspiré de Wania et al. (2010) par son approche physique, et prend en compte le gradient entre la concentration de méthane atmosphérique et la concentration dans le sol
5. *Evaluation, application*
   Dans un premier temps, ce modèle a été appliqué à 18 sites aux conditions climatiques différentes (arctiques, boréales, tropicales), sans données locales de forçage climatique. A l'échelle globale, les émissions moyennes anuelles sur 25 ans sont de 270 $TgCH4.an^{-1}$, et de 70 $TgCH4.an^{-1}$ au nord de 45 °N, soit dans la fourchette haute de la trés grande plage de variations des estimations d'émisions de méthane.

On peut aussi brièvement citer le modèle de Kaiser et al. (2016), intégré dans le modèle de surface du Max Plank Institute (MPI) JSBACH . Ce modèle est en partie basé sur les travaux de Walter and Heimann (2000) et de Wania et al. (2010), et la formulation choisie pour la majorité des processus considérés diffère peu de ces derniers, à l'exception du transport par les plantes et les racines qui prend en compte explicitement certains paramètres physiques de la plante. Ce modèle a été évalué sur une structure périglaciaire polygonale située à Samoylov, sur le delta de la rivière Lena (Russie) pour différents microsites illustrant les différences de microtopographie (altitude, contenu en eau du sol, ...). On notera que les stocks de carbone sont explicitement pris en compte dans le modèle, mais prescrits a priori à partir d'observations.

1.5.2 Vers un nouveau modèle de méthane ...

Nous l'avons vu, les modèles d'émissions de méthane basés sur les processus sont variés. Pour un même processus, comme par exemple le transport par les plantes, il n'existe pas de consensus concernant sa modélisation et l'on compte presque autant de formulations qu'il existe de modèles. De plus, même quand plusieurs modèles représentent de la même manière un processus (par exemple, la méthanotrophie selon Walter and Heimann (2000); Zhuang et al. (2004); Tang et al. (2010); Riley et al. (2011); Kaiser et al. (2016)), le choix des paramètres peut varier de plusieurs ordres de grandeur. Ainsi, il semble important d'essayer d'unifier ces différentes approches, et de proposer un nouveau modèle de méthane se basant sur des observations récentes. Dans la continuité de ces nombreux travaux de modélisations, je présenterai au chapitre 3 un nouveau modèle d'émissions de méthane basé sur une approche mécaniste, intégré au modèle de surface continentale ISBA présenté au prochain chapitre.

Chapitre 2

Modélisation des surfaces continentales au CNRM

2.1 Préambule

Le but des modèles globaux type "système Terre" est de modéliser le système planétaire dans son ensemble. Les modèles numériques du système terre, nommés ESM pour "Earth System Model", sont des outils indispensables à la compréhension du climat et de son évolution sous l'effet des forçages naturels et anthropiques. Généralement, les composantes d'un ESM simulent les différentes parties du système climatique (l'atmosphère, l'océan, la glace de mer, et les surfaces continentales), ainsi que les échanges de masse, de composés chimiques et d'énergie entre eux. Chaque composante du système Terre est ainsi modélisée, et la figure 2.1 représente l'architecture de l'ESM développé au CNRM (Centre National de Recherche Météorologique), nommé CNRM-ESM2. Ces différentes composantes sont couplées via la plateforme OASIS-MCT, développée au CERFACS (Centre Européen de Recherches et de Formations Avancée en Calculs Scientifiques). ARPEGE-CLIMAT modélise l'atmosphère, NEMO les océans, GELATO la glace de mer, CTRIP simule les transferts d'eau douce des fleuves vers les océans. Finalement, ISBA est le modèle de surface (ou Land Surface Model, LSM) gérant les échanges entre surface continentale et atmosphère. Il sera donc principalement question d'ISBA dans ce chapitre, l'intégralité des travaux présentés dans cette thèse étant réalisés via ce modèle. ISBA est intégré dans la plateforme de modélisation SURFEX (SURFace EXternalisée) développée au CNRM et qui permet de coupler tout les modules de surface (nature, ville, lacs, flux océaniques) avec l'atmosphère, les rivières et les océans via OASIS (Voldoire et al., 2017).

2.1.1 Modèles de surface continentales

Les LSM simulent les échanges d'eau et de composés chimiques et les flux d'énergie à l'interface sol-atmosphère, et sont donc des composantes majeures des modèles clima-

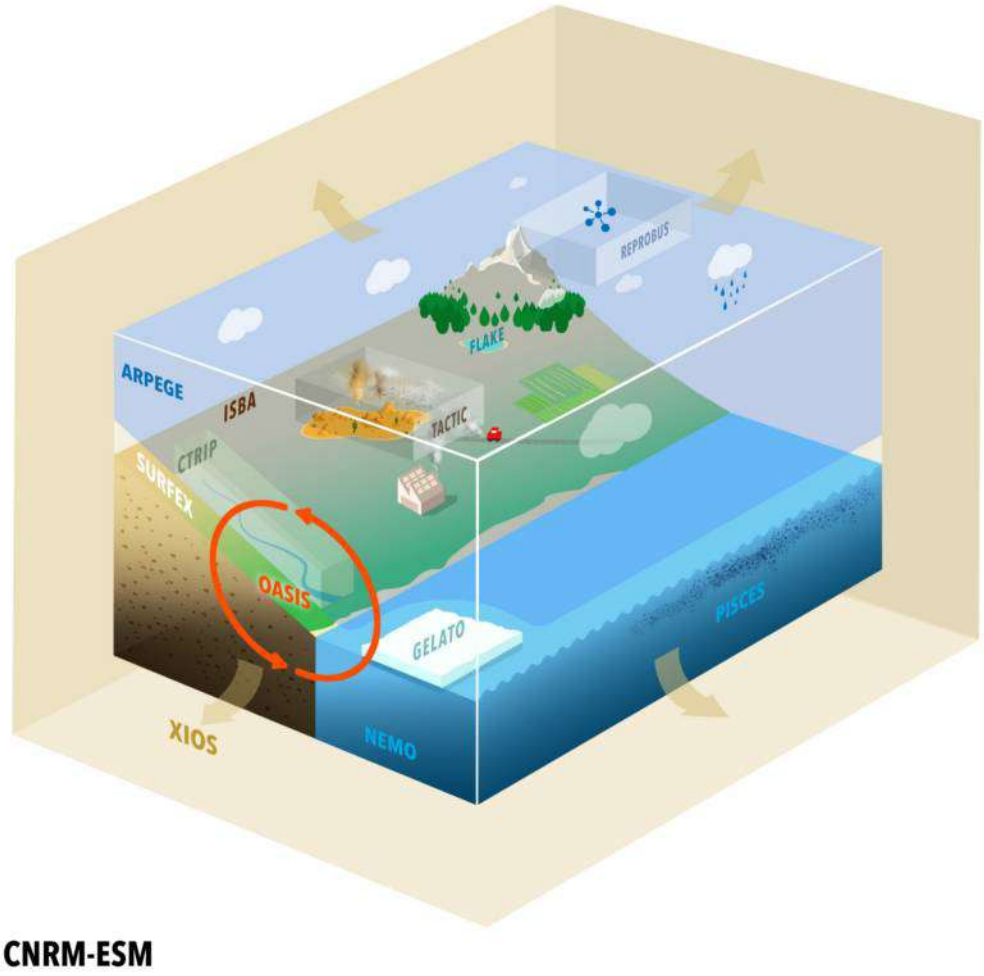


FIGURE 2.1 – Schéma du modèle du système Terre CNRM-ESM2

tiques. Durant ces dernières années, ils ont évolué de schémas trés simplifiés décrivant les conditions aux bords de modèles atmosphériques vers des modèles bien plus complexes. Le lecteur intéréssé pourra trouver un historique des évolutions des LSM dans Decharme (2005); Vergnes (2012). Parmi les fonctions des LSMS, on peut citer :

— Fournir les conditions aux limites de l'interface sol-atmosphère, comme par exemple les flux de surface, la température de surface ou l'albedo.

— Partitionner les flux d'énergie en surface entre chaleur sensible et chaleur latente

— Simuler la partie continentale du cycle hydrologique

— Simuler la partie continentale du cycle du carbone, en fournissant les flux de carbone en surface (photosynthèse, respiration, ...)

Notez que les modèles de surface continentale peuvent être utilisés en stand-alone (mode "offline") ou de manière couplée. Dans ce cadre, les différentes rétroactions de la surface sur le climat sont prises en compte dans les ESM. Inversement, lorsque les conditions atmosphériques sont imposées aux LSMs, on parlera de simulation forcées. Au cours de cette thèse, ISBA a été utilisé en mode forcé, sans couplage avec ARPEGE. Dans ce cadre, les variables atmosphériques d'entrée nécessaires au fonctionnement d'ISBA sont listées dans le tableau 2.1.

TABLE 2.1 – Liste des variables de forcage nécessaires au fonctionnement d'ISBA

Variable atmosphérique	Unité
Température de l'air à 2 m d'altitude	K
Humidité spécifique de l'air à 2 m d'altitude	$\mathrm{kg\,kg^{-1}}$
Pression atmosphérique à la surface	Pa
Précipitations liquides	$\mathrm{kg\,m^{-1}\,s^{-1}}$
Précipitations solides	$\mathrm{kg\,m^{-1}\,s^{-1}}$
Vitesse du vent à 10 m d'altitude	$\mathrm{m\,s^{-1}}$
Rayonnement visible direct	$\mathrm{W\,m^{-2}}$
Rayonnement infrarouge direct	$\mathrm{W\,m^{-2}}$
Concentration atmosphérique de CO_2	$\mathrm{kg\,m^{-3}}$

Avant de s'intéresser au fonctionnement du modèle ISBA, je présenterai en section suivante des généralités sur le bilan d'énergie à la surface des continents ainsi que certaines bases théoriques du cycle hydrologique et des transferts de masses d'eau dans le sol. Certaines de ces notions seront en effet utilisées lors du chapitre suivant.

2.1.2 Bilan d'énergie à la surface des continents

Les échanges d'énergie entre la terre et l'atmosphère sont contrôlés par le rayonnement solaire : les radiations ni absorbées ni réfléchies par l'atmosphère atteignent la surface continentale. Ce rayonnement solaire incident R_g ($\mathrm{W}.m^{-2}$) est en partie réfléchi par la surface en fonction de son albédo (α), dépendant des caractéristiques de surface. La surface absorbe également le rayonnement infra-rouge émis par l'atmosphère. Suivant la loi de Stefan-Boltzmann, cette énergie est en partie réémise par la surface sous forme de rayonnement infra-rouge. En notant ϵ l'émissivité de la surface, σ ($\mathrm{W}.m^{-2}.\mathrm{K}^{-4}$) la constante de Stefan-Boltzmann et T_s (K) la température de surface, le bilan radiatif à la surface s'écrit :

$$R_n = R_g(1-\alpha) + \epsilon(R_a - \sigma T_s^4) \tag{2.1}$$

avec R_n (W.m^{-2}) le rayonnement net, $R_g(1-\alpha)$ le rayonnement solaire absorbé et $\epsilon(R_a - \sigma T_s^4)$ le rayonnement atmosphérique intra-rouge absorbé.

En plus de ces échanges radiatifs, la surface et l'atmosphère échangent de l'énergie via des phénomènes turbulents, et la surface échange de l'énergie avec le sol par diffusion de chaleur. Les flux turbulents sont dûs à des mouvements verticaux de l'air chauffé par la surface -c'est le flux de chaleur sensible H (W.m^{-2})-, et de vapeur d'eau évaporée à la surface et/ou transpirée par les plantes -c'est le flux de chaleur latente LE (W.m^{-2}). Par conservation de l'énergie, le bilan d'énergie de la surface s'écrit donc :

$$R_n = H + LE + G \tag{2.2}$$

avec G (W.m^{-2}) le flux de chaleur vertical dans le sol. H est directement proportionnel à la différence de température entre le sol T_s (K) et l'atmosphère T_a (K). Similairement, LE est proportionel à la différence entre les humidités spécifiques de l'air q_a et du sol q_s ($\mathrm{kg\,kg^{-1}}$). On a ainsi pour du sol nu :

$$H = c_\rho \rho_a C_H V_a (T_s - T_a) \tag{2.3}$$
$$LE = L_v \rho_a C_H V_a (q_s - q_a) \tag{2.4}$$

avec ρ_a ($\mathrm{kg\,m^{-3}}$) la densité de l'air, V_a ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) la vitesse du vent et C_H un coefficient d'échange adimensionné dépendant de la stabilité de l'atmosphère. c_ρ ($\mathrm{J\,kg^{-1}\,K^{-1}}$) et L_v ($\mathrm{J\,kg^{-1}}$) sont respectivement la chaleur spécifique de l'air et la chaleur latente de vaporisation.

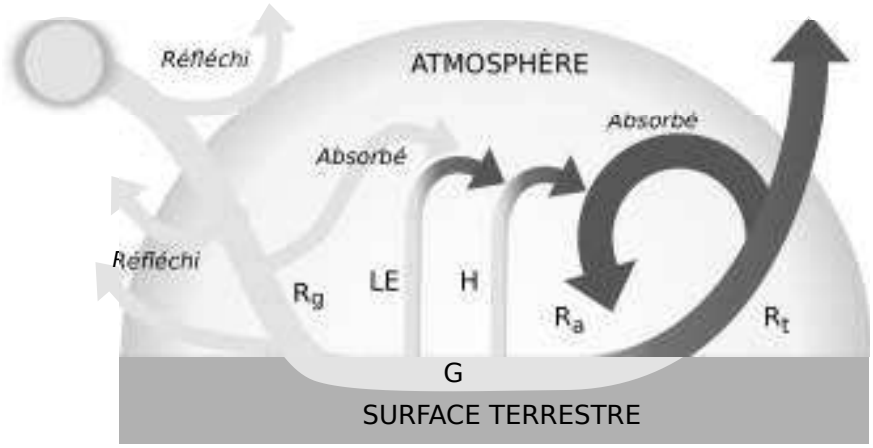


FIGURE 2.2 – Bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère

2.1.3 Cycle hydrologique et bilan hydrique

Cycle hydrologique Le cycle hydrologique recouvre l'ensemble des mouvements de l'eau dans le système Terre, sous ses trois formes : liquide, solide et gazeuse. Ces mouvements donnent lieux à des échanges de masse d'eau entre les différents réservoirs d'eau que sont l'atmosphère, les océans, les glaciers, les surfaces continentales et les eaux souterraines. De même que pour les échanges d'énergie, le moteur des échanges d'eau est le rayonnement solaire. L'apport d'énergie provenant du Soleil favorise l'évaporation de l'eau des océans et des continents, et entraine ainsi les étapes successives du cycle de l'eau. La vapeur d'eau, transportée par circulation atmosphérique, est restituée aux continents et aux océans sous forme de précipations solides et/ou liquides. La neige va fondre et/ou se sublimer sous l'effet du rayonnement solaire. Sur les surfaces continentales, une partie de ces précipitations est interceptée par la végétation au niveau de la canopée. L'eau liquide peut ensuite s'écouler en surface, via ruissellement, ou s'infiltrer dans le sol. On définit le *ruissellement total* comme la somme du ruissellement de surface et du drainage en profondeur. L'eau infiltrée peut-être stockée temporairement dans le sol, pour ensuite alimenter des horizons plus profonds par percolation ou drainage, ou être restituée directement à l'atmosphère par évaporation, soit directe, soit issue de la transpiration des plantes. On regroupe sous le terme d'*évapotranspiration* ces deux contributions. L'eau douce ruissellant en surface et drainée en profondeur est majoritairement restituée aux océans. Elle peut aussi être temporairement stockée dans les nappes, aquifères, lacs ou zones humides pour ensutie s'infiltrer, s'évaporer ou ruisseler à nouveau. La figure 2.3 représente de manière simplifié le cycle hydrologique continental.

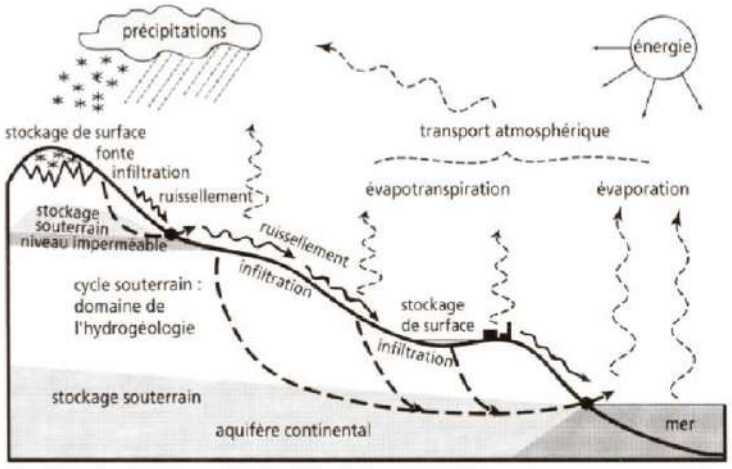


FIGURE 2.3 – Schéma simplifié du cycle de l'eau continental. Les flèches représentent les principaux flux, permettant à l'eau de circuler du continent vers l'atmosphère, du continent vers les océans, et des océans vers l'atmosphère. (tiré de Gilli et al. 2008)

Bilan hydrique L'estimation des quantités d'eau échangées lors du cycle hydrologique peut être quantifié par un *bilan d'eau*, exprimant l'équilibre entre la quantité présente dans un réservoir et les flux d'eau entrants et sortants. Notez que ce bilan d'eau est habituellement effectué à l'échelle du bassin versant, unité hydrologique fondamentale, mais peut tout aussi bien s'appliquer à d'autres systèmes hydrologiques de différentes échelles comme par exemple les continents ou la parcelle. Dans cette thèse, on se placera à l'échelle de la parcelle. Pour un système hydrologique, ce bilan d'eau effectué sur une période Δt s'écrit :

$$\frac{\Delta W}{\Delta t} = P - Q_s - Q_g - ET \tag{2.5}$$

avec P les précipitations, Q_s le ruissellement de surface, Q_g le drainage et ET l'évapotranspiration, tous exprimés en $\mathrm{kg\,m^{-2}\,s^{-1}}$. Le terme $\frac{\Delta W}{\Delta t}$ représente ainsi les variations de masse d'eau à l'intérieur du système hydrologique considéré, ramené à sa surface.

Les écoulements d'eau dans le sol : loi de Darcy, loi de Richards L'état énergétique de l'eau dans le sol est caractérisé par le potentiel hydrique ψ (m), défini comme la somme de l'énergie cinétique et de l'énergie potentielle de l'eau du sol. Les vitesses de l'eau dans le sol étant généralement faibles, la contribution de l'énergie cinétique peut être négligée. On définit alors la charge hydraulique H (m) comme étant la somme du potentiel gravitationnel z (m) et du potentiel hydrique ψ (m) :

$$H = z + \psi = z + \frac{p}{g\rho_w} \tag{2.6}$$

avec z l'altitude, p (Pa) la pression de l'eau par rapport à la pression atmosphérique, g ($\mathrm{m^2.s^{-1}}$) l'accélération de la pesanteur et ρ_w ($\mathrm{kg.m^{-3}}$) la masse volumique de l'eau.

L'écoulement de l'eau dans le sol s'effectue selon le gradient de la charge hydraulique, de la charge la plus élevée vers la moins élevée. Cet écoulement en milieux poreux est représenté par la loi de Darcy, établissant la proportionnalité entre la vitesse de l'écoulement $\overrightarrow{V}$ ($\mathrm{m.s^{-1}}$) et le gradient hydraulique :

$$\overrightarrow{V} = k\overrightarrow{\mathrm{grad}}(H) \tag{2.7}$$

Le coefficient de proportionnalité k ($\mathrm{m.s^{-1}}$), appelé conductivité hydraulique ou perméabilité, caractérise la facilité avec laquelle l'eau traverse le milieu poreux sous l'effet du gradient hydraulique. Ce coefficient, ainsi que le potentiel hydrique, sont reliés au contenu en eau du sol et à la texture du sol. Ils sont explicités en section 2.2.1.4.

Dans le cadre d'un écoulement vertical unidimensionnel, le flux d'eau par unité de surface dans le sol q ($\mathrm{m.s^{-1}}$) s'écrit ainsi :

$$q(z) = k\frac{\partial}{\partial z}\left[\psi + z\right] = k\left[\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1\right] \tag{2.8}$$

En combinant la conservation de la masse, exprimant que sur un volume infinitésimal l'évolution temporelle de l'humidité du sol w_g ($\mathrm{m}^3\,\mathrm{m}^{-3}$) est égale au bilan des flux entrants et sortants, et la loi de Darcy, on obtient l'équation de Richards qui décrit l'écoulement vertical de l'eau dans un milieu poreux homogène :

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} = -\frac{\partial}{\partial z}\left[k(w_g)\frac{\partial \psi(w_g)}{\partial z}\right] - \frac{\partial k(w_g)}{\partial z} \tag{2.9}$$

C'est sur cette équation que repose la représentation de l'eau du sol dans tout les LSMs. Notez que les équations (2.9) et (2.8) sous cette forme ne prennent pas en compte de nombreux processus de sources/puits d'eau liquide. Elles peuvent être complexifiées afin de traiter les processus de gel ou dégel, les termes sources (précipitations, etc), ou encore les échanges de vapeur d'eau dans le sol, comme décrit en section 2.2.1.4).

2.2 Le modèle ISBA

ISBA (Interaction Sol Biosphère Atmosphère) est le modèle de surface du CNRM, développé initialement par Noilhan and Planton (1989). Il reposait sur une physique de type "bucket" et un nombre restreint de paramètres décrivant le type de sol et de végétation pour modéliser les flux d'eau et d'énergie. La dernière version du modèle physique est une version multicouche qui résout explicitement les équations de transfert de chaleur et de masse d'eau dans le sol sur une grille plus fine, commune à l'hydrologie et la thermique (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011, 2013). ISBA comprend également un schéma multicouche de neige, développé par Boone and Etchevers (2001) et amélioré par Decharme et al. (2016), décrivant de manière explicite les processus intrinsèques au manteau neigeux.
Concernant l'intégration du cycle du carbone dans le modèle de surface, la première représentation des flux de carbone dans ISBA a été intégrée par Calvet et al. (1998), et la version plus récente (Gibelin, 2007) représente les réservoirs de carbone dans la végétation et dans les sols, sous le nom ISBA-CC pour Carbon Cycle.
ISBA est toujours en perpétuel développement et plusieurs versions coexistent au sein du CNRM. Cette section présentera la version sur laquelle les travaux de thèse se sont basés.

2.2.1 Résolution de la physique du sol

ISBA résout les transferts de chaleur et de masse d'eau dans le sol via un schéma multi-couche. Dans la version standard, le sol est discrétisé sur 12 mètres par une grille irrégulière de 14 couches, dont l'épaisseur augmente avec la profondeur (Figure 2.4a).

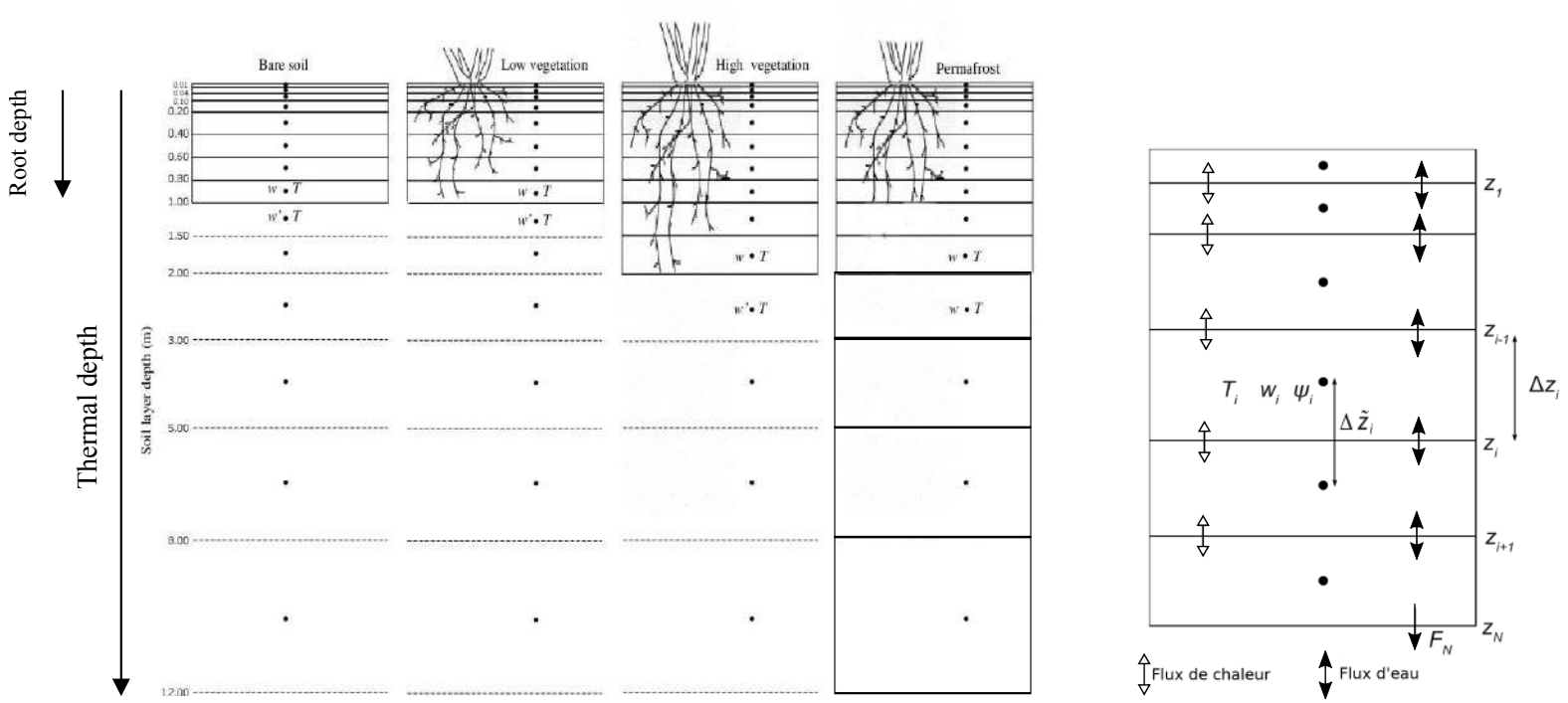
La profondeur de ces 14 couches a été choisie pour minimiser les erreurs numériques lors de la résolution par différences finies des différentes équations de diffusions, en particulier sur le premier mètre de sol. Notez que la profondeur thermique, sur laquelle sont résolus les transferts de chaleur, est toujours de 12 mètres. La profondeur hydrologique dépend de la végétation. Plus précisément, l'hydrologie est résolue jusqu'à la profondeur racinaire, dépendant du type fonctionnel de plantes (PFT) considéré. Sur des pergélisols, l'hydrologie est résolue sur toute la colonne de sol, indépendamment de la végétation.

La figure 2.4b représente la discrétisation verticale du sol dans ISBA, commune à la résolution de la thermique et de l'hydrologie du sol. z_i représente la profondeur de la couche de sol i, Δz_i (m) l'épaisseur de la couche i, et $\widetilde{\Delta z_i}$ (m) l'épaisseur entre les noeuds des deux couches consécutives i et $i+1$. T_i, w_i et ψ_i représentent respectivement la température, l'humidité et le potentiel hydrique de la couche i, explicités dans les sections suivantes. Finalement, F_N représente le flux à la base du sol (Boone et al., 2000).

Le bilan d'énergie en surface décrit en section 2.1.2 est calculé via deux bilans indépendants : l'un correspondant au manteau neigeux, l'autre pour le composite sol/végétation. La température de surface et les propriétés radiatives à l'interface sol/atmosphère - comme l'albédo et l'émissivite- sont alors un composite des propriétés du manteau neigeux et du composite sol/végétation.

2.2.1.1 Le manteau neigeux

Le manteau neigeux est représenté par un modèle multi-couche développé par Boone and Etchevers (2001), amélioré par Decharme et al. (2016), et comprend 12 couches. Le réservoir de neige est alimenté par les précipitations neigeuses et les précipitations liquides interceptées par la neige, et est vidé par sublimation de la neige et par runoff à la base du manteau. Ce schéma prend en compte les propriétés physiques macroscopiques du manteau dans chacune des couches : absorption de l'énergie solaire, quantité de chaleur, densité et compaction, fonte et/ou gel de la neige, ainsi que la percolation d'eau liquide.
L'albedo de surface ainsi que l'absorption du rayonnement solaire incident dans le manteau sont résolus sur trois bandes spectrales, prenant en compte l'age de la neige et le diamètre optique de la neige. La première de ces bandes représente le spectre ultra-violet et visible ($[0.3 - 0.8]$ µm), les deux autres bandes représentent les proches infrarouges ($[0.8 - 1.5]$ et $[1.5 - 2.8]$ µm). La quantité de chaleur détermine la présence de neige sèche et/ou mouillée. La diffusion verticale de la chaleur est résolue suivant la loi de Fourier, en tenant compte des changements de phases induisant de l'absorption ou de la libération de chaleur latente. Les taux de compaction et la densité de la neige sont issus des changements dans la viscosité de la neige, et la densification induite par le vent des couches superficielles. Dans chaque couche, la fonte de la neige se produit quand la température excède le point de congélation (273.16 K). L'eau liquide provenant de cette



(a) (b)

FIGURE 2.4 – (a) Profondeurs thermiques et hydrologiques de ISBA pour différents types de surfaces (sol nu, basse végétation, haute végétation, pergélisol) (b) Discrétisation verticale du sol dans ISBA.

fonte s'écoule couche-par-couche suivant une cascade de réservoirs type *bucket*. En plus de la fonte de la neige et de l'écoulement, les changements locaux de contenu en eau liquide sont aussi dûs au gel et à l'évaporation. Finallement, le runoff de la neige est défini d'aprés le runoff en eau liquide qui quitte la couche basale du manteau neigeux.

2.2.1.2 Evapotranspiration

L'évapotranspiration totale est la somme de l'évaporation directe de l'eau de la canopée, l'évaporation et la sublimation provenant du sol nu, la transpiration des plantes et la sublimation de la neige. L'évaporation provenant de la canopée est potentielle sur la fraction du couvert végétal couverte d'un film d'eau (Deardorff, 1978). L'évaporation du sol nu dépend des conditions d'humidité en surface du sol (Mahfouf and Noilhan, 1991) : elle devient potentielle quand le contenu en eau superficielle dépasse la capacité au champ.
La transpiration des plantes dépend de la conductance stomatique des feuilles, basée sur la paramétrisation de la photosynthèse de Calvet et al. (2004) (voir section 2.3.1). La transpiration de la végétation est stoppée quand l'humidité de la zone racinaire est inférieure au point de flétrissement, et est potentielle quand cette humidité dépasse la capacité au champ. La conductance stomatique est également réduite quand le déficit de vapeur d'eau de l'air est trop important. Finallement, l'eau liquide transpirée est retirée de chaque couche de sol comprise dans la zone racinaire. Les racines sont distribuées asymptotiquement suivant Jackson et al. (1996).

2.2.1.3 Résolution des transferts de chaleur

Les transferts de chaleur verticaux dans le sol sont décrits par la loi de Fourier, selon la verticale z. Ces équations sous forme semi-numérique s'écrivent :

$$c_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda_g \frac{\partial T_g}{\partial z}\right) + \frac{L_f Q_{fz}}{\Delta z} \tag{2.10}$$

avec T_g la température du sol (K), L_f (3.337×10^5 $\mathrm{J\,kg^{-1}}$) la chaleur latente de fusion, Q_{fz} ($\mathrm{kg\,m^{-2}\,s^{-1}}$) le gel/dégel du sol dans chaque couche, c_g ($\mathrm{J\,m^{-3}\,K}$) la capacité thermique totale du sol et λ_g ($\mathrm{W\,m^{-1}\,K^{-1}}$) la conductivité thermique. La conductivité thermique est exprimée en fonction du contenu en eau du sol, de la porosité, et de la conductivité du sol suivant Peters-Lidard et al. (1998).

Lors de la discrétisation de cette équation sur la grille de sol de ISBA, la conductivité thermique à l'interface des deux couches i et $i+1$ $\overline{\lambda}_i$ est calculée selon une moyenne harmonique pondérée, et la capacité thermique totale de la couche i, c_{gi}, est la somme de la capacité thermique de l'eau et de celle du sol, agrégée selon la formulation de (Peters-Lidard et al., 1998).

2.2.1.4 Résolution des transferts de masse d'eau

Dans ISBA, les flux de masses d'eau sont décrits selon la formulation mixte de l'équation de Richards (Eq. 2.9), à laquelle sont ajoutées les sources extérieures (précipitations, fonte de la neige, etc), les processus de gel et dégel, et le transport de vapeur d'eau dans le sol. L'humidité du sol est résolue selon la teneur en eau w_g, tandis que le gradient hydraulique est résolu selon le potentiel hydrique. Suivant la même discrétisation du sol, l'équation régissant l'humidité du sol s'écrit :

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[(k+\mu)\frac{\partial \psi}{\partial z} + k\right] + \frac{Q_{src} - Q_{fz}}{\rho_w \Delta z} \tag{2.11}$$

avec Q_{src} ($\mathrm{kg\,m^{-2}\,s^{-1}}$) est le terme puits/source d'eau liquide (infiltration moins evaporation et transpiration des plantes), Q_{fz} ($\mathrm{kg\,m^{-2}\,s^{-1}}$) le flux de gel/dégel, et μ ($\mathrm{m\,s^{-1}}$) la conductivité de la vapeur, dépendant de la texture du sol, de la teneur en eau et de la température (Braud et al., 2005).
La conductivité hydraulique ainsi que le potentiel hydrique sont reliés au contenu en eau du sol par les équations de fermeture proposées respectivement par Clapp and Hornberger (1978) et Brooks and Corey (19766), modifiées pour tenir compte de la glace du sol w_{gi} ($\mathrm{m^3\,m^{-3}}$) d'aprés Johnsson and Lundin (1991) :

$$\psi(w_g) = \psi_{sat}\left(\frac{w_g}{w_{sat}-w_{gi}}\right)^{-b} \tag{2.12}$$

$$k(w_g) = \xi k_{sat}\left(\frac{w_g}{w_{sat}-w_{gi}}\right)^{\frac{-2b+3}{b}} \tag{2.13}$$

$$\xi = 10^{\frac{-6w_{gi}}{w_g+w_{gi}}} \tag{2.14}$$

avec b la pente de la courbe de rétention d'eau et ξ un facteur d'impédence adimensionné limitant les flux d'eau verticaux en présence de glace. ψ_{sat} (m),k_{sat} ($\mathrm{m.s^{-1}}$) et w_{sat} ($\mathrm{m^3.m^{-3}}$) sont respectivement le potentiel hydrique, la conductivité hydraulique et le contenu en eau volumique à saturation. Ils sont tout les trois liés à la texture du sol. Pour plus de détails sur, le lecteur pourra se référer à Decharme (2005); Vergnes (2012). A l'interface des couches i et $i+1$, la conductivité hydraulique est calculée comme la moyenne géométrique des conductivités hydrauliques aux noeuds i et $i+1$. La conductivité vapeur à l'interface est également estimée par moyenne géométrique.

Le contenu en glace du sol, dû aux changements de phases, est calculé dans chaque couche. Les effets de la sublimation de la glace et les effets isolants de la végétation de surface sont pris en compte (Boone et al., 2000).

2.2.1.5 Propriétés thermiques et hydrauliques du carbone organique du sol

Les propriétés thermiques et hydrauliques des sols riches en carbone organique (Soil Organic Carbon, ou SOC) et des sols minéraux sont très différentes (Boelter, 1969; Taylor et al., 2000). Les sols organiques sont généralements assez humides, avec une nappe

phréatique peu profonde. Cette humidité relativement forte s'explique en partie par une très grande porosité et un fort gradient sur le profil des conductivités hydrauliques, qui sont très fortes en surface et bien plus faibles en profondeur. D'autre part, les sols organiques ont des fortes propriétés isolantes, dues à leur faible conductivité thermiques et leur relativement grande capacité calorifique. Ces propriétés thermiques particulières empêchent ainsi un réchauffement significatif du sol pendant la saison chaude. De plus, elles contrôlent fortement la profondeur atteinte par l'isotherme 0 °C, qui définit directement la profondeur de la couche active dans les régions pergélisolées (Lawrence and Slater, 2008; Decharme et al., 2016).
Ainsi, suivant l'idée de Lawrence and Slater (2008), les propriétés thermiques et hydrauliques moyennes du sol sont calculées en combinant les propriétés standard des sols minéraux et les propriétés du SOC pur, pondérées par une fraction du sol effectivement organique, définie dans chaque couche de sol i. Cette fraction $f_{SOC,i}$ est déterminée d'aprés Decharme et al. (2016) :

$$f_{SOC,i} = \frac{\rho_{SOC,i}}{(1 - w_{satpeat,i})\,\rho_{OM}} \tag{2.15}$$

avec ρ_{OM} ($\mathrm{kg\,m^{-3}}$) la densité de la matière organique pure, égale à 1300 $\mathrm{kg\,m^{-3}}$ d'aprés Farouki (1986). $w_{satpeat,i}$ est la porosité typique d'un profil de tourbière d'aprés Boelter (1969); Taylor et al. (2000), avec des valeurs entre 0.930 pour un sol de surface fibrique et 0.845 pour un sous-sol saprique. Enfin, $\rho_{SOC,i}$ ($\mathrm{kg\,m^{-3}}$) est la densité du carbone du sol, calculée empiriquement d'aprés les contenus en SOC de deux horizons de sol : $0-30$ et $30-70$ cm respectivement. Les conductivités et potentiels hydrauliques à saturation, ainsi que la porosité des sols minéraux sont fonction de la texture du sol (Noilhan and Lacarrère, 1995). La capacité thermique de la fraction minérale du sol est calculée dans chaque couche comme la somme des capacités thermiques de la matrice de sol, de l'eau liquide et de la glace, pondérées par leurs volumes respectifs. Le calcul de la conductivité thermique du sol minéral est plus complexe, et suit les recommandations de Peters-Lidard et al. (1998).

2.2.1.6 Paramètres de surface continentale

Les paramètres de surface continentale de ISBA sont spécifiés selon la base de donnée ECOCLIMAP-II (Faroux et al., 2013), ayant une résolution de 1 km. Cette base de donnée regroupe plus de 500 types de couvertures de land surface (ou land cover), dérivés de la carte Corine Land Cover 2000 (CLC200) d'une résolution de 100 m pour l'Europe, et dérivés de Global Land Cover 2000 (GLC2000) hors de l'Europe. Ces unités de land cover sont ensuite agrégées suivant la résolution du modèle en 3 types de land cover sans végétation (sol nu, roches, et glace/neige permanente) et 16 types fonctionnels de plante (Plant Functional Types, ou PFT). La profondeur des racines est spécifiée pour chaque land cover unit, d'aprés Canadell et al. (1996).
L'albedo de surface non-enneigée est dérivé à l'échelle globale pour chaque land cover unit suivant une analyse sur 10 ans des produits MODIS (Carrer et al., 2014).

Les textures de sol (teneur en argile et en sable, suivant la taxonomie de l'USDA (United States Depertment of Agriculture)) et les contenus en SOC sont donnés par la base de donnée Harmonized World Soil Database, résolution de 1 km (FAO et al., 2012). La localisation des régions pergélisolées, sur lesquelles la profondeur hydrologique est de 12 m, provient de la CAMP-GIC (Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground Ice Conditions, Brown et al. (2002)).

2.3 Modélisation du cycle du carbone continental

En plus du calcul des bilans d'eau et d'énergie décrits précédemments, ISBA représente également le cycle du carbone au niveau des surfaces continentales (Section 1.2.2). La figure 2.5a représente ces flux. Le modéle représente le carbone de la végétation et le carbone du sol.

2.3.1 Représentation du cycle du carbone dans la végétation

La paramétrisation du cycle du carbone dans la végétation est décrite en détail dans Gibelin (2007), et plus récemment pour les forêts amazoniennes dans Joetzjer (2014); Joetzjer et al. (2015). ISBA représente la physiologie de la canopée (photosynthèse, respiration et conductance), l'allocation de carbone aux réservoirs de feuilles, tiges, racines et bois ainsi que la phénologie.

Photosynthèse Contrairement à la plupart des modèles de surface qui utilisent le modèle de Farquhar et al. (1980) pour représenter la photosynthèse, ISBA utilise la formulation de Jacobs (1996). Cette dernière, plus paramétrée, est basée sur la conductance du mésophylle idéalisée g_m, définie comme la pente initiale de la courbe de réponse de l'assimilation de CO_2 en conditions de forte luminosité. C'est à la conductance mésophylienne qu'est aplliqué le stress hydrique lié à l'humidité du sol. Le rapport entre les concentrations en CO_2 intercellulaire et dans l'air est la variable contrôlant l'ouverture des stomates. Il est une fonction de l'humidité de l'air.
Le schéma de transfert radiatif de Carrer et al. (2015) découpe la canopée en 10 couches, et calcule pour chacune le rayonnement photosynthétiquement actif absorbé. L'assimilation et la conductance stomatique sont ainsi calculées dans chacune des couches.

Respiration La respiration des feuilles est calculée comme une fraction de A_m, la valeur asymtotique de la courbe de réponse de l'assimilation à la lumière. La respiration des tiges, du bois et des racines est une fonction de la taille de chaque réservoir de biomasse et de la température

Réservoirs de biomasse, croissance et mortalité ISBA représente les herbacées par 4 réservoirs de biomasse (B_1-B_4) et les arbres par 6 (B_1-B_6) (Gibelin, 2007). Ces différents réservoirs représentent :

— B_1 la biomasse foliaire

— B_2 les tiges

— B_3 réservoir tampon faible, utilisé pour garantir la stabilité numérique

— B_4 les racines fines

— B_5 la biomasse ligneuse aérienne

— B_6 la biomasse ligneuse sous-terraine

B_2 et B_1 sont liés par une relation empirique établie pour les herbacées, céréales et légumineuses en phase de croissance (Justes et al., 1994; Lemaire and Gastal, 1997). ISBA n'a pas de module de phénologie, la croissance des feuilles résulte directement du bilan de carbone du réservoir de feuille $B1$. La mortalité de chaque réservoir est simplement représentée par un turnover.

L'indice foliaire, ou LAI (Leaf Area Index), est calculé à partir de la biomasse foliaire et de la surface foliaire spécifique, ou SLA (Specific Leaf Area par unité de carbone) comme :

$$LAI = B_1 \times SLA \tag{2.16}$$

Enfin, le SLA est relié à la concentration en azote foliaire N_m (Calvet and Soussana, 2001; Gibelin et al., 2006) :

$$SLA = e + fN_m \tag{2.17}$$

avec e et f des paramètres dépendant du type fonctionnel de plante, dérivés de mesures.

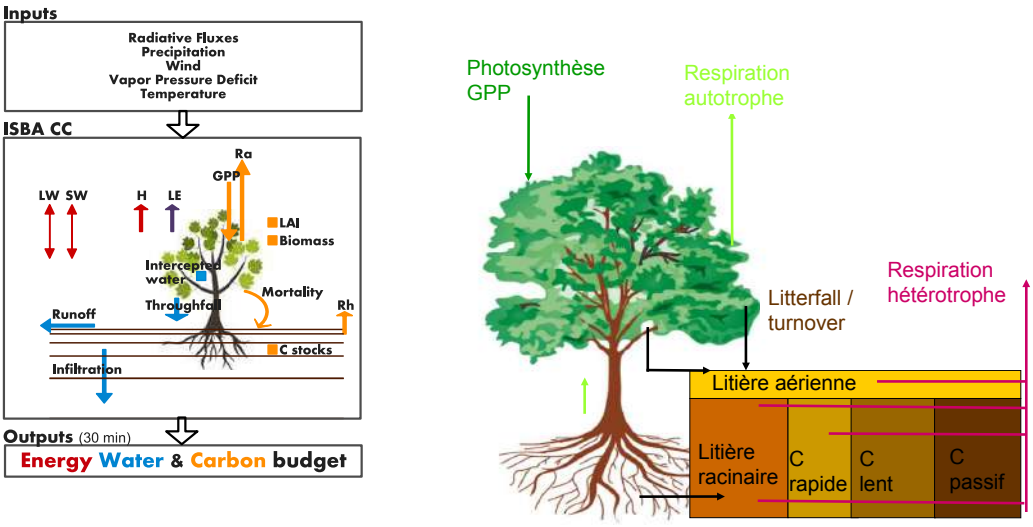
2.3.2 Représentation du cycle du carbone sur et dans le sol

Dans cette thèse, je m'intéresserai principalement aux réservoirs de carbone et de litière sous-terrain et, dans une moindre mesure, aux réservoirs de litière aérienne. Le modèle de carbone du sol de ISBA est basé sur le modèle CENTURY (Parton et al., 1988). Les réservoirs sous-terrains, alimentés par le flux de turnover, ou mortalité de la biomasse, sont schématisés sur la figure 2.5b. Le carbone sur et dans le sol (nécromasse) est représenté par 7 réservoirs :

— 4 réservoirs de litière organique, dont les temps de résidence sont de l'ordre de 1 à 5 ans : deux à la surface du sol représentant les feuilles et tiges mortes, et deux sous-terrains correspondant aux racines mortes. Ces réservoirs sont subdivisés en partie structurelle (lignine) et métabolique. Ils sont alimentés par le turnover et la mortalité des réservoirs de biomasse.

— 3 réservoirs de carbone du sol, dont les temps de résidence sont respectivement de l'ordre de 4, 50 et 1200 ans.

Ces réservoirs de carbone du sol, représentés en figure 2.5b, sont décrits en détail dans le corps de l'article présenté au chapitre suivant (Section 3.2.2.1). Ils ne sont pas



(a) (b)

FIGURE 2.5 – (a) Schéma conceptuel du modèle de surface ISBA (b) Représentation des flux et réservoirs de carbone du sol dans ISBA. Par souci de clarté, les réservoirs de litière aérienne et sous-terraine ne sont pas içi subdivisés en composantes structurelles et métaboliques.

discrétisés verticalement : on parlera de *bulk model*. Notez que ces différents réservoirs de carbone du sol ne représentent pas des entités physiques distinctes, mais différents états de décomposition de la matière organique. La décomposition de la matière organique du sol est influencée par deux facteurs environnementaux : la température et l'humidité du sol. Lors du processus de décomposition, une partie de la matiére organique est respirée sous forme de CO_2, tandis qu'un résidus sera transféré aux autres réservoirs de carbone sous-terrain. Cette structure en cascade de réservoir est un moyen simple d'approcher le comportement du carbone du sol. Selon les modèles le nombre de réservoirs de carbone varie, et on peut raisonnablement penser que plus grand est ce nombre de réservoirs, meilleure sera l'approximation de la réalité, de la même manière que la résolution d'une grille dans les modèles numériques.

Chapitre 3

Développement d'un nouveau modèle biogéochimique : description et étude du modèle

3.1 Préambule

L'un des objectifs principaux de cette thèse est de développer un modèle d'émissions de méthane qui soit intégré au modèle de surfaces continentales ISBA. En d'autres termes, on souhaite unifier la représentation de la physique, du cycle du carbone, et de la biogéochimie du sol au sein de la grille de sol d'ISBA (Figure 2.4b). Afin de réaliser cette unification, une étape nécessaire est de discrétiser le modèle de carbone sous-terrain, se basant sur une approche *bulk-carbon*, aux mêmes noeuds que le schéma physique. En effet, les processus d'oxydation et de production de méthane ont lieu dans des zones distinctes du sol (section 1.4.2). D'autre part, dans les zones arctiques et boréales, les processus de gel et de dégel vont également déterminer la part de carbone potentiellement décomposable. Ainsi, la représentation de la production de méthane et de dioxyde de carbone ne peut se faire sans avoir une représentation verticale des stocks de carbone du sol, ceux-ci étant le substrat principal pour la méthanogenèse et la décomposition oxique.

Le coeur de ce chapitre reprend une publication, en cours de révision, décrivant et validant l'ensemble du modèle biogéochimique développé. La discrétisation du modèle de carbone original est décrite dans la section 3.2.2.1 : c'est sur cette nouvelle représentation verticale des réservoirs de carbone que s'appuie le module biogéochimique développé dans cette thèse. Notez cependant que les stocks et profils de carbone issus de ce nouveau modèle ne seront pas discutés dans ce chapitre, qui se consacrera exclusivement à la description, la validation et l'étude détaillée du module biogéochimique.

Le module biogéochimique développé représente explicitement dans la colonne de sol trois gaz, O_2, CH_4 et CO_2, les mécanismes de production (méthanogenèse pour

le méthane, décomposition oxique pour le dioxyde de carbone) et de consommation (méthanotrophie pour le méthane et le dioxygène) ainsi que leurs intéractions et leur différentes voies de transport entre le sol et l'atmosphère (diffusion, ebullition, et transport par les plantes). Par rapport aux modèles existants, ce modèle comporte certaines spécifités :

- Les zones de production et d'oxydation du méthane ne sont pas directement déterminées par la profondeur de la nappe phréatique, contrairement à l'approche "par strate" utilisée par l'immense majorité des modèles de processus à l'exception notable de Khvorostyanov et al. (2008b). Cette approche sépare de manière stricte la zone saturée et non saturée en eau, délimitant donc de manière binaire les zones de production et d'oxydation du méthane, et a été critiquée récemment (Yang et al., 2017). J'utilise à la place la concentration d'O_2, variable diagnostique du modèle.
- La représentation mathématique de la méthanotrophie ainsi que sa paramétrisation sont partiellement issues d'études de terrain et d'expériences d'incubation récentes (Jørgensen et al., 2015)
- La représentation des gaz dans le sol suit l'approche "dual-phase" utilisée dans Khvorostyanov et al. (2008b); Riley et al. (2011); Tang and Riley (2014). La concentration d'un gaz dans la matrice solide du sol et dans la glace du sol est considérée comme nulle. Le gaz n'est ainsi présent que dans les pores du sol remplies d'air et dans celles remplies d'eau. Le point-clé de l'approche "dual-phase" est de considérer qu'il existe un équilibre instantané entre la concentration d'un gaz dans l'air et dans l'eau, cet équilibre étant représenté par une constante de proportionnalité dépendant de la température, appelée *constante de Henry*. Cette hypothèse d'équilibre permet de calculer les concentrations d'un gaz en phase aqueuse comme en phase gazeuse en n'utilisant qu'une seule variable d'état. Nous avons choisi comme variable d'état du modèle la concentration dans l'air disponible dans les pores du sol. En zone non-saturée en eau, le contenu en air du sol est non nul et la signification physique de cette variable est évidente. Cependant, pour les couches de sol saturées en eau, le contenu en air devient nul et la variable d'état du modèle peut être interprétée comme la concentration que le gaz aurait dans un volume non-nul d'air si ce dernier était à l'équilibre avec la concentration dans l'eau.
- La diffusion des gaz dans le sol dans le contexte d'une représentation "dual-phase" est ainsi calculée selon une moyenne des diffusions dans l'air et dans l'eau, appliquée à la variable d'état. Contrairement à de nombreux modèles utilisant une moyenne arithmétique pondérée entre les diffusivités dans l'air et dans l'eau, j'ai opté pour une moyenne géométrique pondérée pour s'approcher des fortes non-linéarités observées des diffusivités dans le sol (Nielson et al., 1984; Stephen et al., 1998) et par analogie avec le calcul des conductivités thermiques et hydrauliques proposés par Peters-Lidard et al. (1998).
- Hormis la représentation du méthane et du dioxygène dans le sol, ce nouveau

modèle permet également de modéliser plus finement la respiration hétérotrophe, sous-terraine. Alors que précedemment le CO_2 produit par les organismes hétérotrophes était relaché directement dans l'atmosphère du à la structure *bulk-carbon*, sa représentation explicite permet de modéliser son transport dans le sol par diffusion et transport par les plantes.

La structure du nouveau modèle biogéochimique, représentation du carbone inclus, est représentée sur la figure 3.1, et peut être comparée avec l'ancienne structure de carbone du sol (Figure 2.5b).

Le développement d'un modèle de processus complexe demande un équilibre entre le désir d'inclure tout les mécanismes supposés importants, et des contraintes dues :

— aux incertitudes sur la structure supposée du système

— aux incertitudes sur la représentation mathématique des processus

— aux incertitudes sur la caractérisation des paramètres

— aux incertitudes associées aux hétérogénéités spatiales

— aux mesures limitées aux flux en surface

La détermination d'une complexité optimale pour les modèles de processus d'émissions de méthane reste d'ailleurs une question ouverte (Xu et al., 2016).

3.2 A new process-based soil methane scheme in the ISBA land-surface model : evaluation over Arctic field sites

X. Morel[1], B. Decharme[1], C. Delire[1], G. Krinner[2], M. Lund[3], B.U. Hansen[4], M. Mastepanov[3,5]

Article en discussion dans Journal of Advances in Modeling Earth Systems (JAMES)

[1]CNRM UMR 3589, Meteo-France/CNRS, Toulouse, France
[2]Laboratoire de Glaciologie et Geophysique de l'Environnement (LGGE), Grenoble, France
[3]Department of Bioscience, Arctic Research Centre, Aarhus University, Roskilde, Denmark
[4]Center for Permafrost (CENPERM), Department of Geosciences and Natural Resource Management, University of Copenhagen, Denmark
[5]Department of Physical Geography and Ecosystem Science, Lund University, Sweden

keypoints

— A soil carbon and methane emission module is developped within the ISBA LSM.

— The model correctly represents methane fluxes at 3 arctic sites, with and without permafrost.

— A detailed analysis of the processes leading to CH_4 fluxes across the soil profile is presented.

— The model can be used to study carcon cycling in northern high latitudes.

