



HAL
open science

Représentation des tourbières des hautes latitudes nord dans un modèle de surface : développement d'un schéma hydrologique et estimations des émissions de méthane

Chloé Largeron

► **To cite this version:**

Chloé Largeron. Représentation des tourbières des hautes latitudes nord dans un modèle de surface : développement d'un schéma hydrologique et estimations des émissions de méthane. Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes, 2016. Français. NNT : 2016GREAU045 . tel-01724557

HAL Id: tel-01724557

<https://theses.hal.science/tel-01724557>

Submitted on 6 Mar 2018

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

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Chloé LARGERON

Thèse dirigée par **Gerhard KRINNER** et **Philippe CIAIS**

préparée au sein du

Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement
et de l'École doctorale **Terre, Univers, Environnement**

Représentation des tourbières des hautes latitudes nord dans un modèle de surface Développement d'un schéma hydrologique et estimations des émissions de méthane

Thèse soutenue publiquement le **20 juin 2016**,
devant le jury composé de :

M. Dominique RAYNAUD

Directeur de recherche émérite au CNRS, LGGE, Grenoble, président

Mme Fatima LAGGOUN

Directrice de recherche au CNRS, ISTO, Orléans, rapporteur

M. Gilles BOULET

Directeur de recherche à l'IRD, CESBIO, Toulouse, rapporteur

M. Jean-Christophe CLÉMENT

Maître de conférence à l'UGA, LECA, Grenoble, examinateur

M. Gerhard KRINNER

Directeur de recherche au CNRS, LGGE, Grenoble, directeur de thèse

M. Philippe CIAIS

Directeur de recherche au CEA, LSCE, Paris, codirecteur de thèse

Mme Claire BRUTEL-VUILMET

Maître de conférence à l'UGA, LGGE, Grenoble, invitée



Résumé

Les tourbières sont largement présentes dans les hautes latitudes nord et plus particulièrement dans les régions de pergélisols. Elles contiennent un important stock de carbone et constituent l'une des plus grandes sources naturelles de méthane. Leur représentation dans un modèle de climat est alors primordiale pour améliorer celle du cycle du carbone. De plus, la contribution des émissions de méthane des tourbières reste encore incertaine et de nombreuses incertitudes persistent. Les émissions de méthane des tourbières dépendent fortement du climat et sont influencées principalement par la température et l'humidité du sol. Parallèlement, le réchauffement climatique particulièrement prononcé à ces latitudes conduit au dégel des pergélisols avec une augmentation de la profondeur de la couche active. Ce grand réservoir de carbone peut être partiellement mobilisé et émis sous forme de CO₂ ou CH₄, en fonction des conditions hydrologiques à la surface.

L'objectif de ces travaux de thèse consiste à représenter les tourbières des hautes latitudes dans le modèle de surface ORCHIDEE. Ce développement est effectué dans la version du modèle qui intègre les processus des hautes latitudes tels que le gel des sols. Les tourbières sont représentées par un schéma hydrologique spécifique ce qui améliore les échanges en énergie et en eau. La difficulté repose sur la représentation des processus locaux des tourbières à l'échelle d'un modèle de climat global. Certaines propriétés biologiques ont également été prises en compte afin de mieux représenter la végétation de ces milieux. Pour cela, les tourbières sont intégrées comme un nouveau type de végétation et représentées par une fraction de grille, basée sur des observations. Le comportement hydrologique et l'impact de cette intégration sont évalués à l'échelle des hautes latitudes ainsi qu'à l'échelle régionale. Ce développement permet d'estimer ensuite l'évolution de l'hydrologie des tourbières suite au réchauffement climatique. Les changements de l'hydrologie des tourbières d'ici la fin du siècle permettent de mieux évaluer les variations futures de leurs émissions de CH₄.

Ce travail de développement a ensuite été appliqué pour déterminer l'évolution des émissions de méthane. Les tourbières constituent l'une des plus grandes sources naturelles de méthane et contrôlent à plus de 70 % la variabilité interannuelle de la concentration atmosphérique de CH₄. Les émissions de méthane résultent de différents processus physiques et biologiques tels que la méthanogénèse et la méthanotrophie. Pour représenter ces processus, un modèle de densité de flux existant, intégré dans ORCHIDEE, a été adapté pour les tourbières afin d'estimer les émissions de méthane des tourbières des hautes latitudes. L'évolution de ces émissions est étudiée entre le début du 20^{ème} et la fin du 21^{ème} siècle selon différents scénarios climatiques.

Mots-clés : modèle de surface, tourbières, pergélisols, développement, représentation, hydrologie, émissions de méthane, projections climatiques.

Abstract

Peatlands are widely present in northern latitudes and especially in permafrost regions. They contain a high carbon stock and are one of the greatest natural sources of methane. Their representation in a climate model is crucial to improve the one of the carbon cycle. Moreover, the contribution of methane peatland emissions remains uncertain. Methane emissions from peatlands strongly depend on the climate and are influenced primarily by temperature and soil moisture. Meanwhile, climate change is particularly severe at these latitudes and leads to thawing permafrost with increasing the active layer depth. This large carbon reservoir may be partially mobilized and emitted as CO₂ or CH₄, depending on hydrological conditions at the surface.

The aim of this PhD thesis is to represent northern peatlands in the ORCHIDEE land surface model. This development is carried out in the version of the model that incorporates processes in high latitudes such as the soil freezing. Peatlands are represented by a specific hydrological scheme which improves the exchange of energy and water. The difficulty is based on the representation of local peatlands processes across a global climate model. Some biological properties were also considered to represent better vegetation of these environments. To do so, peatlands are integrated as a new type of vegetation and represented by a fraction of a grid, based on observations. The hydrological behaviour and the impact of this integration are estimated at the boreal scale as well as regionally. This development then allows estimate changes in the hydrology of peatlands due to global warming. Studying the changes in hydrology of peatlands by the end of the 21st century will improve the prediction of future changes in their CH₄ emissions.

This development work was then applied to determine the evolution of methane emissions. Peatlands are one of the largest natural sources of methane and control more than 70% interannual variability of atmospheric concentration of CH₄. Methane emissions result from various physical and biological processes such as methanogenesis and the methanotrophy. To represent these processes, a flux density model, integrated in ORCHIDEE, was adapted for peatlands to estimate their methane emissions. The evolution of these emissions is studied between the early 20th and late 21st centuries under different climate scenarios.

Keywords : land surface model, peatlands, permafrost, development, representation, hydrology, methane emissions, climate projections.

Remerciements

Le manuscrit qui est entre vos mains aujourd'hui a été rédigé grâce aux nombreux échanges ayant eu lieu durant ces années de thèse. Je souhaite tout d'abord remercier Gerhard Krinner pour m'avoir fait confiance et m'avoir permis d'entrer dans le monde des modélisateurs du climat, ainsi que pour tous ses conseils avisés. Je remercie également Philippe Ciais pour avoir aiguillé mes recherches et pour m'avoir fait bénéficier de son incontestable mémoire des références bibliographiques. Je les remercie aussi pour m'avoir présenté une partie de leur réseau scientifique très étendu, ce qui m'a permis par la suite d'acquérir une meilleure autonomie.

J'adresse mes remerciements à Fatima Laggoun et Gilles Boulet pour avoir accepté de rapporter ce travail. Je remercie à cette occasion les membres de l'ISTO et du LPC2E qui ont montré un grand intérêt pour mes travaux dans le cadre de notre collaboration visant à comparer mesures d'observations et simulations. Je remercie Gilles Boulet d'avoir contribué à améliorer ce manuscrit en y relevant les quelques maladresses d'écriture. Je remercie Dominique Reynaud pour avoir assuré la présidence du jury, ainsi que Claire Brutel et Jean-Christophe Clément pour avoir accepté d'examiner mes travaux de thèse.

Je remercie également le projet européen PAGE 21 d'avoir financé cette étude ainsi que les personnes liées à ce projet aussi bien pour leur présence autour d'un verre ou d'un repas lors des AG que pour leur aide scientifique. À cette occasion, je remercie l'ensemble de la communauté scientifique travaillant sur le développement du modèle ORCHIDEE. Je remercie tout particulièrement Fabienne Maignan, Joséphine Gathhas, Shushi Peng, Isabelle Gouttevin, Agnès Ducharne, Tao Wang, Jan Polcher, Nicolas Viovy et les nombreuses autres personnes du LSCE qui m'ont aidé à répondre à une question ou bien à résoudre des problèmes liés à ORCHIDEE. Je remercie aussi Arsène Druel pour son soutien et ses conseils pour parvenir à déboguer les erreurs du modèle.

Je remercie les murs du LGGE et l'ensemble du personnel pour leur accueil mais aussi pour m'avoir donné l'opportunité d'enrichir mes connaissances dans le domaine de la glaciologie. Je remercie bien évidemment mes homologues doctorants, post-doctorants et ingénieurs pour toutes les discussions autour d'un café, dans les bureaux ou lors des pauses midis et des *Friday beer*. Je tiens tout particulièrement à remercier mes co-bureau Étienne, Charles et Olivier pour leur soutien et leur humour, indispensable pour décompresser, notamment en fin de thèse. Merci également à Mathieu, Charles, Cyrille, Luc, Camille, Coline et tous les autres pour les pauses midis et les apéros passées à leur côtés. Plus généralement, je remercie tous mes amis avec qui j'ai partagé d'innombrables soirées grenobloises, lyonnaises et ardéchoises, ainsi que toutes les personnes qui m'ont accompagné pendant ces huit années d'études (voire un peu plus).

Je tiens à exprimer mon éternelle reconnaissance à ma famille pour sa confiance et son soutien financier, ainsi que pour m'avoir offert ces années d'études qui ont nourri ma curiosité et mon esprit

critique, développé mes pensées et permis de devenir ce que je suis aujourd'hui. Je les remercie également pour la relecture de ce manuscrit.

Enfin, j'adresse un immense merci à Mael pour m'avoir soutenu, compris et accompagné durant mes voyages et multiples excursions en montagnes grenobloises et aixoises, ainsi qu'au quotidien.

La connaissance progresse en intégrant en elle l'incertitude, non en l'exorcisant

Edgar Morin

Table des matières

1	Contexte de l'étude	13
1.1	Introduction	13
1.2	Cycle du carbone	14
1.2.1	Réservoirs de carbone	15
1.2.2	Évolution du cycle du carbone	16
1.2.2.1	Évolution naturelle du cycle du carbone	16
1.2.2.2	Évolution anthropique du cycle du carbone	17
1.2.2.3	Évolution de la biosphère	18
1.3	Description des tourbières	18
1.3.1	Formation des tourbières	19
1.3.2	Propriétés des tourbières	19
1.3.3	Distribution spatiale	21
1.4	Enjeux climatiques	22
1.4.1	Intérêt écologique des tourbières	22
1.4.2	Rôle des régions boréales sur le cycle de carbone	23
1.4.2.1	Pergélisols	23
1.4.2.2	Tourbières	24
1.4.3	Évolution des tourbières	24
1.5	Objectifs de la thèse	26
2	Représentation des tourbières et modèles de climat	29
2.1	Représentation des zones humides dans les modèles	29
2.2	Description des processus spécifique aux tourbières	32
2.2.1	Modèle de Wania	32
2.2.2	Modèle de Kleinen	35
2.2.3	Modèle de Frolking	38
2.2.4	Étude comparative des modèles de tourbières	41
2.3	Fonctionnement du modèle de surface ORCHIDEE	44
2.3.1	Principe Général	44
2.3.1.1	Fonctionnement d'un modèle de climat	44
2.3.1.2	Utilisation du modèle de surface ORCHIDEE	44
2.3.2	Description du modèle de surface ORCHIDEE	47
2.3.2.1	Présentation du modèle	47
2.3.2.2	Paramètres utilisés	48
2.4	Méthodologie appliquée au développement des tourbières	50
2.4.1	Introduction	50
2.4.2	Propriétés spécifiques	50

3	Implémentation et validation des processus hydrologiques des tourbières	55
3.1	Introduction	55
3.2	Description de l'hydrologie dans ORCHIDEE	56
3.2.1	Bilan d'eau	56
3.2.2	Deux hydrologies	56
3.2.2.1	Hydrologie bicouche	57
3.2.2.2	Hydrologie multi-couches	57
3.2.3	Paramètres hydrologiques	59
3.2.3.1	Paramètres de Van Genuchten	59
3.2.3.2	Conductivité hydraulique à saturation	60
3.2.3.3	Densité racinaire	61
3.2.3.4	Résistance à l'évaporation	61
3.3	Développement des processus de tourbières	63
3.3.1	Représentation de la végétation	63
3.3.1.1	Localisation des tourbières	64
3.3.1.2	Limitation en nutriment	67
3.3.1.3	Densité racinaire	71
3.3.2	Propriétés hydrologiques	72
3.3.2.1	Modifications apportées à l'hydrologie des tourbières	72
3.3.2.2	Position de nappe phréatique	74
3.3.2.3	Résistance à l'évaporation E	75
3.3.3	Propriétés pédologiques	77
3.4	Évaluation de l'hydrologie des tourbières	80
3.4.1	Étude sur site	80
3.4.1.1	Flux de carbone	80
3.4.1.2	Flux d'énergie	82
3.4.1.3	Profondeur de nappe phréatique	84
3.4.1.4	Sensibilité à la précipitation sur un site de tourbière ombrogène	87
3.4.2	Sensibilité de la fraction de tourbières à l'évaporation	88
3.4.2.1	Résistance à l'évaporation	88
3.4.2.2	Étude sur une région de tourbières en Russie	90
3.4.3	Impact sur le débit des rivières	91
3.4.4	Comparaison des variations de masse d'eau continentales avec les données GRACE	94
3.5	Conclusion	101
4	Évolution de l'hydrologie des tourbières des hautes latitudes nord	103
4.1	Introduction	103
4.2	Changements moyens	104
4.2.1	Climat moyen 1980-2013	104
4.2.1.1	Moyenne annuelle	104
4.2.1.2	Cycle saisonnier moyen	108
4.2.1.3	Comparaison modèle-observations des zones inondées	113
4.2.1.4	Sensibilité à la précipitation par types de tourbières	116
4.2.2	Changements climatiques moyens à l'horizon 2080-2100	120
4.2.2.1	Changements annuels moyens	120
4.2.2.2	Changements du cycle saisonnier moyen	123
4.3	Variabilité interannuelle	126
4.3.1	Variations interannuelles du climat entre 1980 et 2013	127

4.3.1.1	À échelle des hautes latitudes	127
4.3.1.2	À échelle régionale : cas du bassin de l'Ob	131
4.3.2	Variations interannuelles du climat futur du bassin de l'Ob de 2080 à 2100	136
4.4	Conclusion	139
5	Représentation des émissions de méthane des tourbières dans ORCHIDEE	143
5.1	Description des modules de carbone	144
5.1.1	Réservoir de carbone dans ORCHIDEE	144
5.1.2	Modèle de densités de flux de CH ₄	145
5.1.2.1	Description du modèle de Walter <i>et al.</i> (2001)	145
5.1.2.2	Adaptation du modèle par Ringeval (2011)	148
5.1.2.3	Modifications apportés au modèle de densité de flux de CH ₄	149
5.2	Émissions de méthane sur site des tourbières	150
5.2.1	Tourbière de la Guette	150
5.2.1.1	Localisation du site	150
5.2.1.2	Méthodes et paramètres utilisés	151
5.2.1.3	Carbone labile	152
5.2.1.4	Émissions de méthane	153
5.2.1.5	Sensibilité des émissions à la position de nappe et à la température	155
5.2.2	Tourbière du Minnesota	156
5.2.2.1	Localisation du site et méthode utilisée	156
5.2.2.2	Comparaison des émissions observées et simulées	156
5.2.3	Émissions de méthane des tourbières : comparaison modèle - mesures	158
5.3	Étude comparative des émissions de méthane des tourbières	160
5.3.1	Comparaison avec le modèle standard de Walter	160
5.3.2	Comparaison avec le modèle d'inversion de Bousquet	162
5.4	Impact de la prise en compte de la conservation du carbone	165
5.5	Émissions rétrospectives et actuelles de méthane des tourbières	167
5.5.1	Budget de méthane moyen pour la période 1980-2013	168
5.5.1.1	Émissions et absorptions annuelles moyennes de méthane et contribution des processus	168
5.5.1.2	Émissions de méthane dans les régions de pergélisols	170
5.5.2	Évolution du budget de méthane de 1901 à 2013	171
5.5.2.1	Évolution des émissions totales de méthane des tourbières	172
5.5.2.2	Répartition géographique des émissions de méthane	175
5.5.2.3	Évolution des émissions de méthane des tourbières inondées	177
5.6	Projection des émissions de méthane à horizon 2100	178
5.6.1	Évolution des émissions de méthane des tourbières	179
5.6.2	Émission de méthane dans les régions de pergélisols	182
5.7	Conclusion	183
6	Conclusions et Perspectives	187
	Conclusion	187
	Perspectives	190
	Bibliographie	193
	Acronymes	205
	Annexe	207

Chapitre 1

Contexte de l'étude

Sommaire

1.1 Introduction	13
1.2 Cycle du carbone	14
1.2.1 Réservoirs de carbone	15
1.2.2 Évolution du cycle du carbone	16
1.3 Description des tourbières	18
1.3.1 Formation des tourbières	19
1.3.2 Propriétés des tourbières	19
1.3.3 Distribution spatiale	21
1.4 Enjeux climatiques	22
1.4.1 Intérêt écologique des tourbières	22
1.4.2 Rôle des régions boréales sur le cycle de carbone	23
1.4.3 Évolution des tourbières	24
1.5 Objectifs de la thèse	26

Le contexte dans lequel s'inscrit ce travail de thèse est présenté dans ce premier chapitre qui détaille le fonctionnement général du cycle de carbone ainsi que la description et le rôle des tourbières. La problématique portant sur les enjeux climatiques et le devenir des stocks de carbone contenus dans les surfaces terrestres boréales sera détaillée par la suite afin d'introduire l'objectif de mon travail de thèse.

1.1 Introduction

Les changements climatiques dus aux émissions humaines de GES¹ sont de nos jours incontestables. Afin d'estimer au mieux les conséquences du changement climatique, il est nécessaire de bien comprendre les processus climatiques et les interactions entre l'atmosphère, l'océan, la biosphère et la cryosphère. L'ensemble du système "Terre" a continuellement des échanges en eau, en énergie et en composés chimiques tels que le carbone. Ainsi, l'augmentation des GES dans l'atmosphère interagit avec les différentes composantes du système climatique et fait intervenir de nombreuses rétroactions positives et négatives.

1. Gaz à Effet de Serre

Les plus grands réservoirs de carbone des sols, présentés en Figure 1.1, sont situés dans les hautes latitudes nord en particulier dans les régions de pergélisols². Il existe dans ces dernières de vastes zones humides dont les tourbières ayant une haute teneur en carbone et totalisant de nos jours entre 250 et 455 PgC³, soit environ un tiers de la totalité du réservoir de carbone des sols (Gorham, 1991). Ces régions nordiques sont également les plus exposées au réchauffement climatique, avec une augmentation de la température pouvant aller jusqu'à 9 °C pour la période 2081-2100 par rapport à la période 1986-2005 selon le scénario RCP8.5 décrit dans le 5^{ème} rapport du GIEC⁴ (Stocker *et al.*, 2013).

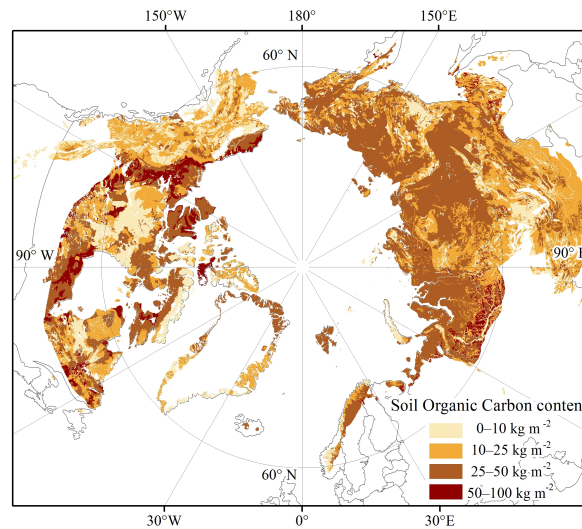


Fig. 1.1 – Estimation de la teneur en carbone organique dans le premier mètre du sol dans les régions de pergélisols, obtenu par la *Northern Circumpolar Soil Carbon Database* (NCSCD) (Hugelius *et al.*, 2013)

Le changement climatique affecte par ailleurs l'écosystème des tourbières en perturbant le rôle qu'elles ont sur le cycle du carbone actuellement considéré comme un puits et pouvant devenir source de carbone. De plus, le dégel des pergélisols est susceptible de libérer une grande quantité de carbone, ce qui entraînerait une rétroaction positive au réchauffement climatique. De ce fait, l'étude des processus climatiques des hautes latitudes dans les régions de pergélisols est primordiale afin de mieux comprendre les évolutions possibles des réservoirs de carbone.

1.2 Cycle du carbone

De nombreuses activités humaines telles que l'exploitation des combustibles fossiles, la déforestation, les pratiques agricoles ainsi que le développement de l'industrie ont causé une augmentation de la concentration atmosphérique des GES. En effet, la concentration moyenne de carbone dans l'atmosphère a largement augmenté : celle de CO₂ est passé de 278 ppmv⁵ en 1750 à 390.5 ppmv

2. Les pergélisols, largement connu sous le nom anglais *permafrost*, sont par définition des sols gelés en profondeur pendant au moins 2 années consécutives.

3. 1 PgC = 10¹⁵ gC = 1 GtC

4. Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (traduction française de l'IPCC).

5. partie par million par volume

en 2011 et celle de CH_4 de 722 ppbv⁶ à 1803 ppbv sur la même période (Ciais *et al.*, 2013). Malgré les variations naturelles de concentration de carbone au cours des différents temps géologiques, les concentrations de carbone du début de ce siècle ont dépassé celles enregistrées au cours des derniers 800 ka⁷. Cependant, toutes les émissions de carbone ne s'accumulent pas dans l'atmosphère. Les océans et la biosphère terrestre constituent des puits de carbone conséquents. C'est pourquoi il est important de bien comprendre le cycle du carbone pour évaluer les conséquences de l'augmentation des GES.

Le cycle du carbone représente les quantités de carbone échangées entre les différentes composantes du système Terre selon des processus physiques, chimiques et biologiques. Ainsi, l'augmentation de la concentration de carbone dans l'un des réservoirs peut perturber l'ensemble du cycle. Les processus de ce cycle interviennent sur des échelles de temps très variées.

1.2.1 Réservoirs de carbone

On caractérise les réservoirs de carbone par leur flux d'échange, leur taille et par le temps de résidence du carbone qui varie de quelques années à plusieurs millions d'années.

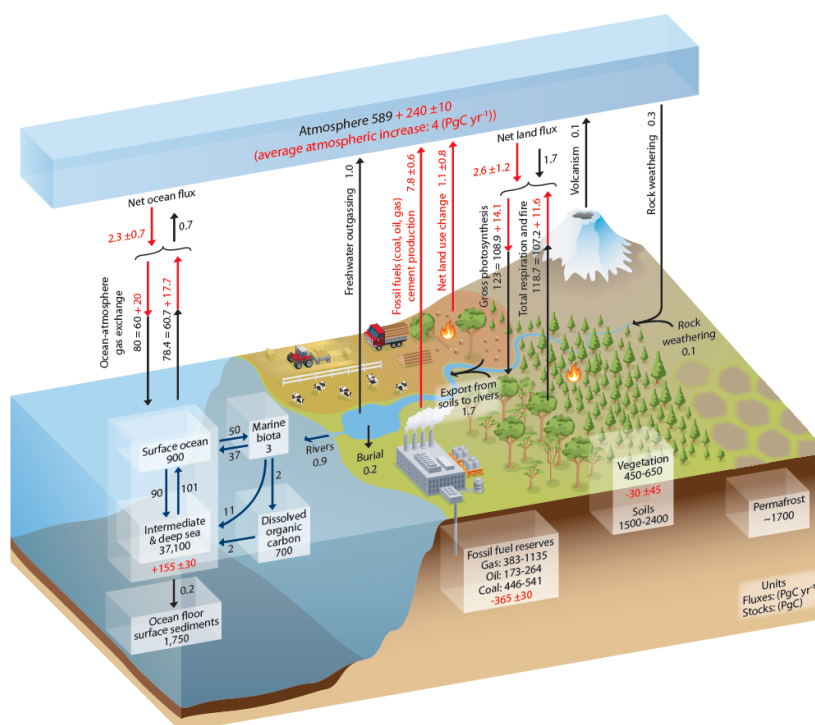


Fig. 1.2 – Représentation des réservoirs de carbone rapides et intermédiaires (en GtC). Les flèches noires représentent les flux naturels et les flèches rouges l'effet des activités humaines (en GtC/an) (Ciais *et al.*, 2013)

On les distingue par les notions de réservoirs “rapides”, “intermédiaires” et “lents” ayant respectivement des réserves de carbone de plus en plus conséquentes. Les plus grandes quantités de carbone sont stockées dans les sédiments et la croûte terrestre où le carbone s'est accumulé depuis des millions d'années. Les quantités de carbone enfouies dans ces réservoirs profonds (ou lents) peuvent être

6. *part per billion per volume* (partie par milliard)

7. 1 ka = 1 000 ans

redirigées vers l'atmosphère lors des éruptions volcaniques. Les réservoirs de surfaces (ou rapides) échangent le carbone sur des échelles de temps beaucoup plus courtes. Le réservoir de carbone atmosphérique est estimé à environ 600 GtC avant l'ère industrielle.

L'océan et la biosphère : puits naturels de carbone

Près de la moitié des émissions atmosphériques de carbone est dissous dans les océans⁸ sous forme de bicarbonates. Le flux d'échange océan-atmosphère est proportionnel à la différence de pression partielle de CO₂ dans l'air et à la surface des océans ainsi qu'à un coefficient d'échange qui dépend de la vitesse du vent. Le réservoir océanique est estimé à 900 GtC en surface et à 37 100 GtC en profondeur (Sarmiento et Gruber, 2006).

La composante continentale du cycle du carbone regroupe les sols et la végétation dont le réservoir est estimé entre 450-650 GtC pour la biomasse et 1500-2400 GtC contenus dans la matière organique de la litière et des sols (hors zones humides et pergélisols). La séquestration du carbone par les plantes se fait par le processus de la photosynthèse et constitue la biomasse, estimée à 60 GtC/an (Gaillardet et Viovy, 2011). Cette quantité est en partie consommée par les animaux et décomposée par les micro-organismes présents dans les sols. C'est par ce processus de décomposition que le carbone est réémis vers l'atmosphère. De plus, l'absorption du CO₂ lors de la photosynthèse se produit majoritairement pendant la période de croissance des végétaux tandis que la respiration se produit tout au long de l'année, si bien que l'on observe des variations saisonnières du cycle atmosphérique de CO₂ de l'ordre de quelques ppmv. Ces cycles sont d'autant plus marquées dans l'hémisphère nord où les surfaces continentales sont prédominantes.

1.2.2 Évolution du cycle du carbone

Les concentrations atmosphériques de carbone sont connues de 800 ka BP à aujourd'hui. Avant l'ère industrielle, leur évolution était uniquement gouvernée par des forçages naturels. De nos jours, les émissions anthropiques de gaz à effet de serre augmentent considérablement la quantité de carbone dans l'atmosphère et bouleversent l'ensemble du cycle du carbone.

1.2.2.1 Évolution naturelle du cycle du carbone

L'évolution naturelle des gaz à effet de serre est contrôlée par un ensemble de mécanismes où de nombreuses rétroactions entrent en jeu. A courte échelle de temps, les échanges de carbone entre réservoirs rapides maintiennent l'équilibre du cycle du carbone. Les océans sont de loin les plus grands réservoirs de carbone rapide (<1 kyr). Cependant, la capacité d'absorption du carbone des réservoirs terrestres et océaniques varie fortement au cours du temps.

À longues échelles de temps, l'évolution naturelle du CO₂ atmosphérique varie parallèlement à l'évolution de la température moyenne à la surface de la Terre, et plus particulièrement avec celle de l'Antarctique (Figure 1.3). Les variations sont particulièrement marquées lors des cycles glaciaires-interglaciaires avec des amplitudes pouvant aller de 180 ppmv au dernier maximum glaciaire jusqu'à 265 ppmv au début de l'Holocène pour le CO₂ (Monnin *et al.*, 2001). Lors des périodes glaciaires,

8. une partie du carbone absorbé par les lacs est ensuite redirigée vers les océans sous forme de carbone organique dissous

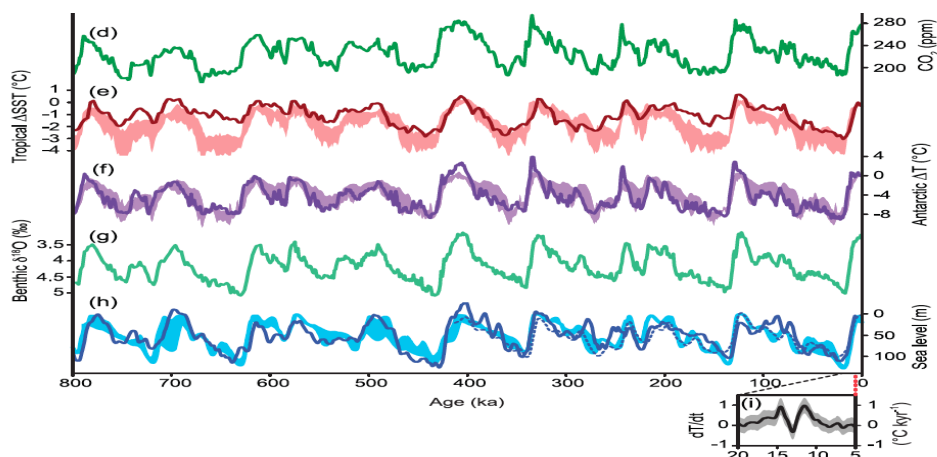


Fig. 1.3 – Évolution naturelle des derniers 800 ka de la concentration atmosphérique de CO₂ (d), du niveau des mers (h), de la température de l'air (f) et à la surface des océans (e) et de la variation d'O¹⁸ (g) (Masson-Delmotte *et al.*, 2013)

la diminution des concentrations de GES atmosphériques est principalement causée par une augmentation de la capacité d'absorption du carbone des océans. L'augmentation de cette dernière est à l'origine de plusieurs phénomènes. Elle provient en partie d'une forte solubilité du CO₂ dans les eaux plus froides mais également de la circulation des océans, de l'activité biologique marine,...

Durant les derniers 400 ka, les variations atmosphériques de CH₄ oscillent entre 350 ppbv durant l'optima glaciaire et 800 ppbv. Ces variations sont notamment marquées par les périodicités orbitales de la Terre (Petit *et al.*, 1999). Le niveau moyen de concentration est de 700 ppbv au cours du dernier millénaire (Blunier *et al.*, 1993).

1.2.2.2 Évolution anthropique du cycle du carbone

Depuis le début de l'ère industrielle, l'exploitation des énergies fossiles, la déforestation et l'utilisation des terres ont entraîné une forte augmentation des quantités de carbone sous forme de CO₂ et de CH₄ dans l'atmosphère, comme présenté dans la Figure 1.4. Le CO₂, composé chimique de carbone dominant dans l'atmosphère, a augmenté de plus de 110 ppm. De nos jours, sa concentration est en moyenne de 400 ppmv, ce qui correspond à une masse de plus de 830 PgC (Joos *et al.*, 2013). L'augmentation de la concentration de CO₂ atmosphérique conduit à une augmentation de l'absorption de CO₂ dans les océans, ce qui entraîne une acidification des océans. Le pH des eaux superficielles a diminué de 0.1 depuis 1750 à nos jours, ce qui correspond à une augmentation de concentration de 26% en ion hydrogène. Cela entraîne également une diminution du dioxygène dissous dans les océans, ce qui impacte également le cycle du carbone.

Depuis le début de l'ère industrielle, la concentration atmosphérique de CH₄ a augmenté d'un facteur 2.5, passant de 722 ppbv à plus de 1800 ppbv de nos jours. Le taux de croissance était pourtant proche de zéro dans les années 2000 illustrant un état d'équilibre entre source et puits de méthane (Dlugokencky *et al.*, 2003). Depuis 2007, le taux de CH₄ augmente de nouveau avec une anomalie positive estimée à 21 et 18 TgCH₄/an en 2007 et 2008 respectivement comparé à la période 1999-2006. Cette augmentation pourrait être causée par l'augmentation des zones humides dans les régions tropicales et des hautes latitudes nord (Bousquet *et al.*, 2011). En effet, l'augmentation exponentielle

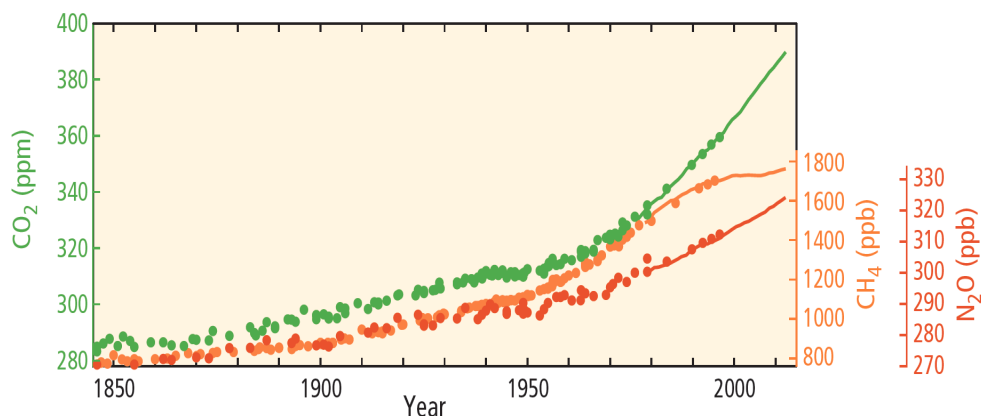


Fig. 1.4 – Évolution des concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre depuis 1850 de CO_2 en vert, de CH_4 en orange et de N_2O en rouge déterminées à partir des mesures atmosphériques (lignes) et des données de carottes de glace (points). (IPCC, 2014)

de la quantité de méthane atmosphérique est causée aussi bien par les émissions anthropiques que par le traitement des déchets ainsi que l'utilisation des terres, l'expansion des rizières pour l'agriculture et l'augmentation massive du nombre de ruminants (Barnosky, 2008). Cette augmentation est également causée par des sources naturelles, en particulier les zones humides dont les émissions sont estimées entre 177-284 Tg/an. Le radical OH troposphérique représente le principal puits de méthane estimé entre 464-517 Tg/an. La somme des sources de méthane est estimée entre 542-852 Tg/an contre 592-785 Tg/an pour les puits de méthane pour la période 2000-2009 (Ciais *et al.*, 2013).

1.2.2.3 Évolution de la biosphère

Du point de vue de la biosphère, l'augmentation de CO_2 a un effet fertilisant sur la végétation. Cela entraîne une augmentation de la photosynthèse. Cette croissance est cependant limitée en fonction de la disponibilité en eau, de la température et des nutriments présents dans le sol tels que le phosphore et l'azote, ce dernier étant limitant dans les écosystèmes tempérés et boréaux. La croissance des végétaux est contrôlée également par la température et les précipitations. Les besoins en eau influencent fortement la capacité d'absorption du carbone des écosystèmes environnants. Les émissions anthropiques de gaz à effet de serre ont entraîné des modifications climatiques qui ont un impact important sur la biosphère. Ces dernières peuvent agir comme des rétroactions positives susceptibles d'augmenter davantage les émissions de carbone dans l'atmosphère. De nos jours, une attention particulière est portée sur les régions de pergélisols contenant un important stock de carbone où coexistent thermokarst⁹, yedoma¹⁰ et tourbières. Cette partie est discutée dans la section 1.4.2.

1.3 Description des tourbières

Les tourbières sont des zones humides caractérisées par un sol saturé en eau et pauvre en oxygène, où la matière organique se décompose lentement. Cette matière organique peu décomposée s'accumule progressivement au fil du temps, et forme ce que l'on appelle la tourbe.

9. affaissement progressif lié à la cryoturbation (processus de gel/dégel) où l'eau de la fonte des neiges s'infiltrerait formant des lacs dits "thermokarstiques"

10. dépôts de sédiments riches en glace formés par les processus thermokarstiques lors des dernières périodes glaciaires contenant une proportion de glace comprise entre 50 et 80% du volume du sol.

1.3.1 Formation des tourbières

La génèse d'une tourbière se produit selon deux conditions :

- **Bilan hydrique annuel positif** : les apports en eau (précipitation, ruissellement, nappe) doivent être supérieurs aux pertes (évapotranspiration, écoulements latéraux) à l'échelle annuelle et décennale.
- **Accumulation de matière organique** : la production de matière organique doit être supérieure à la décomposition.

Les conditions météorologiques et topographiques jouent un rôle majeur dans la formation des tourbières. Celles-ci se sont largement développées dans les hautes latitudes nord après la dernière déglaciation. La fonte des glaces a permis un apport en eau conséquent, ce qui a été favorable à la formation des tourbières. En effet, les conditions les plus favorables allient des régions à fortes précipitations avec des températures relativement basses afin de limiter l'évapotranspiration. La haute teneur en eau des sols des tourbières est maintenue suite à un mauvais drainage profond. Ce dernier s'explique par la présence de pergélisols pour les tourbières boréales. Le sol étant gelé en profondeur, l'eau ne peut être drainé.

Il existe plusieurs catégories de tourbières qui se différencient en fonction des caractéristiques du milieu qui ont permis leur formation. La topographie joue également un rôle majeur, cas des types de tourbières représentés à gauche sur la Figure 1.5. L'apport en eau peut provenir du ruissellement le long d'une faible pente, de la fonte des neiges ou encore à cause de l'atterrissement d'un plan d'eau. Les tourbières peuvent être favorisées par un microclimat avec des précipitations abondantes (cas des tourbière ombrogène décrit dans la Figure 1.5 e et 1.5f), par l'inondation périodique d'une vallée (cas d'une tourbière fluviogène, Figure 1.5 d) ou encore par le transport latéral d'une nappe affleurante ou le ruissellement de surface (cas d'une tourbière limnogène, Figure 1.5 c).

1.3.2 Propriétés des tourbières

L'une des conditions de développement des tourbières consiste à avoir un bilan hydrique positif, cela se traduit par un milieu où le sol est constamment gorgé d'eau, situé dans un climat humide.

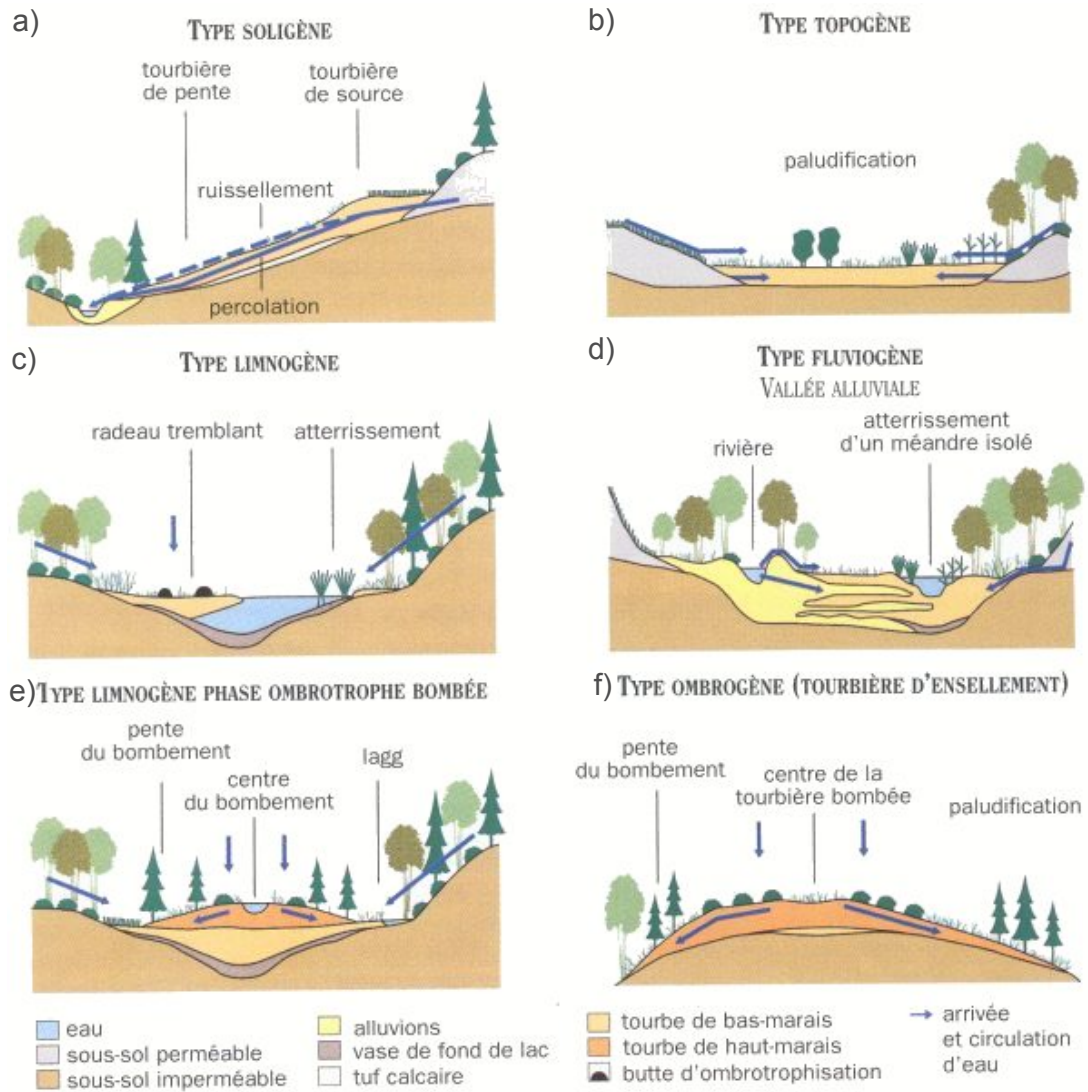
On distingue les tourbières selon deux types d'alimentation en eau :

- Tourbières minérotrophes¹¹ : l'alimentation en eau vient principalement des eaux de ruissellement et de la nappe souterraine.
- Tourbières ombrotrophes¹² : alimentées uniquement par les précipitations.

Dans ces milieux, les sols sont saturés en eau et constituent des milieux anoxiques avec un pH faible. Ils sont également pauvres en nutriments et ont une activité microbienne limitée. La végétation présente dans les tourbières pouvant survivre dans ces milieux acides et pauvre en oxygène sont bien souvent des sphaignes, des plantes carnivores, des linaigrettes, des herbacées ou parfois des arbustes. Ces végétaux ont une importante capacité de rétention d'eau. Plus particulièrement, les tourbières boréales et tempérées sont largement composées de sphaignes. Ces dernières sont des mousses gorgées d'eau qui ont la capacité de stocker plus de 20 fois leur poids sec en eau. Ces végétaux ont une importante capacité de rétention d'eau dont la partie résiduelle s'accumule au fil des

11. fen en anglais

12. bog en anglais



Les flèches indiquent les mouvements latéraux ou verticaux de l'eau.

Fig. 1.5 – Schéma des différents types de tourbières classées selon leur topographie et leur micro-climat décrit par (Manneville, 1999).

années et ne se décompose pas. Ces espèces sont les principales responsables de l'accumulation de tourbe. Ces conditions environnementales particulières favorisent l'accumulation de la matière organique. Compte tenu de l'importante teneur en eau des sols des tourbières, la décomposition de la matière organique est fortement ralentie. De ce fait, les tourbières contiennent d'importantes quantités de carbone confinés dans le sol. Le rôle important des tourbières sur le cycle du carbone est détaillé dans la section 1.4.2.

La structure verticale de la tourbe se distingue en deux couches :

L'**acrotelme** est la partie supérieure, cette partie du sol est aérobie et l'activité microbienne est présente. La profondeur moyenne de l'acrotelme est de l'ordre de 30 cm (Wania *et al.*, 2009a)

Le **catotelme** est la partie anoxique du sol qui est constamment saturé en eau, avec une activité microbienne très faible et une matière organique très compacte.

Le niveau de la nappe phréatique est toujours situé au dessus de cette couche. Sa position varie entre la limite haute du catotelme notamment en été où l'évapotranspiration est la plus importante et en période de fonte de neige, la nappe phréatique peut s'avérer au dessus de la surface du sol.

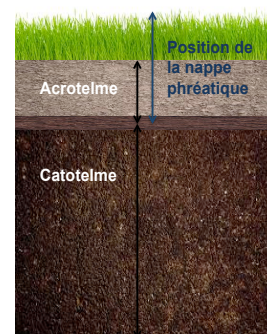


Fig. 1.6 – Structure verticale de la tourbe

En résumé, une tourbière est un milieu caractérisé par une importante teneur en eau dans les sols. Cette dernière est causé par un important apport en eau, un mauvais drainage, ainsi qu'une topographie et un micro-climat spécifique. La végétation pouvant survivre dans ces milieux inondés permet une importante rétention en eau et favorise l'accumulation de la matière organique. À long terme, ces deux conditions conduisent à une accumulation du carbone organique entraînant, entre autres, d'importantes émissions de méthane vers l'atmosphère.

1.3.3 Distribution spatiale

Comme nous l'avons vu précédemment, la turbification¹³ est favorable dans un climat où les précipitations sont supérieures à l'évapotranspiration. Le bilan hydrique devant être positif, les tourbières se trouvent principalement dans les zones tempérées et boréales où les températures sont basses, ce qui ralentit les processus de décomposition. Les tourbières sont également présentes en zones tropicales où les abondantes précipitations permettent de compenser les pertes d'eau par évapotranspiration (PAGE *et al.*, 2011).

Les tourbières représentent seulement 3% des surfaces continentales. Cependant, dans certaines régions comme le Canada, elles recouvrent près de 11% du territoire ; les tourbières situés en Sibérie de l'Ouest que l'on distingue Figure 1.7(a) recouvrent également plus de 10% de la surface dont leur superficie totale dépasse 1 Mkm² pour cette région. À l'échelle du globe, l'étendue des tourbières est estimée à 4.3 Mkm² dont 4.0 Mkm² sont situées dans les hautes latitudes nord. Parmi les tourbières des hautes latitudes nord, les études de Tarnocai *et al.* (2009) comptabilisent près de 3.5 Mkm² localisées dans les régions de pergélisols (en incluant les zones continues, discontinues et sporadiques),

13. processus de génèse des tourbières

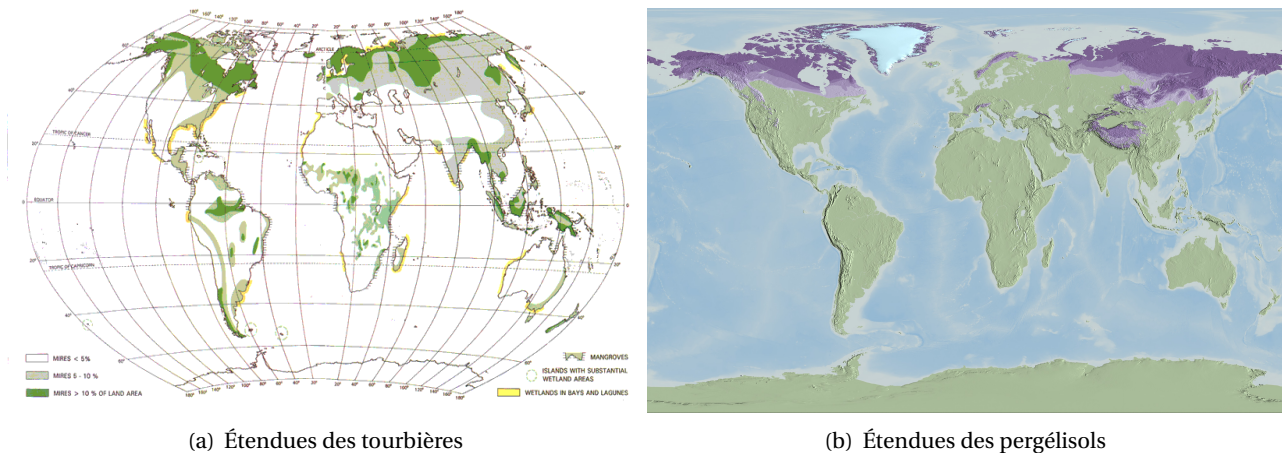


Fig. 1.7 – (a) : Répartition géographique des tourbières d'après l'IPS *International Peatland Society*. (b) : Répartition géographique des pergélisols (GCMD/NASA (Stevens *et al.*, 2012)).

avec plus de 1 Mkm² dans la région de l'Amérique du Nord et plus de 2.5 Mkm² en Eurasie. Comme le montre la figure 1.7, la majorité des étendues de tourbières (figure 1.7(a)) coïncide avec les régions de pergélisols (figure 1.7(b)). La hausse de l'ensoleillement des régions polaires au début de l'Holocène a entraîné un pic de la formation des tourbières (voir section 1.4.3). Dans ces régions, le maintien de la haute teneur en eau des sols des tourbières est principalement causé par un mauvais drainage. Ce dernier s'explique par la présence de sol gelé en profondeur où l'eau ne peut être évacué. Un important réservoir de carbone est alors confiné dans les tourbières de ces régions (Figure 1.1). Cependant, la coexistence des régions de pergélisols et des tourbières rend difficile le comptage distinct de la quantité de carbone contenue dans chacun de ces grands réservoirs.

Ces derniers sont principalement situés dans les régions boréales. En outre, ce sont les régions les plus sensibles face au réchauffement climatique où l'augmentation de la température et de la précipitation est la plus élevée. Puisque pergélisols et tourbières représentent d'importants stocks de carbone, étudier l'évolution de leur étendue spatiale représente un intérêt majeur afin de mieux estimer les conséquences de ces changements.

1.4 Enjeux climatiques

1.4.1 Intérêt écologique des tourbières

Les tourbières jouent un rôle prépondérant tant bien au niveau de l'hydrologie, de la biologie que de la climatologie. De nos jours, les tourbières sont bien souvent des espaces protégés afin de préserver les écosystèmes particuliers qui y vivent ainsi que pour maintenir le réservoir en eau. Elles jouent également un rôle crucial sur le cycle du carbone qui sera détaillé dans la section suivante (1.4.2).

Du point de vue de l'hydrologie, les tourbières ont un effet à échelle locale et constituent un microclimat. Compte tenu de la saturation en eau quasi permanente des tourbières, les flux d'évapotranspiration peuvent être élevés. La part des flux de chaleurs latentes dans le bilan d'énergie de surface devient alors plus important (faible ratio de Bowen¹⁴). Cela entraîne un refroidissement du sol puis de l'air via les flux de chaleur sensible. Ces perturbations varient en fonction des saisons et de

14. Le ratio de Bowen (ou rapport de Bowen) est le ratio entre le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente

la position de la nappe phréatique. De manière plus générale, ces milieux permettent de retenir l'eau lors de périodes de précipitations abondantes, ce qui permet de limiter partiellement les crues et réguler le débit des eaux de surface en restituant progressivement l'eau aux hydrosystèmes adjacents. La capacité de restitution de l'eau dépend de la position de la nappe phréatique qui varie en fonction des saisons. Les tourbières jouent aussi le rôle de filtration de l'eau (dénitrification, stockage des sédiments et polluants).

Lorsque le sol est anaérobique, la décomposition de la matière organique s'effectue par méthanogénèse, ce qui entraîne des émissions de méthane. Ce dernier peut être transformé en CO₂ par méthanotrophie si la partie supérieure du sol est aérobique. Dans le cas échéant, ce méthane est émis vers l'atmosphère.

1.4.2 Rôle des régions boréales sur le cycle de carbone

Les sols des régions boréales sont particulièrement riches en carbone organique et constitue un large réservoir de carbone. Principalement localisés dans les régions de pergélisols et des zones humides, ces sols représentent un rôle majeur dans le cycle de carbone et constituent actuellement un puits de carbone. Cependant, les changements climatiques sont susceptibles de modifier ces réservoirs modifiant ainsi les flux d'émissions de carbone issues de ces régions.

1.4.2.1 Pergélisols

Par définition, le pergélisol désigne les sols gelés en permanence pendant au moins deux années consécutives. Ces régions recouvrent près de 25% de la surface terrestre de l'hémisphère Nord, ce qui représente environ 18.7 Mkm² (Zhang *et al.*, 1999). Ces étendues incluent également les zones de pergélisols discontinues. L'accumulation progressive de carbone depuis le pléistocène et l'holocène reste confiné dans ces sols. En effet, la décomposition de carbone est fortement ralentie dans les sols gelés. Les réservoirs de carbone contenus dans ces régions sont estimés de nos jours à près de 1700 Pg de carbone, soit près de 50% du réservoir de carbone organique total (Tarnocai *et al.*, 2009). Ces quantités incluent le carbone enfoui dans les couches profondes dont 350–465 Gt de dépôts deltaïques¹⁵ et 456 ± 45 GtC de yedoma¹⁶. Ces derniers entraînent la formation de lacs thermokarstiques en période de dégel, relâchant en moyenne 30% de carbone sous forme de méthane (Zimov *et al.*, 2006). Parmi ces réservoirs de carbone, on estime à 1035 ± 150 Gt de carbone organique dans les trois premiers mètres du sol (Schuur *et al.*, 2015). Soulignons que cette dernière valeur comprend également les quantités de carbone des sols des tourbières dans les régions de pergélisols.

Le réchauffement climatique entraîne une augmentation de profondeur de la couche active¹⁷. De plus, le dégel des pergélisols favorise l'activité microbienne qui produit de la chaleur lors de la décomposition de la matière organique (Khvorostyanov *et al.*, 2008). Actuellement, de nombreux modèles considèrent les régions boréales comme un puits de carbone. Cependant, l'intégration des processus de pergélisols dans les modèles de climat est encore mal représentée. Les études de Koven *et al.* (2011) montrent que ces régions peuvent passer d'un état de puits à celui de source de carbone. L'étendue totale des pergélisols dont les sols sont gelés dans les 3 premiers mètres du sol tend à être réduit de 30% d'ici la fin du siècle avec le scénario SRES¹⁸ A2. Pour cette même étude, les émissions totales

15. sédiments déposés par les rivières et contenant de la matière organique.

16. dépôts de sédiments riches en glace formés par les processus thermokarstiques lors des dernières périodes glaciaires contenant une proportion de glace comprise entre 50 et 80% du volume du sol.

17. On définit la profondeur de couche active comme étant la profondeur du sol qui subit des périodes de gel et dégel

18. *Special Report on Emissions Scenarios*

issues des pergélisols sont estimés entre 7-17 PgC pour le CO₂ et entre 41-70 TgCH₄/an pour le CH₄ d'ici 2100. D'autres études estiment des émissions de carbone (incluant CO₂ et CH₄) allant de 50 à 250 PgC entre 2000 et 2100 selon le scénario RCP8.5 (Ciais *et al.*, 2013).

1.4.2.2 Tourbières

Les zones humides représentent un large stock de carbone estimé entre 300-700 GtC (Bridgman *et al.*, 2006). Des études plus récentes comptabilisent entre 473 à 621 GtC pour les tourbières des régions boréales (Yu *et al.*, 2010). Cela représente plus de 25% du réservoir de carbone total contenu dans les sols. Les conditions du milieu étant défavorables à la vie des microorganismes responsables de la décomposition du sol, la production de matière organique est supérieure à la décomposition, la matière organique s'accumule. A l'échelle mondiale, les tourbières stockent du carbone avec un taux d'accumulation moyen¹⁹ de 18.6 gC/m²/an (Yu *et al.*, 2010). Actuellement, les tourbières ont une absorption moyenne de 0.1 Gt de carbone par an. Cependant les perturbations anthropiques et climatique ainsi que l'extraction de la tourbe et le drainage peuvent transformer ces milieux en source de carbone.

Les zones humides sont en effet l'une des sources naturelles de CH₄ les plus importantes du globe et émettent un total estimé entre 100-231 TgCH₄/an (Menon *et al.*, 2007). Cela représente environ 17-40% de la concentration de méthane atmosphérique annuelle ((Ciais *et al.*, 2013)). De plus, la variabilité interannuelle de la concentration atmosphérique de méthane est principalement causée par les variations des émissions de méthane provenant des zones humides ((Bousquet *et al.*, 2006)). Les tourbières boréales contribuent à elles seules jusqu'à 30% de la variabilité interannuelle de méthane atmosphérique ((Bousquet *et al.*, 2011)). Malgré les émissions de méthane qui, de plus, ont un potentiel de réchauffement global²⁰ 25 fois supérieur à celui du CO₂, les tourbières restent actuellement un puits de carbone. Toutefois, le réchauffement climatique peut perturber les conditions climatiques des tourbières, pouvant transformer ces réservoirs considérés comme puits en sources de carbone.

1.4.3 Évolution des tourbières

Le développement maximal des tourbières situées dans l'hémisphère nord s'est produit au début de l'Holocène (11-8 ka BP²¹) (MacDonald *et al.*, 2006). Leur taux d'accumulation maximal de carbone s'est produit pendant cette période où les conditions climatiques étaient favorables à leur formation. En effet, cette période est marquée par un fort ensoleillement en été et une forte saisonnalité pour les latitudes Nord. Ce pic d'accumulation de carbone est permis par une augmentation de la production des plantes lors des étés chauds mais aussi par la diminution de la respiration pendant les hivers froids (Yu *et al.*, 2010). Cette tendance est particulièrement visible pour la région de Sibérie de l'Ouest comme représenté Figure 1.8. Le taux d'accumulation de carbone maximal pour les tourbières de l'hémisphère Nord ont atteint près de 25 gC/m²/an (Yu *et al.*, 2010). Cela se produit lorsque leur taux d'expansion est également maximal. De plus, cette expansion coïncide avec le pic de méthane atmosphérique qui a atteint 700 ppbv à cette période et la diminution de la quantité de CO₂ atmosphérique.

19. Moyenne sur 33 sites de tourbières de l'hémisphère nord

20. Le Potentiel de Réchauffement Global est mesuré en fonction du réchauffement potentiel du CO₂ sur une échelle de temps de 100 ans.

21. Before Present

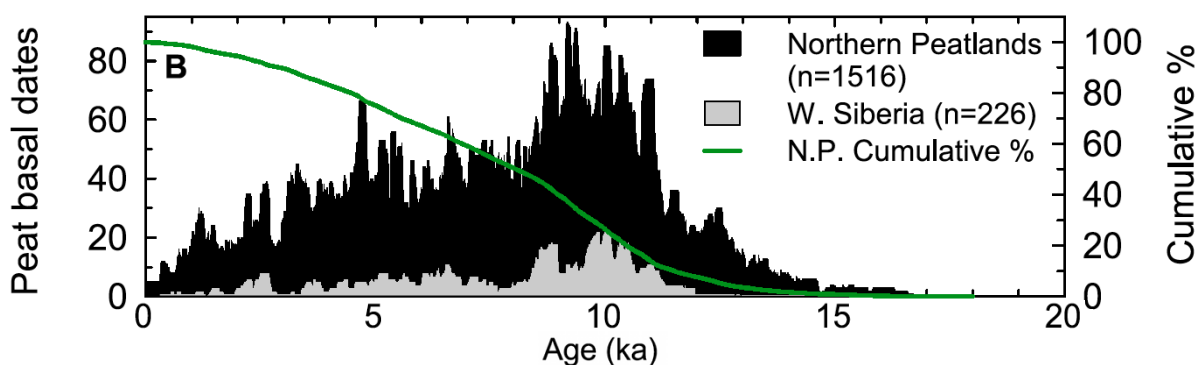


Fig. 1.8 – Dynamique des tourbières depuis le dernier maximum glaciaire représenté par la fréquence de l'âge de la tourbe. (Yu *et al.*, 2010; MacDonald *et al.*, 2006)

Pour le reste du globe, les tourbières de l'hémisphère sud (Patagonie et Nouvelle Zélande) se sont développées autour de 16 ka PB tandis que les tourbières tropicales se sont développées plus tardivement (4-8 ka BP) grâce à une période marquée par de fortes moussons. L'expansion des tourbières diminue à partir du milieu de l'Holocène (Yu *et al.*, 2010). En effet, la diminution du taux d'accumulation est causée par un refroidissement du climat après la période du maximum thermique de l'Holocène. De nos jours, plus de 90% des tourbières du globe sont présents dans l'hémisphère Nord.

Au cours des derniers 200 ans, la superficie globale des tourbières a probablement diminué de 0.5 Mkm² soit 10-15% de la superficie totale (Bridgham *et al.*, 2006). Depuis le moyen-Âge, les activités humaines ont perturbé les écosystèmes des tourbières de part l'utilisation de ces milieux. Longtemps considérées comme des terres inutilisées, les tourbières étaient drainées pour être utilisées pour l'agriculture et la reforestation. 0.15 Mkm² de tourbières ont été drainées pour la production de bois dans les régions boréales et tempérées. Ces utilisations ont conduit à une diminution de ces étendues. Le drainage agricole et forestier provoque une augmentation des émissions de CO₂ et de N₂O et une diminution des émissions de CH₄. Ces modifications anthropiques transforment ces tourbières en source de carbone d'environ 0.1 PgC/an avec une augmentation de N₂O d'un facteur 20 et une baisse de 10% des émissions de CH₄ (0.005 PgCH₄/an) (Frolking *et al.*, 2011). De plus, l'exploitation de la tourbe est aussi largement utilisée comme combustible fossile. En Finlande, moins de 10% des tourbières demeure dans un état naturel (Paivanen, 1997).

En outre, les tourbières drainées ainsi que leur assèchement suite au réchauffement climatique conduit à une augmentation de la fréquence des feux et des étendues des tourbières brûlées (Turetsky *et al.*, 2015). Cela participe à l'augmentation de relâchement de carbone lors des épisodes de feux (Bond-Lamberty *et al.*, 2007). En effet, la fréquence des feux et la superficie brûlée ont plus que doublé entre les années 80-90 par rapport aux années 60-70 dans les régions boréales d'Amérique du Nord (Kasischke et Turetsky, 2006). La majorité des feux des tourbières boréales est associée à des conditions météorologiques chaudes et sèches (Turetsky *et al.*, 2004). Ces feux sont responsables d'importantes sources de CH₄ (Kasischke et Bruhwiler, 2002).

Au Canada, plus de 30% des tourbières sont présentes dans les régions de pergélisols continus et 40% dans les autres régions de pergélisols (discontinus, sporadiques et isolées) (Tarnocai, 2006). Le taux d'accumulation de carbone des tourbières gelées est deux fois plus faible que dans les régions dépourvues de pergélisols (Beilman *et al.*, 2009). Cependant, le dégel du pergélisol a des impacts di-

rects et indirects sur les émissions de carbone des tourbières. Le dégel de la tourbe est susceptible d'accentuer la décomposition et d'augmenter le relâchement de carbone (Dorrepaal *et al.*, 2009). De manière indirecte, le changement de profondeur de nappe phréatique, de végétation et le taux de séquestration du carbone entraîne également des modifications sur les émissions de GES. Les études de Frolking *et al.* (2011) montrent néanmoins que les variations d'émissions sont plus sensibles aux changements de niveaux de nappes phréatiques qu'aux changements de température.

L'évolution future des tourbières varie largement selon les régions. Les tourbières côtières peuvent devenir inondées suite à une hausse du niveau des mers. En outre, la superficie des tourbières tropicales tend à diminuer suite aux fortes perturbations anthropiques telles que la plantation massive et suite à l'augmentation de la fréquence des feux. A l'inverse, la superficie des tourbières des hautes latitudes est susceptible d'augmenter suite au dégel des pergélisols et à la formation de thermokarst (Jorgenson *et al.*, 2001).

Actuellement, de nombreuses incertitudes persistent sur l'évolution future des tourbières et des zones humides. Les études de Koven *et al.* (2011) soulignent une diminution de l'étendue globale des zones humides suite à l'augmentation de l'évapotranspiration causé par la hausse des températures d'ici la fin du siècle. Cependant, la fertilisation du CO₂ permet d'augmenter la productivité des plantes des zones humides conduisant ainsi à augmenter le substrat de méthanogénèse. Les émissions de méthane issues des zones humides vont passer de 34 Tg/an à 71-74 Tg/an d'ici la fin du siècle. Si on considère la même superficie des zones humides dans le futur, les émissions de méthane seraient susceptibles d'atteindre jusqu'à 102 ± 36 Tg/an (Koven *et al.*, 2011). Selon les études de Avis *et al.* (2011), la production de méthane future des zones humides dans les hautes latitudes et en particulier dans les régions de pergélisols, va avoir un signal complexe durant les prochains siècles. Ces études montrent une diminution des étendues des zones humides, avec cependant, un nombre de jours "humides"²² plus élevé, passant de moins de 120 jours/an à presque 150 jours/an. Cette augmentation est due à une période de fonte plus longue et à une hausse de la profondeur de couche active entraînant une plus forte humidité dans les sols. Cependant, cette conclusion tend à s'inverser lorsque les sols ne seront plus gelés, entraînant ainsi une nette diminution du nombre de jours humides atteignant moins de 10 jours/an pour l'horizon 2200.

1.5 Objectifs de la thèse

L'accumulation à long terme de carbone organique dans les tourbières et le relâchement de méthane associé confèrent aux tourbières un rôle majeur dans le cycle du carbone. La majorité d'entre elles sont localisées dans les régions boréales où pergélisols et tourbières coexistent. Ces milieux constituent l'un des plus importants réservoirs de carbone contenus dans les sols. La prise en compte de ces milieux dans un modèle de climat est alors primordial afin de bien représenter le cycle du carbone actuel. Les tourbières ont également un rôle important sur le cycle hydrologique. Ces milieux saturés en eau influencent la variabilité du débit des rivières, de la réponse aux inondations et des quantités d'eau souterraines. Par ailleurs, ils sont fortement influencés par le contrôle des pergélisols sur l'hydrologie.

De plus, les tourbières boréales se situent dans les régions du globe où le réchauffement climatique est le plus élevé. La hausse des températures conduisant à un dégel des pergélisols, le bilan

22. nombres de jours où le sol est saturé en eau

hydrologique des tourbières risque d'être fortement perturbé. Celui-ci entraîne à son tour un bouleversement des échanges de carbone des tourbières avec l'atmosphère. Les changements climatiques sont susceptibles de modifier l'état hydrologique des tourbières et les émissions naturelles de carbone issues de ces régions, pouvant ainsi transformer les réservoirs de carbone puits en source de carbone. En outre, il est important que les modèles de climat futur prennent en compte l'ensemble des grands réservoirs de carbone ainsi que les processus contrôlant leur bilan carbone à long terme.

Ma thèse a pour objectifs d'améliorer la représentation de l'hydrologie des tourbières dans les modèles de climat, dans le but d'estimer la vulnérabilité des tourbières boréales face aux changements climatiques. En effet, une représentation précise de l'hydrologie des tourbières localisées dans les régions de pergélisols permet de mieux comprendre les variations hydrologiques causées à la fois par la hausse des températures, le dégel des pergélisols et l'augmentation des précipitations dans ces régions. Cette représentation permet à son tour de déterminer les quantités d'émissions de méthane des tourbières boréales et d'estimer les variations des émissions de méthane de ces milieux d'ici 2100 dans le cadre d'un changement climatique futur.

Afin de répondre à ces objectifs, mes travaux de thèse ont consisté d'une part à inclure les processus des tourbières au sein d'un modèle de surface, et d'autre part à estimer l'évolution future des stocks de carbone des tourbières, en particulier dans les régions des hautes latitudes nord où sont situés les pergélisols. Ces travaux ont porté sur les développements des propriétés spécifiques des tourbières au sein du modèle de surface continentale de l'IPSL²³, nommé ORCHIDEE²⁴, qui intègre d'ores et déjà les propriétés de gel du sol nécessaires à la bonne représentation des pergélisols. Le choix des paramétrisations repose sur celles utilisées pour représenter les tourbières dans d'autres modèles, en les adaptant à la structure existante du modèle ORCHIDEE. Ces développements ont ainsi permis d'améliorer les estimations des flux d'émissions de carbone actuels et futurs issus des surfaces continentales des hautes latitudes arctiques et subarctiques jusqu'en 2100, selon différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre.

La suite de ce manuscrit est divisée en quatre chapitres articulés autour des problématiques venant d'être exposées.

Le travail de recherche bibliographique est synthétisé dans le Chapitre 2 qui décrit à la fois les différentes méthodes utilisées pour implémenter les zones humides et les tourbières selon différents modèles existants et décrit également la description et le fonctionnement du modèle de surface continentale ORCHIDEE utilisé lors de ma thèse.

Le Chapitre 3 détaille l'ensemble des implémentations effectuées sur les différents processus hydrologiques des tourbières ainsi que leurs validations effectuées sur sites et pour l'ensemble des hautes latitudes nord.

Le Chapitre 4 présente le comportement de l'hydrologie des tourbières des hautes latitudes nord en déterminant l'évolution de l'hydrologie des tourbières actuelles et futures aussi bien à échelle saisonnière qu'interannuelle.

Enfin, le Chapitre 5 associe les développements de l'hydrologie des tourbières effectués au cours

23. Institut Pierre Simon Laplace - Institut de recherche en sciences de l'environnement

24. *ORganising Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms*

de cette thèse avec un modèle de densité de flux de méthane pré-existant (Walter *et al.*, 2001) qui a été adapté pour les tourbières. Ce chapitre présente l'évolution des émissions totales de méthane des tourbières situés au delà de 45 °N entre 1901 et 2100.

Ce manuscrit se termine par un chapitre conclusif synthétisant les travaux effectués dans ce manuscrit en pointant les perspectives associées à chacun de ces travaux.

Chapitre 2

Représentation des tourbières et modèles de climat

Sommaire

2.1 Représentation des zones humides dans les modèles	29
2.2 Description des processus spécifique aux tourbières	32
2.2.1 Modèle de Wania	32
2.2.2 Modèle de Kleinen	35
2.2.3 Modèle de Frolking	38
2.2.4 Étude comparative des modèles de tourbières	41
2.3 Fonctionnement du modèle de surface ORCHIDEE	44
2.3.1 Principe Général	44
2.3.2 Description du modèle de surface ORCHIDEE	47
2.4 Méthodologie appliquée au développement des tourbières	50
2.4.1 Introduction	50
2.4.2 Propriétés spécifiques	50

Ce second chapitre présente l'état de l'art constituant la base bibliographique de l'étude. Il traite en premier lieu des méthodes utilisées pour implémenter les processus des zones humides et plus particulièrement des tourbières selon différents modèles de climat. Dans un second temps, le fonctionnement général d'un modèle de climat ainsi que les outils nécessaires à son utilisation seront décrits, en appuyant sur les particularités du modèle de surface continentale de l'IPSL nommé ORCHIDEE qui est utilisé tout au long de la thèse. La dernière partie de ce chapitre synthétise les méthodes choisies pour implémenter les processus des tourbières des hautes latitudes nord dans le modèle d'ORCHIDEE.

2.1 Représentation des zones humides dans les modèles

Les surfaces d'eau libres telles que les lacs, les étangs et les zones humides ont une influence sur le climat avoisinant ces milieux. L'inclusion de ces surfaces dans les modèles de climat est essentielle de part leur influence sur le climat local et régional. Les surfaces d'eau libres (ISW¹) comportent de nombreuses différences par rapport aux autres surfaces de sol, à savoir leur rugosité, leur albédo, leur capacité de chaleur ainsi que leurs échanges en énergie et en eau. Les études de Bonan (1995) ont

1. *Inland Surface Water*

montré que l'inclusion des surfaces d'eau libres dans un GCM ont entraîné une diminution moyenne de 2-3 °C pour le mois de juillet dans les régions des ISW des hautes latitudes, entraînant une augmentation des flux de chaleur latente de 10-45 W/m² et une diminution des flux de chaleur sensible de 5-30 W/m². En outre, la prise en compte des grands lacs aux États unis dans le modèle a engendré une diminution de la température, ce qui a permis de diminuer le biais de température dans cette région. Par ailleurs, les études de Contoux *et al.* (2013) ont montré l'influence du lac Tchad sur le climat régional. La forte source d'évaporation au dessus du lac provoque une diminution de la précipitation dans cette région, de part le frein de la convection profonde stoppée par l'air froid ascendant au dessus de la surface du lac. Ces masses d'air humides et plus froides sont ensuite transportées vers la rive droite du lac qui bénéficie d'un climat plus humide.

De manière générale, les surfaces d'eau libres jouent un rôle primordial sur l'hydrologie régionale. Les échanges d'eau et d'énergie au dessus de ces surfaces facilitent le transport d'humidité et permettent également de tempérer le climat local. A ce sujet, les études de Krinner et Boike (2010) projettent une réduction des étendues d'eau libres des hautes latitudes d'ici la fin du siècle. L'impact de cette réduction diffère suivant les saisons et la disparition de ces dernières conduirait à un refroidissement pendant les saisons hivernales et à un réchauffement lors des périodes estivales.

Après avoir montré l'influence des processus physiques des flux d'eau et d'énergie au dessus des lacs et des zones humides, l'inclusion des surfaces d'eau libres dans les modèles permet d'améliorer la représentation de ces processus. Ces surfaces étant nettement inférieures à la résolution des GCM, elles sont représentées par une fraction de la maille. La représentation des ISW dans les études de Bonan (1995) s'est effectuée par une version modifiée du modèle atmosphérique CCM2². La fraction de lacs et des zones humides est donnée pour chaque point de grille. Les échanges énergétiques et de température sont calculés lorsque la fraction atteint 5% au minimum. La couverture sous maille de la végétation est ensuite déduite avec la fraction des ISW. Pour les lacs, le modèle détermine le bilan d'énergie par un modèle de stratification thermique 1D basé sur le concept de la diffusion turbulente. Les flux de chaleur sensible H sont déterminés par l'équation 2.1, avec T_s et T_a la température de surface et de l'air (K), ρ_a la densité de l'air (kg.m⁻³), C_p la capacité calorifique de l'air (J.kg⁻¹.K⁻¹) et r_a la résistance aérodynamique de l'air (s.m⁻¹). Les flux de chaleur latente λE sont représentés équation 2.2 où e* est la pression de vapeur saturante à la température de surface, e_a la pression de vapeur de l'air (Pa) et γ une constante psychrométrique (Pa.K⁻¹). Enfin, le modèle de stratification thermique 1D décrit équation 2.3 est similaire au modèle de lacs méso-échelle de Hostetler *et al.* (1993). T désigne la température (K), z la profondeur, k_m et k_e le coefficient de diffusion moléculaire et de diffusion turbulente respectivement (m².s⁻¹), c_w la capacité de chaleur de l'eau (J.m⁻³.K⁻¹) et φ le terme de source de chaleur du rayonnement de chaleur (W.m⁻²). Le coefficient varie avec la vitesse de friction et la profondeur du lac. Le modèle de lac est défini selon 6 couches verticales allant jusqu'à 20 m de profondeur.

$$H = \frac{T_s - T_a}{r_a} \times \rho_a C_p \quad (2.1)$$

$$\lambda E = \frac{e_* - e_a}{r_a} \frac{\rho_a C_p}{\gamma} \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[(k_m + k_e) \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \frac{1}{c_w} \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad (2.3)$$

Le modèle de lacs développé par Krinner (2003) est également basé sur les développements de Bonan (1995). Ce modèle est intégré dans la partie continentale du modèle atmosphérique LMDZ. Ce modèle représente l'absorption de la lumière avec la profondeur, la conduction de la chaleur turbulente, la convection, les changements de phase, l'accumulation de neige et sa fonte, les flux de chaleur sensible et latente ainsi que les termes liés au bilan d'eau. Les lacs sont représentés par une surface distincte où les flux turbulents de chaleur latente et sensible sont calculés séparément pour chaque type de surface (lacs, glace, sol, océan, zones humides). La surface des lacs est fixe et est décrit comme une fraction de grille. Dans ce modèle, les lacs sont remplis par les précipitations et le ruissellement de surface provenant des autres types de surfaces. Seule une fraction du ruissellement est introduit dans les lacs. Cette fraction correspond à la fraction de grille occupée par les lacs. La perte d'eau des lacs se produit par évaporation et par écoulement. Ce dernier s'effectue avec une constante de temps de 5 jours lorsque la profondeur dépasse une profondeur critique fixée à 5 mètres. Les études de Contoux *et al.* (2013) ont également utilisé ce modèle de lacs à travers LMDZA_LAKE où le modèle de lacs est décrit comme un module de surface d'eau composé de 8 couches décrivant les processus hydrologiques et thermiques des lacs.

Les études de Krinner (2003) ont également intégré les zones humides dans le module de surface du modèle atmosphérique. Décrites comme les lacs, leur différence provient des flux sortants par écoulement n'ayant pas de dépendance avec la profondeur d'eau des zones humides. La perte d'eau est calculée par une constante de temps τ_{out} qui dépend de l'indice de drainage i_d (équation 2.4).

$$\tau_{out} = 50d * i_d - 40d \quad (2.4)$$

A la différence des lacs, la fraction f des zones humides dans la maille peut être prescrite mais aussi calculée selon l'équation 2.5. La fraction de zones humides maximale f_m varie dans le temps, q représente la quantité totale d'eau des zones humides et q_c sa valeur critique définie par $q_c = f_m h_c$ avec h_c la profondeur critique fixée à 0.05 m.

$$f = f_m \max(0.01, 1 - e^{-q/q_c}) \quad (2.5)$$

La fraction de ruissellement des autres surfaces qui est réintroduite par les zones humides est définie par la fraction maximale f_m des zones humides. En effet, la fraction maximale f_m est plus représentative du bassin hydrographique des zones humides que la fraction f qui varie dans le temps et qui, de plus, peut être très faible lors des saisons sèches.

En plus de leur impact climatique directe, les zones humides jouent un rôle important en tant que source de méthane atmosphérique. Par conséquent, le climat est influencé par les étendues des zones humides. Cependant, ces étendues et leurs émissions de méthane associées dépendent également du climat. L'inclusion des zones humides dans les modèles de climat permettent de mieux comprendre les rétroactions qu'ont les zones humides sur le climat. Plus particulièrement, les sols des tourbières constituent un important stock de carbone. Afin d'estimer leur émissions de méthane, la bonne représentation du bilan d'eau des tourbières est alors essentielle afin de mieux représenter leur flux de carbone. La végétation associée à ces milieux joue également un rôle sur l'hydrologie et l'accumulation de carbone dans ces sols.

2.2 Description des processus spécifique aux tourbières

Après avoir montré l'influence des zones humides sur le climat et la nécessité de les représenter dans les modèles de climat, cette section se focalise sur les zones humides qui sont des tourbières. Ces dernières ont une superficie fixe à l'échelle décennale. La particularité des tourbières repose sur une hydrologie qui fluctue selon les saisons. Les émissions de méthane associées aux tourbières sont alors fortement dépendantes du niveau de la nappe phréatique. De plus, certaines plantes vivant dans ces milieux anoxiques et faibles en nutriments sont des plantes vasculaires, ce qui favorise le transport de méthane vers l'atmosphère par les racines. La forte teneur en eau dans ces sols entraîne un ralentissement de la décomposition du carbone. Cette accumulation de carbone dans les sols varie une fois de plus avec l'hydrologie des tourbières. C'est pourquoi la représentation de leur hydrologie et de leur végétation spécifique est primordiale afin de mieux représenter l'interaction qu'ont les tourbières avec le cycle du carbone.

Les modèles de tourbières décrits dans les sections suivantes m'ont servi de support pour l'implémentation des processus spécifiques aux tourbières que j'ai intégré dans le modèle de surface ORCHIDEE. La description de ces modèles est découpée en trois volets : hydrologie, végétation et carbone du sol.

2.2.1 Modèle de Wania

L'étude de Wania *et al.* (2009a) a porté sur l'intégration des tourbières et des pergélisols dans le modèle de végétation dynamique LPJ³. Par ailleurs, ce modèle est également intégré dans le modèle ORCHIDEE et son fonctionnement est détaillé dans la section 2.3.2.1. Les processus ajoutés au modèle LPJ traitent de la dynamique thermique du sol, de l'hydrologie des tourbières ainsi qu'un nouveau type de plante (PFT⁴) représentant les tourbières. Ces implémentations ont donné naissance au modèle nommé LPJ-WHy⁵.

Les processus hydrologiques sont déterminés selon deux schémas qui diffèrent s'il y a présence ou non de tourbières dans la maille. Afin de localiser les régions où se trouvent les tourbières, le modèle LPJ-WHy utilise la carte IGBP-DIS de résolution $5' \times 5'$ (figure 2.1), qui contient les informations sur le contenu organique du sol, afin de construire une carte de résolution $1^\circ \times 1^\circ$ donnant la fraction de tourbière pour chaque grille (Group, 2000). En effet, les conditions anaérobiques sont propices à l'accumulation organique dans le sol. Le contenu de carbone dans le sol peut être utilisé comme indicateur de tourbières. Dans cette étude, les étendues de tourbières sont définies comme étant les régions où le contenu en carbone dans le premier mètre du sol dépasse 31 kg/m^2 . La superficie des tourbières des hautes latitudes nord ($>45^\circ\text{N}$) obtenue avec cette méthode atteint $5.37 \times 10^6 \text{ km}^2$. Cette valeur est surestimée par rapport aux autres estimations (Matthews et Fung, 1987; Prigent *et al.*, 2007).

3. Lund Potsdam Jena. Ce modèle est né d'un consortium entre 3 instituts des villes susmentionnées

4. Plant Functional Types

5. Wetland Hydrology

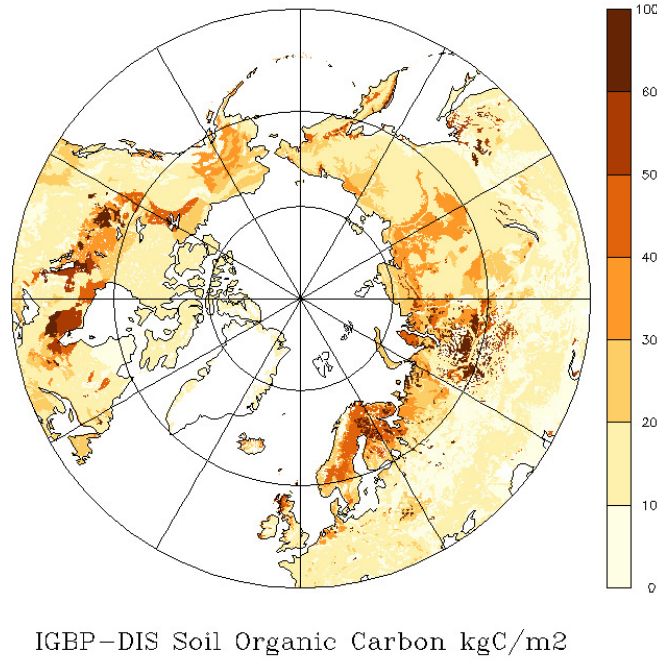


Fig. 2.1 – Carte de l’IGBP-DIS du contenu en carbone du premier mètre du sol en kgC/m². (Group, 2000)

Hydrologie

Un schéma hydrologique spécifique est utilisé pour décrire l’hydrologie des tourbières. Deux couches de sols distinctes sont définies, l’acrotelme qui correspond aux 30 premiers cm du sol, suivi du catotelme avec une épaisseur de 170 cm, la profondeur totale du sol du modèle étant fixé à 2 m. La position de nappe phréatique (WTP^6) est située dans la partie acrotelme du sol et est définie comme positive lorsque le niveau d’eau est au dessus de la surface. Sa position est calculée en fonction du volume total d’eau V_{tot} et est définie selon les équations 2.6. Lorsque le volume total $V_{tot} > z_{acro}\phi$, ϕ étant la porosité du sol et z_{acro} la profondeur de l’acrotelme, l’eau stagne au dessus de la surface. Dans ce modèle, l’eau stagnante est permise jusqu’à 10 cm. Au delà de cette limite, l’eau s’évacue par ruissellement. Ce choix est basé sur les observations des tourbières du Wisconsin (Booth *et al.*, 2005). Les formules utilisées pour calculer la WTP lorsqu’elle est négative, c’est à dire en dessous de la surface, ont été établies à partir des études de Granberg *et al.* (1999), où $f_{water}^{surfmin}$ est la fraction minimale du contenu en eau à la surface et le gradient a_z représente l’augmentation du contenu en eau à la surface. La WTP est exprimée en mm et est calculé avec un pas de temps journalier.

$$WTP = \begin{cases} V_{tot} - z_{acro}\phi & WTP > 0 \text{ mm} \\ -\sqrt{\frac{3(z_{acro}\phi - V_{tot})}{2a_z}} & -100 \text{ mm} \leq WTP \leq 0 \text{ mm} \\ -\frac{3(z_{acro}\phi - V_{tot})}{2(\phi - f_{water}^{surfmin})} & WTP < -100 \text{ mm} \end{cases} \quad (2.6)$$

6. *Water Table Position* Position de nappe phréatique

Le drainage vertical dans la tourbe est négligeable par rapport aux pertes par évapotranspiration (Evans *et al.*, 1999). Il n'est pas pris en compte dans ce modèle. Cependant le ruissellement latéral de surface Q_{runoff} dépend de la position de nappe phréatique et est calculé suivant l'équation 2.7

$$Q_{runoff} = \begin{cases} e^{0.01WTP} & WTP > -150 \\ 0 & WTP \leq -150 \end{cases} \quad (2.7)$$

Les propriétés thermiques du sol dans le modèle prennent en compte la capacité calorifique pour chaque couche de sol de la matière organique, de l'eau, de la glace mais également de la tourbe, fixé respectivement à 2.50, 4.18, 3.12 et 0.58 ($10^6 \text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$) (Tarnocai, 2004). La capacité calorifique totale est pondérée en fonction de la fraction de chacun des termes susmentionnés.

Végétation

La végétation des tourbières a la particularité de vivre dans des milieux très souvent anoxiques et oligotrophes. Afin de mieux représenter les tourbières dans le modèle LPJ, Wania *et al.* (2009b) ont choisi d'incorporer deux PFT spécifiques aux tourbières dont les graminées en C3 tolérants aux inondations ainsi que les sphaignes. Ces deux PFT sont présents uniquement dans les mailles du modèle où il y a présence de tourbières. L'implémentation des graminées en C3 prend en compte les aérénchymes⁷ qui permettent le transport de l'oxygène par les racines. Grâce à ce mécanisme, les plantes évitent l'anoxie et deviennent tolérantes aux inondations. En outre, ces tissus jouent un rôle important dans le transport de méthane des tourbières vers l'atmosphère. Le deuxième PFT choisi pour mieux représenter la végétation des tourbières correspond aux sphaignes qui sont paramétrées en suivant les méthodes de Yurova *et al.* (2007). Ces paramètres concernant porosité, profondeur de l'acrotelme, respiration des mousses, limitation de la photosynthèse, décomposition de la litière et de la matière organique ont été déterminés en validant le modèle GUESS-ROMUL utilisé dans l'étude de Yurova *et al.* (2007) avec le site de Degerö Stormyr. Dans le modèle LPJ-WHY, contrairement à l'étude de Yurova *et al.* (2007), l'activité de la photosynthèse n'est pas limitée par la haute teneur en eau de ces mousses. En réalité, la capacité de photosynthèse décroît lorsque le contenu en eau est trop important. Cependant, les sphaignes requièrent une haute teneur en CO_2 dans les eaux interstitielles pour leur croissance. Dans ce cas, la croissance des plantes se produit bien, malgré leurs fortes teneurs en eau. Dans ce modèle, la concentration moyenne de CO_2 est fixé à $934 \mu\text{mol/l}$ (Smolders *et al.*, 2001). Les C3 graminées ont aussi une restriction à la croissance qui dépend de la WTP ; leur production augmente avec la position de nappe phréatique (Thormann *et al.*, 1997). En dessous de 100 mm de profondeur de nappe, leur production primaire brute ($\text{GPP}^{8,9}$) est diminuée par stress hydrique. Le modèle applique alors une diminution de la GPP mensuelle GPP_m qui dépend de la position de nappe mensuelle moyenne WTP_m comme défini par l'équation 2.8 :

$$\text{GPP}_m \rightarrow \text{GPP}_m + \text{GPP}_m(\text{WTP}_m + 100)/200 \quad \text{WTP} < -100\text{mm} \quad (2.8)$$

Enfin, il est important de souligner la limitation en nutriments des tourbières, notamment le phosphore et l'azote. Comme ces milieux sont souvent saturés en eau, cela entraîne une accumulation de phytotoxines due au stress hydrique de la plante. L'ensemble de ces paramètres entraîne un effet limitant sur la capacité de photosynthèse (Pezeshki, 2001; Cronk et Fennessy, 2001). Or, le modèle LPJ-WHY ne prend pas en compte cette limitation en nutriments (azote, phosphore). De ce

7. tissu végétal qui permet la circulation de l'air et les échanges de gaz

8. *Gross Primary Production*- Production Primaire Brute

9. La GPP correspond à la quantité totale de carbone fixée par le processus de la photosynthèse.

fait, il est à noter que la productivité, telle que la NPP^{10 11} des deux PFT associés aux tourbières est surestimée.

Carbone du sol

L'un des processus de LPJ-WHY prend en compte la limitation de la décomposition du carbone lorsque la tourbe est inondée. Dans le modèle, le taux de décomposition k est estimé par l'équation 2.9. k_{10} est le taux de décomposition à 10°C, R_T la fonction de réponse en température selon Lloyd et Taylor (1994) et R_{moist} est un facteur qui dépend de l'humidité du sol.

$$k = k_{10}R_T R_{moist} \quad (2.9)$$

Le taux de décomposition est faible dans les milieux anoxiques. Le facteur R_{moist} dans les mailles sans tourbières est défini par l'équation 2.10.

$$R_{moist} = \frac{1 - e^{-w}}{1 - e^{-1}} \quad (2.10)$$

Pour les mailles contenant des tourbières, R_{moist} est défini comme le rapport entre la production de CO₂ anaérobie et de la production de CO₂ aérobie. Ce facteur augmente lorsque l'humidité du sol w augmente. Ce paramètre a ensuite été fixé à 0.35 pour s'accorder avec les résultats de taux de décomposition expérimentaux.