Abstract

Understanding permafrost soils and arctic wetlands methane emissions represents an important challenge for modeling future climate. Here we present a process-based model designed to correctly represent the main thermal, hydrological and biogeochemical processes related to these emissions with the ISBA land surface model. We developped a multi-layer soil carbon module based on the bulk module CENTURY. This module represents carbon pools, vertical carbon dynamics and organic matter decomposition, oxic and anoxic. A three-substance soil gas model is implemented through the soil column for CH_4, CO_2 and O_2. Soil gas transport is computed explicitely, using a non-linear approach for gas diffusion, an advection term for CH_4 ebullition and a simple formulation for plant-mediated transport. We propose a O_2 control for CH_4 production and oxydation instead of the classical water-table level strata approach, and methane oxydation is parametrized using recent field experiments. The soil carbon, gas, energy and water modules are tightly coupled and solved using the same vertical discretization. We evaluate this advanced model on three climatically distinct sites, two in Greenland (Nuuk and Zackenberg) and one in Siberia (Chokurdakh). The model realistically reproduces methane and carbon dioxide emissions from both permafrosted and non-permafrosted sites. The evolution and vertical characteristics of the underground processes leading to these fluxes are consistent with current knowledge. Results also show that the physic is the main driver of methane fluxes, and the main source of variability appears to be the water table depth.

3.2.1 Introduction

Methane (CH_4) is the second most important anthropogenic greenhouse gas. Since preindustrial times, the concentration of CH_4 has increased by approximately 150 % from 772 $\pm$ 25 ppb in 1750 to 1803 $\pm$ 2 ppb in 2006 (IPCC, 2013). After a small hiatus at the beginning of the century, atmospheric methane concentration continue to grow. Although its atmospheric concentration is much smaller than that of carbon dioxide (CO_2), the methane global warming potential is 28 to 32 times higher when integrated over a 100 years period (Myhre et al., 2013; Etminan et al., 2016), and it contributes to about 20% of the radiative forcing from greenhouse gases. Atmospheric CH_4 concentrations results of the balance between methane sources and sinks. Methane is emitted

by a variety of sources, anthropogenic or natural, and is mainly of biological origin. Biogenic methane is issued from the decomposition of organic matter by methanogenic archaea in anaerobic environments, such as wetlands (e.g. swamps, peatlands, fen or rice paddies) (Saunois et al., 2016), and high latitudes lakes (Wik et al., 2016). Integrated at the global scale, wetlands are the largest source of methane to the atmosphere, but also the most uncertain (Kirschke et al., 2013; Ciais et al., 2013). On a global scale, simulated CH_4 emissions from the WETCHIMP model inter-comparison project range from 141 Tg CH_4 yr^{-1} to 264 Tg CH_4 yr^{-1} (Melton et al., 2013). It has been estimated that northern latitude wetlands account for one third to half of the methane emission from natural wetlands (Schlesinger and Bernhardt, 2013). These high latitude wetlands are of particular interest : as the impact of future climate is expected to be the most pronounced in these regions, it is still unclear how the emissions from northern wetlands will respond to these changes (Riley et al., 2011).
Among the natural methane sources are the permafrost soils. Permafrost is defined as frozen soil, sediment, or rock having temperatures at or below 0 °C for at least two consecutive years. Due to the frozen conditions, organic matter in permafrost is prevented from decay and decomposition (Schirrmeister et al., 2011; Zimov, 2006; Smith, 2004) . On global scale, soils contain about 2000 Pg of carbon (C) in the top 2m of soil according to recent estimates (Shangguan et al., 2014). In particular, permafrost regions accounts for a large fraction of this terrestrial carbon stock. The main fraction of this stock is situated on the upper part of permafrost soils : it is estimated at around 1035 PgC in the top 3 m of permafrost soil, and another 272 PgC below (Hugelius et al., 2014). The latter fraction is mainly buried within the Yedoma ice-complex. Overall, these estimations have some significant uncertainties, mainly due to large data gaps and to the inherent vastness and remoteness of these regions (Ping et al., 2015). Soil thaw dynamics are an important factor both for seasonal and interannual subsurface processes. Most gases emitted from the soil originate from the active layer, i.e. the upper soil layer that thaws in summer, hence seasonally unfrozen. Currently inert carbon stocks have a critical role in the terrestrial feedbacks to climate change. Indeed, as permafrost thaws, the previously frozen carbon starts to decompose, which releases greenhouse gases to the atmosphere. These emissions from terrestrial ecosystems have the potential to increase climate warming in a positive-feedback loop (Koven et al., 2011; MacDougall et al., 2012; Burke et al., 2012, 2013; Schneider Von Deimling et al., 2015; Schaefer et al., 2014; Schuur et al., 2015). Current studies suggest that there will be 35 - 205 Pg of permafrost carbon emissions by the year 2100 (Schuur et al., 2015; Schaefer et al., 2014). The magnitude and timing of carbon fluxes caused by permafrost degradation remain highly uncertain, partly because of incomplete observations and partly because modelling of many of the relevant processes is still relatively new (Saunois et al., 2016).

Two main categories of methane models are used for simulating methane emissions : bottom-up and top-down models. Top-down models use inversions of atmospheric concentration observations with atmospheric chemistry transport models to infer

and localize methane fluxes (e.g. Chen and Prinn (2006)), whereas bottom-up models represent processes leading to these emissions. While top-down models provide an estimate of methane emissions that are independent of the related biogeochemical processes, they are limited when it comes to predictions of future methane emissions because they rely on atmospheric concentration measurements. We present in this work a bottom-up, mechanistic model of methane fluxes.

Net methane flux is the result of two antagonistic processes : the production of methane, methanogenesis, taking place in the anoxic part of the soil, and the methane oxidation, methanotrophy, taking place in the oxic part of the soil. Three pathways exist for soil methane to reach the atmosphere : diffusion, ebullition, and plant-mediated transport. Both environmental and biotic factors influence the production, oxidation and transport of methane in the soil. These processes have been modeled in various ways, with complexitites ranging from empirical to process-based. (Cao et al. (1996); Walter and Heimann (2000); Zhuang et al. (2004); Khvorostyanov et al. (2008b); Petrescu et al. (2010); Wania et al. (2010); Zhang et al. (2012); Tang et al. (2013); Zhu et al. (2014); Kaiser et al. (2016); Raivonen et al. (2017)). The detailed review by Xu et al. (2016) shows that the models differ in the mathematical formulation of the represented processes, and in the parameter values even when the same formulation is chosen. These differences are partly due to the wide range in the observed magnitude of biogeochemical processes such as methanotrophy and methanogenesis (Segers, 1998). Due to these intrinsic uncertainties of parameters, methane models results are broad and diverse on the global scale (Melton et al., 2013) : they are indeed quite sensitive to the set of parameters of many processes described in litterature (Meng et al., 2012). Even at smaller scales, such as the site-level, the level of complexity chosen to describe individual processes can substantially change model behaviour (Tang et al., 2010).

The aim of this paper is to describe and evaluate a new soil biogeochemical carbon and greenhouse gas emissions model embedded in the land surface model ISBA (Noilhan and Planton, 1989). The model has a vertically discretized representation of soil carbon, represents explicitely CO_2, CH_4 and O_2 within the soil, their interactions with biogeochemical processes, their transport through the soil column and their exchange between the soil and the atmosphere. Vertical dynamics processes affect the carbon pools. Unlike many existing multi-layer models whose common feature is the use of the water table to directly discriminate regions of methane production and methane oxidation (e.g. Walter and Heimann (2000); Wania et al. (2010); Riley et al. (2011); Tang et al. (2013); Kaiser et al. (2016)), we propose in this work a new formulation based on O_2 concentration within the soil, inspired by Khvorostyanov et al. (2008b). Methanotrophy temperature dependency is taken from recent field and incubation experiments (Jørgensen et al., 2015). Transport of gases through the soil is described mechanistically, with a non-linear formulation for diffusion, a plant-mediated transport formulation inspired by Riley et al. (2011) and a new layer-by-layer ebullition algorithm. Embedded in a land-surface model, hydrological, thermal, biogeochemical and carbon cycle processes

are coupled and solved using the same vertical discretization. Environmental controls are hence calculated by the model. Finally, substrate for methanogenesis and oxic decomposition are the modelled soil carbon pools. Overall, the model ranges between the second and third cluster defined in Xu et al. (2016) analysis.

We describe in Sect. 3.2.2 the original bulk carbon module embedded in ISBA, then its discretization. We further detail in Sect. 3.2.2.2 the greenhouse gas emission module, stressing how it differs from existing models, in particular for the methanotrophy. The three sites and the experimental protocol are detailed in Sect. 3.2.3. In Sect. 3.2.4, we evaluate the model on three sites : two in Greenland and one in Siberia. We first evaluate whether physical variables such as energy balance, snow depth and soil temperatures are well-reproduced by ISBA, and subsequently evaluate methane and carbon dioxide modelled emissions against observations. We then discuss in Sect. 3.2.5 the model in-depth behaviour, in terms of soil gas profiles and soil processes. We then present sensitivity analyses focusing primarily on the water-table level, temperature dependency of methanogenesis and methanotrophy impact on resulting methane fluxes. We finally discuss some biotic factors not taken into account in the model.

3.2.2 Model description

The Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere (ISBA) land-surface model (Noilhan and Planton, 1989) represents the energy, water and carbon budget of the land surface. ISBA is embedded in the SURFEX (SUR- Face EXternalized) modeling platform (Masson et al., 2013), used in all atmospheric mesoscale, regional-scale, and global-scale models of Meteo-France, as well as in regional hydrological forecasting systems and global hydrological models. It was evaluated over many local or regional field data sets (Decharme et al., 2011, 2013, 2016; Joetzjer et al., 2015; Séférian et al., 2016; Garrigues et al., 2018). The ISBA multi-layer scheme solves the energy and hydrological budget multi-layer approach for the soil (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011) and for the snowpack (Boone and Etchevers, 2001; Decharme et al., 2016). The ISBA multi-layer soil model solves the one-dimensional Fourier law and the mixed-form of the Richards equation explicitly to calculate the time evolution of the soil energy and water budgets. The hydraulic and thermal properties of soil depends on the soil texture and on the soil organic matter (Decharme et al., 2016). The physical model is discretized into 14 soil layers, with a finer resolution on the upper soil and a coarser one at the bottom. The standard total depth is 12 meters, but can be changed if needed. The energy budget is always solved up to this depth, regardless of soil type and plant-functional type (pft). The model uses a power distribution for vertical root based on Jackson et al. (1996). The water budget is solved down to the rooting depth that depends on the plant-functional type (Decharme et al., 2013). However, on permafrost soils, the water budget is solved down to 12 meters, regardless of vegetation, to correctly represent freezing and thawing (Decharme et al., 2016).
Vegetation in ISBA is represented by 16 plant functional types, including a boreal $C3$

grass type used in this work, and three land-cover type. The model represents carbon cycling in vegetation and soils. Leaf level photosynthesis and respiration are calculated using the approach of Goudriaan (1986), implemented by Calvet et al. (1998). Leaf phenology results directly from the simulated carbon balance of the canopy. The model represents six biomass pools for trees, and three for grasses (Gibelin, 2007; Joetzjer et al., 2015). Mortality is simply represented by turnover that gives the input to the litter and carbon pools. The soil carbon module in ISBA represents the carbon cycle and oxic decomposition of the soil carbon pools. These pools do not have a vertical discretization : it is a bulk-carbon model.

3.2.2.1 Soil organic carbon module

3.2.2.1.1 The original bulk carbon module The original ISBA litter and soil carbon module is based on the CENTURY bulk-carbon model (Parton et al., 1988). It describes organic litter and soil carbon pools, corresponding to different states of decomposition characterized by different residence times τ_i (s), and the fluxes between them. It simulates four litter pools : two pools of above-ground litter $C_{ab,[s,m]}$ composed of dead leaves and branches, and two pools of below-ground litter $C_{bg,[s,m]}$ formed by dead roots.The above and below-ground litter pools are further separated into a structural carbon pool $C_{[ab,bg],s}$, made of cellulose and lignin from dead biomass, and a metabolic carbon pool $C_{[ab,bg],m}$, made of easily degradable organic compounds. The model simulates three pools of soil organic matter (SOM), receiving organic matter from decomposition of litter pools. The active carbon pool C_a represents the fresh and most labile organic carbon. The slow carbon pool C_s represents organic carbon with a stronger resistance to decomposition, due to either a physical protection or its chemical form. The passive carbon pool C_p represents physically protected or chemically recalcitrant carbon. These different pools do not represent distinct physical entities, but different chemical states of organic matter. Values of residence time τ_i for heterotrophic respiration are taken from the STOMATE model carbon, used in the IPSL Earth System Model ORCHIDEE (Krinner et al., 2005; Gibelin et al., 2006). Table 3.1 represents characteristic residence times for these pools.

Table 3.1 – Residence times for the seven model carbon pools

Carbon pool	residence time τ (year)
Above-ground structural litter $C_{[ab,s]}$	0.245
Above-ground metabolic litter $C_{[ab,m]}$	0.066
Below-ground structural litter $C_{[bg,s]}$	0.245
Below-ground metabolic litter $C_{[bg,m]}$	0.266
Active carbon pool C_a	0.149
Slow carbon pool C_s	5.37
Passive carbon pool C_p	241

Following this parametrisation, the soil organic matter is decomposed and passed through a cascade of different pools, releasing CO_2 as respiration in each step. Equation (3.1) represents the time evolution of a carbon pool C_i :

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = S_i + \sum_{j \neq i} (1 - r_j) f_{ji} F^j_{oxic} - F^i_{oxic} \tag{3.1}$$

where t the time, S_i the input from the vegetation and roots exudates into corresponding litter reservoirs $i = [(ab, bg), (s, m)]$ (for the three SOM pools, S_i is zero), r_j is the fraction of the decomposed material of the carbon pool C_j lost as respiration, and f_{ji} the fraction of carbon pool j transformed into pool i. r_i and f_{ij} depends on the sand fraction and, for the litter pools, on lignin ratio. Values and parametrisation of these fractions are issued directly from CENTURY model (Parton et al., 1988). F^i_{oxic} is the quantity of carbon decomposed in the pool i, dependent on temperature and soil moisture, defined as follow :

$$F^i_{oxic} = k_i \theta C_i \tag{3.2}$$

where k_i (s^{-1}) the effective decomposition rate depending on ground temperature T_g (°C), given by :

$$k_i(T_g) = \frac{1}{\tau_i} Q_{10}^{\frac{T_g - T_{max}}{10}} \tag{3.3}$$

Organic matter decomposition rate k_i increases with temperature. We use in this work the classical exponential Q_{10} function, with a Q_{10} value of 2 and a T_{max} of 30°C (Fig. 3.2.a). However, there is no consensus on the form of the relationship between decomposition and temperature (Kätterer et al., 1998; Portner et al., 2010). Even by chosing the Q_{10} formulation, the range of the parameter Q_{10} is large (Segers, 1998). We discuss in Sect. 3.2.5 the influence of this parameter.

θ is the dimensionless soil moisture environmental modifier (Fig. 3.2.b) given by :

$$\theta = \begin{cases} \min\left(0.05, \max\left(1, -1.10\theta_{fc}^2 + 2.4\theta_{fc} - 0.29\right)\right) & , \forall \theta_{fc} < 1 \quad \text{(3.4a)} \\ \max\left(0.5, 1 - 0.5\theta_{sat}\right) & , \forall \theta_{fc} \geq 1 \quad \text{(3.4b)} \end{cases}$$

θ_{fc} and θ_{sat} are the dimensionless relative water content to the field capacity and saturation, computed as follow in each ISBA layer :

$$\theta_{fc} = \frac{w_g - w_{wilt}}{w_{fc} - w_{wilt}} \quad \forall w_{wilt} \leq w_g \leq w_{fc} \tag{3.5a}$$

$$\theta_{sat} = \frac{w_g - w_{fc}}{w_{sat} - w_{fc}} \quad \forall w_g > w_{fc} \tag{3.5b}$$

where w_g ($m^3.m^{-3}$) is the volumetric liquid water content in each layer, w_{wilt} ($m^3.m^{-3}$) the wilting point corresponding to a matric potential of -15 bars, w_{fc} ($m^3.m^{-3}$)

the field capacity corresponding to a matric potential of -0.33 bar, and w_{sat} ($m^3.m^{-3}$) the soil porosity.

Soil decomposition increases with soil water content, as long as the water is not a limiting factor for microbial development. Soil moisture favours microbial activity. However, at high soil water content, diffusion of dioxygen is reduced and limits oxic decomposition by microbes. In the model, decomposition increases with the soil water content up to the field capacity w_{fc} (Eq. (3.4a)). Above, decomposition decreases linearly until 0.5 as w_g goes from the field capacity to the saturation (Eq. (3.4b)).

In the bulk carbon model, moisture and temperature rate specifiers θ and k_i are calculated from the mean temperature and moisture value over the first 10 centimeters for the two above-ground litter pools, and over the first meter of soil for the other pools.

3.2.2.1.2 New soil carbon module : discretization and methanogenesis To correctly represent the biogeochemical processes leading to greenhouse gas emissions in high latitude soils, the model has to simulate the freezing and thawing of the soil, and the amount of carbon that is affected by the thawing. Hence, we vertically discretized the soil carbon model at the same nodes as the energy and hydrological module of ISBA (Decharme et al., 2013). Thus, the environment-specific rate modifier terms k_i and θ are now calculated at each layer. Similarly, the carbon input from root exudates and root decay $S_i(z)$ is now weighted by the root fraction in each layer. The downward transport of carbon, hydrologically induced or due to peat accumulation, is modelled by an advection term as described in Koven et al. (2009, 2013); Guenet et al. (2013). On permafrost soils, the carbon mixing due to cryoturbation (alternation of thawing and freezing) is modelled as a diffusive process whose diffusion coefficient depends on the active layer depth (Koven et al., 2009). Methanogenesis, detailed in 2.2.2 and not taken into account in the original model, is now considered as a SOM sink. The vertically discretized soil carbon equation is now written as :

$$\frac{\partial C_i(z)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[D(z)\frac{\partial C_i(z)}{\partial z}\right] + \frac{\partial A C_i(z)}{\partial z} + S_i(z) + \sum_{j \neq i}\left[(1-r_j) f_{ji} F^j_{oxic}(z)\right] - F^i_{oxic}(z) - r_{MG,i}(z)\frac{M_C}{M_{CH_4}} \tag{3.6}$$

where z is the depth, $D(z)$ the diffusion coefficient of the cryoturbation ($m^2.s^{-1}$) as modelled by Koven et al. (2009), A the advection velocity ($m.s^{-1}$) fixed in this work at 2 mm.yr^{-1} to emulate the high carbon content due to peat accumulation in the three sites studied in this work , $r_{MG,i}$ the methane production from pool i (see Eq. (3.23)), M_C and M_{CH4} the molar masses of C and CH_4. Figure 3.1.a represents vertical dynamics of carbon pools and Figure 3.1.b the soil carbon related processes inside a model layer. Eq. (3.6) is discretized by a Crank-Nicolson semi-implicit scheme, casted in a tridiagnonal system of equation and solved using the tridiagonal matrix algorithm.

As the model computes O_2 concentrations within the soil (Sect. 3.2.2.2), we add an explicit limitation for the oxic decomposition by computing the maximum mass of soil carbon C_{max} ($gC.m^{-3}$) that could react with the available dioxygen, with a one-to-one ratio (Khvorostyanov et al., 2008b) :

$$C_{max}(z) = O_2(z)\epsilon_{O_2}(z)\frac{M_C}{M_{O_2}} \tag{3.7}$$

with ϵ_{O_2} the total O_2 soil porosity, defined in Sect. 3.2.2.2. For every soil carbon pool we limit the decomposition so that the total mass of soil carbon transformed at each time step Δt does not exceed the maximum mass C_{max} :

$$F^i_{oxic}(z) = \theta(z)k_i(z,T_g)C_i(z) \times \min\left(1, \frac{C_{max}(z)}{\Delta t}\frac{1}{\sum_j \theta(z)k_j(z,T_g)C_j(z)}\right) \tag{3.8}$$

Taking into account this dioxygen limitation renders the linear decrease of the function θ for w_g values above w_{fc} (Eq. (3.4b)) obsolete. The new moisture control function θ is shown in Fig. 3.2.b.

In the remainder of the paper, we omit to write the dependence in z, and write all depth-dependent variables $x(z)$ as x.

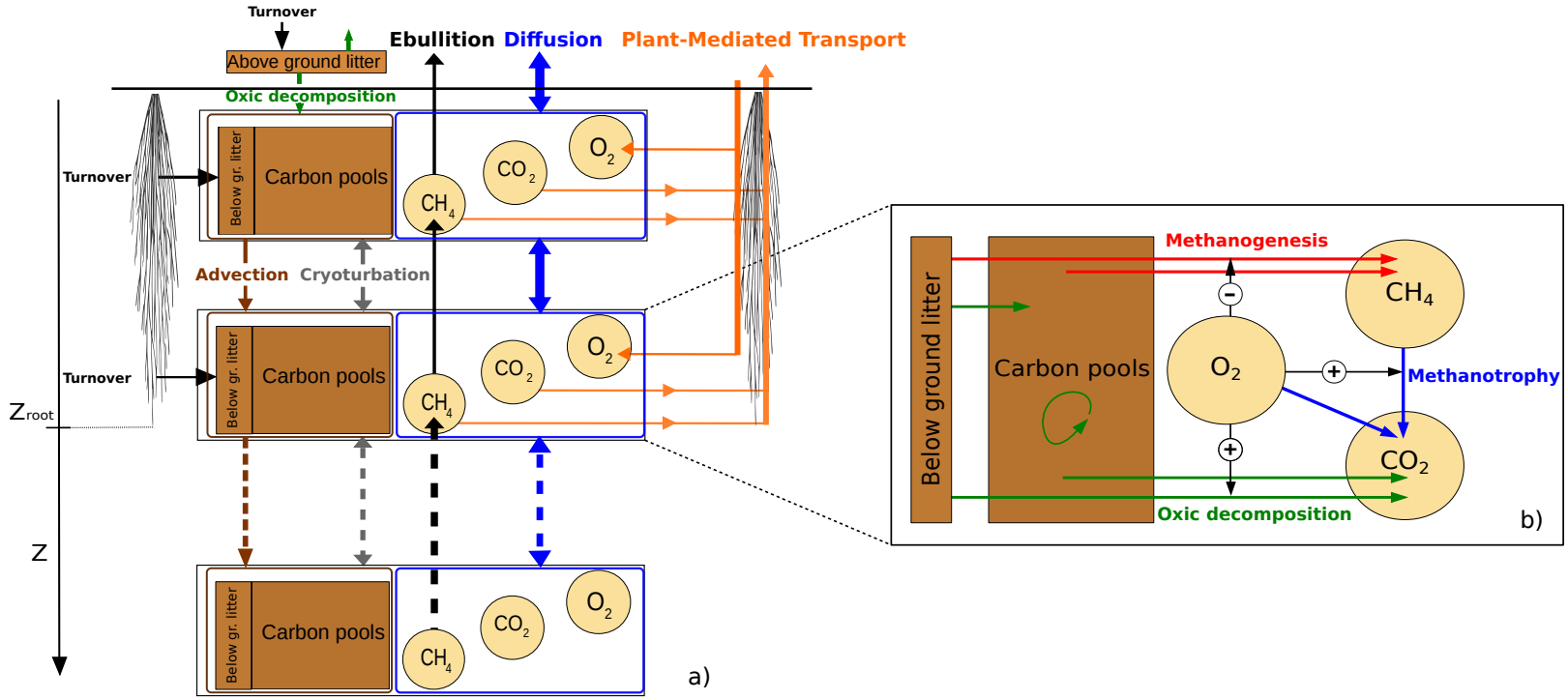


FIGURE 3.1 – Model schematic with **(a)** organic matter and gas vertical exchanges between model layers. Each black rectangle represents a model layer. Blue boxes represent the gas pools, brown boxes represent the organic matter reservoirs. Arrows connecting boxes edges represent processes common to all pools inside.**(b)** biogeochemical processes inside a model layer : oxic decomposition, methanogenesis, methanotrophy, interactions and feedbacks between gases and soil organic matter. For clarity purpose, the five soil organic carbon and litter pools are not detailed.

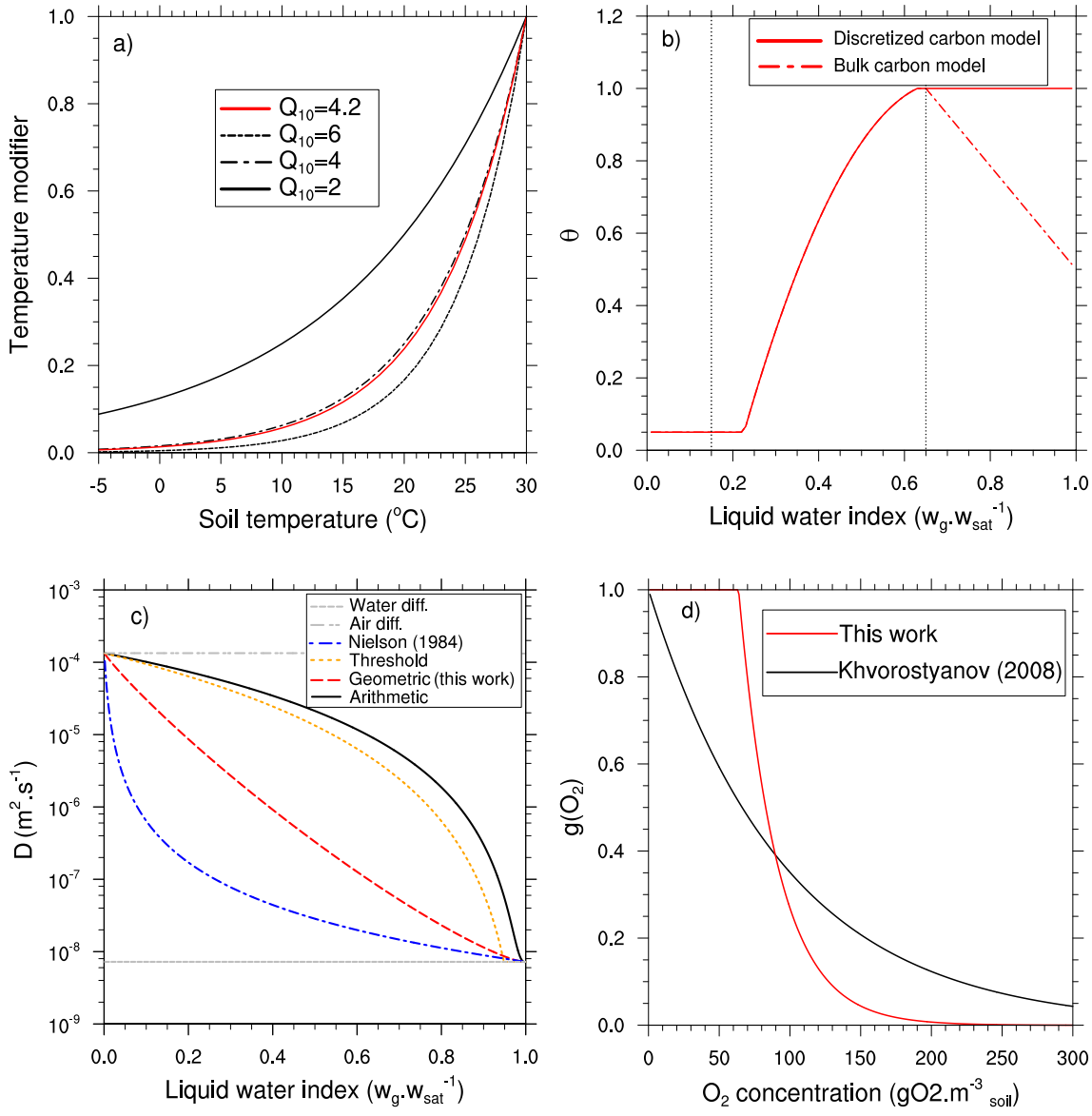


FIGURE 3.2 – **(a)** Soil temperature rate modifiers for different Q_{10} values used in this work **(b)** Moisture control θ on oxic decomposition for the bulk carbon model and for the discretized carbon model. Vertical dotted lines represent w_{wilt} and w_{fc} **(c)** Different bulk diffusivities parametrizations, with no ice-content and a Henry's constant of 1 (see Appendix 3.2.6) **(d)** Dioxygen dependency function $g\,(O_2)$ for methanogenesis

3.2.2.2 Gas module

In the bulk carbon module, gas created within the soil is released instantaneously into the atmosphere and does not pass through the soil matrix. In a multi-layer carbon module, an explicit representation of gases is necessary to model gas movement

within the soil column, its concentration and processes directly impacting it, such as methanotrophy. Besides CO_2 and CH_4, we calculate the diffusion of O_2 within the soil column as the O_2 penetration depth determines oxic and anoxic zones, thus separating methane production and methane oxidation (Askaer et al., 2011).
We assume an instantaneous and forced equilibrium between gas concentration within the air-filled part and the water-filled part of the soil in each layer (Tans, 1998; Khvorostyanov et al., 2008b; Tang et al., 2013; Tang and Riley, 2014). This assumption allows to solve the gas vertical diffusion in the soil air and in the soil water using a single state-variable. This variable is the gas concentration within the air-filled pores. In this framework, the prognostic equations for CO_2, CH_4 and O_2 in the gas-primary form (Tang and Riley, 2014) can be written as :

$$\varepsilon_{CO_2}\frac{\partial[CO_2]}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D_{CO_2}\frac{\partial[CO_2]}{\partial z}\right) + r_{\text{oxic}} + r_{MT}\frac{M_{CO_2}}{M_{CH_4}} - r_{PMT}^{CO_2} - r_{transp}^{CO_2} \tag{3.9a}$$

$$\varepsilon_{CH_4}\frac{\partial[CH_4]}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D_{CH_4}\frac{\partial[CH_4]}{\partial z}\right) + \frac{\partial\varepsilon_{CH_4}V_e\,[CH_4]^{ebu}}{\partial z} + \sum_i r_{MG,i} - r_{MT} - r_{PMT}^{CH_4} - r_{transp}^{CH_4} \tag{3.9b}$$

$$\varepsilon_{O_2}\frac{\partial[O_2]}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D_{O_2}\frac{\partial[O_2]}{\partial z}\right) - r_{MT}\frac{M_{O_2}}{M_{CH_4}} - r_{oxic}\frac{M_{CO_2}}{M_{CH_4}} + r_{PMT}^{O_2} - r_{transp}^{O_2} \tag{3.9c}$$

where $[CO_2]$, $[CH_4]$ and $[O_2]$ the gas concentrations in the air-filled pores of the soil ($g.m_{air}^{-3}$). Note that we do not represent ice-trapped gas, a process still missing in current process-based methane models (Xu et al., 2016).

Within the framework of equilibrium within gaseous and aqeous phases, we define for each gas their respective total gas porosities, i.e. the volume available in the air-filled fraction of pores and in the water-filled fraction of the pores per unit volume of soil :

$$\varepsilon_{CO_2} = \nu + w_g H_{CO_2}^{cc} \tag{3.10a}$$

$$\varepsilon_{CH_4} = \nu + w_g H_{CH_4}^{cc} \tag{3.10b}$$

$$\varepsilon_{O_2} = \nu + w_g H_{O_2}^{cc} \tag{3.10c}$$

with ν the air fraction ($m^3.m^{-3}$) computed as :

$$\nu = w_{sat} - w_g - w_{gi} \tag{3.11}$$

and w_{gi} the volumetric ice content ($m^3.m^{-3}$).
The ϵ's can be thought as the ratio between concentration per soil volume and air-filled pores concentration. $H_{CO_2}^{cc}$, $H_{CH_4}^{cc}$ and $H_{O_2}^{cc}$ are the dimensionless Henry's solubility constant which determine the ratio between gas-phase and aqueous-phase concentration of a species (Sander, 2015).
The first term of the right hand side of Eqs. (3.9a), (3.9b) and (3.9c) describes the diffusion of gas through the soil. For the methane (Eq. (3.9b)), the second term represents ebullition, modelled as a threshold advection term with V_e the bubble velocity

$(m.s^{-1})$ and $[CH_4]^{ebu}$ the potential methane concentration subject to ebullition. Ebullition algorithm is detailed later in Sect. 3.2.2.2.1 (Eqs. (3.30),(3.31) and (3.32)). The following terms, noted r, represents the variations of each gas due to sources, sinks and transports. r_{transp} represents the transpiration contribution (Eq. (3.17)), r_{oxic} the oxic decomposition (Eq. (3.18)), $r_{MG,i}$ the methanogenesis from carbon pool i (Eq. (3.23)), r_{MT} the methanotrophy (Eq. (3.26)), and r_{PMT} the plant-mediated transport (PMT) contribution (Eq. (3.29)).

We start by describing the diffusion terms, then follow by the sources and sinks, and the model boundary conditions. As many variables and processes are common to several gases, we use in the rest of this work the notation X to represent CO_2, CH_4 or O_2.

Gas diffusion D_X represents the bulk medium diffusion coefficient, computed as the weighted geometric mean of the diffusion coefficients in air D_X^a and in water D_X^w , reduced by the soil permeability in unsaturated and saturated porous media, respectively η_a and η_w. Bulk medium diffusion is written as :

$$D_X = \left(\left(D_X^a \eta_a \right)^\nu \times \left(D_X^w H_X^{cc} \eta_w \right)^{w_g} \right)^{\frac{1}{\nu + w_g}} \tag{3.12}$$

η_a and η_w, also used by Tang et al. (2013), follows Moldrup et al. (2003) :

$$\eta_a = \nu \left(\frac{\nu}{w_{sat}} \right)^{\frac{3}{b}} \tag{3.13a}$$

$$\eta_w = w_g \left(\frac{w_g}{w_{sat} - w_{gi}} \right)^{\frac{b}{3-1}} \tag{3.13b}$$

where b is the Clapp-Hornberger shape parameter (Clapp and Hornberger, 1978). Many models use an arithmetic mean to compute the bulk diffusivity (e.g. Khvorostyanov et al. (2008b); Tang et al. (2013); Tang and Riley (2014)) or a threshold formulation by imposing the water diffusivity for sufficiently high water contents, and diffusion in the air (or an arithmetic mean between diffusion in air and water) below that threshold (e.g. Wania et al. (2010)). But bulk diffusivity in soil is very non-linear with respect to water content (Nielson et al., 1984; Stephen et al., 1998). Hence, we did not chose the arithmetic mean because of the four orders of magnitude difference between air and water diffusivity coefficients. By analogy with the aggregation methods used for computing thermical and hydrological conductivities (Peters-Lidard et al., 1998; Decharme et al., 2016), we chose a geometric formulation. These different bulk diffusivites are shown in Fig. 3.2.c, and further discussed in Appendix 3.2.6.

Diffusivities depend on temperature. For diffusivities in air, we use values given by

Lerman (1979) :

$$D^a_{CO_2} = (0.1325 + 0.00009\ T_g) \times 10^{-4} \quad m^2.s^{-1} \tag{3.14a}$$
$$D^a_{CH_4} = (0.1875 + 0.00013\ T_g) \times 10^{-4} \quad m^2.s^{-1} \tag{3.14b}$$
$$D^a_{O_2} = (0.1759 + 0.00117\ T_g) \times 10^{-4} \quad m^2.s^{-1} \tag{3.14c}$$

For diffusivities in water, we use the parametrisation of Broecker and Peng (1974), also used by Wania et al. (2010) :

$$D^w_{CO_2} = \left(0.939 + 0.002671\ T_g + 0.0004095\ {T_g}^2\right) \times 10^{-9} \quad m^2.s^{-1} \tag{3.15a}$$
$$D^w_{CH_4} = \left(0.9798 + 0.002986\ T_g + 0.0004381\ {T_g}^2\right) \times 10^{-9} \quad m^2.s^{-1} \tag{3.15b}$$
$$D^w_{O_2} = \left(1.172 + 0.03443\ T_g + 0.0005048\ {T_g}^2\right) \times 10^{-9} \quad m^2.s^{-1} \tag{3.15c}$$

The dimensionless Henry's solubility H^{cc}_X is also temperature-dependent, and by assuming the ideal gas law, we have for each gas :

$$H^{cc}_X = H^{cp}_X \times RT = B_X \frac{T_K}{T_{stp}} \tag{3.16}$$

with T_K the temperature in K, $T_{stp} = 273.15$ K, H^{cp}_X the Henry solubility ($mol.m^{-3}.Pa^{-1}$), R the universal gas constant and B_X the dimensionless Bunsen coefficient. Using the most recent values given in Sander (2015) , we found $B_{CH_4} = 0.0318$, $B_{CO_2} = 0.749$ and $B_{O_2} = 0.0296$.

Transport, sources and sinks In the model, all gases are affected by diffusion (upward and downward transport), PMT (upward for CO_2 and CH_4, and downward for O_2) and transpiration (upward). In this model version, only the methane is affected by ebullition, as it is discussed in Sect. 3.2.5. Figure 3.1.a represents the schematic of gas vertical transport. Plant-mediated transport and ebullition are further detailed in Sect. 3.2.2.2.1.

The water extracted by plants when transpiring carries dissolved gas (Riley et al., 2011). We represent the transport of gas via transpiration, layer by layer :

$$r^X_{transp} = \frac{F_{transp} H^{cc}_X [X]}{\rho_w} \tag{3.17}$$

with F_{transp} ($kg.m^{-3}.s^{-1}$) the amount of water transported by transpiration, and ρ_w ($kg.m^{-3}$) the volumic mass of water.

Within the soil, the CO_2-related processes involve two net sources. The first source is the oxic decomposition of the below-ground carbon and litter pools, defined in Eq. (3.8), noted r_{oxic} ($gCO_2.m^{-3}_{soil}.s^{-1}$) :

$$r_{oxic} = \sum_i F^i_{oxic} r_i \frac{M_{CO_2}}{M_C} \tag{3.18}$$

The CO_2 produced by the decomposition of the above-ground litter pool is directly released into the atmosphere, and does not pass through the soil CO_2 pool. The other source is the CO_2 produced by methanotrophy (see Eq. (3.26)), simplified here as :

$$CH_4 + 2O_2 \rightarrow CO_2 + 2H_2O \tag{3.19}$$

There are no sources of O_2 within the soil, and the O_2 is consumed by oxic decomposition and methanotrophy.

There is one source of CH_4 within the soil, methanogenesis r_{MG}, one sink, methanotrophy r_{MT}. These terms are described in detail in Sect. 3.2.2.2.1.

Numerical method and boundary conditions For each gas, all processes in Eqs. (3.9a), (3.9b) and (3.9c) are treated at once, unlike several other models that treat sequentially methanogenesis, methanotrophy, diffusion, PMT and ebullition. The set of equation is discretized by a Crank-Nicholson semi-implicit scheme and casted as a tridiagonal system of equations. A time-splitting option if also implemented for large time-steps.

At the last soil layer we impose for all gases a no-flux boundary condition :

$$\left.\frac{\partial [X]}{\partial z}\right|_{z=z_{\max}} = 0 \tag{3.20}$$

At the soil-atmosphere interface, we impose the following boundary condition :

$$[CH_4]|_{z=0^+} = \frac{p_s}{RT_s} CH_{4s} M_{CH_4} \tag{3.21}$$

with p_s the atmospheric surface pressure, T_s the atmospheric surface temperature, R the universal gas constant, CH_{4s} the methane mixing ratio fixed at 1.7 ppm.

A similar boundary condition is imposed for O_2, with the observed mixing ratio of 20.9 %. For CO_2, the observed global atmospheric CO_2 concentration is used (NOAA/ESRL - www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/).

Finally, arctic snowpack including iced layers suppressed soil-atmosphere gas exchanges, leading to CO_2 and CH_4 accumulation in the snowpack (Pirk et al., 2016b). Since we do not represent explicitly gases in the snowpack, we model this effect by

reducing the diffusivity at the interface between atmosphere and the first soil layer by a snow-dependence function g_{snow} :

$$g_{\text{snow}} = f_{\text{snow}} \left(1 - \frac{\rho_{\text{snow}}}{\rho_{\text{ice}}}\right) + (1 - f_{\text{snow}}) \tag{3.22}$$

with f_{snow} the grid cell fraction covered by snow, ρ_{snow} the density of the snow layer closest to the ground and ρ_{ice} the density of ice.

3.2.2.2.1 Methane processes To distinguish methane production and oxidation zones, a common method is to diagnose *a priori* the water table level, and to force methanogenesis to occur only below this level, and methanotrophy only above (e.g Walter and Heimann (2000); Zhu et al. (2014); Kaiser et al. (2016)). This classical strata approach has been recently criticized (Yang et al., 2017). As we compute O_2 concentration within the soil column, we can calculate directly where anoxic conditions occur within the model and we do not need to use the water-table in the methane model, as shown in Fig. 3.1.
Methanogenesis takes place in the water-filled pores when O_2 concentration is low enough, whereas methanotrophy occurs in aerobic conditions. Once CH_4 is created within the soil column, it can escape the soil matrix via : - Diffusion in the water and air-filled pores. - Ebullition, only in the water-filled pores. - Plant-mediated transport through aerenchyma - Transpiration (Eq. (3.17)).

Methanogenesis Methane is produced by methanogens, which are anaerobic archea (Stams and Plugge, 2003). The main environmental factors controlling the rate of methane production are : (1) the availability and quality of suitable organic matter (2) temperature (3) soil moisture (4) dioxygen content ; all of them calculated by the model in every soil layer. The carbon pool available for methanogenic archaea consists mainly of root exudates and fresh, labile plant material that can be easily degraded (Chanton et al., 1995). In the model, carbon pools impacted by methanogenesis are the below-ground litter pools $C_{bg,[s,m]}$, and the active carbon pool C_a. For each of these reservoirs, their characteristic time of decomposition by methanogenesis is ten times their characteristic time of oxic decomposition (Khvorostyanov et al., 2008b) (Table 3.1). We use the same Q_{10} temperature function as for the oxic decomposition (Eq. (3.3)) as it is in the range observed by Segers (1998) in minerotrophic peats. Hence, the time-dependant rate of methanogenesis is the oxic decomposition rate divided by 10. The methanogenesis from pool i per soil volume $r_{MG,i}(z,t)$ ($gCH4.m_{\text{soil}}^{-3}.s^{-1}$) is given by :

$$r_{MG,i} = \delta_i C_i \frac{w_g}{w_{sat}} \frac{k_i(T_g)}{10} f\left(T_g\right) g\left(O_2\right) \frac{M_{CH_4}}{M_C} \tag{3.23}$$

where i designates the type of carbon pool defined in table 3.1, $\delta_i = 1$ when $i = a$ or $i = bg, [s, m]$ and 0 otherwise. $g(O_2)$ is the dioxygen dependency function. $f(T_g)$ is a function to ensure methanogens are not active at sub-zero temperature, as the Q_{10} function decreases too slowly below 0 °C (Fig. 3.1.a) to be coherent with the incubations results of Treat et al. (2014) that shows almost no methane fluxes below 0 °C. Hence, we impose a linear decrease between 0 and $T_{lim} = 1$ °C :

$$f\left(T_g\right) = \begin{cases} 1, & T_g \geq T_{lim} \\ \frac{T_g}{T_{lim}}, & 0°C \leq T_g \leq T_{lim} \\ 0, & T_g \leq 0°C \end{cases} \tag{3.24}$$

O_2 strongly inhibits methanogenesis (Askaer et al., 2011) and, we parametrise this dependency as :

$$g\left(O_2\right) = \frac{10^{\left(O_{2,lim} - [O_2]H_{O_2}^{cc}\right)/O_{2,lim}} - 10^{\left(O_{2,lim}-10\right)/O_{2,lim}}}{1 - 10^{\left(O_{2,lim}-10\right)/O_{2,lim}}} \tag{3.25}$$

with $O_{2,lim}$ the aqueous-phase threshold dioxygen concentration (Duval and Goodwin, 2000), fixed in this work at 2 $gO_2.m_{water}^{-3}$, roughly equivalent to 60 $gO_2.m_{air}^{-3}$ in standard pressure and temperature conditions. Khvorostyanov et al. (2008b) also used a O_2 formulation to constrain methanogenesis. We did not chose its function as it still implies methane production at high oxygen content (Fig 3.2.d) and, although methanogens can still survive in aerated soils (Angel et al., 2011), they are strict anaerobes and methanogenesis is fully suppressed upon exposure to dioxygen (Yuan et al., 2009).

Methanotrophy Methane can be oxidized by methanotrophic bacteria, in aerobic parts of the soil. We propose to represent methanotrophy as an exponential decay of methane concentration (*i.e.* a first order differential equation), constrained by ground temperature and O_2 concentration. The amount of methane consumed by methanotrophy per soil volume ($gCH4.m_{\text{soil}}^{-3}.s^{-1}$) is written as :

$$r_{MT} = \epsilon_{CH_4} CH_4 k_{MT}(T_g) \frac{[O_2]}{K_{O_2} M_{O_2} + [O_2]} \tag{3.26}$$

with $k_{MT}(T_g)$ (s^{-1}) the methanotrophy time-dependant rate, inferred from incubation experiments of Jørgensen et al. (2015) :

$$k_{MT}\left(T_g\right) = \frac{1}{\tau_{MT}} \times 4.2^{\frac{T-18.7}{10}} \tag{3.27}$$

and τ_{MT} (s) the time constant of the methanotrophy. τ_{MT} is chosen as 1 day, which is a median of the values found in literature (Table 3.2). We take into account the dioxygen

limitation by using a Michaelis-Menten kinetic with K_{O_2} fixed at 2 $mol.m^{-3}$ following Kaiser et al. (2016).

TABLE 3.2 – Short review of parameters used in soil methanotrophy modelling. Top panel : Michaelis-Menten framework. Bottom panel : First-order kinetic framework.

Reference	K_{CH_4} $(mol.m^{-3})$	V_{max} $(mol.m^{-3}.s^{-1})$	$\tau_{MT}(t)$
Riley et al. (2011)	$5 \times 10^{-4} - 5 \times 10^{-2}$	$1.25 \times 10^{-6} - 1.25 \times 10^{-4}$	-
Tang et al. (2010)	0.44	$10^{-8} - 10^{-7}$	-
Raivonen et al. (2017)	0.44	2.7×10^{-4}	-
Walter and Heimann (2000)	0.016-0.08	$2 \times 10^{-6} - 2 \times 10^{-5}$	-
Jørgensen et al. (2015)[a]	-	-	1.4 hours
Murguia-Flores et al. (2017)	-	-	5.5 hours
Khvorostyanov et al. (2008b)	-	-	5 days

[a] from incubation experiments

In its pioneering process-based works, Walter et al. (1996) model the methane oxidation with a Michaelis-Menten equation :

$$r_{MT}|_{Michaelis-Menten} = \frac{V_{max} \quad [CH_4]}{K_{CH_4} + [CH_4]} \tag{3.28}$$

with V_{max} $(mol.m^{-3}.s^{-1})$ the potential methane oxidation rate and K_{CH_4} $(mol.m^{-3})$ the Michaelis-Menten constant. This formulation has been widely used in the soil methane modelling community (Arah and Stephen, 1998; Riley et al., 2011; Zhu et al., 2014; Kaiser et al., 2016). Segers (1998) noted in its review that V_{max} values range from 10^{-4} to 10^{-7} $mol.m^{-3}.s^{-1}$. From a model to another, the choice of V_{max} and K_{CH_4} varies by several order of magnitudes, as shown in Table 3.2. Hence, for the same methane concentration, methanotrophy characteristic times varies from few hours to several days.

Wania et al. (2010) do not use a Michaelis-Menten model for methanotrophy, but consider that a fixed fraction of available dioxygen is directly used to oxidize available methane, with a stochiometry balance of two moles of dioxygen for each mole of oxidized methane.

In the Michaelis-Menten equation behaviour, if methane concentration strongly exceeds K_{CH_4}, the model tends to a zero order kinetic, i.e. a constant methane consumption, independent of methane concentration. Inversely, if methane concentration is much below K_{CH_4}, model tends to a first order kinetic, i.e. a classical exponential decay. In Walter and Heimann (2000), soil methane concentration exceeds K_{CH_4} and methanotrophy as defined in Eq. (3.28) is reduced to a zero-order kinetic. But recent works suggest the opposite. In the supplementary material of Jørgensen et al. (2015), field studies

in Zackenberg valley and incubation experiments results clearly suggests a first order kinetic reaction with a strong temperature dependency. Computing these rates from supplementary material Fig S3.a of Jørgensen et al. (2015), we find time-dependant rates ranging from 17 to 1.8 day^{-1} when temperatures goes from 18.7 °C to 2.9 °C. It corresponds to a Q_{10} value of 4.2 (Fig. 3.2.a). Those methanotrophy rates are much higher than the one chosen by Khvorostyanov et al. (2008b), i.e. 0.2 day^{-1}.

Finally, from a modelling point of view, one can question the choice of using Michaelis-Menten kinetic, which requires two parameters to choose and tune, both of them with large ranges of uncertainty (Segers, 1998), instead of a simpler first-order ordinary differential equation, as used for instance by the global soil methanotrophy model MeMo (Murguia-Flores et al., 2017) or Khvorostyanov et al. (2008b).

Plant-mediated transport and aerenchyma Wetland plants have adapted to the permanently waterlogged conditions by developing air-filled channels in their shoots and roots, called aerenchyma (Schlesinger and Bernhardt, 2013). These channels deliver O_2 from the surface to the roots, but allow also CH_4 and CO_2 to escape to the atmosphere. It was first modeled by Walter et al. (1996) as a direct uptake from the soil to the atmosphere, weighted by a function of the leaf area index (LAI) and empirical parameters describing the "strength" of such transport. In more recent works (Wania, 2007; Riley et al., 2011; Kaiser et al., 2016; Raivonen et al., 2017), the consensus is to take into account the concentration gradient between the atmosphere and gas in the soil column, but with various complexity levels to represent the transport through the soil. The most complex formulations (Wania, 2007; Kaiser et al., 2016) explicitly model roots using concepts like root diameters, tiller density and tiller porosity, or aerenchyma exodermis thickness (Kaiser et al., 2016). These parameters are not well known, and vary broadly not only from one species to another (Schimel, 1995; Colmer, 2003) but also within a same species due to substantial small-scale spatial variations (Kutzbach et al., 2004). Moreover, among different plant-species, a greater PMT capacity does not necessarily correlate with higher total emissions (Bhullar et al., 2013). To be consistent with the overall complexity of the carbon and vegetation model, we choose a simpler representation. The models that currently represent diffusion inside the aerenchyma use diffusivities ranging from that of an air-filled peat (Riley et al., 2011; Raivonen et al., 2017) to values smaller than the diffusivity of water for radial diffusion (Kaiser et al., 2016).

In our model, the flux of methane transported by roots and plants for a layer j $f_{\mathrm{PMT}}^{CH_4,j}$ ($gCH4.m_{\mathrm{soil}}^{-2}.s^{-1}$) is inspired by Riley et al. (2011) and defined by :

$$f_{PMT}^{CH_4,j} = \frac{\epsilon_{CH_4} \Pi_a \alpha_{CH_4} \left([CH_4] - [CH_4]_{atmo}\right)}{r_a + \frac{r_L \times z_j + 0.5 h_{plant}}{D_{CH_4}^a}} \rho_r f_{root}^j h(LAI) f_{veg} \tag{3.29}$$

The denominator represents the vertical transport velocity of gases through the aerenchyma, with an inner diffusivity is equal to that of air. r_a ($s.m^{-1}$) is the aerodynamic resistance. The root fraction in the layer j, f_{root}^j, and r_L the ratio of root length to depth, fixed at 3, takes into account the geometry of the roots and the respective contribution of each model layer in the total transport. z_j is the depth of the layer j. As CO_2 and CH_4 (respectively, O_2) do not leave (respectively, enter) aerenchyma directly at the soil/atmosphere interface but through the plant shoot, we take into account the plant height h_{plant} in the transport, approximated by $\frac{LAI}{6}$.

Radial transport between the root and the soil is representend by the parameter Π_a, corresponding to the aerenchyma permeability. In this work, Π_a is fixed to 1, representing a perfectly permeable tissue. The utilisation of gas by the plant during the transport is represented by the parameter α_X. For CH_4 and the CO_2, $\alpha_{CH_4} = \alpha_{CO_2=}1$ represents no gas utilisation by the plant. For the dioxygen, as most of O_2 transported by aerenchyma is used by plant roots, only a fraction is lost to the soil (Colmer, 2003) and we fix $\alpha_{O_2} = 0.3$. This attenuation is also coherent with Nielsen et al. (2017) who noted that aerenchymous transport of dioxygen is poorly efficient compared to the transport of methane.

The strenght of the PMT varies in time with the LAI, and following Walter and Heimann (2000) we define a LAI dependency function $h(LAI) = \min(\frac{LAI-LAI_{min}}{2-LAI_{min}}, 1)$. Finally, f_{veg} is the soil vegetated fraction and ρ_r the aerenchyma porosity fixed at 0.3 (Riley et al., 2011). A similar equation stands for CO_2. For O_2, Eq. (3.29) is treated as a flux from the atmosphere to the ground.

As we do not explicitly compute gas concentrations inside the roots and aerenchyma, the total plant-mediated flux F_{PMT}^X ($gX.m^{-2}.s^{-1}$) is computed as the sum of the contribution from all soil layers down to the rooting depth z_{root}. From a *numerical point of view*, the PMT acts as a *sink* for CH_4 and CO_2 and as a *source* for O_2 since gas is not transported between individual layers. Note also that in Eq. (3.9a), (3.9b) and (3.9c) we have $r_{PMT}^X(t,z) = \frac{f_{PMT}^{X,j}}{\Delta_{z_j}}$ ($gX.m^{-3}.s^{-1}$), with Δz_j the thickness of the j^{th} soil layer (m).