En résumé, l'implémentation des tourbières dans le modèle LPJ-WHY a consisté à l'ajout de deux types de plantes capables de s'adapter aux conditions extrêmes des tourbières, à décrire la décomposition du carbone spécifique dans les milieux anoxiques, et à définir la position de nappe phréatique à partir d'équations empiriques. La localisation des tourbières a été effectuée par le biais d'une carte globale de la teneur en carbone du sol. Du point de vue de l'hydrologie, les valeurs de la WTP calculée dans Wania *et al.* (2009a) sont surestimées par rapport aux observations, la quantité d'eau simulée est supérieure à la réalité. De plus, les variations saisonnières de positions de nappe sont plus importantes que celles observées. Cependant, la bonne représentation de la WTP des tourbières est particulièrement difficile dans les modèles à grande échelle qui ne prennent pas en compte la microtopographie des tourbières.

2.2.2 Modèle de Kleinen

Les études de Kleinen *et al.* (2012) ont mené au développement de l'accumulation de la tourbe et de l'étendue des zones humides en utilisant le modèle LPJ ainsi qu'un module de zones humides basé sur l'approche TOPMODEL (TOPography-based hydrological model) développé initialement par Beven et Kirkby (1979). Le modèle de végétation dynamique LPJ est couplé avec le modèle système-terre CLIMBER2 développé par Petoukhov *et al.* (2000) pour donner le modèle CLIMBER2-LPJ. Le modèle CLIMBER2 est un EMIC¹² composé d'un modèle atmosphérique, un modèle océanique, un modèle de glace de mer et également un modèle de végétation dynamique. Ce dernier est utilisé uniquement pour déterminer la réponse biogéochimique au changement climatique. Le cycle biogéochimique terrestre s'effectue avec le modèle LPJ. Le couplage CLIMBER2-LPJ permet d'obtenir une meilleure résolution pour les processus de surface. De manière générale, l'atout majeur de ce modèle concerne

10. *Net Primary Productivity* - Productivité Primaire Nette

11. La NPP se réfère à la production de carbone nette soit l'énergie accumulée par la biosphère. Elle correspond à la production totale brute moins l'énergie utilisée par la plante par la respiration (NPP=GPP - Respiration).

12. Earth Model Intermediate Complexity

la description de l'accumulation du carbone dans les zones de tourbières dont la surface est déterminée par TOPMODEL.

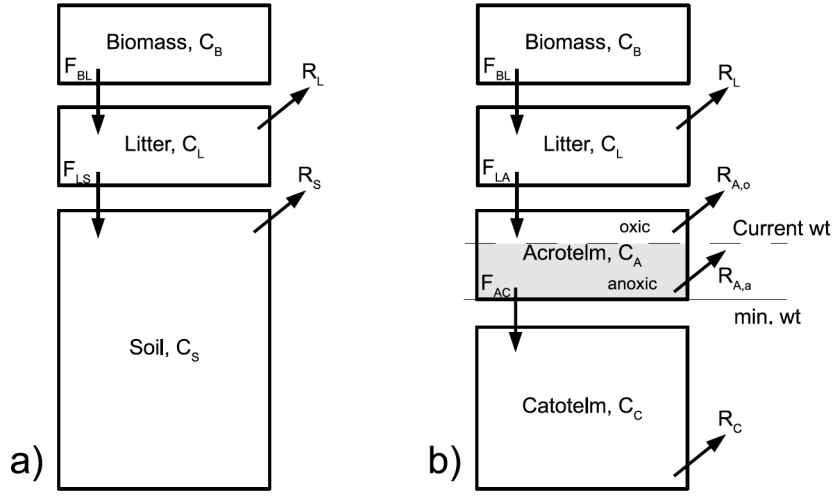


Fig. 2.2 – Représentation des réservoirs de carbone C, des flux entre chacun des réservoirs F ainsi que les flux de respiration R. (a) pour les sols hors tourbières et (b) pour les sols des tourbières. (Kleinen *et al.*, 2012)

Carbone du sol

L'accumulation du carbone des tourbières se fait distinctement pour les 3 couches, à savoir, la biomasse, la litière et le sol, lui-même divisé en deux parties acrotelme et catotelme. La matière organique s'ajoute à la litière pour ensuite passer à l'acrotelme. La décomposition de cette couche se fait de manière aérobique et anaérobique en fonction de la position de la nappe phréatique. Le taux de formation du catotelme est choisi proportionnel aux quantités de carbone présents dans l'acrotelme avec un facteur qui dépend de la température annuelle moyenne. La variation temporelle de chacun des réservoirs de carbone C représentée dans la Figure 2.2 b) est décrite simplement par les flux entrants et sortants représentés par les équations ci dessous. L représente la litière, A l'acrotelme, B la biomasse, C le catotelme, F les flux d'un réservoir à l'autre et R les flux de respiration.

$$\frac{dC_L}{dt} = F_{BL} - F_{LA} - R_L \quad (2.11)$$

$$\frac{dC_A}{dt} = F_{LA} - F_{AC} - R_{A,o} - R_{A,a} \quad (2.12)$$

$$\frac{dC_C}{dt} = F_{AC} - R_C \quad (2.13)$$

Afin de s'éloigner le moins possible du modèle LPJ original, seuls les flux entre l'acrotelme et le catotelme ont été ajoutés. Les flux dépendent de la masse de carbone présente dans le réservoir C_A et du taux de formation de la tourbe k_p . Les équations 2.14 à 2.16 définissent les flux entre l'acrotelme et le catotelme F_{AC}, et les flux de respiration des parties oxiqes R_{A,o} et anoxyques R_{A,a} de l'acrotelme ainsi que les flux de respiration du catotelme R_C. Le flux de respiration du catotelme est défini par l'équation 2.17 avec une constante de décomposition $k_c = 3.335 \times 10^{-5} / an$. β représente la fraction de l'acrotelme qui est au dessus de la nappe phréatique et v le ratio entre la production de CO₂ anaé-

robie et aérobie, fixé à $\nu = 0.35$ d'après Wania *et al.* (2009b) décrit au paragraphe 2.2.1. Les taux de décomposition k_i sont modifiés par une fonction de réponse qui dépend de la température du sol T_{soil} et de l'humidité du sol w_{soil} . Étant donné que le modèle LPJ-WHy n'a pas de limitation de la décomposition avec l'humidité du sol, la dépendance en w_{soil} n'est pas considérée. La dépendance de la température est modélisée via le facteur Q_{10} , fixé à 2 dans cette étude. Les taux k_i sont alors constants. Le taux de respiration de l'acrotelme k_a est fixé à 0.067/an et le taux de formation k_p à 0.0191/an.

$$F_{AC} = k_p C_A \quad (2.14)$$

$$R_{A,o} = \beta k_a C_A \quad (2.15)$$

$$R_{A,a} = (1 - \beta) \nu k_a C_A \quad (2.16)$$

$$R_C = k_c C_C \quad (2.17)$$

Végétation

Afin de limiter la complexité du modèle LPJ, ce dernier ne comporte pas de PFT spécifiques aux zones humides. De plus, la productivité des mousses est considérée proche de celle des herbacées. Cependant, les paramétrisations de stress hydrique défini par Wania *et al.* (2009b) ont été pris en compte.

Hydrologie

Contrairement aux études de Wania *et al.* (2009a), une carte statique des zones humides ne peut être utilisée pour les applications de Kleinen *et al.* (2012) qui visent à déterminer la dynamique des étendues de zones humides durant l'Holocène. Afin de déterminer l'évolution de ces étendues, l'approche TOPMODEL a été choisie. Le fonctionnement de TOPMODEL est basé sur un concept pluvi-ruisselement à l'échelle d'un bassin versant en utilisant une topographie à grande échelle définie selon un indice de topographique sous-maille (CTI). Ce module permet de déterminer la fraction de grille occupée par des régions inondées. Pour chaque point, la position de nappe moyenne est établie en fonction de l'indice topographique du point par rapport à l'indice moyen de la totalité de la maille. Lorsque la position de nappe est supérieure ou égale à la surface, le point est considéré comme inondé. Cependant, ces informations sont mensuelles afin de s'affranchir des régions inondées seulement quelques jours dans l'année. Il est important de préciser que le modèle ne prend pas en compte les propriétés liées au gel du sol. Cela conduit à sous estimer la position de nappe phréatique en hiver causant alors une sous estimation de la superficie des zones inondées en période hivernale. Par ailleurs, les étendues des tourbières dépendent fortement des conditions climatiques. Ces étendues dynamiques ont été moyennées avec une moyenne glissante de 50 années afin de limiter la variabilité inter-annuelle et inter-décennale.

L'étude de Kleinen *et al.* (2012) traite de l'évolution des tourbières avec la prise en compte de l'accumulation de la tourbe depuis le début de l'Holocène. Le schéma de réservoir de carbone approprié aux tourbières est ainsi intégré dans les régions inondées décrites par le module TOPMODEL. Les variations des superficies inondées affectent alors le réservoir de carbone contenu dans le sol inondé. Cette méthode prend en compte aussi bien l'agrandissement que la réduction des étendues inondées. Lorsque l'étendue rétrécit, le stock de carbone contenu dans la partie catotelme est transféré dans le réservoir de carbone décrit en l'absence de tourbières. La fraction de la quantité de carbone transférée est proportionnelle à la réduction de surface des tourbières. A l'inverse, lorsque les tourbières s'agrandissent, le carbone du sol est transféré dans la partie oxiq du réservoir de carbone des tourbières. Les changements de superficie sont enregistrés spatialement afin de prendre en compte les régions des tourbières qui subissent de fréquentes variations de leur étendue. Dans ce cas, la quan-

tité de carbone du catotelme qui avait été transférée dans le cas d'un rétrécissement est de nouveau transféré dans ce même réservoir lorsque la tourbière s'agrandit de nouveau.

En résumé, l'avantage premier de ce modèle consiste à inclure un schéma de carbone spécifique aux tourbières en considérant leurs variations temporelles. Par ailleurs, pour limiter la complexité du modèle, aucun PFT propre aux tourbières n'a été implémenté. Ce modèle prend en compte la dynamique des tourbières en utilisant TOPMODEL. Cependant, la non-représentation des pergélisols limite la superficie des zones humides en période de gel. De plus, la localisation des tourbières est définie à partir de la dynamique des zones humides qui ne sont en réalité pas forcément toutes des tourbières. En contrepartie, cette méthode sous-estime la superficie des tourbières en été puisque ces dernières ne sont pas toujours inondées.

2.2.3 Modèle de Frolking

Les études de Frolking *et al.* (2010) ont permis de développer le modèle HPM¹³, combinant le modèle de décomposition de la tourbe développé par Frolking *et al.* (2001) avec le modèle d'accumulation dynamique de la tourbe de Hilbert *et al.* (2000). Ce regroupement de modèles détermine la dynamique de la végétation ainsi que la NPP basée sur les profondeurs de tourbe et de nappe phréatique. HPM est un modèle à une dimension avec un pas de temps annuel qui simule la production et la décomposition de la litière et de la tourbe, leurs propriétés physiques et hydriques, le bilan d'eau annuel ainsi que la position de nappe phréatique. Leur objectif a été de développer un modèle d'accumulation de la tourbe qui inclue les rétroactions liés à l'hydrologie, la végétation et les propriétés de la tourbe afin d'évaluer le rôle de ces rétroactions sur le développement des tourbières depuis le début de l'Holocène.

Carbone du sol

La base du développement des tourbières dans le modèle HPM reprend le concept des deux couches (acrotelme et catotelme) du profil de la tourbe développé par Clymo (1984). L'accumulation de carbone dans l'acrotelme vient de l'accumulation de la litière, et celle de la partie catotelme provient de l'acrotelme, chacune des couches perdant de la masse par décomposition. L'état d'équilibre de l'acrotelme est atteint sur une échelle de temps qui est beaucoup plus courte que la partie catotelme. L'intérêt est alors ciblé sur la dynamique du carbone du catotelme, qui constitue le principal réservoir de carbone dans les tourbières. Le changement de masse de carbone de cette couche M_c est décrit par l'équation 2.18, où k_c décrit le taux de masse annuel perdu et p_c la quantité de l'acrotelme transférée au catotelme fixée à $57 \text{ g/m}^2/\text{an}$ (Clymo, 1984).

$$\frac{dM_c}{dt} = p_c - k_c M_c \quad (2.18)$$

En intégrant cette équation, le temps nécessaire pour être à l'équilibre est alors défini par l'équation 2.19.

$$t = -\frac{1}{k_c} \ln\left(1 - \frac{k_c M_c}{p_c}\right) \quad (2.19)$$

Dans cette étude, l'un des objectifs consiste à prendre en compte l'interaction climat-carbone. Certaines études telles que Kleinen *et al.* (2012) (décrit section 2.2.2) ont en effet pris en compte le changement de carbone en fonction de l'hydrologie, cette interaction fonctionne cependant à sens

13. HPM : Holocene Peat Model

unique. Avec le modèle HPM, le cycle de l'eau et du carbone sont couplés. Ainsi, le contenu en eau de la tourbe affecte la productivité et la décomposition. A l'inverse, le bilan de carbone et la composition de la végétation affecte l'eau et les propriétés hydriques de la tourbe. Le modèle d'accumulation de Froking *et al.* (2001) prend en compte l'interaction dynamique entre l'accumulation de la tourbe et celle de l'eau via les équations 2.20 et 2.21. La profondeur de la nappe phréatique est représenté par z_{WT} et la hauteur totale de la tourbe h_{PD} comprend l'ensemble acrotelme et catotelme.

$$\frac{dh_{PD}}{dt} = G - k_a z_{WT} - k_c (h_{PD} - z_{WT}) \quad (2.20)$$

$$\frac{dz_{WT}}{dt} = \frac{dh_{PD}}{dt} - \left(\frac{1}{\theta_{max}} \right) \frac{dW}{dt} \quad (2.21)$$

G représente l'accumulation de la litière et k_a et k_c représentent la fraction de la hauteur annuelle perdue par décomposition respectivement de l'acrotelme et du catotelme. θ_{max} est le contenu en eau à saturation et la variation temporelle de W correspond au bilan d'eau annuel¹⁴. Cette interaction dynamique provoque un comportement d'équilibre où position de nappe et hauteur de tourbe sont corrélées. Il est également possible de modifier l'équation 2.20 par une fonction parabolique $G(z_{WT})$ avec une profondeur de l'acrotelme variable et entraînant des propriétés pédologiques différentes (conductivité hydraulique, tailles des pores, rétention d'eau) qui joue également sur l'accumulation à long terme de la tourbe.

Végétation

Dans le modèle HPM, la végétation sous maille est divisée en 12 différents PFT spécifiques aux tourbières qui se distinguent par leur productivité, leur profondeur de tourbe optimale et nappe phréatique optimale et par les caractéristiques de leur racine. Parmi l'ensemble de cette végétation, sept sont des plantes vasculaires séparées en fonction du type des tourbières ombrotrophe/minerotrophe et du type de végétation (arbustes, herbacées). Les 5 autres PFT font partie de la famille des bryophytes telles que les sphaignes et les mousses. Le modèle est décrit pour que tous les PFT soient présents dans les tourbières. Cependant, leur productivité peut être proche de zéro lorsque les conditions optimales ne sont pas réunies. Pour chacun des types de végétation détaillé ci dessus, la NPP est décrite par une fonction gaussienne asymétrique à deux dimensions. Les valeurs de NPP_i sont définies pour chaque PFT, i étant le numéro du PFT, par l'équation 2.22. La NPP est modulée en fonction des conditions optimales de la position de nappe phréatique z_{WT}^{opt} et de la profondeur optimale de tourbe h_{PD}^{opt} ainsi que de la largeur à mi hauteur de la courbe de gauss σ^\pm plus grande (+) ou plus petite (-) que les valeurs optimales. La position de nappe utilisée dans l'équation 2.22 concerne l'année en cours pour les plantes non-vasculaires et la moyenne glissante des 11 dernières années pour les plantes vasculaires afin de prendre en compte l'inertie de la réponse à la végétation aux changements d'humidité du sol.

14. précipitation + infiltration *run-on* - évapotranspiration - ruissellement

$$\text{NPP}_i = \begin{cases} \text{NPP}_{i,max} \cdot \exp - \left[\left(\frac{z_{WT} - z_{WT}^{opt,i}}{\sigma_{i,WT}^+} \right)^2 + \left(\frac{h_{PD} - h_{PD}^{opt,i}}{\sigma_{i,PD}^+} \right)^2 \right] & \text{if } z_{WT} \geq z_{WT}^{opt,i} \text{ et } h_{PD} \geq h_{PD}^{opt,i} \\ \text{NPP}_{i,max} \cdot \exp - \left[\left(\frac{z_{WT} - z_{WT}^{opt,i}}{\sigma_{i,WT}^+} \right)^2 + \left(\frac{h_{PD} - h_{PD}^{opt,i}}{\sigma_{i,PD}^-} \right)^2 \right] & \text{if } z_{WT} \geq z_{WT}^{opt,i} \text{ et } h_{PD} < h_{PD}^{opt,i} \\ \text{NPP}_{i,max} \cdot \exp - \left[\left(\frac{z_{WT} - z_{WT}^{opt,i}}{\sigma_{i,WT}^-} \right)^2 + \left(\frac{h_{PD} - h_{PD}^{opt,i}}{\sigma_{i,PD}^+} \right)^2 \right] & \text{if } z_{WT} < z_{WT}^{opt,i} \text{ et } h_{PD} \geq h_{PD}^{opt,i} \\ \text{NPP}_{i,max} \cdot \exp - \left[\left(\frac{z_{WT} - z_{WT}^{opt,i}}{\sigma_{i,WT}^-} \right)^2 + \left(\frac{h_{PD} - h_{PD}^{opt,i}}{\sigma_{i,PD}^-} \right)^2 \right] & \text{if } z_{WT} < z_{WT}^{opt,i} \text{ et } h_{PD} < h_{PD}^{opt,i} \end{cases} \quad (2.22)$$

L'accumulation annuelle de la litière correspond à la NPP annuelle constituée par un assemblage de l'ensemble des 12 PFT ayant des masses initiales différentes. La décomposition de la masse totale de la litière regroupe l'ensemble des végétaux selon l'équation 2.23. l_i est la quantité annuelle de la litière pour chaque type de végétation, la masse de la litière $m_{i,o}$, k_i le taux de décomposition et f_n un facteur lié au taux de décomposition en fonction du degré de saturation en eau.

$$\frac{dM}{dt} = \frac{d(\sum m_i)}{dt} = \sum_i \left(l_i - k_i \frac{m_i}{m_{i,o}} m_i f_n \right) \quad (2.23)$$

Les profils de densité racinaire sont constants et basés selon la position de nappe phréatique annuelle maximale à l'exception des carex¹⁵ qui possède 80% de leur densité racinaire dans les 30 premiers cm. De plus, on considère qu'il n'y a pas d'échange avec les eaux souterraines.

Hydrologie

De manière générale, le bilan hydrique des tourbières est aussi déterminé dans le modèle HPM (Frolking *et al.*, 2010). En effet, l'évapotranspiration pour l'ensemble des PFT ET(z_{WT}) dépend de la profondeur de la nappe phréatique comme dans l'équation 2.24. ET_0 représente l'évapotranspiration annuelle maximale. z_1 est la profondeur de nappe où l'évapotranspiration commence à décliner et z_2 est la profondeur de nappe pour laquelle l'évapotranspiration atteint son minimum et le paramètre c_6 est utilisé afin d'obtenir une fonction continue de l'évapotranspiration entre z_1 et z_2 .

$$\text{ET}(z_{WT}) = \begin{cases} ET_0 & \text{if } z_{WT} < z_1 \\ \frac{ET_0}{1 + c_6 \left(\frac{z_{WT} - z_1}{z_2 - z_1} \right)} & \text{if } z_1 \leq z_{WT} \leq z_2 \\ \frac{ET_0}{1 + c_6} & \text{if } z_2 < z_{WT} \end{cases} \quad (2.24)$$

Le ruissellement annuel R dépend aussi de la profondeur de nappe phréatique z_{WT} et de la transmissivité relative de la tourbe T. Le ruissellement diffère si la position de nappe est au dessus de la surface du sol (cas où $z_{WT} < 0$) et suit le comportement de l'équation 2.25. R_0 est le ruissellement latéral moyen pour une profondeur de tourbe h_{PD} et de nappe égales à zéro. P représente la précipitation et

15. *sedge* en anglais. Les carex appelées aussi laïches sont des plantes à tiges, telles que les joncs et les molinies, et qui croissent dans les zones humides.

c_8 décrit le taux d'augmentation du ruissellement avec l'augmentation de l'épaisseur de tourbe.

$$R(z_{WT}) = \begin{cases} (P - ET_0 + R_0)(1 + c_8 h_{h_{PD}}) \times T(1 - 10z_{WT}) & z_{WT} \leq 0 \\ (P - ET_0 + R_0)(1 + c_8 h_{h_{PD}}) \times T & z_{WT} > 0 \end{cases} \quad (2.25)$$

En résumé, le modèle HPM est un modèle détaillé de l'accumulation de la tourbe permettant de déterminer l'accumulation totale depuis le début de l'Holocène. Ce modèle est spécifique aux tourbières, ce qui lui offre la possibilité d'avoir 12 différents PFT pour la végétation présente dans les tourbières. Ce modèle possède l'avantage d'avoir un couplage eau-carbone permettant l'interaction dynamique de ces deux composantes, en intégrant une productivité dépendante à la fois de l'accumulation de tourbe mais aussi de la position de nappe. Enfin, les flux hydriques sortants sont également paramétrés en fonction de la position de nappe phréatique. Cependant, le modèle HPM décrit uniquement la dynamique du carbone des tourbières et ne représente pas les processus d'un modèle de surface global qui décrivent les échanges en eau et en énergie entre la surface et l'atmosphère. Il n'y a alors pas d'interaction entre l'hydrologie des tourbières et celle des autres sols. Il en est de même pour l'interaction entre le stock de carbone contenu dans les tourbières et dans les sols environnants. Il n'est de ce fait pas possible d'évaluer le rôle qu'ont les tourbières sur le climat à l'aide de ce modèle HPM.

2.2.4 Étude comparative des modèles de tourbières

Les modèles de tourbières décrits section 2.2 ont été développés afin de prendre en compte l'accumulation de carbone des tourbières nécessitant aussi une hydrologie spécifique. Cependant, aucun de ces modèles ne constitue un modèle de surface continentale global. Ces modèles intègrent la dynamique de la végétation qui est établie au sein de HPM pour Frohling *et al.* (2010) et à travers le modèle LPJ pour les études de Wania *et al.* (2009b) et Kleinen *et al.* (2012).

En effet, le modèle LPJ-WHy utilise la dynamique de la végétation LPJ en incluant les processus nécessaires pour simuler la dynamique des pergélisols et des tourbières, à savoir un cycle de gel/dégel et un schéma simplifié de l'hydrologie avec une distinction entre les sols non-tourbières et tourbières. Le modèle CLIMBER2-LPJ utilise également la dynamique de la végétation de LPJ en la couplant avec un modèle de système Terre simplifié. L'intérêt du couplage avec LPJ permet de définir les processus de surface avec une résolution nettement plus fine qu'avec le modèle CLIMBER2. Enfin, le modèle HPM combine un modèle de décomposition et un modèle d'accumulation de la tourbe. La dynamique de la végétation est également pris en compte dans ce modèle.

Les études de Wania *et al.* (2009a,b) visent à inclure les processus des tourbières et des pergélisols qui jouent un rôle prépondérant dans le cycle de carbone. Ces études permettent d'améliorer la représentation du cycle du carbone et étudier le comportement des tourbières dans les régions de pergélisols en prenant en compte la température du sol, la profondeur de couche active, et la variation de la position de nappe des tourbières. Les études de Kleinen *et al.* (2012) utilisent le couplage entre un modèle simplifié du cycle de carbone et l'approche de TOPMODEL permettant de simuler la dynamique des zones humides. Ces études visent à estimer l'influence de l'accumulation de tourbe dans le cycle du carbone. L'objectif de l'étude de Frohling *et al.* (2010) contribue à déterminer le profil d'accumulation de la tourbe à long terme. Les simulations sont faites à échelle annuelle sur une période de 8500 ans et permettent de déterminer l'accumulation de la tourbe, les flux de carbone et les flux d'eau.

La représentation des pergélisols est intégrée dans les travaux de Frohking *et al.* (2010) et Wania *et al.* (2009a) contrairement aux études de Kleinen *et al.* (2012). L'inclusion des pergélisols permet une meilleure représentation de l'hydrologie des tourbières. En l'absence des processus liés au gel, la position de nappe phréatique est sous estimée dans ces périodes de gel. Les développements de Wania *et al.* (2009a) ont inclus des processus liés à l'hydrologie des tourbières en considérant la variation journalière de la position de nappe phréatique dans la partie de l'acrotelme. La bonne représentation de l'hydrologie des tourbières dans ce modèle est un avantage par rapport aux autres modèles. La variation de nappe phréatique est également paramétrée dans le modèle de Frohking *et al.* (2010) mais uniquement à échelle annuelle. Ce modèle ne permet pas de visualiser les variations saisonnières de l'hydrologie des tourbières. Quant au modèle de Kleinen *et al.* (2012), seules les zones inondées sont étudiées. En effet, les travaux de Kleinen *et al.* (2012) considèrent l'accumulation de la tourbe avec l'approche de TOPMODEL traitant la dynamique des zones humides. Cette approche ne permet donc pas de bien représenter les tourbières puisque les variations de nappe phréatique ne sont pas intégrées au modèle. De plus, toutes les tourbières qui ne sont pas inondées ne sont alors pas considérées. Il est à noter que la non représentation des pergélisols dans ce modèle sous estime la position de nappe, ce qui sous estime également la superficie des tourbières en hiver. Leur superficie est aussi sous estimé en été puisque les tourbières ne sont pas toujours inondés. En revanche, les études de Wania *et al.* (2009a,b) ne considèrent pas l'interaction entre l'accumulation de carbone et le bilan d'eau. En contre partie, l'accumulation de carbone dans les développements de Kleinen *et al.* (2012) diffère si elle est localisée dans des régions inondées ou non. Le couplage entre carbone et hydrologie est cependant très bien représenté dans le modèle de Frohking *et al.* (2010). Dans les développements de Wania *et al.* (2009a) et Frohking *et al.* (2010), la décomposition du carbone est limitée lorsque le sol est inondé en eau. Dans ces travaux, la limitation des nutriments sur la productivité des plantes n'est pas considérée, à l'exception des développements de Frohking *et al.* (2010) qui appliquent une limitation de la productivité de part la profondeur de la tourbe. Cette limitation est justifiée comme un abaissement dû au manque de nutriments. En résumé, les particularités des tourbières dans ces trois modèles sont synthétisées dans le tableau 2.1.

	DESCRIPTION	WANIA	FROLKING	KLEINEN
MODÈLE		LPJ-WHy	HPM	CLIMBER2-LPJ
CARTE		Carte Sol IGBP-DIS	x	TOPMODEL
VÉGÉTATION	PFT spécifique	2 PFT (sphaignes, C3)	12 PFT	x (C3grass)
	Inondation stress	oui	oui	oui
	Faible Productivité	GPP (WTP < 10cm)	NPP (WTP opt)	x
CARBONE	Décomposition limitée	oui	oui	x
	Gel du sol	oui	oui	x
HYDROLOGIE	WTP	+10 < WTP _{jour} < -30	dWTP _{annuel}	WTP=0 (inondé)
	Eau stagnante	oui (≤ 10cm)	non	non
	Drainage nul	oui	oui	non

Tab. 2.1 – Tableau comparatif des méthodes de développements des tourbières par les modèles de Wania, Kleinen et Frohking. Une 'x' est représentée lorsque ce processus n'est pas inclus

Cependant, ces développements des tourbières dans les régions de pergélisols ne sont pas intégrés dans les modèles de climat globaux qui reproduisent le cycle du carbone. Afin de mieux représenter le cycle du carbone, la représentation des tourbières dans un modèle de surface utilisé dans les modèles globaux doit être effectuée.

La description détaillée de ces modèles n'exclut pas l'existence d'autres modèles représentant les zones humides. Le projet d'inter-comparaison WETCHIMP¹⁶ décrit les différentes méthodes utilisées pour représenter les zones humides dans les modèles de climat dont l'objectif est d'estimer les flux d'émissions de CH₄ issues de ces régions (Melton *et al.*, 2013; Bohn *et al.*, 2015). Dans la plupart de ces modèles, les zones humides sont discriminées sans tenir compte des différents type de végétation ni des variations spatiales des propriétés hydrologiques du sol et des nutriments. Le modèle LPJ-WHY de Wania *et al.* (2009a,b) est intégré dans ce projet et à la particularité de décrire explicitement un type de zones humides. En effet, le modèle LPJ-WHY ainsi que le modèle LPJ-Bern et UWWIC décrivent uniquement les tourbières. Parmi les 10 modèles du projet d'inter-comparaison, les étendues des zones humides sont décrits selon trois approches différentes : les étendues prescrites, les étendues déterminées par données de télédétection des surfaces inondées et les étendues localisées via un modèle hydrologique tel que TOPMODEL. Pour s'assurer de l'inter-comparabilité, les données du GIES¹⁷ sont utilisées pour déterminer les surfaces inondées. A échelle globale, les observations du GIES estiment la superficie totale des zones humides à 12.6 ± 0.8 Mkm² dont 5.2 ± 1.2 Mkm² au dessus de 35°N. La superficie globale des zones humides modélisée varie de 7.1 ± 1.1 à $26.9 \pm 3/6$ Mkm² suivant les modèles et de 3.3 ± 0.8 à 18.9 Mkm² pour les latitudes supérieures à 35°N. Les étendues des tourbières des latitudes >35°N s'élèvent à 2.7 Mkm² selon LPJ-WHYMe et à 4.5 ± 0.6 Mkm² avec LPJ-Bern. Parmi les 10 modèles, deux d'entre eux utilisent leur modèle d'hydrologie interne pour simuler les régions inondées. Il s'agit du modèle SDGVM et UVic-ESCM. Le modèle SDGVM simule des superficies de zones humides plus grandes que celles de UVic-ESCM et atteignent une superficie totale de 26.9 ± 3.6 Mkm² dont 12.0 ± 3.8 Mkm² contre 5.0 ± 1.2 Mkm² pour le modèle UVic-ESCM pour les latitudes >35°N. Ces différences sont principalement situés à l'est des États Unis et de l'Eurasie et proviennent, d'une part, de la différence des tailles de grilles et, d'autre part, de la représentation de la dynamique du gel du sol qui est représenté pour UVic-ESCM mais ne l'est pas pour SDGVM. La représentation des pergélisols dans les modèles entraînent une diminution de la superficie des zones humides. Pour l'ensemble des modèles utilisé pour cette inter-comparaison, les flux latéraux d'eau entre les différentes mailles ne sont pas représentés. Il en est de même pour le modèle ORCHIDEE. Les émissions de méthane suivant les modèles sont estimées entre 140 et 260 TgCH₄/an à échelle globale et entre 27 et 71 TgCH₄/an pour les latitudes > 35°N en moyenne pour la période 1993-2004. Les modèles utilisés pour le projet WETCHIMP simule une fraction de 66 % des émissions dans les tropiques (30S - 30N) contre 27 % pour les extra-tropiques (> 35°N). Ces proportions sont plus importantes qu'avec les modèles inverses obtenant respectivement 55 % et 42 % pour les études de (Bloom *et al.*, 2010) et 63 % et 30 % pour les études de (Bousquet *et al.*, 2006, 2011).

Ce projet met en avant les disparités qui existent entre ces modèles, aussi bien par les incertitudes liées aux étendues des zones humides que par celles liées aux émissions de méthane. En effet, les émissions totales de méthane annuelles varient de $\pm 40\%$ en fonction des modèles par rapport à la moyenne de l'ensemble des modèles qui est estimé à 190 TgCH₄/an.

16. WETland CH₄ Inter-comparison of Models Project

17. Global Inundation Extent from Multi-Satellites

2.3 Fonctionnement du modèle de surface ORCHIDEE

2.3.1 Principe Général

2.3.1.1 Fonctionnement d'un modèle de climat

La modélisation numérique du climat est née dans les années 1950 avec l'apparition des premiers ordinateurs permettant d'effectuer les calculs numériques du modèle. L'étude du climat a débuté avec les modèles atmosphériques et les prévisions numériques du temps qui ont permis la prévision de l'état futur atmosphérique. En France, le premier modèle de climat a été élaboré au LMD¹⁸ dans les années 1970 pour étudier la circulation atmosphérique. La visée du développement de ces modèles climatiques était d'étudier le climat dès l'après guerre afin de le prévoir et de l'anticiper. À partir de 1980, un second modèle de climat a été développé par le CNRM¹⁹.

Un modèle atmosphérique fonctionne à partir d'équations simplifiées décrivant des processus physiques régissant l'atmosphère. Ces équations découlent principalement des lois de la mécanique des fluides et de la thermodynamique. Les effets de plus petites échelles sont paramétrés comme par exemple, la convection, le rayonnement et la précipitation. Les équations du système climatique doivent être discrétisées afin d'être calculées par les modèles numériques. Grâce à cette discrétisation et aux équations primitives paramétrées dans le modèle, on peut connaître l'état futur du système climatique.

Les modèles de circulation générale dénommés GCM²⁰ ont donné naissance aux modèles de climat globaux. Ces modèles regroupent l'ensemble du système "Terre" (ESM²¹) composé d'un modèle atmosphérique, d'un modèle océanique et de glace de mer ainsi qu'un modèle de surface continentale que constituent les modèles de climat couplés. Les ESM prennent également en compte le cycle du carbone terrestre qui permet de distribuer le carbone entre l'atmosphère, l'océan et la surface terrestre. Chacune de ces disciplines est au préalable développée en "off-line" par un ensemble d'équations et de paramétrisations avant d'être couplée avec les autres composantes du système terrestre ; tout en s'assurant de la bonne conservation en eau, en énergie et en carbone. L'interaction entre ces systèmes permet de mieux représenter l'ensemble des processus terrestres afin de prendre en compte aussi bien la circulation atmosphérique, océanique mais également les flux énergétiques et hydriques de la surface terrestre. Ces derniers sont calculés par les modèles de surface continentales LSM²². Grâce aux avancées technologiques toujours grandissantes, la capacité des supercalculateurs permet de complexifier les modèles de climat en intégrant davantage de processus physiques.

2.3.1.2 Utilisation du modèle de surface ORCHIDEE

ORCHIDEE couplé

Le modèle global de l'IPSL regroupe la composante du climat atmosphérique LMDZ, océanique NEMO et continentale ORCHIDEE. Le schéma 2.3 illustre les différents processus physiques et chimiques associés. Le modèle de surface continentale ORCHIDEE est couplé avec le couplage océan-atmosphère afin de prendre en compte les processus de la biosphère. En effet, la végétation joue un rôle important sur les processus physiques, en particulier sur les échanges de flux de chaleur et d'humidité. De plus,

18. Laboratoire de Météorologie Dynamique

19. Centre Nationale de Recherches Météorologiques

20. *General Circulation Model* - Modèle de Circulation Générale

21. *Earth System Model* - Modèle de système Terre

22. *Land Surface Model* - Modèle de surface continentale

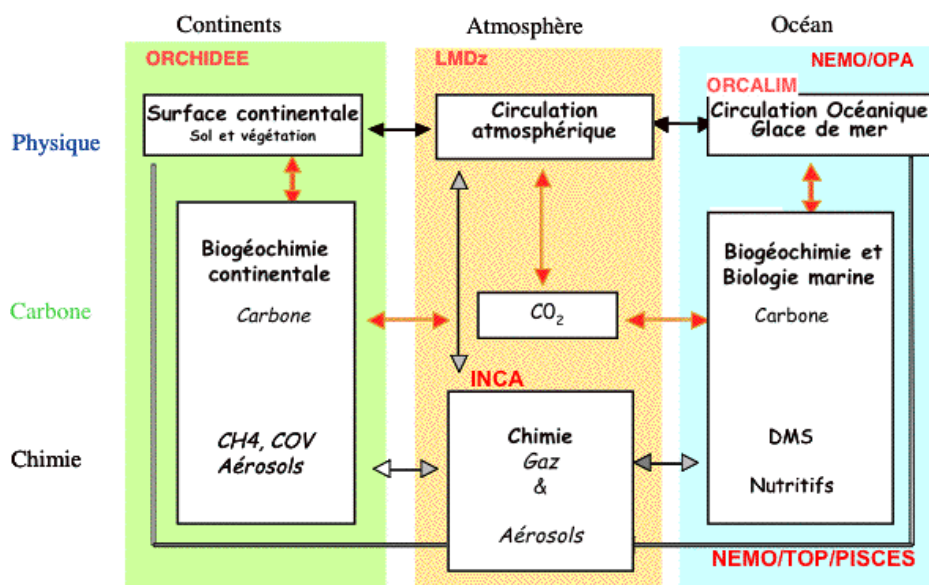


Fig. 2.3 – Schéma descriptif du modèle de climat de l'IPSL. <http://www.ipsl.fr>

la biosphère agit fortement sur la composition chimique de l'atmosphère, en particulier les concentrations de GES.

ORCHIDEE off-line

Suivant les domaines d'études, il est possible de travailler sur des processus de surfaces continentales avec le modèle ORCHIDEE sans nécessiter de le coupler avec le modèle océan-atmosphère. Ce compromis a l'avantage d'alléger le temps de calcul du modèle. Dans ce cas précis, le modèle nécessite ce que l'on appelle un "forçage atmosphérique" composé des 8 paramètres atmosphériques ci dessous :

- Température de l'air à 2 m au dessus de la surface
- rayonnement incident SW²³
- rayonnement incident LW²⁴
- vitesse du vent
- précipitations liquides
- précipitations solides
- Pression de surface
- Humidité de l'air

Cette méthode de découplage a pour avantage de s'affranchir des biais de modèles atmosphériques. De plus, le modèle de surface peut utiliser les données d'observations d'un point de grille en tant que forçage atmosphérique afin de valider le modèle sur différents points de mesures. A échelle globale, les données de forçage sont bien souvent des réanalyses. Ces derniers correspondent à des sorties de modèles atmosphériques corrigées avec des observations par assimilation de données. Pour que le modèle de surface LSM fonctionne, ces données doivent être continues, d'un pas de temps

23. *Short Wave* : flux solaire de courtes longueurs d'ondes

24. *Long Wave* : flux infra-rouge de longues longueurs d'ondes

variant de 30 min à 12 h suivant les données météorologiques. Ces dernières ont également une résolution horizontale et verticale qui varie en fonction des jeux de données. Généralement, la taille de grille pour les forçages utilisés dans les modèles globaux sont de l'ordre de 0.5° à 2°. La résolution des simulations du modèle dépend de celle du forçage atmosphérique. Bien entendu, le choix de la maille reste un compromis entre précision et temps de calcul.

Il est important de noter que les données de forçage comportent des biais; les données d'observations sont éparpillées d'une part, en particulier dans les hautes latitudes et sont, d'autre part, dépendantes des outils de mesures qui comportent à leur tour des incertitudes. Cela engendre un bilan énergétique et un bilan d'eau qui ne sont pas conservés dans les données de mesures. De manière générale, les forçages atmosphériques WFDEI²⁵ et CRUNCEP²⁶ sont largement utilisés par la communauté scientifique utilisant des modèles globaux, ce sont également les deux forçages les plus utilisés dans mes simulations au cours de cette thèse.

Nom	Organisme	Période	Résolutions	Références
ERA-40	ECMWF	1957-2002	3h, 125 km	(Uppala <i>et al.</i> , 2005)
ERA-Interim	ECMWF	1979-Present	3h, 80 km	(Dee <i>et al.</i> , 2011)
WATCH	WATCH	1901-2001	3h, 0.5° x 0.5° ²⁷	(Weedon <i>et al.</i> , 2011)
WFDEI	WATCH	1979-2012	3h, 0.5° x 0.5°	(Weedon <i>et al.</i> , 2014)
NCEP	NCEP	1948-Present	6h, 2.5° x 2.5°	(Saha <i>et al.</i> , 2014)
CRU TS.3.2	CRU	1901-2009	1 mois, 0.5° x 0.5°	(Harris <i>et al.</i> , 2014)
CRUNCEP 5.3	LSCE	1901-2013	6h, 0.5° x 0.5°	(Viovy et Ciais, 2011)

Tab. 2.2 – Caractéristiques des forçages atmosphériques utilisées pendant la thèse

Les données de forçage WFDEI proviennent des données WATCH²⁸ en utilisant les données de réanalyses ERA-Interim avec corrections des précipitations ajustées par les données du GPCC²⁹. Ces données recouvrent la période 1979-2012. Les données WATCH étant elles mêmes basées sur les données ERA-40³⁰ avec corrections des précipitations du GPCC pour la période 1958-2001 et sur des réanalyses générées aléatoirement³¹ à partir des données ERA-40 pour la période 1901-1957 (Weedon *et al.*, 2011). Les données WFDEI sont plus proches des observations que les données WATCH. En effet, l'utilisation des données ERA-Interim au lieu de ERA-40 a permis d'améliorer les données de vitesse de vent grâce aux changements de rugosité, les biais moyens des précipitations sont plus faibles avec les données WFDEI et la prise en compte des aérosols a permis d'améliorer les rayonnements SW (Weedon *et al.*, 2014). Quand aux données de forçages CRUNCEP, il s'agit d'une combinaison entre les observations mensuelles CRU³² et les anomalies aux moyennes mensuelles toutes les 6h de NCEP³³. Le tableau récapitulatif 2.2 détaille l'ensemble des fichiers de forçages et de réanalyses abordé ci dessus.

25. *WATCH Forcing Data by making use of the ERA-Interim reanalysis data*

26. Combinaison des observations CRU et des données NCEP

28. *WATER and global CHange*

29. Global Precipitation Climatology Centre

30. ERA-40 : 40 années de Réanalyses ECMWF

31. Cette méthode s'assure que toutes les 44 années disponibles de ERA-40 ont été utilisées en respectant les années bissextiles

32. *Climatic Research Unit*

33. *National Center for Environmental Prediction*

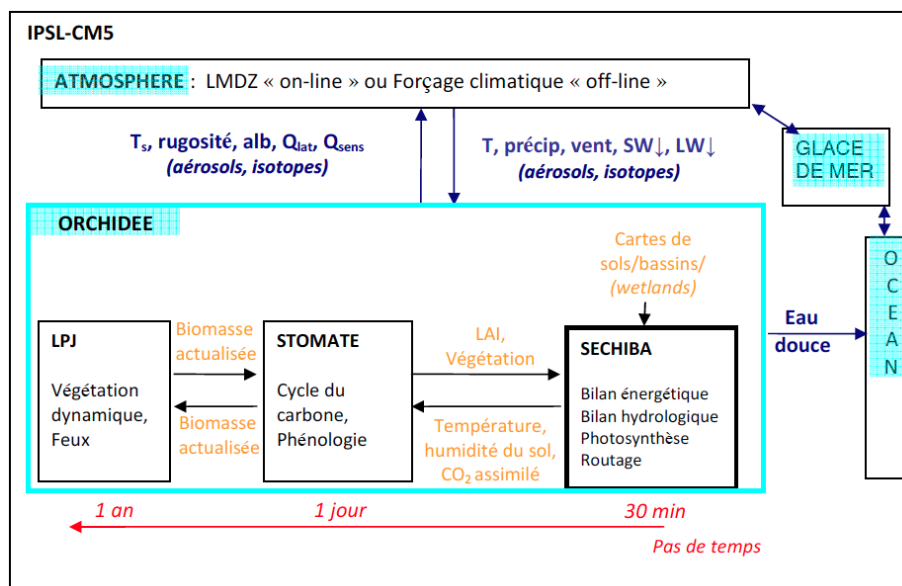


Fig. 2.4 – Fonctionnement d'ORCHIDEE au sein du modèle de climat global IPSL-CM5 (Gouttevin, 2012)

2.3.2 Description du modèle de surface ORCHIDEE

2.3.2.1 Présentation du modèle

Le modèle de surface continentale ORCHIDEE fait partie du couplage du modèle de circulation générale océan-atmosphère-végétation de l'IPSL-CM. Le modèle de surface ORCHIDEE seul est le couplage d'un schéma de surface SVAT³⁴ avec un modèle de biogéochimie et de biogéographie dynamique. Le modèle SVAT utilisé est le modèle SECHIBA³⁵ développé par le LMD (Ducoudré *et al.*, 1993; De Rosnay et Polcher, 1998). ORCHIDEE est une combinaison de 3 modèles décrit ci dessous :

- SECHIBA :

Il s'agit d'un modèle basé sur des paramétrisations d'échanges hydriques et énergétiques entre la biosphère et l'atmosphère calculées avec un pas de temps de 30 minutes. SECHIBA est considéré comme étant le module hydrologique d'ORCHIDEE. Initialement un schéma de surface SVAT, ce modèle décrit l'ensemble des processus hydrologiques du sol avec une discrétisation verticale du sol décrit par le modèle CWRR³⁶ de Dublin et défini avec 11 couches de sol développé par De Rosnay (1999) traitant le transfert d'humidité d'une couche de sol à une autre (Bruen, 1997; Dooge *et al.*, 1993). SECHIBA regroupe différentes routines qui déterminent le bilan d'énergie, la thermodynamique du sol, le routage de l'eau des continents vers les océans, des conditions de surface telles que la rugosité, l'albédo ainsi que les processus liés à la photosynthèse. Ce modèle peut fonctionner seul, et ce, sans activer les modules liés au carbone et à la dynamique de la végétation. Dans ce cas précis, la végétation et le LAI sont prescrits.