Ebullition We model ebullition as an advective process, taking place in the water-filled pores. The transported methane $[CH_4]^{ebu}$ is the excess of CH_4 with respect to a concentration threshold X_{ebu}, depending on environmental variables. We trigger ebullition when the soil is saturated enough :

$$X_{ebu} = \frac{r_{CH_4} P_s M_{CH_4}}{R T_g} \tag{3.30}$$

$$[CH_4]^{ebu} = \begin{cases} [CH_4] - X_{ebu}, & \text{if } [CH_4] \geq X_{ebu} \text{ and } w_g \geq 0.9 \times (w_{sat} - w_{gi}) \\ 0, & \text{otherwise} \end{cases} \tag{3.31}$$

with P_s the soil pressure (i.e. the sum of hydrostatic and atmospheric pressure, as the latter plays a role in triggering ebullition events (Tokida et al., 2007)) , R the gas constant and r_{CH_4} the saturated mixing ratio of CH_4, fixed at 15 % (Riley et al., 2011). This threshold may depend on vegetation, but it is still unclear in which way. Grünfeld and Brix (1999) noted that ebullition is dominant in non-vegetated plots, but Walter and Heimann (2000) model the opposite, considering N_2 concentrations are higher in vegetated soils, hence increasing condensation nuclei numbers. We chose here not to take vegetation into account.

Numerically, in order to keep the tridiagonal structure of the Crank-Nicholson solver, we had to ensure that a bubble does not travel through more than two soil layers within the same time-step. Hence, we constrained the bubbles velocity at each layer j, noted V_e^j $(m.s^{-1})$. This velocity depends on the depth of the considered layer, on the model time-step and on the soil tortuosity η, fixed here at 0.66 :

$$V_e^j = \frac{\Delta z_j}{\Delta t} \eta \tag{3.32}$$

The velocity of the first soil layer is weighted by the snow-dependence function $g_{snow}(t)$, in the same way as the diffusion coefficient at the soil-atmosphere interface : $V_1 = \frac{\Delta_{z_1}}{\Delta_t} \eta . g_{\text{snow}}$.

Finally, the ebullition flux going to the atmosphere is computed as the bubbles leaving the top layer. By choosing this layer-by-layer formulation, the ebullition flux could be 0 because the water and methane conditions (Eq. (3.31)) are not fulfilled in the top layer, while ebullition still occurring in some sub-surface layers .

3.2.3 Site description, Material and Methods

We evaluate this model against observations from three sites. One is an arctic wetland without permafrost (Nuuk), the two others (Zackenberg and Chokurdakh) are on permafrost ground. The Nuuk and Zackenberg sites are both part of the Greenland Ecosystem Monitoring (GEM) program, that provides every year detailed reports, starting from 2007 for Nuuk (Nuuk Ecological Research Operations -NERO- Annual reports, Tamstorf et al. (2008)) and 1995 for the Zackenberg site (Zackenberg Ecological Research Operations -ZERO- Annual reports, Meltofte and Thing (1996)).
At Nuuk and Zackenberg, CH_4 and CO_2 flux data come from automatic closed chamber

TABLE 3.3 – Sites main characteristics (top) and data used for validation (bottom).

	Nuuk	Zackenberg	Chokurdakh
Longitude-Latitude	51.3°W, 66.1°N	21°00' W, 74°30'N	147.49°W, 70.82°N
Permafrost	No	Yes	Yes
Climate forcing data period	2009-2014	1996-2015	2003-2014
CH_4 fluxes data period	2009-2014	2006-2015	2008-2013
Clay fraction (%)	4.3	14.5	15.0
Sand fraction (%)	91.3	16.7	30.0
Rooting depth (m)	0.3	0.3	0.3
Organic layer depth (m) [a]	0.3	0.4	0.1
Forced water-table	0.2m	0.1m	0.1 m
CH_4 flux (chambers)	Automatic	Automatic	Manual
CO_2 flux (chambers)	Automatic	Automatic	-
Soil Temperatures	Probes	Probes	Probes
Active layer thickness	No permafrost	Manual	-
Latent heat	Eddy tower	Eddy tower	Eddy tower
Sensible heat	Eddy tower	Eddy tower	Eddy tower
Net hadiation	Eddy tower	Eddy tower	Eddy tower
Snow depth	Camera	Camera	-

[a] Depth below which organic matter fraction is lower than 70 %.

measurements. At these sites the fluxes data we use are the mean of several (6-10) automatic closed chambers. When more than one automatic chamber is active, the standard deviation between automatic chambers functioning at the measurement is provided too. The number of functioning chambers varies in time. There is a large spatial variability of methane fluxes between individual automatic chambers, even though they are relatively close to each other (a few meters), as shown in Pirk et al. (2017) on the Nuuk and Zackenberg sites (Skov, 2014). Similar large variations of methane fluxes over a small spatial scale have also been observed by Kutzbach et al. (2004) in northern Siberia. At Chokurdakh, CH_4 data are more sporadic as they come from manual closed chambers. The standard deviation of methane fluxes is not available, and we do not have CO_2 chamber data.

3.2.3.1 Nuuk

Nuuk research station is situated in Kobbefjord (64 °07'N ; 51 °21'W), approximately 20 km from Nuuk. Its study area consists of a drainage basin with an area of 32 square kilometres situated at the head of a fjord. The local climate is low arctic with mean annual temperature of -1.4 °C and mean annual precipitation of 752 mm (1961-90). Despite cold winter temperature, the fen never freezes at depth below 10-15 cm. NERO

annual reports (Tamstorf et al., 2008) show a significant in variability soil texture, soil moisture and vegetation. In the model we impose the soil texture measurement from a location closest to the automatic chambers (plot Mart-2, Raundrup et al. (2010)). These soil texture samples are taken from the upper 10 cm and do not change much with depth. The automatic chamber site is a fen at the bottom of a valley surrounded by high rocks. At this site, a peat layer of approximately $20-40$ cm overlays sedimental, mineral soil layers. Due to its topographical specificity, the main input of water on this site is not from the local precipitation, but from snowmelt and runoff from adjacent hills, and inflow from a nearby stream located at the southern border of the fen. One key factor of this site appears to be the snowmelt date, as snow melt water runs through the fen, leading to a saturated fen during the growing season.

3.2.3.2 Zackenberg

The Zackenberg site is a permafrost fen site located in Zackenberg valley, in the Northeast Greenland National Park (74°30'N, 21°00'W). It is located in the high Arctic (Meltofte and Rasch, 2008) with mean annual temperature of -9°C. During winter, monthly mean air temperatures are below -20°C and between +3 and +7°C during summer (Hansen et al., 2008). Zackenberg research station exhibits a large variability of soils and vegetation (Palmtag et al., 2015). The automatic chambers are located in a fen, near to the ZK3-2 plot from Palmtag et al. (2015). On this site soil, sand, and clay profiles until a 80 cm depth are available (J. Palmtag, personal communication), and are put into model parameters. Mineral texture values provided in table 3.3 for this site are the mean over the profile, as they do not change much with depth. Even inside the fen land cover class of the Zackenberg valley, many disparities exists on organic content and organic layer depth (Palmtag et al., 2015). There is standing water during the growing season, and the water table level fluctuates from few centimeters below ground to above the surface (Mastepanov et al., 2013).

3.2.3.3 Chokurdakh

The Chokurdakh Scientific Tundra Station (70°49'28" N, 147°29'23" E ; elevation 11 m a.s.l.) is situated in the Kytalyk Wildlife Reserve, Northeastern Yakutia, in the lowlands of the Indigarka river in north-east Siberia. Among the three studied sites, it is the coldest with a mean annual temperature of -10.5°C. In January, the monthly mean temperature is -34.2°C with occasional minima below -40°C (van der Molen et al., 2007). Soils textures from the Harmonized World Soil Database - HWSD (FAO et al., 2012) are 30% sand, 15% clay and 65% silt. These values are consistent with the description found in van der Molen et al. (2007); Parmentier et al. (2011), where the soil on the site is described mainly as a 10-15 cm organic top peat layer overlying silt.

3.2.3.4 Experimental protocol

At each site, we ran the model offline forced by the available hourly atmospheric measurements : air temperature, air moisture, precipitation, wind speed, short and long-wave downward radiation. At Zackenberg, the observed snowfall rate is not consistent with the observed variations in snow depth over the fen. This could lead to important errors in the simulation of the timing of the snowmelt, which is crucial for the CO_2 and CH_4 fluxes. To avoid these discrepancies, we derived the snowfall rate from the positive variations of the observed snow depth.
The model simulation went through an initial 1500 years spin-up period by cycling the few years of atmospheric forcing in order to achieve equilibrium of the litter pools, the active and slow carbon pools. Due to its very long turnover time, passive carbon pool contribution to CO_2 fluxes is indeed negligible. At Zackenberg, we used only the first 10 years of the available forcing files to achieve the 1500 years spin-up, as the last years show a significant positive trend.
The effects of soil organic carbon on soil hydraulic and thermal properties (Decharme et al., 2016) are taken into account by imposing at each site an organic soil fraction profile. Profiles were inferred from organic peat layer depths at each site. In the peat layers, a high soil organic fractions is imposed (≥ 0.7). Due to the lack of data below this peat layer, a parametrisation of the decrease in soil organic fraction was done to best match the observed temperatures (Table 3.3).
At the three sites, the saturated soil is the result of some microtopographic features and cannot be simulated solely by a local hydrological balance. At Zackenberg, water table level and the overall moisture is important, with episodes of standing water above the surface -except in 2010- (Mastepanov et al., 2013) and we therefore impose saturation below 10 cm. The same condition is imposed at Chokurdakh. The fen area at Nuuk is in a small depression and automatic chambers are located near the border of the fen (Pirk et al., 2016b), where mean moisture conditions are lower than at Zackenberg. At Nuuk, a saturation below 20 cm is imposed. Above these limits, the hydrological model run free. Model sensitivity to water table level is discussed in Sect. 3.2.5. Site-specific parameters are shown in Table 3.3, as well as the range of methane observations, range of forcing climate data for each site and available data. Finally, as CH_4 fluxes are measured by closed chambers, we do not take into account the role of the aerodynamic resistance r_a (Eq. (3.29)).

Three skill scores are used to compare model results to the observations : the daily bias, the sample Pearson correlation coefficient (r), and the centered root mean square error (c-rmse). The latter is computed by subtracting for each data set their mean before computing a standard root mean square error. All these skills are computed on the full time-series of daily mean data when not stated otherwise. When data are not available, corresponding model results are not taken into account in the skill scores and in the figures presenting mean annual cycles of daily variables, except stated otherwise. When data are entirely missing, model results are shown for the full period of the experiment.

3.2.4 Results

After briefly presenting the LAI parametrization, we evaluate the model ability to reproduce the radiative and turbulent fluxes, the snow depth, the ground temperature and the active layer thickness. We then analyse the simulated CO_2 and CH_4 fluxes.

3.2.4.1 Leaf Area Index

We first modified the standard leaf-area index (LAI) parametrization. Indeed, the LAI simulated by the standard version of ISBA for boreal grasses were largely overestimated peaking at approx. 3.5 while the MODIS/Terra+Aqua LAI product (Myneni and Park, 2015) shows values not exceeding 1.5 at Nuuk and Zackenberg (Fig. 3.3). Using observations from arctic plant communities published by van Wijk et al. (2005), we deduced a specific leaf area of 8 $m^2.kg^{-1}$ versus 14 in the standard version. The minimum LAI imposed by the model was also reduced from 0.3 in the standard version to 0.1. The amplitude of the seasonal cycle of LAI is greatly improved with peak values around 1.3 at Nuuk and 0.9 at Zackenberg but leaf onset, peak and senescence tend to happen with one month delay.

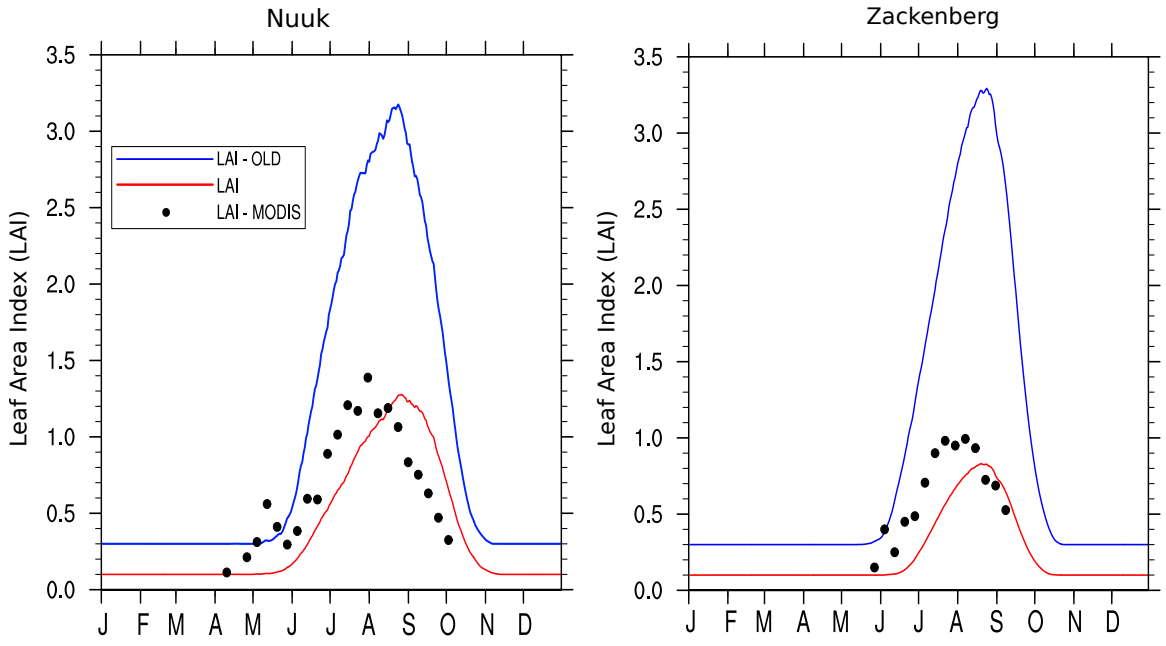


FIGURE 3.3 – Mean annual cycle of daily leaf area index (LAI) on Nuuk and Zackenberg site for the full experiment period. Data are from MODIS Land Product subset tool ORNL DAAC. 2017.

3.2.4.2 Radiative fluxes, turbulent fluxes and snow depth

At Nuuk, the flux tower where radiative and turbulent fluxes are measured is located at the border of the fen. At Zackenberg, it is not in the fen but it gives a general sense of the energy balance at the site. Figure 3.4 shows mean annual cycles of daily latent heat, sensible heat, net radiation and snow depth for the three studied sites. Corresponding skill scores are shown in Table 3.4.
The net radiation fluxes are well reproduced at Nuuk and Zackenberg ($r = 0.95$ and 0.93 respectively (Table 3.4)). At Chokurdakh, the model perform slightly worse ($r = 0.87$), due to September where modelled net radiation decreases too early (Fig 3.4.i).
At Nuuk, the model tends to have an early snowmelt with respect to observations (Fig 3.4.j). This induces an early increase of soil temperature (Figure 3.5.a, 3.5.b,) and an early increase of the sensible heat flux (Fig 3.4.d). This early increase of the sensible heat flux is also present at Chokurdakh (Fig 3.4.f), but the absence of snow depth data does not allow to attribute it to snowmelt date.
The latent heat fluxes are decently simulated at Nuuk and Chokurdakh ($r = 0.64$ and 0.65 respectively). At Zackenberg, the model starts too late and there is a one-month delay between the modelled and the observed seasonal peaks (Figure 3.4.b, $r = 0.55$) due to the delayed seasonal cycle of LAI (Fig. 3.3.b).

3.2.4.3 Temperature and Active Layer Thickness (ALT)

Apart from the early increase due to the early snowmelt at Nuuk, the evolution of temperatures is overall well-simulated at every depth for the two greenlandic sites (Fig. 3.5), with correlations over 0.9 (Table 3.5). At Zackenberg, the model represents the beginning of the zero-curtain period in the fall (Mastepanov et al., 2013) but is unable to reproduce its entirety (Fig. 3.5.h and Fig. 3.5.i). This might be due to the missing insulation effect of mosses and lichens (Druel et al., 2017) or to processes specific to arctic snow not taken into account in the model. Barrere et al. (2017) show that the ISBA snow scheme has a too strong snow densification leading to higher thermal conductivity of the basal layer, an accelerate soil freezing and ultimately a too short zero-curtain period.
The active layer thickness (ALT) is of crucial importance because it is where the main biogenic processes occurs. In Zackenberg, the model reproduces fairly well the observed ALT except in the late-season when it freezes too early, linked to the too short zero-curtain period (Fig. 3.5.j). In Chokurdakh, we do not have active layer data, but literature reports depths around 40-50 cm in wet locations (van der Molen et al., 2007; Parmentier et al., 2011; Budishchev et al., 2014) while the model simulates around 50 cm.

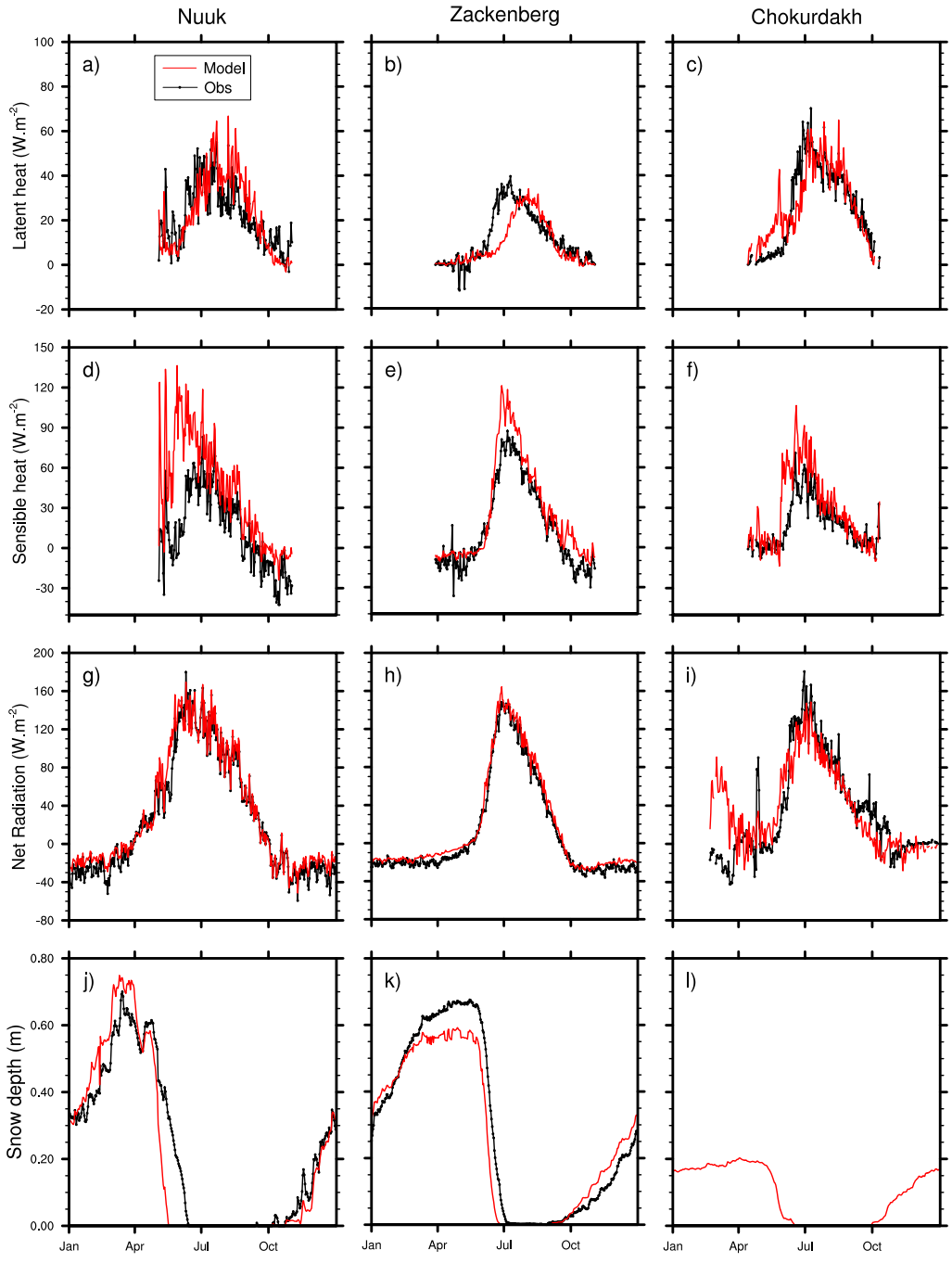


FIGURE 3.4 – Mean annual cycles of daily latent heat, sensible heat, net radiation and snow depth on Nuuk (left column), Zackenberg (middle column) and Chokurdakh (right column). At Chokurdakh **(l)**, snow depth data is missing.

TABLE 3.4 – Daily skill scores for radiative and turbulent fluxes, snow depth, and CO_2 and CH_4 fluxes. For CO_2, results from the old bulk carbon model are also given. The number of day with non missing data (n), observed mean, correlation (r), centered root mean square error (c-rmse) and bias are shown.

			Nuuk	Zackenberg	Chokurdakh
LE ($W.m^{-2}$)		n	681	1901	1112
		mean	23.44	17.36	32.04
		r	0.64	0.55	0.65
		c-rmse	16.07	15.93	19.24
		bias	2.45	-1.92	-1.5
H ($W.m^{-2}$)		n	743	1943	1169
		mean	17.13	30.96	20.96
		r	0.80	0.84	0.47
		c-rmse	26.68	29.17	44.86
		bias	23.89	17.10	17.16
RN ($W.m^{-2}$)		n	1810	6288	1727
		mean	25.85	10.71	64.43
		r	0.95	0.93	0.87
		c-rmse	20.28	22.13	37.1
		bias	6.41	8.17	-3.6
Snow depth (m)		n	1598	6250	-
		mean	0.24	0.27	-
		r	0.85	0.94	-
		c-rmse	0.18	0.12	-
		bias	-0.01	-0.01	-
CH4 flux ($mgCH_4.m^2.s^{-1}$)		n	505	723 (685)	117
		mean	3.12	1.50 (0.93)	1.33
		r	0.45	0.18 (0.74)	0.37
		c-rmse	1.9	2.18 (0.79)	1.04
		bias	0.96	-0.40 (0.22)	0.13
CO2 flux ($mgCO_2.m^2.s^{-1}$)	old model	n	416	704 (666)	-
		mean	-62.6	-8.02 (-73.6)	-
		r	0.82	0.64 (0.92)	-
		c-rmse	145.2	230.1 (123.2)	-
		bias	-39.2	-58.4 (-12.1)	-
	new model	r	0.75	0.62 (0.86)	-
		c-rmse	130	231.8 (124.0)	-
		bias	-36.5	-85.8 (-37)	-

Zackenberg skills in brackets (-) are computed without the late-season burst of 2007 and 2009

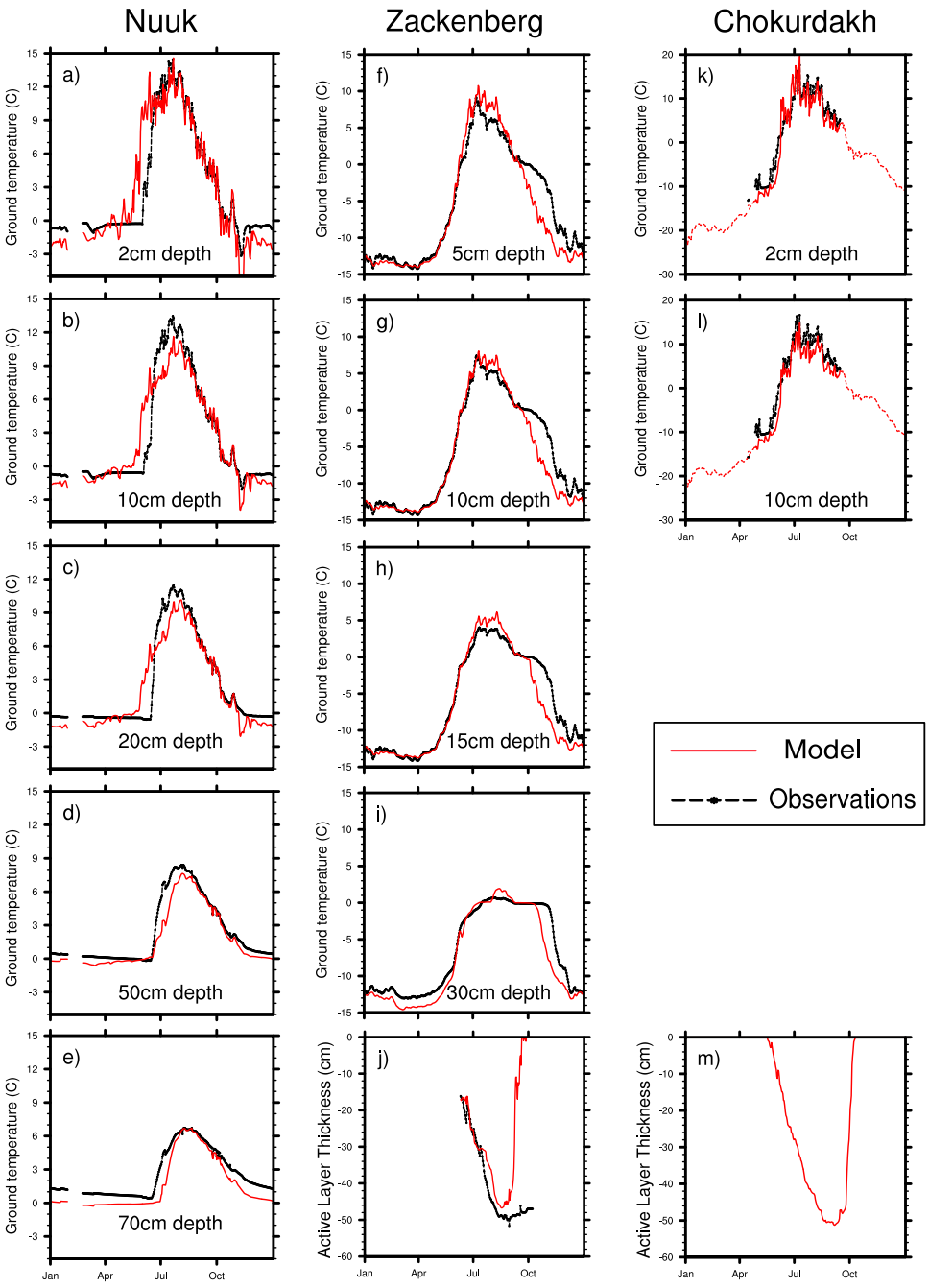


FIGURE 3.5 – Mean annual cycles of daily ground temperature at several depth on Nuuk (left column), Zackenberg (middle column) and Chokurdakh (right column). On Chokurdakh **(k)** and **(l)**, dotted lines represent the model results for the full experiment period regardless of missing data.
Active layer depth is shown for Zackenberg **(j)** and Chokurdakh **(m)**. At Chokurdakh, active layer depth data is missing.

TABLE 3.5 – Daily skill scores for temperature at different depths for the three study sites. The number of day with non missing data (n), observed mean, correlation (r), centered root mean square error (c-rmse) and bias are shown.

	Nuuk					Zackenberg				Chokurdakh	
depth	2 cm	10 cm	20 cm	50 cm	70 cm	5 cm	10 cm	15 cm	30 cm	2 cm	10 cm
n	639	639	639	732	732	1542	1510	2657	1543	837	756
mean	2.99	2.62	2.52	2.45	2.63	-4.5	-5.8	-5.9	-6.24	5.23	5.39
r	0.90	0.93	0.93	0.97	0.97	0.93	0.93	0.94	0.93	0.96	0.96
c-rmse	2.45	1.81	1.51	0.74	0.57	3.33	2.91	2.71	2.35	2.64	2.75
bias	-0.1	-0.16	-0.28	-0.61	0.89	-1.13	-0.73	-0.74	-0.94	-1.99	-2.48

3.2.4.4 Mean annual CO_2 and CH_4 fluxes

The CO_2 fluxes simulated by the multi-layer and the old bulk carbon models are very similar during the growing season when photosynthesis is a much larger flux than soil respiration. At Nuuk, the simulated peak value tends to be more negative than the observed one, indicating a too strong photosynthesis. The model (old and new) also overestimate the flux in the end of summer at both Greenland sites, linked to the LAI (Fig. 3.3). At Nuuk, differences appear right after the snowmelt when the discretized model produces higher CO_2 fluxes than the bulk model, due to a higher heterotrophic respiration, slightly degrading model performances. The opposite stands at the end of the growing season when the new discretized model performs slightly better. The new model degrades correlation ($r = 0.82$ versus $r = 0.75$, Table 3.4), but slightly improves the centered rmse and the bias ($c - rmse = 145.2$ and $bias = -39.2$ versus 130 and -36.5 respectively). At Zackenberg, late-season bursts occur with CO_2 (Mastepanov et al., 2008, 2013), discussed later. At this site, going from bulk to discretized model degrades CO_2 fluxes after August, but improves them after (Fig 3.6.d). Similarly to Nuuk, the discretized model performs slightly worse ($r = 0.64$ versus 0.62 when late season bursts are taken into account in the calculations, $r = 0.92$ versus 0.86 otherwise). At Chokurdakh, data are missing and the discretized model produces higher fluxes.

At the three sites, most of the methane exchanges occurs during the period between June and September (JJAS). These four months account for 75 % of the annual methane fluxes at Nuuk, and 98.2 % and 92.9 % at Zackenberg and Chokurdakh, respectively. At Nuuk and Zackenberg, the amplitude of CH_4 fluxes is well-reproduced (Fig. 3.6.b, Fig. 3.6.e). At Nuuk, the annual peak is modelled with a one-month delay, discussed in Sect. 3.2.5.
At Zackenberg, there are significant variations of methane fluxes between chambers within a 15 m radius, due to moisture conditions and microtopographic specificities (Skov, 2014; Pirk et al., 2017). At this site, the model can not reproduce the late-season burst observed some years such as 2007 or 2009 (Fig 3.7.b). It has been hypothesized that frost is the main driver of these emissions : a double-freezing-front, upward from permafrost

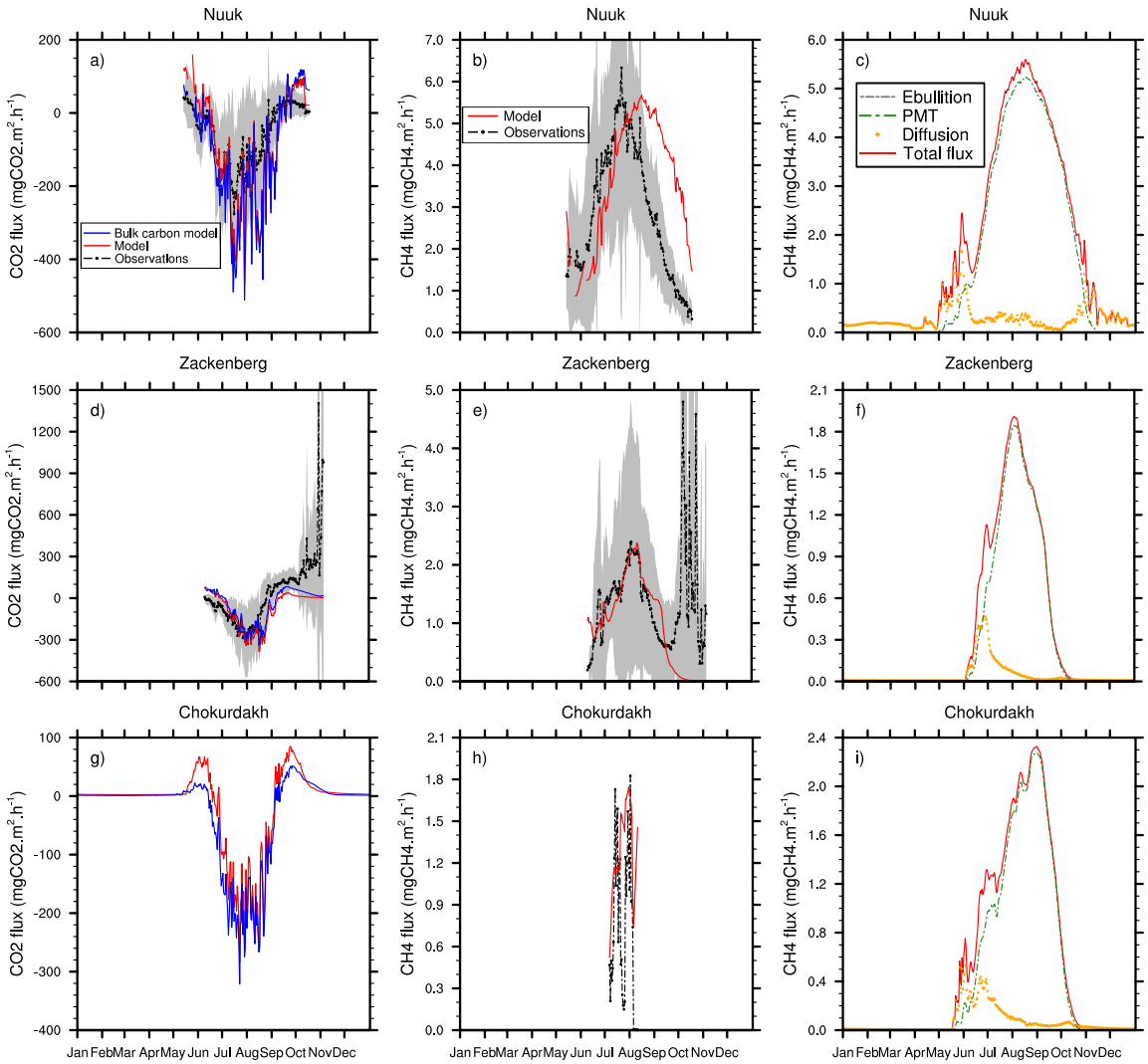


FIGURE 3.6 – Mean annual cycles of daily carbon dioxide fluxes (left column), daily total methane fluxes (middle column) and the relative contribution of diffusion, ebullition and plant-mediated transport (right column) on Nuuk (top row), Zackenberg (middle row) and Chokurdakh (bottom row). Grey zone represents the 95% confidence interval for the observations when more than one automatic chamber is active (see Appendix 3.2.6). At Chokurdakh **(g)**, CO_2 observed data is missing. The right panel **(c)**, **(f)** and **(i)** represents mean annual cycle for the full period of experiment.

table and downward from the surface, creates high-pressure between them (Mastepanov et al., 2008, 2013). As total gas pressure in soil is not calculated by the model (see Sect. 3.2.5), it can not reproduce these late-season emissions. Nevertheless, the amplitude of modelled methane fluxes is overall satisfying, and when these bursts are removed from skill calculations it significantly improves the results ($r = 0.74$ versus $r = 0.18$).

At Chokurdakh, data is much more sporadic due to the use of manual closed chambers measurements (Parmentier et al., 2011; Budishchev et al., 2014). The mean annual cycle is not informative, and the full time-serie is presented in Sect. 3.2.4.5.

At the three sites, methane transport behaviour remains essentially the same. PMT is the main pathway from soil to atmosphere, taking up to 80 % of the total flux. This is coherent with the range found by Bhullar et al. (2013) and Knoblauch et al. (2015), while Kutzbach et al. (2004) reports contribution up to 66%. In accordance with the findings of Riley et al. (2011), we found that the transpiration flux r_{transp} accounts for a negligible fraction of the total methane flux, much less than 1 %. For clarity purposes, its contribution is added to the PMT flux in the rest of the paper, figures included. Diffusion is the second transport mechanism and is the highest right after snowmelt when PMT is not yet efficient. Ebullition does not contribute directly to the exchanges at the soil-atmosphere interface, but we show latter on that it contributes to methane transport within the soil.

3.2.4.5 Interannual variability of CH_4 fluxes

At Nuuk, the model interannual variability is smaller than the observed one, with annual peak values ranging from 5 to 6 $\mathrm{mgCH_4.h^{-1}}$ versus 4.5 to 9.5 $\mathrm{mgCH_4.h^{-1}}$ (Fig. 3.7.a). The winter fluxes in 2010-2011 and 2012-2013 are discussed in Sect. 3.2.5.
At Zackenberg, while observed methane fluxes exhibits a strong interannual variability that is not easily explained by the usual environmental variables (Mastepanov et al., 2013), the model interannual variability is also smaller. Whereas some years are particurarly well reproduced (e.g. 2009, 2012 and 2015), the model does not replicate the specifities of each year such as the high methane fluxes observed in 2007 or the late-season bursts. At Chokurdakh, the sporadic methane data does not allow to conclude on the model ability to reproduce the annual cycle, but the modelled amplitude is consistent with the range of the observations (Fig. 3.7.c).

To summarize, the discretized carbon model slightly degrades CO_2 fluxes compared to the old bulk carbon. CH_4 fluxes are overall well-reproduced, and the magnitude of the different transport pathways for CH_4 is coherent with current knowledge.

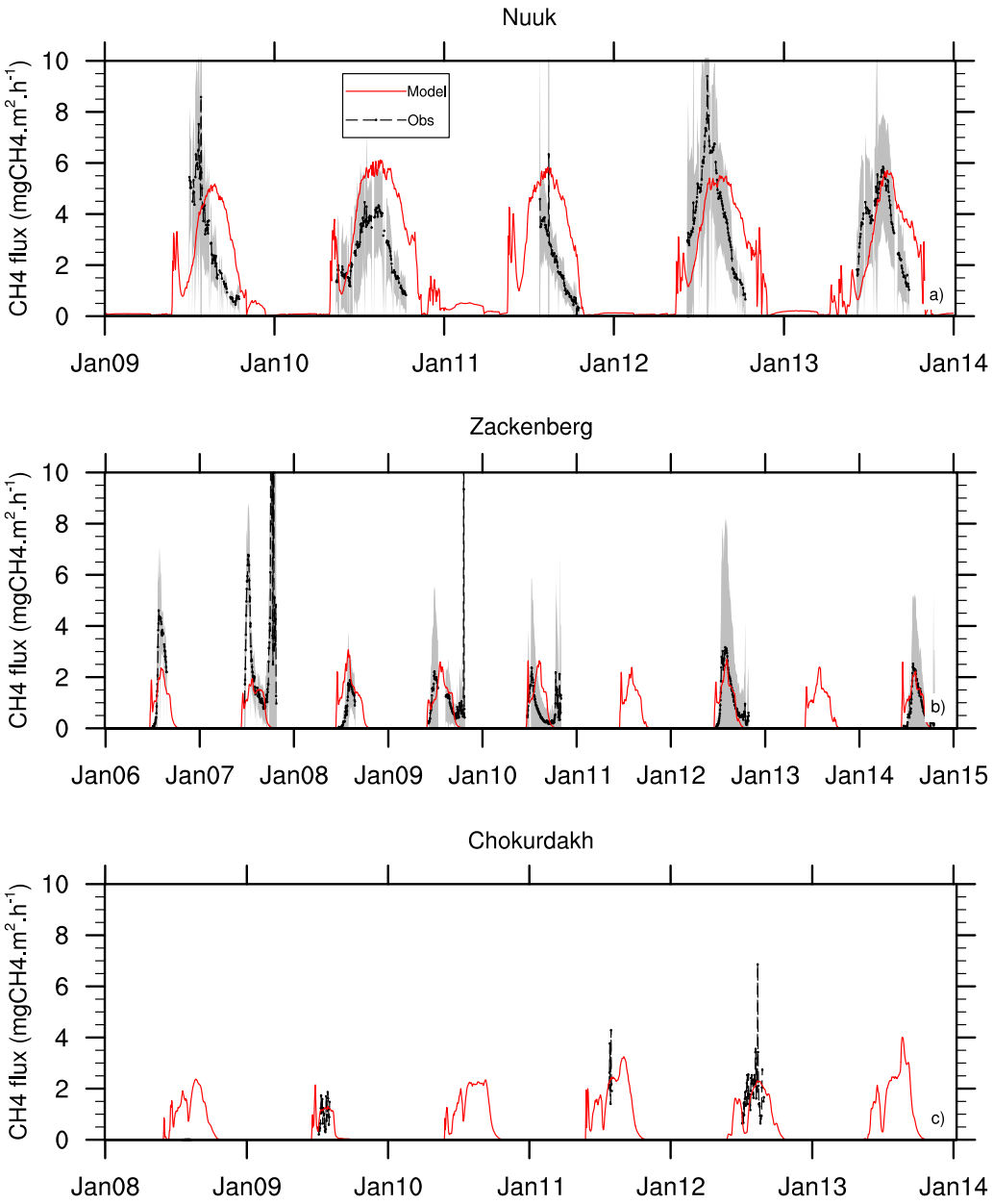


FIGURE 3.7 – Daily methane fluxes over the full observations period for each site. Grey zone represents the 95% confidence interval for the observations when more than one automatic chamber is active (see Appendix 3.2.6).

3.2.5 Discussions

Methane fluxes are well reproduced by the model, but we have to check if the processes underlying these fluxes are coherent with current knowledge. In other words, does the model obtain the right fluxes with the right mechanisms ? To document the behaviour of the model, we present the daily evolution of soil profiles for gases, environmental variables and biogeochemical processes at Nuuk for the full observation period (2009-2014) and at Zackenberg for a shorter period (2006-2011) for clarity purpose (Figs. 3.8 and 3.9 respectively).
As expected for both sites, the main biogenic activities (methanogenesis and methanotrophy) occur in the warmer season, i.e. around July-August. Gas profiles of O_2 and CH_4 are coherent with what is observed in the field (Askaer et al., 2011; Preuss et al., 2013) : water content and O_2 concentrations are tightly coupled, as diffusion strongly decreases when moisture level rises. O_2 penetration depth is one of the main drivers for methanogenesis and methanotrophy, but also oxic decomposition. Methanogenesis occurs below the water table in the anaerobic zone. Higher methanotrophy occurs near the aerobic/anaerobic interface, because substrate from the anaerobic (methane) and aerobic zone (dioxygen) are both needed for this process (Segers, 1998). Plant-mediated transport bypasses the oxic zone where methanotrophy happens by transporting directly methane from the saturated zone to the atmosphere. Consequently, at Nuuk, 15 % of the methane production is oxidized by methanotrophs, while it is 7 % at Zackenberg. This is probably due to the smaller temperature range at Zackenberg that inhibits more the methanotrophs. Highest CO_2 bulk concentration is found in the oxic zone, where it is produced by oxic decomposition. CO_2 can however diffuse below its production zone to the anoxic saturated zone due to its relatively high solubility that increases potential storage in the soil (Tang et al., 2010). At Zackenberg, where permafrost is present, all these processes occur solely inside the active layer, above $40 - 50$ cm approximately (Fig. 3.9).

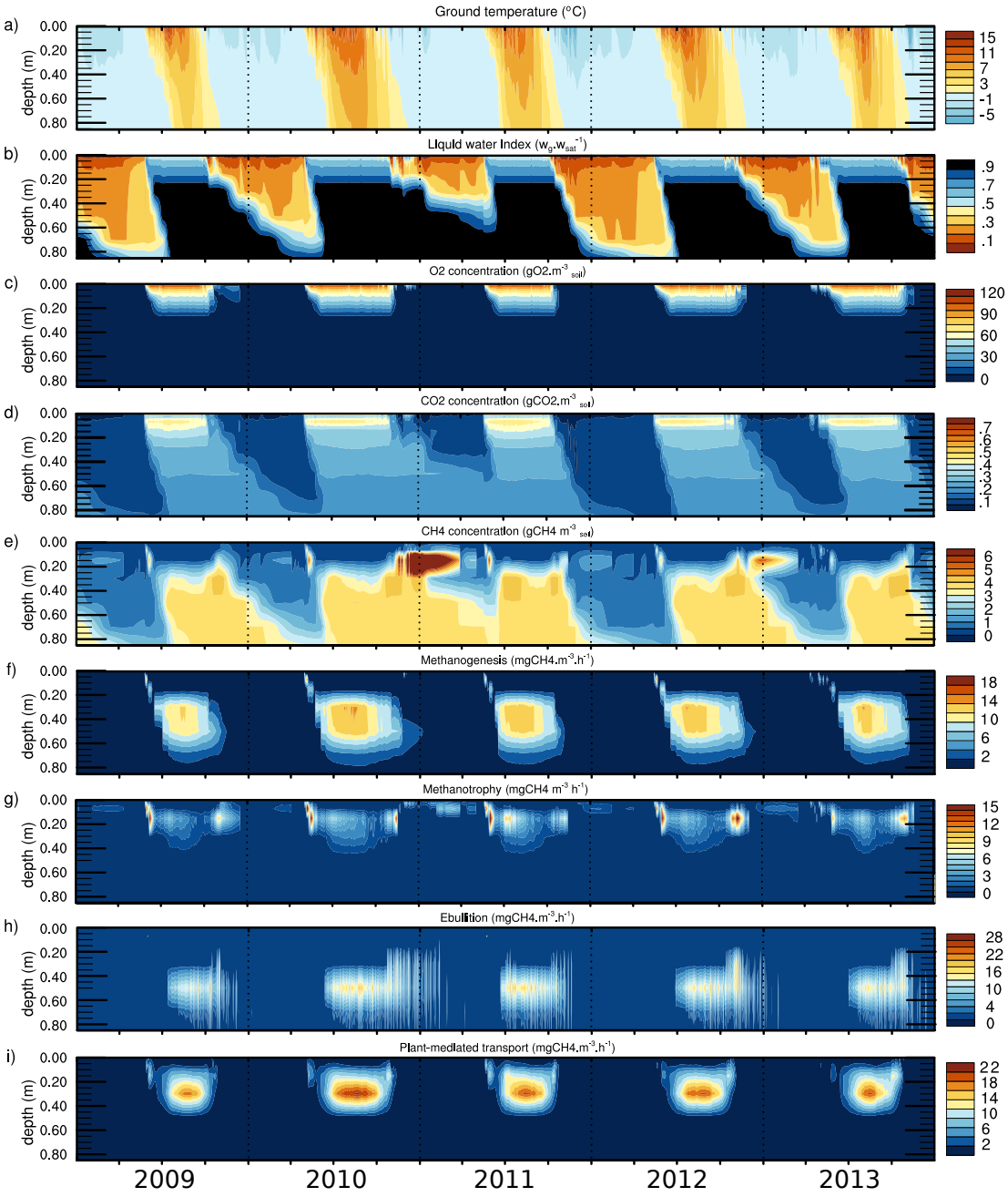


FIGURE 3.8 – Time-vs-depth diagram at the Nuuk site over the period 2009-2014 of daily **(a)** ground temperature, **(b)** liquid water index $w_g.w_{sat}^{-1}$, **(c)** **(d)** **(e)** total gas concentrations per unit soil volume including both aqueous and gaseous phase (i.e. $\varepsilon_{O_2}O_2$, $\varepsilon_{CO_2}CO_2$ and $\varepsilon_{CH_4}CH_4$), **(f)** methanogenesis, **(g)** methanotrophy, **(h)** methane flux removed by ebullition **(i)** and by plant-mediated transport. Dotted vertical lines represents the first day of each calendar year. Each calendar year is divised in four subperiods of three-months.

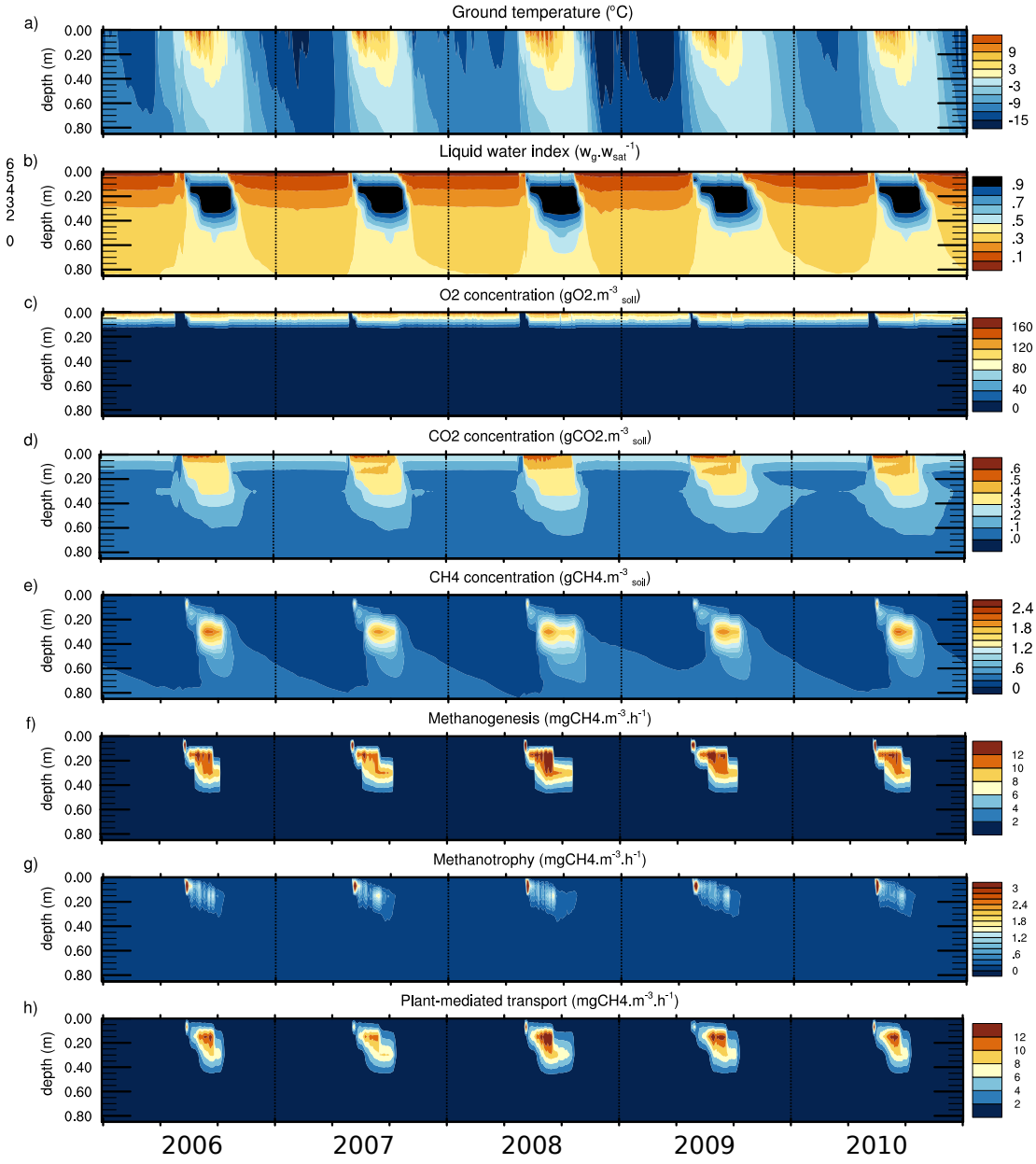


FIGURE 3.9 – Time-vs-depth diagram over the period 2006-2011 at the Zackenberg site of daily **(a)** ground temperature, **(b)** liquid water index $w_g.w_{sat}^{-1}$, **(c)** **(d)** **(e)** total gas concentrations per unit soil volume including both aqueous and gaseous phase (i.e. $\varepsilon_{O_2}O_2$, $\varepsilon_{CO_2}CO_2$ and $\varepsilon_{CH_4}CH_4$), **(f)** methanogenesis, **(g)** methanotrophy, **(h)** methane flux removed by plant-mediated transport. Dotted vertical lines represents the first day of each calendar year. Each calendar year is divised in four subperiods of three-months.

At Nuuk, the seasonal cycle of the methane flux is too wide, particularly in autumn, and delayed by one-month (Fig. 3.7). This weakness is not explained by the soil temperatures which are correctly simulated (Fig 3.5), nor by the snowmelt date which tends to be earlier than the observations (Fig 3.4.j). It is partly due to the one-month delay of modelled LAI at Nuuk that influences PMT strength and to the forced water table at 20 cm which may overestimate water-content in the soil during the autumn season, artificially boosting methanogenesis, hence fluxes. The late decrease is not present in Zackenberg : temperatures are much lower and the freezing process, which is well-represented, limits methanogenesis.
At Nuuk, high soil methane concentration occurs during some winters at 20 cm depth, in particular from December 2010 to January 2011 and slightly less in winter 2012-2013 (Fig. 3.8). These are the years when December soil temperature is higher and methanogenesis remains active near 60 cm depth. Produced methane is transported upward by ebullition up to 20 cm. Finally, due to the combined effects of a slow diffusion due to high ice content and the nonexistent PMT at this period (see Eq. (3.29) and Fig. 3.3), the remaining methane takes several weeks to be diffused to the atmosphere, explaining the small methane fluxes during the winters 2010-2011 and 2012-2013 (Fig. 3.7).

Concerning gas concentrations, the thin first-layer (1 cm) is never fully saturated and is always close to equilibrium with the atmosphere. Hence, the ebullition condition is never reached in the top soil, explaining the inexistent ebullition flux (Fig. 3.6). At Nuuk, ebullition still occurs in the deepest soil layers during the growing season (Fig. 3.8.h). Bubbles formed in these layers travel through the soil matrix until ebullition conditions are not satisfied anymore, increasing the velocity at which methane is transported from depth to the atmosphere. At Zackenberg, the model does not simulate any ebullition at any depth as CH_4 concentration never reaches the ebullition threshold, while Mastepanov et al. (2013) noted some rapid CH_4 concentration change events in the Zackenberg fen, potentially due to ebullition, but not exceeding 1 % of the total seasonal flux.
So, we can wonder if our simple ebullition threshold is realistic enough. Indeed, ebullition parametrisation can be refined in many ways by, for instance, taking into account peat structure (Chen and Slater, 2015). In our view, the most satisfying ebullition algorithm is implemented in the four-substance gas model of Tang et al. (2010), which computes total gas pressure in the soil (i.e. the sum of partial pressures of O_2, CO_2, CH_4 and N_2) and triggers ebullition when this pressure is higher than the sum of atmospheric and hydrostatic pressure. By doing so, ebullition is a common process for all the gases. Our model does not represent N_2 and the nitrogen cycle. Using the total gas soil pressure algorithm of Tang et al. (2010) in our framework means to fix N_2 concentration in the soil, neglecting the variations of the most prominent gas in the soil. This is why in a first approach, we choose to use the partial pressure of methane, proportional to methane concentration, as a trigger for methane ebullition instead of a total soil gas pressure we can not yet compute properly. Consequently, we do not compute ebullition for other gases than CH_4 using their partial pressure to avoid a

different ebullition behaviour for every gas.