- STOMATE :

La dynamique du carbone et la phénologie sont décrites au sein du module de STOMATE³⁷. Ce dernier regroupe également un ensemble de routine qui décrivent le cycle du carbone et la

34. *Surface Vegetation Atmospheric Transfer schemes*

35. Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface entre la Biosphère et l'Atmosphère

36. Centre for Water Resources and Research

37. *Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems*

phénologie des écosystèmes calculés avec un pas de temps journalier. Le modèle STOMATE développé par Viovy (1996) est considéré comme le module de carbone d'ORCHIDEE, et plus généralement la dynamique du carbone de la biosphère terrestre. Ce modèle est subdivisé en une combinaison de différents modules traitant chacun des processus spécifiques tels que l'allocation du carbone, la phénologie des végétaux, la respiration, la photosynthèse, la décomposition de la litière et les réservoirs de carbone via la dynamique du carbone des sols. Contrairement à SECHIBA, STOMATE ne peut fonctionner seul ; ce modèle nécessite les données liées à l'hydrologie et à la thermique des sols calculées dans SECHIBA.

- **LPJ :**

Le modèle de LPJ est un modèle de végétation dynamique que l'on appelle DGVM³⁸ (Sitch *et al.*, 2003). Les paramétrisations de cette dynamique sont calculées avec un pas de temps effectif de 1 an. La dynamique de la végétation détermine la répartition des espèces de part l'établissement, la mortalité liée aux conditions climatiques telles que les feux et la température, ainsi que la compétition inter-espèces. Lorsque ce module est activé, la couverture végétale varie au cours du temps et est utilisée par le module hydrologique SECHIBA.

Ces modèles intégrés au sein d'ORCHIDEE interagissent entre eux, leurs échanges sont détaillés par les flèches en noirs dans la figure 2.4. Les données hydrologiques et thermiques de SECHIBA sont transférées au modèle de STOMATE qui interagit également avec SECHIBA lorsqu'il est activé. Il en est de même pour le modèle LPJ qui interagit avec STOMATE en s'échangeant des informations liées à la biomasse.

2.3.2.2 Paramètres utilisés

Le modèle ORCHIDEE contient des propriétés de surfaces terrestres qui nécessitent des paramètres spatialisés tels que la végétation, la texture du sol, la topographie et la localisation des bassins. Le tableau 2.4 décrit les cartes utilisées pour les simulations d'ORCHIDEE tout au long de ma thèse.

La végétation est classée selon 12 différents types fonctionnels de plantes en fonction de leur feuillage et de leur position géographique comme décrit dans le Tableau 2.3. Comme nous l'avons vu dans la section 2.3.2.1, le modèle LPJ de dynamique de la végétation peut être désactivé. Dans cette configuration, la répartition spatiale de la végétation doit être prescrite à l'aide d'une carte globale de végétation lue par ORCHIDEE. La résolution de la carte de végétation utilisée dans ORCHIDEE est de 5 km x 5 km (Loveland *et al.*, 2000). Pour chaque grille du modèle, la végétation est subdivisée en un pourcentage de chacun des 13 PFT décrit par le Tableau 2.3. En effet, les paramètres hydrologiques tels que la transpiration et l'interception d'eau par les feuilles diffèrent selon le type de végétation. Le modèle calcule leur flux pour chacun des types de PFT. Ces flux sont ensuite moyennés pour chaque maille en fonction de la fraction de chacun des PFT.

38. *Dynamic Global Vegetation Model*

N° PFT	Description
1	Sol nu
2	Sempervirent ^a tropical à feuilles larges
3	Décidu tropical à feuilles larges
4	Sempervirent tempéré à aiguilles
5	Sempervirent tempéré à feuilles larges
6	Décidu tempéré à feuilles larges
7	Sempervirent boréal à aiguilles
8	Décidu boréal à feuilles larges
9	Décidu boréal à aiguilles
10	Herbe en C3
11	Herbe en C4
12	Culture en C3
13	Culture en C4

a. Feuillages persistant *evergreen* en anglais

Tab. 2.3 – Classement des PFT d'ORCHIDEE

Le modèle a également des paramètres hydrologiques tels que la porosité des sols qui dépendent de la texture du sol. Le modèle ORCHIDEE utilise les données de classification texturale du sol établi à partir de la carte globale (FAO, 1978) afin de diagnostiquer la texture du sol dominante d'un point de grille. Contrairement à la végétation, le modèle n'attribue pas une texture de sol sous maille, seuls les paramètres pédologiques de la texture dominante sont pris en compte sur la totalité de la maille. La température du sol est également commune pour tous les PFT de la maille.

Les flux d'eau dans le sol sont déterminés selon trois types de sols appelés , "soiltile", définissant 3 colonnes d'eau séparées ayant chacun leur propre bilan d'eau. Chaque type de sol représente un groupe de PFT qui correspond au sol nu, aux herbacées ou aux arbres.

Le modèle décrit également une topographie moyenne par maille qui est obtenue par les données orographiques de ETOPO (2001).

Le schéma de routage du modèle hydrologique SECHIBA permet le transport du ruissellement et du drainage vers les océans (Vörösmarty *et al.*, 2000; Fekete *et al.*, 1999). La carte des bassins décrit dans le tableau 2.4 permet de préciser la direction des flux d'eau pour chacun des bassins versants. Cela permet également de déterminer la quantité d'eau retenue par les sols de celle qui est transportée vers les océans.

Carte	Description	Résolution	Références
Végétation	Groupe de végétation	5 km x 5 km	(Loveland <i>et al.</i> , 2000)
Sols	Type de sol dominant FAO classification	1° x 1°	(Zobler, 1986)
Orographie	pente moyenne sur la grille	0.25° x 0.25°	(ETOPO, 2001)
Bassins	N° des bassins et direction d'écoulement	0.5°x 0.5°	(Vörösmarty <i>et al.</i> , 2000)

Tab. 2.4 – Cartes de paramètres utilisés par le modèle ORCHIDEE

2.4 Méthodologie appliquée au développement des tourbières

2.4.1 Introduction

La majeure partie de mon travail de thèse porte sur le développement des tourbières dans le modèle de surface ORCHIDEE afin de prendre en compte les réservoirs de carbone que constituent les tourbières ; qui sont de plus, largement présentes dans les hautes latitudes Nord. Après l'inclusion des processus liés au gel du sol des régions de pergélisols dans le cadre de la thèse de Gouttevin (2012), l'hydrologie des tourbières des hautes latitudes bénéficie de la prise en compte des périodes de gel/dégel du sol dans le modèle ORCHIDEE. Il est important de souligner que la particularité des tourbières repose sur leur hydrologie et leur végétation. En effet, la haute teneur en eau dans les sols et la végétation spécifique des tourbières sont responsables de l'accumulation de carbone présente dans les sols. L'hydrologie des tourbières et son stock de carbone sont corrélés. La priorité du développement porte sur l'hydrologie des tourbières d'une part et sur une végétation adaptée à ces milieux anoxiques d'autre part.

Il est à noter que de nombreuses études portant sur le développement des tourbières reposent sur une combinaison des méthodes utilisées dans les modèles décrits section 2.2. Pour exemple, les développements de Spahni *et al.* (2012) réutilisent les paramétrisations des études de Frohling *et al.* (2010) et de Wania *et al.* (2009a,b). Le choix de mes développements reposent également sur ces publications. Contrairement aux autres modèles décrit section 2.2, ORCHIDEE est un modèle de surface global dont les paramétrisations doivent fonctionner lorsqu'il est couplé avec les autres composantes du modèle de l'IPSL. Pour cela, le meilleur compromis consiste à minimiser les modifications que l'on doit apporter au modèle. Les études de Kleinen *et al.* (2012) ont également poursuivi cette logique en s'assurant de ne pas complexifier le modèle LPJ dans leur développement des tourbières. L'ensemble des développements doit alors suivre le cheminement des processus d'ores et déjà développés dans le modèle. Il s'ensuit alors une adaptation des processus des tourbières en fonction de la faisabilité de sa description dans le fonctionnement du modèle.

La méthodologie que l'on adopte dans les développements de modèle se fait de manière progressive. Pas à pas, on vérifie le bon fonctionnement de chacun des processus implémentés, en commençant bien souvent par des simplifications. Le développement d'un modèle se décompose en de longues étapes d'inclusion de processus, de vérifications techniques et physiques de son bon fonctionnement et s'achève par une validation des processus à l'aide d'observations ainsi qu'une étude d'impact de l'inclusion de ces développements.

2.4.2 Propriétés spécifiques

Nous avons vu dans la section 2.2 que les processus physiques des tourbières correspondent aux développements de Clymo (1984). En effet, la tourbe se caractérise par deux couches de sol distinctes ayant des propriétés très différentes. C'est la profondeur de nappe phréatique qui régule le comportement de la tourbière.

De manière générale, l'ensemble de ces développements s'accordent pour implémenter une végétation spécifique pour les tourbières, avec une teneur en eau dans le sol importante qui conduit à un stress hydrique pour les plantes non adaptées à ce milieu. De plus, les tourbières sont souvent situées dans les régions de pergélisols. La raison de cette localisation provient, d'une part, des conditions météorologiques et topographiques qui sont propices à la formation des tourbières dans les

milieux arctiques et, d'autre part, des propriétés thermiques de la tourbe qui sont telles qu'elle se refroidit rapidement en hiver et son réchauffement est alors limité en été de part ses propriétés isolantes. (Brown, 1970; Burn et Smith, 1988). Les développements des processus des tourbières sont mieux représentés lorsqu'ils sont inclus dans un modèle décrivant les processus liés au gel du sol. Cependant, les divergences selon les modèles reposent sur la localisation des tourbières. Les méthodes statiques et dynamiques comportent toutes deux des compromis et des biais par rapport à la répartition géographique actuelle des tourbières dans le globe.

Le **choix de la végétation** diverge fortement selon les 3 modèles décrits section 2.2. En effet, la description détaillée de 12 PFT propres aux tourbières dans l'étude de Frohling *et al.* (2010) est trop précise dans le cas d'un modèle de surface à échelle globale comme ORCHIDEE qui décrit toute végétation confondue en seulement 13 PFT. Les études de Kleinen *et al.* (2012) ont l'avantage de maintenir la simplicité du modèle en n'incluant pas de végétation spécifique. Leur choix consiste à imposer une végétation herbacée dans les régions des tourbières. Enfin, les études de Wania *et al.* (2009b) distinguent deux PFT pour ces régions dont les sphaignes qui ont une capacité de photosynthèse qui varie en fonction de la position de nappe, et les herbacées C3 qui sont tolérantes aux inondations avec une GPP diminuée lorsque la nappe mensuelle moyenne est en dessous de 10 cm de profondeur. La méthode adoptée pour la végétation des tourbières dans ORCHIDEE consiste en une combinaison entre Kleinen *et al.* (2012) et Wania *et al.* (2009b). Seul un PFT spécifique aux tourbières est implémenté. Il possède les caractéristiques des C3 herbacées en imposant une diminution de la GPP. Cet abaissement est forcé de manière constante pour représenter de façon simplifiée la limitation en azote dans ces milieux qui n'est pas intégrée dans le développement des hautes latitudes du modèle ORCHIDEE contenant les processus de gel du sol. Il est à noter que le stress hydrique dans le modèle n'est configuré que pour un déficit en eau et non pour une saturation en eau. De ce fait, les herbacées utilisées pour les tourbières sont tolérantes aux inondations.

La **localisation des tourbières** peut être définie de manière statique à l'aide d'une carte localisant les régions des tourbières et invariable dans le temps. Il est possible de choisir une approche dynamique comme Kleinen *et al.* (2012) en utilisant les zones inondées avec le formalisme de TOP-MODEL. Cette même approche a également été utilisée lors des études de Ringeval (2011) qui ont mené à étudier les impacts des variations des zones humides sur la variabilité des émissions de méthane atmosphérique avec le modèle ORCHIDEE. La particularité des tourbières repose sur un fort contenu en carbone du sol. Dans le cadre de ma thèse, seules les tourbières sont étudiées. L'approche choisie est différente de celle utilisée dans la thèse de Ringeval (2011) afin de ne localiser que les tourbières. Les études de Wania *et al.* (2009a) ont opté pour une localisation statique en utilisant une carte de teneur en carbone du sol. Leur hypothèse repose sur la haute teneur en carbone du sol des tourbières. Cependant, les lacs thermokarstiques et les yedomas ont également de fortes teneurs en carbone. Ce choix entraîne une surestimation de la superficie des tourbières. L'option choisie pour localiser les tourbières dans ORCHIDEE repose sur une approche statique en utilisant la carte globale des tourbières de Yu *et al.* (2010). Cette méthode sera détaillée davantage dans le chapitre 3.

Le calcul de la **position de nappe phréatique** repose sur la quantité d'eau présente dans le sol. La méthode de Frohling *et al.* (2010) détermine la variation de nappe phréatique en fonction du bilan d'eau et de la hauteur de tourbe à échelle annuelle. Les processus hydrologiques décrits dans SECHIBA sont déterminés toutes les 30 min et le calcul de la position de nappe suit ce développement. Cet avantage permet de suivre l'évolution saisonnière de la nappe phréatique. La méthode de calcul de Wania *et al.* (2009a) repose sur la loi de Simpson en utilisant la position de nappe en fonction du

volume total d'eau, de la porosité et de la profondeur de l'acrotelme qui est fixé entre +10 cm au-dessus de la surface et 30 cm de profondeur dans le sol. Le choix adopté pour ce développement dans ORCHIDEE utilise le calcul du contenu en eau qui est décrit pour chacune des couches hydrologiques du modèle. La position de nappe est alors une variable diagnostique basée sur la variable pronostique du contenu en eau. La position de nappe correspond à la hauteur du noeud de calcul de la couche hydrologique qui a un contenu en eau proche de la teneur saturante (ce calcul est détaillé dans le chapitre 3). La position de nappe phréatique des tourbières est souvent proche de la surface. Ces conditions sont permises par un fort apport en eau. Afin de simuler une nappe phréatique cohérente avec les observations, il est nécessaire de prendre en compte cet apport en eau vers les tourbières. La méthode choisie dans ORCHIDEE consiste à infiltrer la quantité d'eau ruisselée des autres sols au sein de la même maille dans le sol des tourbières. Les compromis de cette méthode sont explicités dans le chapitre 3.

Le **drainage profond** est négligeable dans les tourbières d'après Evans *et al.* (1999). Les développements de Wania *et al.* (2009a) ont suivi cette étude et négligent le drainage vertical dans la tourbe. Les études de Frohling *et al.* (2010) empêchent tout échange avec les eaux souterraines. Dans le modèle des tourbières dans ORCHIDEE, le drainage profond entre les eaux souterraines et la dernière couche de sol à 2 m est aussi fixé à zéro. Dans les tourbières, des eaux peuvent stagner au-dessus de la surface. Wania *et al.* (2009a) ont suivi les études de Booth *et al.* (2005) afin de fixer une **eau stagnante** qui est possible jusqu'à 10 cm de profondeur. Les études de Kleinen *et al.* (2012) n'ont pas de développement sur l'hydrologie des tourbières, seules les positions de nappe égales à la surface sont comptabilisées comme des tourbières. Frohling *et al.* (2010) déterminent la position de nappe phréatique annuellement. Ils ne prennent alors pas en compte les périodes épisodiques d'eau stagnant au-dessus de la surface du sol. Dans le modèle ORCHIDEE, le choix suit les études de Wania *et al.* (2009a) qui tolèrent une quantité d'eau stagnante jusqu'à 10 cm au-dessus de la surface avant de ruisseler.

La tourbe contient un stock important de carbone. Cela provient de la faible décomposition en carbone lorsque le sol est saturé en eau. Les études de Wania *et al.* (2009a); Kleinen *et al.* (2012) ont établi une limitation de la décomposition du carbone lorsque le sol est inondé. En contrepartie, le manque d'oxygène dans les couches saturées en eau entraîne une forte production de méthane. Les émissions de méthane issues des tourbières sont étudiées dans le chapitre 4.

Pour conclure, les développements des tourbières dans le modèle ORCHIDEE s'appuient principalement sur les processus hydrologiques propres aux tourbières ainsi que sur leur végétation. Les processus intégrés au modèle ORCHIDEE sont synthétisés dans le tableau 2.5. Ces développements permettent par la suite d'étudier l'évolution actuelle et future de l'hydrologie des tourbières qui sera détaillé dans le chapitre 4 ainsi que l'impact des émissions de méthane des tourbières sur les émissions atmosphériques détaillé dans le chapitre 5.

	DESCRIPTION	ORCHIDEE
CARTE		Carte Yu*
	PFT spécifique	1 PFT (C3)
VÉGÉTATION	Inondation stress	oui
	Faible Productivité	GPP diminué
CARBONE	Décomposition limitée	oui
	Gel du sol	oui
	WTP	$+10 < WTP_{30min} < -2000$
HYDROLOGIE	Eau stagnante	oui ($\leq 10\text{cm}$)
	Drainage nul	oui

Tab. 2.5 – Tableau descriptif des principaux processus intégrés au modèle ORCHIDEE et décrits dans les modèles de Wania, Froking er Kleinen. * La carte des tourbières utilisée est une adaptation à la carte de Yu *et al.* (2010) expliquée dans le chapitre 3.

Chapitre 3

Implémentation et validation des processus hydrologiques des tourbières dans ORCHIDEE

Sommaire

3.1 Introduction	55
3.2 Description de l'hydrologie dans ORCHIDEE	56
3.2.1 Bilan d'eau	56
3.2.2 Deux hydrologies	56
3.2.3 Paramètres hydrologiques	59
3.3 Développement des processus de tourbières	63
3.3.1 Représentation de la végétation	63
3.3.2 Propriétés hydrologiques	72
3.3.3 Propriétés pédologiques	77
3.4 Évaluation de l'hydrologie des tourbières	80
3.4.1 Étude sur site	80
3.4.2 Sensibilité de la fraction de tourbières à l'évaporation	88
3.4.3 Impact sur le débit des rivières	91
3.4.4 Comparaison des variations de masse d'eau continentales avec les données GRACE	94
3.5 Conclusion	101

3.1 Introduction

Ce troisième chapitre traite des processus hydrologiques des tourbières modélisées dans le modèle de surface ORCHIDEE. L'état de l'art des processus biogéochimiques des tourbières détaillé dans le précédent chapitre a permis de comparer les différentes méthodes d'implémentation de ces processus qui diffèrent en fonction de la représentation hydrologique des modèles. Ce chapitre subdivisé en trois parties permet de comprendre de manière générale le fonctionnement hydrologique du modèle, de connaître les paramétrisations utilisées dans le développement des tourbières ainsi que les études permettant de valider et de comparer le modèle aux observations. La représentation de l'hydrologie à travers la discrétisation du sol et les paramètres hydrodynamiques du modèle ORCHIDEE

sera détaillée dans un premier temps dans le paragraphe 3.2. L'ajustement des paramètres biogéochimiques des tourbières en passant par le choix de la carte globale des tourbières sera développé dans un second temps et détaillé dans le paragraphe 3.3. Enfin, la validation du modèle sur site et à plus grande échelle sera illustrée en dernière partie de ce chapitre dans le paragraphe 3.4.

3.2 Description de l'hydrologie dans ORCHIDEE

3.2.1 Bilan d'eau

Les principes fondamentaux d'un modèle de surface continentale reposent sur la conservation du bilan en eau et en énergie. Le bilan énergétique est couplé au bilan d'eau. En effet, le flux de chaleur latente de vaporisation H_L entre la surface et l'atmosphère dépend de l'humidité du sol comme le montre l'équation 3.1 avec L_v la chaleur latente de vaporisation E l'évaporation et T la transpiration.

$$H_L = L_v(E + T) \quad (3.1)$$

L'amélioration de la représentation hydrologique du sol entraîne en principe une amélioration du bilan d'eau mais également du bilan d'énergie. Chacun des paramètres hydriques tels que l'infiltration de l'eau dans le sol I , le drainage D , le ruissellement de surface R_s , l'évaporation du sol E_{sol} , la transpiration T , ou le stockage de l'eau par les plantes doit être alors bien représenté afin de déterminer le bon contenu en eau du sol.

Le bilan d'eau à la surface du sol est décrit selon l'égalité 3.2. La sublimation de la neige n'est pas prise en compte dans ce bilan puisqu'elle n'influence pas directement le contenu en eau du sol. La quantité de précipitation atteignant le sol est décrite par P_{sol} . En effet, une partie de la précipitation est interceptée par les feuilles. La quantité P_{sol} tient compte également de la quantité d'eau qui s'écoule depuis la canopée. La quantité P_{sol} arrivant à la surface est ensuite répartie entre la quantité infiltrée dans le sol (I), le ruissellement de surface (R_s) et les termes liés à l'évaporation du sol (E_{sol}) et à la transpiration (T).

$$P_{sol} = E_{sol} + R_s + I + T \quad (3.2)$$

Dans le modèle ORCHIDEE, la représentation de trois colonnes de sols dans chaque maille, appelée "soiltile", est définie en fonction de la végétation présente au dessus de ces sols. On distingue alors le sol nu, des arbres et des herbacées. Le bilan d'eau est établi pour chacun de ces sols. Le contenu en eau moyen par maille est calculé comme le contenu en eau sous maille pondéré par la fraction de chaque "soiltile". Ce contenu en eau moyen est utilisé pour le bilan d'énergie, qui lui, n'est pas établi sous maille.

3.2.2 Deux hydrologies

Le modèle ORCHIDEE dispose de deux configurations de l'hydrologie. La première hydrologie développée dans le modèle est l'hydrologie bicouche. Son principe repose sur un réservoir "bucket" représentant la quantité d'eau présente dans le sol avec la prise en compte d'une deuxième couche créée afin de mieux représenter les flux d'évaporation. Cette couche en surface se crée lors des précipitations lorsque le sol est en partie asséché (Choisnel, 1977). Ce réservoir de surface se remplit par les précipitations et se vide par évaporation. La seconde approche de l'hydrologie est une hydrologie multi-couches. La profondeur totale du sol (de 2m) est divisée en 11 couches. Cette hydrologie tient compte de la diffusion de l'eau dans le sol. Les mouvements de l'eau sont représentés par l'équation de Richards. De nos jours, la version bicouche du modèle n'est que rarement utilisée. Lors de ma

thèse, le modèle hydrologique utilisé est le modèle multi-couches.

3.2.2.1 Hydrologie bicouche

L'hydrologie bicouche est une représentation du réservoir d'eau dans le sol en deux couches, l'une superficielle et l'autre en profondeur. Cette représentation a été développée par Choissnel (1977); Choissnel *et al.* (1995). La profondeur de la couche superficielle est variable dans le temps. Cette couche a une épaisseur non nulle lors des périodes de précipitations si le sol est en partie asséché, son épaisseur dépend alors de ces dernières. Cette quantité d'eau est ensuite peu à peu drainée vers la couche plus profonde. Lorsque son épaisseur est nulle, seule la couche en profondeur est représentée comme dans le cas du modèle "bucket". De même, il n'y a qu'une seule couche lorsque le sol est saturé en eau. L'humidité du sol pour le réservoir en surface W_u est régi selon l'équation 3.3. Ce réservoir existe lorsque la quantité d'eau précipitée vers le sol P est supérieure à l'évaporation E ainsi qu'à la quantité drainée D vers la couche inférieure. En l'absence du réservoir de surface, le réservoir profond W_d est un simple "bucket" étant égale à $P - E$.

$$\frac{\partial W_u}{\partial t} = P - E - D \quad (3.3)$$

En effet, le modèle 'bucket' ne peut pas reproduire la variabilité temporelle de l'évaporation. Le développement du modèle bicouche permet de pallier ce problème. En effet, la représentation de la couche superficielle permet de bien représenter les flux d'évaporations notamment lors des périodes de précipitations.

3.2.2.2 Hydrologie multi-couches

Le modèle multi-couches est un modèle hydrologique physique résolvant l'équation de Darcy pour représenter les mouvements de l'eau dans le sol. L'humidité du sol est calculée pour chacune des couches et l'eau apportée par les précipitations est diffusée à travers les différentes couches du sol. Le modèle multi-couches dans ORCHIDEE suit le modèle CWRR de Dublin et a été intégré dans SECHIBA par De Rosnay (1999). Ce modèle est basé sur la résolution de l'équation de Fokker-Planck (équation 3.4) combinant l'équation de continuité et l'équation de Darcy.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta(z, t)}{\partial z} - K(\theta) \right) - S \quad (3.4)$$

avec :

θ la teneur en eau volumique ($m^3.m^{-3}$)

$D(\theta)$ la diffusivité de l'eau dans le sol ($m^2.s^{-1}$)

$K(\theta)$ la conductivité hydraulique ($m.s^{-1}$)

S l'extraction de l'eau du sol par les racines ($m^3.m^{-3}.s^{-1}$)

La résolution de l'équation de Fokker-Planck est non linéaire. Le modèle de Dublin résout cette équation par la méthode de linéarisation par morceaux des fonctions de conductivité et de diffusivité. Cette linéarisation est divisée en 50 intervalles compris entre $[\theta_r, \theta_s]$ avec θ_r l'humidité résiduelle et θ_s l'humidité saturante. Pour une valeur du contenu en eau θ donnée, la diffusivité $D(\theta)$ est approchée par une fonction constante par morceaux et la conductivité $K(\theta)$ par une fonction linéaire par morceaux (équation 3.5). La figure 3.1 schématise la linéarisation par morceaux de la conductivité hydraulique.

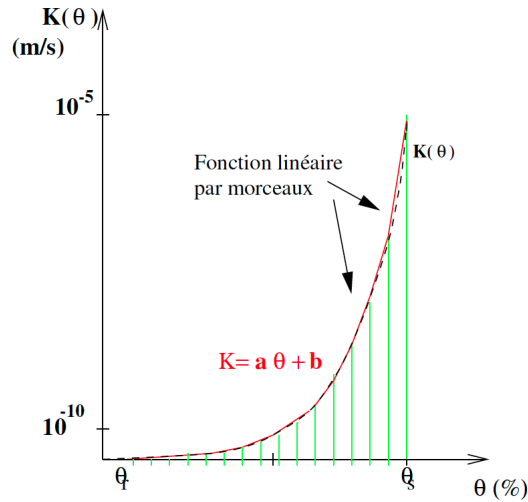


Fig. 3.1 – Schématisation de la méthode de linéarisation de la conductivité hydraulique K en fonction de la teneur en eau θ . Pour chaque intervalle, la fonction K est considérée comme une fonction affine. La courbe en pointillé représente la fonction non-linéaire, et la courbe en rouge la fonction linéaire qui résulte des 50 fonctions linéaires par morceaux de la conductivité hydraulique. (De Rosnay, 1999)

$$\begin{cases} K = a\theta + b \\ D = d \end{cases} \quad (3.5)$$

La résolution numérique de l'équation de Fokker-Planck se fait par la méthode des différences finies. Le pas de temps Δt est constant. La profondeur du sol est définie à 2m de profondeur. La discrétisation verticale se fait sur 11 noeuds de profondeur $Z_{i=1}^{11}$. Pour chaque noeud vertical i , de profondeur Z_i et une teneur en eau θ_i , on associe une couche de sol d'épaisseur dz et de contenu en eau W_i décrit par l'équation 3.6 et qui est représenté par la figure 3.2. On comptabilise alors 11 couches de sol dont l'épaisseur augmente avec la profondeur.

$$\begin{cases} dz = \frac{Z_2}{2} & W_1 = \frac{\Delta Z_2}{8}(3\theta_1 + \theta_2) & \text{pour } i=1 \\ dz = \frac{Z_{i+1} - Z_{i-1}}{2} & W_i = \frac{\Delta Z_i}{2} \left(\frac{\theta_i + \theta_{i-1}}{2} \right) + \frac{\Delta Z_{i+1}}{2} \left(\frac{\theta_i + \theta_{i+1}}{2} \right) & \text{pour } i=2, N-1 \\ dz = \frac{Z_N - Z_{N-1}}{2} & W_N = \frac{\Delta Z_N}{2}(3\theta_N + \theta_{N-1}) & \text{pour } i=N \end{cases} \quad (3.6)$$

Dans le module hydrologique `hydrol.f90` de SECHIBA, la profondeur du noeud est représentée par `zz` et l'épaisseur de la couche par `dz`. Les flux sont calculés aux limites de chaque couche entre les noeuds, au sommet et au bas de chaque couche. Ces flux sont déterminés par l'équation de Darcy et sont proportionnels au gradient de la teneur en eau entre chaque couche. Les conditions limites imposent pour la surface un flux q_0 égale à la précipitation atmosphérique (non interceptée par le couvert végétal) moins l'évaporation potentielle. Pour la dernière couche du sol, on suppose un gradient de teneur en eau nul. Cette condition limite inférieure est représentée par un drainage libre au fond q_N correspondant à la conductivité hydraulique de la dernière couche $K(\theta_{11})$.

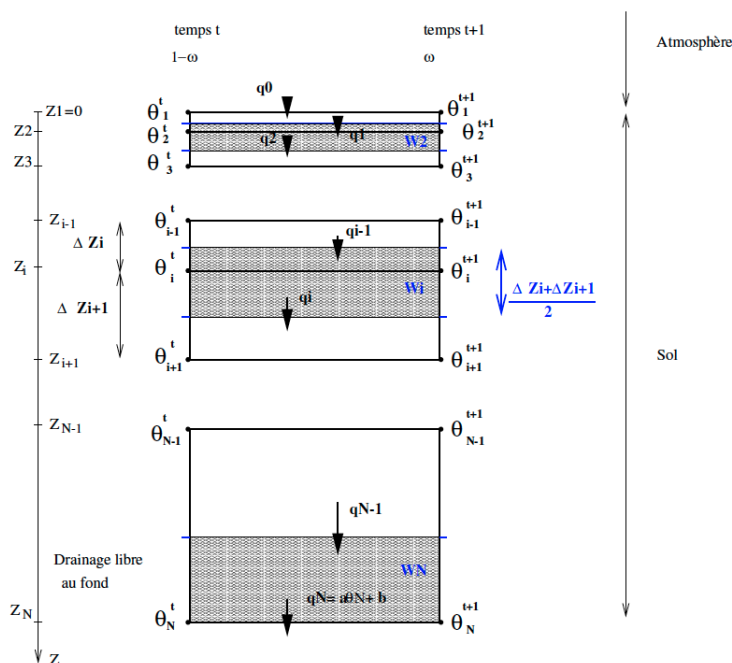


Fig. 3.2 – Discrétisation du sol du modèle CWRR et ORCHIDEE pour résoudre numériquement l'équation de Fokker-Planck. Le sol est discrétisé en 11 niveaux verticaux. Pour chaque nœud vertical, on associe une couche de sol d'épaisseur $(Z_{i+1} - Z_{i-1})/2$ (De Rosnay, 1999)

3.2.3 Paramètres hydrologiques

Cette section décrit les paramètres hydrodynamiques de la version à 11 couches du modèle ORCHIDEE.

3.2.3.1 Paramètres de Van Genuchten

Les équations de mouvements de l'eau dans le sol dépendent du type et de la texture du sol. Les fonctions de conductivité hydraulique et de la teneur en eau ne peuvent se déterminer que par des fonctions empiriques. Le modèle ORCHIDEE utilise la formulation de Van-Genuchten Mualem pour déterminer les fonctions $K(\theta)$ et $D(\theta)$ qui sont décrites par les équations 3.7 (Van Genuchten, 1980; Mualem, 1976).

$$\begin{cases} K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^l \times \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right)^m - 1 \right]^2 \\ D(\theta) = \frac{K(\theta)}{\alpha m n} \frac{1}{\theta - \theta_r} \left(\frac{\theta_s - \theta_r}{\theta - \theta_r} \right)^{1/m} \left[\left(\frac{\theta_s - \theta_r}{\theta - \theta_r} \right)^{1/m} - 1 \right]^{-m} \end{cases} \quad (3.7)$$

avec :

K_s^{ref} la conductivité hydraulique à saturation ($m \cdot s^{-1}$)

θ_s et θ_r respectivement humidité à saturation et résiduelle (m^3 / m^3)

α : inverse de la succion d'entrée d'air de Brooks et Corey (1964) (m^{-1})

m, n, l : constantes tel que $m = 1 - \frac{1}{n}$, $l=0.5$ et n déterminé dans le tableau 3.1.

Les paramètres de Van Genuchten dépendent de la granulométrie des sols dont les valeurs sont définies dans le tableau 3.1. La granulométrie est définie à partir de grandes classes texturales de sol établies par la FAO (1978) à partir de la classification plus fine de l'USDA. L'ensemble des textures de sol est regroupé en 3 grandes classes de textures de sols :

- **Sol grossier** : sables, sables limoneux et limons sableux avec moins de 18% d'argile et plus de 65% de sable.
- **Sol moyen** : limons sableux, limons, limons sablo-argileux, limons fins et ultra fins et limons argileux avec moins de 35% d'argile et moins de 65% de sable.
- **Sol fin** : argiles, argiles limoneux et sableux, limons argileux, limons fin argileux avec plus de 35% d'argile.

Sol	θ_s	θ_r	n	α (m ⁻¹)	K_s^{ref} (mm.d ⁻¹)
Fin/Argile	0.41	0.095	1.31	1.9	62.4
Moyen/Limon	0.43	0.078	1.56	3.6	249.6
Grossier/Sable	0.41	0.065	1.89	7.5	1060.8

Tab. 3.1 – Paramètres de Van Genuchten utilisé dans SECHIBA pour les types de sols fin, moyen et grossier correspondant respectivement aux sols composés d'argiles, de limon et de sables.

Pour des simulations spatialisées, le modèle utilise la carte de texture de sol de Zabler (1986) qui a converti les données de classification texturale de sol de la FAO sur une grille de 1° x 1° de résolution. Comme expliqué dans la section 2.3.2.2 du chapitre 2, le modèle n'attribue pas de texture de sol à chaque 'soilite'. Pour chaque grille, les paramètres de Van Genuchten utilisés sont calculés avec la texture de sol qui est dominante dans la maille.

3.2.3.2 Conductivité hydraulique à saturation

La conductivité hydraulique à saturation K_s varie avec la profondeur du sol selon l'équation 3.8. z_{lim} correspond à la profondeur du sol à partir de laquelle la conductivité décroît. Elle est fixée à 0.3 m. f est un facteur de décroissance fixé à 2 m⁻¹ (Beven et Kirkby, 1979; Beven, 1984)

$$K_s(z) = K_s^{ref} \times \exp(f(z-z_{lim})) \quad (3.8)$$

Cependant, la présence de végétation tend à augmenter la porosité du sol en présence de racines et tend à augmenter la capacité d'infiltration. La conductivité hydraulique à saturation est donc multipliée par un facteur K_v déterminé par l'équation 3.9 avec $K_s^{max}=7128$ mm.d⁻¹. c_v est le facteur de décroissance du profil racinaire (équation 3.12).

$$K_v(z) = \max \left[1, \left(\frac{K_s^{max}}{K_s^{ref}} \right)^{\frac{1-c_v z}{2}} \right] \quad (3.9)$$

La conductivité à saturation K_s^* résulte des deux expressions précédemment définies. La fonction résultante est décrite par l'équation 3.10 avec f_v la fraction de végétation v au sein de la maille.

$$K_s^*(z) = K_s(z) \prod_{v=2}^{13} K_v(z)^{f_v} \quad (3.10)$$

3.2.3.3 Densité racinaire

Les racines sont représentées par un profil vertical racinaire $R(z)$ dont l'expression est donnée équation 3.11 et dépend d'un paramètre de décroissance α en m^{-1} . Ce paramètre est déterminé pour chaque type de végétation décrivant une profondeur racinaire adéquate et permet une bonne quantification de la transpiration par les plantes.

$$R(z) = \exp(-\alpha z) \quad (3.11)$$

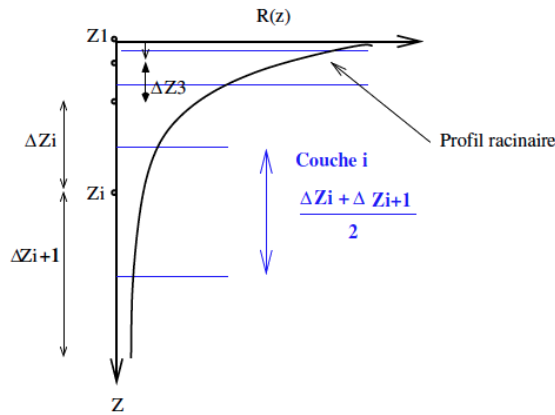


Fig. 3.3 – Discrétisation du profil racinaire (De Rosnay, 1999)

Le profil racinaire est discrétisé pour chaque couche de sol comme le montre la figure 3.3. En discrétisant l'équation 3.11, la densité racinaire est décrite par :

$$N_{root} = \frac{\int_{Z_i - \frac{\Delta Z_i - 1}{2}}^{Z_i + \frac{\Delta Z_i + 1}{2}} R(z) dz}{\int_{Z_2}^{Z_N} R(z) dz} \quad (3.12)$$

Cette équation nous conduit alors à une densité racinaire N_{root} , pour chaque couche, donnée par l'équation 3.13. On considère que la couche à la surface du sol (Z_1) ne contribue pas à la transpiration des plantes. Pour ce faire, on fixe $N_{root}(i=1)=0$.

$$N_{root} = e^{(-\alpha Z_i)} \frac{e^{(\alpha \frac{\Delta Z_i}{2})} - e^{(-\alpha \frac{\Delta Z_{i+1}}{2})}}{e^{(-\alpha \frac{\Delta Z_2}{2})} - e^{(-\alpha Z_N)}} \quad (3.13)$$

3.2.3.4 Résistance à l'évaporation

L'évaporation prise en compte dans le bilan hydrologique résulte de multiples processus qui ont été intégrés dans le modèle SECHIBA. La quantité d'eau évaporée dépend de la disponibilité en eau du sol. La transpiration des plantes varie en fonction de l'ouverture des stomates. Le modèle représente la quantité d'eau interceptée par les feuilles. Cette quantité peut également être ré-évaporée. De manière générale, l'évaporation est limitée par un ensemble de facteurs qui est regroupé par le facteur β de telle sorte que l'évaporation totale $E = \beta E_{pot}$. L'évaporation potentielle E_{pot} correspond à l'évaporation maximale dans le cas où le sol est saturé en eau. Elle est décrite selon l'équation

3.14. ρ représente la densité de l'air, q_a l'humidité spécifique de l'air, $q_{sat}(T_s)$ l'humidité spécifique à saturation à la température de surface T_s . La résistance aérodynamique de l'air r_a (en $s.m^{-1}$) dépend de la vitesse du vent V et d'un coefficient de traînée C_d (équation 3.15). V_{min} est fixé à $0.1 m/s^{-1}$.

$$E_{pot} = \frac{\rho}{r_a} (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (3.14)$$

$$r_a = \frac{1}{C_d * \max(V_{min}, V)} \quad (3.15)$$

Les résistances liées à l'évaporation décrites par le facteur β sont définies par l'équation 3.16. Ce facteur inclus le frein lié à l'interception β_{inter} et à la transpiration $\beta_{transpir}$ calculé pour chaque type de végétation ainsi que β_{evap} le facteur limitant de l'évaporation du sol nu¹.

$$\beta = \sum_{i=2}^{13} (\beta_{inter}^i + \beta_{transpir}^i) + \beta_{evap} \quad (3.16)$$

Ces facteurs sont décrits par les équations 3.17. Ils dépendent de la résistance aérodynamique r_a au dessus du couvert, de la résistance structurelle r_{stru} , de la résistance stomatique r_{sto} et de la résistance du sol r_{sol} , chacune représentée dans le schéma 3.4.

$$\left\{ \begin{array}{l} \beta_{inter} = \frac{1}{1 + \frac{r_{stru}}{r_a}} \\ \beta_{transpir} = \frac{1}{1 + \frac{r_{stru} + r_{sto}}{r_a}} U_{sv} \\ \beta_{evap} = \frac{1}{1 + \frac{r_{sol}}{r_a}} \end{array} \right. \quad (3.17)$$

Le facteur β_{inter} lié à l'interception représente le frein à l'évapotranspiration de l'eau interceptée par les feuilles, il dépend de la résistance aérodynamique et de structure. Le coefficient $\beta_{transpir}$ contrôle la transpiration de chaque PFT, il dépend de l'ouverture des stomates contrôlée par la résistance stomatique. Le terme U_{sv} correspond au potentiel d'extraction racinaire des plantes. Le coefficient β_{evap} limite l'évaporation du sol via la résistance au sol qui est elle même liée au déficit en eau du sol. Dans la version à 11 couches, β_{evap} est borné par un débit d'évaporation maximum.

L'ouverture des stomates varie avec le rayonnement solaire incident R_{SWnet} et l'humidité de l'air. Sous l'effet d'un déficit hydrique, les stomates se ferment via un coefficient λ . La résistance stomatique r_{sto} représente la capacité de la cavité stomatique à diffuser la vapeur d'eau. Elle dépend également de la surface des feuilles représentée par le LAI. Dans ORCHIDEE, la résistance r_{sto} est désormais calculée par l'inverse de la conductance stomatale paramétrée selon l'approche de Ball *et al.* (1987).

La résistance de structure r_{stru} représente la résistance à l'évapotranspiration de l'eau par le couvert végétal. Cette quantité dépend de l'énergie radiative arrivant sur les feuilles qui diffère entre le bas et le haut du couvert végétal. r_{stru} est inversement proportionnelle au LAI et est définie pour chaque type de végétation.

1. Dans SECHIBA, les termes β_{inter} , $\beta_{transpir}$ et β_{evap} sont décrits respectivement par les variables β_2, β_3 et β_4 .

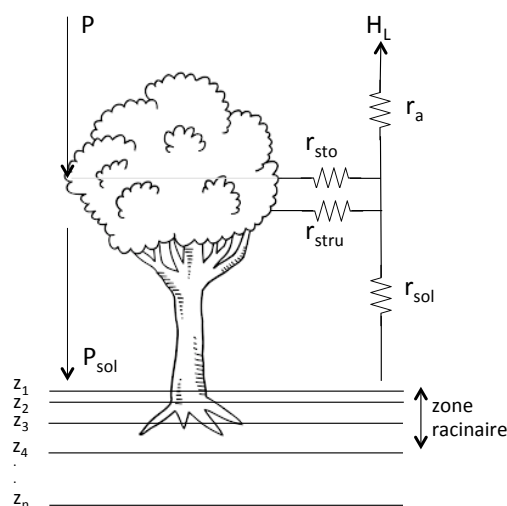


Fig. 3.4 – Représentation des processus liés à l'évapotranspiration. La précipitation P_{sol} est la précipitation P moins la quantité d'eau intercepté par les feuilles. Le flux sortant H_L correspond à la chaleur latente. Les limitations à l'évaporation sont représentées par des résistances avec : r_{sol} la résistance à l'évaporation du sol nu, r_{sto} la résistance stomatique, r_{stru} la résistance de structure et r_a la résistance aérodynamique. z_n représente la profondeur de la $n^{ème}$ couche hydrologique du sol.

3.3 Développement des processus de tourbières

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, la végétation dans le modèle ORCHIDEE est divisée en 12 groupes de végétation détaillés dans le tableau 2.3. Une bonne représentation de l'hydrologie des tourbières dans le modèle nécessite un bilan hydrologique séparé pour ces surfaces. Pour cela, l'inclusion d'un nouveau type de végétation pour décrire les spécificités des tourbières permet d'adapter les propriétés liées à la végétation présente dans une tourbière et d'attribuer une nouvelle colonne de sol propre aux tourbières ayant un bilan d'eau séparé des autres sols. Cette section décrit l'ensemble des paramètres spécifiques aux tourbières qui ont été implémentés dans le modèle, en distinguant la végétation de l'hydrologie et de la physique des sols. Ces développements se sont effectués dans la branche ORCHIDEE-MICT du modèle avec la révision 1255 (également nommée MICT-V1) qui contient le gel du sol².

3.3.1 Représentation de la végétation

Les tourbières sont représentées par un type de végétation spécifique, correspondant au nouveau PFT 14 dans la branche du modèle MICT³ (version 1). L'intégration de ce nouveau type de végétation permet dans un premier lieu d'adapter les processus biologiques liés à la végétation des sphaignes et des mousses présentes dans les tourbières. Les paramètres biologiques du PFT lié aux herbacées en C3 ont été utilisés pour le PFT 14 liés aux tourbières. L'inclusion d'un nouveau PFT nécessitant l'abaissement d'un autre, les surfaces de tourbières ont alors été ajoutées au détriment de celles des herbacées. Puisque les paramètres biologiques sont les mêmes, l'inclusion de ce PFT n'a pas d'impact sur le bilan d'énergie de chaque maille. Nous verrons cependant dans le paragraphe 3.3.2 que les modifications de l'hydrologie ont un impact sur les flux énergétiques.

2. La branche MICT correspond à l'ancienne branche ORCHIDEE_HIGH_LAT avec une mise à jour de la structure du TRUNK.

3. branche du modèle dédiée aux hautes latitudes

3.3.1.1 Localisation des tourbières

De nombreuses méthodes existent pour définir les surfaces de tourbières à l'échelle du globe. L'approche utilisée par Ringeval (2011) utilise TOPMODEL qui détermine les régions où le sol est temporairement saturé en eau. Cette carte dépend de l'hydrologie interne du modèle et ne permet pas de reconstituer l'hydrologie des tourbières, TOPMODEL étant un simple schéma de redistribution de l'eau sous maille. Par ailleurs, cette méthode ne différencie pas les tourbières des autres zones humides. Les limites de cette approche nous ont incité à utiliser une autre méthode de localisation des tourbières.

D'autres études telles que Wania *et al.* (2009a) utilisent la carte de sol IGBP-DIS pour localiser les tourbières. Lorsque la quantité de carbone du sol dépasse 31 kg m^{-2} dans le premier mètre du sol, celui-ci est considéré comme un sol de tourbière. Cependant, les zones de thermokarst et de yedoma ayant également un fort contenu en carbone du sol ne sont pas exclues de cette définition.

Afin de représenter l'évolution de l'hydrologie des tourbières au cours du temps, nous avons choisi de localiser les tourbières sans intégrer les autres types de zones humides ni l'ensemble des régions ayant une forte teneur en carbone. Pour cela, la localisation des tourbières s'est effectuée à partir de la carte des tourbières obtenue par Yu *et al.* (2010). Cette carte à échelle globale détermine les régions abondantes en tourbière sur une échelle de $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$. Pour être comptabilisée comme une région abondante en tourbière, une parcelle de 4 km^2 doit contenir plus de $200\,000 \text{ m}^2$ de tourbières. Ces données sont obtenues à partir des inventaires par pays. Pour les régions manquantes, comme la Norvège, la Finlande, l'Afrique ainsi que l'Amérique du sud et centrale, les surfaces de tourbières sont alors déterminées à partir des cartes d'histosols et de gleysols de la Harmonized World Soil Database V1.1 (Yu *et al.*, 2010).

Méthode utilisée pour la carte de tourbière

La carte de Yu *et al.* (2010) a été utilisée pour représenter les surfaces des tourbières dans le modèle. Elle a été convertie à l'échelle de la carte de végétation des 13 PFT du modèle, soit à $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ comme la carte de végétation de Loveland *et al.* (2000) basé sur la classification d'Olson (Olson *et al.*, 1983). A cette échelle, les tourbières sont représentées par une fraction de chaque maille. Ces dernières ont été intégrées dans la carte de végétation du modèle en considérant les tourbières comme un nouveau type de végétation. Étant donné que la somme des fractions de tous les PFT représentés $\sum f_{\text{PFT}} = 1$, l'inclusion des tourbières nécessite un abaissement des autres PFT. En considérant uniquement les tourbières actives avec une végétation rase, leur intégration dans la maille s'est effectuée au détriment des PFT herbacées (herbe en C3 et culture en C3) selon la méthode détaillée dans les équations 3.18 et 3.19. f_{peat} représente la fraction de tourbière dans la maille et $f_{\text{grass}} = f_{\text{PFT10}} + f_{\text{PFT12}}$ la fraction des herbacées et cultures en C3 dans la maille. On appelle f^{new} la nouvelle fraction des PFT herbacées. Dans le cas où la fraction des tourbières est inférieure à celle des herbacées (cas 3.18), la fraction des tourbières définie par la carte de Yu *et al.* (2010) est attribuée dans la nouvelle carte, cette fraction est alors soustraite à celles des PFT concernant les herbacées. Dans le cas opposé (cas 3.19), seule la fraction correspondant à la couverture maximale des herbacées est attribuée aux tourbières. La carte des tourbières obtenue avec cette méthode est représentée sur la figure 3.5.

Ce choix permet de ne pas modifier la fraction des arbres dans le modèle, qui ont un fort impact

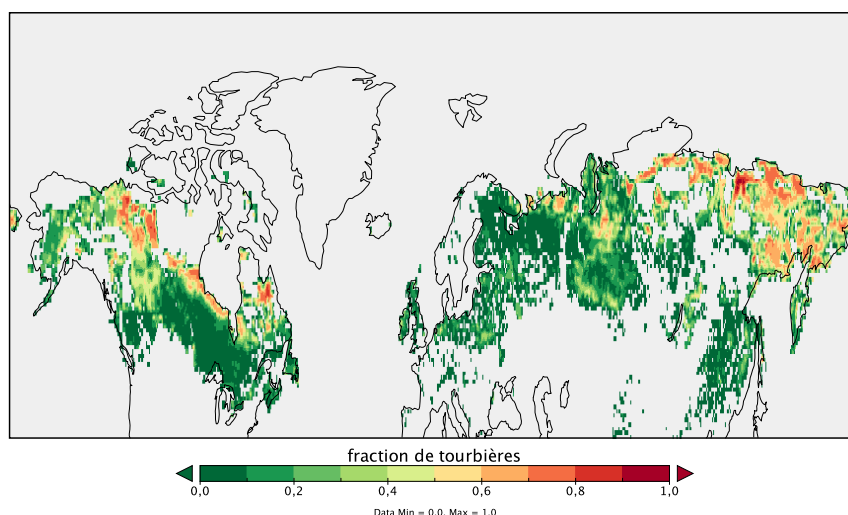


Fig. 3.5 – Fraction des tourbières par maille (de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ de résolution) pour les latitudes supérieures à 45° N. Cette carte a été intégrée dans la carte de végétation du modèle ORCHIDEE (Krinner *et al.*, 2005) à partir de la carte de Yu *et al.* (2010) où les tourbières sont prises sur les PFT liés aux herbacées.

sur l'albédo et les propriétés de la neige. De ce fait, les tourbières arborées ne sont pas considérées. Par ailleurs, cette méthode a l'avantage de s'affranchir de la surestimation de la superficie des tourbières déterminée par Yu *et al.* (2010). En effet, ces études considèrent une parcelle de 4 km^2 abondante en tourbière lorsque celle-ci est peuplée d'au minimum 5% de tourbières. La superficie totale des tourbières estimée atteint 9.5 Mkm^2 dont 7.3 Mkm^2 pour les régions comprises entre 45°N - 90°N (Yu *et al.*, 2010). La superficie des tourbières dans ces régions est estimée à 4 Mkm^2 (Tarnocai *et al.*, 2009). En ne considérant que les tourbières herbacées non peuplées d'arbres, la superficie totale des tourbières dans les latitudes supérieures à 45° nord est de 3.8 Mkm^2 . Cette méthode permet d'obtenir une superficie totale des tourbières plus proche des estimations de Tarnocai *et al.* (2009).

Si $f_{peat} \leq f_{grass}$:

$$f_{PFT10}^{new} = f_{PFT10} - \frac{f_{PFT10}}{f_{grass}} f_{peat} \quad (3.18)$$

$$f_{PFT12}^{new} = f_{PFT12} - \frac{f_{PFT12}}{f_{grass}} f_{peat}$$

Si $f_{peat} > f_{grass}$:

$$f_{peat} = f_{grass} \quad (3.19)$$

$$f_{PFT10}^{new} = 0$$

$$f_{PFT12}^{new} = 0$$

L'inclusion du nouveau PFT tourbières entraîne une diminution de la superficie totale des herbacées de 9% à l'échelle du globe et de 19% pour les latitudes comprises entre 45°N et 90°N . La superficie totale des C3 herbacées passe de 17.8 Mkm^2 à 14.2 Mkm^2 lorsque les tourbières sont comptabilisées et de 2.5 Mkm^2 à 2.3 Mkm^2 respectivement pour les cultures en C3. L'impact de la diminution des herbacées en C3 (PFT 10) lié à la végétation est faible étant donné que le PFT attribué aux tourbières a les mêmes paramètres que le PFT 10 à l'exception de la densité racinaire et du taux de carboxylation maximal comme nous le verrons dans les paragraphes suivants (section 3.3.1.3 et 3.3.1.2). L'hydrologie des tourbières est traitée de manière différente (section 3.3.2.1).

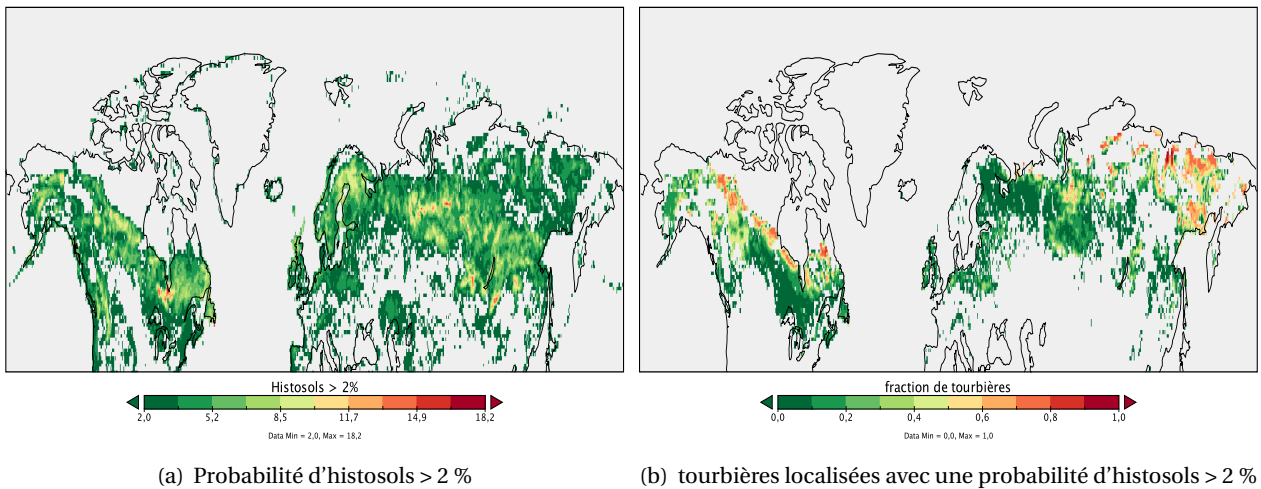


Fig. 3.6 – (a) : Carte de probabilité d'histosols à $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ de résolution obtenue à partir de la carte de probabilité d'histosols de l'ISRIC-World Soil Information à 1km de résolution. (b) : Carte des tourbières des hautes latitudes $>45^\circ$ N à partir de Yu *et al.* (2010) conditionnelle à une probabilité de présence d'histosols est $> 2\%$

Deuxième carte de tourbières en présence d'histosols

Afin de vérifier que la localisation des tourbières coïncide avec les régions de haute teneur en carbone du sol, une deuxième carte de végétation a été construite. Seules les fractions de tourbières présentes dans les mailles où la probabilité de présence d'histosols est supérieure à 2% sont conservées. La valeur de la fraction des tourbières dans ces mailles reste inchangée. Les histosols représentent des sols riches en matière organique dont le milieu est eutrophe comme la tourbe. La carte de probabilité de présence d'histosols provient de la World Soil Database de l'ISRIC⁴-World Soil Information à 1 km de résolution⁵. Interpolée à plus grande échelle, la probabilité de présence d'histosols moyenne sur l'ensemble du globe est estimée à 2% par grille de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Cette carte est représentée sur la figure 3.6(a). Les régions des tourbières localisées sur des points de grille où la probabilité d'histosols est inférieure à 2% sont exclues. En tenant compte de cette condition supplémentaire, la superficie totale des tourbières est réduite à 2.8 Mkm² dont 2.5 Mkm² au nord de 45° N. La contrainte sur la présence d'histosols remplace la première carte de tourbières par la carte représentée sur la figure 3.6(b). Cette méthode engendre une diminution de 35 % de la superficie des tourbières de hautes latitudes nord ($>45^\circ$). La superficie des tourbières apparaît fortement sous-estimée par cette méthode, et elle n'a pas été utilisée par la suite. De plus, les tourbières présentes dans les cryosols ne sont pas comptabilisées dans ce cas.

En résumé, la carte des tourbières (figure 3.5) décrite dans le paragraphe 3.3.1.1 a été intégrée dans la carte de végétation du modèle qui contient désormais 14 PFT. D'après cette carte, la superficie des tourbières compris entre 45° - 90° N représente une surface totale de 3.8 Mkm², ce qui est en accord avec les observations de Tarnocai *et al.* (2009). Une seconde carte a été élaborée en ajoutant une contrainte supplémentaire sur la présence d'histosols dans les points de grille où les tourbières

4. International Soil Reference and Information Centre

5. <http://soilgrids1km.isric.org/index.html>

sont présentes. Cette deuxième carte n'a pas été utilisée dans les simulations car elle sous-estime la superficie totale des tourbières dans la zone 45-90°N. Elle peut être utilisée pour comparer les résultats obtenues avec la première carte.

3.3.1.2 Limitation en nutriment

Les paramètres biologiques des tourbières dans le modèle correspondent à ceux des herbacées. Cependant, certaines propriétés diffèrent des herbacées. D'un point de vue énergétique, les tourbières ont une production primaire plus faible que les herbacées. En effet, les plantes présentes dans les tourbières ont une carence en nutriments causée en partie par leur haute teneur en eau, entraînant une plus faible croissance de la plante (Bridgham *et al.*, 1996). La productivité de matière organique s'effectue principalement par la photosynthèse, elle est exprimée par la productivité primaire brute que l'on note, du terme anglais, GPP. Les paramètres atmosphériques comme l'ensoleillement Φ , l'humidité relative HR, la température T et la quantité de CO₂ influencent cette productivité. Ainsi, on détermine la GPP par la relation 3.20, dont le terme γ tient compte des paramètres atmosphériques sus-décrits. Le taux de carboxylation maximal V_{cmax} exprimant la capacité de la plante à fixer le CO₂ influence la GPP. Le terme V_{cmax} défini par l'équation 3.21 varie en fonction de l'efficacité de ces feuilles Eff_{leaf} , qui dépend de l'âge des feuilles et de la valeur optimal V_{cmax}^{opt} . L'efficacité de la feuille est maximale si $V_{cmax} = V_{cmax}^{opt}$. Dans la version du modèle MICT utilisée, le cycle de l'azote n'est pas représenté. Cette limite est alors prise en compte empiriquement en abaissant la GPP d'un facteur δ_N représentant la limitation en azote (équation 3.20).

$$GPP = \gamma(HR, \Phi, T, CO_2) \times V_{cmax} \times \delta_N \quad (3.20)$$

$$V_{cmax} = V_{cmax}^{opt} \times Eff_{leaf} \quad (3.21)$$

Le facteur de limitation azoté δ_N de la GPP est ajusté afin que son amplitude soit équivalente à la GPP observée sur des sites de tourbières. Les valeurs de GPP sont contrôlées en partie par les valeurs de V_{cmax} , dont le plafond est fixé par V_{cmax}^{opt} . La GPP est maximale lorsque V_{cmax} atteint V_{cmax}^{opt} . La diminution de la GPP peut être effectuée en modifiant la valeur de V_{cmax}^{opt} des C3 herbacées. Un ensemble de simulations a permis de montrer l'influence de V_{cmax}^{opt} sur la GPP maximale. La figure 3.7 montre la relation entre la GPP estivale en Juin-Juillet-Aout (JJA) en fonction des V_{cmax}^{opt} fixées au préalable, pour le site de Degerö. On peut voir en effet que cette valeur optimale fixé à 70 $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ pour les herbacées C3 correspond à une GPP maximale de 10 $\text{gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ pour les années 2002 et 2003 et proche de 9 $\text{gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ pour les années 2001, 2004 et 2005. La productivité maximale de GPP est également limitée par le taux d'ensoleillement ainsi que la quantité de carbone disponible.

L'ajustement de V_{cmax} des tourbières a été fait à partir des valeurs de GPP observées sur sites de tourbière. Le site d'observation retenu pour cette étude est le site de tourbières suédoises Degerö (Schubert *et al.*, 2010). Ce site de mesure est localisé à 64°10 N et 19°33 E dans le comté de Västerbotten en Suède. La tourbière de ce site est de type minérotrophe, avec une végétation d'herbacées et une profondeur moyenne de tourbe comprise entre 3-4 m. Situées à 270 m d'altitude, elle s'étend sur une superficie de 6.5 km^2 . Les simulations sont forcées par les données météorologiques de Degerö en utilisant les données FLUXNET de Baldocchi *et al.* (2001). Ces mêmes données ont permis de comparer les valeurs de GPP simulées et observées. Les moyennes journalières de GPP sont utilisées pour calibrer le modèle. Comme constaté sur la figure 3.7, la diminution de la valeur V_{cmax}^{opt} entraîne

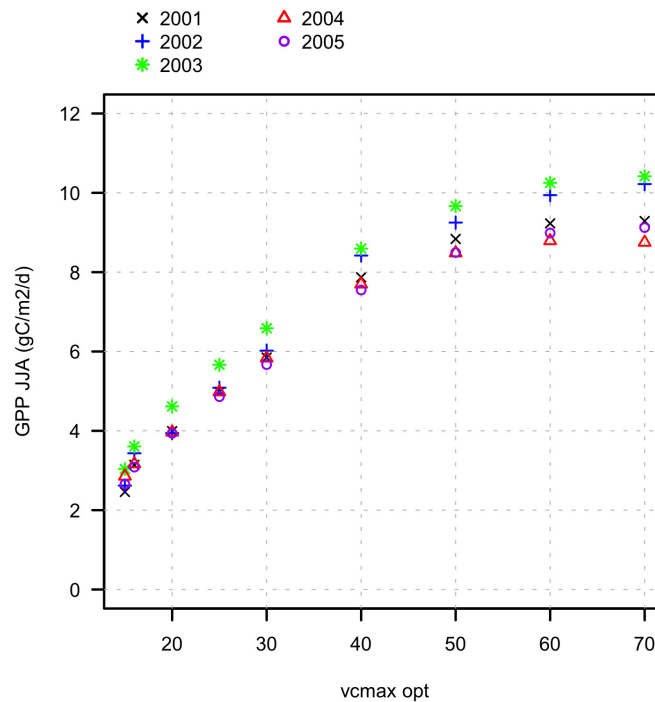


Fig. 3.7 – Sensibilité de la GPP simulée entre Juin et Aout en fonction de la valeur V_{cmax}^{opt} pour le site suédois de Degerö entre 2001 et 2005.

un abaissement de la GPP maximale. Une série de simulations a permis de calibrer la valeur V_{cmax}^{opt} à utiliser afin d'obtenir une GPP simulée qui soit proche des valeurs observées. La figure 3.8 montre les variations saisonnières de GPP entre 2001 et 2005 sur le site de Degerö. La GPP simulée avec le paramètre V_{cmax}^{opt} initial des C3 herbacées est surestimée (en noir) par rapport aux mesures d'observations (en rouge).

Une valeur de $V_{cmax}^{opt}=16 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ permet un bon accord du profil de GPP sur 5 années (en bleu sur la figure 3.8). Le facteur δ_N est alors appliqué à la valeur de V_{cmax}^{opt} passant de $70 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ à V_{cmax}^{opt} (PFT tourbière)= $16 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$. Cette paramétrisation de V_{cmax}^{opt} spécifique aux tourbières a été testée sur d'autres sites (Fajemyr, Minnesota, Siikaneva, Mer bleue), pour lesquelles l'estimation de la GPP est également améliorée (paragraphe 3.4.1.1).

Les valeurs de V_{cmax}^{opt} peuvent varier pour les conifères de 6 à $194 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ pour des espèces agricoles avec une moyenne de $64 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ pour l'ensemble des espèces (Wullschleger, 1993). Pour la végétation présente dans les tourbières des hautes latitudes nord, les valeurs varient en fonction des études avec par exemple une valeur de V_{cmax}^{opt} estimée à $50 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ pour le site de tourbières minérotrophes Rylekæret à l'est du Groenland (Rennermalm *et al.*, 2005), tandis que les mousses et les sphaignes étudiées par Williams et Flanagan (1998) dans la province du Manitoba au Canada ont une valeur de V_{cmax}^{opt} de $14 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ pour les sphaignes et de $7 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ pour les mousses (hypne dorée). Ces dernières valeurs ont été utilisées dans le modèle *McGill Wetland Model* (MWM) afin d'évaluer les flux de carbones des tourbières (St-Hilaire *et al.*, 2008). Compte tenu de la variabilité des valeurs observées de V_{cmax}^{opt} , la valeur calibrée à $16 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ a été appliquée partout. L'impact de cette paramétrisation sur la transpiration est décrit dans le prochain paragraphe (Cf figure 3.10).

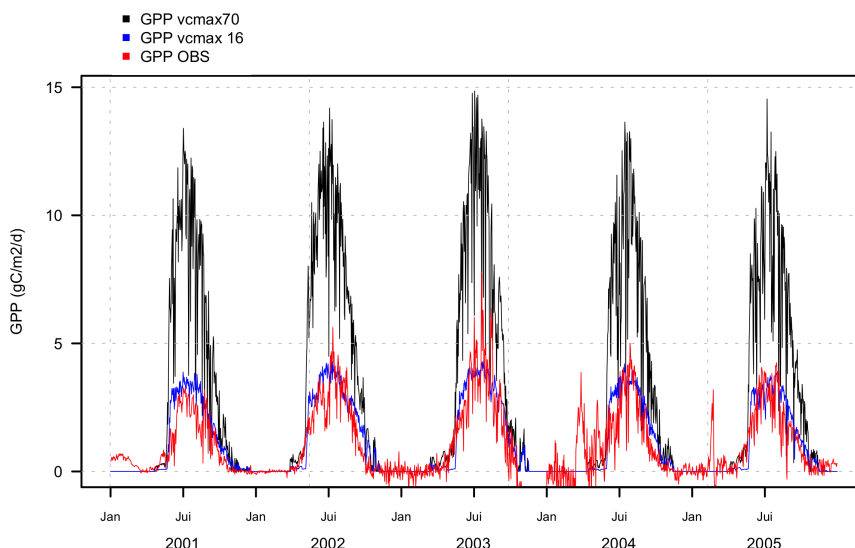


Fig. 3.8 – GPP journalière (en $\text{gC}/\text{m}^2/\text{j}$) sur le site de Degerö entre 2001 et 2005 : simulation avant calibration en noir, simulation après calibration ($V_{cmax}=16 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) en bleu, observations en rouge.

Après avoir modifié la valeur de V_{cmax}^{opt} sur la GPP entre juillet et août, nous observons que la sensibilité de la GPP au paramètre V_{cmax} fluctue au cours des saisons. Les variations saisonnières de GPP sur le site de Degerö sont représentées sur la figure 3.9 avec la valeur de V_{cmax}^{opt} des tourbières sur la figure 3.9(a) et celle attribuée pour les C3 herbacées sur la figure 3.9(b). Pour ces deux figures, la relation entre GPP et V_{cmax} est clairement dépendante de la saison. En période de gel, la productivité est nulle, et n'a pas été représentée sur ce graphique. Lors des mois de Mars-Avril-Mai (MAM) en vert sur la figure, la GPP augmente progressivement avec l'ensoleillement et la température. La valeur de V_{cmax} augmente progressivement au cours de la saison. La GPP est maximale en été (en rouge sur la figure 3.9) et V_{cmax} atteint sa valeur optimale. En automne (en orange), la GPP diminue avec V_{cmax} . La calibration de la valeur V_{cmax}^{opt} à $16 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ pour les tourbières n'a pas perturbé la relation saisonnière entre GPP et V_{cmax} .

Cependant, la diminution de V_{cmax}^{opt} a un impact sur les flux d'eau. Les valeurs de V_{cmax} influent sur la transpiration et la perte d'eau interceptée (via le LAI). Le profil annuel moyen de la transpiration sur le site de Degerö est représenté sur la figure 3.10. En effet, la transpiration maximale en été après calibration du V_{cmax}^{opt} (en bleu sur la figure) a été divisée par deux par rapport à la transpiration initiale (représenté en noir). Cette quantité s'élève à 79 mm d'eau transpirée en moyenne par an sur la période 2001-2005 contre 164 mm par an en moyenne avant la calibration du taux de V_{cmax}^{opt} . Bien que l'impact sur la quantité d'eau interceptée soit plus faible, cela entraîne une diminution de 36 % de cette quantité interceptée en un an calculée à 7.2 mm au lieu de 11.2 mm initialement. Cette baisse est causée par une légère diminution du LAI passant de 1.6 à 1.4 en moyenne avec une productivité de la plante plus faible. La diminution de la transpiration due à l'abaissement du taux de carboxylation permet de mieux représenter la transpiration des tourbières qui est également limitée de part la haute teneur en humidité de l'air à hauteur de la canopée.

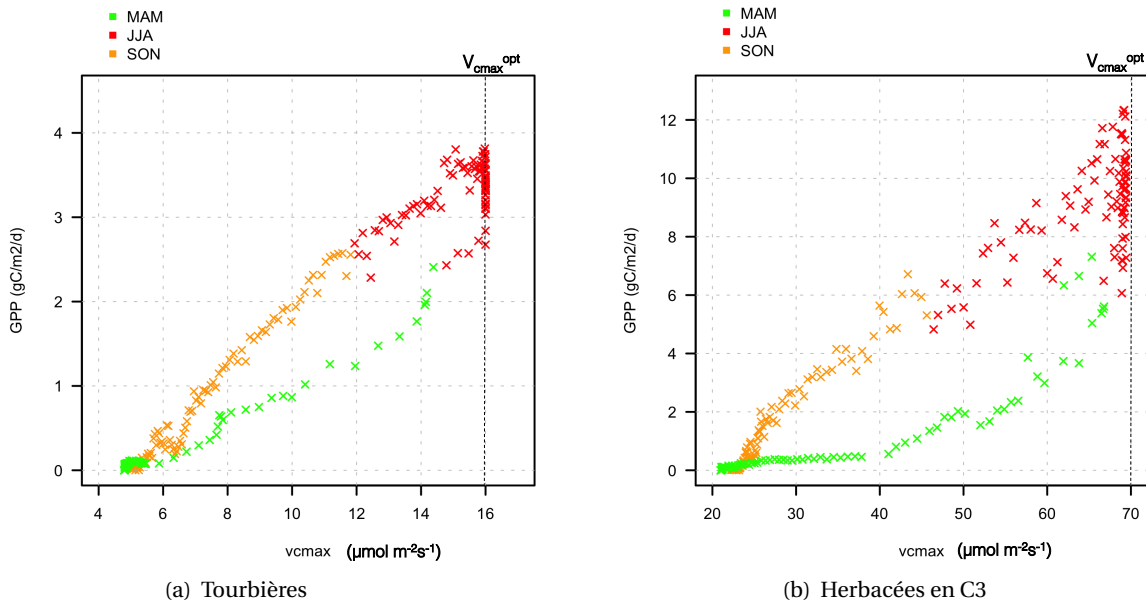


Fig. 3.9 – Évolution saisonnière de la GPP en fonction de V_{cmax} donné par l'équation 3.21 (en $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) (a) des tourbières et (b) des C3 herbacées (par défaut), sur le site de Degerö, avec les saisons d'été (en rouge), d'automne (en orange) et de printemps (en vert). Cette courbe est obtenue à partir des valeurs moyennes journalières de GPP et de V_{cmax} sur la période 2001-2005.

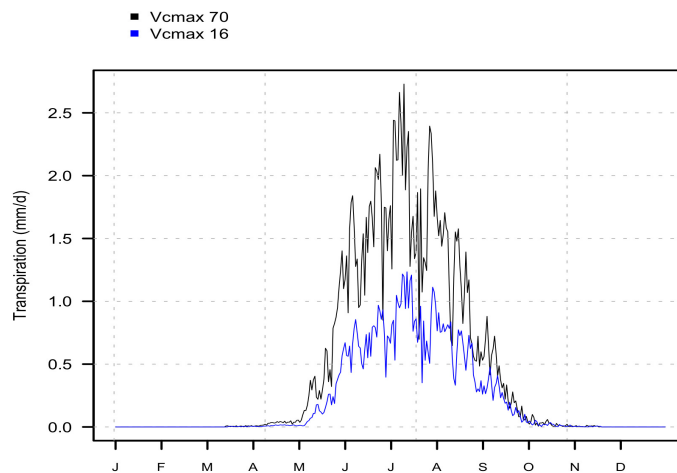


Fig. 3.10 – Représentation de l'impact de la diminution du paramètre V_{cmax}^{opt} sur la transpiration. Profil annuel moyen de la transpiration sur l'ensemble de la période 2001-2005 sur le site de Degerö : en noir avant calibration, en bleu après calibration du V_{cmax}^{opt} des tourbières.

La valeur de V_{cmax} simulée dans ORCHIDEE dépend aussi de l'âge de ses feuilles. Ce paramètre n'a pas été modifié pour la végétation des tourbières. La durée de vie des feuilles est fixée à 120 jours comme dans le cas des herbacées. Néanmoins, la durée de vie des mousses est plus grande, de l'ordre d'un an. Il est alors possible de diminuer davantage le paramètre optimal V_{cmax}^{opt} si l'on souhaite augmenter la durée de vie des mousses à 365 jours. Cela n'a pas été fait pour les tourbières.

En résumé, la GPP simulée semble surestimée et a été abaissée en ajustant le paramètre V_{cmax}^{opt} désormais fixé à $16 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$. Les valeurs de V_{cmax} et de la GPP varient au cours de la saison et

leur maximum est atteint en été. La diminution du paramètre V_{cmax}^{opt} entraîne également une baisse de la transpiration. Toutefois, l'humidité relative est calculée à 2 m du sol et non à la surface du sol. Pour les sols saturés en eau, l'humidité de l'air à la surface est plus proche de la saturation qu'à 2 m du sol. L'abaissement de V_{cmax} a permis de diminuer la quantité d'eau transpirée dans les tourbières.

3.3.1.3 Densité racinaire

Dans les tourbières, la végétation est souvent constituée de sphaignes et de mousses. Les études de Frolking *et al.* (2001) ont estimé la profondeur racinaire des tourbières ombrotrophes et minéro-trophes à 30 cm de profondeur. Dans ORCHIDEE, les racines sont représentées par le profil racinaire de la section 3.2.3.3.

Le paramètre de décroissance α (en m^{-1})⁶ est fixé pour chaque PFT. Il est fixé à $4 m^{-1}$ pour le PFT lié aux herbacées en C3. Ce paramètre engendre le profil de densité racinaire qui est représenté sur la figure 3.11a. Cela correspond à une profondeur maximale de racines de 50 cm. La profondeur racinaire des tourbières est modifiée afin d'obtenir une profondeur correspondant à l'étude de Frolking *et al.* (2001) soit 30 cm de profondeur. En modifiant le paramètre de décroissance α , on obtient une densité racinaire quasiment nulle au delà de 30 cm.

Dans le modèle la densité racinaire est établie par couche de sol et non pas en fonction de la profondeur. Le choix du paramètre α a été obtenu en établissant le profil de densité racinaire divisé par la profondeur de la couche correspondant à cette densité en fonction de la profondeur du sol. La profondeur des racines correspond à la profondeur du sol à partir de laquelle la densité racinaire devient négligeable. La zone racinaire du PFT herbacé s'étend jusqu'à 50 cm de profondeur comme on peut le voir sur la figure 3.11a.

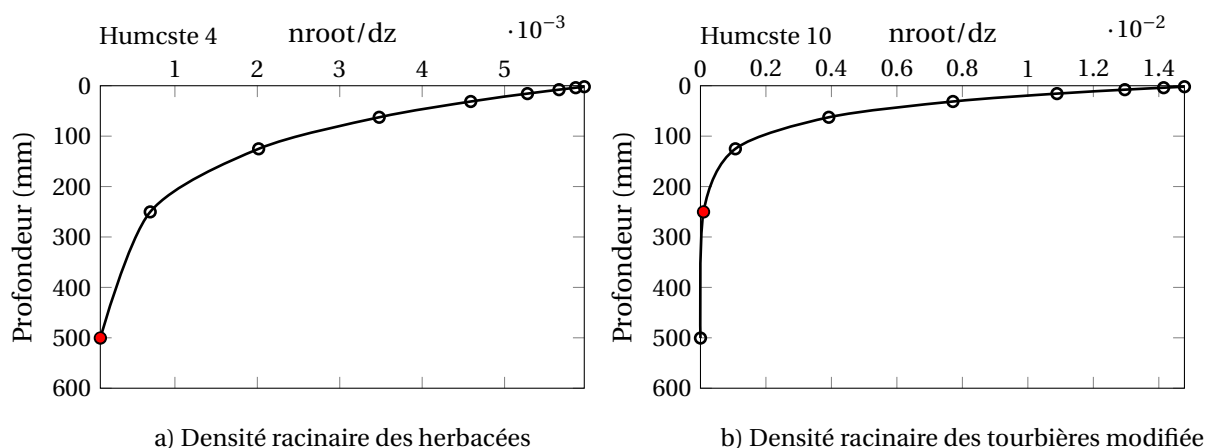


Fig. 3.11 – Profil de densité racinaire $nroot$, calculé par le modèle, divisée par l'épaisseur dz de chaque couche en fonction de la profondeur du sol avec le paramètre de décroissance $\alpha=4 m^{-1}$ à gauche et $10 m^{-1}$ à droite.

Le paramètre $\alpha=10 m^{-1}$ a été choisi pour déterminer la densité racinaire des tourbières. Sur la figure 3.11b, la profondeur racinaire a été divisée par deux par rapport à celle des herbacées. La densité devient négligeable à partir de 25 cm de profondeur. Cette modification a l'avantage de mieux

6. Ce paramètre est représenté par la variable $humcste$ dans le modèle

répartir les racines sur les premiers cm du sol.

On constate sur la figure 3.11 que la densité racinaire des tourbières est beaucoup plus importante dans les 100 premiers mm du sol par rapport aux herbacées. Cependant, cette modification a un impact négligeable sur l'hydrologie des tourbières dans le modèle. En effet, la diminution des racines entraîne une hausse de l'humidité totale du sol de seulement 1%. En revanche, cela peut provoquer un stress hydrique plus important dans les périodes sèches où les couches superficielles de sol ont un déficit en eau. Ces périodes sont très rares dans les tourbières et peuvent être compensées en augmentant la longévité de la plante en période de stress hydrique. Cependant, cela n'a pas été modifié dans le modèle.

En résumé, la profondeur de densité racinaire a été abaissée pour le cas des tourbières à 25 cm de profondeur. L'impact hydrologique des tourbières est cependant négligeable (tests effectués mais non représentés). En revanche, cette diminution a un effet non négligeable sur les émissions de méthane transporté par les racines des plantes vasculaires (chapitre 5).

3.3.2 Propriétés hydrologiques

Le bilan hydrologique des tourbières est calculé séparément des autres sols 'soiltile'. A partir de ce bilan séparé, des propriétés hydrologiques spécifiques sont appliquées afin d'améliorer la représentation des tourbières. Ce paragraphe explique les modifications associées. Les profondeurs de nappe phréatique des tourbières sont également définies afin de pouvoir suivre d'une part, l'évolution de l'hydrologie des tourbières et, d'autre part, estimer leur densité de flux de méthane (chapitre 5). Des modifications supplémentaires ont été ajoutées afin de corriger leur comportement hydrologique.

3.3.2.1 Modifications apportées à l'hydrologie des tourbières

Les modifications apportées à l'hydrologie des tourbières dans le module `hydrol.f90` sont détaillées en annexe (section 6).

Bilan d'eau séparé

Les flux d'eau sont déterminés par colonne de sol qui dépendent de la catégorie de la végétation. Le modèle décrit 3 colonnes de sol pour les 3 catégories de végétation "arbres", "herbacées", ou "sol nu". Contrairement au bilan d'énergie, le bilan d'eau est défini pour chaque colonne de sol. Compte tenu de la particularité des tourbières, une colonne de sol supplémentaire a été ajoutée pour les tourbières, afin de calculer un bilan d'eau séparé des autres sols. Les propriétés hydrologiques décrites ci dessous sont alors appliquées sur cette colonne de sol uniquement.

Apport en eau des tourbières

La spécificité des tourbières repose sur un bilan hydrique positif avec une teneur en eau dans les sols plus élevée que celles des autres PFT. L'alimentation en eau des tourbières provient des précipitations mais également du ruissellement des eaux de surfaces et des nappes voisines.

Pour représenter ces processus, le choix utilisé repose sur l'infiltration du ruissellement des autres colonnes de sol regroupant l'ensemble des 13 PFT du modèle. Cet apport en eau est progressivement infiltré dans les couches de sols plus profondes. Cependant cette quantité d'eau peut être évacuée par le flux sortant (drainage profond) de la dernière couche de sol (section 3.2.2.2). Ce flux est déterminé

par la conductivité hydraulique K de la dernière couche en cas de drainage libre. Or, le drainage dans les tourbières est négligeable. Comme dans les études de Frolking *et al.* (2010), nous avons choisi de bloquer entièrement le drainage profond en fixant le flux sortant q_N à 0 pour la colonne de sol des tourbières⁷. Cela permet de maintenir l'eau dans les sols des tourbières.

Lorsque la quantité réinfiltrée dans le sol est trop importante, la première couche de sol peut atteindre rapidement la saturation, provoquant le ruissellement de l'eau n'ayant pas pu s'infiltrer dans le sol. Dans le modèle, le ruissellement se produit dès lors qu'il y a un surplus en eau dans la première couche de sol. En réalité, on peut voir fréquemment une quantité d'eau qui stagne au dessus de la surface des tourbières.

Afin de représenter l'eau stagnante au dessus de la surface des tourbières, un réservoir d'eau est créé lorsque le sol est inondé. La création de ce réservoir permet de conserver une partie de la quantité d'eau qui serait ruisselée en son absence. Ce réservoir se remplit par le ruissellement des tourbières. La quantité d'eau présente dans ce réservoir peut être infiltrée de nouveau dans le sol dès que ce dernier n'est plus saturé en eau. La capacité maximale de ce réservoir de surface est limitée de manière à ce que la hauteur de l'eau stagnante ne dépasse pas 10 cm au dessus de la surface, en conformité avec les observations (Booth *et al.*, 2005). Lorsque ce réservoir est plein, l'eau en surplus est alors ruisselée. Ce ruissellement est ensuite transporté par le schéma de routage (vers les rivières et les océans) (Fekete *et al.*, 1999).

L'apport en eau des tourbières se produit par l'apport du ruissellement provenant des autres sols (soiltile). Ce choix entraîne une dépendance de l'apport en eau en fonction de la fraction de tourbière au sein de la maille. La figure 3.12 montre la relation entre l'humidité totale du sol et la fraction des tourbières, pour le cas d'une maille qui contient le site de Degerö.

Un cas d'étude a été analysé en considérant l'humidité totale annuelle moyenne en fonction du pourcentage de tourbières qui est imposé au sein de la maille avec le forçage météorologique de Degerö de l'année 2001. Plus la fraction de tourbières dans la maille est importante et plus la quantité d'eau provenant du ruissellement des autres sols est faible. Cette dépendance implique une humidité totale du sol plus importante pour les faibles fractions de tourbières, causée par le routage du ruissellement des autres sols vers les tourbières. À l'inverse, les fractions de tourbières supérieures à 80 % ont une quantité d'eau légèrement plus importante que les fractions intermédiaires à cause du stockage des eaux de ruissellement des tourbières dans le réservoir d'eau stagnante superficiel, qui est ensuite réinfiltré vers les tourbières. Le pourcentage des autres PFT n'est pas sensible au résultat (tests effectués mais non représentés). L'impact de la réinfiltration du ruissellement sur les débits des rivières est étudié dans la partie 3.4.3.

7. Le drainage libre pour les autres colonnes de sol est maintenu avec un flux sortant inchangé soit $q_N=K(N)$

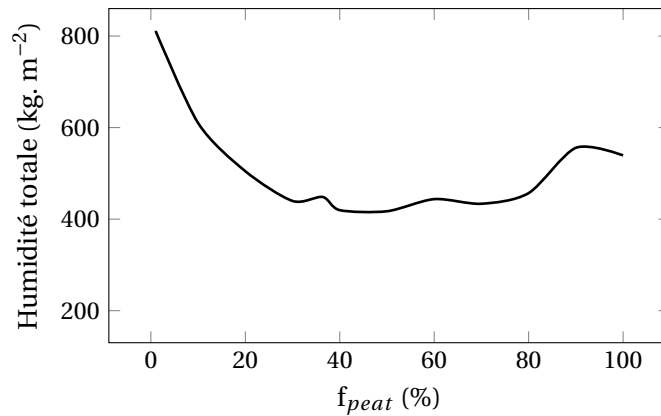


Fig. 3.12 – Quantité totale d'eau en moyenne annuelle de l'année 2001 pour le site de Degerö dans la colonne de sol des tourbières en fonction de leur pourcentage imposé pour un point de grille.

3.3.2.2 Position de nappe phréatique

La position de nappe phréatique dans les tourbières est généralement proche de la surface. Typiquement, la moyenne observée est de l'ordre de 30 cm de profondeur en été (Booth *et al.*, 2005). Le diagnostic de la nappe phréatique dans le modèle permet également de comparer l'hydrologie des tourbières avec les mesures sur site.

Le module hydrologique du modèle détermine le contenu en eau pour chaque couche hydrologique du sol compris entre le contenu résiduel et le contenu en eau à saturation⁸. La quantité totale d'eau sur l'ensemble de la colonne de sol est alors comprise entre la quantité minimale et maximale d'eau soit 130 kg/m² et 860 kg/m² respectivement, pour la texture du limon. Lorsque l'on impose un drainage nul, la quantité d'eau infiltrée dans le sol peut former une nappe phréatique délimitant ainsi les couches saturées en eau de celles insaturées.

Le modèle ne représente pas les niveaux de ces nappes lorsque le drainage profond n'est pas libre. Deux méthodes différentes ont été utilisées afin de représenter la profondeur de la nappe phréatique des tourbières. Les positions de nappe sont exprimées en mm. Elles sont définies positives lorsqu'elles sont en dessous de la surface et négatives lorsqu'elles sont au dessus de la surface du sol.

La première méthode utilisée pour diagnostiquer la position de nappe ($w_{t_{soil}}$) correspond à la position du haut de la première couche saturée en eau. Cette méthode est décrite par l'équation 3.22 avec z la profondeur du nœud de la couche saturée et Δz l'épaisseur de cette couche (figure 3.2). Si la première couche de sol est saturée et que la hauteur d'eau $h_{stagnant}$ dans le réservoir stagnant est non nulle, alors $w_{t_{soil}} = -h_{stagnant}$. Cette définition a été utilisée pour l'hydrologie des tourbières. Cependant, cette méthode a l'inconvénient de dépendre des niveaux des différentes couches hydrologiques. De ce fait, les variations de nappes phréatiques peuvent être conséquentes ; en particulier lorsque la position de nappe est située sur une des couches profondes. Afin d'éviter de fortes variations brutales de nappe phréatique à cause de la discrétisation verticale des basses couches, une deuxième définition a été utilisée notamment pour le calcul des émissions de méthane (chapitre 5)⁹.

8. Le contenu en eau résiduelle (resp. à saturation) correspond à la quantité d'eau minimale du sol (resp. maximale).

9. Les émissions de méthane sont très sensibles aux variations de positions de nappe phréatique. La première définition de $w_{t_{soil}}$ engendrait des pics d'émissions non réalistes causés par l'imprécision de cette définition

$$wt_{soil} = z - \Delta z/2 \quad (3.22)$$

La deuxième méthode pour définir la profondeur de nappe permet d'avoir des variations plus modérées et probablement plus réalistes. Dans cette méthode, la position de nappe phréatique wt_{soil2} est déterminée selon l'équation 3.23. Sur une colonne de sol de 2 m, la hauteur d'eau de chaque couche de sol h_{eau} est calculée en fonction de son contenu en eau θ . La teneur en eau saturante et résiduelle sont représentées respectivement par θ_s et θ_r . La position de nappe est alors calculée comme la somme de la hauteur d'eau équivalente de chaque couche hydrologique, en tenant compte de la hauteur d'eau $h_{stagnant}$ présente dans le réservoir d'eau stagnante. Cette définition estime la quantité totale d'eau présente dans le sol des tourbières. Les variations de nappes obtenues sont plus faibles et cette définition de nappe wt_{soil2} a été utilisée dans le module d'émissions de méthane (Chapitre 5).

$$h_{eau}(j sl) = \frac{\theta(j sl) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \times \Delta z(j sl) \quad (3.23)$$

$$wt_{soil2} = 2 - \left(\sum_{j sl=1}^{11} h_{eau}(j sl) \right) - h_{stagnant}$$

En résumé, les deux diagnostics de profondeur de nappe ont été utilisées lors de ma thèse. Pour l'hydrologie des tourbières, la définition wt_{soil} est appropriée pour étudier la position de nappe phréatique telle que le représente le modèle. Cependant, cette définition entraîne des variations importantes de nappe phréatique qui ne sont pas réalistes. Le modèle d'émissions de méthane (Chapitre 5) étant sensible à ces variations, la définition wt_{soil2} a été utilisée pour représenter la position de nappe phréatique moyennée quotidiennement.