Besides the good model behaviour found over field sites, some of the experimental choices such as the water table depth remain questionable. Similarly, we can question some parameters related to biogeochemical processes for which litterature reports large variation range. For each sensitivity experiment described below, we run a 1500 years spin-up starting from empty carbon pools.
First, we investigate at Nuuk and Zackenberg the influence of the water table depth (WTD) to document the model response to the hydrology that is likely to change in the future. As explained in Sect. 3.2.3.4, we had to force at Nuuk and Zackenberg the saturation below a certain level because the water-table is not simply the result of the local water balance. We perform additional simulations with different WTD. At Nuuk, we choose WTD of 1, 0.6, 0.2 and 0.1m, corresponding respectively to a mean degree of soil moisture saturation over 1m of 0.72, 0.82, 0, 94 and 0.97 during the JJAS period which is accountable for 75% of total annual CH_4 fluxes (Sect. 3.2.4.4). At Zackenberg, we test how the model react without imposing a WTD, and with a WTD of 0.2 and 0.1m, corresponding respectively to mean soil moisture saturation values of 0.90, 0.93 and 0.97 over JJAS, when 98.2 % of the methane fluxes occurs. At this site, the small differences in soil moisture saturation between no water table and a WTD of 0.2 (0.90 versus 0.93, i.e. a ratio of 1.03) shows that the hydrological properties of permafrost soils are well-reproduced. Permafrost acts as an impermeable layer, with an active layer depth of $40 - 50$ cm approximately (Fig. 3.5.j) and the frozen conditions below the active layer prevent liquid water to drain in the deepest layers of the soil, leaving the soil saturated below approximately 20 cm.

For both sites, a deeper water-table results in smaller methane fluxes (Fig. 3.10). Indeed, a less-saturated soil increases O_2 penetration depth, favouring oxic decomposition, inhibiting methanogenesis and favouring methanotrophy. This effect is particularly pronounced at Nuuk, where a low WTD of 1m produces 55 less methane fluxes compared to a WTD of 0.1 m (0.54 $gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$ versus 29.7 $gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$), although the ratio between the soil moisture saturations (0.72 and 0.97 respectively) is only 1.35. At Zackenberg, large differences on fluxes also exist between a water level forced at 10 and imposing nothing : methane fluxes are multiplied by 3.7 (4.27 versus 1.15 $gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$), when soil water index vary from 0.90 to 0.97, i.e. a 1.18 ratio. Hence, the model is very sensitive to the hydrology.

Second, we investigate the influence of the temperature dependency function of methanogenesis. As noted by Portner et al. (2010) in a bulk carbon framework, the choice of temperature dependency function for oxic decomposition influences the modelled carbon stocks and CO_2 fluxes. Methane fluxes are likely to be sensitive too. Instead of testing different temperature functions such as the Arrhenius or the Lloyd-Taylor ones (Portner et al., 2010), we choose to keep the exponential Q_{10} formulation and vary the

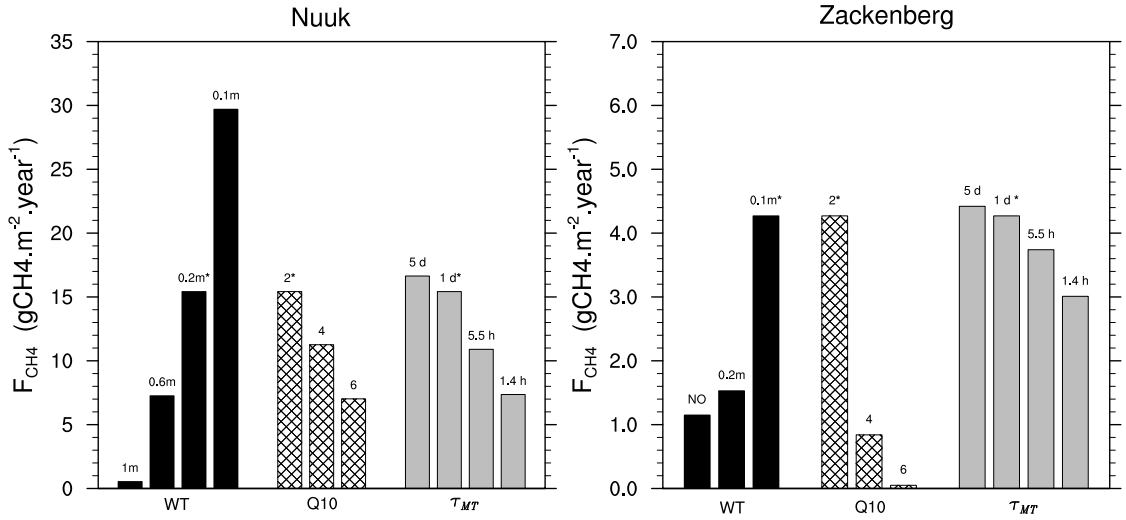


FIGURE 3.10 – Mean annual values of total methane flux at Nuuk **(a)** and Zackenberg **(b)** for different - water table depths (WT) - Q_{10} value for methanogenesis - methanotrophy time-constant τ_{MT} in days (d) and hours (h). Asterisks (*) represents the baseline parameters values of reference simulations

Q_{10} from 2, 4 and 6 (Fig. 3.2.a) which is the range reported in Segers (1998) for methane production in minerotrophic peats. We perform additional experiments with these Q_{10} values. The temperature dependency for oxic decomposition remains unchanged.
At both sites, higher Q_{10} values decrease methane fluxes (Fig. 3.10), due to a lower methanogenesis (see Eq. (3.23) and Fig. 3.2.a). More precisely, at Nuuk, the mean intensity of the methanogenesis temperature dependency function in JJAS over the first 40 cm is 0.211, 0.047 and 0.020 for Q_{10} values of 2, 4 and 6 respectively, i.e. a tenfold reduction. Following this range, methane fluxes at Nuuk are divided by 2.2 (15.42 versus 7.02 $gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$). At Zackenberg, these intensities are respectively 0.144, 0.22 and 0.008 (i.e. are divided by 18). Methane fluxes are divided by 85 when the Q_{10} vary from 2 to 6 and, for the latter experiment, methane fluxes are almost non-existent (4.72 versus 0.05 $gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$). This drastic sensitivity at Zackenberg is due to the lower soil temperature at this site (Fig. 3.5) and to the strong non-linearity of the temperature dependency function of methanogenesis (Fig. 3.2.a). In terms of absolute mass loss, going from a Q_{10} value of 2 to 6 lowers modelled methane fluxes at Nuuk by 8.4 $gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$ and by 4.68 $gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$ at Zackenberg.

Last, we investigate the influence of the methanotrophy rate τ_{MT} by performing additional experiments with different values found in the litterature (see Table 3.2). At both sites, stronger methanotrophy results logically in less methane fluxes (Fig. 3.10). At Nuuk, when τ_{MT} goes from 1.4 hours to 5 days, i.e. is multiplied by 75, methane fluxes are multiplied by 2.3 (7.36 versus 16.64 $gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$). At Zackenberg, for the same τ_{MT} variation, this effect is less pronounced and fluxes are multiplied by 1.5 (4.42 versus 3.01 $gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$). It indicates a much lower sensitivity to the methanotro-

phy rate than to the soil moisture or temperature. The relatively small effect of the methanotrophy rate is due to the bypassing effect of PMT previously discussed. The lower sensitivity at Zackenberg is explained by the physics : first, the WTD is higher, resulting in a smaller oxic zone where methanotrophy occurs. Second, methanotrophy is more inhibited at Zackenberg due to lower soil temperatures (Fig. 3.5) and a Q_{10} value of 4.2 (Fig. 3.2).

Finally, besides these uncertainties in environmental and physical processes, biotic factors can also impact the production, oxidation and transport of methane. These biotic factors are not considered explicitly in this study, as the model does not represent microbial population and biomass. Representing their growth and decay as well as their location in the soil could significantly change the model behaviour. Priming effect is an intermediate step for an explicit representation of biotic populations (Guenet et al., 2010). Some models take into account microbial functional groups (Xu et al., 2015) or have a biologically-based approach (Grant, 1998) that model the several steps of decomposition processes. Due to the non-representation of biotic factors, some biogenic processes are not represented in current methane modules embedded in land-surface models. For instance, we only model one methanogenic process, but it is known that several exist, anaerobic and aerobic (Le Mer et al., 2001; Serrano-Silva et al., 2014). Similarly, methanotrophic bacteria are quite diverse : up to 56 different species have been identified (Serrano-Silva et al., 2014), and the variability of potential methane oxidation rates may be an intrinsic property of these different methanotrophic bacteria (Segers, 1998). It has also been shown by Cui et al. (2015) that anaerobic oxidation of methane can play a non-negligible role in soil methane budget. CO_2 can also be produced in anaerobic hozizons (Treat et al., 2014, 2015; Walz et al., 2017), mainly as a co-product of organic matter degradation. In that case, dioxygen comes from the degradation of hydrocarbons that are not represented in the model. At the current stage, we do not reproduce anaerobic CO_2 production as the primary focus is CH_4.

3.2.6 Conclusions

In this work, we present a new biogeochemical module that represents three gases within the soil, interactions and exchanges between them as well as biogeochemical processes and transport mechanisms leading to CH_4 and CO_2 fluxes. The old bulk carbon module of the land surface model ISBA has been vertically discretized and features two vertical dynamics processes, advection and cryoturbation. The carbon and biogeochemical models are further fully coupled with the energy and hydrology module of ISBA. This model presents some interesting features and particularities : unlike many existing multi-layer models, the separation between methane production and oxydation zones is not directly based on the water table level. Methanogenesis and methanotrophy use instead the O_2 concentration calculated by the model. As a result, the water table depth does not appear in the model equations. For the methanotrophy, we used recently published field and incubation experiments to parametrize its temperature-dependency and

its general behaviour. We also introduce a new layer-by-layer algorithm for ebullition instead of an instantaneous transport from the soil to the atmosphere.

Our one-dimensional model is applied offline to three arctic sites with different soil temperature regimes, with and without permafrost. The physical module of ISBA correctly represents thawing and freezing processes, and hydrological properties of permafrost soils, like impeded drainage and wet conditions. Furthermore, without site-specific tuning of parameters related to biogeochemical processes, the model is able to reproduce fairly well CH_4 and CO_2 fluxes. The biogeochemical model represents consistently the main different processes taking place through the soil column leading to methane fluxes, and its behaviour is logical, explainable and is in agreement with what is observed in the field. However, one has to keep in mind that even if the methane emissions are reproduced reasonably by the model, the relative importance of sources, sinks and transport processes leading to this result is quite difficult to apprehend. Indeed, the intrinsic uncertainties on parameters related to living organisms involved in methane production and oxidation are large. Moreover, many feedbacks between them can occur. Hence, a particular effort remains to validate these individual CH_4 processes and their combined effects over depth as they vary substantially in time, space and with ecosystem types.
Additional experiments described in Sect. 3.2.5 show that the model is most sensitivite to the soil moisture. The choice of the Q_{10} value for methanogenesis temperature dependency is also important, in particular over cold regions where the growing season soil temperatures are low. This underlines the importance of physical processes, and the necessity for having robust and realistic physical models. The model is less sensitive to the methanotrophy rate τ_{MT}, whose range is highly uncertain, and the differences in sensitivity found between Nuuk and Zackenberg are mainly explained by the physics. Despite uncertainties and some unrepresented biotic factors, our model can provide an interesting tool and framework from more in-depth future work in a climate change context, and for regional/global scale experiments.

Acknowledgments This work was supported by the Acceleration of Permafrost Thaw (APT) project through BNP Paribas Foundation, grant numer 2014-00000004300. This work was also supported by the H2020 project CRESCENDO "Coordinated Research in Earth Systems and Climate : Experiments, kNowledge, Dissemination and Outreach" which received funding from the European Union's Horizon 2020 research and innovation program under grant agreement No 641816. Finally, Institut Français du Danemark (AFD) supported this work though the grant 15/2017/CSU.8.2.1. We are grateful to Juri Palmtag for providing detailed soil texture and organic layer depth data on Zackenberg, and for his valuable insights on Zackenberg soil characteristics. We also thank Guy Schurgers and Roland Seferian for valuable input on earlier versions of the model. Finally, we thank Florent Dominé for his always relevant comments and critics on the manuscript.
Fluxes, radiative and physical data from Nuuk and Zackenberg sites are freely available

on the Greenland Ecosystem Monitoring database website http ://data.g-e-m.dk/. Chokurdakh data are public and open access at http ://www.europe-fluxdata.eu/.
LAI data are from MODIS Land Product subset tool ORNL DAAC. 2017. MODIS Collection 6 Fixed Sites Subsetting and Visualization Tool. ORNL DAAC, Oak Ridge, Tennessee, USA. https ://doi.org/10.3334/ORNLDAAC/1567
The model is open source. The SURFEX version 8 used in this work is available to download via the SURFEX platform http ://www.umr-cnrm.fr/surfex/.
The authors declare that they have no conflict of interest.

Appendixes

List of main equation symbols

Table 3.6 list all the equation symbols encountered in the paper, with parameters value when relevant.

TABLE 3.6 – List of equation symbols

Symbols	Descriptions	Units	Value[(a)]
Δt	Model time step	s	
Δz_j	Thickness of j^{th} soil layer	m	
$C_{a,s,p}$	Active, slow and passive carbon pool	$gC.m^{-3}$	
$C_{[ab,bg]\times[s,m]}$	Litter pools (above and below-ground, structural and metabolic)	$gC.m^{-3}$	
S_i	Input from the vegetation and roots exudates into pool i	$gC.m^{-3}$	
r_i	Fraction of the decomposed material of the carbon pool i lost as respiration		
f_{ji}	fraction of carbon pool j transformed into pool i		
F^i_{oxic}	Decomposed carbon in pool	$gC.m^{-3}$	
τ_i	Characteristic time of oxic decomposition of carbon pool i	s	
k_i	Temperature-dependent rate of oxic decomposition of carbon pool i	s^{-1}	
T_g	Ground temperature	°C	
w_g	Volumetric liquid water content	$m^3.m^{-3}$	
w_{gi}	Volumetric ice content	$m^3.m^{-3}$	
w_{wilt}	Wilting point	$m^3.m^{-3}$	
w_{fc}	Field capacity	$m^3.m^{-3}$	
w_{sat}	Soil porosity	$m^3.m^{-3}$	
θ	Dimensionless soil moisture control on oxic decomposition		
θ_{fc}	Dimensionless relative water content to the field capacity		
θ_{sat}	Dimensionless relative water content to the saturation		
A	Advection velocity	$m.s^{-1}$	2 $mm.yr^{-1}$
D	Cryoturbation diffusion coefficient	$m^2.s^{-1}$	
C_{max}	Soil carbon mass corresponding to that of available dioxygen	$gC.m^{-3}$	
X	Dummy gas variable to represent either CH_4, CO_2 or O_2		
$[X]$	Concentration of X in gaseous phase	$gX.m^{-3}_{air}$	
H^{cc}_X	dimensionless Henry's solubility constant of X		
H^{cp}_X	Henry's solubility	$mol.m^{-3}.Pa^{-1}$	
B_X	Bunsen coefficient of X		
R	Universal gas constant	$J.mol^{-1}.K^{-1}$	8.314
ϵ_X	Total porosity of X	$m^3.m^{-3}_{\text{soil}}$	
D^a_X	Diffusivity of X in air	$m^2.s^{-1}$	
D^w_X	Diffusivity of X in water	$m^2.s^{-1}$	
D_X	Diffusivity of X in the bulk medium	$m^2.s^{-1}$	
η_a	Permeability in non-saturated porous media		
η_w	Permeability in saturated porous media		
b	Clapp-Hornberger shape parameter		
M_X	Molar mass of X	$gX.mol^{-1}$	
p_s	Atmospheric surface pressure	Pa	
T_s	Atmospheric surface temperature	K	
CH_{4s}	Methane mixing ratio		1.7 ppm
O_{2s}	Dioxygen mixing ratio		20.9%
g_{snow}	Snow-dependence function		
f_{snow}	grid cell fraction covered by the snow		
ρ_{snow}	Density of the lowest snow layer		
ρ_{ice}	Density of ice		
r_{oxic}	Carbon dioxide produced by oxic decomposition	$gCO_2.m^{-3}_{\text{soil}}.s^{-1}$	
r^X_{transp}	Concentration change due to transpiration	$gX.m^{-3}_{\text{soil}}.s^{-1}$	
F_{transp}	Water transported by transpiration	$kg.m^{-3}.s^{-1}$	
ρ_w	Water volumic mass	$kg.m^{-3}$	
$r_{MG,i}$	Methane production from carbon pool i by methanogenesis	$gCH_4.m^{-3}_{\text{soil}}.s^{-1}$	
$f(T_g)$	Temperature dependency function for methanogenesis		
T_{lim}	Threshold for $f(T_g)$ linear decrease	°C	1
$g(O_2)$	Dioxygen dependency function for methanogenesis		
$O_{2,lim}$	Dioxygen threshold for methanogenesis	$gO_2.m^{-3}_{\text{water}}$	2
r_{MT}	Methane oxidation by methanotrophy	$gCH_4.m^{-3}_{\text{soil}}.s^{-1}$	
τ_{MT}	Methanotrophy characteristic time	s	1 day
k_{MT}	Methanotrophy temperature-dependent rate	s^{-1}	
K_{O_2}	Michaelis-Menten constant for dioxygen	$mol.m^{-3}$	2
K_{CH_4}	Michaelis-Menten constant for methane	$mol.m^{-3}$	
V_{max}	Potential methane oxidation rate	$mol.m^{-3}.s^{-1}$	

TABLE 3.6 – Continued

X_{ebu}	Ebullition threshold	$gCH_4.m_{\text{air}}^{-3}.s^{-1}$	
r_{CH_4}	Saturated mixing ratio of CH_4		15%
P_s	Soil pressure		
$[CH_4]^{ebu}$	potential methane concentration subject to ebullition	$gCH_4.m_{\text{air}}^{-3}.s^{-1}$	
V_e	Bubble velocity	$m.s^{-1}$	
r_{PMT}^X	Concentration change due to plant-mediated transport	$gX.m_{\text{soil}}^{-3}.s^{-1}$	
$f_{\text{PMT}}^{X,i}$	Flux of X transported by roots and plants for a layer i	$gX.m_{\text{soil}}^{-2}.s^{-1}$	
Π_a	Aerenchyma permeability		1
α_{CH_4}	Non-usability coefficient by the plant for CH_4		1
α_{CO_2}	Non-usability coefficient by the plant for CO_2		1
α_{O_2}	Non-usability coefficient by the plant for O_2		0.3
ρ_r	Aerenchyma porosity		0.3
f_j^{root}	Root fraction in layer j		
f_{veg}	Soil vegetated fraction		
h(LAI)	Leaf Area Index (LAI) dependency function for PMT		
r_a	Aerodynamic resistance	$s.m^{-1}$	0
r_L	Ratio of root length to depth		3

[(a)] If model parameter

Bulk diffusivities

The different bulk diffusivites plotted in Fig 3.2.c followed these equations :

$$D_{X,arithmetic} = \frac{\nu D_X^a \eta_a + w_g D_X^w H_X^{cc} \eta_w}{\nu + w_g} \tag{3.33a}$$

$$D_{X,threshold} = \begin{cases} \frac{\nu^{\frac{10}{3}}}{w_{sat}^2} D_X^a, & \text{if } w_g \leq 0.95 w_{sat} \\ D_X^w, & w_g > 0.95 w_{sat} \end{cases} \tag{3.33b}$$

$$D_{X,Nielson} = \left[\frac{(\nu + w_g)\sqrt{D_X^a D_X^w}}{\nu \sqrt{D_X^w} + w_g \sqrt{D_X^a}} \right]^2 \tag{3.33c}$$

Note that since Wania et al. (2010) and Nielson et al. (1984) do not use the dual-phase formulation and the equilibrium hypothesis between aqueous and gaseous phase, the Henry's constants are not present in Eqs. (3.33b) and (3.33c). Although rewriting their equivalent in the dual-phase framework is straightforward, we preferred using for the figure the original unaltered equations and fixed H_X^{cc} at 1 in Eqs. (3.33a) and (3.12), as our goal is mainly to illustrate the shape of the curves.
Note also that the threshold diffusivity (Eq. (3.33b)) used in Wania et al. (2010) does not use the Moldrup et al. (2003) approach to take into account the soil structure and porosity but instead use Millington and Quirk (1961). The model CLM4Me (Riley et al., 2011) use both of these methods depending on the soil type.

Calculation of the 95 % confidence interval

In this paper, hourly CH_4 fluxes are the mean over all automatic chambers. The number of functioning chambers varies in time. When more than one automatic chamber is active at a time step, the standard deviation between active automatic chambers the measurement is provided too.
For a fixed day, we consider the hourly standard deviation are constant, as hourly standard deviation values does not fluctuate much. Taking into consideration the number of active automatic chambers, hourly standard deviations are pooled together to get the unbiased estimates of the daily means standard deviation θ_d. Finally, under gaussian hypothesis, the 95 % confidence interval is defined as $I =]\overline{x}_d \pm 1.96 \times \theta_d[$ with $\overline{x}_d$ the observed daily mean.

3.3 Compléments

Nous présentons dans cette section des résultats et discussions n'ayant pas trouvé leur place dans l'article. Une brève présentation de différents indices hydrologiques est présentée, afin d'illustrer plus précisément les discussions présentées dans l'article. Le second complément présente des tests de sensibilités sur la perméabilité de l'aerenchyme Π_a.

3.3.1 Indices hydrologiques

Afin de caractériser et d'illustrer plus précisément l'hydrologie des deux sites, la figure 3.11 présente les cycles annuels moyens des trois indices hydrologiques suivants, pour différentes profondeurs de nappe phréatique et moyennés sur le premier mètre de sol :

- $w_g.w_{sat}^{-1}$ le contenu en eau du sol rapporté à la porosité
- $w_{gi}.w_{sat}^{-1}$ le contenu en glace du sol rapporté à la porosité
- $w_g.(w_{sat} - w_{gi})^{-1}$ le contenu en eau du sol rapporté à la porosité effective (i.e. corrigée par le contenu en glace du sol)

Cette figure est à mettre en relation avec les tests de sensibilité présentés en section 3.2.5 (Figure 3.10). En particulier, les différences en contenu en eau -particulièrement faibles sur Zackenberg- et qui impactent fortement les flux de méthane modélisés sont évidentes (Fig. 3.11.b). La présence constante de gel toute l'année sur Zackenberg, caractéristique des terrains pergélisolés, est également illustrée (Fig. 3.11.d), ainsi que le gel en surface sur Nuuk (Fig. 3.11.c) et les propriétés imperméables du pergélisol sur Zackenberg, empêchant le drainage de l'eau en l'absence de nappe phréatique forcée 3.11.f).

3.3.2 Sensibilité à la perméabilité de l'aerenchyme

Comme montré en section 3.2.4.4, le PMT est le contributeur principal des flux de méthane. Dans le cadre de l'étude de la sensibilité du modèle, j'ai effectué des expériences supplémentaires en faisant varier la perméabilité de l'aerenchyme Π_a (Eq. 3.29). Notez que en faisant varier Π_a, le transport de dioxygène dans le sol par les racines est lui aussi impacté, de manière linéaire. Bien que, dû à l'utilisation du dioxygène par les plantes, il est avéré que son transport par les aerenchymes soit moins efficace que celui du méthane, le choix d'une relation linéaire entre la perméabilité de l'aerenchyme et l'utilisation du dioxygène par la plante reste néanmoins discutable. La figure 3.12 représente les flux annuels moyens de méthane, ainsi que la contribution du PMT, sur Nuuk et Zackenberg. Dans les paragraphes suivants, on s'intéressera uniquement aux expériences menées avec la même nappe phréatique que les simulations de référence (profondeur de 20 et 10cm sur Nuuk et Zacenberg, respectivement), indiquées par un astérisque (*) sur la figure.

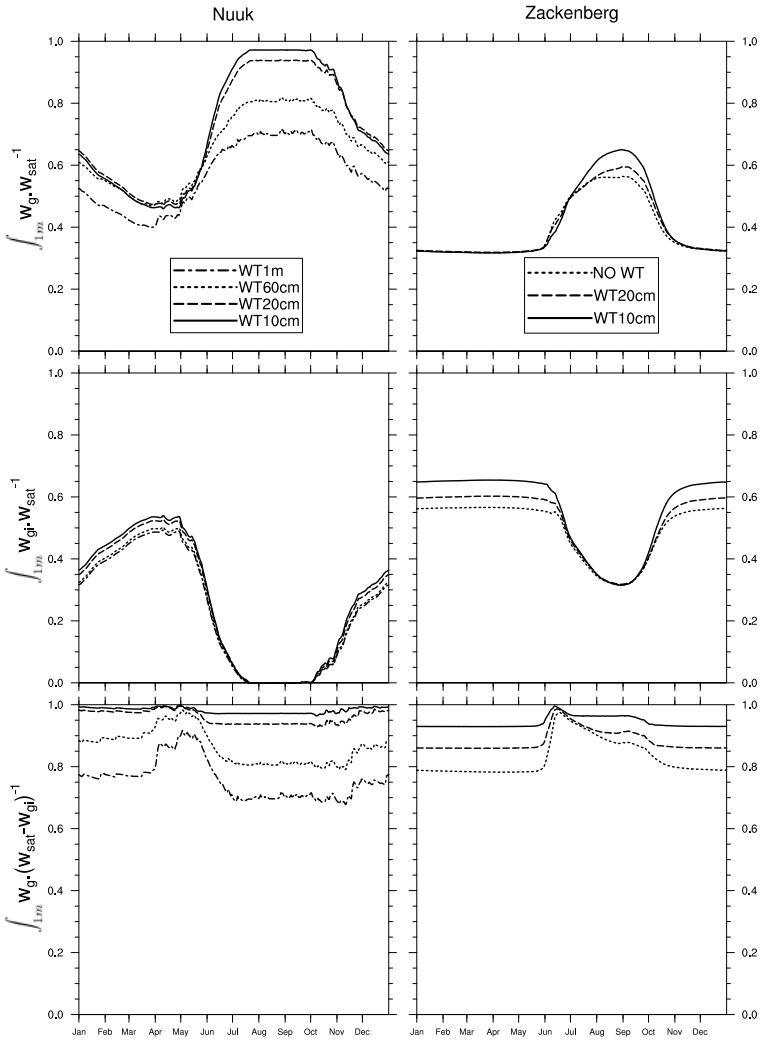


FIGURE 3.11 – Moyennes annuelles sur le premier mètre de sol des indices hydrologiques $w_g.w_{sat}^{-1}$ (haut), $w_{gi}.w_{sat}^{-1}$ (milieu) et $w_g.(w_{sat}-w_{gi})^{-1}$ (bas) sur Nuuk (colonne de gauche) et Zackenberg (colonne de droite)

En faisant varier Π_a de 1 à 0.2, c'est à dire en diminuant la "force" du PMT, les flux de méthane sont multipliés par 0.80 sur Nuuk (15.42 versus 12.34 $gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$), et par 1.36 à Zackenberg (4.27 versus 5.82 $gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$). Le modèle est ainsi moins sensible à ce paramétre qu'à l'humidité du sol et au choix de la fonction de dépendence en température. On note aussi une diminution logique de la contribution du PMT au flux de méthane total, qui passe de 84 à 56 % sur Nuuk et de 89 à 63 % sur Zackenberg (Table 3.7).

Cependant, le modèle réagit différemment entre les deux sites : diminuer la perméabilité de l'aerenchyme produit des flux de méthane plus faibles à Nuuk, et l'inverse se produit à Zackenberg. Cette différence est due à trois effets antagonistes. Comme vu

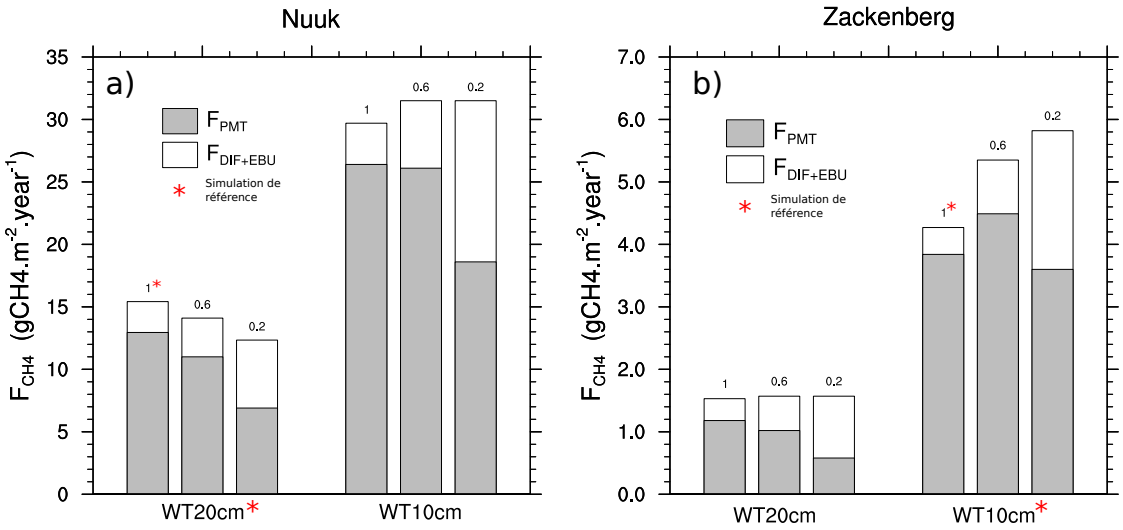


FIGURE 3.12 – Flux annuels moyens de méthane, séparés en composantes du PMT d'une part et des flux de diffusion et ebullition d'autre part, à Nuuk **(a)** et Zackenberg **(b)** pour différentes valeurs de Π_a (1, 0.6 et 0.2) et différentes profondeurs de nappe phréatique (notées WT pour *water table*) depth (10 et 20 cm). Les astérisques (*) représentent les simulations de référence.

précédemment, les aerenchymes transportent le méthane directement du sol vers l'atmosphère sans passer par la zone oxique. Diminuer ce transport augmente la quantité de méthane potentiellement oxydée dans la zone oxique, diminuant ainsi les flux de méthane. Cependant, la diminution en parallèle de la quantité de dioxygène transportée dans la rhizosphère, peut augmenter ces flux de méthane en augmentant la méthanogenèse et en diminuant la méthanotrophie (Figures 3.1 et 3.13.b). La balance entre ces processus est opposée entre les deux sites, et ceci est probablement dû à l'hydrologie différente entre ces deux sites, schématisée en figure 3.13.a. Notez que la frontière entre les zones oxiques et anoxiques est délibérément floutée sur la figure. Le paragraphe suivant décrira l'impact d'une diminution du PMT sur les processus de production, d'oxydation et de transport du méthane pour les deux sites.

C'est l'hydrologie qui va déterminer la part relative des zones oxiques et anoxiques dans le sol. A Nuuk, la zone anoxique qui est le lieu de la méthanogenèse est bien plus grande qu'à Zackenberg, où le gel du sol en dessous de 50 cm empêche toute production de méthane. Conséquemment, le PMT impacte une faible fraction de la zone anoxique à Nuuk, contrairement à Zackenberg où la zone racinaire couvre environ la moitié de la zone anoxique. Ainsi, l'effet du PMT sur la méthanogenèse a un plus fort impact sur Zackenberg : passer d'une perméabilité de l'aerenchyme Π_a de 1 à 0.2 multiplie la production annuelle de méthane par 1.47, contrairement à Nuuk ou la méthanogenèse est multipliée par 1.11 (Table 3.7).
Pour les deux sites, la diminution du PMT augmente la méthanotrophie : non seulement la quantité annuelle de méthane oxydée augmente (multipliée par 3.29 et 2.12

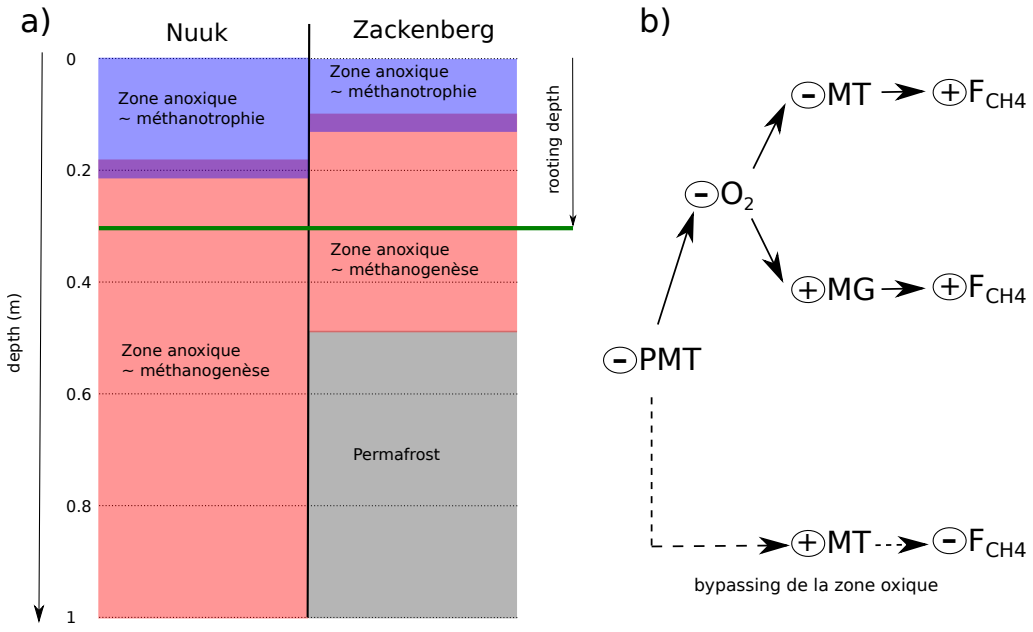


FIGURE 3.13 – **(a)** Schéma de coupe de sol simplifié des différentes zones de production et d'oxydation du méthane sur Nuuk et Zackenberg, avec les profondeurs de nappe phréatique des simulations de référence. **(b)** Schéma de l'influence d'une diminution du PMT sur les flux nets de méthane

à Nuuk et Zackenberg respectivement), le pourcentage de la production de méthane oxydée augmente elle aussi (Table 3.7). Pour les deux sites, la diminution de l'effet "bypass" favorisant la méthanotrophie est donc supérieur à l'oxygénation moindre de la zone anoxique qui inhibe de fait la méthanotrophie. Cependant, cet effet est plus marqué à Nuuk dû à une zone oxique deux fois plus grande.

En résumé, la balance entre rétroactions positives et négatives sur les flux de méthane dues à une diminution du PMT est opposée entre les deux sites, probablement à cause d'une hydrologie différente. Afin de tester cette hypothèse et de caractériser plus précisément l'influence de l'hydrologie sur les rétroactions possibles du PMT sur les flux de méthane, j'ai effectué la même expérience de sensibilité à la perméabilité de l'aerenchyme avec différentes profondeurs de nappe phréatique : 10cm à Nuuk et 20cm à Zackenberg. Notez que la magnitude des flux obtenus varie drastiquement, comme observé en section 3.2.5. La figure 3.12 représente les flux de méthane avec ces nouvelles profondeurs de nappe et les différentes valeurs de Π_a.

TABLE 3.7 – Valeurs annuelles sur Nuuk et Zackenerg avec les profondeurs de nappe phréatique de référence pour différentes valeurs de Π_a des flux de méthane F_{CH_4} et des flux de PMT F_{PMT} - la contribution du PMT au flux de méthane - de la méthanogenèse MG et de la méthanotrophie MT totales, intégrées sur la colonne de sol, et du pourcentage de la production de méthane qui est oxydée par les méthanotrophes

	Nuuk WT20cm				Zackenberg WT10cm			
Π_{CH_4}	1	0.6	0.2	ratio $\frac{\Pi_a=0.2}{\Pi_a=1}$	1	0.6	0.2	ratio $\frac{\Pi_{CH_4}=0.2}{\Pi_{CH_4}=1}$
F_{CH_4} ($gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$)	15.42	14.1	12.34	**0.80**	4.27	5.35	5.82	**1.36**
F_{PMT} ($gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$)	12.95	11	6.9	0.53	3.84	4.49	3.6	0.8
$\frac{F_{PMT}}{F_{CH_4}}$ (%)	84	78	56	0.67	89	84	63	0.71
MG ($gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$)	17.6	18.3	19.6	**1.11**	4.3	5.5	6.3	**1.47**
MT ($gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$)	2.9	4.2	7.05	2.43	0.31	0.39	0.4	1.3
$\frac{MT}{MG}$	17	23	**36**	2.12	7.2	7.2	**12**	1.67

A Nuuk, passer d'une profondeur de nappe phréatique de 20 à 10cm diminue le volume de la zone oxique et augmente celui de la zone anoxique. Avec cette WT moins profonde, les flux de méthane sont multipliés par 1.06 quand Π_a passe de 1 à 0.2. La balance entre les trois effets antagonistes (Figure 3.13.b) s'inverse : diminuer le PMT augmente la méthanogenèse (Table 3.8), et la zone oxique plus petite atténue l'effet bypass du PMT et diminue également la contribution de la méthanotrophie (entre 6.5 et 18 % du méthane produit est oxydé avec une WT à 10 cm, contre $17-36\%$ pour 20cm).

A Zackenberg, baisser la profondeur de nappe phréatique de 10 cm n'inverse pas la balance entre rétroactions positives et négatives sur les flux de méthane : ces derniers augmentent toujours quand Π_a diminue, mais bien plus faiblement (un facteur 1.02 contre 1.36 précédemment). L'impact sur la méthanogenèse est en effet plus faible (multiplication de la production par 1.13 contre 1.47 précédemment), mais l'augmentation de la méthanotrophie et de l'effet bypass dans la zone oxique plus grande ne compense pas la production accrue de méthane.

TABLE 3.8 – Similaire à la table 3.7, avec une nappe phréatique forcée à 10 cm pour Nuuk et à 20cm pour Zackenberg

	Nuuk WT10cm				Zackenberg WT20cm			
Π_{CH_4}	1	0.6	0.2	ratio $\frac{\Pi_{CH_4}=a}{\Pi_a=1}$	1	0.6	0.2	ratio $\frac{\Pi_{CH_4}=0.2}{\Pi_{CH_4}=1}$
F_{CH_4} ($gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$)	29.7	31.5	31.5	**1.06**	1.53	1.57	1.57	**1.02**
F_{PMT} ($gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$)	26.4	26.1	18.6	0.7	1.18	1.02	0.58	0.49
$\frac{F_{PMT}}{F_{CH_4}}$ (%)	89	83	59	0.66	77	65	37	0.48
MG ($gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$)	32.0	35.1	38.8	**1.21**	1.44	1.51	1.62	1.13
MT ($gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$)	2.1	3.3	6.9	3.29	0.25	0.34	0.53	2.12
$\frac{MT}{MG}$	6.5	9.3	**18**	2.80	17.2	22	**33**	1.92

Malgré les différences de comportement observées sur les flux nets de méthane entre ces quatres expériences de sensibilité, l'impact individuel d'une diminution du PMT sur chaque processus est le même. Comme le montrent les tables 3.7 et 3.8, diminuer la perméabilité de l'aerenchyme Π_a a les effets suivants sur chaque site, quelles que soient les conditions hydrologiques choisies :

— Diminution du flux annuel de méthane transporté par PMT ($gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$).

— Diminution de la contribution du PMT au transport et flux totaux de méthane (%).

— Augmentation de la production annuelle de méthane ($gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$).

— Augmentation de l'oxydation annuelle de méthane ($gCH_4.m^{-2}.yr^{-1}$).

— Augmentation de la part de méthane produit qui est oxydée (%).

En résumé, c'est l'hydrologie qui semble contrôler l'importance relative de ces effets, et ces tests de sensibilités mettent en évidence des rétroactions non-linéaires entre les processus d'oxydation, de production et de transport.

3.4 Conclusion partielle

Ce chapitre a décrit le développement d'un nouveau modèle biogéochimique d'émissions de méthane, basé sur les processus. Ce modèle s'appuie sur une nouvelle version du modèle de carbone du sol développée en parallèle, discrétisé verticalement aux mêmes noeuds que le module physique de ISBA, et prend en compte deux processus de dynamique verticale : l'advection et la cryoturbation.

Ce modèle biogéochimique arrive à reproduire les flux de CH_4 et de CO_2 en surface sur trois différents sites, pergélisolés ou non. Les différents processus responsables des flux de méthane sont correctement représentés et sont -du moins qualitativement- en accord avec les connaissances actuelles. Je me suis également intéréssé à certaines rétroactions entre les processus d'oxydation, de production et de transport de gaz dans le sol. La complexité des intéractions entre ces processus peut rendre le comportement du modèle difficile à appréhender, mais on peut avancer que la principale source de variabilité du modèle est l'hydrologie : c'est elle qui va piloter la balance entre l'oxydation et de production de méthane, ainsi que le transport des gaz dans le sol.

Cependant, la question des stocks de carbone et de leur profil n'a toujours pas été abordée. Ces derniers sont cependant cruciaux : ce sont eux qui vont en effet déterminer la production de méthane et de dioxyde de carbone dans le sol, tant en magnitude que sur le profil vertical.

Chapitre 4

Stocks de carbone dans le sol : étude du modèle et comparaisons avec des mesures sur site

4.1 Préambule

Ce chapitre s'articule en trois parties distinctes. La première partie présentera les résultats d'une étude de terrain que j'ai menée sur le site de Nuuk pendant la dernière quinzaine de Juillet 2017, dont l'objectif était de mesurer les profils de carbone dans la tourbière où sont situées les chambres automatiques de mesures de flux de méthane et de dioxyde de carbone. Après avoir présenté le site et la zone étudiée, je discuterai brièvement des mesures physiques annexes (topographie du terrain, profondeur de la couche sédimentaire, conditions de surface) pour ensuite m'intéresser aux contenus de carbone du sol mesurés.

Bien que ce site soit très étudié, il n'y avait jusque là jamais eu de mesures de carbone du sol dans la tourbière de Nuuk. De même, on ne dispose pas de mesures de C pour la tourbière de Zackenberg. Il existe cependant des profils de carbone mesurés ailleurs dans la vallée de Zackenberg, mais ceux présentés dans Chadburn et al. (2017) ne sont pas représentatifs du site de tourbière sur lequel les chambres automatiques de mesure sont installées (S. Chadburn et G. Hugelius, communication personnelle). Or, si on veut pouvoir estimer les flux de CH_4 et de CO_2 en climat futur, il faut connaitre la quantité de carbone présente. Il existe peu de mesures de profils de C dans les tourbières arctiques pour lesquelles on ait aussi des mesures de flux. Il était donc important d'avoir des observations pour Nuuk.

Dans la seconde partie, je m'intéresserai aux stocks et profils de carbone simulés par le modèle et aborderai quelques questions liées à ces stocks :

— Quelle est l'état d'équilibre des différents réservoirs de carbone sous-terrain après

le spin-up de 1500 ans ?

— Quel est l'impact de la discrétisation du modèle de carbone du sol sur les stocks totaux ?

— Quel est l'impact de la limitation explicite en dioxygène de la décomposition oxique ?

— Quelles rétroactions entre profils de carbone du sol et processus biogéochimiques ?

— Comment les différents réservoirs de carbone du sol se répartissent-ils sur la verticale ?

— La représentation des processus de dynamique verticale est-elle satisfaisante ?

Je ferai ensuite le lien entre ces deux parties en comparant les profils de carbone simulés par le modèle aux mesures. En se basant sur l'application du modèle biogéochimique aux profils mesurés et sur des tests de sensibilité sur les paramètres du modèle de carbone, la capacité du modèle d'obtenir à la fois les bons flux et les bons stocks et profils de carbone sera discutée. Je montrerai ainsi que ce nouveau modèle de carbone présente encore des limitations et des incertitudes, liées non seulement à sa structure et paramétrisation originelle mais aussi à la représentation de la dynamique verticale du carbone.

4.2 Etude de terrain : mesures de carbone du sol à Nuuk

La station de recherche de Nuuk est située à Kobbefjord (64°07'N / 51°21'W), à environ 20 km de Nuuk, la capitale du Groenland. La zone de recherche comprend (Figure 4.1) :

— Un fjord confiné, d'un seul tenant, d'une surface d'approximativement 25 km^2, de profondeur maximale de 145m

— Un bassin drainant de 32 km^2 à l'avant du fjord, entouré de hautes montagnes

Localement, le climat est bas-arctique avec une température annuelle moyenne de -1.4 °C. Les rapports annuels NERO (Tamstorf et al., 2008) montrent une variabilité significative des espèces végétales, des types de sols et de leur hydrologie, ainsi que de la microtopographie. La zone d'étude où se situe la tourbière est entourée de hautes montagnes (panneau supérieur gauche de la figure 4.1), comme décrit en section 3.2.3.1. Le panneau supérieur droit montre la zone d'étude dans son ensemble. La seule tourbière du fjord, où sont situées les chambres automatiques de mesure de flux de méthane et de dioxyde de carbone, est symbolisée par un rectangle noir. On distingue clairement les cours d'eaux proches de cette tourbière, participant à son alimentation hydrologique. Le panneau inférieur de la figure 4.1 montre plus précisèment cette tourbière. Les zones les plus foncées au centre correspondent aux zones les plus humides. Dans ces dernières, la végétation s'adapte à ces conditions humides : l'albedo est ainsi plus faible au centre

qu'aux extrémités de la tourbière, absorbant ainsi plus de rayonnement solaire pour compenser les conditions humides et, en moyenne, plus froides.

Dans cette étude, toutes les mesures que l'on présentera ont été réalisées suivant deux transects, représentés également en figure 4.1 :

— Le premier transect, en rouge, suit approximativement un axe Nord-Sud. Les chambres automatiques de mesure de flux sont situées de part et d'autre des 20 premiers mètres du transect.

— Le second transect, en bleu, commence à la dernière chambre automatique et traverse la tourbière dans son plus grand axe en passant par les sondes mesurant les températures à différentes profondeurs du sol, visibles sur le premier tiers du transect.

4.2.1 Mesures topographiques et couche sédimentaire

Dans un premier temps, je me suis intéréssé à la topographie de la tourbière, ainsi qu'à la profondeur du plancher sédimentaire délimitant les horizons très organiques et les horizons minéraux. L'altitude du terrain est mesurée avec une mire de géomètre. La profondeur du plancher sédimentaire est mesurée avec une sonde métallique rigide, enfoncée dans le sol jusqu'à rencontrer une forte résistance qui est caractéristique des sols minéraux. La figure 4.2 montre ces deux mesures le long des deux transects, réalisées tous les 5 mètres.

Le transect 1 indique clairement un bassin d'accumulation au centre de la tourbière : alors que la surface du sol reste à peu près constante, le plancher sédimentaire diminue fortement. Cette dépression est caractéristique de la formation des tourbières, et participe à l'accumulation de matière organique dans ces écosystèmes. Sa profondeur maximale, d'environ 1 mètre, se situe à 30 mètres du début du transect, et correspond approximativement à la zone de la tourbière la plus sombre (Figure 4.1). Le plancher sédimentaire remonte ensuite brutalement en moins de 10 mètres, pour rester à peu près stable. Passé ce seuil, la tourbière s'éteint abruptement et le plancher minéral se trouve à environ 20 centimètres de la surface du sol. Dans cette zone tampon, les conditions sont bien moins humides (voir section suivante) et la végétation n'est plus constituée de plantes aquatiques mais d'herbacées plus claires et de mousses. Après l'extinction de la tourbière, un enchaînement rapide de bosses et de dépressions apparait, que la résolution de 5 mètres sur les mesures ne permet pas de distinguer. En s'approchant du cours d'eau, la topographie moyenne s'abaisse peu à peu.

Le second transect commence au point 20m du premier transect, donc directement dans la tourbière. Sur les 30 premiers mètres, la surface du sol et le plancher sédimentaires varient peu. On observe une remontée du plancher minéral entre 30 et 45 mètres, suivie d'une petite dépression entre 45 et 55 mètres, alors que l'altitude de la surface du sol diminue. La fin du transect correspond à la frontière de la tourbière, et la surface du sol comme le plancher sédimentaire remontent conjointement.

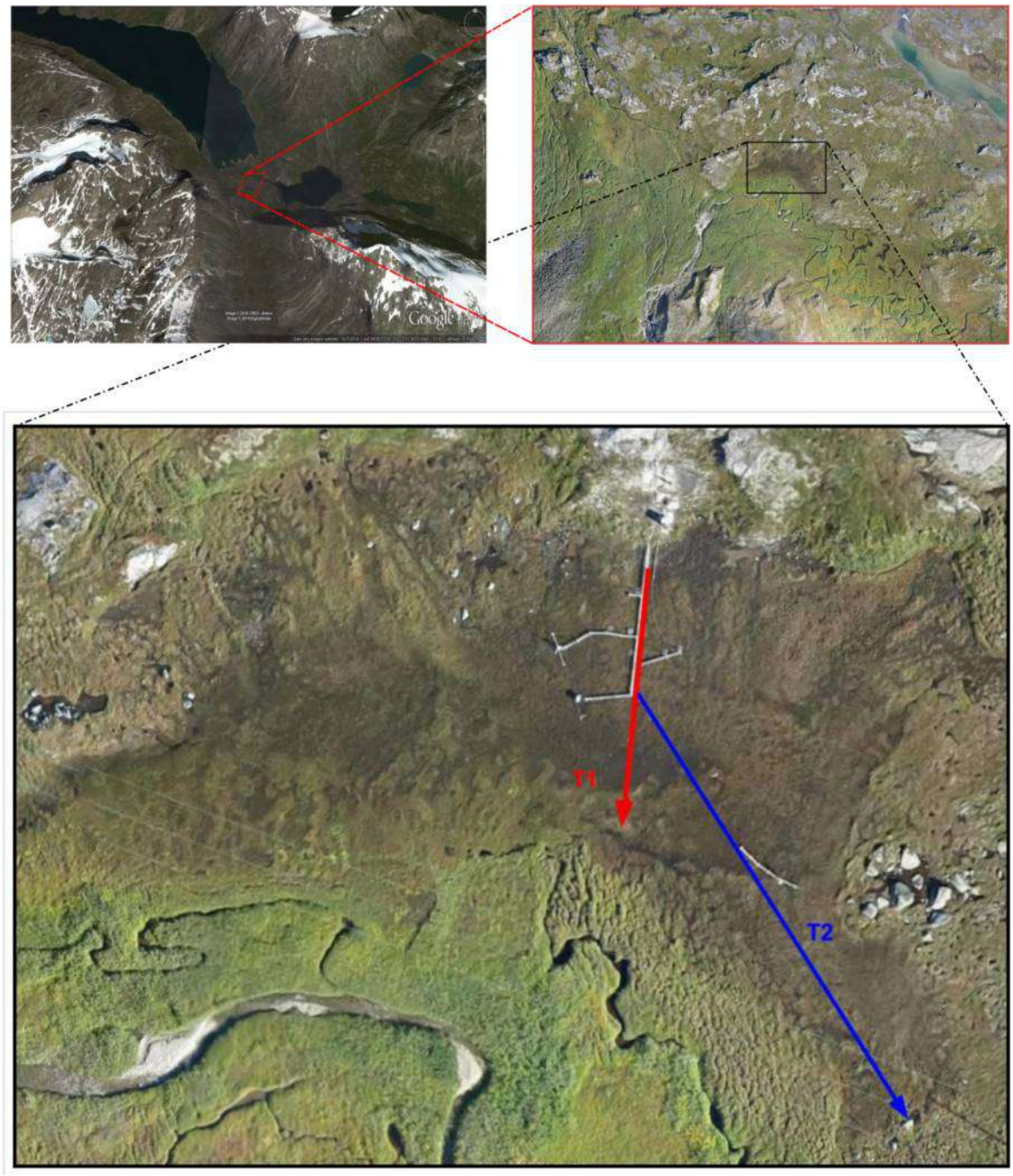
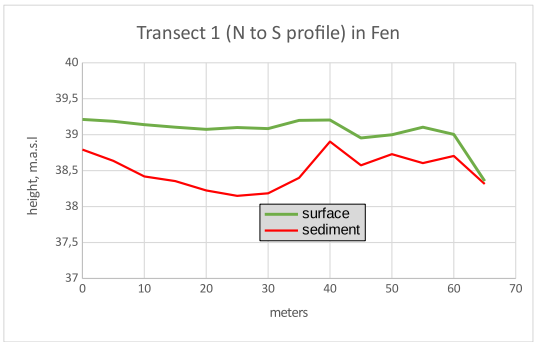
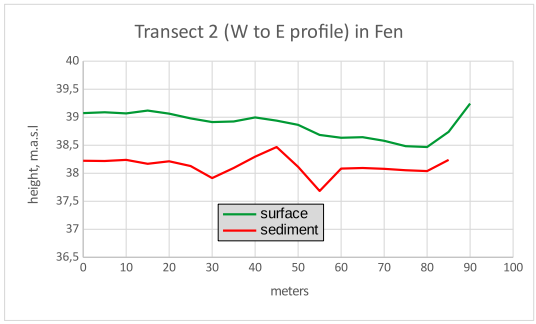


FIGURE 4.1 – Le panneau supérieur droit est une image satellite (Google Earth) de Kobbefjord. Le rectangle rouge représente la zone d'étude. Le panneau supérieur gauche est une photographie haute-résolution de la zone d'étude prise par un drone en 2015 et le rectangle noir représente la zone de tourbière, zoomée sur le panneau inférieur. Les deux transects d'étude sont représentés.