3.3.2.3 Résistance à l'évaporation E

Les sols des tourbières sont saturés en eau la majorité de l'année. De plus, la végétation de ces milieux est souvent abondante en mousses et en sphaignes, elles mêmes saturés en eau, comme c'est le cas dans les tourbières. L'humidité relative de l'air à la surface du sol est alors proche de la saturation. L'évaporation est donc limitée par la saturation en eau de l'air dans ces milieux. Dans le modèle de surface ORCHIDEE, le bilan d'énergie n'étant pas séparé pour chaque colonne de sol, l'évaporation au dessus des sols des zones humides est sans doute surestimée. En effet, l'air saturé en eau au dessus des tourbières n'est pas pris en compte lorsque le contenu en eau de l'atmosphère à la surface est fixé¹⁰. De plus, le modèle hydrologique à 11 couches d'ORCHIDEE surestime l'évaporation par rapport aux observations, même en dehors des régions humides. Pour limiter les quantités d'eau du sol perdues par évaporation, on a augmenté la résistance à l'évaporation (β_{evap} 3.2.3.4) afin de mieux représenter les flux d'énergie latente à la surface de ces sols.

La résistance à l'évaporation a été modifiée dans la partie 3.4.1.2. La calibration a été basée en comparant les flux de chaleur latente simulés et observés sur sites (section 3.4.1.2). Les quantités de ruissellements dirigées vers les tourbières étant dépendantes de la fraction des tourbières (Figure 3.12), leur hydrologie dépend alors de leur fraction au sein de chaque maille. De ce fait, les quantités d'évaporation varient indirectement en fonction de la fraction de tourbière. La méthode proposée consiste à faire varier la résistance à l'évaporation en fonction de la fraction des tourbières dans la

10. C'est le cas lorsque ORCHIDEE n'est pas couplé au modèle atmosphérique LMDZ

maille. Cette méthode pourrait également permettre de diminuer la dépendance de la fraction de maille sur l'hydrologie des tourbières.

En résumé, l'ensemble des modifications hydrologiques effectuées dans la colonne de sol des tourbières est schématisée dans la figure 3.13. L'inclusion de ces processus a permis de représenter les tourbières de part leur haute teneur en eau dans le sol. Ainsi, les variations de nappes phréatiques des tourbières peuvent être diagnostiquées.

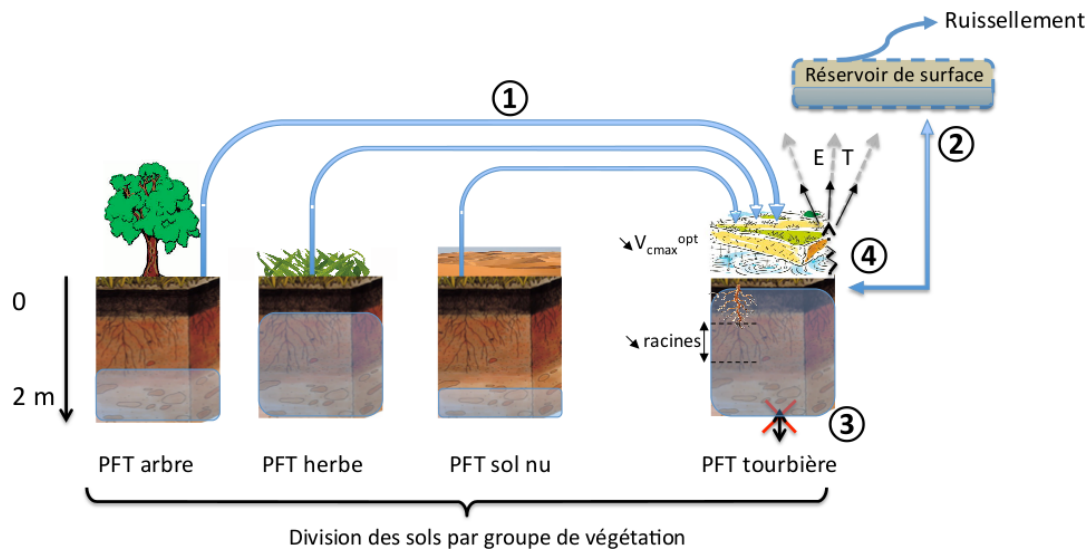


Fig. 3.13 – Schéma illustrant les modifications hydrologiques apportées aux tourbières avec les processus : (1) routage du ruissellement des autres PFT vers le sol des tourbières, (2) réservoir d'eau stagnante à la surface, (3) drainage profond nul, (4) résistance à l'évaporation (E) ainsi que les modifications liées à la végétation : diminution de la transpiration (T), des racines et du V_{cmax}^{opt}

3.3.3 Propriétés pédologiques

Les propriétés hydrologiques diffèrent en fonction de la texture des sols. Ainsi, la capacité minimale et maximale d'eau dans le sol varie en fonction de la taille des grains composant le sol. Dans le modèle, les paramètres de Van Genuchten déterminent la contenance en eau résiduelle et maximale des sols, ainsi que la conductivité hydraulique maximale de référence K_s^{ref} . Ces paramètres varient en fonction de la granulométrie du sol regroupés en 3 grandes classes de textures de sols dont les valeurs sont référencées dans le tableau 3.1. La classification de l'USDA détermine la granulométrie en fonction du pourcentage des particules minérales de sable, de limon et d'argile (Reynolds *et al.*, 2000). En revanche, les paramètres de Van Genuchten ne sont pas définis pour la matière organique qui constitue le sol des tourbières.

L'objectif du travail a été de définir les paramètres de Van Genuchten des tourbières. Ces paramètres sont annotés dans le tableau 3.2. De nombreuses études se sont attachées à déterminer les paramètres de Van Genuchten pour la tourbe. Ces valeurs varient fortement en fonction des études, et en fonction du type de tourbe (fibreuse, semi-fibreuse amorphe, humifiée,...). En Arctique, de nombreuses tourbières sont de type fibreuse. L'objectif consiste à trouver des valeurs représentant l'ensemble des types de tourbe dans les hautes latitudes. La tourbe de type semi-fibreuse a été choisie pour déterminer les valeurs de n , α , K_s^{ref} et θ_s en suivant l'étude de Dawson (2006). En effet, ce type de tourbe représente les propriétés de différentes catégories de tourbières. Cependant, la valeur de θ_r ne provient pas de Dawson (2006) étant donné qu'il estime θ_r à 0.44, cette valeur est supérieure à l'humidité saturante des autres classes de sols. Ces valeurs peuvent être comparées aux études de Beringer *et al.* (2001) focalisées sur les mousses en arctique, qui estiment la conductivité hydraulique maximale à 1728 mm.d^{-1} et une humidité saturante $\theta_s=0.70$ pour le cas de la tourbe. Dans ces études, les autres paramètres de Van Genuchten n'étant pas étudiés, ces valeurs n'ont alors pas été choisies. La valeur de θ_r choisie est de 0.15. Elle correspond au type de tourbe hémique représentative des couches de sol de moyenne profondeur (Letts *et al.*, 2000). La valeur de θ_s est de 0.88 alors que Dawson (2006) est de 0.90.

Sol	θ_s	θ_r	n	$\alpha \text{ (m}^{-1}\text{)}$	$K_s^{ref} \text{ (mm.d}^{-1}\text{)}$
Tourbe	0.90	0.15	1.38	5.07	2120
Référence	Dawson	Letts	Dawson	Dawson	Dawson

Tab. 3.2 – Paramètres de Van Genuchten définis pour la tourbe et appliqués pour la colonne de sol lié aux tourbières.

La teneur maximale en eau $\theta_s = 0.90$ n'a pas pu être utilisée compte tenu de la forte différence avec le contenu en eau maximal des autres sols, l'hydrologie du modèle ne permettait pas une saturation des sols liés aux tourbières. La variable θ_s a été donc fixée en fonction de la taille des grains du sol dominant pour les tourbières également. On rappelle ici que les paramètres de Van Genuchten sont déterminés par la texture dominante au sein d'une maille. Les valeurs de ces paramètres sont alors appliqués à l'ensemble des colonnes de sols et ne peuvent être appliqués uniquement à la colonne de sol correspondant aux tourbières. Cette méthode n'est pas optimale pour le cas de la tourbe ayant des paramètres pédologiques très différents des minéraux (tableau 3.1). Les paramètres de Van Genuchten attribués à la tourbe sont appliqués pour les points de grille où la fraction de tourbière est

dominante. Cela nécessite la lecture d'une carte des tourbières interpolée dans l'un des modules du modèle ORCHIDEE.

Ces paramètres ont été évalués pour leur impact sur la conductivité hydrologique pour un cas où l'on impose une fraction de tourbières fixé à 100 % avec une simulation où la saturation dans les couches situées en dessous de 30 cm de profondeur est forcée. Les paramètres de Van Genuchten des tourbières ont été comparés avec les paramètres standards (tableau 3.2). Pour le site de Degerö, les conductivités hydrauliques estivales moyennes en fonction de la profondeur du sol sont représentées sur la figure 3.14. Pour ce point de grille, la texture de sol dominante dans ORCHIDEE est le limon, où la conductivité K_s^{ref} correspondante vaut 249.6 mm/jour.

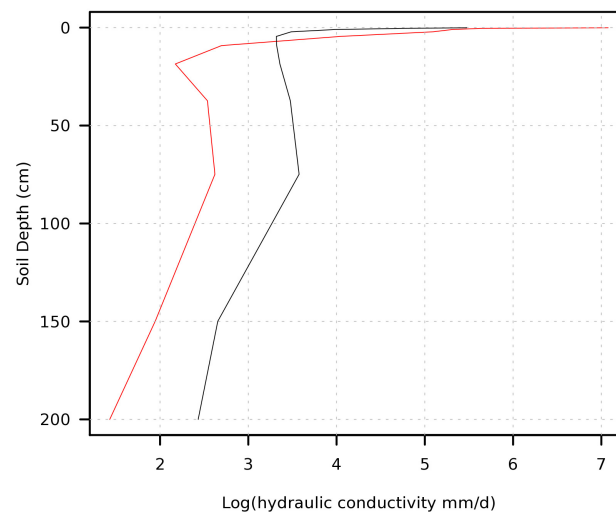


Fig. 3.14 – Logarithme de la conductivité hydraulique moyenne de la période estivale (JJA) en mm/jour sur le site de Degerö en fonction de la profondeur du sol en cm. Dans cette simulation la végétation est uniquement composée de tourbières. La courbe rouge représente la conductivité hydraulique utilisant les paramètres de Van Genuchten de la tourbe 3.2 et la courbe en noir avec les paramètres standard 3.1.

On rappelle que la conductivité hydraulique à saturation K_s dépend de K_s^{ref} et décroît en fonction de la profondeur du sol (équation 3.8). La conductivité hydraulique est maximale lorsque le sol est saturé en eau. Lorsque les paramètres de Van Genuchten de la tourbe sont utilisés, K_s est de 2120 mm/jour. Cela engendre une conductivité hydraulique moyenne de 1184 mm/jour pour le premier cm du sol au lieu de 238 mm/jour avec les paramètres standards. Inversement, la conductivité hydraulique minimum, soit à 2 m de profondeur, passe à 4 mm/jour au lieu de 11 mm/jour initialement¹¹.

La conductivité hydraulique moyenne en JJA¹² en imposant les paramètres de Van Genuchten de la tourbe à partir du premier cm du sol est représentée en rouge sur la figure 3.14 et avec les paramètres du limon en noir. La conductivité décroît rapidement jusqu'à atteindre une conductivité hydraulique inférieure à celle du limon dès la 7^{ème} couche de sol (dès 10 cm). En augmentant K_s^{ref} ,

11. Bien que K_s soit proportionnel à $K_{s_{ref}}$, à long terme, augmenter la conductivité à saturation entraîne une diminution de la quantité d'eau dans les couches profondes du sol.

12. JJA : Juin, Juillet et Août

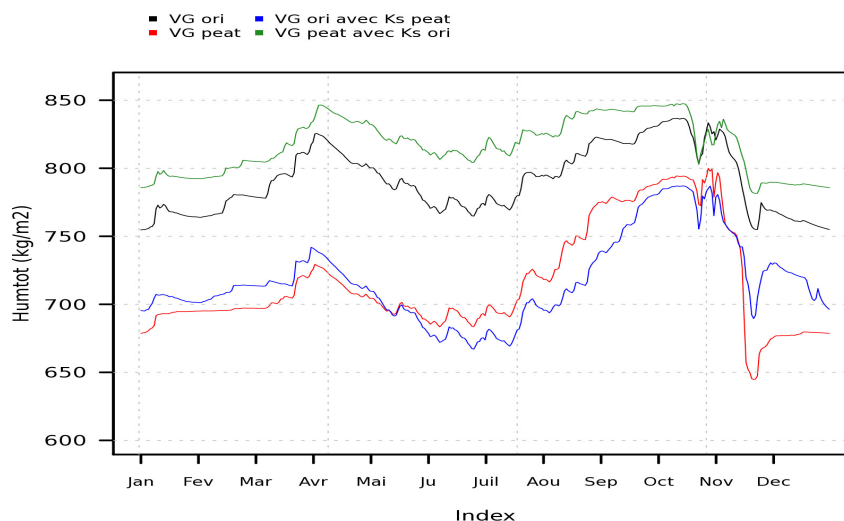


Fig. 3.15 – Comparaison de l'humidité totale moyenne journalière des années 2001 à 2005 sur le site de Degerö en fonction des paramètres de Van Genuchten (VG) utilisés. L'humidité totale obtenue avec les paramètres standards et ceux des tourbières sont représentées en noir et en rouge respectivement. L'humidité avec une combinaison des paramètres de Van Genuchten standards à l'exception de la conductivité hydraulique de référence K_s^{ref} des tourbières est représentée en bleu. L'humidité avec la combinaison inverse (paramètres de VG des tourbières à l'exception de K_s^{ref} standard) est représentée en vert.

la conductivité hydraulique du premier centimètre du sol devient très élevée. Les flux d'eau verticaux sont très rapides et cela engendre une augmentation de l'évaporation. Cela conduit à une humidité du sol plus faible. Comme constaté sur la figure 3.14, cela provoque une chute de la conductivité, causant à son tour un abaissement de l'humidité du sol. En effet, l'humidité obtenue avec les paramètres de Van Genuchten des tourbières (en rouge sur la figure 3.15) est plus faible que l'humidité standard (en noir). En moyenne annuelle, l'humidité totale du sol est abaissée à 716 kg m^{-2} avec les paramètres des tourbières au lieu de 791 kg m^{-2} initialement. La conductivité hydraulique K_s^{ref} des tourbières est responsable d'une baisse de l'humidité du sol (en bleu sur la figure 3.15). Les autres paramètres de Van Genuchten des tourbières (à savoir α , n et θ_r) à l'exception de K_s^{ref} ont un effet inverse provoquant une augmentation de l'humidité moyenne du sol (courbe verte de la figure 3.15).

Comme montré sur la figure 3.15, l'inclusion des paramètres de Van Genuchten des tourbières entraîne une diminution de l'humidité du sol des tourbières. Ces paramètres ne permettent donc pas d'améliorer la représentation hydrologique de celles-ci. De plus, la méthode utilisée pour déterminer les paramètres de Van Genuchten dans le modèle conduit à modifier ces paramètres pour l'ensemble des sols. Ces paramètres sont utilisées pour la texture de sol dominante dans la maille. Étant donné que les propriétés des tourbières sont très différentes des autres sols, appliquer ces propriétés pour les autres sols entraîne un biais de leur hydrologie. Puisque ces paramètres sont utilisées uniquement pour les points de grille où les tourbières sont dominantes, cela pose également des problèmes lors des comparaisons entre les tourbières localisées dans des régions où cette végétation n'est pas dominante avec celles où cette végétation domine. Par la suite, les paramètres de Van Genuchten n'ont donc pas été utilisés. Le fait de ne pas utiliser ces paramètres de Van Genuchten n'engendre pas de modifications hydrologiques conséquentes sur les autres colonnes de sols (minéraux). Bien que la porosité et la conductivité des tourbières modélisées dans ORCHIDEE reflètent mal la réalité, ce

choix permet d'avoir un comportement hydrologique des tourbières équivalent pour l'ensemble des tourbières du globe¹³.

3.4 Évaluation de l'hydrologie des tourbières

L'implémentation des processus décrits dans la section 3.3 peut être évaluée en comparant les résultats obtenus avant et après l'implémentation de ces processus avec les données d'observations. Les simulations ne tenant pas compte des processus de tourbières sont appelées simulations standard ou encore contrôle "ctrl". À l'inverse, les simulations représentant les processus des tourbières, sont appelées *peatland*. Ce paragraphe contient différents aspects de la validation. En commençant par la représentation des échanges de carbone, des flux de chaleurs et de position de nappe selon différents types de tourbière, cette section présente l'impact hydrologique des tourbières sur le débit des rivières (section 3.4.3) et les variations de masse d'eau (section 3.4.4). Cette étude est comparée avec une autre étude concernant les zones humides dans le modèle ORCHIDEE.

3.4.1 Étude sur site

Les données météorologiques des sites où il existe des observations sont utilisées en tant que forçage pour les simulations. Les simulations sur site imposent une fraction totale de tourbières de 100 % dans le point de grille étudié.

3.4.1.1 Flux de carbone

Le taux de carboxylation maximal optimal V_{cmax}^{opt} a été diminué (section 3.3.1.2). Cette partie montre l'impact de ces modifications pour deux sites scandinaves : Fäjemyr et Siikaneva.

Situé au sud de la Suède à 56°15' N, 13°33' E, le site de Fäjemyr est composé de tourbières ombrotrophes dans un climat tempéré à 140 m d'altitude. La profondeur de nappe phréatique est généralement située en dessous de la surface où l'on peut voir de nombreuses buttes à la surface avec une végétation constituée de mousses, sphaignes, carex ainsi que de petits arbustes (Lund *et al.*, 2009). Pour le site de Siikaneva, la tourbière est minérotrophe dans un climat boréal à 170 m d'altitude. Situé au sud de la Finlande à 61°48' N, 24°09' E dans la zone boréale sud, la température varie en moyenne de -8 °C à 16 °C. Dominée par une végétation rase, elle est peuplée de sphaignes et de mousses. La surface est composée de creux et de bosses. Les données de ces sites sont issues des données FLUX-NET disponibles de l'année 2004 à 2005 pour Siikaneva (Rinne *et al.*, 2007) et de 2005 à 2006 pour le site de Fäjemyr (Lund *et al.*, 2009).

Les modifications apportées au V_{cmax}^{opt} ont permis d'obtenir une meilleur GPP pour le site de De-gerö (figure 3.8) et on obtient aussi une amélioration sur les sites de Fäjemyr et de Siikaneva représentées respectivement sur la figure 3.16(a) et 3.16(b). Le cycle saisonnier moyen de la GPP simulé par le modèle 'peatland' (en vert sur la figure 3.16) atteint une moyenne de 5 gC/m²/jour en période estivale, ce qui est en accord avec les observations. Pour le cas du site Siikaneva, la GPP simulée (en vert) évolue de manière abrupte entre le mois de Mai et de Juin et atteint un maximum pour la période estivale. Sur les observations, son évolution est plus lente et croît progressivement de Mai à Août. La moyenne observée pour le mois de Juin est de 2.1 gC/m²/jour contre 4.2 gC/m²/jour simulé par le

13. Vu que les paramètres ne sont appliquées que lorsque la fraction de tourbières est dominante dans la maille.

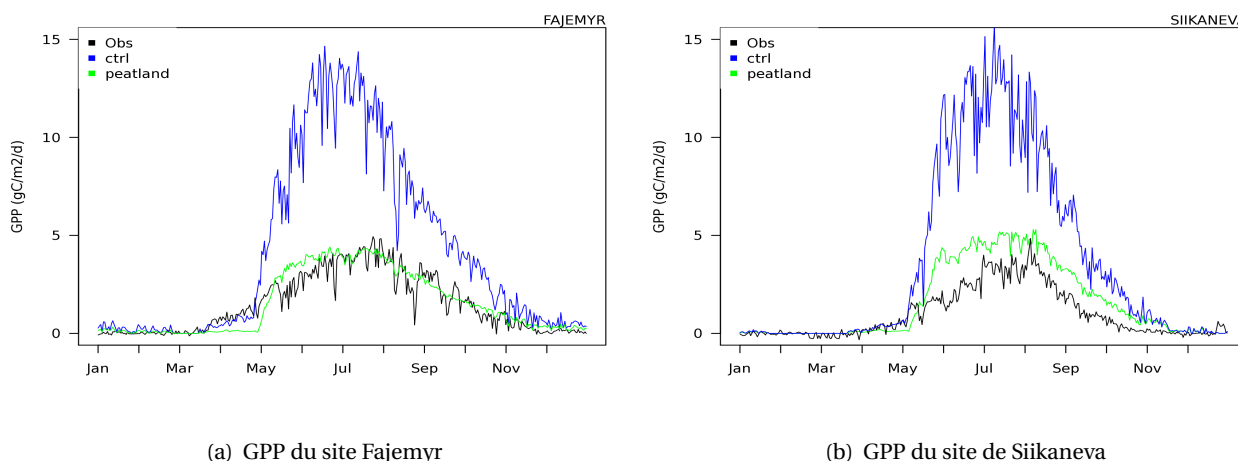


Fig. 3.16 – Cycle saisonnier de GPP pour (a) le site de Fajemyr des années 2005-2006 et (b) le site de Siikaneva des années 2004-2005. Les observations journalières sont représentées en noir et les simulations en bleu et vert représentent respectivement la simulation sans (ctrl) et avec les propriétés liés aux tourbières (peatland).

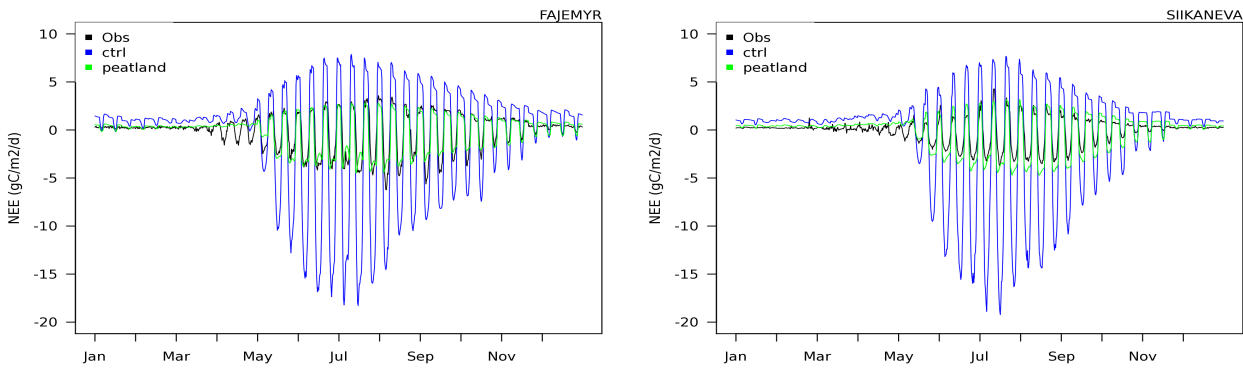
modèle 'peatland'. Cet écart est moins important pour les mois de Juillet-Août avec $4.4 \text{ gC/m}^2/\text{jour}$ simulé en moyenne par jour contre $3.1 \text{ gC/m}^2/\text{jour}$ pour les observations en cette période. Néanmoins, le cycle saisonnier est mieux représentée que dans le cas 'ctrl'. De manière générale, l'abaissement de V_{cmax}^{opt} peut mieux représenter l'évolution annuelle de la GPP à d'autres sites que Degerö.

Les valeurs des paramètres de V_{cmax}^{opt} des C3 herbacées varient suivant les modèles. En effet, l'étude de Rogers (2013) montre que les valeurs de ces paramètres varient entre 38 et $75 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ pour les modèles n'incorporant pas la dépendance du paramètre V_{cmax}^{opt} en fonction de la disponibilité en azote. La moyenne est estimée à $54.5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ pour une température optimale de 25°C . Or d'après cette étude, l'inclusion du cycle de l'azote peut engendrer une réduction de 31% C3 herbacées (Rogers, 2013).

Après avoir vérifié l'amélioration de la représentation de la GPP à échelle saisonnière, les profils diurnes moyens de GPP et de NEE^{14 15} ont également été comparés aux observations. Le profil diurne moyen de la GPP simulé est en accord avec celui observé avec un taux moyen de $6.0 \text{ gC/m}^2/\text{jour}$ simulé et $6.4 \text{ gC/m}^2/\text{jour}$ observé entre 8h et 18h pour la période estivale. Les échanges nets de carbone (NEE) simulés sont également comparables aux observations à échelle diurne ainsi qu'à l'échelle annuelle. Les figures 3.17 de Fajemyr et Siikaneva, représentent le cycle diurne moyenné tous les 10 jours pour la simulation standard dite "CTRL" en bleu, celle intégrant les processus de tourbières en vert et le cycle diurne observé en noir. En effet, le profil diurne moyenné par période de 10 jours simulés avec "PEATLAND" (en vert) correspond à celui observé (représenté en noir sur la figure 3.17). L'évolution du cycle diurne de la NEE au cours de l'année est alors bien représenté.

14. Net Ecosystem Exchange

15. L'échange net de l'écosystème NEE correspond à la NPP moins la quantité de carbone perdue par la respiration des organismes de l'écosystème (autres que les plantes).



(a) Cycle diurne de NEE de Fajemyr

(b) Cycle diurne de NEE de Siikaneva

Fig. 3.17 – Cycle diurne moyen de la NEE par période de 10 jours des sites (a) de Fajemyr et (b) de Siikaneva, par la simulation 'ctrl' (ie sans les propriétés des tourbières) en bleu et 'peatland' en vert. Les mesures observées sont représentées en noir.

3.4.1.2 Flux d'énergie

Dans les modèles de climat, la bonne représentation du bilan d'énergie est importante. En effet, les flux d'énergie déterminent les échanges thermiques entre l'atmosphère et la surface de la terre où l'ensemble des processus de la biosphère est influencé. L'une des principales préoccupations après avoir développé les processus de tourbières consiste à s'assurer de la bonne représentation de ses flux en énergie. Dans le modèle de surface ORCHIDEE, les flux d'énergie ne sont pas séparés en fonction des différentes colonnes de sol.

Pour procéder à l'évaluation des bilans d'énergie des tourbières, les simulations sont effectuées en imposant une fraction de tourbières à 100%. Cependant, avec ce choix, aucune eau de ruissellement n'est réinfiltrée vers les tourbières. Seule la réinfiltration de l'eau présente dans le réservoir d'eau stagnante permet l'apport en eau avec un drainage profond nul. Les flux d'énergie sont comparés sur les mêmes sites scandinaves. Une attention particulière est portée sur les flux de chaleur latente et de chaleur sensible. Bien qu'il n'y ait pas d'apport en eau par ruissellement des autres sols dans nos simulations, la teneur en eau moyenne est de 86 %, 91 % et 93 % de la teneur en eau maximale pour les sites de Fajemyr, Degerö et Siikaneva respectivement.

Les flux d'énergie observés sont issus des données FLUXNET (Baldocchi *et al.*, 2001). Ces mesures ont été effectuées par les techniques d'eddy covariance. La plupart du temps, les mesures obtenues ne permettent pas d'obtenir un bilan d'énergie fermé. En réalité, la conservation du bilan d'énergie à la surface de la Terre suit l'équation :

$$R_n = G + H + LE \quad (3.24)$$

Pour remédier à ce problème, des corrections des flux de chaleur latente et sensible ont été effectuées sur les mesures issues des données FLUXNET en utilisant la méthode de Jung *et al.* (2011). Cette méthode s'appuie en corrigeant les données de flux F d'un facteur de correction A comme décrit dans l'équation 3.25. H_{uncorr} et LE_{uncorr} représentent le flux non corrigé de chaleur sensible et de chaleur

latente respectivement, Rn le rayonnement net et G le flux de chaleur dans le sol. Le flux corrigé F_{corr} représente le flux de chaleur sensible ou latente.

$$\begin{cases} F_{corr} = F_{uncorr} \times A \\ A = \frac{Rn - G}{H_{uncorr} + LE_{uncorr}} \end{cases} \quad (3.25)$$

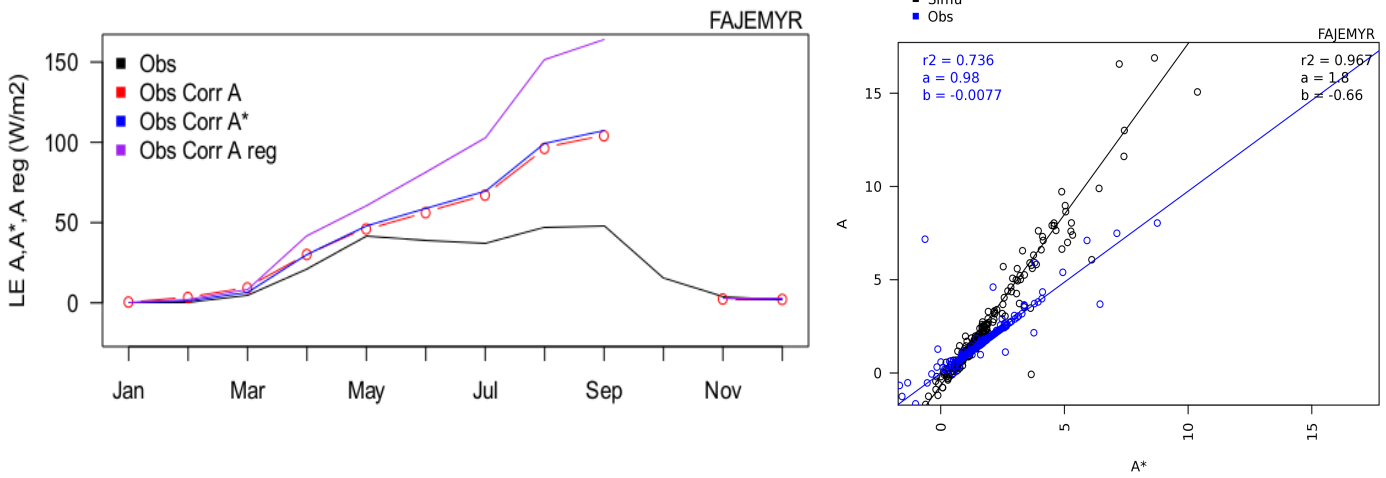
Cependant, les mesures de G ne sont pas toujours disponibles. Dans ces cas précis, Jung *et al.* (2011) ont utilisé une méthode de correction basée sur une régression entre A et A^* . Le facteur de correction A^* est donné par l'équation 3.26.

$$A^* = \frac{Rn}{H_{uncorr} + LE_{uncorr}} \quad (3.26)$$

Pour vérifier cette méthode, nous avons choisi de l'appliquer sur un site où les données d'observations de G existent. Les différentes méthodes de corrections sont appliquées pour le flux de chaleur latente provenant du site Fajemyr (figure 3.18). Le flux de chaleur latente de la figure 3.18 provient d'une moyenne mensuelle sur les années 2005-2006. Cependant, les données de chaleur dans le sol et de rayonnement net n'ont pas été mesurées sur l'ensemble de la période mais uniquement entre novembre 2005 et septembre 2006. Les corrections n'ont pas pu être effectuées entre la période de septembre à novembre. Le flux de chaleur latente observé et non corrigé est représenté en noir sur la figure 3.18(a) et moyenné mensuellement. Le flux corrigé avec 3.25 est représentée en rouge. Les corrections sont effectuées quotidiennement. L'objectif est de quantifier l'effet de la correction lorsque le flux de chaleur dans le sol n'est pas mesurée.

La méthode de la régression linéaire entre A et A^* utilise le facteur de correction $A_{reg} = a \times A^* + b$. Les coefficients a et b sont déterminés à partir de la régression $A_{simu} = a \times A^*_{simu} + b$ représentés sur la figure 3.18(b) avec un R^2 de 0.96. A_{simu} et A^*_{simu} sont calculés avec les valeurs de flux d'énergie simulées par le modèle. Avec cette méthode, la correction appliquée au flux $F_{corr} = (1.8 \times A^*_{obs} - 0.66) \times F_{uncorr}$. Cette méthode ne permet cependant pas de bien représenter le flux de chaleur corrigé. Cette méthode entraîne un flux de chaleur représenté en violet qui est très éloigné de la méthode de correction standard représenté en rouge. En effet, la figure 3.18(b) montre que la relation existant entre A et A^* n'est pas fixe. Elle diffère pour les valeurs observées (en bleu) et simulées (en noir).

En revanche, le flux corrigé par la méthode A^* (représenté en bleu sur la figure 3.18) reproduit très bien le flux corrigé par A (en rouge). En effet, le flux de chaleur dans le sol G étant beaucoup plus faible que le rayonnement net, la méthode A^* est alors utilisé par la suite lorsque G est manquant.



(a) Méthodes de correction du flux de chaleur latente

(b) Régression linéaire de A et A*

Fig. 3.18 – (a) : illustration des différentes méthodes de corrections utilisées pour corriger le flux mensuel moyen de chaleur latente LE sur le site de Fajemyr. Les données d’observations brutes sont en noires et les méthodes de corrections A, A* et la régression linéaire entre A et A* sont respectivement en rouge, bleu et violet. (b) : régression linéaire de A et A* avec a et b les coefficients de A_{reg} (courbe violette).

La figure 3.19 présente les différences de flux de chaleur sensible et de chaleur latente entre la simulation “CTRL” (en bleu) et “PEAT” (en rouge) avec les observations non corrigées et corrigées (respectivement en noir en trait plein et en trait discontinu) pour Degerö, Siikaneva et Fajemyr. La présence du réservoir d’eau stagnante permet d’avoir une plus forte humidité des sols entraînant une plus forte évapotranspiration et donc des flux de chaleur latente plus importants pour les simulations “PEAT” que “CTRL” comme on peut le voir sur les figures 3.19. Cependant, ce flux reste surestimé par rapport aux observations notamment pour le site de Degerö. Cela entraîne une sous-estimation des flux de chaleur sensible, en particulier à Fajemyr et Degerö.

3.4.1.3 Profondeur de nappe phréatique

Les positions de nappe phréatique observées et simulées ont été comparées. Les figures 3.20 mettent en évidence les profondeurs de nappe phréatique observées avec celles simulées lorsque l’on impose une végétation composée uniquement de tourbières en vert ainsi que les simulations de tourbières avec une fraction telle que définie par la carte de végétation soit 0.2 % et 5.4 % pour les sites de Fajemyr et Siikaneva. Les deux méthodes de calcul de nappes phréatiques expliquées dans la section 3.3.2.2 sont également comparées avec la première définition en pointillé et la deuxième en trait plein.

En effet, la position de nappe phréatique définie par la méthode w_{soil2} (en trait plein) est plus proche des observations. Cette définition tient compte de la quantité totale d’eau contenue dans le sol des tourbières tandis que la position de nappe w_{soil} (en pointillé) représente la profondeur à laquelle la première couche de sol est saturée. Cette dernière permet de visualiser le cycle saisonnier des positions de nappe phréatique bien qu’elle soit bien plus profonde qu’en réalité.

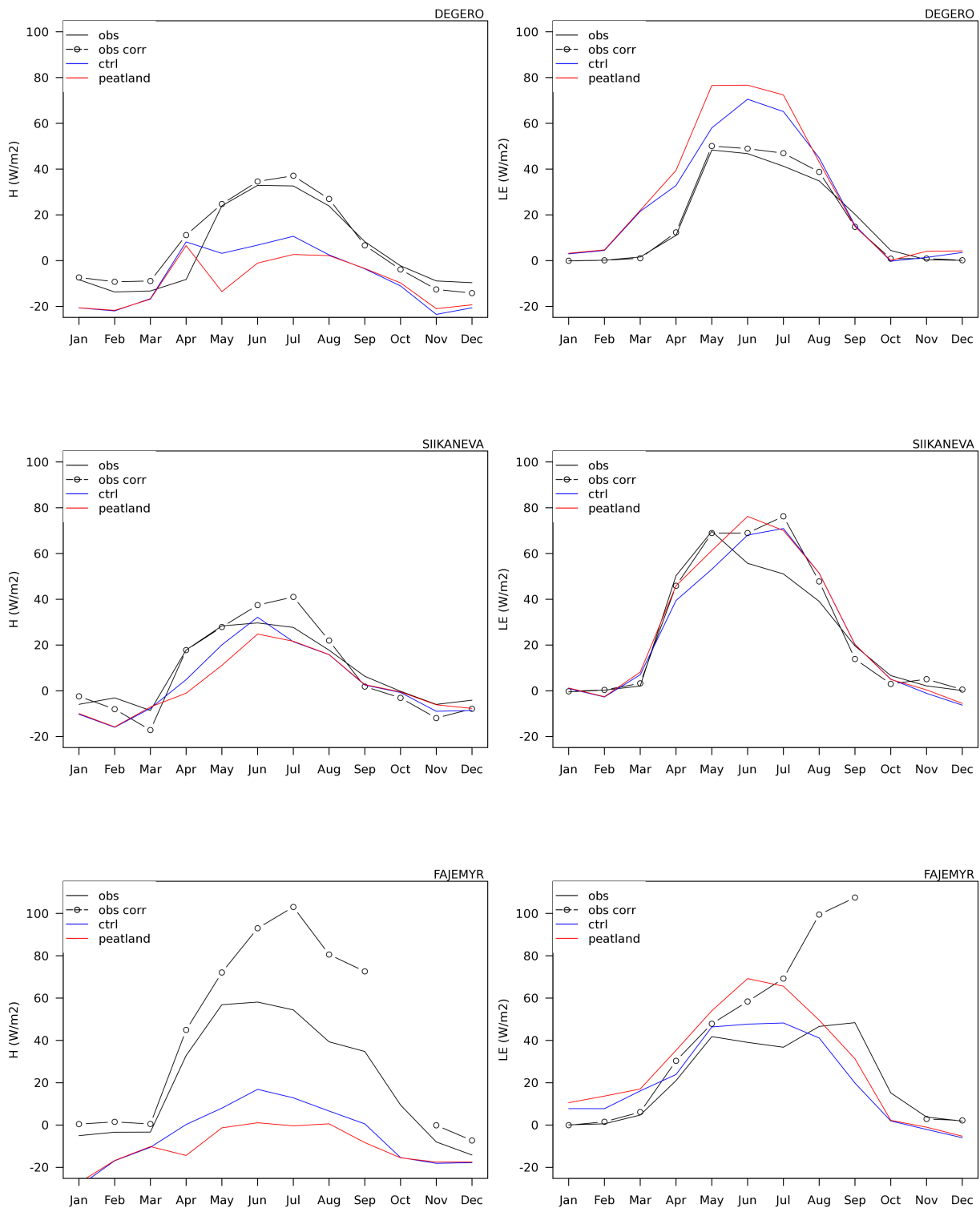


Fig. 3.19 – Flux turbulents de chaleur sensible H à gauche et de chaleur latente LE à droite exprimé en W/m^2 sur les sites scandinaves de Degerö en haut, Siikaneva au milieu et de Fajemyr en bas. Les observations sont représentés en noir en trait plein et en trait discontinu pour les observations brutes et corrigées respectivement. Les flux obtenus avec la simulation contrôle sont en bleu et la simulation incluant les propriétés des tourbières en rouge.

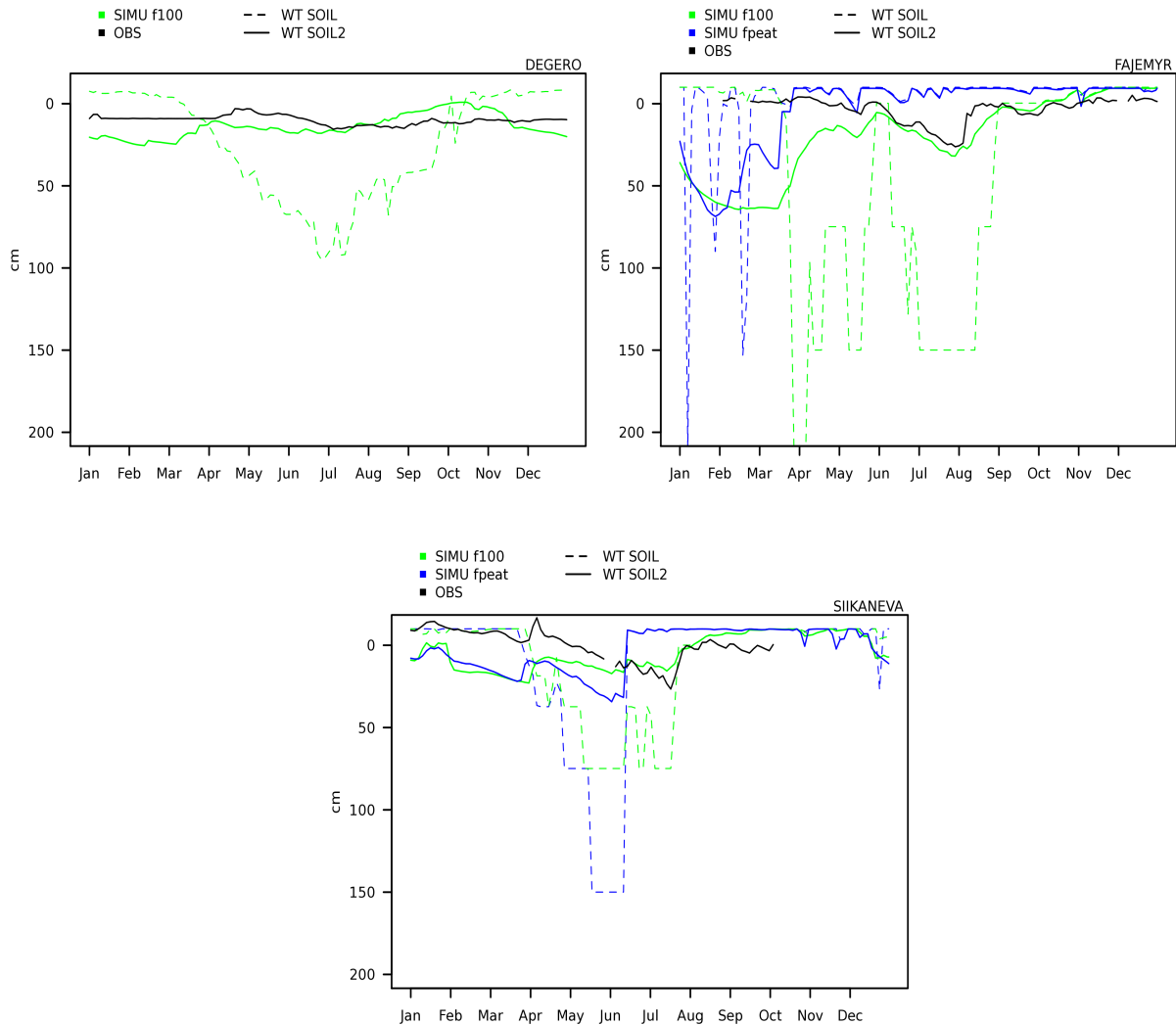


Fig. 3.20 – Profondeur de nappes phréatiques observées (en noir) et simulées avec 100 % de tourbières ('SIMU f100' en vert) et le pourcentage de tourbière de la maille correspondante (en bleu). Le site de Degerö est représenté en haut à gauche dont les profondeurs de nappe sont moyennées annuellement entre la période 2001-2005. Le site de Fajemyr en haut à droite pour l'année 2006 et de Siikaneva en bas pour l'année 2005. Les profondeurs de nappe (en cm) sont définies positives en dessous de la surface du sol.

Si l'on utilise la deuxième définition $w_{t,soil2}$ (représentée en trait plein sur les figures 3.20), les simulations avec une fraction de tourbières de 100 % (en vert) permettent de bien représenter la position de nappe phréatique moyenne pour l'ensemble des sites. En effet, compte tenu de la faible fraction de tourbières sur ces sites à l'échelle de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, l'apport en eau provenant des autres ruissellements entraîne une surestimation de la quantité totale d'eau dans le cas 'peat' (en bleu). De ce fait, la simulation 'peat' a une eau stagnante au dessus de la surface du sol d'avril à décembre pour le site de Fajemyr et de juillet à décembre pour le site de Siikaneva. La bonne représentation de la position de nappe des tourbières nécessite donc de connaître précisément ses apports en eau ainsi que ses quantités d'eau ruisselé. Cependant, il est difficile de quantifier ces flux d'eau à l'échelle d'un site. Pour cette raison, la comparaison des positions de nappe ici, ne prend alors pas en compte les flux d'eau locaux sur les sites, qui sont inconnus.

Par la suite, la position de nappe phréatique utilisée est la première définition $w_{t,soil}$. Malgré le fait que cette définition engendre des variations de nappes phréatiques importantes, cette représentation est plus proche de la réalité du modèle. En considérant que la deuxième définition de nappe phréatique est plus appropriée pour définir la profondeur de nappe phréatique réelle, les sites où l'on impose une fraction totale de tourbières permettent de bien représenter l'état hydrologique des tourbières de ces sites. A partir de cette conclusion, les flux de chaleur latente sont bien représentés pour le site de Siikaneva. La surestimation des flux de chaleur latente de Degerö peut en partie être expliquée par la surestimation de la quantité d'eau des sols pour ce site.

3.4.1.4 Sensibilité à la précipitation sur un site de tourbière ombrogène

Les tourbières ombrogènes sont alimentées uniquement par l'eau de pluie. Elles sont localisées dans des régions à fortes précipitations. Leur position de nappe varie fortement en fonction de la quantité de précipitations. La sensibilité à la précipitation de ces types de tourbières est vérifiée sur un site de tourbière ombrogène située dans la forêt nationale de Chippewa dans le centre nord du Minnesota, aux États-Unis. Ce site de mesure est localisé à $47^\circ 32' N$, $93^\circ 28' O$. La surface est représentée par des micro-collines et micro-vallées et la végétation dominée par des sphaignes et carex. Quant à la matière organique de la tourbe de ce site, elle est principalement constituée de sphaignes (Shurpali *et al.*, 1995).