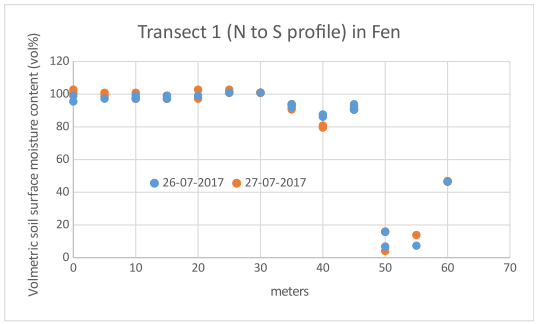


(a)

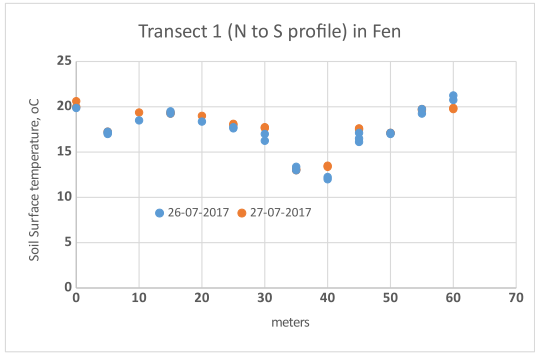


(b)

FIGURE 4.2 – Relevés topographiques d'élévation du terrain (vert) et mesures de la profondeur de la couche sédimentaire, minérale (rouge) pour (a) le transect 1 (b) le transect 2



(a)



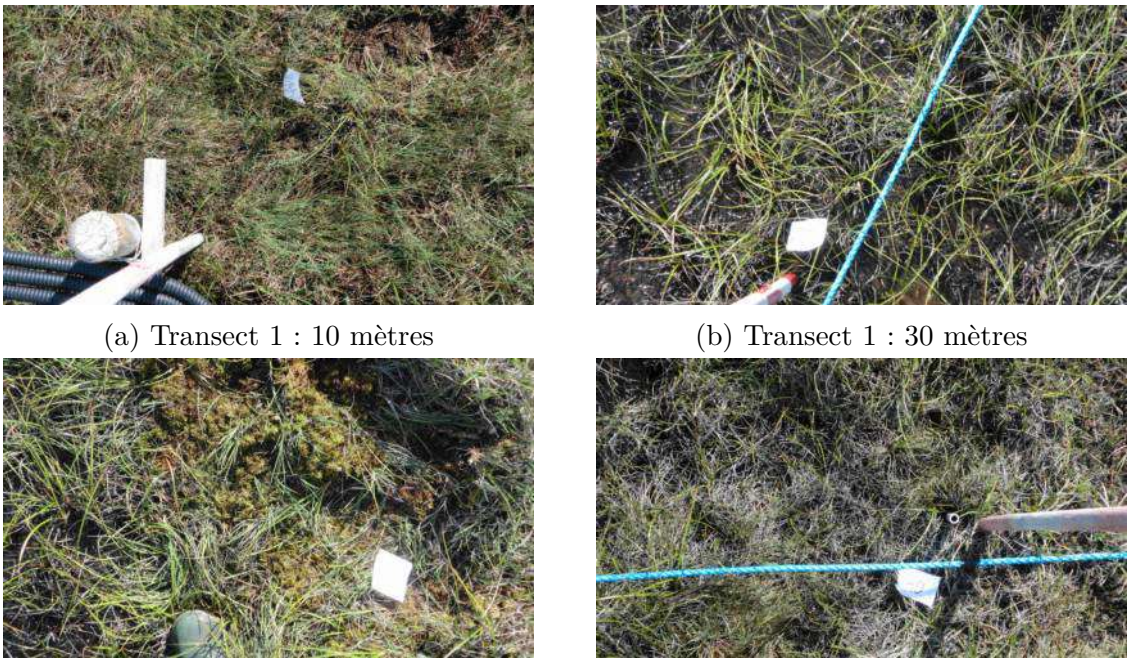
(b)

FIGURE 4.3 – Mesures le long du premier transect (a) de l'humidité volumétrique en surface du sol (b) de la température de la surface du sol

4.2.2 Mesures de température et d'humidité en surface du sol

Afin de caractériser plus précisément le premier transect, j'ai également mesuré tous les 5 mètres les contenus volumétriques en eau et la température à la surface du sol. Ces mesures ont été répétées sur deux jours successifs (26 et 27 Juillet 2017) en milieu de journée, et présentées en figure 4.3.

Pour des contenus en eau très élevés, la sonde utilisée pour mesurer l'humidité volumétrique de la surface du sol à tendance à ne plus être très fiable (B. Hansen, communications personnelles) comme le montrent certaines mesures aberrantes, supérieures à 100%. Par exemple, le point de mesure à 10 mètres indique une humidité de surface proche, voire supérieure à 100% en l'absence d'eau en surface (voir Figure 4.4a). Malgré cette absence d'eau en surface, la partie du transect correspondant aux chambres automatiques (entre 0 et 20 mètres) n'en reste pas moins fortement humide. Le centre de la tourbière, approximativement à 30 mètres, est encore plus saturé (Figure 4.4b). Lors de



(a) Transect 1 : 10 mètres

(b) Transect 1 : 30 mètres

(c) Transect 1 : 35 mètres

(d) Transect 1 : 40 mètres

FIGURE 4.4 – Photographies de la surface de sol à différents points de mesures le long du premier transect

cette période de quelques jours, il semblerait que la profondeur de la nappe au niveau des chambres automatiques soit plus haute que les 20 cm choisis pour les simulations de références. On ne peut cependant rien dire de la représentativité de ces mesures, très ponctuelles, et rappelons que le choix d'une profondeur moyenne de nappe de 20 cm pour les simulations standards sur la période 2009-2014 résulte d'une concertation avec les responsables du site (B. Hansen, M. Lund, communications personnelles), et que aucune mesure hydrologique du sol, que ce soit la profondeur de la nappe ou le contenu volumétrique en eau sur le profil, n'a été effectuée sur la zone de tourbière de Nuuk depuis l'ouverture de la station [1].

Jusqu'à 30 mètres, l'humidité reste très importante, et hormis le point à 5 mètres, la température du sol décroit avec la profondeur sédimentaire, probablement à cause du contenu en eau total du sol qui augmente conjointement. Tout en restant importante, l'humidité en surface diminue entre 30 et 40 mètres. Cette diminution est corrélée avec une diminution de la température de surface qui baisse jusqu'à 13 °C par rapport à environ 18 °C sur les 20 premiers mètres. Cette diminution conjointe semble contradictoire, et on ne peut qu'émettre plusieurs hypothèses pour expliquer ce résultat :

1. Ces mesures existent cependant sur d'autres sites du bassin versant, mais dans des écosystèmes radicalement différents, bien plus secs, et ne sont donc pas représentatives de la tourbière (Tamstorf et al., 2008; Raundrup et al., 2010)

— la proximité avec le centre de la tourbière très humide

— l'influence de la végétation qui commence à changer, comme l'apparition de mousses potentiellement isolantes, visibles en figure 4.4c

— les variabilités microtopographiques discutées précedemment

Après 50 mètres, la tourbière s'éteint : l'humidité volumique de surface décroit fortement (entre 5 et 18 %), et les températures de surfaces augmentent jusqu'à 21 °C.

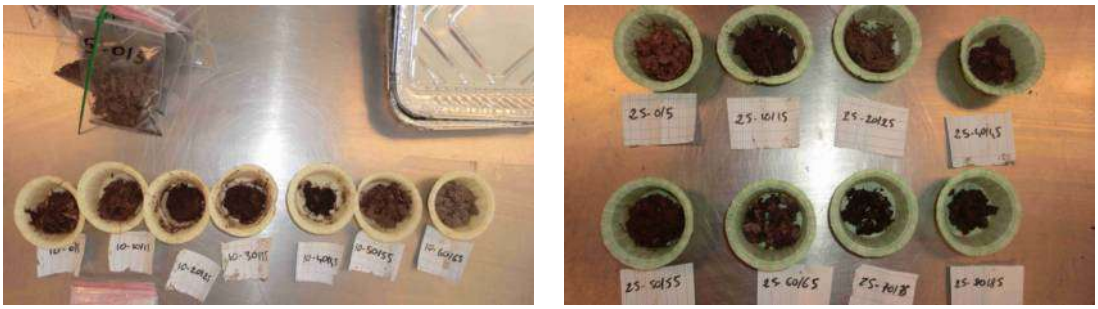
4.2.3 Prélèvements d'échantillons de sol le long des transects

Des carottages sont effectués le long des deux transects, à un intervalle de 5 mètres pour le premier transect et un intervalle de 10 mètres pour le second. Ces prélèvements ont été effectués via une tarière gouge, constituée d'une double poignée permettant d'enfoncer la tarière dans le sol et d'une partie basse cylindrique semi-ouverte de 1m de profondeur et 4 cm de diamètre permettant de récolter et de maintenir la carotte de sol. Une fois la carotte de sol extraite, des échantillons sont prélevés à intervalles les plus réguliers possible (5cm sur les 10-15 premiers centimètres, 10cm ensuite).

Une fois récoltés, les échantillons de sol doivent être idéalement stockés à une température de 4 °C avant le retour en laboratoire. Dans les faits, j'ai utilisé une glacière entreposée à l'ombre afin de limiter au mieux la température. Le temps écoulé entre la récolte d'échantillons et le dépôt au laboratoire pouvant aller jusqu'à 3 jours, le contrôle sur la température n'a pas été optimal. Une fois ramené au laboratoire du Greenland Institute of Natural Resources, situé à Nuuk, le volume et la masse de chaque échantillon est mesurée afin de déterminer la densité de l'échantillon brut ρ_{sample} ($g_{sol}.m_{sol}^{-3}$). Ici apparaît une incertitude difficilement quantifiable sur les mesures de densité que plusieurs facteurs ont influencés :

1. L'acte de mesure et d'extraction de la carotte de sol compresse nécessairement les échantillons et modifie leur structure
2. Pour les couches saturées en eau, l'extraction de l'échantillon ne peut se faire sans perte d'eau, modifiant d'une part la masse mais aussi l'espace disponible dans les pores de l'échantillon, le rendant potentiellement plus sensible à toute compression
3. Faute de mieux, les échantillons sont stockés dans une glacière entre leur extraction sur le site et leur traitement au laboratoire. Malgré toute l'attention portée, ils ont pu être compressés lors du stockage et du transport.
4. La texture presque liquide des échantillons saturés en eau, ou proches de la saturation, rend difficile la mesure de leur volume en laboratoire.
5. Enfin, les échantillons de surface et des premiers horizons de sol, et plus rarement en profondeur, contiennent des racines de taille et de diamètres variés

Ces échantillons sont ensuite séchés dans un four pendant 48 heures à une température constante de 80 °C. La figure 4.5 montre certains de ces échantillons après séchage, et



(a) (b)

FIGURE 4.5 – Echantillons de sol du premier transect après 48 heures de séchage à 80 °C. Différentes profondeurs d'échantillons sont montrées pour les plots (a) à 10m et (b) à $25m$

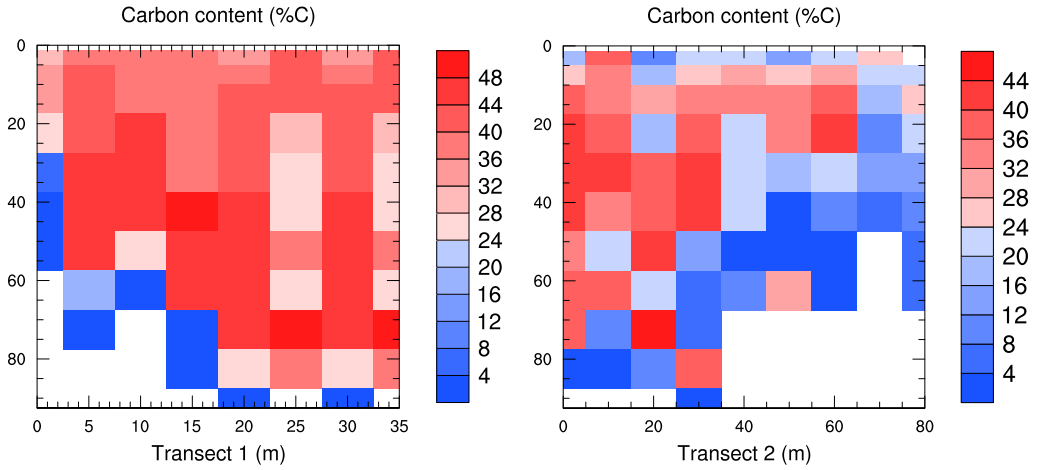
les différents horizons de sol semblent se distinguer, selon un gradient de couleur assez marqué. En particulier, sur la carotte correspondant à 10 mètres du premier transect, l'échantillon se situant entre 60 et 65cm de profondeur semble très minéral, en couleur comme en texture, et correspond de fait à la profondeur de la couche sédimentaire (Figure 4.2a). La carotte à 25 mètre, plus au centre de la tourbière, ne présente pas de gradient très visible à l'exception d'un échantillon en apparence mixte à $60 - 65$cm de profondeur.

Une fois séchés, on détermine la fraction d'eau massique de chaque échantillon f_{wet} $(g_{eau}.g_{sol}^{-1})$. Les échantillons secs ont ensuite été rapportés pour analyse à Copenhague, où le contenu en carbone de l'échantillon sec f_C $(gC.g_{drysample}^{-1})$ a été mesuré en laboratoire à l'Université de Copenhague.

4.2.4 Premiers résultats : pourcentages massique de carbone

La figure 4.6 montre le pourcentage massique de carbone contenu dans les échantillons secs le long des transects. Ces derniers approchent les 50 % par endroit, ce qui est cohérent avec les proportions données dans la revue de Yu (2012) sur les tourbières arctiques. Bien qu'il ne s'agisse pas de la densité de carbone par volume de sol, les profils ne sont pas décroissants et semblent indiquer une accumulation en profondeur sur le premier transect. On remarque également que la limite entre les horizons ayant les plus forts contenus en carbone et les plus faibles suit assez fidèlement la limite du plancher sédimentaire (Figure 4.2). En particulier, l'affaisement du plancher sédimentaire du premier transect est clairement visible, ainsi que les variations du plancher sédimentaire sur le second transect entre 30 et 60 mètres.

La prochaine étape est de déterminer à partir de nos mesures la densité de carbone organique dans le sol.



(a) (b)

FIGURE 4.6 – Pourcentage massique de carbone du sol par masse de sol sec le long des deux transects

4.2.5 Estimations et détermination de la masse volumique apparente du sol

Pour calculer la densité de carbone dans le sol à partir des pourcentages massiques par masse sèche, il faut connaître la masse volumique apparente du sol (ρ_{bulk} pour *bulk density*) définie par la masse sèche par unité de volume total (Boelter, 1969; Hossain et al., 2015). La masse volumique apparente observée ρ_{bulk}^{obs} est calculée à partir de nos mesures comme :

$$\rho_{bulk}^{obs} = \rho_{sample}(1 - f_{wet}) \tag{4.1}$$

Cependant, nos mesures de densité d'échantillons sont fortement incertaines (voir section 4.2.3), et doivent être regardées avec prudence. Les mesures de pourcentage de carbone sont quant à elles indépendantes de toute compression des échantillons, et donc a priori plus fiables. On peut calculer indirectement la masse volumique apparente de nos échantillons à partir de ces mesures de carbone en utilisant la relation de Hossain et al. (2015) liant ces deux valeurs, trouvée par analyse de 1376 échantillons de sols organiques canadiens arctiques :

$$\rho_{bulk}^{H} = 1.5641e^{-0.0631 f_C} \tag{4.2}$$

La figure 4.7 représente nos mesures ρ_{bulk}^{obs} et celles calculées via l'équation 4.2 (ρ_{bulk}^{H}) sur tout nos échantillons, en fonction des pourcentages de carbone du sol calculés précédemments, et la figure 4.8 représente ρ_{bulk}^{obs} en fonction de ρ_{bulk}^{H}.

Nos mesures suivent assez fidélement la décroissance exponentielle observée par (Hossain et al., 2015), avec un coefficient de corrélation $r = 0.89$ pour 134 échantillons mesurés. Elles sont cependant très bruitées, et l'écart type entre ρ_{bulk}^{obs} et ρ_{bulk}^{H} est de

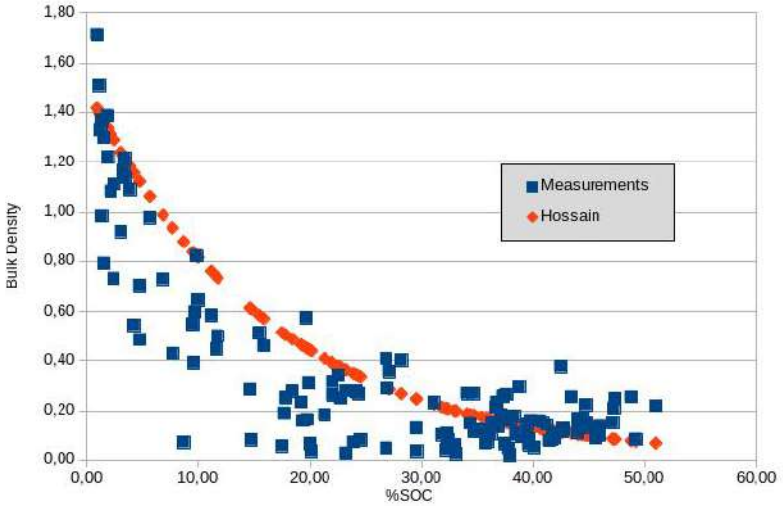


FIGURE 4.7 – ρ_{bulk}^{obs} et ρ_{bulk}^{H} en fonction des pourcentages massiques de carbone par masse de sol sec

0.40 pour des moyennes respectives de 0.34 et 0.44. Pour des pourcentages massiques de carbone f_C inférieures à 30 %, nos mesures sont très inférieures aux bulk density calculées d'après l'équation 4.2. Pour les plus forts pourcentages de carbone du sol ($\geq$ 30%), nos mesures de densité sont plus faibles et globalement dans les ordres de grandeur caratéristiques des sols organiques données dans Boelter (1969); Hossain et al. (2015). Ce sont cependant pour ces faibles valeurs de densité que les mesures sont les plus bruitées (Figure 4.8), et certaines valeurs semblent très fortes pour les valeurs décrites par Yu (2012), où la valeur maximale de masse volumique apparente est de 0.29 pour une moyenne d'environ 0.11. En particulier pour $f_C \geq 45\%$, $\rho_{bulk}^{obs} \gg \rho_{bulk}^{H}$. Ces fortes disparités laissent présager des estimations de densité de carbone sensiblement différentes selon ces deux méthodes de détermination de masse volumique apparente.

Dû au fait que les chambres automatiques de mesures de flux se situent uniquement de part et d'autre du premier transect, seul ce dernier sera considéré dans la suite du document.

4.2.6 Densité de carbone du sol et profils mesurés

La densité de carbone dans le sol ρ_C ($gC.m_{sol}^{-3}$) s'écrit :

$$\rho_C = \rho_{sample} f_C (1 - f_{wet}) = \rho_{bulk} f_C \tag{4.3}$$

Les profils de densité de carbone du sol dans la tourbière de Kobbefjord peuvent donc être estimés par deux méthodes différentes :

— une méthode directe, utilisant nos mesures de densité du sol :

$$\rho_C^{obs} = \rho_{bulk}^{obs} f_C \tag{4.4}$$

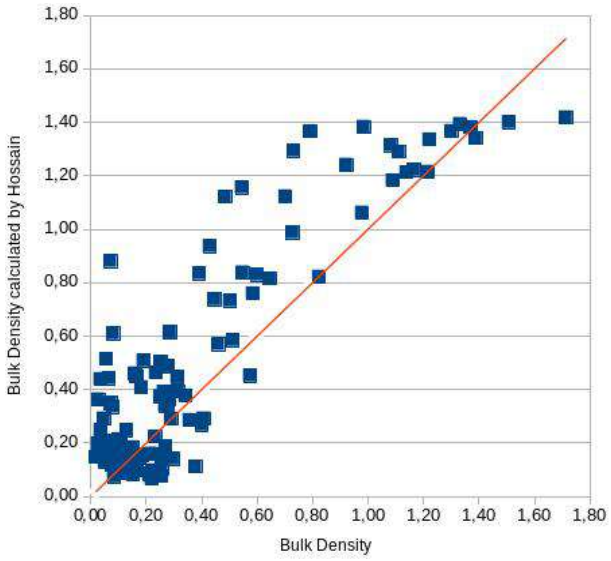
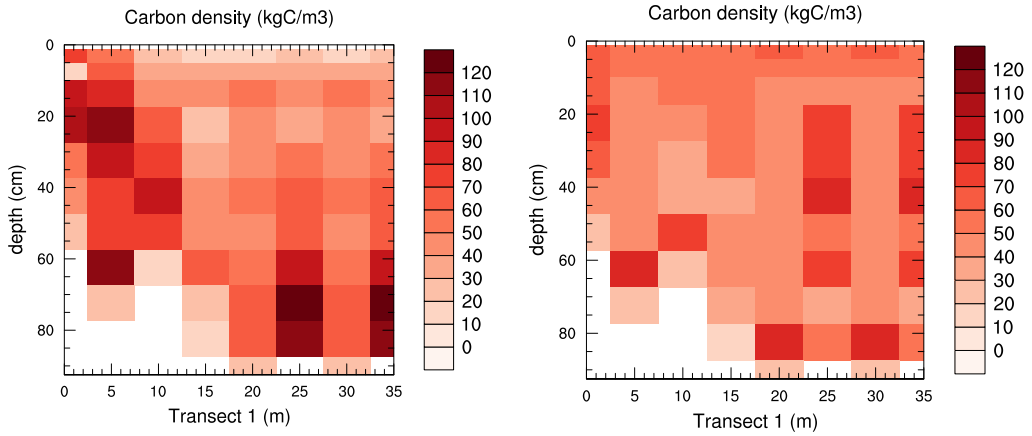


FIGURE 4.8 – Mesures directes de bulk density en fonction des bulk density calculées d'après Hossain et al, 2015. La droite d'équation $\rho^H_{bulk} = \rho^{obs}_{bulk}$ est en orange.

— une méthode indirecte, via la relation de Hossain et al. (2015) liant bulk density et fraction massique de carbone du sol.

$$\rho^H_C = \rho^{obs}_H f_C = 1.5641 e^{-0.0631 f_C} f_C \tag{4.5}$$

La figure 4.9 représente les densités de carbone du sol le long du premier transect selon ces deux méthodes.



(a) (b)

FIGURE 4.9 – Densités de carbone du sol le long du premier transect selon (a) méthode directe ρ^{obs}_C (b) méthode indirecte ρ^H_C

Nos mesures directes ρ^{obs}_C ont des valeurs maximales de l'ordre de 120 kgC.m^{-3} tandis que ρ^H_C ne dépasse jamais 90 kgC.m^{-3}. Ces valeurs, bien qu'importantes, ne sont

pas absurdes et des mesures de densité de carbone effectuées sur d'autres tourbières arctiques comme Abisko en Suède, donnent des valeurs de densité de 80 kgC.m^{-3} à 50 cm de profondeur (voir Figure 4.16, issue de Chadburn et al. (2017)).
Hormis ces différences, on note également des disparités spatiales selon les deux méthodes de détermination. Sur les 10 premiers centimètres de sol, $\rho_C^H > \rho_C^{obs}$. Pour ces échantillons, la distinction entre sol et végétation (vivante et/ou morte) sur les premiers centimètres est quasiment impossible. On peut douter de la validité de l'équation (4.2) sur ces échantillons vraisemblablement loin d'être composé uniquement de matière décomposée. Inversement, en dessous de ces premiers centimètres, on peut penser que la relation de Hossain est plus fiable car indépendante des incertitudes sur les mesures directes de densité apparente. Sur ce sujet, les forts contenus en carbone sur les 10 premiers mètres du premier transect obtenus avec nos mesures directes peuvent légitimement être questionnés : ce furent les tout premiers carottages effectués, et il est probable que les premières utilisations de la tarière aient abouti à des compressions plus forte des échantillons que par la suite.

4.2.7 Stocks de carbone total

A partir de ces profils de densité de carbone du sol, on peut également déterminer par intégration verticale les stocks de carbone totaux pour chaque carottage du transect. La table 4.1 donne ces stocks totaux C_T (kgC.m-2) pour les deux méthodes, calculés par la méthode des trapèzes pour chaque carottage :

$$C_T = \sum_j (z_{j+1} - z_j) \frac{\rho_{C,j+1} + \rho_{C,j}}{2} \tag{4.6}$$

avec z_j la profondeur de l'échantillon et $\rho_{C,j}$ la densité de carbone du sol, calculée selon les équations (4.4) et (4.5).
Notez que les profondeurs de mesures varient selon les emplacements de carottage, à cause de la difficulté d'enfoncer la tarière très au delà de la couche sédimentaire qui varie le long du transect. La profondeur d'intégration n'est donc pas la même pour tout les points de carottage. Cependant, les pourcentages massiques de carbone sont faibles en dessous de cette limite (majoritairement inférieurs à 4 %, voir Figure 4.6), et on peut considérer que la non-prise en compte des horizons sous la limite de la tourbière n'influe pas énormément le calcul des stocks de carbone intégrés sur la verticale. La profondeur des carottages est également donnée en table 4.1.

La revue de Yu (2012) synthétise des valeurs de stocks de carbone moyens sur les tourbières des hautes-latitudes, toutes comprises entre 58.7 et 73.4 kgC.m^{-2}, à l'exception d'une valeur de 113.6 kgC.m^{-2}. Ces valeurs sont cependant obtenues en considérant une profondeur de tourbière de 1m, ce qui n'est pas le cas en moyenne sur les carottes étudiées içi (Figure 4.2a). Nos mesures de stocks de carbone sont donc cohérentes, malgré les incertitudes. A cause des différences entre les masses volumiques apparentes mesurées directement et indirectement, il n'est cependant pas clair de déterminer entre les deux méthodes quels stocks totaux sont les plus proches de la réalité.

TABLE 4.1 – Stocks de carbone observés directs (C_T^{obs}) et indirects ($C_T^{Hossain}$) le long du premier transect, avec profondeur des mesures pour chaque carotte. La dernière colonne est la moyenne le long du transect. Les valeurs en gras indiquent pour chaque carotte les plus grands contenus mesurés entre les deux méthodes.

Point du transect 1 (m)	0	5	10	15	20	25	30	35	Moyenne
Profondeur carotte (cm)	55	75	65	85	95	85	75	75	76.25
C_T^{obs} (kgC.m^{-2})	**31.8**	**52.1**	**37.2**	29.2	**46.7**	**55.4**	40.5	34.5	**40.9**
$C_T^{Hossain}$ (kgC.m^{-2})	27.9	27.8	27.2	**33.3**	40.6	47.3	**44.2**	**50.4**	37.3

4.2.8 Résumé et conclusion partielle

J'ai mesuré par deux méthodes différentes les stocks et profils de carbone de la tourbière de Nuuk au Groenland, site étudié pour la validation du modèle biogéochimique d'émissions de méthane. C'est la première fois que de telles mesures sont réalisées sur ce site et, malgré des incertitudes sur les mesures de masse volumique apparentes, les contenus en carbone du sol mesurés ne sont pas absurdes et sont dans l'ordre de grandeur des densités et contenus en carbone des tourbières arctiques

4.3 Etude des stocks et profils de carbone modélisés

L'approche par modélisation des stocks de carbone du sol sur ces sites est particulièrement complexe : ils sont situés en zone arctique/péri-arctique où les températures et l'humidité sont responsables de temps de décomposition extrêmements longs (de quelques centaines d'années à plusieurs millénaires, voire plus). Le carbone dans ces tourbières s'est probablement accumulé depuis plusieurs milliers d'années (Yu et al., 2010). Pour pouvoir comparer les résultats du modèle aux observations, il faut faire tourner le modèle sur plusieurs milliers d'années, ce qui suppose également une connaissance de l'histoire climatique et géologique locale.

La tourbière de Nuuk est située entre le lac Bade So et le fjord. Les datations des carottes sédimentaires du Bade So (Larsen et al., 2017) indiquent que le lac était sous le niveau de la mer jusqu'en 8500 BP. La tourbière située entre le lac et le fjord actuel ne peut donc pas être plus agée. A Zackenberg, les études géologiques (Christiansen et al., 2008) indiquent également le retrait de la calotte vers 9000 BP et le retrait de l'océan (rebond isostatique) entre 8500 et 8000 BP, ce qui donne comme age maximum de la tourbière 8000 ans. Yu et al. (2010) indiquent également moins de 8000 ans pour cette tourbière.

Du point de vue de la modélisation, il y a plusieurs difficultés :

— On ne dispose pas des données climatiques sur les 8 derniers millénaires pour forcer ISBA. On peut suppoer que le climat n'a pas trop changé depuis la déglaciation, mais les proxies indiquent pour le Groenland un optimum climatique entre 6000 et 9000 BP (Vinther et al., 2009) puis un refroidissement lent jusqu'au début de $20^{\text{ième}}$ siècle avec des périodes plus courtes chaudes et froides comme le petit âge glaciaire (D'Andrea et al., 2011)

— Le modèle CENTURY suppose l'existence d'un réservoir de carbone lent résistant chimiquement, ou protégé physiquement, et d'un réservoir de carbone passif chimiquement ou physiquement stabilisé, lié à des particules d'argile par exemple (Abramoff et al., 2018). Dans une tourbière active, le réservoir passif, et dans une moindre mesure le réservoir lent, n'ont pas vraiment l'occasion de se développer en l'absence de sol minéral.

Ce problème de temps long ne se posait pas vraiment pour le chapitre précédent, lorsque l'on s'occupait essentiellement de méthane. En effet, la méthanogenèse utilise comme substrat uniquement les réservoirs de litière sous-terraine et le réservoir de carbone actif. Ces réservoirs ont des temps caractéristiques beaucoup plus courts, et sont proches de l'équilibre après 1500 ans, la durée du spin-up.

4.3.1 Stocks de carbone et tendance annuelle

Dans un premier temps, je justifierai le choix d'une période de mise à l'équilibre des stocks de 1500 ans dans le cadre de l'étude des émissions de méthane, en présentant la tendance des réservoirs de carbone après spin-up, et quantifierai l'effet de la discrétisation du modèle de carbone sur les stocks totaux.

Pour le modèle de carbone discrétisé, la quantité de carbone dans un réservoir C_j ($g.m^{-2}$) est calculée sur toute la colonne de sol par :

$$C_j = \sum_i C_{j,i} \Delta z_i \tag{4.7}$$

avec $C_{j,i}$ ($g.m^{-3}$) le réservoir de carbone j dans la couche i.

La tendance annuelle moyenne après spin-up δ ($\%.an^{-1}$) est calculée pour chaque réservoir de carbone C_j comme

$$\delta = 100 \times \frac{C_{j,t0+N} - C_{j,t0}}{N.C_{j,t0}} \tag{4.8}$$

avec $C_{j,t0}$ le stock de carbone après 1500 ans de spin-up, N le nombre d'année couvrant la simulation (5 pour Nuuk et Zackenberg), et $C_{j,t0+N}$ le stock de carbone après N ans. Sur Zackenberg, je ne prends pas en compte l'ensemble de la simulation dans le calcul mais uniquement la période correspondant aux 5 premières années de forçage, constantes en moyennes : les années suivantes présentent en effet une forte tendance sur la température de l'air et les concentrations de CO_2. La table 4.2 présente les stocks de carbone et ces tendances pour chacun des réservoirs de carbone à Nuuk et Zackenberg, pour les simulations de référence.

TABLE 4.2 – Stocks de carbone et tendances annuelles moyennes δ pour les différents réservoirs après 1500 ans de Spin-up, pour l'ancien modèle "bulk" et le nouveau modèle discrétisé

	Nuuk[(a)]				Zackenberg[(b)]			
	Bulk carbon model		New 1D carbon model		Bulk carbon model		New 1D carbon model	
	Stock	δ ($\%.an^{-1}$)	Stock	δ ($\%.an^{-1}$)	Stock	δ ($\%.an^{-1}$)	Stock	δ ($\%.an^{-1}$)
C_a ($g.m^{-2}$)	113.3	$8.8E^{-4}$	152.3	$9.2E^{-4}$	558.1	$4.4E^{-3}$	2258.1	$6E^{-2}$
C_s ($g.m^{-2}$)	2637.6	$1.5E^{-4}$	26298.7	$6.4E^{-2}$	7995.6	$8.8E^{-3}$	27807	$6.6E^{-2}$
C_p ($g.m^{-2}$)	1635.9	$8.2E^{-2}$	1982.5	$6.8E^{-2}$	1143.8	0.13	756.7	$7E^{-2}$
$C_{ab,m}$ ($g.m^{-2}$)	85.6	$-5E^{-4}$	84.4	$-3.8E^{-4}$	59.7	0	55.7	$1E^{-3}$
$C_{ab,s}$ ($g.m^{-2}$)	1174.4	0	1096.1	0	758.2	0	664.5	0
$C_{bg,m}$ ($g.m^{-2}$)	19.3	$-1.8E^{-3}$	51	$-1.5E^{-3}$	32.1	$-2.2E^{-2}$	489.41	$6.2E^{-2}$
$C_{bg,s}$ ($g.m^{-2}$)	709.1	$-2.8E^{-5}$	1682.3	$6.3E^{-3}$	1169.7	$1.7E^{-4}$	8025.3	$6.4E^{-2}$
$\sum_j C_j$ ($kg.m^{-2}$)	**6.38**	$2.1E^{-2}$	**31.35**	$5.8E^{-2}$	**11.7**	$1.8E^{-2}$	**40.1**	$6.3E^{-2}$

[(a)] nappe phréatique forcée à 20 cm
[(b)] nappe phréatique forcée à 10 cm

4.3.1.1 Tendances annuelles des stocks de carbone

Sur Nuuk, on peut considérer que les réservoirs impactés par la méthanogenèse atteignent un état de quasi-équilibre après 1500 ans de spin-up : la tendance annuelle moyenne de ces derniers ne dépasse pas 10^{-3} %. Sur Zackenberg, ces tendances restent également faibles, bien que plus importantes. On note des disparités entre les différents réservoirs. Dans le cadre du modèle de carbone discrétisé, ces tendances annuelles certes très faibles diffèrent en effet de plusieurs ordres de grandeur, tant sur Nuuk que à Zackenberg (Table 4.2). On peut se demander si ces différences s'expliquent par les temps caractéristiques τ_j de ces réservoirs (Table 3.1) : on peut en effet s'attendre à ce que les réservoirs se décomposant rapidement s'équilibrent plus vite que les réservoirs récalcitrants, *sous l'hypothèse d'un forçage en moyenne constant*. La figure 4.10 représente ces tendances en fonction de $log(\tau_j)$ pour chaque réservoir C_j, ainsi que les régressions linéaires associées.

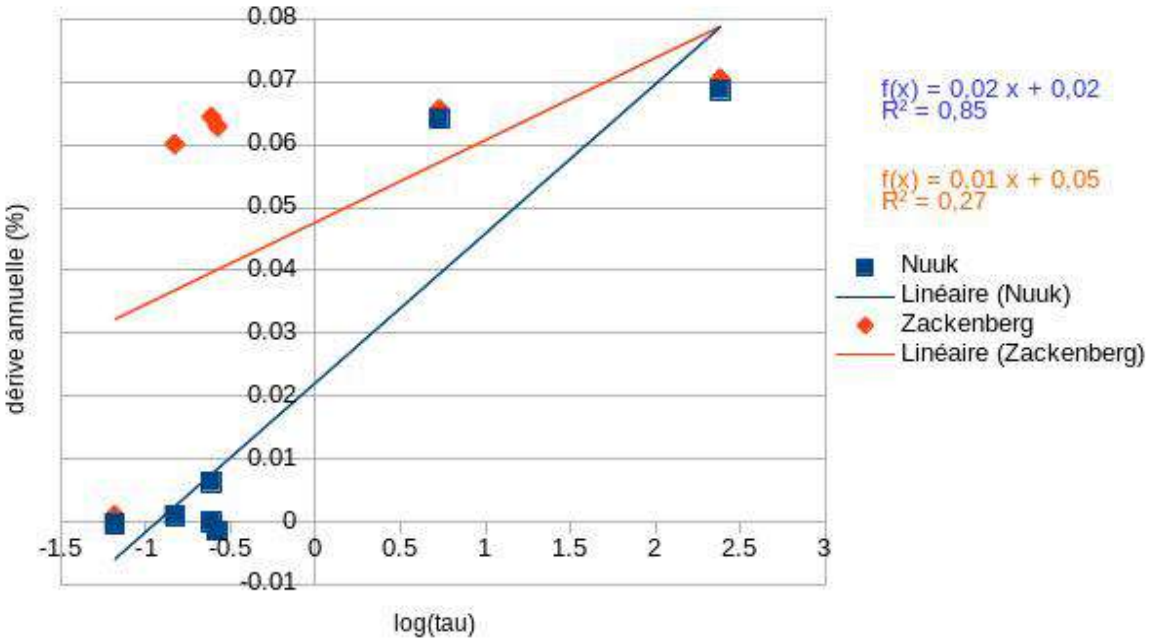


FIGURE 4.10 – Tendances annuelles des différents réservoirs de carbone du sol C_j pour le modèle discrétisé en fonction de $\log(\tau_j)$ sur Nuuk et Zackenberg. Les régressions linéaires sont également représentées.

Cette hypothèse semble se vérifier sur Nuuk, où les réservoirs les plus "rapides" ont les plus faibles tendances annuelles après 1500 ans. Cela est bien moins évident à Zackenberg où, hormis le réservoir de litière aérienne structurelle $C_{ab,s}$, les tendances annuelles des autres réservoirs sont bien moins corrélées avec leur temps de décomposition respectifs. De plus, ces dernières sont plus importantes que à Nuuk. On peut émettre l'hypothèse que c'est dû au processus de cryoturbation -ou du moins la représentation de ce processus comme une diffusion- qui tend à équilibrer les profils de carbone sur

la verticale. Il faut en effet noter que dans le cadre d'un modèle de carbone du sol non discrétisé, l'équation (3.1) a un état d'équilibre. Pour un forçage constant répété "suffisamment longtemps", la procédure de spin-up ne pose ainsi pas de problème particulier : sans tenir compte des fluctuations saisonnières, les stocks de carbone atteindront forcément une valeur telle que les flux entrants et sortants cumulés s'équilibrent sur une année. Cependant, une fois les stocks de carbone discrétisés et la dynamique verticale de ces stocks prise en compte, un tel point d'équilibre n'existe plus forcément pour l'équation (3.6), comme on le verra par la suite.

4.3.1.2 Profils de carbone après spin-up de 8000 ans

On peut donc légitimement se poser la question des différences entre les profils de carbone modélisés après 1500 ans et après 8000 ans. La figure 4.11 montre les profils de carbone obtenus pour ces différentes longueurs de simulation sur Nuuk.

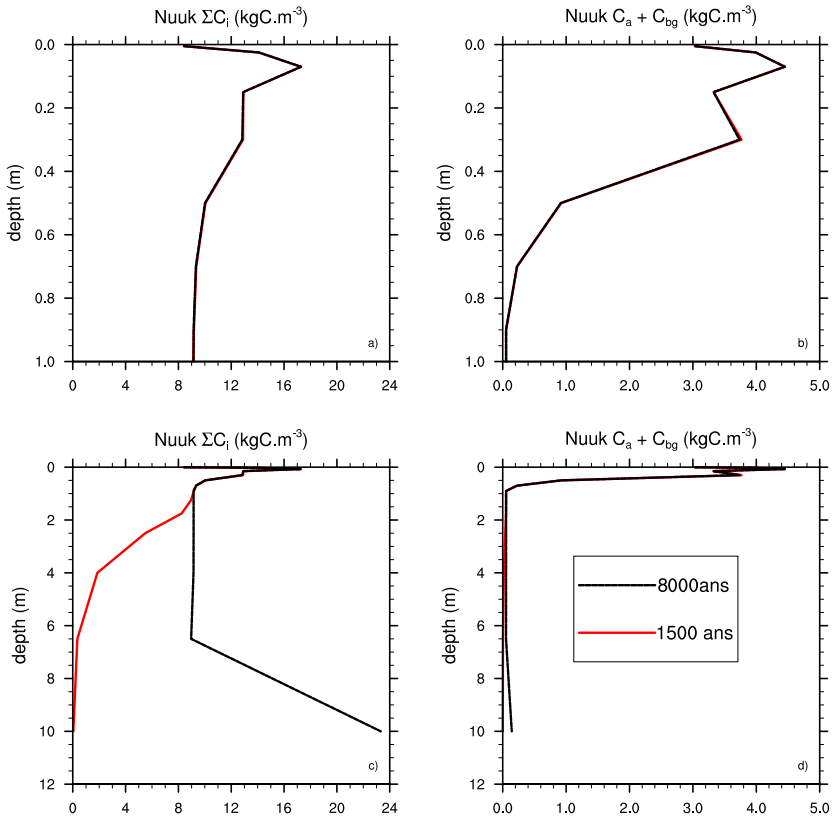


FIGURE 4.11 – Profils de carbone modélisés après 1500 et 8000 ans de spinup sur le premier mètre (haut) et sur la colonne de sol totale (bas). La colonne de gauche représente les stocks totaux sous-terrains, la colonne de droite les réservoirs uniquement impactés par la méthanogenèse.

Que ce soit après 1500 ou 8000 ans de spin-up, les profils obtenus sur le premier

mètre sont identiques, ainsi que la répartition entre les réservoirs du modèle (Figure 4.12), discutée en section 4.3.4. Pour chaque réservoir de carbone sous-terrain C_i du modèle, la fraction $f_{C,i}$ (%) est calculée dans chaque couche du modèle comme :

$$f_{C,i} = \frac{C_i}{\sum_i C_i} \times 100 \tag{4.9}$$

Pour ces simulations, l'équilibre sur tous les réservoirs est atteint dès 1500 ans sur le premier mètre de sol. Cependant, en étudiant les profils de carbone sur la colonne de sol totale, on voit poindre un problème lié à la dynamique verticale du carbone : en l'état actuel du modèle, l'advection est en effet constante sur toute la colonne de sol. Sur Nuuk, l'hydrologie n'étant pas résolue après 1m par le modèle, la continuation du processus d'advection passé cette profondeur est problématique : aucune décomposition du carbone du sol n'est calculée par le modèle en dessous de 1 m. Après équilibre, cette advection constante aboutit à un profil total de carbone constant en dessous de 1 mètres, sauf sur la dernière couche où aucun flux sortant de carbone n'est pris en compte par le modèle. En l'absence de flux sortant, cette dernière couche de sol accumule indéfinément du carbone.

Diminuer très fortement l'advection, voire l'arrêter, en dessous de 1 m permettrait déja d'empêcher cet enfouissement plus profond du carbone. De plus, cela semblerait cohérent sur Nuuk avec la profondeur de la couche sédimentaire. Cependant, ce changement de conditions aux limites ne changerait pas les profils sur les 80 premiers centimètres : seul le contenu en carbone de la dernière couche de sol sujette à l'advection serait impactée. De plus, le problème d'accumulation du carbone perdurerait quand même en l'absence de flux sortants à la dernière couche. Des pistes d'amélioration seront discutées en conclusion.

Toujours est-il que sur le premier mètre de sol, la période de 1500 ans de spin-up est justifiée pour tous les réservoirs de carbone sous-terrain, *du moins en l'état actuel du modèle.*

4.3.1.3 Impact de la discrétisation sur les stocks de carbone totaux

Tout en gardant à l'esprit les problèmes sur les profils verticaux de carbone discutés à l'instant, on peut toujours s'intéresser aux stocks totaux modélisés, et en particulier l'impact de la discrétisation sur ces derniers. Les stocks de carbone totaux sur Nuuk et Zackenberg simulés par l'ancien et le nouveau modèle de carbone sont donnés en table 4.2. La discrétisation du modèle de carbone original aboutit à des plus grands stocks de carbone totaux pour les deux sites. Le contenu total en carbone du sol est multiplié par 3.9 et 3.4 sur Nuuk et Zackenberg respectivement (Table 4.2). Malgré cette augmentation, les flux de CO_2 ne sont pas très différents entre l'ancien et le nouveau modèle (Figure 3.6).
Sur Nuuk, le stock de carbone total simulé par le nouveau modèle discrétisé est de 31.3 kgC.m^{-2}. Sur les 20 premiers mètres du premier transect étudié en section précédente,

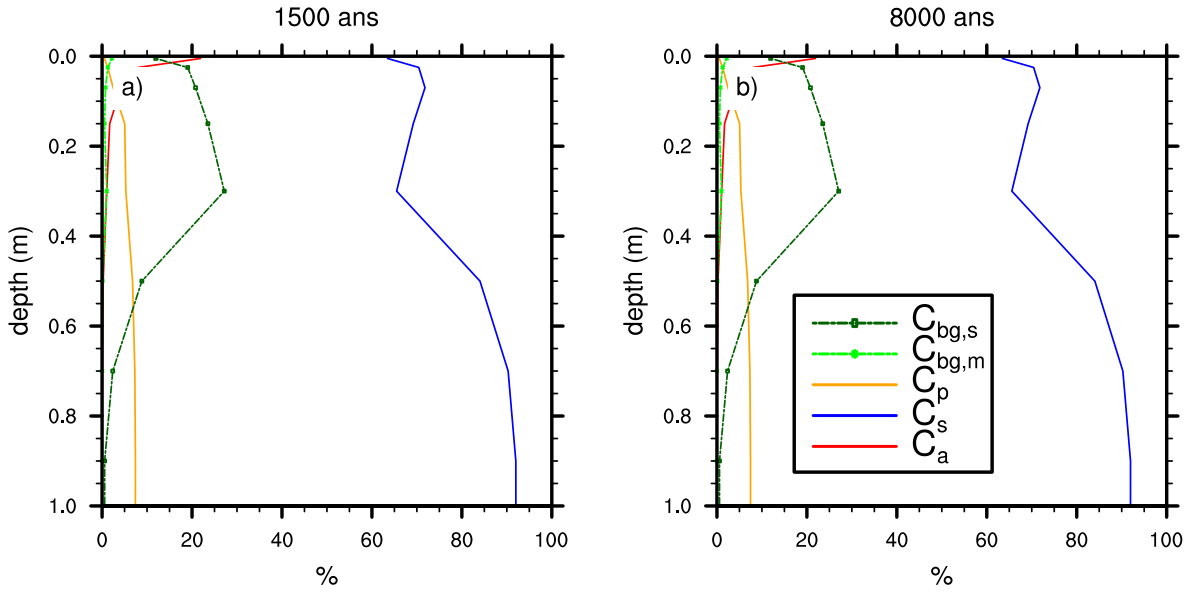


FIGURE 4.12 – Répartition verticale de la fraction des différents réservoirs de carbone sous-terrain $f_{C,i}$ (%) sur Nuuk sur le premier mètre après 1500 et 8000 ans de spin-up

là où sont les chambres automatiques, la moyenne des stocks de carbone mesurés directement et indirectement est de 35.4 kgC.m^{-2}.

4.3.2 Impact de la limitation explicite en oxygène de la décomposition oxique sur les stocks de carbone et les flux de CH_4 et de CO_2

Dans cette section, je vais revenir sur une particularité du modèle biogéochimique décrit au chapitre précédent. Suivant Khvorostyanov et al. (2008b), j'ai explicitement limité la décomposition oxique du carbone du sol par les contenus en dioxygène calculés par le modèle (équations (3.7) et (3.8)). L'ancien modèle non-discrétisé limitait cette décomposition en fonction du contenu moyen en eau du sol sur les 10 et 100 premiers centimètres du sol. De plus, la décomposition ne limitait jamais entièrement cette décomposition oxique, dont la fonction de dépendance en eau du sol était bornée inférieurement à 0.5 (équation (3.4b), figure 3.2). Ce choix est lié à la structure non-discrétisée du modèle original.
Afin de valider notre choix d'inclure cette limitation explicite, on peut se demander ce que seraient les résultats du modèle, tant sur les flux que sur les profils de carbone, sans prendre en compte le contenu en dioxygène pour limiter la décomposition oxique. Pour ce faire, une expérience additionnelle a été réalisée sans inclure dans le modèle l'équation (3.7) dans le flux de décomposition oxique. La décroissance de la fonction de dépendance en humidité au delà de la capacité au champ (équation (3.4b), Figure 3.2) a été réactivée. La figure 4.13 compare les résultats de cette simulation, nommée old

CENTURY, avec la simulation de référence présentée au chapitre 3.

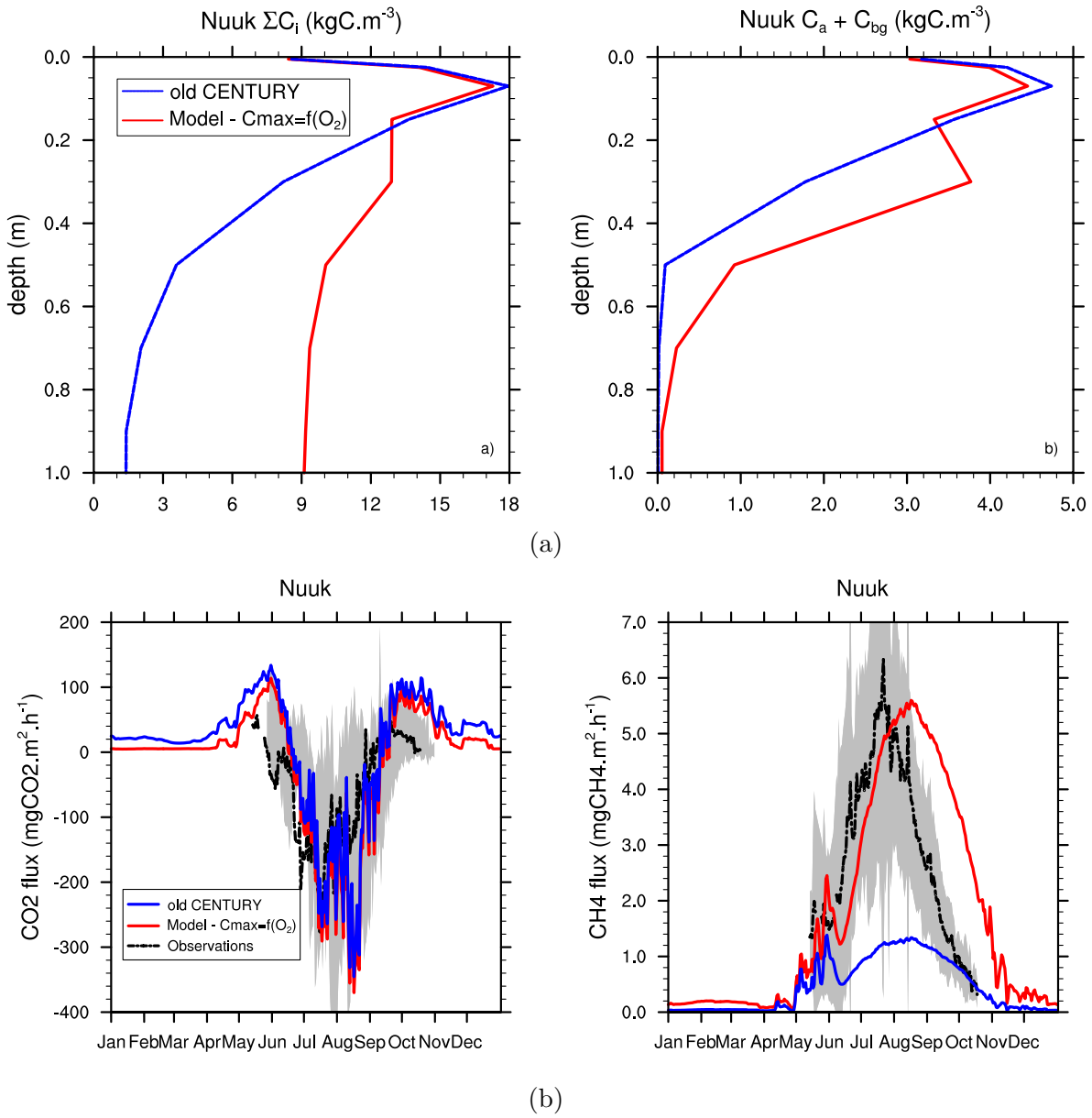


FIGURE 4.13 – Profils de carbone modélisés (haut) et flux annuels moyens de CO_2 (bas-gauche) et de CH_4 (bas-droit) avec et sans limitation explicite de la décomposition oxique par le contenu en dioxygène du sol.

Sans limitation explicite en dioxygène, la décomposition oxique ne s'arrête plus en dessous de la nappe phréatique. A température fixée, elle reste à la moitié de sa valeur potentielle. A cause de cette décomposition accrue, environ 10 fois plus importante que la décomposition anoxique, les profils de carbone modélisés décroissent fortement en profondeur. Cette forte décroissance n'est pas réaliste avec l'accumulation de carbone

observée sur Nuuk (section précédente) et, plus généralement, dans les tourbières. Bien que les stocks de carbone soient plus faibles en dessous de la nappe phréatique, ces derniers sont quand même décomposés. Le flux de respiration hétérotrophique est augmenté, et est particulièrement visible en fin et début de saison sur les flux de CO_2, plus importants. Inversement, les stocks de carbone plus faibles en profondeur diminuent grandement la méthanogenèse potentielle, et les flux de méthane obtenus sont très faibles, bien en dessous des observations.

Ainsi, la limitation explicite en dioxygène pour la décomposition oxique est nécessaire à l'obtention de profils de carbone réalistes dans les zones humides, donc des flux de gaz à effets de serre associés.

4.3.3 Rétroactions avec le module biogéochimique

En section 3.2.5, l'impact de différents Q_{10} et de différentes hauteurs de nappe phréatique sur les flux de méthane a été abordé, sans s'intéresser aux profils de carbone. Nous savons cependant d'après Portner et al. (2010) que le choix de la fonction de dépendance en température pour la décomposition a un impact sur les stocks de carbone modélisés, dans un cadre de modèle *bulk*. Il est donc intéressant de caractériser l'influence de la valeur du Q_{10} pour la méthanogenèse et de la profondeur de la nappe phréatique (WTD pour *water table depth*) sur les profils de carbone, dans un cadre de modèle discrétisé. Suivant le même protocole expérimental décrit en section 3.2.5, la figure 4.14 représente les flux moyens annuels de méthane, les profils de carbone total, et les profils de carbone impactés par la méthanogenèse (C_a + $C_{bg,s}$ +$C_{bg,m}$) sur Nuuk et Zackenberg. Pour rappel, les profils de carbone des simulations de référence décrites lors du précédent chapitre correspondent à une valeur de Q_{10} pour la méthanogenèse de 2 et à une WTD de 20cm et 10cm sur Nuuk et Zackenberg, respectivement.

Premièrement, pour un Q_{10} fixé, une WTD plus profonde conduit à des stocks de carbone plus faibles dans toute la colonne de sol et, conséquemment, des flux de méthane plus faible. En effet, un sol moins humide augmente la vitesse de diffusion des gaz, accroit la profondeur de pénétration du dioxygène et finalement la décomposition oxique, qui est approximativement 10 fois plus rapide que la méthanogenèse. Cette décomposition accrue du carbone du sol diminue ainsi l'accumulation de carbone. Cet effet est particulièrement marqué sur Nuuk pour une nappe phréatique forcée à 1m, où le profil de carbone est très faible et décroit fortement (Fig. 4.14.c), aboutissant à des flux de méthane quasi-nuls (Fig. 4.14.a,). A Zackenberg, ces différences de stocks de carbone entre plusieurs WTD sont également présentes.

Pour une même WTD, une plus grande valeur de Q_{10} (donc une méthanogenèse potentielle plus faible) augmente les profils de carbone. En effet, pour un même apport de carbone dans le sol, la consommation par méthanogenèse est plus faible, et l'accumulation de carbone est plus importante. Or, nous avons vu en section 3.2.5 que les flux annuels de méthane diminuent en parallèle (voir aussi la figure 4.14). Ceci indique que l'accumulation de carbone ne compense pas la méthanogenèse plus faible.

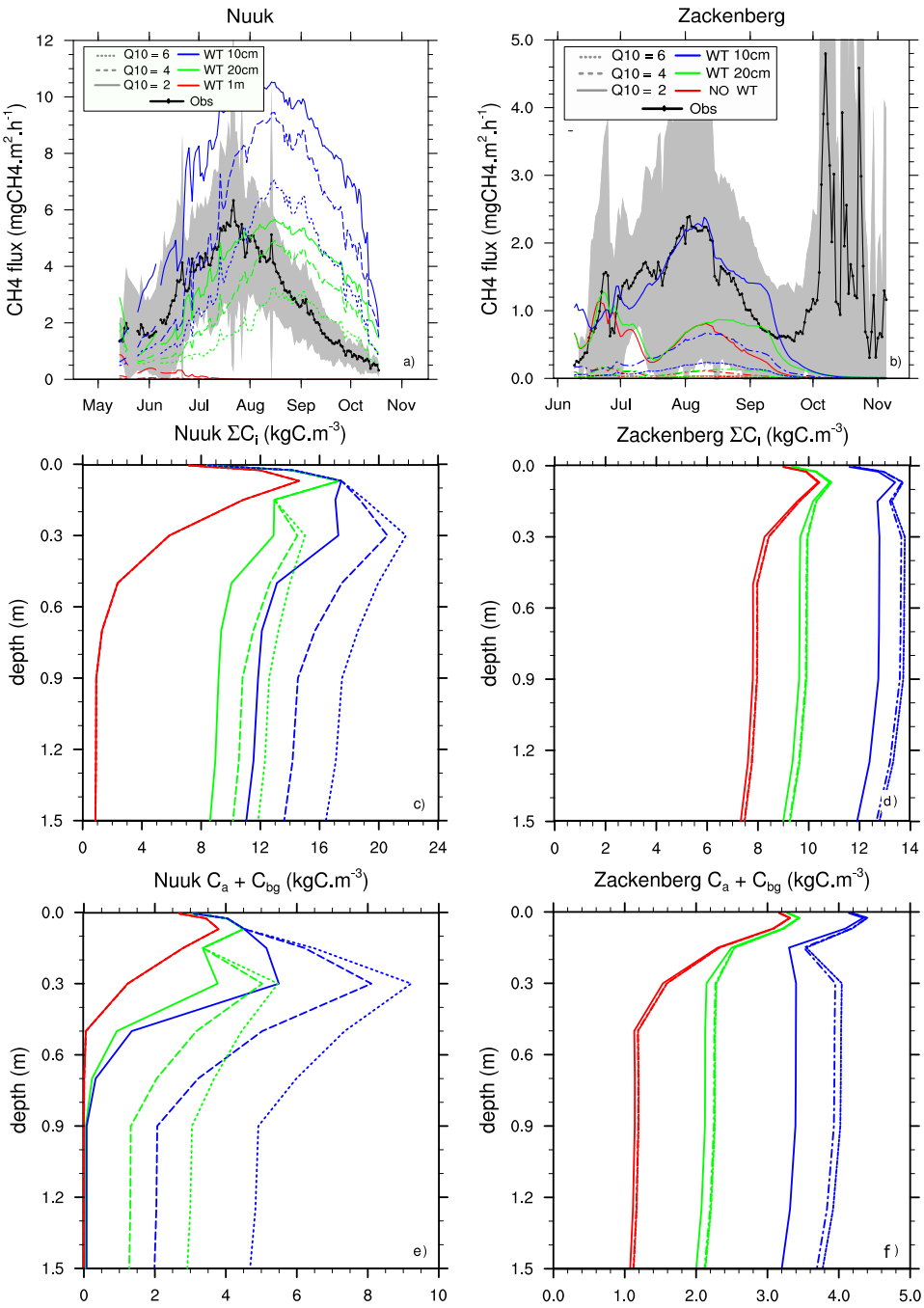


FIGURE 4.14 – Mean annual cycles of daily methane fluxes (top row), total soil carbon profile (middle row) and carbon pools impacted by methanogenesis profile (bottom row) on Nuuk (left column) and Zackenberg (right column). Colours represent different water-table levels, dotted lines different Q_{10} values.

On note que avec une nappe phréatique profonde de 1m à Nuuk, cet effet du Q_{10} est quasi-inexistant sur les profils de carbone, ce qui est logique car il n'y a quasiment aucune méthanogenèse dans les sols aérés et peu humides. Le carbone est dans ce cas-là décomposé quasi-uniquement en conditions oxiques. A Zackenberg, l'effet du Q_{10} sur les profils de carbone va dans le même sens, mais est moins marqué que sur Nuuk (Fig. 4.14.d). Ceci est du aux températures plus faibles (Fig. 3.5), mais l'impact sur les flux est bien plus important (Fig. 4.14.b).

Ces tests de sensibilité montrent que quand le modèle de carbone du sol est couplé avec le modèle biogéochimique, des rétroactions non-linéaires peuvent apparaitre entre les profils de carbone et les processus biogéochimiques responsables des flux de méthane. Ces rétroactions s'ajoutent ainsi aux sources d'incertitudes et de variabilité du modèle biogéochimique discutées au chapitre précédent, et mettent en évidence son caractère complexe.
C'est encore une fois l'hydrologie qui est responsable de la plus grande variabilité sur les stocks de carbone, et le fait que le modèle simule de plus en plus de carbone pour des conditions de plus en plus humides est en accord avec la réalité, et directement lié à la limitation explicite de la décomposition oxique par le dioxygène.

4.3.4 Répartition sur la verticale des différents réservoirs de carbone

Le contenu en carbone total du sol est certes important, mais c'est *in fine* la répartition verticale des différents réservoirs qui va déterminer la production de méthane : seuls les réservoirs les plus labiles sont décomposés par méthanogenèse. La figure 4.14 nous donne déja quelques informations :

— Sur Nuuk, il n'y a pas de cryoturbation et les réservoirs labiles sont plus présents en surface, sur les 30 premiers centimètres environ en conditions fortement humides. En l'absence de cryoturbation, l'enfouissement de matière organique fraîche et labile est moins efficace que pour les autres réservoirs de carbone, et le profil de carbone labile décroit abruptement (Fig. 4.14.e). La décomposition de matériel labile est plus rapide que son advection, et peu de ces réservoirs de carbone est présent en dessous de 1m, voire pas du tout dans le cas d'une forte méthanogenèse (Q_{10}=2). Dans ce cas, la profondeur d'extinction de ces réservoirs est logiquement plus faible pour les conditions moins humides (50cm pour une profondeur de nappe phréatique de 1m contre environ 1m pour des profondeurs de nappe phréatique de 10 et 20cm) favorisant la décomposition oxique, environ 10 fois plus rapide que la méthanogenèse.

— Sur Zackenberg, la plus forte concentration en matière organique labile est également présente sur les horizons superficiels. Cependant, le mélange par cryoturbation contribue à enfouir plus profondément ce carbone, et lisse son profil vertical. La

décroissance, voire l'extinction, des profils simulés sur Nuuk n'a donc pas lieu sur ce site.

Il peut être intéressant d'approfondir cette étude, et d'examiner réservoir par réservoir leur répartition verticale. La figure 4.15 montre les profils verticaux des fractions respectives $f_{C,i}$ (%) de chaque réservoir sous-terrain C_i (équation (4.9)) sur Nuuk et Zackenberg, pour différentes profondeurs de nappe phréatique et aprés 1500 ans.

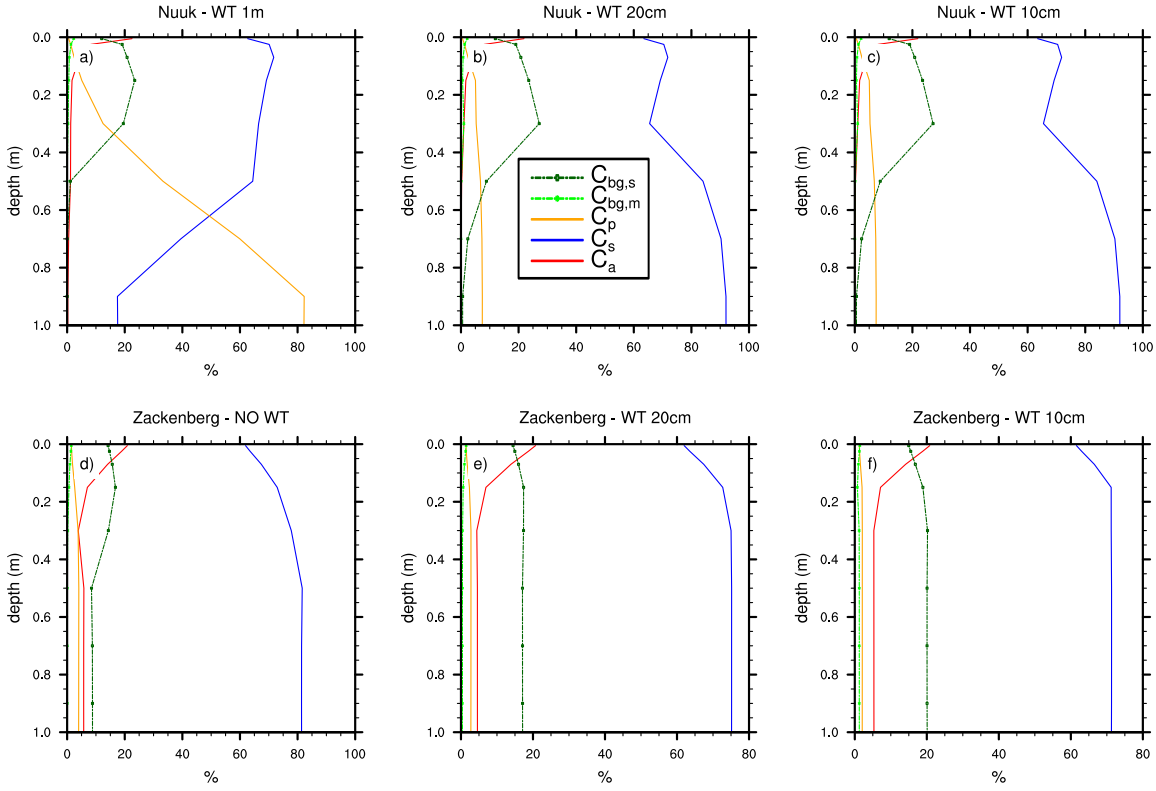


FIGURE 4.15 – Répartition verticale de la fraction des différents réservoirs de carbone du sol $f_{C,i}$ (%) sur le premier mètre sur Nuuk et Zackenberg, pour différentes profondeurs de nappe phréatique

Premièrement, intéressons-nous aux réservoirs impactés par la méthanogenèse : le carbone actif C_a et les deux réservoirs de litière sous-terraine, structurelle et métabolique, $C_{bg,s}$ et $C_{bg,m}$. Pour tous les sites, quelles que soient les conditions hydrologiques, le réservoir de litière métabolique sous-terraine est le moins présent sur tout les horizons de sol. Sur les premiers centimètres de sol, le carbone actif est le plus présent des trois. Il décroit cependant abruptement avec la profondeur, et c'est ensuite la litière structurelle qui est majoritaire.

Concernant le réservoir passif C_p, le plus récalcitrant à la décomposition, on note également des différences sur Nuuk selon la profondeur de la nappe phréatique. Ce réservoir est alimenté par la décomposition oxique des réservoirs actifs et lents, eux

mêmes alimentés par la décomposition oxique de la litère sous-terraine. Ainsi, pour de faibles humidités (donc de relativement hauts contenus en dioxygène), la décomposition se fait majoritairement en conditions oxiques et l'alimentation des réservoirs les plus lents est plus importante qu'en conditions saturées. Pour un faible contenu en eau (WT de 1m), la fraction de carbone passif est bien plus importante que pour toutes les autres simulations.

A Zackenberg, la répartition verticale des réservoirs est sensiblement identique, quelles que soient les conditions hydrologiques choisies. Comparé à Nuuk, la faible teneur en carbone lent C_s s'explique probablement par les conditions froides et humides qui limitent la décomposition oxique, donc l'alimentation de C_s.

L'évolution de chaque réservoir modélisé est fortement couplée avec l'ensemble des autres réservoirs, dûs aux nombreux flux existant entre eux. La paramétrisation de ces flux reste en grande partie empirique, que ce soient les taux de décompositions ou encore les fractions respirées et échangées lors de la décomposition. Le modèle de carbone du sol discrétisé a donc un fonctionnement complexe, et les évolutions jointes de chaque réservoir sont très fortement couplées.

Le carbone du sol se présente en réalité sous la forme d'un continuum ou plusieurs états de matière organique différente coexistent, et la représentation dans les modèles de la matière organique du sol en réservoirs distincts n'est qu'un moyen d'approcher cette réalité (Abramoff et al., 2018). Chaque réservoir individuel du modèle ne correspond ainsi à aucune réalité physique, directement observable et mesurable. Le carbone simulé par le modèle, total ou par réservoir, n'est qu'une variable d'état, résultant de l'équilibre entre flux entrants et sortants. La validation de la répartition verticale des réservoirs de carbone via des mesures est ainsi difficile. On pourrait envisager d'inclure un traceur d'âge dans le modèle de carbone dans l'objectif de le comparer à d'éventuelles mesures par datation isotopique (Koven et al., 2013).

4.3.5 La représentation encore incertaine de la dynamique verticale du carbone sous-terrain pour d'autres modèles

Sur les sols non pergélisolés, donc sans cryoturbation, représenter un processus d'enfouissement de carbone est nécessaire. Sans dynamique verticale, i.e. sans échange entre les couches du modèle, les stocks de carbone sont en effet spatialement inertes. Par construction, le carbone du sol ne peut être amené sous la couche racinaire. De plus, sans la prise en compte de ces processus de mélange et d'enfouissement, les profils de carbone exhiberaient une très forte décroissance exponentielle, due au profil racinaire qui détermine l'apport de carbone dans le sol. La représentation de ces processus est donc nécessaire, bien que encore incomplète.

Chadburn et al. (2017) ont comparé les aptitudes des modèles de surface continentane JULES (Best et al., 2011; Clark et al., 2011) et ORCHIDEE (Krinner et al., 2005)

à représenter les profils de carbone dans les régions boréales (Figure 4.16). Les écarts sont importants entre les profils simulés et les profils observés. En particulier, tous les profils simulés décroissent de manière monotone avec la profondeur, tandis que les profils observés sur les sept sites de l'étude exhibent un comportement non-monotone. Ces derniers alternent phases de décroissance et de croissance selon la profondeur, et peuvent présenter par exemple des zones d'accumulation de carbone. Notez, de manière purement qualitative, que les profils de carbone obtenus par notre modèle ne sont pas totalement monotones (Fig. 4.14). De manière générale, les modèles actuels souffrent aussi de limitations dans la représentation de la dynamique verticale du carbone.

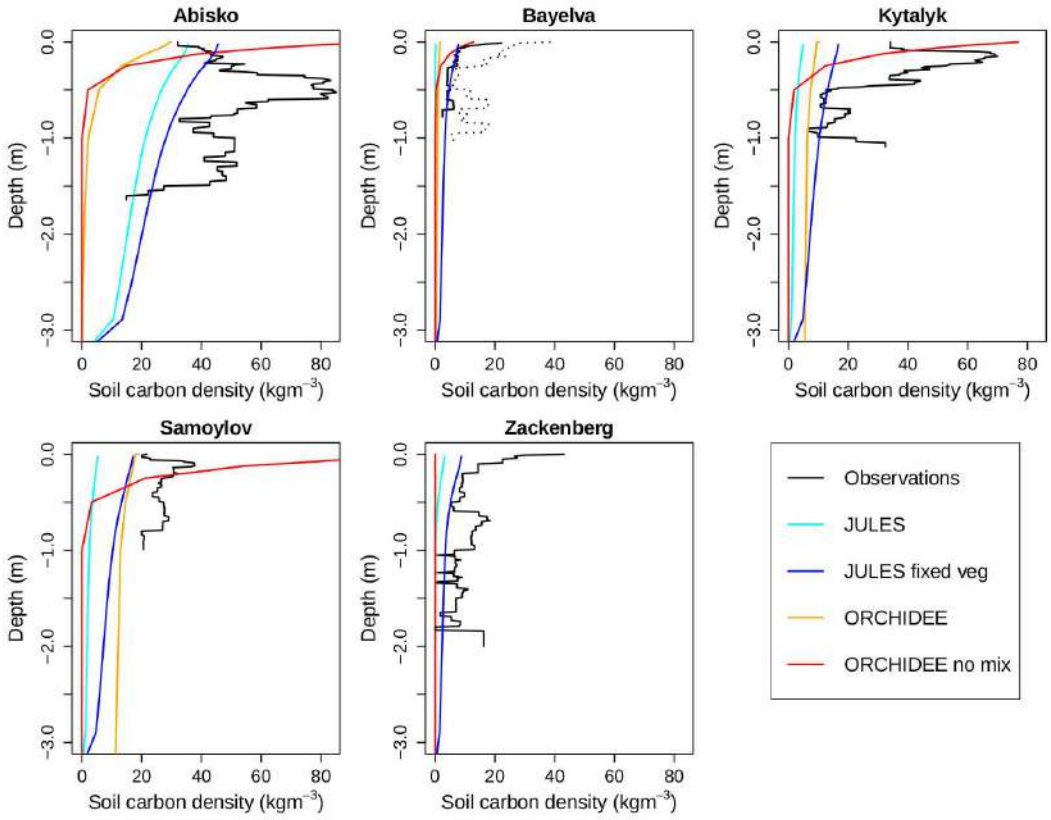


FIGURE 4.16 – Profils de densité de carbone du sol observés et simulés par deux modèles (JULES et ORCHIDEE) pour 5 sites arctiques (issu de Chadburn et al. (2017))

Les modèles existants prenant en compte le processus d'advection font tous l'hypothèse d'une vitesse d'advection constante, dont le choix est très large selon les modèles et les sites étudiés. Par exemple, les vitesses d'advection utilisées par Koven et al. (2013) varient entre 0.081 et 40 $mm.an^{-1}$ selon les sites étudiés. Cette large plage de variation s'explique en partie par la diversité des écosystèmes étudiés, et la vitesse de base du modèle est de 10 $mm.an^{-1}$. Sur un site de steppe tempérée en Russie, Guenet et al.

(2013) imposent une vitesse d'advection entre 0.282 et 0.686 $mm.an^{-1}$ après calibration et optimisation de paramètre. Il faut également noter que pour ces deux études, la vitesse de l'advection varie également selon que les processus de diffusion (cryoturbation ou bioturbation) sont pris en compte ou non. Plus récemment, Braakhekke et al. (2011) fixe la vitesse d'advection à 2 $mm.an^{-1}$ en se basant sur des profils isotopiques. Enfin, les modèles récents de Dwivedi et al. (2017); Camino-Serrano et al. (2018) représentent également le processus d'advection, mais uniquement pour les réservoirs de carbone organique dissous (DOC), dont la représentation est encore manquante dans notre modèle.

Ainsi, comme noté dans la revue de Campbell and Paustian (2015), la compréhension et la modélisation de la dynamique du carbone sous-terrain sont encore limitées et représentent un défi important, en particulier dû au manque de données. Dans ce contexte, la datation isotopique émerge en tant qu'outil important en permettant d'observer la dynamique verticale de la matière organique avec un minimum de perturbations, et d'améliorer ainsi les modèles de carbone sous-terrain.

4.3.6 Résumé et conclusions partielles

Dans cette section, je me suis intéréssé au modèle de carbone discrétisé développé pendant cette thèse. La période de 1500 ans choisie pour la procédure de spin-up du modèle est justifiée : après cette période, les tendances des stocks de carbone totaux et des réservoirs individuels sont très faibles, et le carbone du sol atteint effectivement un état d'équilibre. Comparé à l'ancien modèle bulk de carbone du sol, ce nouveau modèle augmente grandement les stocks de carbone, se rapprochant ainsi des stocks observés à Nuuk.

Ces résultats doivent cependant être tempérés à cause de certaines limitations du modèle de carbone. A l'heure actuelle, la représentation du processus d'advection est nécessaire, mais souffre de certaines limitations. L'hypothèse d'une vitesse d'advection constante combinée à des conditions aux limites inférieures probablement peu adaptées à la représentation des tourbières, en particulier sur Nuuk, en sont responsables. Cette dernière limitation est la plus importante, mais a un impact limité aux couches de sol en dessous du premier mètre.

Certains résultats indépendants de cette dernière limitation ont pu malgré tout être obtenus. Un des résultats forts de cette étude est l'influence des processus biogéochimiques sur les stocks et profils de carbone. Le couplage entre le module d'émissions de méthane et le module de carbone du sol aboutit en effet à des fortes rétroactions entre ces derniers. Sur chacun des deux sites étudiés, de faibles différences dans les conditions hydrologiques peuvent aboutir à des profils de carbone très variés, mettant encore une fois en lumière l'importance de l'hydrologie. De plus, à teneur en eau fixée, faire varier des paramètres du modèle (comme la valeur du Q_{10}) peut également avoir une forte influence sur les stocks de carbone modélisés. Ces rétroactions impactent non seulement les stocks

totaux de carbone, mais aussi la manière dont le carbone est réparti entre les différents réservoirs. C'est cette répartition qui va *in fine* déterminer les lieux de production de méthane dans le sol. J'ai également montré que la prise en compte explicite de l'oxygène dans la limitation de la décomposition oxique, décrite au chapitre précédent, aboutit à des plus grands stocks et profils de carbone sur le premier mètre, ce qui est tout à fait cohérent avec la représentation des tourbières dans lesquelles la décomposition oxique est minime. La paramétrisation de la décomposition oxique du modèle de carbone non-discrétisé n'était pas adaptée aux zones humides, et cette amélioration est importante.

Les stocks de carbone ainsi que leur répartition inter-réservoirs sont l'entrée principale de la chaine de production de méthane et de dioxyde de carbone. Ils sont une des sources principales d'incertitudes des modèles d'émissions de méthane couplés avec un module de carbone du sol, comme cette étude. Ainsi, la prochaine question primordiale est de savoir si le modèle produit des stocks et des profils de carbone réalistes, en s'appuyant sur les mesures de carbone du sol décrites en première section du chapitre.

4.4 Comparaison des stocks et profils de carbone observés et modélisés ; étude des flux résultants et calibration du modèle de carbone du sol

Cette section s'attachera à étudier les performances des modèles biogéochimiques et de carbone du sol en se basant sur les mesures effectuées sur Nuuk. Je présenterai les résultats du modèle biogéochimique quand il est forcé avec ces profils observés, et mettrai en évidence les limitations de la paramétrisation actuelle du modèle de carbone discrétisé, héritée du modèle original. A travers des tests de sensibilité portant sur les paramètres de décomposition et d'advection du modèle de carbone, je montrerai que des pistes d'amélioration du modèle de carbone du sol sont possibles.

Cette section s'appuiera sur les mesures de carbone présentées en première section du chapitre, et le choix du profil-type de carbone que l'on souhaite imposer au modèle biogéochimique se pose. Compte tenu des incertitudes pesant sur les mesures de carbone directes effectuées sur les 10 premiers mètres du transect (Section 4.2.6), j'ai utilisé dans cette section la moyenne des profils observés entre 10 et 20 mètres du premier transect. Ce choix peut également se justifier par le fait que sur les 6 chambres automatiques de la tourbière de Nuuk, 5 sont situées de part et d'autre de la section $10 - 20$ mètres de ce transect, la dernière étant au point à 5 mètres (Figure 4.1). On utilisera dans cette section à la fois les profils mesurés de manière directe, et ceux calculés indirectement à partir des fractions de carbone massique f_C par l'équation (4.2).

4.4.1 Profils de carbone observés et modélisés

Les profils observés et simulés de carbone total et des réservoirs impactés par la méthanogenèse sont d'abord étudiés. Notez que seuls les profils de carbone total sont à disposition, et aucune mesure ne permet de répartir les profils de carbone totaux observés entre les différents réservoirs du modèle. On se place donc sous **l'hypothèse extrêmement forte** que la répartition des réservoirs de carbone sous-terrain calculée par le modèle s'approche de la réalité. Il faut aussi garder à l'esprit que la représentation dans les modèles de la matière organique du sol en réservoirs distincts ne correspond à aucune réalité physique, directement observable et mesurable, comme discuté en section 4.3.4.

Ainsi, sous cette hypothèse, les fractions inter-réservoirs simulées par le modèle pour la simulation de référence (Figure 4.15, Nuuk WT 20cm) sont appliquées aux profils observés par méthode directe et indirecte. Les profils observés ont été projetés par interpolation linéaire sur la grille d'ISBA pour permettre une comparaison directe avec les profils simulés, et ces trois profils sont présentés en figure 4.17.

On retrouve les différences entre les deux profils mesurés discutés en première section du chapitre : les densités de carbone mesurées indirectement par l'équation 4.2

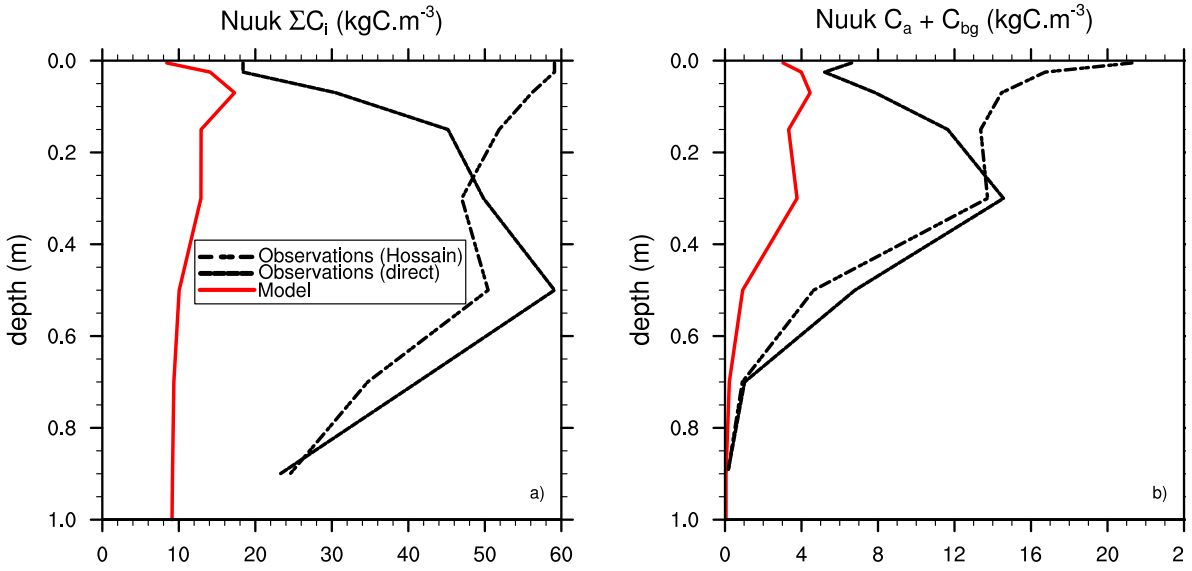


FIGURE 4.17 – Profils observés (direct et indirects) et simulés de carbone total (droit) et de réservoirs impactés par la méthanogenèse (gauche) sur le premier mètre.

sur les 10 à 20 premiers centimètres de sol sont bien supérieures aux mesures directes. Passé la barre des 20 cm, les différences entre les deux profils sont faibles. En dessous de 90 cm, les mesures sont absentes car nous n'avons pas carotté le sol minéral sous la tourbière.

Comme pressenti, le modèle ne parvient pas à simuler l'accumulation de carbone de la tourbière de Nuuk, en particulier à 50 centimètres de profondeur. Cela indique probablement une vitesse d'advection encore trop grande par rapport à la vitesse de décomposition. Améliorer le comportement du modèle concernant les profils de carbone simulés peut donc passer par la calibration ou bien de la dynamique verticale ou bien des temps de décomposition. Pour rappel, bloquer ou non l'advection en dessous de 1m ne changerait pas les profils de carbone au dessus de 80 cm, comme discuté en section 4.3.1.2.

4.4.2 Flux de CH_4 et de CO_2 simulés par le modèle forçé avec les profils de carbone mesurés

Avant de passer à un exercice de calibration, on peut se demander quels seraient les flux de méthane et de dioxyde de carbone simulés par le modèle en le forçant avec les profils de carbone mesurés sur Nuuk sans spin-up. La figure 4.18 montre les flux de gaz à effet de serre ainsi obtenus, comparés aux observations. Les tables 4.3 et 4.4 présentent les scores statistiques associés à cette expérience.

Comme attendu au vu des profils de carbone bien supérieurs à ceux simulés par le modèle, les flux de CH_4 sont bien au dela des observations, et le biais par rapport à la

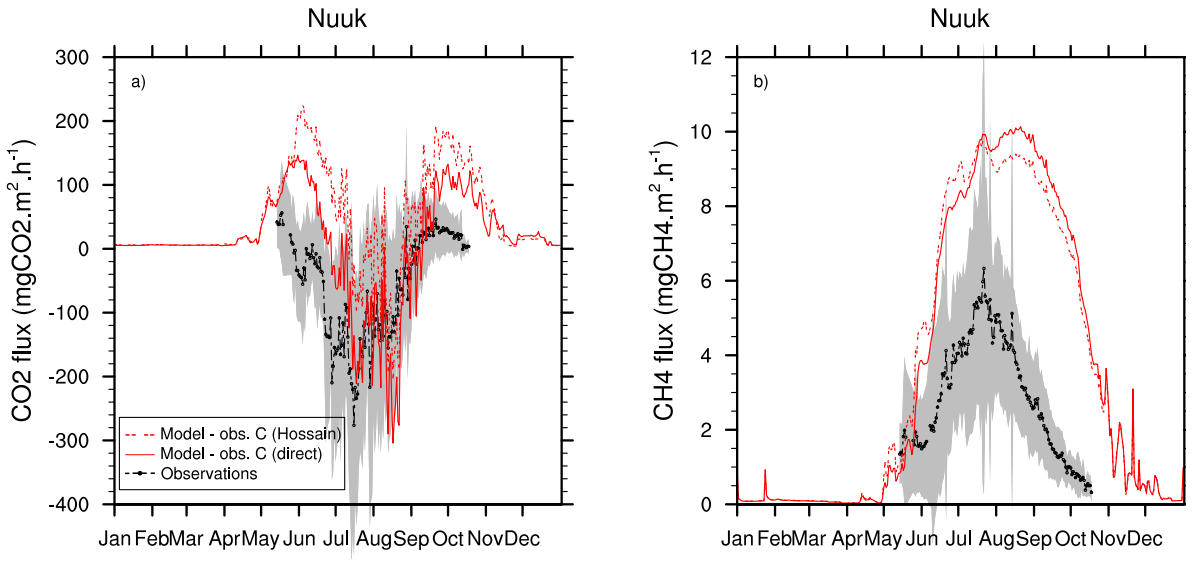


FIGURE 4.18 – Moyenne anuelle des flux journaliers de CO_2 (droit) et de CH_4 (gauche) observés, et simulés par le modèle forçé avec les profils de carbone observés (direct et indirects)

moyenne des observations (3.12 $\text{mgCH}_4.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) est de 5.4 et 5.1 pour les profils directs et indirects, respectivement. Les corrélations ($r = 0.42$ et $r = 0.47$) restent sensiblement identique avec la simulation de référence ($r = 0.45$) La différence entre les flux simulés d'après les deux profils (direct et indirect) est faible, ce qui est cohérent avec les faibles différences de contenu en carbone en profondeur, lieu de la méthanogenèse.

Similairement, les flux de CO_2 résultants sont excessivement grands en début et fin de saison, à cause de la respiration hétérotrophe très importante. C'est particulièrement le cas pour les profils observés indirectement (Equation 4.5) à cause des très fortes densités de carbone dans les horizons oxygénés de la surface, avec un biais positif de 110 $\text{mgC0}_2.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ pour le profil observé indirect, pour une moyenne anuelle des observations de -62.6. Avec ce profil de carbone, le site est une source de carbone, contrairement à ce qui est observé. Les corrélations sont également dégradées ($r = 0.72$ et $r = 0.69$) par rapport à la simulation de référence ($r = 0.85$). L'écart moyen quadratique centré reste également important comparé à la moyenne des observations.

Il y'a donc actuellement une incohérence entre la paramétrisation du modèle biogéochimique d'une part, et la paramétrisation du modèle de carbone discrétisé d'autre part. Le modèle de carbone ne tend pas vers les profils de carbone observés, et le modèle biogéochimique ne simule pas correctement les flux de gaz à effet de serre quand on le force avec les profils observés - du moins sous l'hypothèse d'une répartition "correcte" du carbone entre les réservoirs, hypothèse forte et actuellement non-testable directement. On pourrait certes obtenir les bons flux de gaz à effet de serre en impo-

sant une toute autre répartition entre les réservoirs, mais cela ne résoudrait pas le coeur du problème.

La prochaine étape est donc de calibrer les paramètres du modèle de carbone du sol pour obtenir des profils de carbone cohérents avec les observations, en laissant le modèle biogéochimique inchangé dans un premier temps. Les deux prochaines sections rendront compte de ce travail, encore en cours, suivant deux axes :

— La paramétrisation de la vitesse de décomposition, issue directement du modèle original.

— La dynamique verticale du carbone, et la vitesse d'advection

C'est en effet l'équilibre entre ces deux processus qui va déterminer les profils de carbone modélisés.

4.4.3 Tests de sensibilité aux taux de décomposition

Les paramètres du modèle original CENTURY sont empiriques, et leur paramétrisation n'a pas été spécifiquement conçue pour les tourbières. En particulier, les taux de décomposition des réservoirs de carbone semblent encore trop importants pour simuler l'accumulation de carbone dans les zones humides. Dans cette section, nous étudierons l'effet de la diminution des vitesses de décomposition. J'ai opté en première approche pour un protocole expérimental simple, à savoir multiplier l'ensemble des temps caractéristiques de décomposition τ_j (Table 3.1) des différents réservoirs de carbone C_j par un même facteur.

4.4.3.1 Flux de CH_4 et de CO_2 issus des profils de carbone mesurés pour différent taux de décomposition

La figure 4.19 représente les flux de méthane et de dioxyde de carbone simulés par le modèle lorsqu'il est forcé avec les profils de carbone observés, pour différents temps de décomposition (originaux et multipliés par 2, 5 et 10). Les scores statistiques correspondants sont présentés en tables 4.3 et 4.4.

TABLE 4.3 – Scores statistiques des flux de CO_2 journaliers (n=416, moyenne des observations : -62.6 mgCO2.m^{-2}.s^{-1}) simulés par le modèle forçé avec les profils observés pour différents taux de décompositions

	C observé (direct)				C observé (indirect)			
	τ	2τ	5τ	10τ	τ	2τ	5τ	10τ
r	0.72	0.73	0.73	**0.74**	0.69	0.68	0.73	**0.75**
c-rmse	**137**	143	150	154	**129**	140	144	152
biais	**-12**	-40	-106	-152	110	**-0.9**	-73	-150

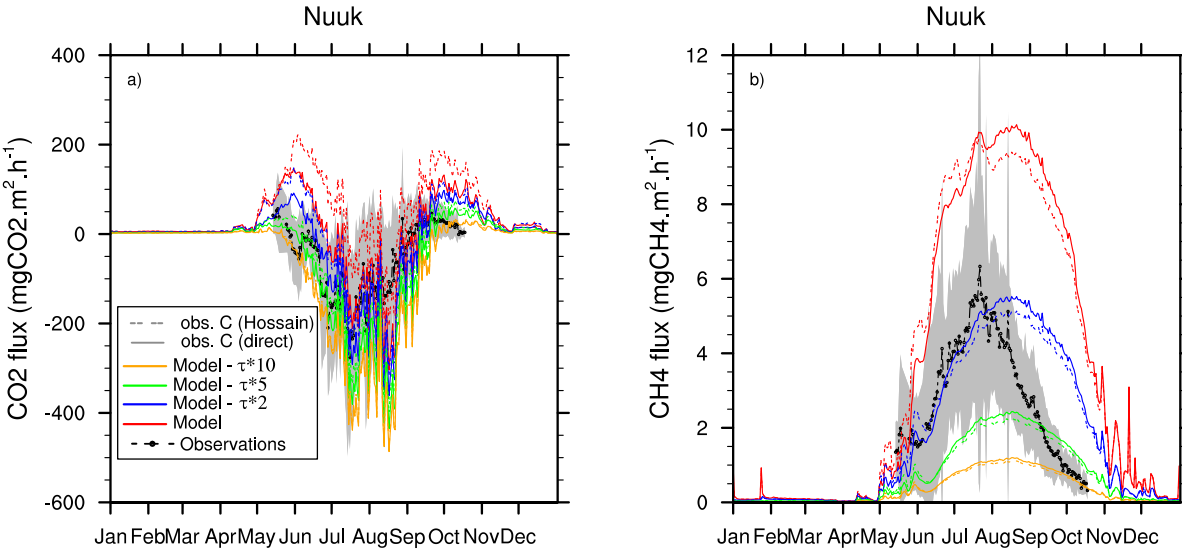


FIGURE 4.19 – Flux de CO_2 (droit) et de CH_4 (gauche) observés, et simulés par le modèle forçé avec les profils de carbone observés (direct et indirects) pour différentes valeurs de taux de décomposition du carbone.

TABLE 4.4 – Scores statistiques des flux de CH_4 journaliers (n=505, moyenne des observations : 3.12 $mgCH_4.m^{-2}.s^{-1}$) simulés par le modèle forçé avec les profils observés pour différents taux de décomposition

	C observé (direct)				C observé (indirect)			
	τ	2τ	5τ	10τ	τ	2τ	5τ	10τ
r	0.42	0.36	0.40	**0.45**	0.45	0.37	0.41	**0.47**
c-rmse	2.09	1.73	**1.61**	1.65	1.96	1.67	**1.6**	**1.6**
biais	5.4	**1.28**	**-1.28**	-2.22	5.1	**1.02**	-1.41	-2.27

Avec les profils observés, diviser par 2 la vitesse de décomposition de tous les réservoirs produit des flux de méthane bien plus proches des mesures que avec les valeurs de décomposition originales de CENTURY. C'est cependant pour cette expérience que la corrélation est la plus dégradée($r = 0.37$ contre $r = 0.45$ pour la simulation de référence). Le modèle biogéochimique de méthane est cependant facilement calibrable grâce aux variations importantes observées sur certains paramètres clefs comme dans la représentation de la méthanotrophie, ce sont les flux de CO_2 qui vont déterminer principalement le choix de calibration.

Concernant les flux de CO_2, les différences de corrélation et d'écart quadratique moyen centré entre les différentes expériences sont peu significatives (Table 4.3) et permettent difficilement de conclure. Concernant le biais moyen, il semblerait que faire varier les taux de décompositions le dégrade pour les profils de carbone directs. Pour le profil de carbone indirect, c'est l'expérience $\tau \times 2$ qui est la plus proche. Cependant, ces

statistiques sont effectuées sur la période entière, et prennent donc en compte les flux de respiration autotrophe et de productivité primaire nette, sensiblement supérieurs au flux de respiration hétérotrophe provenant du carbone du sol en milieu de saison. S'intéresser uniquement au début et fin de saison, i.e. quand la végétation est en début de croissance et fin de sénéscence, permet d'approcher plus précisément la respiration hétérotrophe, seul flux actuellement d'intérêt. En mai et en septembre, les flux de CO_2 simulés avec des taux de décomposition multipliés par 5 et par 10 semblent plus proches des observations et restent dans l'intervalle de confiance des mesures. Cependant, aucune expérience ne se démarque particulièrement.

La question suivante est donc de déterminer si avec ces nouveaux taux de décomposition le modèle libre se rapproche des profils de carbone observés.

4.4.3.2 Profils de carbone simulés par le modèle pour différent taux de décomposition

La figure 4.20 représente les profils de carbone simulés par le modèle après 8000 ans de spin-up pour les différents temps de décomposition étudiés jusqu-içi, ainsi que les profils de carbone observés.

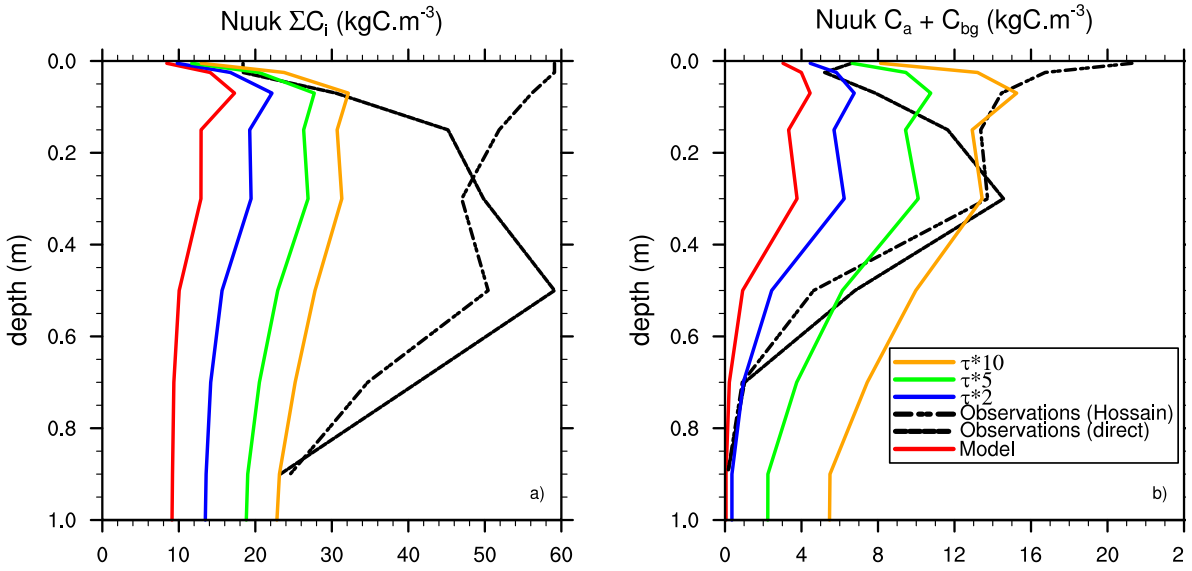


FIGURE 4.20 – Profils observés (direct et indirects) et simulés de carbone total (droit) et de réservoirs impactés par la méthanogenèse (gauche) sur le premier mètre, pour différentes valeurs de taux de décomposition du carbone.

Diminuer la décomposition du carbone dans le sol aboutit logiquement à des réservoirs de carbone plus importants (Figure 4.20). De plus, sous l'hypothèse forte que le modèle simule des répartitions inter-réservoirs réalistes, les profils simulés en carbone labile décomposable par les méthanogénes se rapprochent de ceux observés. Cependant, les

profils de carbone total restent encore loin de ceux observés. Il faut donc continuer à explorer les questions liées à la paramétrisation de décomposition du carbone. Améliorer en parallèle la représentation de l'advection permettrait sans doute l'obtention de profils de carbone réalistes, pour ensuite calibrer le modèle biogéochimique.

4.4.3.3 Flux de gaz à effet de serre simulés par le modèle non-forçé en carbone pour différent taux de décomposition

Avant de s'intéresser à une meilleure représentation de l'advection, nous nous intéresserons aux flux de gaz à effet de serre correspondant aux profils de carbone simulés par le modèle pour les différents temps de décomposition testés (Figure 4.20).

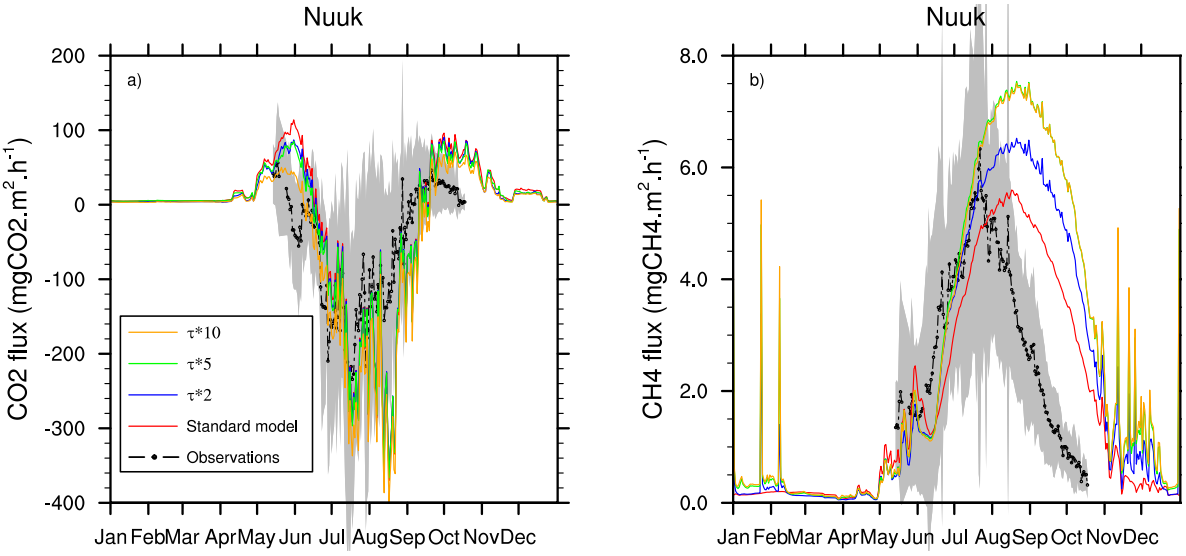


FIGURE 4.21 – Flux de CO_2 (droit) et de CH_4 (gauche) simulés par le modèle pour différentes valeurs de taux de décomposition du carbone

Bien que les profils de carbone aient substentiellement augmenté, les flux de méthane n'en sont pas tant impactés. Cette augmentation du substrat pour la méthanogenèse est compensée par la plus faible vitesse de décomposition. Les pics d'émissions très ponctuels se produisant en fin de saison et en hiver sont des flux d'ébullition. Les flux de CO_2 sont sensiblement similaires à l'expérience de référence discutée en chapitre 3 : ils surestiment ces derniers en début et fin de saison, et les sous-estiment en milieu de saison.

Des tests de sensibilité plus fins concernant les paramètres de décomposition du modèle de carbone peuvent être envisagés en faisant varier individuellement les temps de décomposition de chaque réservoir. Il ne faut non plus pas oublier que les temps de décomposition sont aussi influencés par la température. On peut penser par la suite à tester le Q_{10} de la décomposition oxique, fixé à 2 dans cette étude, ou les températures optimales de décomposition. De même, le ratio semi-empirique entre taux

de décomposition oxique et méthanogenèse, actuellement fixé à 10 dans le modèle, peut également être calibré. Les modèles de processus utilisant un tel ratio pour déterminer la vitesse de décomposition anoxique le font également varier, par exemple entre 2.5 et 10 pour Wania et al. (2010). Les possibilités de calibration sont de fait très nombreuses.

4.4.4 Tests de sensibilité à la vitesse d'advection

Comme vu en section précédente, diminuer les vitesses de décomposition du carbone du sol tend à augmenter les profils de carbone simulés par le modèle. Bien que ces tests aillent dans la bonne direction, les profils simulés restent encore très loin de ceux observés, à cause de la vitesse d'advection sans doute encore trop grande. Compte-tenu des grandes incertitudes pesant sur sa paramétrisation (voir section 4.3.5), il semble raisonnable de diminuer cette vitesse, fixée jusqu'içi à 2 mm.an^{-1}. Pour les expériences suivantes, les vitesses de décomposition sont également divisées par 5.

J'ai testé dans un premier temps une advection de 0.5 mm.an^{-1}, soit dans l'ordre de grandeur des vitesses proposées par Guenet et al. (2013) (voir section 4.3.5). La figure 4.22 montre les résultats obtenus après 8000 ans de spin-up sur les profils de carbone et les flux résultants.

Par rapport aux profils simulés avec l'expérience $\tau \times 5$ (Figure 4.20), une simple diminution de la vitesse d'advection augmente fortement les profils de carbone modélisés. Ces derniers sont même supérieurs à ceux observés sur les 40 premiers centimètres (Figure 4.22). L'advection n'étant toujours pas stoppée à 1 m, le carbone simulé continue de s'enfouir en dessous du premier mètre. Les flux de CO_2 et de CH_4 simulés avec ces nouvelles valeurs de τ et de vitesse d'advection sont très proches de la simulation de référence et des observations. Ce premier résultat montre que l'on peut obtenir des profils de carbone et des flux de gaz à effets de serre raisonnables en calibrant conjointement les processus de décomposition du carbone du sol et la dynamique verticale de ce dernier, ce qui est plutôt encourageant pour la suite des travaux.

Malgré tout, les profils de carbone simulés avec une advection de 0.5 mm.an^{-1} sont encore trop importants en surface. Lors de la dernière expérience de calibration réalisée, le choix s'est porté sur une vitesse d'advection de 1 mm.an^{-1}. Lors de cette dernière expérience, j'ai également stoppé l'advection en dessous de 1m de profondeur.

Pour ce site spécifique, une vitesse d'advection entre 0.5 et 1 mm.an^{-1} et un taux de décomposition multiplié par 5 par rapport aux valeurs originales de CENTURY est pour l'instant le meilleur choix de paramètres pour obtenir des stocks et profils de carbone cohérents avec les observations. Les flux de méthane simulés sont certes surestimés, mais le modèle biogéochimique est facilement calibrable.