Les données de profondeurs de nappe observées sur le site du Minnesota sont disponibles pour la période de croissance de l'année 1991 et 1992 (Shurpali et Verma, 1998). En revanche, les données météorologiques de ce site n'étant pas disponible de manière continue, les précipitations observées ont été comparées avec celle du forçage CRU-NCEP. Les précipitations observées sont représentées en noir sur la figure 3.21 avec 346 mm pour la période de croissance en 1991 et 597 mm en 1992. Le forçage CRU-NCEP donne une précipitation de 399 mm pour cette période en 1991 et de 420 mm en 1992.

Étant donné que les précipitations sont sous-estimées par CRU-NCEP pour l'année 1992, la position de nappe phréatique simulée a été comparée aux observations en multipliant les valeurs de précipitations de CRU-NCEP par un facteur 1.3 afin d'obtenir une précipitation totale pour la période de croissance proche de celle observée. Avec ce facteur, la précipitation est estimée à 549 mm pour cette période pour l'année 1992. Cette quantité de précipitation permet d'obtenir une position de nappe phréatique simulée (représentée en rouge à droite de la figure 3.21) qui est en accord avec

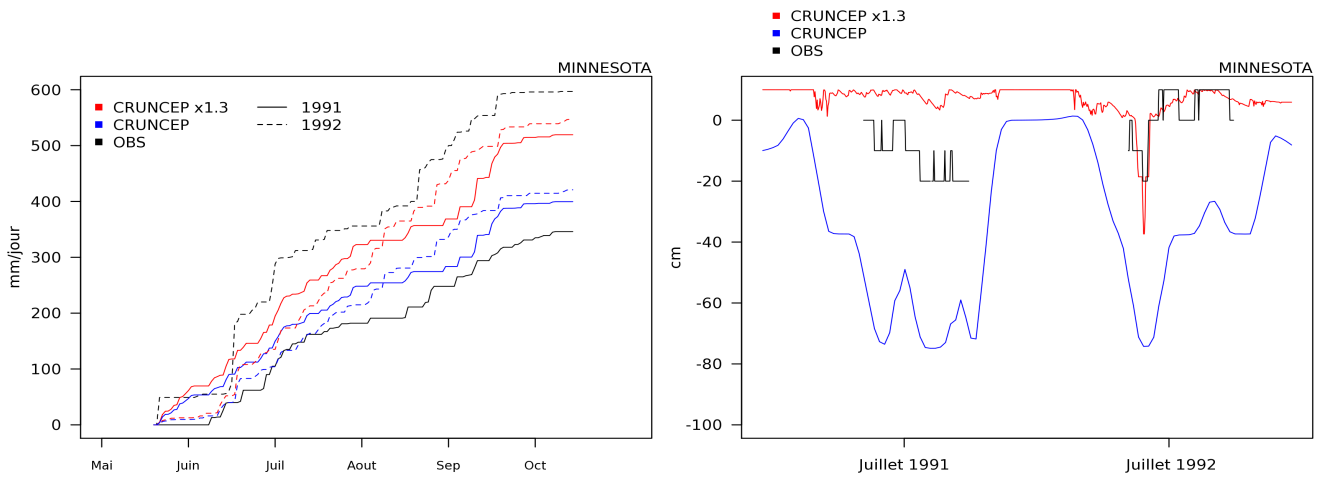


Fig. 3.21 – Cumul des précipitations (à gauche) et positions de nappe phréatique (à droite) sur le site de Minnesota entre mai et octobre 1991 et 1992. Les valeurs observées sur site sont représentées en noir. Les simulations avec le forçage CRU-NCEP en bleu et celle avec CRU-NCEP où la précipitation est multipliée par un facteur 1.3 est représentée en rouge.

celle observée (représentée en noir). En contrepartie, la position de nappe phréatique simulée pour l'été 1991 avec le forçage CRU-NCEP initial est sous-estimée par rapport aux observations. Les simulations ont été effectuées en ne rajoutant pas le ruissellement des autres sols vers cette tourbière ombrotrophe. On rappelle ici que les positions de nappe simulées sont obtenues avec la définition $w_{t_{soil}}$ (3.3.2.2).

En conclusion, les tourbières ombrogènes simulées par le modèle sur le site de Minnesota ont une plus forte sensibilité à la précipitation qu'en réalité. En effet, les mesures de position de nappes phréatiques varient peu entre l'été 1991 et 1992 bien qu'il y ait de forts écarts de précipitations. Des études présentées dans le chapitre 4 vérifient également la sensibilité à la précipitation des tourbières ombrotrophes et minérotrophes pour l'ensemble des hautes latitudes nord.

3.4.2 Sensibilité de la fraction de tourbières à l'évaporation

3.4.2.1 Résistance à l'évaporation

L'apport en eau des tourbières est dépendant de leur fraction. De ce fait, plus la fraction de tourbière est faible et plus l'apport en eau est conséquent. Il en est de même pour l'évaporation. Lorsque la fraction de tourbière au sein de la maille est faible, l'évaporation est plus importante compte tenu de la forte teneur en eau dans les sols. Dans le modèle ORCHIDEE, les flux d'évaporation dépendent de l'humidité relative de l'air à 2 mètres du sol. Cependant, le gradient d'humidité relative est important entre la surface du sol et 2 mètres au dessus.

Lorsque les sols des tourbières sont remplis d'eau, l'humidité relative est proche de l'humidité relative saturante. Le potentiel d'évaporation est alors très réduit. Pour pallier à la surestimation de l'évaporation simulée dans les cas où la teneur en eau du sol est proche de la saturation, comme dans le cas des flux de chaleur latente sur le site de Degerö où la position de nappe est proche de la surface (Figure 3.19), on applique une limitation de cette évaporation en augmentant la résistance à l'évaporation. Afin d'améliorer les flux d'évaporation dans ces conditions, on cherche à limiter l'évaporation

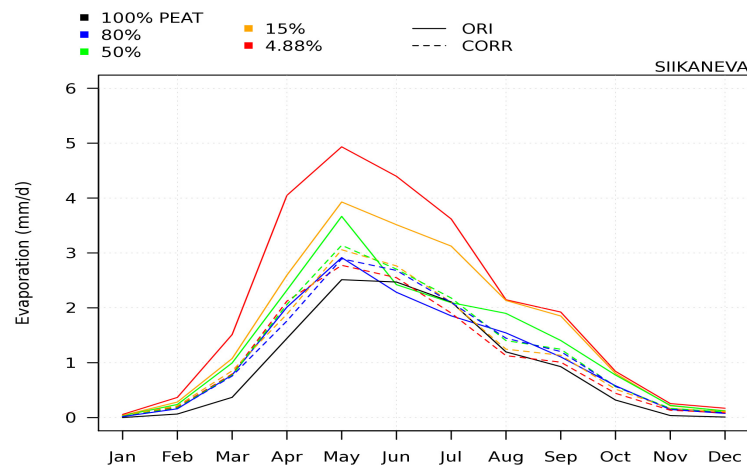


Fig. 3.22 – Moyenne mensuelle des flux d'évaporation sur le site de Siikanave en fonction du pourcentage de tourbières qui est imposé dans la maille avec 4.88 %, 15 %, 50 %, 80 % et 100 % représenté respectivement en rouge, orange, vert, bleu et noir. L'évaporation en pointillé représente l'évaporation après abaissement via le facteur de réduction R et l'évaporation sans correction est représenté en trait plein.

en fonction de la quantité d'eau présente dans le sol. Puisque cette quantité d'eau varie avec la fraction de tourbières, la résistance à l'évaporation est appliquée en fonction de la fraction de tourbières dans la maille.

On cherche à déterminer un facteur de réduction de l'évaporation R à appliquer en fonction de la fraction de tourbières dans la maille. Sur le site de Siikanave, les flux de chaleur latente simulés avec une fraction de 100 % de tourbières (représentés en vert sur la figure 3.19) sont en cohérence avec les observations (en noir). Comme nous pouvons le voir sur la figure 3.22 le flux d'évaporation atteint 5 mm/jour en moyenne en Mai¹⁶ pour la fraction de tourbière définie dans la maille (soit 4.88 %), au lieu de 2.8 mm/jour pour une fraction forcée à 100 %. Le facteur d'abaissement de l'évaporation a été calculé de manière à obtenir un taux d'évaporation qui soit proche de celui estimé avec une fraction de 100 % de tourbière (illustré en noir sur la figure 3.22). Le facteur d'abaissement de l'évaporation R a été obtenu par regression linéaire entre l'évaporation moyenne avec une fraction de tourbière f_{peat} et l'évaporation souhaitée (évaporation quand $f_{peat}=1$). Ce facteur R est fixé selon l'équation 3.27 et il s'applique à la conductance à l'évaporation¹⁷.

$$R = \frac{1}{2}f_{peat} + \frac{1}{2} \quad (3.27)$$

Pour différentes fractions de tourbières, l'évaporation est représentée en pointillé sur la figure 3.22. L'équation 3.27 conduit à une réduction de 43 % de l'évaporation maximale obtenue en mai lorsque l'on a 4.88 % de tourbière dans la maille et de 22 %, 14 % et 0.8 % pour les fractions respectives de 15 %, 50 % et 80 %.

La diminution de l'évaporation a permis de réduire la surestimation de l'évaporation qui existe

16. moyenne mensuelle à partir d'une moyenne journalière effectuée pour l'année 2003, 2004 et 2005.

17. ce facteur est appliqué sur la variable frac_bare_ns

aussi dans le schéma hydrologique à 11 couches (De Rosnay, 1999). L'application de cette réduction permet de mieux représenter les flux d'évaporation simulés par le modèle avec le schéma de tourbière. Une simulation pour une région de tourbières en Russie (section 3.4.2.2) a été effectuée afin de diagnostiquer l'impact de cette réduction (équation 3.27) sur la position de nappe phréatique moyenne.

3.4.2.2 Étude sur une région de tourbières en Russie

La sensibilité de la fraction de tourbière à l'évaporation a été étudiée en Russie dans une zone comprise entre 50°-180° Est et 60-75° Nord. Les différences d'évaporation en fonction de la fraction de tourbières représentée dans la maille peuvent être visualisées à gauche de la figure 3.23. Les flux d'évaporation ont été moyennés sur la période de 1980 à 2000 et sont illustrés par catégorie de fraction au sein de la maille pour des simulations effectuées à 2° x 2° de résolution. Cette étude compare les flux d'évaporation et les positions de nappe pour des fractions de tourbières (pour des mailles différentes) comprises entre 15-30 %, 30-45 %, 45-60 %, supérieures à 60 % et inférieures à 15 % représentés respectivement en orange, jaune, violet, bleu et rouge sur les figures 3.23.

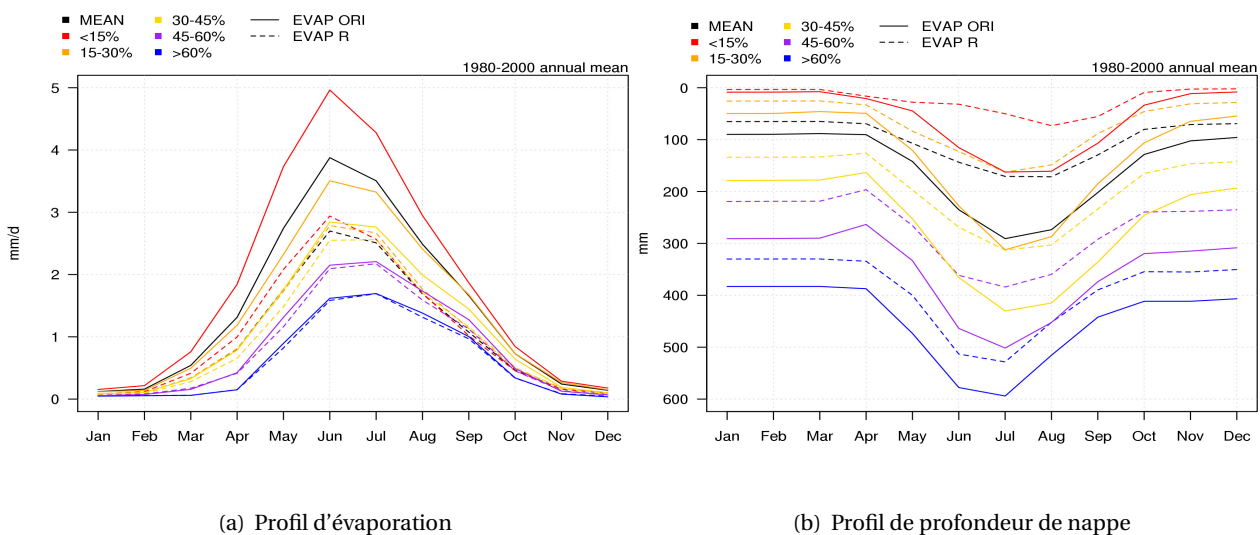


Fig. 3.23 – (a) : évaporation moyenne par classes de fraction de tourbières pour la région étudiée. (b) : profondeurs de nappe phréatique moyennes par catégorie de fractions de tourbières en Russie. Les résultats obtenus avec et sans abaissement de l'évaporation sont respectivement en pointillés et en traits pleins sur la période de 1980 à 2000.

Pour les mailles avec moins de 15 % de tourbières, le flux d'évaporation maximal des tourbières est de 4.96 mm/jour en moyenne pour le mois de juin contre 1.70 mm/jour en moyenne pour les mailles avec des fractions supérieures à 60 %. Dans la région de l'étude, plus de 73 % des points de grille sont composés d'une fraction non nulle de tourbières, soit l'équivalent de 383 points de grille. 60 % d'entre elles ont une fraction inférieure à 15 % et seulement 6 % une fraction supérieure à 60 %. La fraction moyenne de tourbières s'élève à 20 % dont l'évaporation et la position de nappe phréatique moyenne sont représentées en noir sur la figure 3.23. Les profondeurs de nappe phréatique varient de 60 cm de profondeur en été pour les fractions les plus élevées (>60 %) à 16 cm pour les mailles ayant une fraction plus faible (<15 %). En effet, l'apport en eau des tourbières varie en fonction de leur fraction (section 3.12). De ce fait, il influence la position de nappe phréatique des tourbières ainsi que leur

taux d'évaporation. Les taux d'évaporation ont une forte sensibilité à la fraction de tourbières représentée dans une maille avec une évaporation près de trois fois plus importante entre les fractions les plus faibles et les plus abondantes.

La prise en compte du facteur R limitant l'évaporation permet de conserver une quantité d'eau plus importantes dans les sols. En effet, les profondeurs de nappe phréatique moyennes sont de 53 cm au maximum au lieu de 60 cm pour les mailles avec 60 % de tourbières contre 7 cm au lieu de 16 cm pour les mailles avec une fraction ne dépassant pas les 15 % (figure 3.23(b)). L'introduction d'un facteur R entraîne également une nappe phréatique plus proche de la surface en hiver avec une diminution moyenne de 5 cm pour l'ensemble des fractions étant supérieures à 15 % de tourbières par maille.

Cette étude a permis de montrer une forte sensibilité de la position de nappe et de l'évaporation en fonction des fractions de tourbières déterminées pour chaque point de grille. En effet, la prise en compte de la réduction de l'évaporation a permis de diminuer cette sensibilité jouant également un rôle sur l'humidité des sols des tourbières. Cette réduction impacte alors les positions de nappe phréatique qui sont en moyenne 5.2 cm plus proche de la surface avec une évaporation réduite.

3.4.3 Impact sur le débit des rivières

La représentation de l'hydrologie des tourbières repose sur un apport en eau des autres PFT, de manière intensive (3.3.2.1). Dans le modèle ORCHIDEE, les eaux de ruissellements sont redirigées vers les rivières et les océans. Or l'implémentation des tourbières dans le modèle entraîne la redirection du ruissellement des autres colonnes de sols vers la colonne de sol représentant celui des tourbières. Il est alors important d'analyser l'impact de cette modification sur le débit des rivières.

Le débit à l'exutoire des bassins est comparé lorsque les tourbières sont prises en compte et lorsqu'elles ne le sont pas. Cette étude a été effectuée sur les bassins de Yenisei, de l'Ob et de la Lena, représentés respectivement en bleu, rouge et jaune sur la figure 3.24. Ces bassins représentent les 7, 8 et 9^{ème} plus grands bassins, au dessus de 45° nord. Ces bassins versants sont également situés dans des régions abondantes en tourbières, en particulier au nord de 60° N. Le pourcentage moyen des tourbières reste inférieur à 10 %. Cependant, plus de la moitié des points de grilles ont une fraction non nulle de tourbières. Au nord de 60° N, les tourbières sont présentes sur plus de 63 %, 96% et 53 % des points de grilles du bassin de Yenisei, Ob et Lena.

L'impact des tourbières est étudié en comparant le débit à l'exutoire des bassins sibériens sus-décrits. Cependant, il existe quelques disparités entre la géographie réelle des bassins versants et celles représentées. Il en est de même pour la localisation géographique de l'exutoire. Les valeurs de débits simulés tiennent compte de la position de l'exutoire tel que simulé dans le modèle¹⁸. Ces débits sont ensuite comparés avec les observations provenant du GRDC¹⁹ (Fekete *et al.*, 1999).

Les simulations ont été effectuées pour pour la période moyenne de 1979-1994²⁰ avec le forçage WFDEI (Weedon *et al.*, 2014) et CRUNCEP avec une résolution de 0.5°x 0.5. La sensibilité du forçage météorologique utilisé a été étudiée sur les débits à l'exutoire du bassin de l'Ob (figure 3.25 d). Les

18. Ils correspondent aux débits maximaux déterminés par la variable "hydrographs".

19. *Global Runoff Data Centre*

20. Choix de la période : pour comparer avec une autre étude (non publiée).

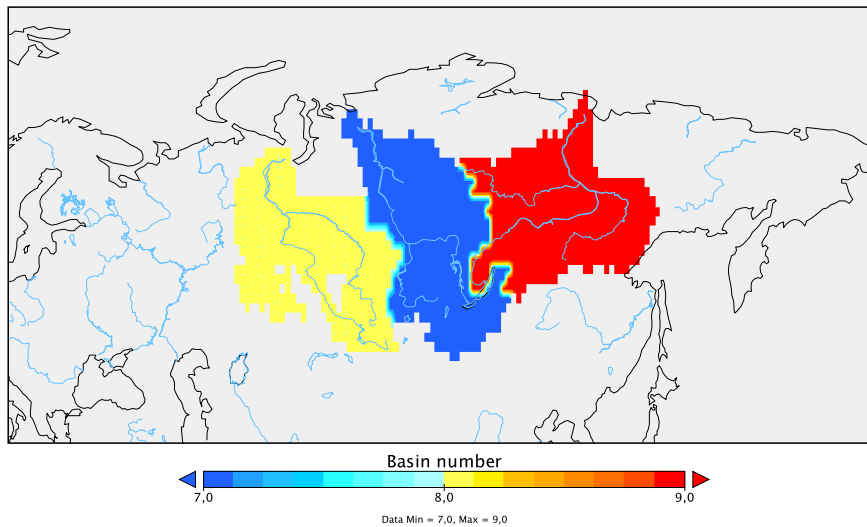


Fig. 3.24 – Représentation de trois grands bassins hydrologiques de la Russie : le bassin versant de l’Ob en jaune, de Yenisei en bleu et de la Lena en rouge. Le réseau hydrographique est représenté en bleu clair.

valeurs des débits moyennés mensuellement obtenues avec le forçage WFDEI sont représentées en traits pleins et les débits obtenus avec le forçage CRUNCEP, en pointillés (figure 3.25 d). Pour le cas contrôle (simulation standard), le débit annuel moyen à l’exutoire du bassin de l’Ob est estimé à $8\,130\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ pour le forçage CRUNCEP et à $9\,290\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ pour WFDEI. Les différences entre forçages sont plus prononcées pour les mois de janvier à mai avec une différence moyenne de $3\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. En revanche, le débit estimé avec CRUNCEP est supérieur à celui de WFDEI de juin à décembre, avec une différence de $500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en moyenne. On voit également sur la figure 3.26(b) que les flux d’évapotranspiration avec la simulation effectuée avec le forçage CRUNCEP sont supérieurs aux simulations avec WFDEI de juin à décembre et inférieurs de janvier à mai. Les différences peuvent s’expliquer par les écarts des précipitations entre les deux forçages météorologiques. Le forçage WFDEI estime une précipitation supplémentaire de 0.2 mm/jour en moyenne soit environ 80 mm par an. Par la suite, l’impact des tourbières sur le débit des rivières sera étudié avec le forçage WFDEI.

L’inclusion de l’hydrologie des tourbières conduit à un débit moyen des rivières plus faible (à son exutoire). La représentation des tourbières dans le modèle entraîne une baisse de débit de 16% , 21% et 9% en moyenne annuelle à l’exutoire des bassins de la Lena, de l’Ob et de Yenisei respectivement. Cette diminution est illustrée pour chacun des bassins sus-nommés dans les figures 3.25 entre les courbes noires (simulations contrôles) et bleues (simulations avec tourbières).

En revanche, la prise en compte de la réduction de l’évaporation (suite à une surestimation au dessus des sols des tourbières comme expliqué dans le paragraphe 3.4.2.1) permet de reproduire le débit moyen à l’exutoire des bassins pour la période de janvier à juillet (à juin pour le bassin de l’Ob). Dans ce cas, il n’y a pas d’impact sur le débit des rivières à cette période. De plus, l’inclusion des tourbières avec une évaporation limitée entraîne une hausse des débits moyens de août à décembre de 20% , 28% et 21% pour les exutoires respectifs de la Lena, l’Ob et Yenisei. Cette augmentation s’explique par le ruissellement plus important des tourbières (figure 3.26(a)) à partir de mai pour le bassin de l’Ob. En effet, le flux d’évapotranspiration moyen simulé avec le forçage WFDEI après avoir

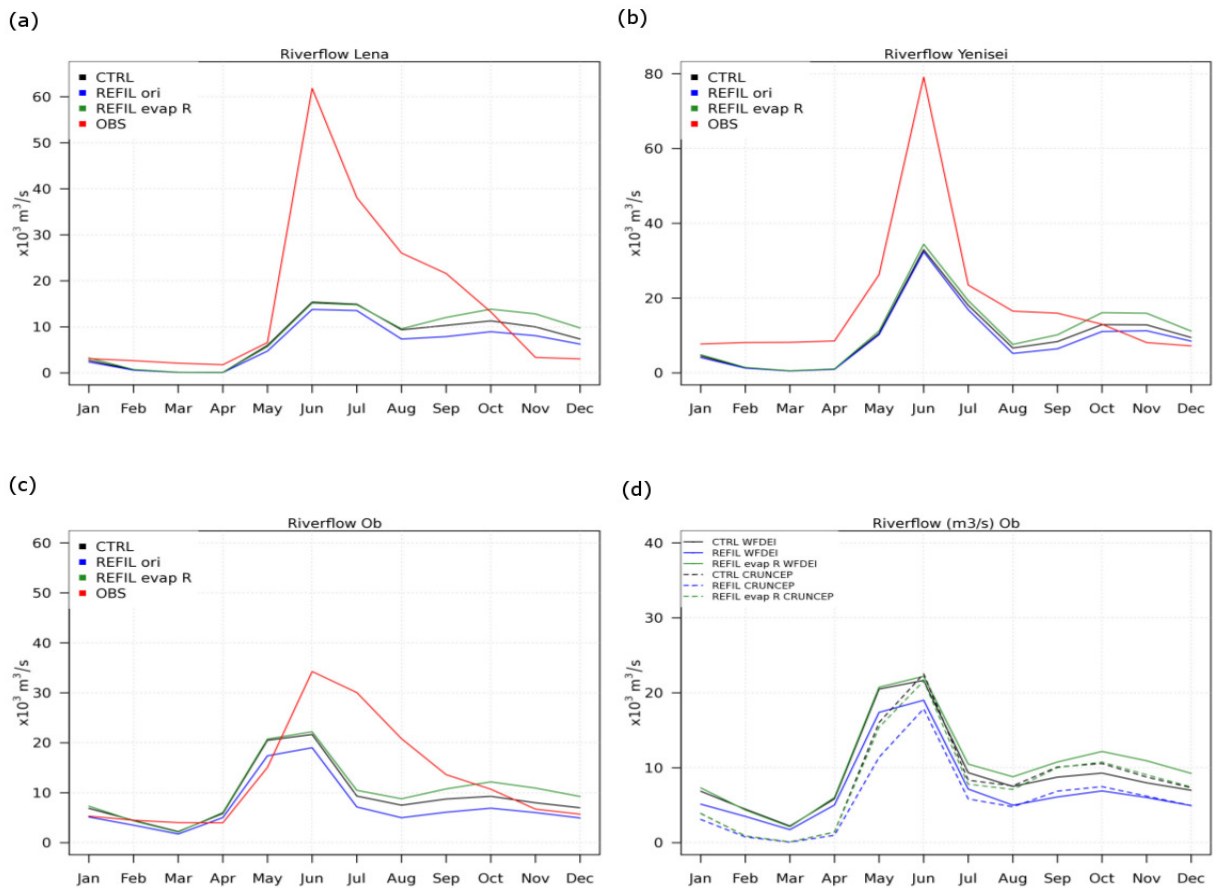
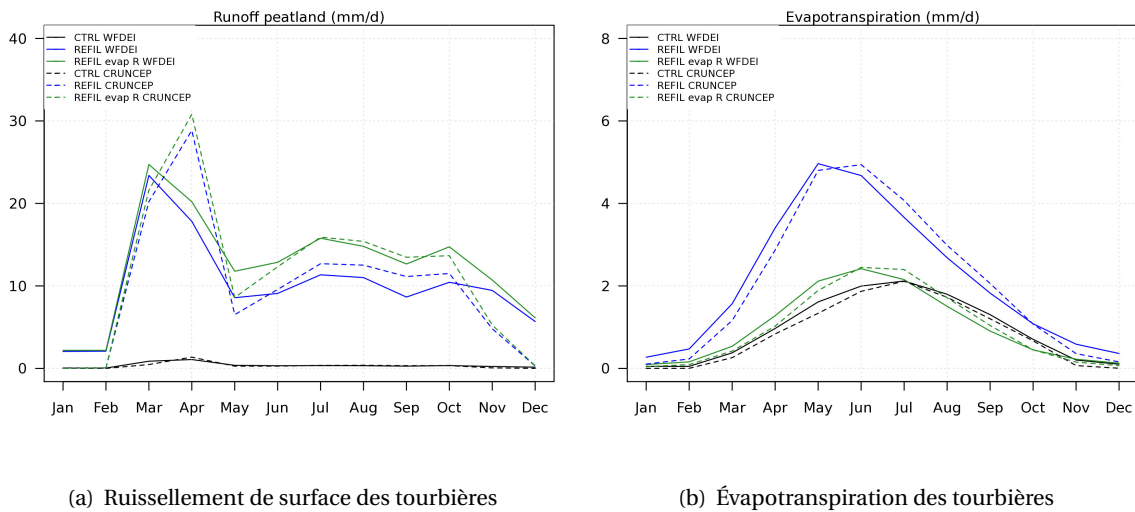


Fig. 3.25 – Débits à l'exutoire des bassins versants de : (a) la Lena, (b) Yenisei et (c) de l'Ob. Les débits sont moyennés mensuellement sur la période 1980-1994 avec le forçage WFDEI. Les simulations tenant compte des tourbières avec "REFIL evap R" et sans réduction de l'évaporation "REFIL evap ori" ainsi que les simulations contrôles "CTRL" (ie sans tourbières) sont représentées en vert, bleu et noir et les débits observés en rouge. La figure (d) compare les débits effectués avec WFDEI (en trait plein) et CRUNCEP (en pointillé).



(a) Ruissellement de surface des tourbières

(b) Évapotranspiration des tourbières

Fig. 3.26 – Représentation (a) des quantités de ruissellement et (b) d'évapotranspiration moyennes des sols des tourbières du bassin de l'Ob. Comparaisons entre les simulations des tourbières avec (en vert) et sans réduction de l'évaporation (en bleu) effectuées avec le forçage WFDEI et CRUNCEP représenté respectivement en trait plein et en pointillé.

réduit l'évaporation a été divisé par deux (2.2 mm/jour en moyenne contre 4.4 mm/jour initialement) pour la période de mai à juillet. Cela entraîne une augmentation du ruissellement de 2.4 mm/jour en moyenne annuelle (en vert sur la figure 3.26(a)).

Il est important de préciser que l'intérêt de cette étude porte sur l'impact de l'inclusion des tourbières dans le modèle sur le débit des rivières et non sur l'amélioration de la représentation de ces débits. En effet, la version du modèle ORCHIDEE utilisée ici sous-estime fortement les débits des rivières situés dans les régions de pergélisols, peut être causé par une sublimation trop forte de la neige²¹. Une version ultérieure d'ORCHIDEE avec un schéma de neige représenté selon trois couches de sols développé par (Wang *et al.*, 2013) permet d'améliorer les hauteurs de débit simulés dans ces régions (étude non publiée)

3.4.4 Comparaison des variations de masse d'eau continentales avec les données GRACE

Après avoir constaté la sous-estimation des débits simulés par le modèle ORCHIDEE dans les hautes latitudes nord, il est important de vérifier si le modèle reproduit cependant correctement les variations de masse d'eau dans ces régions. Pour cela, les variations de la masse totale d'eau présente dans les latitudes supérieures à 40° nord obtenues avec la version standard du modèle ORCHIDEE sont comparées aux données observées obtenues par les satellites GRACE.

Les changements de masse d'eau observées sont estimés à l'aide de satellites *Gravity Recovery And Climate Experiment* (GRACE) qui mesurent le champ de gravité avec la distance entre ces deux satellites. Ces mesures permettent ainsi de mesurer les changements de masse d'eau des surfaces continentales, des glaces et des océans. Les données GRACE sont disponibles entre avril 2002 (au lancement des satellites) jusqu'en juin 2014. Elles sont interpolées dans une grille de 1° x 1° de résolution

21. constatée dans des développements antérieurs du modèle mais non publiée

avec des données mensuelles des variations de masse d'eau ΔTWS ²² et sont définies comme la différence entre la masse d'eau obtenue au moment de la mesure $TWS(t)$ et de la moyenne des masses d'eau entre janvier 2004 et décembre 2009 comme décrit dans l'équation 3.28.

$$\Delta TWS(t) = TWS(t) - \langle TWS(\text{janvier 2004 à décembre 2009}) \rangle \quad (3.28)$$

Dans cette étude, la version de GRACE utilisée correspond aux coefficients harmoniques sphériques de la version RL05 de JPL (*Jet Propulsion Laboratory*) disponible sur le site <http://podaac.jpl.nasa.gov/grace>. Cette version a été choisie afin de comparer les résultats obtenus avec les études de Landerer *et al.* (2010).

Les données GRACE sont comparées avec la totalité des réservoirs d'eau diagnostiqués dans le modèle ORCHIDEE, à savoir les réservoirs suivants :

- FAST : réservoir de routage du ruissellement de surface
- SLOW : réservoir de routage du drainage profond
- STREAM : réservoir de routage des flux latéraux
- FLOOD : plaines d'inondations
- SNOW : masse de neige
- HUMTOT : contenu en eau total du sol

Le forçage atmosphérique CRUNCEP (version 5.3) à résolution de $1^\circ \times 1^\circ$ est utilisé pour ces simulations. La comparaison entre les données du modèle et des satellites se fait entre 2002 et 2013 (dernier forçage CRUNCEP disponible au moment de l'étude).

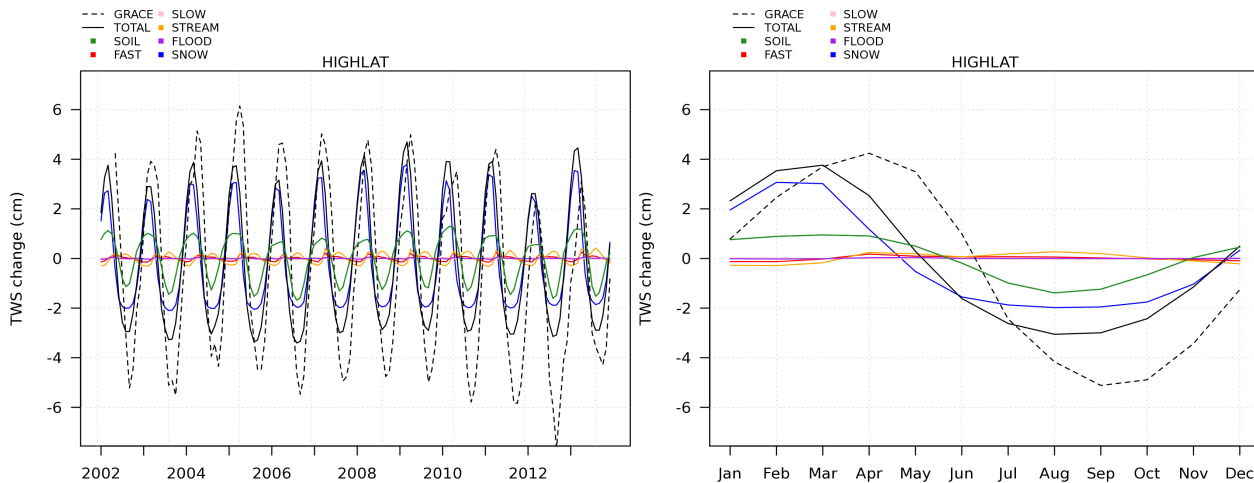
Contribution de chacun des réservoirs sur la variation totale d'eau

Sur l'ensemble des hautes latitudes nord

Les quantités totales d'eau varient au fil des saisons et des années. Les études de Guimberteau *et al.* (2014) ont évalué la contribution de chaque réservoir représenté dans le modèle ORCHIDEE pour le cas du bassin amazonien. Dans cette région, la plus grande contribution de la variation totale d'eau est attribuée au réservoir slow. Cela indique que le drainage profond prédomine sur ces sols. L'objectif est de voir les plus grandes contributions dans les régions des hautes latitudes nord ($>40^\circ N$).

Les variations totales de masse d'eau simulées par ORCHIDEE représentent seulement 73 % des variations de masse d'eau observées par les satellites sur l'ensemble des latitudes supérieures à 40° nord (Cf figures 3.27). Ainsi, l'amplitude moyenne de la variation totale de masse d'eau simulée est de 6.8 cm contre 9.4 cm dans GRACE. La contribution de chacun des réservoirs d'eau représentés dans le modèle est représentée dans les figures 3.27. Les variations des quantités d'eau contenues dans les sols et dans la neige contribuent largement à la variation de la quantité totale d'eau présente dans les surfaces continentales des hautes latitudes nord. L'amplitude de la variation de neige simulée s'élève à 5.05 cm en moyenne et représente à elle seule plus de 74 % de la variation totale de masse d'eau des hautes latitudes nord ($>40^\circ N$). Les variations de quantités d'eau contenues dans

22. Total Water Storage



(a) Évolution des variations de masse d'eau entre 2002 et 2013 (b) Cycle saisonnier moyen des variations de masse d'eau

Fig. 3.27 – Variations des masses d'eau totales de l'ensemble des latitudes supérieures à 40° nord : (a) évolution entre 2002 et 2013 et (b) variation annuelle moyenne. Les variations totales de masses d'eau simulées et obtenues par GRACE sont représentées en noir respectivement en trait plein et en pointillé. La contribution des réservoirs liés à l'humidité du sol SOIL, à la neige SNOW, au réservoir FAST, SLOW, STREAM et FLOOD sont respectivement représentés en vert, bleu, rouge, rose, orange et violet.

les sols sont importantes et constituent la deuxième plus grande contribution des variations totales d'eau pour l'ensemble des territoires supérieurs à 40° N. Leurs variations représentent plus de 34 % des variations totales d'eau. Les réservoirs liés au ruissellement de surface (FAST) et les réservoirs STREAM contribuent seulement 8 % et 4 % de la variation totale d'eau. La contribution des réservoirs liés aux plaines d'inondations (FLOOD) et liés au drainage profond (SLOW) sont négligeables. De ce fait, les changements de masse d'eau totales sur ce domaine d'étude sont largement dominés par les changements de masse de neige et de l'eau contenue dans les sols.

Le cycle saisonnier des variations de la masse totale d'eau simulée par le modèle surestime la période de perte de masse qui se produit dès le mois de mai (Figure 3.27(b)). La période de gain de masse simulée est plus courte que la période de perte. Les résultats obtenus par les satellites GRACE montrent au contraire que la durée de période de gain et de perte sont équivalentes. Le modèle simule ce changement à partir de mai contre mi-juin d'après les observations. En effet, ces variations sont marquées par le profil saisonnier du changement de masse de la neige, dont la perte de masse débute dès le mois d'avril (courbe bleue de la figure 3.27(b)). Ce décalage entre les observations et les simulations peuvent s'expliquer par une trop forte sublimation de la neige entraînant ainsi une fonte des neiges anticipée comme il a déjà été constaté lors des comparaisons des débits 3.25.

A l'échelle des bassins sibériens

Les variations saisonnières de masses d'eau mesurées avec les données GRACE à l'échelle des bassins sibériens sont supérieures à celles mesurées pour l'ensemble des hautes latitudes nord (>40°N). En effet, l'amplitude annuelle moyenne pour ces trois bassins est respectivement de 13, 9,7, et 11 cm pour les bassins de l'Ob, Lena et Yenisei contre une amplitude moyenne de 9.36 cm pour l'ensemble

des hautes latitudes nord. En revanche, l'amplitude simulée est particulièrement faible pour les bassins de la Lena et de Yenisei avec une amplitude de 3.4 et 4.8 cm en moyenne contre 8.6 pour le bassin de l'Ob. Les changements de masse simulés pour ces deux bassins (Lena et Yenisei) sont alors fortement sous-estimés. En effet, ils ne représentent respectivement que 35 % et 43 % de la variation totale réellement observée (contre 65 % et 73 % pour le bassin de l'Ob et l'ensemble des hautes latitudes). Cependant, l'évolution inter-annuelle est bien représentée à l'exception des minimaux extrêmes particulièrement prononcés en 2012 pour le bassin de l'Ob.

L'évolution des variations de masse d'eau de ces bassins avec leurs contributions sont représentées sur la figure 3.28. Les variations de masse de neige constituent toujours la contribution majoritaire de ces variations totales. En effet, la sous-estimation des changements de masse d'eau provient de la forte sublimation simulée pour les bassins de Lena et de Yenisei en particulier pour les mois de mars et d'avril.

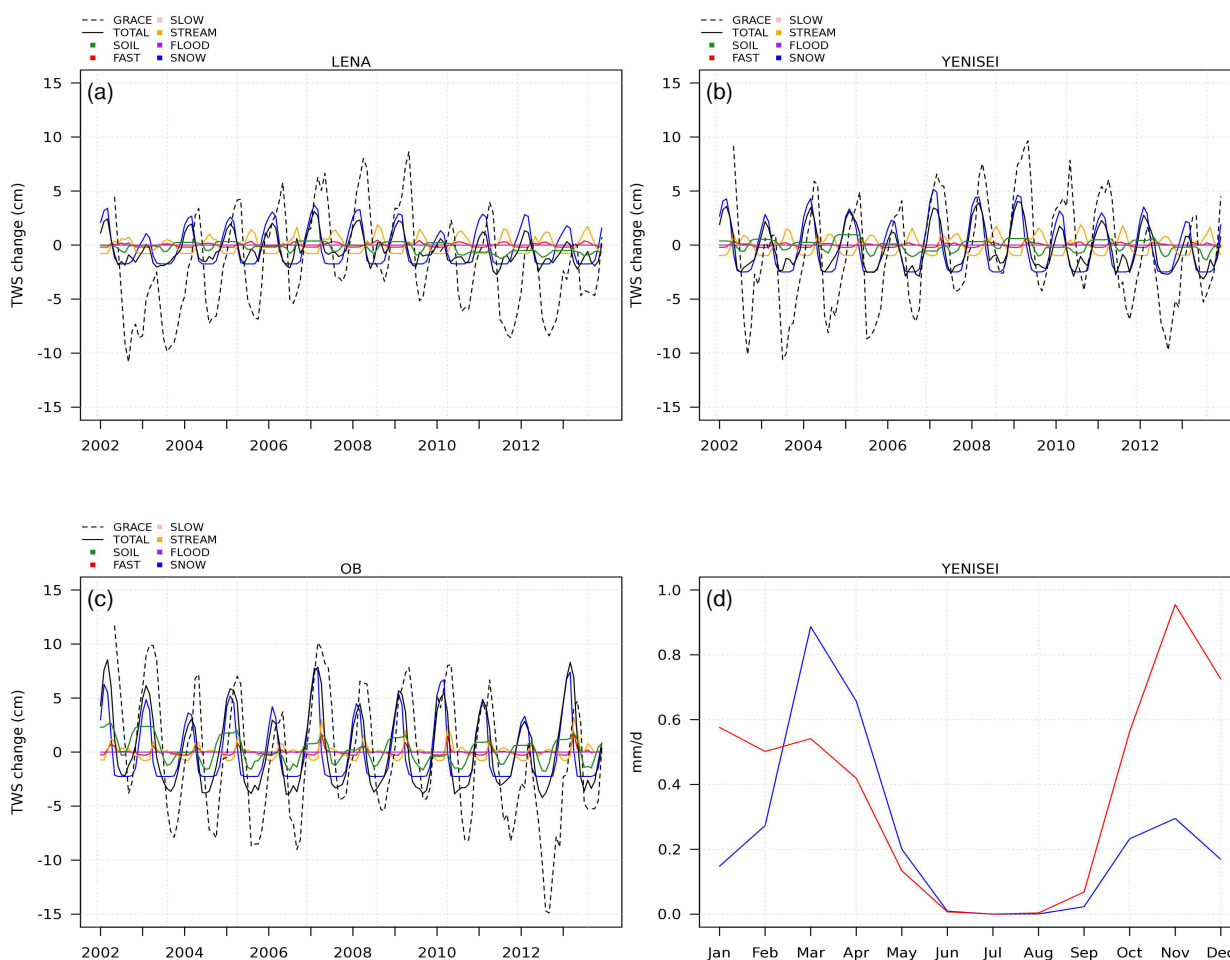


Fig. 3.28 – Évolution des variations de masse d'eau totales des bassins versants de (a) Lena, (b) Yenisei et (c) Ob. La contribution des différents réservoirs suit le même code couleur que les figures précédentes. (d) : Taux mensuel moyen de sublimation (en bleu) et de neige (en rouge) sur le bassin de Yenisei.

En effet, le taux de sublimation moyen à cette période s'estime à 0.77 mm/jour pour le bassin de Yenisei (Figure 3.28 d), et 0.69mm/jour pour le bassin de la Lena. La moyenne aux mois de mars et

avril est estimée à 0.64 et 0.54 mm/jour pour le bassin de l'Ob et la moyenne des hautes latitudes supérieures à 40° nord. Ce fort taux de sublimation est sans doute responsable de la sous-estimation des changements de masse que l'on peut observer pour les simulations et particulièrement pour les bassins de la Lena et de Yenisei où le taux de sublimation est le plus fort.

Rôle des processus de gel du sol et de neige

Afin de mettre en évidence le rôle du gel du sol et de la neige sur les changements de masse d'eau, différentes simulations ont été effectuées en activant/désactivant les processus liés au gel du sol et à la représentation de la neige dans le modèle. Pour chacune de ces configurations, les variations totales sont illustrées sur la figure 3.29(a). Comme constaté précédemment, les changements de quantités de neige sont responsables des trois quarts de la variation totale de masse d'eau des hautes latitudes nord. En effet, la simulation excluant la neige sous-estime largement la variation totale de masse d'eau.