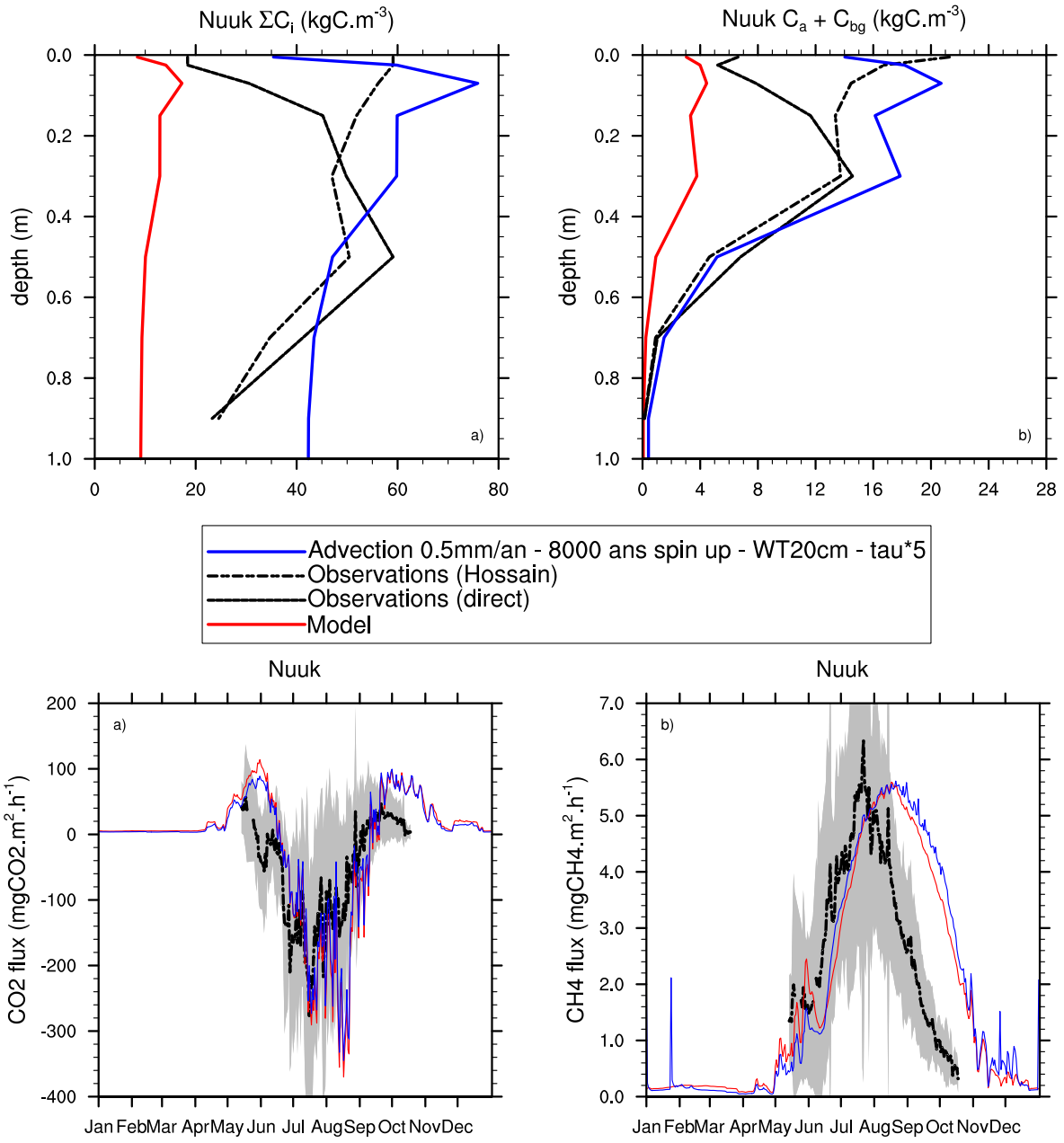


FIGURE 4.22 – Profils de carbone du sol (haut) et flux de gaz à effets de serre (bas) observés et simulés après 8000 ans de spin-up, une advection de 0.5 mm.an^{-1} et des taux de décomposition multipliés par 5

La limitation de l'advection après 1m aboutit cependant à des densités de carbone irréalistes à la dernière couche, qui atteignent 510 kgC.m^{-3}. Seuls les réservoirs les plus récalcitrants sont sujets à cette accumulation excessive. Changer la profondeur à laquelle on impose l'arrêt de l'advection ne fait donc que déplacer le problème d'accumulation

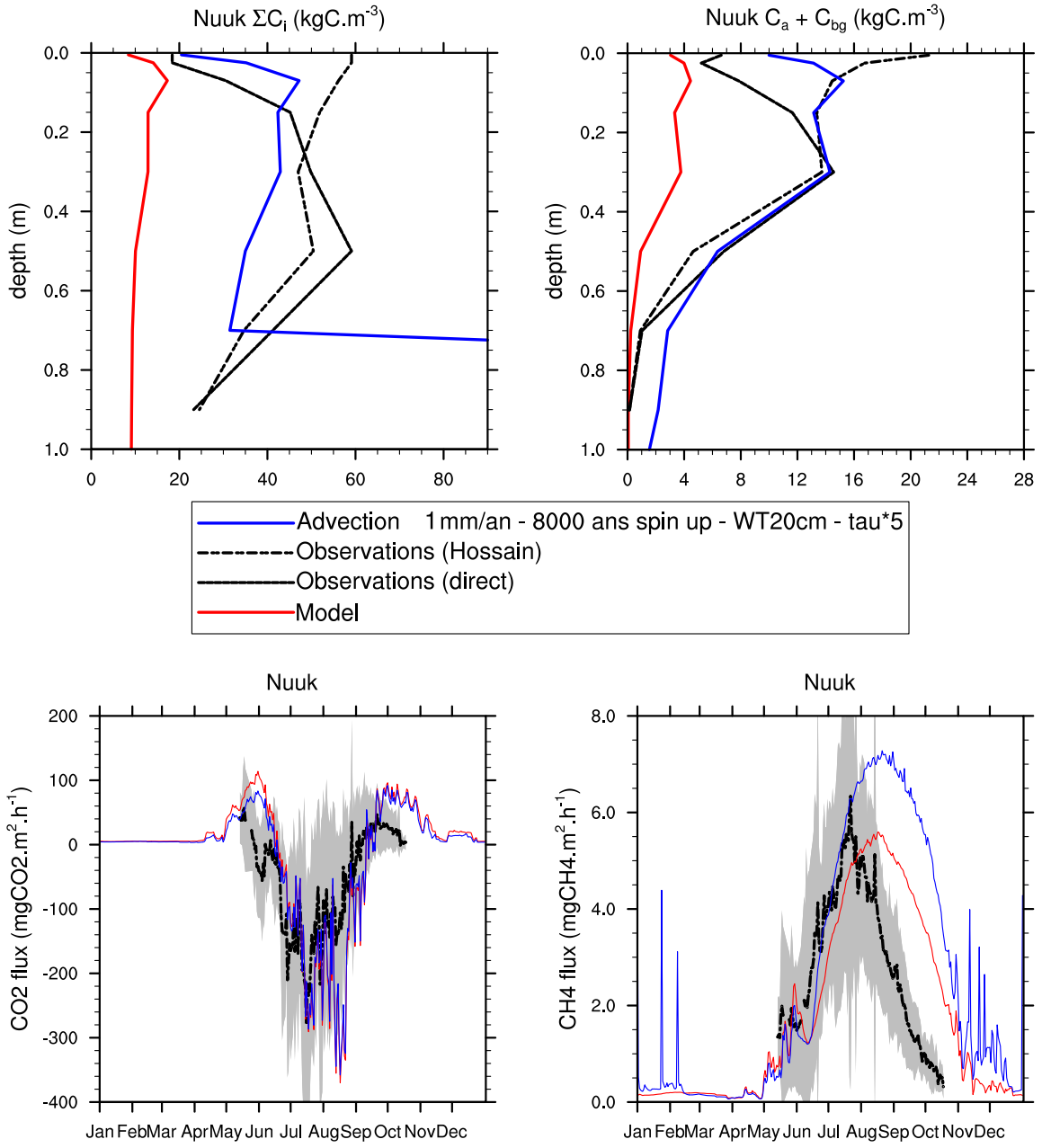


FIGURE 4.23 – Profils de carbone du sol (haut) et flux de gaz à effets (bas) de serre observés et simulés après 8000 ans de spin-up, une advection de 1 mm.an^{-1} stoppée en dessous de 1m et des taux de décomposition multipliés par 5.

à la dernière couche de sol évoqué en section 4.3.1.2. Cette accumulation est due à l'absence de flux de carbone du sol sortant en profondeur, à la non-prise en compte d'une densité maximale de carbone du sol et sans doute au choix d'une vitesse d'advection constante. Ces trois aspects seront discutés en perspective.

4.5 Résumé du chapitre et conclusions principales

Ce chapitre regroupe les études sur le carbone du sol réalisées dans cette thèse, avec un volet observationnel, un volet modélisation et le regroupement des deux études.

J'ai mesuré par deux méthodes différentes les stocks et profils de carbone de la tourbière de Nuuk au Groenland, site étudié pour la validation du modèle biogéochimique d'émissions de méthane. Il existe peu de mesures de profils de C dans les tourbières arctiques pour lesquelles on ait aussi des mesures de flux, et ces mesures sont donc de premier intérêt pour l'évaluation des modèles biogéochimiques couplés avec des modèles de carbone du sol. C'est la première fois que de telles mesures sont réalisées sur ce site et, malgré des incertitudes sur les mesures de masse volumique apparente, les contenus en carbone du sol mesurés ne sont pas absurdes et sont dans l'ordre de grandeur des densités et contenus en carbone des tourbières arctiques.

J'ai également montré à travers l'étude du modèle de carbone et des flux associés que la période de 1500 ans choisie pour la procédure de spin-up du modèle est justifiée. Comparé à l'ancien modèle bulk de carbone du sol, ce nouveau modèle augmente grandement les stocks de carbone, se rapprochant ainsi des stocks observés à Nuuk. Ces résultats doivent être cependant modulés par des incertitudes et limitations pesant sur la représentation de la dynamique verticale du carbone du sol, qui doit être améliorée.

Des résultats importants indépendants de ces incertitudes ont pu cependant être montrés. Premièrement, le couplage entre processus biogéochimiques et carbone du sol est important. Il est de plus cohérent avec l'accumulation de carbone observée dans les tourbières : c'est encore une fois l'hydrologie qui va piloter cette dernière, au travers du contenu en dioxygène du sol. C'est cette variable du modèle qui va *in fine* déterminer les contenus de carbone simulés, donc les flux de méthane.

La comparaison des profils simulés et observés laisse apparaître des limitations du modèle de carbone, liées en partie à la représentation de la dynamique verticale. Ce n'est cependant pas la seule source d'erreurs, et les paramètres de décomposition du carbone du sol directement issus du modèle de carbone original sont très incertains. J'ai montré que ces paramètres sont importants pour les contenus en carbone simulés, et des premiers résultats de tests de sensibilité sur ces derniers sont encourageants. De même, d'autres tests sur la vitesse de l'advection, également très incertaine, semblent indiquer des pistes encourageantes pour mieux représenter ce processus, afin que le modèle puisse simuler des stocks et profils de carbone proches des observations. Les dernières expériences de sensibilité menées conjointement sur ces deux paramètres montrent que le modèle est capable de simuler des profils de carbone proches des observations, et des flux de gaz à effets de serre acceptables. La calibration subséquente du modèle biogéochimique pour améliorer encore ces flux est également à portée. On connait en effet sa robustesse sur la représentation des processus sous-terrains et l'influence des

processus de surface. Aussi, les variations observées de certains paramètres clés comme la méthanotrophie sont très grandes (Table 3.2). A partir des bons stocks de carbone, le modèle biogéochimique peut être facilement calibré pour simuler des flux de gaz à effet de serre cohérents.

Hormis les paramètres originaux du modèle CENTURY (temps de décomposition, fraction respirées, échanges inter-réservoirs) et les incertitudes pesant sur la représentation du processus d'advection, on peut aussi penser que c'est la structure même du modèle de carbone qui fait içi défaut, car probablement pas adaptée à la représentation des tourbières. Dans ces écosystèmes, une représentation du réservoir de carbone passif n'a pas lieu d'être. On pourrait penser qu'il en est de même pour le réservoir de carbone lent pour les tourbières actives, comme c'est le cas de Nuuk. Les travaux récents de Qiu et al. (2018) proposent une représentation du carbone spécifique aux tourbières selon un seul réservoir, représenté sur deux couches de sol séparées par la profondeur de la nappe phréatique, et il est probable qu'une modification de la structure de CENTURY et l'amélioration en parallèle de la dynamique verticale du carbone puissent résoudre au moins partiellement les insuffisances du modèle actuel.

De plus, on ne dispose pas des données climatiques sur les 8 derniers millénaires pour forcer ISBA, et rien n'indique les conditions hydrologiques lors des 8000 dernières années dans la tourbière de Nuuk soient cohérentes avec une profondeur de nappe phréatique de 20 cm imposée sur ce site. On peut raisonnablement penser que la tourbière est passée par des périodes bien plus saturées que celles imposées par le modèle, limitant la décomposition oxique et augmentant l'accumulation de carbone. Notre modèle est sensible à l'hydrologie, et réagit dans ce sens. Afin de quantifier les erreurs potentiellement commises lors de mise en équilibre en ne tenant pas compte de ces processus supposés manquants, on pourra conduire des expériences additionnelles en faisant varier conjointement le forcage climatique et la profondeur de la nappe phréatique lors de la procédure de spin-up et étudier les stocks de carbone résultants.

L'incertitude principale réside donc sur la capacité du modèle de carbone à tendre vers un équilibre correspondant aux stocks et profils de carbone observés. Bien que notre modèle de carbone discrétisé représente une étape importante dans la modélisation du carbone du sol au CNRM, de nombreuses incertitudes réstent, tant sur la paramétrisation des processus de décomposition ou de dynamique verticale, mais aussi sur sa structure interne de répartition de réservoirs, héritée du modèle original. On peut certes se placer du point de vue l'atmosphéricien, et considérer comme seule variable d'importance les flux de méthane et de dioxyde de carbone. Sous cet angle, les profils et stocks simulés de carbone sont vus comme une simple variable d'état, résultante de l'équilibre entre flux entrants et sortants. Ce point de vue n'est cependant guère satisfsaisant, et les travaux futurs devront se concentrer principalement sur les limitations du modèle de carbone.

Chapitre 5

Conclusion et Perspectives

Le but principal de cette thèse est d'inclure dans le modèle de surface ISBA une représentation des flux de méthane émanant des zones humides arctiques qui constituent environ la moitié des émissions naturelles de méthane. Ces flux sont issus de la décomposition anaérobique de la matière organique du sol, et c'est la répartition verticale de cette dernière qui va déterminer la production de méthane. Ceci est d'autant plus vrai en régions arctiques, en particulier dans les pergélisols, où le carbone soumis au gel du sol est inerte et non-décomposable. Le modèle de carbone original présent dans ISBA, basé sur CENTURY, ne représentait pas le carbone sous-terrain couche-par-couche et n'était ainsi pas adapté à la représentation de la décomposition anaérobique. J'ai donc **discrétisé verticalement** ce carbone dans le sol. Je l'ai doté d'une **dynamique verticale** à travers deux processus : **advection**, et **cryoturbation** uniquement pour les pergélisols. C'est sur ce nouveau modèle de carbone que s'appuie le **modèle biogéochimique** que j'ai développé durant cette thèse. La représentation de la **physique** (thermique et hydrologie), du **carbone du sol** et de la **biogéochimie** sont désormais **unifiées** sur une même grille.

Ce nouveau modèle biogéochimique représente explicitement l'$\mathbf{O_2}$, le $\mathbf{CH_4}$ et le $\mathbf{CO_2}$ dans le sol, leurs **interactions**, leur **transport** et les processus biogéochimiques responsables de leur **production** et **consommation**. Ce modèle présente plusieurs spécificités. Contrairement à de nombreux modèles existant, la séparation entre les zones de production et d'oxydation de méthane n'est pas directement basée sur le niveau de la nappe phréatique, approche critiquée (Yang et al., 2017), mais utilise à la place les concentrations de dioxygène calculées par le modèle. Ces concentrations sont aussi utilisées pour limiter explicitement la décomposition oxique du carbone du sol (Khvorostyanov et al., 2008b). La représentation de la méthanotrophie et sa dépendance en température suivent des expériences récentes de terrain et d'incubation (Jørgensen et al., 2015). Concernant la représentation des gaz, j'ai suivi l'approche "dual-phase" où les gaz présents en phase aqueuse et gaseuse sont considérés en équilibre instantané. Leur diffusion dans le sol est calculée en fonction des diffusions dans ces deux phases, mais suivant une approche non-linéaire inspirée d'expérience en laboratoire (Nielson et al.,

1984; Stephen et al., 1998). L'ebullition n'est pas traitée comme un transport instantané du sol vers l'atmosphère, mais comme un transport par advection couche-par-couche. Enfin, la production de méthane n'est pas fixée en amont mais est directement calculée à partir des stocks modélisés par le nouveau modèle de carbone. Notez aussi que la représentation du dioxyde de carbone dans le sol permet une modélisation plus physique de la respiration hétérotrophique, autrefois considérée comme un flux instantané du sol vers l'atmosphère dans le cadre du modèle de carbone non discrétisé.

Le modèle a été testé offline sur trois sites arctiques, aux régimes thermiques differents, avec ou sans pergélisol. ISBA représente correctement les processus de gel et de dégel, les propriétés hydrologiques particulières des pergélisols, et les profils de température du sol, tous nécessaires à une bonne représentation des flux de méthane. Les flux de méthane et de dioxyde de carbone sont correctement simulés par le modèle sur les trois sites étudiés, avec le même jeu de paramètres : le modèle n'a pas été spécifiquement calibré pour chaque site. La saisonnalité des flux de méthane et de dioxyde de carbone est également réaliste, et le déphasage observé des flux de méthane sur le site de Nuuk provient en grande partie de la représentation de la végétation. La réaction du modèle à la physique, l'hydrologie et la thermique, est cohérente. Les processus sous-terrains de production, de consommation et de transport de gaz sont correctement représentés, ainsi que leurs interactions. Le comportement général du modèle en sub-surface est logique, cohérent avec les connaissances actuelles des processus sous-terrains.

Il faut cependant garder à l'esprit que la seule mesure permettant de valider directement le modèle est le flux en surface : l'observation individuelle des processus responsables de ces flux n'existe actuellement pas in situ. Ainsi, même si le résultat final du modèle, i.e. les flux, sont correctement représentés, l'importance relative des sources, puits et moyens de transports responsables de ces flux est difficile à valider directement. De plus, de nombreuses rétroactions non-linéaires surviennent entre ces processus sous-terrains, qui peuvent rendre son comportement difficile à appréhender.

Concernant les incertitudes, il faut distinguer celles internes au modèle biogéochimique et celles provenant des autres parties du modèle. En particulier, le modèle de végétation et de phénologie n'est probablement pas adapté aux régions arctiques et boréales, et le PFT utilisé lors de cette thèse n'a jamais été évalué en détail sur ces régions. Par exemple, le modèle original surestimait d'un facteur 3 environ les LAI sur les trois sites étudiés. J'ai partiellement résolu ce problème en proposant une nouvelle calibration de l'indice spécifique foliaire, mais la temporalité du LAI qui va directement influencer la force du transport par les plantes, est encore fortement améliorable. ISBA ne représente pas non plus les plantes non-vasculaires telles que mousses et lichens, pourtant très présentes en végétation boréale et ayant des caractéristiques thermiques et hydrologiques particulières. Pour le modèle biogéochimique lui-même, sa principale source de variabilité est l'hydrologie, qui va directement influencer la profondeur de pénétration

de l'oxygène dans le sol, donc la part de décomposition se faisant en conditions oxiques ou anoxiques. Le choix de la fonction de réponse en température de la décomposition anoxique est également important. La sensibilité du modèle aux paramètres liés aux processus de méthanotrophie -très incertains- et de transport par les plantes est bien moindre que la sensibilité du modèle à la physique (eau, chaleur). De plus, les différentes sensibilités à ces paramètres selon les sites sont expliquées par la physique, mettant en relief la nécessité d'avoir des modèles physiques robustes.

Malgré ces incertitudes et la non-représentation des facteurs biotiques (population microbienne, par exemple), notre modèle est cependant robuste. Sans calibration du modèle biogéochimique par site, les émissions de CH_4 et de CO_2 sont satisfaisantes et la représentation des processus sous-terrains est réaliste. C'est une étape importante dans la modélisation et l'étude des processus liés au cycle du méthane sous-terrain et, plus généralement, du cycle du carbone. Bien entendu, la validation sur trois sites n'est pas encore suffisante et ce modèle doit encore être testé sur plusieurs autres sites. Il n'a pas encore été testé sous d'autres types de climat, et une étude de ses performances sur des zones humides tempérées ou tropicales, également sources importantes de méthane, est nécessaire.

Concernant les pistes d'amélioration du modèle biogéochimique, une étape à franchir est de représenter la pression totale des gaz dans le sol. Il faut cependant noter que diagnostiquer correctement cette pression totale nécessite d'inclure la représentation des gaz azotés dans le sol qui sont à la fois très présents et très variables, et donc le cycle de l'azote dans le sol, étape non-triviale. Ceci permettrait d'améliorer la description du processus d'ébullition en l'étendant aux autres gaz que le méthane. Une prise en compte de la pression totale dans le sol permettrait également d'étudier les émissions de méthane "late-season burst" des pergélisols, survenant en saison froide et probablement causées par de fortes pressions dans le sol gelé (Mastepanov et al., 2008, 2013). Ces émissions ne sont pas négligeables, et contribuent significativement au budget annuel d'émissions de méthane dans certaines régions arctiques (Zona et al., 2016).

Le modèle biogéochimique repose sur le modèle de carbone discrétisé, développé également durant cette thèse. Afin d'étudier la performance de ce nouveau modèle, j'ai effectué des mesures de carbone du sol sur la tourbière de Nuuk au Groenland, site utilisé pour étudier et valider le modèle biogéochimique. Malgré quelques incertitudes sur ces dernières, on a pu montrer que les stocks totaux de carbone modélisés sont plus proches des mesures que ceux modélisés avec l'ancien modèle de carbone, non-discrétisé. D'autre part, des rétroactions entre procesus biogéochimiques et profils de carbone modélisés existent, et participent au comportement correct du modèle. En particulier, l'ajout de limitation explicite en dioxygène est nécessaire pour représenter l'accumulation de carbone caractéristique des tourbières. Cependant, la répartition verticale des stocks de carbone laisse encore à désirer à cause d'insuffisances dans la représentation de la dynamique verticale du carbone.

La dynamique verticale du carbone dans le sol est représentée par de l'advection et de la cryoturbation dans les pergélisols. Ces processus d'enfouissement et de mélange sont nécessaires dans le cadre d'un modèle discrétisé : sans de tels mécanismes, le carbone serait inerte spatialement et, par construction, absent en dessous de la zone racinaire. Qualitativement parlant, advection et cryoturbation jouent effectivement leur rôle d'enfouissement et de mélange, mais de nombreuses incertitudes concernant leur représentation et leur paramétrisation subsistent encore. Par exemple, l'hypothèse d'une vitesse d'advection constante sur toute la colonne est simple et on pourrait probablement améliorer les profils de carbone en imposant un profil de vitesse d'advection dépendant par exemple de la texture du sol, voire stopper cette dernière sur les horizons de sol très minéraux au lieu de la considérer sur la totalité de la colonne de sol. De plus, prendre en compte la compaction du sol profond pourrait grandement améliorer la représentation des tourbières. Par analogie avec le modèle multi-couche de neige présent dans ISBA, on pourrait penser à imposer une valeur maximale de densité de carbone par couche -potentiellement dépendante de la texture du sol- de manière à éviter une accumulation "infinie" à la dernière couche de sol sujette à l'advection. Passé ce seuil de carbone, seules les couches supérieures seront ainsi impactées par l'advection. Cette approche permettrait non seulement de prendre en compte le processus de saturation en carbone (Stewart et al., 2007; Gulde et al., 2008; White et al., 2014; Campbell and Paustian, 2015), mais aussi potentiellement d'approcher les processus de pédogenèse La cryoturbation, mélange mécanique du sol dû à l'alternance de gel et de dégel, est représentée par un processus de diffusion, proposé par Koven et al. (2009). La représentation de la cryoturbation pourrait également être améliorée et représentée mécaniquement en prenant directement en compte l'évolution temporelle et verticale du contenu en glace.

En l'état actuel, la condition aux limites inférieure imposée au modèle de carbone à la base du sol ne permet pas de flux sortant de carbone à la dernière couche du sol. On sait pourtant que des flux de carbone vers l'hydrosphère existent à la base du sol. Par exemple, une part importante de carbone sous forme de particules arrachées avec l'érosion sous forme de particules va venir se déposer au fond des rivières ou des océans à l'embouchure des grands fleuves (Le Fouest et al., 2018). Un flux sortant existe aussi sous forme de carbone organique dissous dans l'eau qui percole à travers le sol : il s'agit de la lixiviation. L'ajout de réservoirs de carbone organique dissous (DOC) ou particulaire (POC), sujet aux mouvements d'eau dans le sol, est une étape nécessaire pour représenter ces processus. Bien entendu, une étape intermédiaire est de représenter les processus d'échanges entre réservoirs de carbone organique solides et réservoirs de carbone dissous (absorption et désorption de carbone), étape non-triviale également.

On peut aussi questionner les paramètres originaux du modèle de carbone (temps de décomposition, fractions respirées, flux inter-réservoirs), qui sont trés empiriques et non-spécifiquement conçus pour représenter les zones humides et tourbière. En parti-

culier, les temps de décomposition de la matière organique dans le sol sont incertains et influent fortement sur les stocks et profils simulés. De plus, la structure originale des réservoirs de carbone n'est probablement pas adaptée aux tourbières, dans lesquelles une représentation du réservoir de carbone passif n'a pas lieu d'être. Les travaux récents de Qiu et al. (2018) proposent une représentation du carbone spécifique aux tourbières selon un seul réservoir, représenté sur deux couches de sol séparées par la profondeur de la nappe phréatique, et il serait intéressant de s'inspirer de cette structure pour représenter le carbone du sol dans les zones humides. Enfin, de maniére générale, chaque réservoir individuel du modèle ne correspond à aucune réalité physique directement observable, et il semble nécessaire de passer à un modèle de carbone de sol basé sur des réservoirs directement mesurables, comme proposé récement par Abramoff et al. (2018).

En résumé, le modèle biogéochimique, d'une complexité non-négligeable, repose finalement sur un modèle de carbone du sol incertain et la poursuite des travaux réalisés dans cette thèse doit se focaliser sur cet aspect du modèle.

Concernant les pistes d'amélioration du modèle physique et de végétation d'ISBA qui permettraient d'améliorer le comportement des modèles biogéochimiques et de carbone du sol, l'inclusion des mousses et lichens dans ISBA et des interactions avec les processus de surface -en particulier leur propriétés thermiques et hydrologiques particulière déja effectuée dans d'autres modèles (Beringer et al., 2001; Druel et al., 2017; Druel, 2017), est envisagée. De même l'inclusion des interactions avec le carbone du sol simulé et les propriétés hydrodynamiques et thermiques des sols. Ces dernières sont déja prises en compte dans le modèle, mais via un carbone du sol "idéalisé" imposé a priori (Decharme et al., 2016).

Enfin, une étape importante est de porter ce modèle à des échelles plus grandes, régionales ou globales. Concernant le modèle biogéochimique, spatialiser les processus liés à la végétation ne semble a priori pas difficile car des cartes de végétation directement associées aux PFT de ISBA existent. On pourra donc faire varier les paramètres liés au transport par les plantes et racines selon ces cartes. Il faut cependant noter que la résolution de ces cartes, certes fine (1 km) ne peut représenter les variabilités micro-échelles de la végétation observées généralement (Segers, 1998; Kutzbach et al., 2004), et à Nuuk en particulier. Une spatialisation des paramètres correspondant aux processus biogéochimiques peut être également envisagée, comme par exemple la température pour laquelle la décomposition de la matière organique sous-terraine est maximale afin de prendre en compte l'adaptation des organismes microbiens à leur milieu. De nombreuses questions liées à la spatialisation du modèle de carbone du sol sont également importantes. En particulier, les processus de dynamique verticale sont déja fortement incertains à l'échelle du site (Koven et al., 2013), et la question de la spatialisition des vitesses d'advection va inévitablement se poser. Bien que des cartes globales et régionales de stocks de carbone existent (Tarnocai et al., 2009; Hugelius et al., 2013, 2014; Scharlemann et al., 2014), elles ne nous informent pas sur la répartition verticale

des stocks de carbone, mais peuvent être un outil permettant de tester les stocks de carbone totaux modélisés.
Enfin, la prise en compte de l'hydrologie dans un contexte de modélisation sous-maille est loin d'être évidente. Le modèle biogéochimique est en effet extrêmement sensible aux conditions hydrologiques déterminant la profondeur de pénétration du dioxygène donc la part de décomposition oxique et anoxique. Une solution envisagée est d'utiliser le *pore-model* (Schurgers et al., 2006; Fan et al., 2014), permettant de calculer les fractions aérobiques et anaérobiques dans les pores du sol en fonction de leur taille, de la structure du sol et des courbes de rétention d'eau associées, et du contenu en eau. On pourra aussi utiliser l'approche TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979) qui prend en compte la variabilité de la topographie et de l'humidité du sol pour déterminer la profondeur de la nappe ou la fraction des zones humides (Ringeval et al., 2012).

Une spatialisation cohérente de l'hydrologie et de son influence sur le modèle biogéochimique et le modèle de carbone du sol, tout les deux couplés et sujets à des rétroactions l'un sur l'autre, représentera sans aucun doute l'étape la plus critique. Le contenu en eau du sol est en effet trés fortement lié au contenu en dioxygène du sol, qui est la variable pilotant majoritairement tout les processus de production de gaz à effet de serre de sol. C'est également elle qui va influencer directement les stock et profils de carbone simulés et, in fine, les émissions de gaz à effet de serre. Ainsi, une des questions primordiales pour l'étude des émissions de méthane futures est le devenir hydrologique des zones humides des hautes latitudes.

Annexe A

Résolution de l'équation des gaz par un schéma de Crank-Nicholson

Cette appendice sera consacrée à détailler le schéma de Crank-Nicholson utilisé pour résoudre les équations de transport-réaction-diffusion décrites au chapitre 3. Les équations pour l'O_2, le CH_4 et le CO_2 ayant toutes la même structure, je ne détaillerai içi que l'équation du méthane, qui est la plus complexe.

Pour rappel, l'équation prognostique pour le méthane s'écrit

$$\varepsilon_{CH_4}\frac{\partial [CH_4]}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D_{CH_4}\frac{\partial [CH_4]}{\partial z}\right) + \frac{\partial \varepsilon_{CH_4} V_e [CH_4]^{ebu}}{\partial z} + \sum_i r_{MG,i} - r_{MT} - r_{PMT}^{CH_4} - r_{transp}^{CH_4} \tag{A.1}$$

et le second membre de l'équation décrit, dans l'ordre, le processus de diffusion, le processus d'ebullition, la méthanogénèse, la méthanotrophie , le transport par les plantes et les racines et la contribution de l'évaporation. Dans la suite de l'annexe, pour plus de lisibilité, la variable $[CH_4]$ sera notée X. On notera également le deuxième terme de l'équation comme :

$$F\left(X, z, t, \frac{\partial X}{\partial z}, \frac{\partial^2 X}{\partial z^2}\right) = \frac{\partial}{\partial z}\left(D_X\frac{\partial X}{\partial z}\right) + \frac{\partial \varepsilon_X V_e X^{ebu}}{\partial z} + \sum_i r_{MG,i} - r_{MT} - r_{PMT}^{X} - r_{transp}^{X} \tag{A.2}$$

A.0.1 Schéma de Crank-Nicholson

Le principe du schéma de Crank-Nicholson est de combiner deux schémas de différences finies, l'un implicite et l'autre explicite, comme suit :

$$\varepsilon_{X,j}^{t}\frac{X_j^{t+1} - X_j^t}{\Delta t} = \frac{1}{2}\left[F\left(X_j^t, z, t, \frac{\partial X}{\partial z}, \frac{\partial^2 X}{\partial z^2}\right) + F\left(X_j^{t+1}, z, t, \frac{\partial X}{\partial z}, \frac{\partial^2 X}{\partial z^2}\right)\right] \tag{A.3}$$

avec X_j^t la solution numérique dans la couche de sol j à l'instant t.

Dans ce cadre, le schéma explicite pour une couche j du sol s'écrit comme suit :

$$
\begin{aligned}
F\left(X_j^t, z, t, \frac{\partial X}{\partial z}, \frac{\partial^2 X}{\partial z^2}\right) = & \frac{1}{\Delta z_j}\left(\widetilde{D}_j \frac{X_{j+1}^t - X_j^t}{\widetilde{\Delta} z_j} - \widetilde{D}_{j-1} \frac{X_j^t - X_{j-1}^t}{\widetilde{\Delta} z_{j-1}}\right) \\
& + \frac{1}{\Delta z_j}\left[{\varepsilon_X}_{j+1}^t V_{e,j+1} \max\left(X_{j+1}^t - X_{ebu,j+1}, 0\right) - {\varepsilon_X}_j^t V_{e,j} \max\left(X_j^t - X_{ebu,j}, 0\right)\right] \\
& + (\sum_i r_{MG,i})_j^t \\
& - X_j^t {\varepsilon_X}_j^t k_{MT}(T_{g,j}^t) \frac{[O_2]_j^t}{K_{O_2} M_{O_2} + [O_2]_j^t} \\
& - \frac{{\varepsilon_X}_j^t \Pi_a \alpha_X (X_j^t - X_{atmo})}{r_a + \frac{r_L \times z_j + 0.5 h_{plant}}{{D_X}_j^{a\,t}}} \rho_r f_{root}^j h(LAI) f_{veg} \\
& - \frac{F_{transp}^t H_{X\,j}^{cc\,t} X_j^t}{\rho_w}
\end{aligned}
\tag{A.4}
$$

avec Δ_{zj} l'épaisseur de la couche j, $\widetilde{\Delta}_{z_j}$ la distance entre les deux noeuds consécutifs j et $j+1$, et $\widetilde{D}_j$ le coefficient de diffusion à l'interface des couches j et $j+1$, calculé par moyenne harmonique pondérée. Toutes les autres variables sont décrites au chapitre 3, et regroupées dans la table 3.6. Le second membre de l'équation A.4décrit dans l'ordre les processus de diffusion, d'ebullition, de méthanogénèse, de méthanotrophie, de transport par les plantes et racines, et la contribution de la transpiration. Concernant l'ebullition, je considérerai dans la suite du document que les deux conditions nécessaires à son déclenchement (conditions sur le contenu en eau de la couche et sur la concentration de méthane dans la couche, voir Eq. (3.31)) sont remplies afin d'alléger les notations.

En définissant les coefficients suivants :

$$\alpha_j = \frac{\Delta t \widetilde{D}_j}{\varepsilon_{X_j}^t \Delta z_j \widetilde{\Delta} z_j} \tag{A.5}$$

$$\beta_j = \frac{\Delta t \widetilde{D}_{j-1}}{\varepsilon_{X_j}^t \Delta z_j \widetilde{\Delta} z_{j-1}} \tag{A.6}$$

$$\mu_j = \Delta t k_{MT}(T_{g,j}^t) \frac{[O_2]_j^t}{K_{O_2} M_{O_2} + [O_2]_j^t} \tag{A.7}$$

$$\pi_j = \Delta t \frac{\Pi_a \alpha_X}{r_a + \frac{r_L \times z_j + 0.5 h_{plant}}{D_{X_j}^{a\,t}}} \rho_r f_{root}^j h(LAI) f_{veg} \tag{A.8}$$

$$\chi_j = \Delta t \frac{F_{transp}^t H_{X_j}^{cc\,t}}{\varepsilon_{X_j}^t \rho_w} \tag{A.9}$$

$$E_j^j = \frac{\Delta t V_{e,j}}{\Delta z_j} \tag{A.10}$$

$$E_{j+1}^j = \frac{\Delta t \varepsilon_{X_{j+1}}^t V_{e,j+1}}{\Delta z_j \varepsilon_{X_j}^t} \tag{A.11}$$

et en notant le terme source, indépendant de X_j^t comme :

$$S_j^t = \frac{(\sum_i r_{MG,i})_j^t}{\varepsilon_{X_j}^t} \tag{A.12}$$

Le schéma explicite dans la couche j peut alors s'écrire comme :

$$\begin{aligned} X_j^{t+1} - X_j^t = {} & X_{j+1}^t(\alpha_j + E_{j+1}^j) + X_{j-1}^t \beta_j \\ & + X_j^t \left(-\alpha_j - \beta_j - \mu_j - \pi_j - \chi_j - E_j^j\right) \\ & + S_j^t \Delta_t + \pi_j X_{atmo} + E_j^j X_{ebu,j} - E_{j+1}^j X_{ebu,j+1} \end{aligned} \tag{A.13}$$

Similairement, le schéma implicite dans la couche j s'écrit :

$$\begin{aligned} X_j^{t+1} - X_j^t = {} & X_{j+1}^{t+1}(\alpha_j + E_{j+1}^j) + X_{j-1}^{t+1} \beta_j \\ & + X_j^{t+1} \left(-\alpha_j - \beta_j - \mu_j - \pi_j - \chi_j - E_j^j\right) \\ & + S_j^t \Delta_t + \pi_j X_{atmo} + E_j^j X_{ebu,j} - E_{j+1}^j X_{ebu,j+1} \end{aligned} \tag{A.14}$$

Finalement, le schéma de Crank-Nicholson appliqué à la couche j consiste en l'équation (A.13 + A.14)/2, que l'on peut écrire en séparant les termes explicites et implicites comme :

$$\frac{1}{2}\left[-X_{j+1}^{t+1}(\alpha_j + E_{j+1}^j) - X_{j-1}^{t+1}\beta_j + X_j^{t+1}\left(1 + \alpha_j + \beta_j + \mu_j + \pi_j + \chi_j + E_j^j\right)\right]$$
$$= \frac{1}{2}\left[X_{j+1}^{t}(\alpha_j + E_{j+1}^j) + X_{j-1}^{t}\beta_j + X_j^{t+1}\left(1 - \alpha_j - \beta_j - \mu_j - \pi_j - \chi_j - E_j^j\right)\right]$$
$$+ S_j^t \Delta_t + \pi_j X_{atmo} + E_j^j X_{ebu,j} - E_{j+1}^j X_{ebu,j+1} \tag{A.15}$$

A.0.2 Condition de Dirichlet à l'interface sol/atmosphère

Afin de prendre en compte la concentration atmosphérique X_{atmo}, on spécifie la valeur de la solution au noeud fictif correspondant, noté X_0. Le schéma de Crank-Nicholson à la première couche de sol s'écrit alors :

$$\frac{1}{2}\left[-X_2^{t+1}(\alpha_1 + E_2^1) + X_1^{t+1}\left(1 + \alpha_1 + \beta_1 + \mu_1 + \pi_1 + \chi_1 + E_1^1\right)\right]$$
$$= \frac{1}{2}\left[X_2^{t}(\alpha_1 + E_2^1) + X_1^{t+1}\left(1 - \alpha_1 - \beta_1 - \mu_1 - \pi_1 - \chi_1 - E_1^1\right)\right]$$
$$+ S_1^t \Delta_t + (\pi_1 + \beta_1) X_{atmo} + E_1^1 X_{ebu,1} - E_2^1 X_{ebu,2} \tag{A.16}$$

A.0.3 Condition de Neumann à la dernière couche de sol

On impose également pour les gaz une condition de flux-nul à la dernière couche de sol :

$$\left.\frac{\partial X}{\partial z}\right|_{z=z_{max}} = 0 \tag{A.17}$$

ce qui revient à imposer à la dernière couche de sol, notée N, la condition suivante :

$$X_N = X_{N+1} \tag{A.18}$$

avec X_{N+1} un noeud "fictif". Le schéma de Crank-Nicholson à la dernière couche s'écrit alors :

$$\frac{1}{2}\left[-X_{N-1}^{t+1}\beta_j + X_N^{t+1}\left(1 + \beta_N + \mu_N + \pi_N + \chi_N + E_N^N\right)\right]$$
$$= \frac{1}{2}\left[X_{N-1}^{t}\beta_j + X_N^{t+1}\left(1 - \beta_N - \mu_N - \pi_N - \chi_N - E_N^N\right)\right] + S_N^t \Delta_t + \pi_N X_{atmo} + E_N^N X_{ebu,N} \tag{A.19}$$

A.0.4 Système tridiagonal final

Finalement, le schéma de Crank-Nicholson A.15 doté des conditions aux limites A.16 et A.19 peut s'écrire sous forme de système d'équations linéaire :

$$\mathbf{A}\mathbf{X}^{\mathbf{t+1}} = \mathbf{b}(\mathbf{X}^{\mathbf{t}}) \tag{A.20}$$

avec $\mathbf{A}$ une matrice dont les coefficients sont donnés dans les équations A.15, A.16 et A.19, $\mathbf{X}^{\mathbf{t+1}}$ le vecteur des solutions au temps $+1$ et $\mathbf{b}(\mathbf{X}^{\mathbf{t}})$ le vecteur dépendant de $\mathbf{X}^{\mathbf{t}}$, correspondant aux termes explicites et aux termes sources du système d'équation. La matrice $\mathbf{A}$ est tridiagonale, et la solution au temps $t+1$ est obtenue via l'algorithme classique de résolution de matrice tridiagonale.

Les équations pour l'O_2 et le CO_2 sont traitées de la même manière, de même que l'équation prognostique du carbone du sol discrétisé.

Bibliographie

Abramoff, R., Xu, X., Hartman, M., O'Brien, S., Feng, W., Davidson, E., Finzi, A., Moorhead, D., Schimel, J., Torn, M., and Mayes, M. A. : The Millennial model : in search of measurable pools and transformations for modeling soil carbon in the new century, Biogeochemistry, 137, 51–71, https ://doi.org/10.1007/s10533-017-0409-7, 2018.

Allen, M. R. and Tett, S. F. B. : Checking for model consistency in optimal fingerprinting, Climate Dynamics, 15, 419–434, https ://doi.org/10.1007/s003820050291, 1999.

Angel, R., Claus, P., and Conrad, R. : Methanogenic archaea are globally ubiquitous in aerated soils and become active under wet anoxic conditions, The International Society for Microbial Ecology Journal, 14, 59–72, https ://doi.org/10.1038/ismej.2011.141, 2011.

Arah, J. R. and Stephen, K. D. : A model of the processes leading to methane emission from peatland, Atmospheric Environment, 32, 3257–3264, https ://doi.org/10.1016/S1352-2310(98)00052-1, 1998.

Aselmann, I. and Crutzen, P. J. : Global distribution of natural freshwater wetlands and rice paddies, their net primary productivity, seasonality and possible methane emissions, Journal of Atmospheric Chemistry, 8, 307–358, https ://doi.org/10.1007/BF00052709, 1989.

Askaer, L., Elberling, B., Jørgensen, C. J., Joensen, H. P., Kühl, M., Glud, R. N., and Lauritsen, F. R. : Linking Soil O2, CO2, and CH4 Concentrations in a Wetland Soil : Implications for CO2 and CH4 Fluxes, Environmental Science & Technology, 45, 3393–3399, https ://doi.org/10.1021/es103540k, pMID : 21413790, 2011.

Barrere, M., Domine, F., Decharme, B., Morin, S., Vionnet, V., and Lafaysse, M. : Evaluating the performance of coupled snow-soil models in SURFEXv8 to simulate the permafrost thermal regime at a high Arctic site, Geoscientific Model Development, 10, 3461–3479, https ://doi.org/10.5194/gmd-10-3461-2017, 2017.

Beringer, J., Lynch, A. H., III, F. S. C., Mack, M., and Bonan, G. B. : The Representation of Arctic Soils in the Land Surface Model : The Importance of Mosses, Journal of Climate, 14, 3324–3335, https ://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014⟨3324:TROASI⟩2.0.CO;2, 2001.

Best, M. J., Pryor, M., Clark, D. B., Rooney, G. G., Essery, R. L. H., Ménard, C. B., Edwards, J. M., Hendry, M. A., Porson, A., Gedney, N., Mercado, L. M., Sitch, S., Blyth, E., Boucher, O., Cox, P. M., Grimmond, C. S. B., and Harding, R. J. : The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 1 : Energy and water fluxes, Geoscientific Model Development, 4, 677–699, https ://doi.org/10.5194/gmd-4-677-2011, 2011.

Beven, K. and Kirkby, M. : A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant, Hydrological Sciences Bulletin, 24, 43–69, https ://doi.org/10.1080/02626667909491834, 1979.

Bhullar, G. S., Edwards, P. J., and Olde Venterink, H. : Variation in the plant-mediated methane transport and its importance for methane emission from intact wetland peat mesocosms, Journal of Plant Ecology, 6, 298–304, https ://doi.org/10.1093/jpe/rts045, 2013.

Billard, E. : Etude des communautés microbiennes fonctionnelles benthiques impliquées dans le cycle du méthane (Lac du Bourget), Ph.D. thesis, Université de Grenoble Alpes, 2016.

Boelter, D. H. : Physical Properties of Peats as Related to Degree of Decomposition1, Soil Science Society of America Journal, 33, 606, https ://doi.org/10.2136/sssaj1969.03615995003300040033x, 1969.

Boone, A. and Etchevers, P. : An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model : Local-Scale Evaluation at an Alpine Site, Journal of Hydrometeorology, 2, 374–394, https ://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002⟨0374:AIOTSS⟩2.0.CO;2, 2001.

Boone, A., Masson, V., Meyers, T., and Noilhan, J. : The Influence of the Inclusion of Soil Freezing on Simulations by a Soil–Vegetation–Atmosphere Transfer Scheme, Journal of Applied Meteorology, 39, 1544–1569, https ://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039⟨1544:TIOTIO⟩2.0.CO;2, 2000.

Braakhekke, M. C., Beer, C., Hoosbeek, M. R., Reichstein, M., Kruijt, B., Schrumpf, M., and Kabat, P. : SOMPROF : A vertically explicit soil organic matter model, Ecological Modelling, 222, 1712 – 1730, https ://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2011.02.015, 2011.

Braud, I., Varado, N., and Olioso, A. : Comparison of root water uptake modules using either the surface energy balance or potential transpiration, Journal of Hydrology, 301, 267–286, https ://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.06.033, 2005.

Bridgham, S., Megonigal, J., Keller, J., Bliss, N., and Trettin, C. : The carbon balance of North American wetlands, Wetlands, 26, 899–916, https ://doi.org/10.1672/0277-5212(2006)26[889:TCBONA]2.0.CO;2, 2006.

Broecker, W. S. and Peng, T.-H. : Gas exchange rates between air and sea, Tellus, 26, 21–35, https ://doi.org/10.3402/tellusa.v26i1-2.9733, 1974.

Brooks, R. and Corey, A. : Properties of porous media affecting fluid flow, J. Irrig. Drain. Am. Soc. Civ.il Eng., pp. 187–208, 19766.

Brown, J., Ferrians, O., Heginbottom, J. A., , and Melnikov., E. : Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground-Ice Conditions, Version 2., Boulder, Colorado USA. NSIDC : National Snow and Ice Data Center, 2002.

Budishchev, A., Mi, Y., van Huissteden, J., Belelli-Marchesini, L., Schaepman-Strub, G., Parmentier, F. J. W., Fratini, G., Gallagher, A., Maximov, T. C., and Dolman, A. J. : Evaluation of a plot-scale methane emission model using eddy covariance observations and footprint modelling, Biogeosciences, 11, https ://doi.org/10.5194/bg-11-4651-2014, 2014.

Burke, E. J., Hartley, I. P., and Jones, C. D. : Uncertainties in the global temperature change caused by carbon release from permafrost thawing, Cryosphere, 6, 1063–1076, https ://doi.org/10.5194/tc-6-1063-2012, 2012.

Burke, E. J., Jones, C. D., and Koven, C. D. : Estimating the permafrost-carbon climate response in the CMIP5 climate models using a simplified approach, Journal of Climate, 26, 4897–4909, https ://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00550.1, 2013.

Calvet, J., Noilhan, J., Roujean, J., Bessemoulin, P., Cabelguenne, M., Olioso, A., and Wigneron, J. : An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites, Agr. For. Meteorol., pp. 92–95, 1998.

Calvet, J., Rivalland, V., Picon-Cochard, C., and Guehl, J. : Modelling forest transpiration and CO2 fluxes—response to soil moisture stress, Agricultural and Forest Meteorology, 124, 143 – 156, https ://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2004.01.007, 2004.

Calvet, J.-C. and Soussana, J.-F. : Modelling CO2-enrichment effects using an interactive vegetation SVAT scheme, Agricultural and Forest Meteorology, 108, 129 – 152, https ://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0168-1923(01)00235-0, 2001.

Camino-Serrano, M., Guenet, B., Luyssaert, S., Ciais, P., Bastrikov, V., De Vos, B., Gielen, B., Gleixner, G., Jornet-Puig, A., Kaiser, K., Kothawala, D., Lauerwald, R., Peñuelas, J., Schrumpf, M., Vicca, S., Vuichard, N., Walmsley, D., and Janssens, I. A. : ORCHIDEE-SOM : modeling soil organic carbon (SOC) and dissolved organic carbon (DOC) dynamics along vertical soil profiles in Europe, Geoscientific Model Development, 11, 937–957, https ://doi.org/10.5194/gmd-11-937-2018, 2018.

Campbell, E. E. and Paustian, K. : Current developments in soil organic matter modeling and the expansion of model applications : a review, Environmental Research Letters, 10, https ://doi.org/10.1088/1748-9326/10/12/123004, 2015.

Canadell, J., Jackson, R. B., Ehleringer, J. B., Mooney, H. A., Sala, O. E., and Schulze, E.-D. : Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale, Oecologia, 108, 583–595, https ://doi.org/10.1007/BF00329030, 1996.

Cao, M., Marshall, S., and Gregson, K. : Global carbon exchange and methane emissions from natural wetlands : Application of a process-based model, Journal of Geophysical Research : Atmospheres, 101, 14 399–14 414, https ://doi.org/10.1029/96JD00219, 1996.

Carrer, D., Meurey, C., Ceamanos, X., Roujean, J.-L., Calvet, J.-C., and Liu, S. : Dynamic mapping of snow-free vegetation and bare soil albedos at global 1km scale from 10-year analysis of MODIS satellite products, Remote Sensing of Environment, 140, 420–432, 2014.

Carrer, D., Roujean, J., Lafont, S., Calvet, J., Boone, A., Decharme, B., Delire, C., and Gastellu-Etchegorry, J. : A canopy radiative transfer scheme with explicit FAPAR for the interactive vegetation model ISBA-A-gs : Impact on carbon fluxes, Journal of Geophysical Research : Biogeosciences, 118, 888–903, https ://doi.org/10.1002/jgrg.20070, 2015.

Chadburn, S. E., Krinner, G., Porada, P., Bartsch, A., Beer, C., Belelli Marchesini, L., Boike, J., Ekici, A., Elberling, B., Friborg, T., Hugelius, G., Johansson, M., Kuhry, P., Kutzbach, L., Langer, M., Lund, M., Parmentier, F.-J. W., Peng, S., Van Huissteden, K., Wang, T., Westermann, S., Zhu, D., and Burke, E. J. : Carbon stocks and fluxes in the high latitudes : using site-level data to evaluate Earth system models, Biogeosciences, 14, 5143–5169, https ://doi.org/10.5194/bg-14-5143-2017, 2017.

Chanton, J. P., Bauer, J. E., Glaser, P. A., Siegel, D. I., Kelley, C. A., Tyler, S. C., Romanowicz, E. H., and Lazrus, A. : Radiocarbon evidence for the substrates supporting methane formation within northern Minnesota peatlands, Geochimica et Cosmochimica Acta, 59, 3663–3668, https ://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00240-Z, 1995.

Chappellaz, J., Barnola, J. M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S., and Lorius, C. : Ice-core record of atmospheric methane over the past 160,000 years, Nature, 345, https ://doi.org/10.1038/345127a0, 1990.

Chen, X. and Slater, L. : Gas bubble transport and emissions for shallow peat from a northern peatland : The role of pressure changes and peat structure, Water Resources Research, 51, 151–168, https ://doi.org/10.1002/2014WR016268, 2015.

Chen, Y.-H. and Prinn, R. G. : Estimation of atmospheric methane emissions between 1996 and 2001 using a three-dimensional global chemical transport model, Journal of Geophysical Research (Atmospheres), 111, https ://doi.org/10.1029/2005JD006058, 2006.

Christiansen, H. H., Sigsgaard, C., Humlum, O., Rasch, M., and Hansen, B. U. : Permafrost and Periglacial Geomorphology at Zackenberg, in : High-Arctic Ecosystem Dynamics in a Changing Climate, vol. 40 of *Advances in Ecological Research*, pp. 151–174, Academic Press, https ://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0065-2504(07)00007-4, 2008.

Ciais, P., Sabine, C., Bala, G., Bopp, L., Brovkin, V., Canadell, J., Chhabra, A., DeFries, R., Galloway, J., Heimann, M., Jones, C., Le Quéré, C., Myneni, R., Piao, S., and Thornton, P. : Carbon and Other Biogeochemical Cycles, in : Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P., pp. 465–570, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, https ://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.015, 2013.

Clapp, R. B. and Hornberger, G. M. : Empirical equations for some soil hydraulic properties, Water Resources Research, 14, 601–604, https ://doi.org/10.1029/WR014i004p00601, 1978.

Clark, D. B., Mercado, L. M., Sitch, S., Jones, C. D., Gedney, N., Best, M. J., Pryor, M., Rooney, G. G., Essery, R. L. H., Blyth, E., Boucher, O., Harding, R. J., Huntingford, C., and Cox, P. M. : The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 2 : Carbon fluxes and vegetation dynamics, Geoscientific Model Development, 4, 701–722, https ://doi.org/10.5194/gmd-4-701-2011, 2011.

Colmer, T. D. : Long-distance transport of gases in plants : a perspective on internal aeration and radial oxygen loss from roots, Plant, Cell & Environment, 26, 17–36, https ://doi.org/10.1046/j.1365-3040.2003.00846.x, 2003.

Conrad, R. : Microbial Ecology of Methanogens and Methanotrophs, in : Advances in Agronomy, vol. 96 of *Advances in Agronomy*, pp. 1–63, Academic Press, https ://doi.org/10.1016/S0065-2113(07)96005-8, 2007.

Crank, J. : The mathematics of diffusion, Clarendon Press, 1975.

Cui, M., Ma, A., Qi, H., Zhuang, X., and Zhuang, G. : Anaerobic oxidation of methane : An "active" microbial process, https ://doi.org/10.1002/mbo3.232, 2015.

Curry, C. L. : Modeling the soil consumption of methane at the global scale, Global Biogeochemical Cycles, 21, GB4012, https ://doi.org/10.1029/2006GB002818, 2007.

D'Andrea, W. J., Huang, Y., Fritz, S. C., and Anderson, N. J. : Abrupt Holocene climate change as an important factor for human migration in West Greenland, Proceedings of the National Academy of Sciences, 108, 9765–9769, https ://doi.org/10.1073/pnas.1101708108, 2011.

Deardorff, J. W. : Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation, Journal of Geophysical Research : Oceans, 83, 1889–1903, https ://doi.org/10.1029/JC083iC04p01889, 1978.

Decharme, B. : Développement et validation d'une modélisation hydrologique globale incluant les effets sous maille et la représentation des zones inondées, Ph.D. thesis, Université de Toulouse III - Paul Sabatier, 2005.

Decharme, B., Boone, A., Delire, C., and Noilhan, J. : Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using

four pedotransfer functions, Journal of Geophysical Research Atmospheres, 116, D20 126, https ://doi.org/10.1029/2011JD016002, 2011.

Decharme, B., Martin, E., and Faroux, S. : Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models, Journal of Geophysical Research Atmospheres, 118, 7819–7834, https ://doi.org/10.1002/jgrd.50631, 2013.

Decharme, B., Brun, E., Boone, A., Delire, C., Le Moigne, P., and Morin, S. : Impacts of snow and organic soils parameterization on northern Eurasian soil temperature profiles simulated by the ISBA land surface model, Cryosphere, 10, 853–877, https ://doi.org/10.5194/tc-10-853-2016, 2016.

Druel, A. : Modelisation de la vegetation boreale et de sa dynamique, Ph.D. thesis, Université de Grenoble Alpes, 2017.

Druel, A., Peylin, P., Krinner, G., Ciais, P., Viovy, N., Peregon, A., Bastrikov, V., Kosykh, N., and Mironycheva-Tokareva, N. : Towards a more detailed representation of high-latitude vegetation in the global land surface model ORCHIDEE (ORC-HL-VEGv1.0), Geoscientific Model Development, 10, 4693–4722, https ://doi.org/10.5194/gmd-10-4693-2017, 2017.

Dutaur, L. and Verchot, L. V. : A global inventory of the soil CH4 sink, Global Biogeochemical Cycles, 21, GB4013, https ://doi.org/10.1029/2006gb002734, URL `http://dx.doi.org/10.1029/2006GB002734`, 2007.

Duval, B. and Goodwin, S. : Methane production and release from two New England peatlands., International microbiology : the official journal of the Spanish Society for Microbiology, 3, 89–95, 2000.

Dwivedi, D., Riley, W., Torn, M., Spycher, N., Maggi, F., and Tang, J. : Mineral properties, microbes, transport, and plant-input profiles control vertical distribution and age of soil carbon stocks, Soil Biology and Biochemistry, 107, 244 – 259, https ://doi.org/10.1016/j.soilbio.2016.12.019, 2017.

Etminan, M., Myhre, G., Highwood, E. J., and Shine, K. P. : Radiative forcing of carbon dioxide, methane, and nitrous oxide : A significant revision of the methane radiative forcing, Geophysical Research Letters, 43, 12,614–12,623, https ://doi.org/10.1002/2016GL071930, 2016.

Fan, Z., Neff, J. C., Waldrop, M. P., Ballantyne, A. P., and Turetsky, M. R. : Transport of oxygen in soil pore-water systems : implications for modeling emissions of carbon dioxide and methane from peatlands, Biogeochemistry, 121, 455–470, https ://doi.org/10.1007/s10533-014-0012-0, 2014.

FAO, ISRIC, ISSCAS, and JRC : Harmonized World Soil Database (version 1.2). FAO, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria, URL `http://webarchive.iiasa.ac.at/Research/LUC/External-World-soil-database/HTML/`, 2012.

Farouki, O. : Trans Tech Pub. Rockport, MA, USA, 1986.

Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A. T., Roujean, J.-L., Masson, V., Martin, E., and Le Moigne, P. : ECOCLIMAP-II/Europe : a twofold database of ecosystems and

surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models, Geoscientific Model Development, 6, 563–582, https ://doi.org/10.5194/gmd-6-563-2013, 2013.

Farquhar, G. D., von Caemmerer, S., and Berry, J. A. : A biochemical model of photosynthetic CO2 assimilation in leaves of C3 species, Planta, 149, 78–90, https ://doi.org/10.1007/BF00386231, 1980.

Foken, T., Aubinet, M., and Leuning, R. : The Eddy Covariance Method, in : Eddy Covariance : A Practical Guide to Measurement and Data Analysis, edited by Aubinet, M., Vesala, T., and Papale, D., pp. 1–19, Springer Netherlands, Dordrecht, https ://doi.org/10.1007/978-94-007-2351-1_1, 2012.

Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T., Betts, R., Fahey, D. W., Chhabra, A., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D. C., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schultz, M., and Van Dorland, R. : Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing, in : Climate change 2007 : The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M., and Miller, H., pp. 129–234, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.

Frey, K. E. and Smith, L. C. : How well do we know northern land cover ? Comparison of four global vegetation and wetland products with a new ground-truth database for West Siberia, Global biogeochemical cycles, 21, 2007.

Friedlingstein, P., Cox, P., Betts, R., Bopp, L., von Bloh, W., Brovkin, V., Cadule, P., Doney, S., Eby, M., Fung, I., Bala, G., John, J., Jones, C., Joos, F., Kato, T., Kawamiya, M., Knorr, W., Lindsay, K., Matthews, H. D., Raddatz, T., Rayner, P., Reick, C., Roeckner, E., Schnitzler, K.-G., Schnur, R., Strassmann, K., Weaver, A. J., Yoshikawa, C., and Zeng, N. : Climate–Carbon Cycle Feedback Analysis : Results from the C4MIP Model Intercomparison, Journal of Climate, 19, 3337–3353, https ://doi.org/10.1175/JCLI3800.1, 2006.

Garrigues, S., Boone, A., Decharme, B., Olioso, A., Albergel, C., Calvet, J.-C., Moulin, S., Buis, S., and Martin, E. : Impacts of the Soil Water Transfer Parameterization on the Simulation of Evapotranspiration over a 14-Year Mediterranean Crop Succession, Journal of Hydrometeorology, 19, 3–25, https ://doi.org/10.1175/JHM-D-17-0058.1, 2018.

Gibelin, A. : Cycle du carbone dans un modèle de surface continentale : modélisation, validation et mise en oeuvre à l'échelle globale, Ph.D. thesis, Université de Toulouse III - Paul Sabatier, 2007.

Gibelin, A. L., Calvet, J. C., Roujean, J. L., Jarlan, L., and Los, S. O. : Ability of the land surface model ISBA-A-gs to simulate leaf area index at the global scale : Comparison with satellites products, Journal of Geophysical Research Atmospheres, 111, D18 102, https ://doi.org/10.1029/2005JD006691, 2006.

Gibson, J., Kallberg, P., Uppala, S., Hernandez, A., Numura, A., and Serrano, E. : The ECMWF Re-Analysis (ERA), 1,1 ERA description. ECMWF Re-Anal. Proj. Ser. 1, Eur. Cent. for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, England, 1997, 1997.

Goudriaan, J. : A simple and fast numerical method for the computation of daily totals of crop photosynthesis, Agricultural and Forest Meteorology, pp. 249–254, https ://doi.org/10.1016/0168-1923(86)90063-8, 1986.

Granberg, G., Mikkelä, C., Sundh, I., Svensson, B. H., and Nilsson, M. : Sources of spatial variation in methane emission from mires in northern Sweden : A mechanistic approach in statistical modeling, Global Biogeochemical Cycles, 11, 135–150, https ://doi.org/10.1029/96GB03352, 1997.

Grant, R. : Simulation of methanogenesis in the mathematical model ecosys, Soil Biology and Biochemistry, 30, 883 – 896, https ://doi.org/10.1016/S0038-0717(97)00218-6, 1998.

Grünfeld, S. and Brix, H. : Methanogenesis and methane emissions : Effects of water table, substrate type and presence of Phragmites australis, Aquatic Botany, 64, 63–75, https ://doi.org/10.1016/S0304-3770(99)00010-8, 1999.

Guenet, B., Danger, M., Abbadie, L., and Lacroix, G. : Priming effect : Bridging the gap between terrestrial and aquatic ecology, Ecology, 91, 2850–2861, https ://doi.org/10.1890/09-1968.1, 2010.

Guenet, B., Eglin, T., Vasilyeva, N., Peylin, P., Ciais, P., and Chenu, C. : The relative importance of decomposition and transport mechanisms in accounting for soil organic carbon profiles, Biogeosciences, 10, 2379–2392, https ://doi.org/10.5194/bg-10-2379-2013, 2013.

Gulde, S., Chung, H., Amelung, W., Chang, C., and Six, J. : Soil Carbon Saturation Controls Labile and Stable Carbon Pool Dynamics, Soil Science Society of America Journal, 72, 605–612, https ://doi.org/10.2136/sssaj2007.0251, 2008.

Hansen, B. U., Sigsgaard, C., Rasmussen, L., Cappelen, J., Hinkler, J., Mernild, S. H., Petersen, D., Tamstorf, M. P., Rasch, M., and Hasholt, B. : Present-Day Climate at Zackenberg, Advances in Ecological Research, 40, 111–149, https ://doi.org/10.1016/S0065-2504(07)00006-2, 2008.

Hossain, M., Chen, W., and Zhang, Y. : Bulk density of mineral and organic soils in the Canada's arctic and sub-arctic, Information Processing in Agriculture, 2, 183 – 190, https ://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.inpa.2015.09.001, 2015.

Hugelius, G., Tarnocai, C., Broll, G., Canadell, J. G., Kuhry, P., and Swanson, D. K. : The northern circumpolar soil carbon database : Spatially distributed datasets of soil coverage and soil carbon storage in the northern permafrost regions, Earth System Science Data, 5, 3–13, https ://doi.org/10.5194/essd-5-3-2013, 2013.

Hugelius, G., Strauss, J., Zubrzycki, S., Harden, J. W., Schuur, E. A., Ping, C. L., Schirrmeister, L., Grosse, G., Michaelson, G. J., Koven, C. D., O'Donnell, J. A., Elberling, B., Mishra, U., Camill, P., Yu, Z., Palmtag, J., and Kuhry, P. : Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty

ranges and identified data gaps, Biogeosciences, 11, 6573–6593, https ://doi.org/10.5194/bg-11-6573-2014, 2014.

IPCC : Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, https ://doi.org/10.1017/CBO9781107415324, 2013.

Ito, A. and Inatomi, M. : Use of a process-based model for assessing the methane budgets of global terrestrial ecosystems and evaluation of uncertainty, Biogeosciences, 9, 759–773, https ://doi.org/10.5194/bg-9-759-2012, 2012.

Jackson, R. B., Canadell, J., Ehleringer, J. R., Mooney, H. A., Sala, O. E., and Schulze, E. D. : A global analysis of root distributions for terrestrial biomes, Oecologia, 108, 389–411, https ://doi.org/10.1007/BF00333714, 1996.

Jacobs, J. : Direct impact of atmospheric CO2 enrichment on regional transpiration, Ph.D. thesis, Agricultural University, Wageningen, 1996.

Joetzjer, E. : Causes, impacts et projetions des sécheresses en Amazonie : une étude numérique des processus et des incertitudes, Ph.D. thesis, Université de Toulouse III - Paul Sabatier, 2014.

Joetzjer, E., Delire, C., Douville, H., Ciais, P., Decharme, B., Carrer, D., Verbeeck, H., De Weirdt, M., and Bonal, D. : Improving the ISBA CC land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the Amazon forest, Geosci. Model Dev, 8, 1709–1727, https ://doi.org/10.5194/gmd-8-1709-2015, 2015.

Johnsson, H. and Lundin, L.-C. : Surface runoff and soil water percolation as affected by snow and soil frost, Journal of Hydrology, 122, 141 – 159, https ://doi.org/10.1016/0022-1694(91)90177-J, 1991.

Jørgensen, C. J., Lund Johansen, K. M., Westergaard-Nielsen, A., and Elberling, B. : Net regional methane sink in High Arctic soils of northeast Greenland, Nature Geoscience, 8, 20–23, https ://doi.org/10.1038/ngeo2305, 2015.

Justes, E., Mary, B., Meynard, J.-M., Machet, J.-M., and Thelier-Huche, L. : Determination of a Critical Nitrogen Dilution Curve for Winter Wheat Crops, Annals of Botany, 74, 397–407, https ://doi.org/10.1006/anbo.1994.1133, 1994.

Kaiser, S., Göckede, M., Castro-Morales, K., Knoblauch, C., Ekici, A., Kleinen, T., Zubrzycki, S., Sachs, T., Wille, C., and Beer, C. : Process-based modelling of the methane balance in periglacial landscapes (JSBACH-methane), Geoscientific Model Development, 10, 333–358, https ://doi.org/10.5194/gmd-10-333-2017, 2016.

Kaplan, J. O., Folberth, G., and Hauglustaine, D. A. : Role of methane and biogenic volatile organic compound sources in late glacial and Holocene fluctuations of atmospheric methane concentrations, Global Biogeochemical Cycles, 20, https ://doi.org/10.1029/2005GB002590, 2006.

Kätterer, T., Reichstein, M., Andrén, O., and Lomander, A. : Temperature dependence of organic matter decomposition : A critical review using literature data analyzed

with different models, Biology and Fertility of Soils, 27, 258–262, https ://doi.org/10.1007/s003740050430, 1998.

Khalil, M. A. K. : Atmospheric Methane : An Introduction, pp. 1–8, Springer Berlin Heidelberg, https ://doi.org/10.1007/978-3-662-04145-1_1, 2000.

Khvorostyanov, D. V., Ciais, P., Krinner, G., and Zimov, S. A. : Vulnerability of east Siberia's frozen carbon stores to future warming, Geophysical Research Letters, 35, L10 703, https ://doi.org/10.1029/2008GL033639, 2008a.

Khvorostyanov, D. V., Krinner, G., Ciais, P., Heimann, M., and Zimov, S. A. : Vulnerability of permafrost carbon to global warming. Part I : Model description and role of heat generated by organic matter decomposition, Tellus, Series B : Chemical and Physical Meteorology, 60 B, 250–264, https ://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2007.00333.x, 2008b.

Kirschke, S., Bousquet, P., Ciais, P., Saunois, M., Canadell, J. G., Dlugokencky, E. J., Bergamaschi, P., Bergmann, D., Blake, D. R., Bruhwiler, L., Cameron-Smith, P., Castaldi, S., Chevallier, F., Feng, L., Fraser, A., Heimann, M., Hodson, E. L., Houweling, S., Josse, B., Fraser, P. J., Krummel, P. B., Lamarque, J.-F., Langenfelds, R. L., Le Quéré, C., Naik, V., O'Doherty, S., Palmer, P. I., Pison, I., Plummer, D., Poulter, B., Prinn, R. G., Rigby, M., Ringeval, B., Santini, M., Schmidt, M., Shindell, D. T., Simpson, I. J., Spahni, R., Steele, L. P., Strode, S. A., Sudo, K., Szopa, S., van der Werf, G. R., Voulgarakis, A., van Weele, M., Weiss, R. F., Williams, J. E., and Zeng, G. : Three decades of global methane sources and sinks, Nature Geoscience, 6, 813–823, https ://doi.org/10.1038/ngeo1955, 2013.

Knoblauch, C., Spott, O., Evgrafova, S., Kutzbach, L., and Pfeiffer, E. : Regulation of methane production, oxidation, and emission by vascular plants and bryophytes in ponds of the northeast Siberian polygonal tundra, Journal of Geophysical Research : Biogeosciences, 120, 2525–2541, https ://doi.org/10.1002/2015JG003053, 2015.

Knorr, W. and Heimann, M. : Uncertainties in global terrestrial biosphere modeling : 1. A comprehensive sensitivity analysis with a new photosynthesis and energy balance scheme, Global Biogeochemical Cycles, 15, 207–225, https ://doi.org/10.1029/1998GB001059, 2001.

Koven, C., Friedlingstein, P., Ciais, P., Khvorostyanov, D., Krinner, G., and Tarnocai, C. : On the formation of high-latitude soil carbon stocks : Effects of cryoturbation and insulation by organic matter in a land surface model, Geophysical Research Letters, 36, L21 501, https ://doi.org/10.1029/2009GL040150, 2009.

Koven, C. D., Ringeval, B., Friedlingstein, P., Ciais, P., Cadule, P., Khvorostyanov, D., Krinner, G., and Tarnocai, C. : Permafrost carbon-climate feedbacks accelerate global warming, Proceedings of the National Academy of Sciences, 108, 14 769–14 774, https ://doi.org/10.1073/pnas.1103910108, 2011.

Koven, C. D., Riley, W. J., Subin, Z. M., Tang, J. Y., Torn, M. S., Collins, W. D., Bonan, G. B., Lawrence, D. M., and Swenson, S. C. : The effect of vertically

resolved soil biogeochemistry and alternate soil C and N models on C dynamics of CLM4, Biogeosciences, 10, 7109–7131, https ://doi.org/10.5194/bg-10-7109-2013, 2013.

Koven, C. D., Schuur, E. A. G., Schädel, C., Bohn, T. J., Burke, E. J., Chen, G., Chen, X., Ciais, P., Grosse, G., Harden, J. W., Hayes, D. J., Hugelius, G., Jafarov, E. E., Krinner, G., Kuhry, P., Lawrence, D. M., MacDougall, A. H., Marchenko, S. S., McGuire, A. D., Natali, S. M., Nicolsky, D. J., Olefeldt, D., Peng, S., Romanovsky, V. E., Schaefer, K. M., Strauss, J., Treat, C. C., and Turetsky, M. : A simplified, data-constrained approach to estimate the permafrost carbon–climate feedback, Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 373, 20140 423, https ://doi.org/10.1098/rsta.2014.0423, 2015.

Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S., and Prentice, I. C. : A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, Global Biogeochemical Cycles, 19, 1–33, https ://doi.org/10.1029/2003GB002199, 2005.

Kutzbach, L., Wagner, D., and Pfeiffer, E.-M. : Effect of microrelief and vegetation on methane emission from wet polygonal tundra, Lena Delta, Northern Siberia, Biogeochemistry, 69, 341–362, https ://doi.org/10.1023/B:BIOG.0000031053.81520.db, 2004.

Larsen, N. K., Strunk, A., Levy, L. B., Olsen, J., Bjørk, A., Lauridsen, T. L., Jeppesen, E., and Davidson, T. A. : Strong altitudinal control on the response of local glaciers to Holocene climate change in southwest Greenland, Quaternary Science Reviews, 168, 69 – 78, https ://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.008, 2017.

Lawrence, D. M. and Slater, A. G. : Incorporating organic soil into a global climate model, Climate Dynamics, 30, 145–160, https ://doi.org/10.1007/s00382-007-0278-1, 2008.

Le Fouest, V., Matsuoka, A., Manizza, M., Shernetsky, M., Tremblay, B., and Babin, M. : Towards an assessment of riverine dissolved organic carbon in surface waters of the western Arctic Ocean based on remote sensing and biogeochemical modeling, Biogeosciences, 15, 1335–1346, https ://doi.org/10.5194/bg-15-1335-2018, 2018.

Le Mer, J., Roger, P., Provence, D., and Luminy, D. : Production, oxidation and consumption of methane by soils : A review, Archaea, 37, 25–50, https ://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/S1164-5563(01)01067-6, 2001.

Lehner, B. and Doell, P. : Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands., Journal of Hydrology, 1/4, 1–22, 2004.

Lemaire, G. and Gastal, F. : N Uptake and Distribution in Plant Canopies, pp. 3–43, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, https ://doi.org/10.1007/978-3-642-60684-7_1, 1997.

Lerman, A. : Geochemical processes : Water and sediment environments, Wiley, 1979.

MacDougall, A. H., Avis, C. A., and Weaver, A. J. : Significant contribution to climate warming from the permafrost carbon feedback, Nature Geoscience, 5, 719–721, https ://doi.org/10.1038/ngeo1573, 2012.

Mahfouf, J. F. and Noilhan, J. : Comparative Study of Various Formulations of Evaporations from Bare Soil Using In Situ Data, Journal of Applied Meteorology, 30, 1354–1365, https ://doi.org/10.1175/1520-0450(1991)030⟨1354:CSOVFO⟩2.0.CO; 2, 1991.

Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J. C., Carrer, D., Decharme, B., Delire, C., Donier, S., Essaouini, K., Gibelin, A. L., Giordani, H., Habets, F., Jidane, M., Kerdraon, G., Kourzeneva, E., Lafaysse, M., Lafont, S., Lebeaupin Brossier, C., Lemonsu, A., Mahfouf, J. F., Marguinaud, P., Mokhtari, M., Morin, S., Pigeon, G., Salgado, R., Seity, Y., Taillefer, F., Tanguy, G., Tulet, P., Vincendon, B., Vionnet, V., and Voldoire, A. : The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes, Geoscientific Model Development, 6, 929–960, https ://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013, 2013.

Mastepanov, M., Sigsgaard, C., Dlugokencky, E. J., Houweling, S., Ström, L., Tamstorf, M. P., and Christensen, T. R. : Large tundra methane burst during onset of freezing, Nature, 456, https ://doi.org/10.1038/nature07464, 2008.

Mastepanov, M., Sigsgaard, C., Tagesson, T., Ström, L., Tamstorf, M. P., Lund, M., and Christensen, T. R. : Revisiting factors controlling methane emissions from high-Arctic tundra, Biogeosciences, 10, 5139–5158, https ://doi.org/10.5194/bg-10-5139-2013, 2013.

Matthews, E. and Fung, I. : Methane emission from natural wetlands : Global distribution, area, and environmental characteristics of sources, Global Biogeochemical Cycles, 1, 61–86, https ://doi.org/10.1029/GB001i001p00061, 1987.

McGuire, A. D., Melillo, J. M., Joyce, L. A., Kicklighter, D. W., Grace, A. L., Moore, B., and Vorosmarty, C. J. : Interactions between carbon and nitrogen dynamics in estimating net primary productivity for potential vegetation in North America, Global Biogeochemical Cycles, 6, 101–124, https ://doi.org/10.1029/92GB00219, 1992.

Meltofte, H. and Rasch, M. : The Study Area at Zackenberg, https ://doi.org/10.1016/S0065-2504(07)00005-0, 2008.

Meltofte, H. and Thing, H. : Zackenberg Basic : The Climate Basis and GeoBasis programmes, in : 1st Annual Report 1995, Zackenberg Ecological Research Operations, Danish Polar Center. Ministry of Research and Information Technology, 1996.

Melton, J. R., Wania, R., Hodson, E. L., Poulter, B., Ringeval, B., Spahni, R., Bohn, T., Avis, C. A., Beerling, D. J., Chen, G., Eliseev, A. V., Denisov, S. N., Hopcroft, P. O., Lettenmaier, D. P., Riley, W. J., Singarayer, J. S., Subin, Z. M., Tian, H., Zürcher, S., Brovkin, V., van Bodegom, P. M., Kleinen, T., Yu, Z. C., and Kaplan,

J. O. : Present state of global wetland extent and wetland methane modelling : conclusions from a model inter-comparison project (WETCHIMP), Biogeosciences, 10, 753–788, https ://doi.org/10.5194/bg-10-753-2013, 2013.

Meng, L., Hess, P. G., Mahowald, N. M., Yavitt, J. B., Riley, W. J., Subin, Z. M., Lawrence, D. M., Swenson, S. C., Jauhiainen, J., and Fuka, D. R. : Sensitivity of wetland methane emissions to model assumptions : Application and model testing against site observations, Biogeosciences, 9, 2793–2819, https ://doi.org/10.5194/bg-9-2793-2012, 2012.

Millington, R. J. and Quirk, J. P. : Permeability of porous solids, Transaction of the Faraday Society, 57, 1200–1207, https ://doi.org/10.1039/tf9615701200, 1961.

Moldrup, P., Olesen, T., Komatsu, T., Yoshikawa, S., Schjonning, P., and Rolston, D. : Modeling Diffusion and Reaction in Soils : X. A Unifying Model for Solute and Gas Diffusivity in Unsaturated Soil, Soil Science, 168, 321–337, https ://doi.org/10.1097/01.ss.0000070907.55992.3c, 2003.

Murguia-Flores, F., Arndt, S., Ganesan, A. L., Murray-Tortarolo, G. N., and Hornibrook, E. R. C. : Soil Methanotrophy Model (MeMo v1.0) : a process-based model to quantify global uptake of atmospheric methane by soil, Geoscientific Model Development Discussions, 2017, 1–38, https ://doi.org/10.5194/gmd-2017-124, 2017.

Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F.-M. F.-M., Collins, W., Fuglestvedt, J., Huang, J., Koch, D., Lamarque, J.-F. J.-F., Lee, D., Mendoza, B., Nakajima, T., Robock, A., Stephens, G., Takemura, T., Zhan, H., and Zhang, H. : Anthropogenic and Natural Radiative Forcing, Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of, pp. 1–44, https ://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.018, 2013.

Myneni, R. and Park, T. : MCD15A2H MODIS/Terra+Aqua Leaf Area Index/FPAR 8-day L4 Global 500m SIN Grid V006. NASA EOSDIS Land Processes DAAC., https ://doi.org/10.5067/MODIS/MCD15A2H.006, 2015.

Nielsen, C., Michelsen, A., Ambus, P., Deepagoda, T., and Elberling, B. : Linking rhizospheric CH4 oxidation and net CH4 emissions in an arctic wetland based on 13CH4 labeling of mesocosms, Plant and Soil, 412, 201–213, https ://doi.org/10.1007/s11104-016-3061-4, 2017.

Nielson, K. K., Rogers, V. C., and Gee, G. W. : Diffusion of Radon through Soils : A Pore Distribution Model, Soil Science Society of America Journal, 412, 482–487, https ://doi.org/10.2136/sssaj1984.03615995004800030002x, 1984.

Noilhan, J. and Lacarrère, P. : GCM Grid-Scale Evaporation from Mesoscale Modeling., Journal of Climate, 8, 206–223, https ://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008⟨0206:GGSEFM⟩2.0.CO;2, 1995.

Noilhan, J. and Planton, S. : A Simple Parameterization of Land Surface Processes for

Meteorological Models, Monthly Weather Review, 117, 536–549, https ://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117⟨0536:ASPOLS⟩2.0.CO;2, 1989.

Palmtag, J., Hugelius, G., Lashchinskiy, N., Tamstorf, M. P., Richter, A., Elberling, B., and Kuhry, P. : Storage, landscape distribution, and burial history of soil organic matter in contrasting areas of continuous permafrost, Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 47, 71–88, https ://doi.org/10.1657/aaar0014-027, 2015.

Parmentier, F. J. W., van Huissteden, J., van der Molen, M. K., Schaepman-Strub, G., Karsanaev, S. A., Maximov, T. C., and Dolman, A. J. : Spatial and temporal dynamics in eddy covariance observations of methane fluxes at a tundra site in northeastern Siberia, Journal of Geophysical Research : Biogeosciences, 116, https ://doi.org/10.1029/2010JG001637, 2011.

Parton, W. J., Stewart, J. W., and Cole, C. V. : Dynamics of C, N, P and S in grassland soils : a model, Biogeochemistry, 5, 109–131, https ://doi.org/10.1007/BF02180320, 1988.

Peters-Lidard, C. D., Blackburn, E., Liang, X., and Wood, E. F. : The Effect of Soil Thermal Conductivity Parameterization on Surface Energy Fluxes and Temperatures, Journal of the Atmospheric Sciences, 55, 1209–1224, https ://doi.org/10.1175/1520-0469(1998)055⟨1209:TEOSTC⟩2.0.CO;2, 1998.

Petrescu, A. M., Van Beek, L. P., Van Huissteden, J., Prigent, C., Sachs, T., Corradi, C. A., Parmentier, F. J., and Dolman, A. J. : Modeling regional to global CH4 emissions of boreal and arctic wetlands, Global Biogeochemical Cycles, 24, https ://doi.org/10.1029/2009GB003610, 2010.

Ping, C. L., Jastrow, J. D., Jorgenson, M. T., Michaelson, G. J., and Shur, Y. L. : Permafrost soils and carbon cycling, SOIL, 1, 147–171, https ://doi.org/10.5194/soil-1-147-2015, 2015.

Pirk, N., Mastepanov, M., Parmentier, F.-J. W., Lund, M., Crill, P., and Christensen, T. R. : Calculations of automatic chamber flux measurements of methane and carbon dioxide using short time series of concentrations, Biogeosciences, 13, 903–912, https ://doi.org/10.5194/bg-13-903-2016, 2016a.

Pirk, N., Tamstorf, M. P., Lund, M., Mastepanov, M., Pedersen, S. H., Mylius, M. R., Parmentier, F. J. W., Christiansen, H. H., and Christensen, T. R. : Snowpack fluxes of methane and carbon dioxide from high Arctic tundra, Journal of Geophysical Research : Biogeosciences, 121, 2886–2900, https ://doi.org/10.1002/2016JG003486, 2016b.

Pirk, N., Mastepanov, M., López-Blanco, E., Christensen, L. H., Christiansen, H. H., Hansen, B. U., Lund, M., Parmentier, F. J. W., Skov, K., and Christensen, T. R. : Toward a statistical description of methane emissions from arctic wetlands, Ambio, 46, 70–80, https ://doi.org/10.1007/s13280-016-0893-3, 2017.

Portner, H., Bugmann, H., and Wolf, A. : Temperature response functions introduce high uncertainty in modelled carbon stocks in cold temperature regimes, Biogeosciences, 7, 3669–3684, https ://doi.org/10.5194/bg-7-3669-2010, 2010.

Potter, C. : An ecosystem simulation model for methane production and emission from wetlands, Global Biogeochemical Cycles, 11, 495–506, https ://doi.org/10.1029/97GB02302, 1997.

Potter, C. and Klooster, S. : Global model estimates of carbon and nitrogen storage in litter and soil pools : response to changes in vegetation quality and biomass allocation, Tellus B, 49, 1–17, https ://doi.org/10.1034/j.1600-0889.49.issue1.1.x, 1997.

Potter, C., Bubier, J., Crill, P., and Lafleur, P. : Ecosystem modeling of methane and carbon dioxide fluxes for boreal forest sites, Canadian Journal of Forest Research, 31, 208–223, https ://doi.org/10.1139/x00-164, 2001.

Prather, M. J., Holmes, C. D., and Hsu, J. : Reactive greenhouse gas scenarios : Systematic exploration of uncertainties and the role of atmospheric chemistry, Geophysical Research Letters, 39, https ://doi.org/10.1029/2012gl051440, 2012.

Preuss, I., Knoblauch, C., Gebert, J., and Pfeiffer, E.-M. : Improved quantification of microbial CH_4 oxidation efficiency in arctic wetland soils using carbon isotope fractionation, Biogeosciences, 10, 2539–2552, https ://doi.org/10.5194/bg-10-2539-2013, 2013.

Prigent, C., Matthews, E., Aires, F., and B. Rossow, W. : Remote sensing of global wetland dynamics with multiple satellite data sets, Geophysical Research Letters, 28, 4631–4634, 2001.

Prigent, C., Papa, F., Aires, F., Rossow, W. B., and Matthews, E. : Global inundation dynamics inferred from multiple satellite observations, 1993-2000, J. Geophys. Res., 112, D12 107, https ://doi.org/10.1029/2006JD007847, 2007.

Qiu, C., Zhu, D., Ciais, P., Guenet, B., Krinner, G., Peng, S., Aurela, M., Bernhofer, C., Brümmer, C., Bret-Harte, S., Chu, H., Chen, J., Desai, A. R., Dušek, J., Euskirchen, E. S., Fortuniak, K., Flanagan, L. B., Friborg, T., Grygoruk, M., Gogo, S., Grünwald, T., Hansen, B. U., Holl, D., Humphreys, E., Hurkuck, M., Kiely, G., Klatt, J., Kutzbach, L., Largeron, C., Laggoun-Défarge, F., Lund, M., Lafleur, P. M., Li, X., Mammarella, I., Merbold, L., Nilsson, M. B., Olejnik, J., Ottosson-Löfvenius, M., Oechel, W., Parmentier, F.-J. W., Peichl, M., Pirk, N., Peltola, O., Pawlak, W., Rasse, D., Rinne, J., Shaver, G., Schmid, H. P., Sottocornola, M., Steinbrecher, R., Sachs, T., Urbaniak, M., Zona, D., and Ziemblinska, K. : ORCHIDEE-PEAT (revision 4596), a model for northern peatland CO_2, water, and energy fluxes on daily to annual scales, Geoscientific Model Development, 11, 497–519, https ://doi.org/10.5194/gmd-11-497-2018, 2018.

Raich, J. W., Rastetter, E. B., Melillo, J. M., Kicklighter, D. W., Steudler, P. A., Peterson, B. J., Grace, A. L., Moore, B., and Vörösmarty, C. J. : Potential Net Primary Productivity in South America : Application of a Global Model, Ecological Applications, 1, 399–429, 1991.

Raivonen, M., Smolander, S., Backman, L., Susiluoto, J., Aalto, T., Markkanen, T., Mäkelä, J., Rinne, J., Peltola, O., Aurela, M., Lohila, A., Tomasic, M., Li, X.,

Larmola, T., Juutinen, S., Tuittila, E.-S., Heimann, M., Sevanto, S., Kleinen, T., Brovkin, V., and Vesala, T. : HIMMELI v1.0 : HelsinkI Model of MEthane buiLd-up and emIssion for peatlands, Geoscientific Model Development, 10, 4665–4691, https ://doi.org/10.5194/gmd-10-4665-2017, 2017.

Raundrup, K., Aastrup, P., Nyman, J., Lauridsen, T. L., Sander Johannsson, L., Henning Krogh, P., Lund, M., and Rasmussen, L. M. : NUUK BASIC : The BioBasis programme, in : Nuuk Ecological Research Operations, 3rd Annual Report, 2009, edited by Jensen, L. and Rasch, M., National Environmental Research Institute, Aarhus University, 2010.

Riley, W. J., Subin, Z. M., Lawrence, D. M., Swenson, S. C., Torn, M. S., Meng, L., Mahowald, N. M., and Hess, P. : Barriers to predicting changes in global terrestrial methane fluxes : Analyses using CLM4Me, a methane biogeochemistry model integrated in CESM, Biogeosciences, 8, 1925–1953, https ://doi.org/10.5194/bg-8-1925-2011, 2011.

Ringeval, B., Decharme, B., Piao, S. L., Ciais, P., Papa, F., de Noblet-Ducoudré, N., Prigent, C., Friedlingstein, P., Gouttevin, I., Koven, C., and Ducharne, A. : Modelling sub-grid wetland in the ORCHIDEE global land surface model : evaluation against river discharges and remotely sensed data, Geoscientific Model Development, 5, 941–962, https ://doi.org/10.5194/gmd-5-941-2012, 2012.

Roulet, N., Moore, T., Bubier, J., and Lafleur, P. : Northern fens : methane flux and climatic change, Tellus B, 44, 100–105, https ://doi.org/10.1034/j.1600-0889.1992.t01-1-00002.x, 1992.

Roulet, N. T. : Peatlands, carbon stoage, greenhouse gases, and the Kyoto protocol : prospects and significance for Canada, Wetlands, 20, https ://doi.org/10.1672/0277-5212(2000)020[0605:PCSGGA]2.0.CO;2, 2000.

Sander, R. : Compilation of Henry's law constants (version 4.0) for water as solvent, Atmospheric Chemistry and Physics, 15, 4399–4981, https ://doi.org/10.5194/acp-15-4399-2015, 2015.

Saunois, M., Bousquet, P., Poulter, B., Peregon, A., Ciais, P., Canadell, J. G., Dlugokencky, E. J., Etiope, G., Bastviken, D., Houweling, S., Janssens-Maenhout, G., Tubiello, F. N., Castaldi, S., Jackson, R. B., Alexe, M., Arora, V. K., Beerling, D. J., Bergamaschi, P., Blake, D. R., Brailsford, G., Brovkin, V., Bruhwiler, L., Crevoisier, C., Crill, P., Covey, K., Curry, C., Frankenberg, C., Gedney, N., Höglund-Isaksson, L., Ishizawa, M., Ito, A., Joos, F., Kim, H. S., Kleinen, T., Krummel, P., Lamarque, J. F., Langenfelds, R., Locatelli, R., Machida, T., Maksyutov, S., McDonald, K. C., Marshall, J., Melton, J. R., Morino, I., Naik, V., O'Doherty, S., Parmentier, F. J. W., Patra, P. K., Peng, C., Peng, S., Peters, G. P., Pison, I., Prigent, C., Prinn, R., Ramonet, M., Riley, W. J., Saito, M., Santini, M., Schroeder, R., Simpson, I. J., Spahni, R., Steele, P., Takizawa, A., Thornton, B. F., Tian, H., Tohjima, Y., Viovy, N., Voulgarakis, A., Van Weele, M., Van Der Werf, G. R., Weiss, R., Wiedinmyer, C., Wilton, D. J., Wiltshire, A.,

Worthy, D., Wunch, D., Xu, X., Yoshida, Y., Zhang, B., Zhang, Z., and Zhu, Q. : The global methane budget 2000-2012, Earth System Science Data, 8, 697–751, https ://doi.org/10.5194/essd-8-697-2016, 2016.

Schaefer, K., Lantuit, H., Romanovsky, V. E., Schuur, E. A. G., and Witt, R. : The impact of the permafrost carbon feedback on global climate, Environmental Research Letters, 9, 085 003, https ://doi.org/10.1088/1748-9326/9/8/085003, 2014.

Scharlemann, J. P., Tanner, E. V., Hiederer, R., and Kapos, V. : Global soil carbon : understanding and managing the largest terrestrial carbon pool, Carbon Management, 5, 81–91, https ://doi.org/10.4155/cmt.13.77, 2014.

Schimel, J. P. : Plant transport and methane production as controls on methane flux from arctic wet meadow tundra, Biogeochemistry, 28, 183–200, https ://doi.org/10.1007/BF02186458, 1995.

Schirrmeister, L., Grosse, G., Wetterich, S., Overduin, P. P., Strauss, J., Schuur, E. A., and Hubberten, H. W. : Fossil organic matter characteristics in permafrost deposits of the northeast Siberian Arctic, Journal of Geophysical Research : Biogeosciences, 116, 0–2, https ://doi.org/10.1029/2011JG001647, 2011.

Schlesinger, W. H. and Bernhardt, E. S. : Wetland Ecosystems, in : Biogeochemistry, chap. Wetland ec, pp. 233–274, Academic Press, Oxford, UK, elsevier edn., https ://doi.org/10.1016/B978-0-12-385874-0.00007-8, 2013.

Schneider Von Deimling, T., Grosse, G., Strauss, J., Schirrmeister, L., Morgenstern, A., Schaphoff, S., Meinshausen, M., and Boike, J. : Observation-based modelling of permafrost carbon fluxes with accounting for deep carbon deposits and thermokarst activity, Biogeosciences, 12, 3469–3488, https ://doi.org/10.5194/bg-12-3469-2015, 2015.

Schurgers, G., Dörsch, P., Bakken, L., Leffelaar, P., and Haugen, L. E. : Modelling soil anaerobiosis from water retention characteristics and soil respiration, Soil Biology and Biochemistry, 38, 2637 – 2644, https ://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.04.016, 2006.

Schuur, E. A. G., Bockheim, J., Canadell, J. G., Euskirchen, E., Field, C. B., Goryachkin, S. V., Hagemann, S., Kuhry, P., Lafleur, P. M., Lee, H., Mazhitova, G., Nelson, F. E., Rinke, A., Romanovsky, V. E., Shiklomanov, N., Tarnocai, C., Venevsky, S., Vogel, J. G., and Zimov, S. A. : Vulnerability of Permafrost Carbon to Climate Change : Implications for the Global Carbon Cycle, BioScience, 58, 701–714, https ://doi.org/10.1641/B580807, 2008.

Schuur, E. A. G., McGuire, A. D., Schädel, C., Grosse, G., Harden, J. W., Hayes, D. J., Hugelius, G., Koven, C. D., Kuhry, P., Lawrence, D. M., Natali, S. M., Olefeldt, D., Romanovsky, V. E., Schaefer, K., Turetsky, M. R., Treat, C. C., and Vonk, J. E. : Climate change and the permafrost carbon feedback, Nature, 520, 171–179, https ://doi.org/10.1038/nature14338, 2015.

Séférian, R., Delire, C., Decharme, B., Voldoire, A., Salas y Melia, D., Chevallier, M., Saint-Martin, D., Aumont, O., Calvet, J.-C., Carrer, D., Douville, H., Fran-

chistéguy, L., Joetzjer, E., and Sénési, S. : Development and evaluation of CNRM Earth system model – CNRM-ESM1, Geoscientific Model Development, 9, 1423–1453, https ://doi.org/10.5194/gmd-9-1423-2016, 2016.

Segers, R. : Methane production and methane consumption : a review of processes underlying wetland methane fluxes, Biogeochemistry, 41, 23–51, https ://doi.org/10.1023/A:1005929032764, 1998.

Segers, R. and Kengen, S. : Methane production as a function of anaerobic carbon mineralization : A process model, Soil Biology and Biochemistry, 30, 1107 – 1117, https ://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0038-0717(97)00198-3, 1998.

Serrano-Silva, N., Sarria-Guzmán, Y., Dendooven, L., and Luna-Guido, M. : Methanogenesis and Methanotrophy in Soil : A Review, Pedosphere, 24, 291–307, 2014.

Serreze, M. C. and Barry, R. G. : Processes and impacts of Arctic amplification : A research synthesis, Global and Planetary Change, 77, 85–96, https ://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004, 2011.

Shangguan, W., Dai, Y., Duan, Q., Liu, B., and Yuan, H. : A global soil data set for earth system modeling, Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 6, 249–263, https ://doi.org/10.1002/2013MS000293, 2014.

Siegel, D. I. : Evaluating cumulative effects of disturbance on the hydrologic function of bogs, fens, and mires, Environmental Management, 12, 621–626, https ://doi.org/10.1007/BF01867540, 1988.

Skov, K. : Spatiotemporal variability in methane emission from an Arctic fen over a growing season : dynamics and driving factors, Student thesis INES, 2014.

Smith, L. C. : Siberian Peatlands a Net Carbon Sink and Global Methane Source Since the Early Holocene, Science, 303, 353–356, https ://doi.org/10.1126/science.1090553, 2004.

Spahni, R., Chappellaz, J., Stocker, T. F., Loulergue, L., Hausammann, G., Kawamura, K., Fluckiger, J., Schwander, J., Raynaud, D., Masson-Delmotte, V., and Jouzel, J. : Atmospheric Methane and Nitrous Oxide of the Late Pleistocene from Antarctic Ice Cores, Science, 310, 1317 à 1321, https ://doi.org/10.1126/science.1120132, 2005.

Spahni, R., Wania, R., Neef, L., van Weele, M., Pison, I., Bousquet, P., Frankenberg, C., Foster, P. N., Joos, F., Prentice, I. C., and van Velthoven, P. : Constraining global methane emissions and uptake by ecosystems, Biogeosciences, 8, 1643–1665, https ://doi.org/10.5194/bg-8-1643-2011, 2011.

Stams, A. and Plugge, C. : The Microbiology of, in : Methane and climate changes, edited by Reay, D., Smith, P., and van Amstel, A., vol. 87, chap. The microbiology of methanogenesis, pp. 14–27, Earthscan London, London, UK, 2003.

Stephen, K., Arah, J., Thomas, K., Benstead, J., and Lloyd, D. : Gas diffusion coefficient profile in peat determined by modelling mass spectrometric data : implications for gas phase distribution, Soil Biology and Biochemistry, 30, 429–431, https ://doi.org/10.1016/S0038-0717(97)00118-1, 1998.

Stewart, C. E., Paustian, K., Conant, R. T., Plante, A. F., and Six, J. : Soil carbon saturation : concept, evidence and evaluation, Biogeochemistry, 86, 19–31, https ://doi.org/10.1007/s10533-007-9140-0, 2007.

Stone, D., Allen, M. R., Selten, F., Kliphuis, M., and Stott, P. A. : The Detection and Attribution of Climate Change Using an Ensemble of Opportunity, Journal of Climate, 20, 504–516, https ://doi.org/10.1175/JCLI3966.1, 2007.

Tamstorf, M., Iversen, K., Hansen, B., Sigsgaard, C., Fruergaard, M., Andreasen, R., Mastepanov, M., Falk, J., Ström, L., and Christensen, T. : NUUK BASIC : The GeoBasis programme, in : Nuuk Ecological Research Operations, 1st Annual Report, 2007, edited by Jensen, L. and Rasch, M., National Environmental Research Institute, Aarhus University, 2008.

Tang, J., Zhuang, Q., Shannon, R. D., and White, J. R. : Quantifying wetland methane emissions with process-based models of different complexities, Biogeosciences, 7, 3817–3837, https ://doi.org/10.5194/bg-7-3817-2010, 2010.

Tang, J. Y. and Riley, W. J. : Technical Note : Simple formulations and solutions of the dual-phase diffusive transport for biogeochemical modeling, Biogeosciences, 11, 3721–3728, https ://doi.org/10.5194/bg-11-3721-2014, 2014.

Tang, J. Y., Riley, W. J., Koven, C. D., and Subin, Z. M. : CLM4-BeTR, a generic biogeochemical transport and reaction module for CLM4 : model development, evaluation, and application, Geoscientific Model Development, 6, 127–140, https ://doi.org/10.5194/gmd-6-127-2013, 2013.

Tans, P. P. : Oxygen isotopic equilibrium between carbon dioxide and water in soils, Tellus, Series B : Chemical and Physical Meteorology, 50, 163–178, https ://doi.org/10.1034/j.1600-0889.1998.t01-1-00004.x, 1998.

Tarnocai, C., Canadell, J. G., Schuur, E. A. G., Kuhry, P., Mazhitova, G., and Zimov, S. : Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region, Global Biogeochemical Cycles, 23, 11, https ://doi.org/10.1029/2008GB003327, 2009.

Taylor, P., Letts, M. G., Roulet, N. T., Comer, N. T., Skarupa, M. R., and Diana, L. : Parametrization of peatland hydraulic properties for the Canadian land surface scheme Parametrization of Peatland Hydraulic Properties for the Canadian Land Surface Scheme, Atmosphere – Ocean (Canadian Meteorological & Oceanographic Society), 38, 37–41, 2000.

Tokida, T., Miyazaki, T., Mizoguchi, M., Nagata, O., Takakai, F., Kagemoto, A., and Hatano, R. : Falling atmospheric pressure as a trigger for methane ebullition from peatland, Global Biogeochemical Cycles, 21, n/a–n/a, https ://doi.org/10.1029/2006GB002790, 2007.

Treat, C. C., Wollheim, W. M., Varner, R. K., Grandy, A. S., Talbot, J., and Frolking, S. : Temperature and peat type control CO2 and CH4 production in Alaskan permafrost peats, Global Change Biology, 20, 2674–2686, https ://doi.org/10.1111/gcb.12572, 2014.

Treat, C. C., Natali, S. M., Ernakovich, J., Iversen, C. M., Lupascu, M., McGuire, A. D., Norby, R. J., Roy Chowdhury, T., Richter, A., Šantrůčková, H., Schädel, C., Schuur, E. A. G., Sloan, V. L., Turetsky, M. R., and Waldrop, M. P. : A pan-Arctic synthesis of CH4 and CO2 production from anoxic soil incubations, Global Change Biology, 21, 2787–2803, https ://doi.org/10.1111/gcb.12875, 2015.

Valdes, P. J., Beerling, D. J., and Johnson, C. E. : The ice age methane budget, Geophysical Research Letters, 32, https ://doi.org/10.1029/2004GL021004, 2005.

van der Molen, M. K., van Huissteden, J., Parmentier, F. J. W., Petrescu, A. M. R., Dolman, A. J., Maximov, T. C., Kononov, A. V., Karsanaev, S. V., and Suzdalov, D. A. : The growing season greenhouse gas balance of a continental tundra site in the Indigirka lowlands, NE Siberia, Biogeosciences, 4, 985–1003, https ://doi.org/10.5194/bg-4-985-2007, 2007.

van Huissteden, J. : Methane emission from northern wetlands in Europe during Oxygen Isotope Stage 3, Quaternary Science Reviews, 23, 1989 – 2005, https ://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.02.015, 2004.

van Wijk, M. T., Williams, M., and Shaver, G. R. : Tight coupling between leaf area index and foliage N content in arctic plant communities, Oecologia, 142, 421–427, https ://doi.org/10.1007/s00442-004-1733-x, 2005.

Vergnes, J.-P. : Développement d'une modélisation hydrologique incluant la représentation des aquifères : évaluation sur la France et à l'échelle globale, Ph.D. thesis, Université de Toulouse III - Paul Sabatier, 2012.

Vinther, B., Buchardt, S., Clausen, H., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S., Andersen, K., Blunier, T., Rasmussen, S., Steffensen, J., Svensson, A., Fisher, D., Koerner, R., Raynaud, D., and Lipenkov, V. : Holocene thinning of the Greenland ice sheet, Nature, 461, 385–388, https ://doi.org/10.1038/nature08355, 2009.

Voldoire, A., Decharme, B., Pianezze, J., Lebeaupin Brossier, C., Sevault, F., Seyfried, L., Garnier, V., Bielli, S., Valcke, S., Alias, A., Accensi, M., Ardhuin, F., Bouin, M.-N., Ducrocq, V., Faroux, S., Giordani, H., Léger, F., Marsaleix, P., Rainaud, R., Redelsperger, J.-L., Richard, E., and Riette, S. : SURFEX v8.0 interface with OASIS3-MCT to couple atmosphere with hydrology, ocean, waves and sea-ice models, from coastal to global scales, Geoscientific Model Development, 10, 4207–4227, https ://doi.org/10.5194/gmd-10-4207-2017, 2017.

Volta, A. : Lettres de M. Alexandre Volta sur l'air inflammable des marais, auxquelles on a ajouté trois lettres du même auteur tirées du journal de Milan, Impr. de J.H. Heitz, Strasbourg, 1778.

Walter, B. P. and Heimann, M. : A process-based, climate-sensitive model to derive methane emissions from natural wetlands : Application to five wetland sites, sensitivity to model parameters, and climate, Global Biogeochemical Cycles, 14, 745–765, https ://doi.org/10.1029/1999GB001204, 2000.

Walter, B. P., Heimann, M., Shannon, R. D., and White, J. R. : A process-based model

to derive methane emissions from natural wetlands, Geophysical Research Letters, 23, 3731–3734, https ://doi.org/10.1029/96gl03577, 1996.

Walter, B. P., Heimann, M., and Matthews, E. : Modeling modern methane emissions from natural wetlands : 1. Model description and results, Journal of Geophysical Research : Atmospheres, 106, 34 189–34 206, https ://doi.org/10.1029/2001JD900165, 2001a.

Walter, B. P., Heimann, M., and Matthews, E. : Modeling modern methane emissions from natural wetlands : 2. Interannual variations 1982-1993, Journal of Geophysical Research : Atmospheres, 106, 34 207–34 219, https ://doi.org/10.1029/2001JD900164, 2001b.

Walz, J., Knoblauch, C., Böhme, L., and Pfeiffer, E.-M. : Regulation of soil organic matter decomposition in permafrost-affected Siberian tundra soils - Impact of oxygen availability, freezing and thawing, temperature, and labile organic matter, Soil Biology and Biochemistry, 110, 34 – 43, https ://doi.org/10.1016/j.soilbio.2017.03.001, 2017.

Wania, R. : Modelling northern peatland land surface processes, vegetation dynamics and methane emissions., Ph.D. thesis, Bristol, UK, 2007.

Wania, R., Ross, I., and Prentice, I. C. : Implementation and evaluation of a new methane model within a dynamic global vegetation model : LPJ-WHyMe v1.3.1, Geoscientific Model Development, 3, 565–584, https ://doi.org/10.5194/gmd-3-565-2010, 2010.

White, C. M., Kemanian, A. R., and Kaye, J. P. : Implications of carbon saturation model structures for simulated nitrogen mineralization dynamics, Biogeosciences, 11, 6725–6738, https ://doi.org/10.5194/bg-11-6725-2014, 2014.

Wik, M., Varner, R. K., Anthony, K. W., MacIntyre, S., and Bastviken, D. : Climate-sensitive northern lakes and ponds are critical components of methane release, Nature Geoscience, 9, https ://doi.org/10.1038/ngeo2578, 2016.

Xu, X., Elias, D. A., Graham, D. E., Phelps, T. J., Carroll, S. L., Wullschleger, S. D., and Thornton, P. E. : A microbial functional group-based module for simulating methane production and consumption : Application to an incubated permafrost soil, Journal of Geophysical Research : Biogeosciences, 120, 1315–1333, https ://doi.org/10.1002/2015JG002935, 2015JG002935, 2015.

Xu, X., Yuan, F., Hanson, P. J., Wullschleger, S. D., Thornton, P. E., Riley, W. J., Song, X., Graham, D. E., Song, C., and Tian, H. : Reviews and syntheses : Four decades of modeling methane cycling in terrestrial ecosystems, Biogeosciences, 13, 3735–3755, https ://doi.org/10.5194/bg-13-3735-2016, 2016.

Yang, W. H., McNicol, G., Teh, Y. A., Estera-Molina, K., Wood, T. E., and Silver, W. L. : Evaluating the Classical Versus an Emerging Conceptual Model of Peatland Methane Dynamics, Global Biogeochemical Cycles, 31, 1435–1453, https ://doi.org/10.1002/2017GB005622, 2017.

Yu, Z., Loisel, J., Brosseau, D. P., Beilman, D. W., and Hunt, S. J. : Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum, Geophysical Research Letters, 37, https ://doi.org/10.1029/2010GL043584, 2010.

Yu, Z. C. : Northern peatland carbon stocks and dynamics : a review, Biogeosciences, 9, 4071–4085, https ://doi.org/10.5194/bg-9-4071-2012, 2012.

Yuan, Y., Conrad, R., and Lu, Y. : Responses of methanogenic archaeal community to oxygen exposure in rice field soil, Environmental Microbiology Reports, 1, 347–354, https ://doi.org/10.1111/j.1758-2229.2009.00036.x, URL http://dx.doi.org/10.1111/j.1758-2229.2009.00036.x, 2009.

Zhang, Y., Li, C., Trettin, C. C., Li, H., and Sun, G. : An integrated model of soil, hydrology, and vegetation for carbon dynamics in wetland ecosystems, Global Biogeochemical Cycles, 16, 9–1–9–17, https ://doi.org/10.1029/2001GB001838, 2002.

Zhang, Y., Sachs, T., Li, C., and Boike, J. : Upscaling methane fluxes from closed chambers to eddy covariance based on a permafrost biogeochemistry integrated model, Global Change Biology, 18, 1428–1440, https ://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02587.x, 2012.

Zhu, Q., Liu, J., Peng, C., Chen, H., Fang, X., Jiang, H., Yang, G., Zhu, D., Wang, W., and Zhou, X. : Modelling methane emissions from natural wetlands by development and application of the TRIPLEX-GHG model, Geoscientific Model Development, 7, 981–999, https ://doi.org/10.5194/gmd-7-981-2014, 2014.

Zhuang, Q., Melillo, J. M., Kicklighter, D. W., Prinn, R. G., McGuire, A. D., Steudler, P. A., Felzer, B. S., and Hu, S. : Methane fluxes between terrestrial ecosystems and the atmosphere at northern high latitudes during the past century : A retrospective analysis with a process-based biogeochemistry model, Global Biogeochemical Cycles, 18, n/a–n/a, https ://doi.org/10.1029/2004GB002239, 2004.

Zimov, S. A. : Climate Change : Permafrost and the Global Carbon Budget, Science, 312, 1612–1613, https ://doi.org/10.1126/science.1128908, 2006.

Zona, D., Gioli, B., Commane, R., Lindaas, J., Wofsy, S. C., Miller, C. E., Dinardo, S. J., Dengel, S., Sweeney, C., Karion, A., Chang, R. Y.-W., Henderson, J. M., Murphy, P. C., Goodrich, J. P., Moreaux, V., Liljedahl, A., Watts, J. D., Kimball, J. S., Lipson, D. A., and Oechel, W. C. : Cold season emissions dominate the Arctic tundra methane budget, Proceedings of the National Academy of Sciences, 113, 40–45, https ://doi.org/10.1073/pnas.1516017113, 2016.