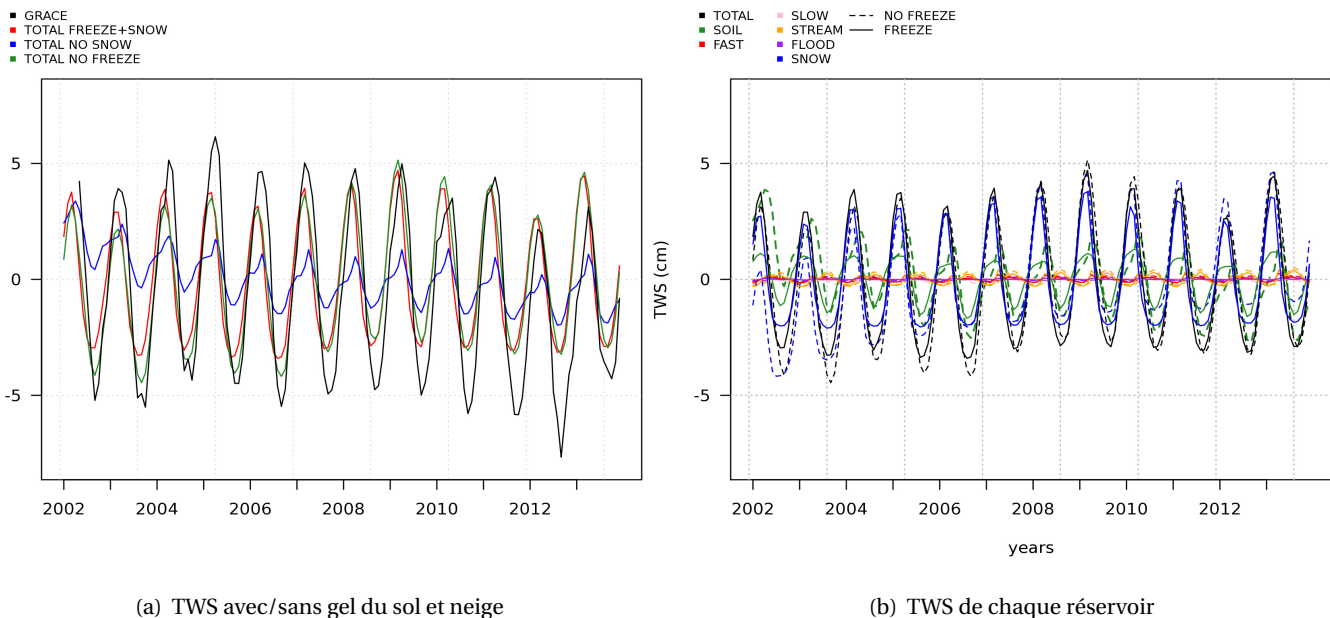


Fig. 3.29 – (a) : Évolution des changements de masse totales (TWS) pour des simulations avec/sans gel du sol (courbe rouge/verte) et avec/sans représentation de la neige (courbe rouge/bleue). (b) : contribution des différents réservoirs d'eau en comparant la simulation avec/sans (en trait plein/en pointillé) représentation du gel du sol.

Afin de comparer les variations de masse d'eau avec (FREEZE) et sans le gel de sol (NO FREEZE), la contribution de chacun des réservoirs est représentée sur la figure 3.29(b). Lorsque le gel du sol n'est pas considéré, les pertes de masse liées à la neige et à l'humidité du sol sont plus importantes et sont visibles en hiver lors des périodes de gel. En effet, lorsque les températures sont négatives, les quantités d'eau présentes dans la neige et dans le sol sont gelées, la masse d'eau ne peut donc pas varier pendant cette période. Ces variations de masse sont alors plus importantes lorsque le gel n'est pas représenté. Cependant, le gel du sol a un impact faible sur les autres réservoirs d'eau. La prise en compte du gel dans le sol n'est alors pas responsable de la faible variation des réservoirs de routages de l'eau.

L'étude des variations de masse d'eau ont permis de montrer d'une part la sous-estimation des variations totales de masses d'eau simulées pour les latitudes supérieures à 40° nord, et d'autre part, la forte contribution de la neige et de l'eau contenue dans les sols sur la variation totale de masse d'eau. La sous-estimation de ces changements de masse est particulièrement prononcée dans les régions où le taux de sublimation simulé est très important, et atteint 0.9 mm/jour en moyenne en mars pour le cas du bassin de Yenisei (Figure 3.28d).

Variations des masses d'eau des tourbières

Après avoir comparé les variations de masse d'eau simulées par le modèle standard d'ORCHIDEE-MICT, l'objectif est de vérifier si l'inclusion des tourbières perturbe ces variations totales de masse d'eau simulées à l'échelle des hautes latitudes nord. Lorsque les processus de tourbières sont inclus, appelé simulation REFIL, ces changements de masse sont comparés avec ceux issus du modèle standard (simulation CTRL). Afin de connaître l'ampleur des modifications apportées par la représentation des tourbières, l'évolution des masses d'eau est comparée dans un premier temps sur l'ensemble des points de grille situés au dessus de 40° nord, puis, uniquement sur les points de grille où les tourbières existent, et enfin, en ne tenant compte que de l'humidité du sol des tourbières. Chacun de ces cas est respectivement représenté en haut à gauche, à droite et en bas de la figure 3.30.

Si l'on considère l'ensemble des points de grille au nord de 40° N, les modifications des changements de masse d'eau apportés par la simulation incluant les tourbières sont négligeables. L'amplitude moyenne des variations totales de masse d'eau est de 6.71 cm avec les tourbières contre 6.81 cm lorsqu'elles ne sont pas représentées. En effet, cette faible diminution provient du changement de l'humidité du sol légèrement moins importante lorsque les processus des tourbières sont inclus, avec une amplitude moyenne de 2.22 cm contre 2.33 cm initialement. L'inclusion des processus de tourbières ne perturbent alors pas les changements de masse d'eau simulés dans les hautes latitudes nord.

Lorsque l'on considère uniquement les points de grille au nord de 40° N où les tourbières sont présentes, l'amplitude des changements de masse d'eau est plus importante comme on peut le constater à droite du haut de la figure 3.30. En effet, l'amplitude moyenne est dans ce cas de 11.34 cm pour les observations satellites, 9.16 cm et 9.26 cm pour les changements simulés respectivement avec et sans la représentation des tourbières. Les changements d'humidité totale des sols dans les mailles où les tourbières existent ont à leur tour une amplitude supérieure à l'ensemble des mailles des hautes latitudes nord. Son amplitude simulée est de 3.1 cm en moyenne dans le cas standard. L'inclusion des tourbières entraîne une baisse de cette amplitude de 6 % avec une moyenne annuelle estimée à 2.9 cm. Son impact sur le changement de masse totale d'eau reste cependant négligeable.

Enfin, les changements d'humidité du sol des tourbières sont comparés lorsque les processus des tourbières sont activés ou non (simulation REFIL et CTRL respectivement). Afin de vérifier son impact sur la totalité des masses d'eau, tous les réservoirs sont comptabilisés à l'exception de l'humidité du sol où ne sont considérés que l'humidité des sols de tourbières. Les différences entre les deux simulations sont comparées en bas de la figure 3.30. En effet, les variations de masse d'eau des tourbières sont bien plus faibles lorsque leurs processus hydrologiques sont considérés. Avec une amplitude de seulement 0.68 cm, l'inclusion de la représentation hydrologique des tourbières entraîne une diminution de 65 % de leur changement de masse annuel. En l'absence des processus des tourbières, ces

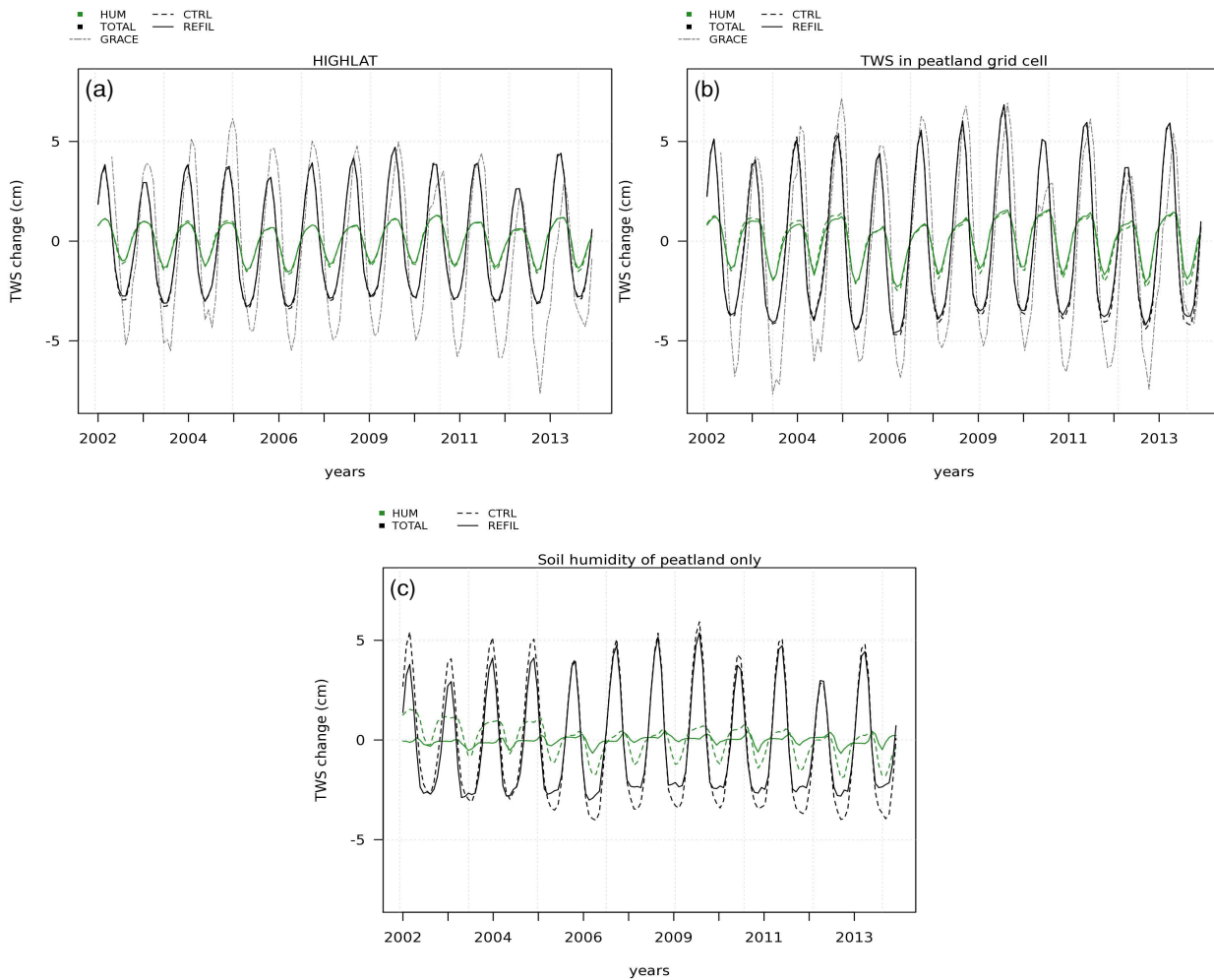


Fig. 3.30 – Comparaison des changements de masse d'eau avec une simulation standard (CTRL) en pointillé et une intégrant les tourbières (REFIL) en trait plein. Comparaison des changements de masse d'eau : (a) sur la totalité des surfaces de sol des hautes latitudes, (b) sur l'ensemble des points de grille où les tourbières sont présentes et (c) uniquement des sols de tourbières (pour les mailles où les tourbières existent). La variation totale de masse d'eau est représentée en noir et la contribution liée à l'humidité totale du sol (humidité des tourbières pour la figure c) en vert.

sols avaient un changement de masse d'une amplitude estimée à 1.94 cm sur une année. En outre, les variations interannuelles des changements d'humidité du sol sont ainsi beaucoup moins marquées. La simulation standard estime une anomalie positive de 2002 à 2005 par rapport à la moyenne des changements d'humidité de 2004 à 2009 inclus et une anomalie négative ensuite.

Lorsque l'ensemble des réservoirs sont pris en compte, l'amplitude moyenne s'élève à 6.77 cm contre 8.17 pour la simulation standard. L'inclusion des tourbières entraîne de faibles variations interannuelles des changements de masse dits "totaux"²³ En effet, l'anomalie positive du changement de masse en 2002 s'élève à seulement 3.8 cm avec la simulation REFIL contre 5.4 avec le cas CTRL. Cela engendre une contribution positive de seulement 58 % pour cette année au lieu de 67 %. À l'inverse, l'année 2012 à une contribution négative de seulement 45 % avec une amplitude négative de

23. Changement de masse totales excepté pour l'humidité du sol où seul l'humidité du sol des tourbières est comptabilisée.

2.8 cm sur une amplitude totale de 5.8 cm. La simulation standard (cas CTRL) estime l'amplitude négative de cette année à 3.98 sur une amplitude annuelle de 6.8 entraînant une contribution négative de 58 %.

En conclusion, l'inclusion des processus hydriques des tourbières a un impact négligeable sur les changements de masse totale d'eau des latitudes supérieures à 40° nord. En ne considérant que les points de grille situés dans les régions où les tourbières existent, ces variations de masse sont plus importantes avec une amplitude moyenne de 9.2 cm au lieu de 6.7 cm sur l'ensemble des mailles des hautes latitudes nord. En contrepartie, la représentation de l'hydrologie des tourbières engendre une variation annuelle et interannuelle d'humidité du sol des tourbières beaucoup plus faible.

3.5 Conclusion

Ce chapitre a présenté les développements de l'hydrologie des tourbières effectués au cours de ma thèse ainsi que leurs évaluations à l'échelle de site et de bassins versants. L'impact de l'hydrologie sur le débit des rivières et les variations de masse d'eau a également été traité dans ce chapitre.

La représentation de l'hydrologie des tourbières a nécessité l'ajout d'un nouveau type de végétation ainsi qu'une nouvelle colonne de sol permettant de définir le bilan hydrologique des tourbières. Un réservoir d'eau attribué à cette colonne de sol a été ajouté afin de représenter une quantité d'eau pouvant stagner au dessus de la surface du sol. La limite de la hauteur d'eau de ce réservoir a été fixée à 10 cm au dessus du sol avant d'être ruisselée. L'eau présente dans ce réservoir est réinfiltrée vers le sol dès qu'il n'est plus inondé. Le sol des tourbières a été défini comme imperméable afin de bloquer les transferts d'eau par le drainage profond.

En plus des précipitations, les apports supplémentaires en eau des autres PFT vers les tourbières ont été effectués en infiltrant le ruissellement des autres colonnes de sol au sein d'une même maille. Cette modification entraîne une diminution du débit des rivières de 15 % environ pour les bassins sibériens étudiés (Ob, Lena et Yenisei). Avec cette méthode, l'humidité totale du sol des tourbières dépend de la fraction de celle-ci au sein de la maille. En effet, plus la fraction de tourbières est faible et plus l'apport supplémentaire en eau est important et inversement.

Les flux d'évaporation ont été diminués suite à une surestimation de ces derniers. L'abaissement a été choisi proportionnel à la fraction de tourbière de chaque point de grille. L'impact de celle-ci sur l'apport en eau des tourbières a permis de justifier ce choix. De plus, la diminution de l'évaporation a permis de combler les pertes d'eau à l'exutoire des bassins. Après avoir appliqué une formulation simple de la limitation de l'évaporation, le débit des rivières augmente de 23 % en automne (estimé de août à décembre), ce qui permet un meilleur accord avec les observations.

Les variations de l'hydrologie des tourbières ont pu être caractérisées grâce à la définition de la position de nappe phréatique du sol. Cette position a été définie comme étant la profondeur de la première couche de sol saturée en eau.

Du point de vue de la végétation, la GPP a été diminuée afin d'être représentative de la productivité des plantes vivant dans les milieux des tourbières par le biais du taux de carboxylation optimal. Cette diminution a été calibrée sur trois sites scandinaves (Degero, Fajemyr et Siikaneva) qui ont permis de bien représenter les flux de carbone associés. Les profils saisonniers et diurnes de GPP et de

NEE sont également bien représentés. La diminution de la productivité de la plante, ajustée par le paramètre V_{cmax}^{opt} , entraîne une baisse du taux de transpiration de la plante de 52 % environ. Étant donné la sous-estimation de l'humidité relative à la surfaces des zones humides avec le modèle de surface seul (non couplé avec le modèle atmosphérique), la diminution de la GPP permet de mieux représenter les pertes d'eau liés à la transpiration de la plante. La profondeur des racines a également été divisée par deux (passant de 50 cm à 25 cm). Cependant, cette diminution a peu d'effet sur l'humidité totale du sol avec une augmentation de 1 % seulement sur le site de Degerö.

Les paramètres hydrologiques liés à la texture de sol des tourbières ont également été étudiés. En effet, la matière organique n'est pas représentée dans le modèle et possède une porosité et une conductivité hydraulique maximale bien différente des structures minérales définies dans le modèle. Cependant, ces propriétés sont définies par maille et non par colonne de sol. La texture dominante de chaque grille est imposé pour l'ensemble de la maille. Les propriétés pédologiques de la matière organique ne peuvent pas être appliquées uniquement pour la colonne de sol hydrologique liée aux tourbières. Pour cette raison, ces paramètres n'ont finalement pas été intégrés au schéma des tourbières.

Enfin, les variations de masse simulées par la version standard d'ORCHIDEE ont été comparées aux données des satellites GRACE pour les latitudes supérieures à 40° N. Le modèle sous-estime le changement de masse totale d'eau situé dans les régions au dessus des latitudes 40° nord. Près des trois quarts de ces changements de masse saisonniers sont causés par les variations de quantité de neige. Les simulations issues de la version standard du modèle ont ensuite été comparées avec les simulations où les processus de tourbières sont intégrés. A l'échelle des continents au nord de 40° N, l'inclusion des tourbières ne change pas de manière significative les changements annuels et inter-annuels des masses d'eau. L'amplitude de ces changements est plus grande lorsque l'on considère uniquement les points de grille où les tourbières existent au nord de 40° N. En revanche, l'implémentation des tourbières engendre une variation annuelle et interannuelle des changements d'humidité du sol des tourbières beaucoup plus faible. Ces dernières peuvent alors avoir une conséquence non négligeable à l'échelle d'une petite région située dans une zone où les tourbières sont abondantes.

Chapitre 4

Évolution de l'hydrologie des tourbières des hautes latitudes nord

Sommaire

4.1 Introduction	103
4.2 Changements moyens	104
4.2.1 Climat moyen 1980-2013	104
4.2.2 Changements climatiques moyens à l'horizon 2080-2100	120
4.3 Variabilité interannuelle	126
4.3.1 Variations interannuelles du climat entre 1980 et 2013	127
4.3.2 Variations interannuelles du climat futur du bassin de l'Ob de 2080 à 2100 . . .	136
4.4 Conclusion	139

4.1 Introduction

Après avoir développé un nouveau module d'hydrologie des tourbières basé sur le ruissellement des sols vers les tourbières, ce chapitre traite l'évolution de l'hydrologie des tourbières situées au nord de 45° N. Ces études sont effectuées avec les développements hydrologiques des tourbières du chapitre 3 à l'exception de la limitation de l'évaporation des tourbières. Cette limitation étant justifiée par une trop forte évaporation du modèle et validée sur site, elle n'a pas été prouvée pour la totalité des tourbières. Ce chapitre présente les variations de l'hydrologie des sols des tourbières actuelles et futures.

L'objectif de ce chapitre consiste à simuler la variabilité saisonnière, annuelle et interannuelle du bilan en eau des tourbières à la fin du 20^{ème} siècle, en insistant sur les différences observées lors des années extrêmes de fortes et faibles températures et précipitations. Cette variabilité est étudiée afin de mieux comprendre l'évolution future de l'hydrologie des tourbières. Pour cela, l'hydrologie des tourbières à la fin du 20^{ème} et à la fin du 21^{ème} siècle est comparée pour différentes échelles de temps.

Dans un premier temps, l'étude du climat moyen de la période de 1980 à 2013 est étudiée (paragraphe 4.2.1) afin de comprendre l'état annuel moyen des tourbières ainsi qu'en fonction des saisons. Un cas d'étude portant sur l'évolution saisonnière de la superficie totale des tourbières inondées est comparée aux observations de Prigent *et al.* (2007). Pour le climat actuel, une étude de sensibilité des

tourbières à la précipitation est présentée en localisant également les potentiels différents types de tourbières. L'évolution de l'hydrologie entre un climat moyen futur (2080-2100) et un climat moyen actuel (1980-2013) ainsi que les processus responsables de ces différences seront étudiés dans le paragraphe 4.2.2.

La variabilité interannuelle pour la période comprise entre 1980 et 2013 ainsi que pour les 20 dernières années du 21^{ème} siècle sera étudiée, à échelle des hautes latitudes ainsi qu'à échelle régionale (Cf 4.3). Des études de sensibilité des années extrêmes (chaudes/froides et sèches/humides) sont effectuées afin de vérifier si l'amplitude de celles-ci sera modifiée suite aux changements climatiques. Pour cela, cette étude sera effectuée selon le scénario climatique RCP¹ 8.5.

4.2 Changements moyens

Pour étudier les changements moyens de l'hydrologie des tourbières entre la période actuelle et la fin du 21^{ème} siècle, le climat moyen de la période 2080 à 2100 est comparé avec le climat de la période 1980 à 2013. Les cycles saisonniers moyens sont étudiés et comparés ainsi que la moyenne annuelle sur ces périodes de temps. Les projections climatiques utilisées pour le futur sont effectuées par le scénario modéré RCP 4.5 ainsi que le scénario extrême RCP 8.5 (Moss *et al.*, 2010; Meinshausen *et al.*, 2011). Les sorties des modèles de climat proviennent du modèle de l'IPSL dans le cadre du projet CMIP5² dont la version utilisée est IPSL-CM5A-LR (Dufresne *et al.*, 2013). Étant donné que le bilan hydrique des tourbières dépend de leur fraction par maille, on analyse différentes fractions de tourbières. Les simulations sont effectuées avec une résolution de $2^\circ \times 2^\circ$ avec un spin-up de plusieurs centaines d'années. Ces dernières tiennent compte de l'évolution de CO₂ et CH₄ atmosphérique.

4.2.1 Climat moyen 1980-2013

4.2.1.1 Moyenne annuelle

Pour connaître l'hydrologie moyenne des tourbières actuelle, le niveau annuel moyen de nappe de ces sols est déterminé par l'état moyen du climat de la période 1980-2013. On compare dans un premier temps les différences spatiales des différentes profondeurs de nappe. La figure 4.1 (a) illustre l'état moyen de la position de nappe phréatique des tourbières. L'humidité du sol des tourbières varie en fonction du climat et du pourcentage de tourbières.

Les tourbières situées dans les régions les plus froides ont une profondeur de nappe phréatique plus basse. Ces régions correspondent également aux régions où l'apport en eau est le plus faible. D'après la figure 4.3, les profondeurs de nappe simulées varient entre -10 et 15 cm de profondeur en moyenne annuelle dans les régions où la température est de -1.8°C en moyenne, avec un apport total en eau moyen de 2.6 mm/jour. En revanche, les tourbières où la profondeur de nappe est située plus profond que 65 cm de profondeur en moyenne sont localisées dans des régions où la température du sol est inférieure à -9.2 °C avec un apport en eau moyen plus faible avec 0.86 mm/jour en moyenne. Dans ces régions, la quantité annuelle moyenne de précipitation restante après évaporation est nulle (figure 4.2(a)). Il en est de même pour l'apport en eau par le ruissellement (figure 4.2(b)).

1. *Representative Concentration Pathways*

2. *5th Coupled Model Inter-comparison Project*

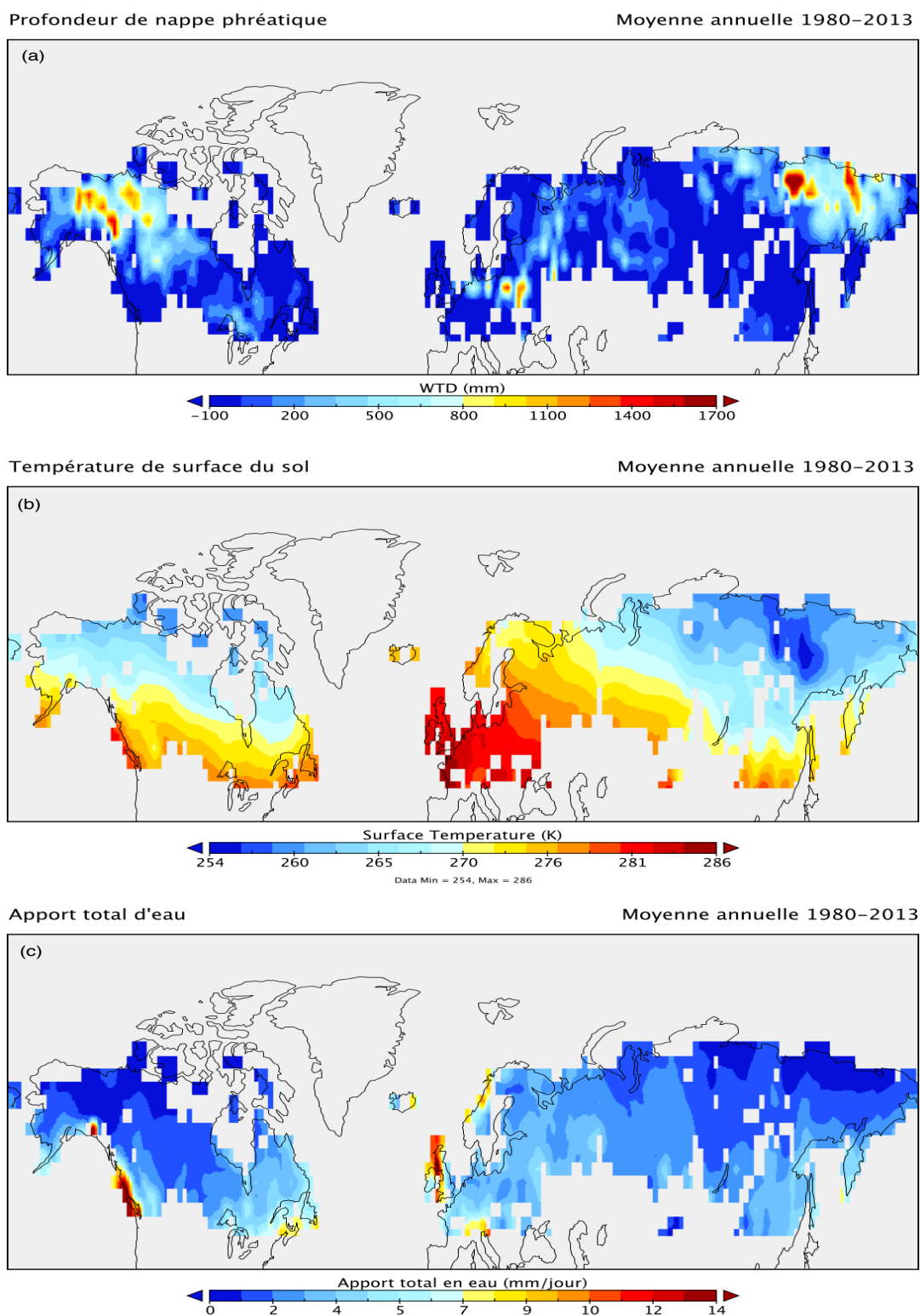


Fig. 4.1 – Moyenne annuelle des années 1980-2013 de (a) la profondeur de nappe phréatique des tourbières, (b) de la température de surface du sol et (c) de l'apport total en eau des tourbières (précipitation et ruissellement de surface réintroduits aux tourbières)

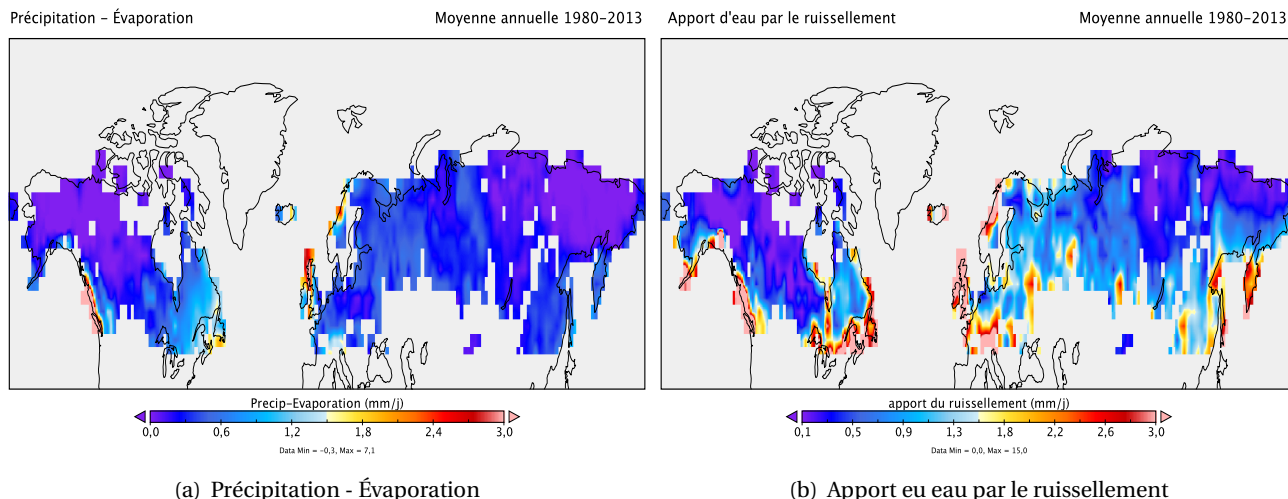


Fig. 4.2 – Moyenne annuelle de (a) la quantité de précipitation-évaporation (P-E) et (b) de l'apport en eau par le ruissellement pour la moyenne des années de 1980 à 2013.

Pour les tourbières les plus sèches, cet apport en eau est inférieur à 0.1 mm/jour en moyenne annuelle (figure 4.2(b)). Les quantités d'eau simulées ne permettent alors pas de simuler des tourbières dans ces régions (nord-ouest Canada/Alaska et nord-est Russie) où l'apport en eau est très faible. Étant donné que ces régions sont montagneuses, les tourbières existant réellement dans ces régions doivent être alimentées en eau par des processus locaux³ qui ne sont pas bien pris en compte dans le cas de notre étude à grande échelle.

Par analogie au diagramme 4.3, il est intéressant de constater que les régions où les tourbières sont présentes à faibles densités (mailles ayant une faible fraction de tourbières) correspondent aux régions où la température à la surface du sol est la moins froide (figure 4.5). Les tourbières sont en effet largement présentes dans les régions les plus froides. Dans la figure 4.3, les régions les moins froides ont un apport en eau plus important pour les tourbières. En effet, les tourbières localisées dans les points de grille avec une fraction inférieure à 15 % sont davantage alimentées en eau à cause du ruissellement réintroduit. Elles correspondent alors aux tourbières ayant une nappe phréatique moyenne inférieure à 15 cm de profondeur.

Les tourbières en Alaska, au nord-ouest du Canada et et au nord-est de la Russie (R1, R2 et R7 figure 4.4) ont un niveau de nappe phréatique moyen très bas. Localisées dans les régions les plus froides, la position moyenne de nappe phréatique se situe entre 90 cm et 120 cm de profondeur en moyenne annuelle, ce qui n'est pas réaliste. Le schéma hydrologique des tourbières ne permet pas de bien représenter les tourbières de ces régions. Ces tourbières sont situées dans des points de grilles avec présence de montagnes. Le forçage climatique à grande échelle ne permet pas de bien représenter les effets sous-maille, à savoir les processus locaux. Plus précisément, les tourbières situées au Canada avec une position de nappe profonde se trouvent dans le bassin de Yukon au nord-ouest du Canada (R2 4.4). Ces tourbières se trouvent sur les monts Mackenzie où leur altitude est localisée en moyenne à 800 m d'altitude. Dans cette région, la fraction des tourbières varie entre 16 % et 68 % avec une moyenne de 35 %. En Russie, les tourbières où la nappe phréatique est la plus profonde sont localisées dans les monts de Verkhoïansk et de Tcherski (M3 et M4 4.4) où les fractions de tourbières

3. topographie, circulation atmosphérique locale par la présence de montagne

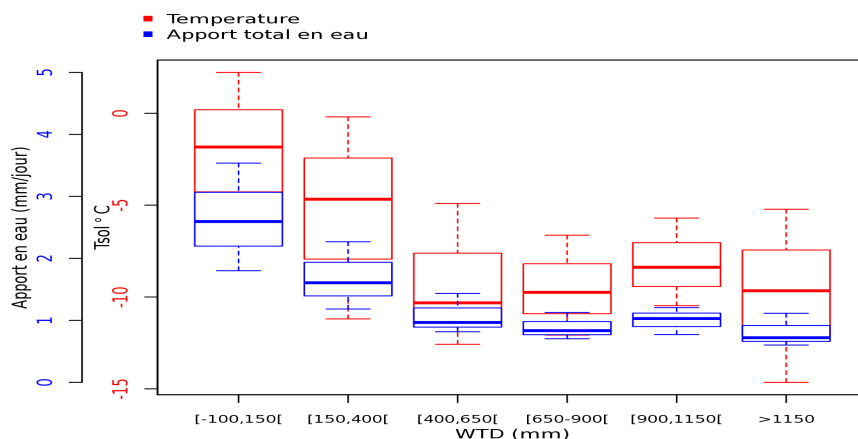


Fig. 4.3 – Position de nappe phréatique moyenne des tourbières en fonction de la température de surface (en rouge) et de l’apport en eau (en bleu). Le bas, milieu et haut de chaque boîte représente le premier quartile, la médiane et le troisième quartile. Les valeurs extrêmes sont identifiées par les segments.

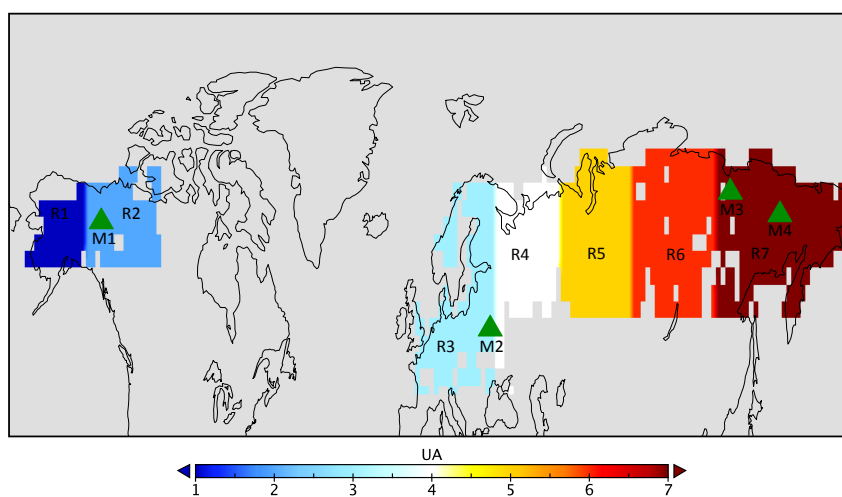


Fig. 4.4 – Les surfaces continentales des hautes latitudes ont été découpées en sept régions : (R1) Alaska, (R2) nord-ouest Canada, (R3) Europe, (R4) Plaines de Russie d’Europe, (R5) Sibérie occidentale/ouest de la Sibérie, (R6) Sibérie centrale et (R7) Sibérie orientale/Russie de l’est. Les quatre principaux massifs : (M1) Mackenzie, (M2) Carpates, (M3) Verkhoyansk et (M4) Tcherski.

varient entre 19 % et 69 % avec 46 % de tourbières par maille en moyenne. Il en est de même pour les tourbières situées sur le massif des Carpates en Europe centrale (M2 4.4). En résumé, le forçage CRUNCEP utilisé sous-estime les précipitations locales des régions où les tourbières ont une profondeur de nappe trop élevée.

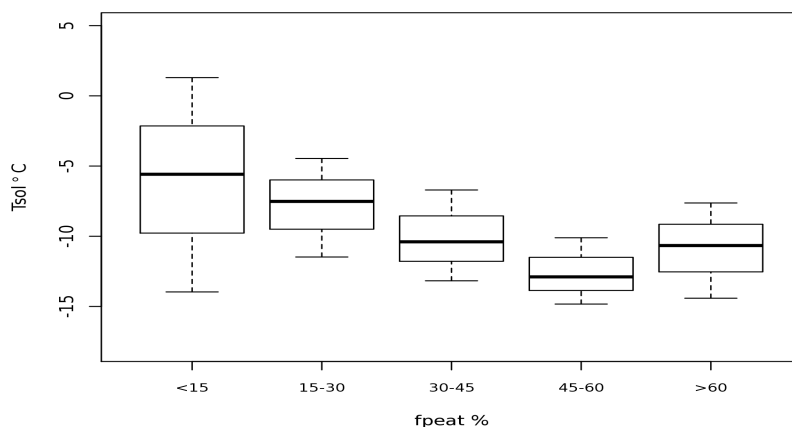


Fig. 4.5 – Diagramme en boîte illustrant la fraction des tourbières en fonction de la température de surface du sol.

4.2.1.2 Cycle saisonnier moyen

La profondeur de nappe varie au cours des saisons, en fonction de l'apport en eau des tourbières. Étant donné que cet apport dépend de la fraction des tourbières, l'étude de la variabilité saisonnière a été effectuée selon différentes classes de fraction de tourbières.

La quantité d'eau apportée aux tourbières est d'autant plus grande que la fraction de ces sols est petite, comme le montre la figure 4.6(a). La quantité d'eau venant du ruissellement de surface est réinfiltrée en moyenne à un flux de 0.14 mm/jour pour les tourbières ayant une fraction par maille inférieure à 15 %, tandis que ce flux ne dépasse pas 0.05 mm/jour en moyenne pour les fractions supérieures à 60%. Ces quantités représentent respectivement 6.5 et 4 % de la précipitation moyenne parmi les fraction inférieures à 15 % et supérieures à 60 % (Figure 4.6(b)). La variation saisonnière de la quantité d'eau de ruissellement infiltrée par les tourbières est similaire pour l'ensemble de ces classes de fractions. La saisonnalité du ruissellement réintroduit (RR) est plus forte pendant la période de la fonte des neiges ainsi qu'en période de fortes précipitations. La proportion d'eau ruisselée représente jusqu'à 24 % de la précipitation lors de la fonte de neige (Figure 4.6(b)). L'évolution saisonnière de la fonte des neiges et de la précipitation est représentée sur la figure 4.6(c). La fonte des neiges atteint un maximum de 0.76 mm/jour en avril tandis que les précipitations sont maximales en juillet avec 2.3 mm/jour en moyenne. Ces deux maxima sont clairement visibles sur la saisonnalité du RR^4 où les deux maxima sont présents en avril-mai et en juillet-août.

Il est important de souligner que la saisonnalité du RR est d'autant plus marquée que la fraction de tourbières est grande (figure 4.6(a)). Le pic de ruissellement lié à la fonte des neiges est aussi plus marqué et plus tardif pour les fortes fractions de tourbières. En effet, la quantité d'eau par la fonte

des neiges est plus importante pour les fractions supérieures à 60 % avec un flux de 1.2 mm/jour en mai (figure 4.6(c)). On rappelle que les fractions de tourbières les plus grandes sont localisées dans les régions les plus froides (Cf figure 4.5), ayant une importante quantité de chute de neige.

Les variations saisonnières de RR plus marquées pour les tourbières de fraction supérieures à 60 % s'expliquent aussi par le fait que les quantités d'eau réinfiltrées sont moyennées pour un nombre de points de grille plus faible. Les tourbières inférieures à 15 % par grille de $2^\circ \times 2^\circ$ de résolution représentent 68 % des tourbières tandis que les tourbières supérieures à 60 % ne représentent que 2 % des tourbières⁵. En moyenne, les précipitations localisées dans les points de grilles à faibles fractions de tourbières sont plus importantes que celle situées dans les régions à fortes fractions de tourbières, avec une différence annuelle moyenne de 0.8 mm/jour, d'après la figure 4.6(c). De plus, la quantité d'eau apportée par le ruissellement de surface est également plus importante pour les faibles fractions de tourbières.

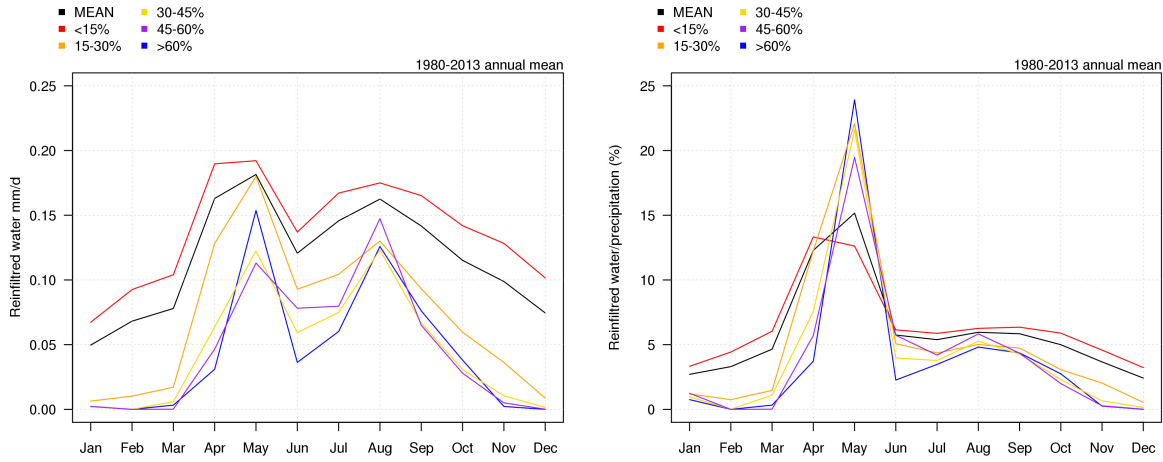
Cependant, les variations saisonnières de nappe phréatique ne dépendent pas que de l'évolution de leur apport en eau (ruissellement + précipitation). La profondeur de nappe phréatique augmente avec la température de surface du sol ainsi qu'avec le taux d'évaporation du sol. La variabilité saisonnière moyenne de la nappe phréatique des tourbières est illustrée sur la figure 4.7(a). Peu de variations sont visibles en période de gel. La différence maximale de nappe phréatique entre l'hiver et l'été est en moyenne de 23 cm. Ces différences s'expliquent par le ruissellement estival des tourbières avoisinant 9.4 mm/jour en moyenne, et, par le flux d'évaporation estimé à 3.52 mm/jour en moyenne. Les flux d'évaporation sont d'autant plus grands que la quantité d'eau présente dans les sols est importante. En moyenne, les flux d'évaporation sont estimés à 1.7 mm/jour en juin lorsque la position de nappe phréatique avoisine les 90 cm de profondeur à cette période et s'élève jusqu'à plus de 4 mm/jour pour des tourbières où la nappe phréatique estivale est autour de 10 cm de profondeur (figure 4.7(b)).

Par ailleurs, les variations saisonnières de l'hydrologie des tourbières varient également en fonction de leur localisation. La figure 4.8 montre les positions de nappe phréatique moyennes en été (JJA) et en hiver (DJF). Comme nous avons pu le voir dans le paragraphe 4.2.1.1, les tourbières les moins humides en moyenne annuelle sont situées dans les régions montagneuses des monts Mackenzie au Canada, de Tcherski et de Verkhoïansk en Russie et dans le massif des Carpates en Europe centrale (resp. M1, M4, M3 et M2 figure 4.4). Ces régions sont les plus sèches aussi bien en été qu'en hiver avec une position de nappe en été de 115 cm pour les tourbières du mont Mackenzie, de 110 cm de profondeur pour les massifs de Tcherski et Verkhoïansk en Russie et de 100 cm pour le massif des Carpates en Europe (figure 4.8). Les différences absolues de nappe phréatique entre été et hiver sont également les plus marquées dans ces trois régions.

L'étendue des tourbières ayant une profondeur de nappe supérieure à 70 cm du sol dans ces régions, varient fortement en fonction des saisons. En été, ces étendues augmentent de plus de 77%, 80% et de 107% respectivement pour le Canada, la Russie et l'Europe. Bien que l'étendue hivernale des régions sèches au Canada soit la plus grande, la variation saisonnière est elle en revanche la moins prononcée parmi ces trois grandes régions montagneuses. Les tourbières les moins humides des Carpates ont la plus petite étendue, estimée à 0.21 Mkm² en hiver, elle passe à 0.38 Mkm² en été.

L'augmentation saisonnière de l'étendue des tourbières où la profondeur de nappe est supérieure

5. On comptabilise 1247 points de grilles où les tourbières ont une fraction non nulle. 851 mailles comportent une fraction de tourbières < 15%, 24 mailles seulement pour les fractions >60 %.



(a) Taux journalier de l'apport en eau par le ruissellement

(b) Ratio ruissellement/précipitation (%)

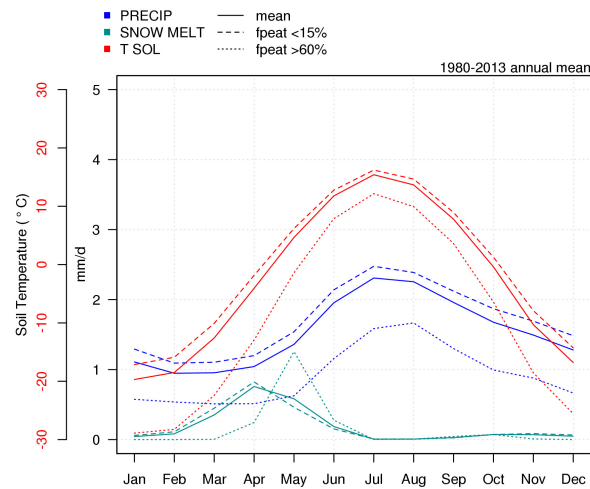
(c) Profil de précipitation, fonte de neige et T_{sol}

Fig. 4.6 – (a) : Évolution mensuelle de la quantité d'eau journalière moyenne provenant du ruissellement réintroduit aux tourbières en fonction des classes de fractions de tourbières. (b) : Proportion du ruissellement réintroduit vers les tourbières par rapport à la quantité de précipitation pour chaque classes de fractions de tourbières. (c) : Évolution mensuelle de précipitation (en bleu) et de fonte de neige (bleu clair) ainsi que l'évolution de la température à la surface du sol (en rouge) moyennée par l'ensemble des tourbières pour des fractions inférieures à 15 % et supérieures à 60 %.

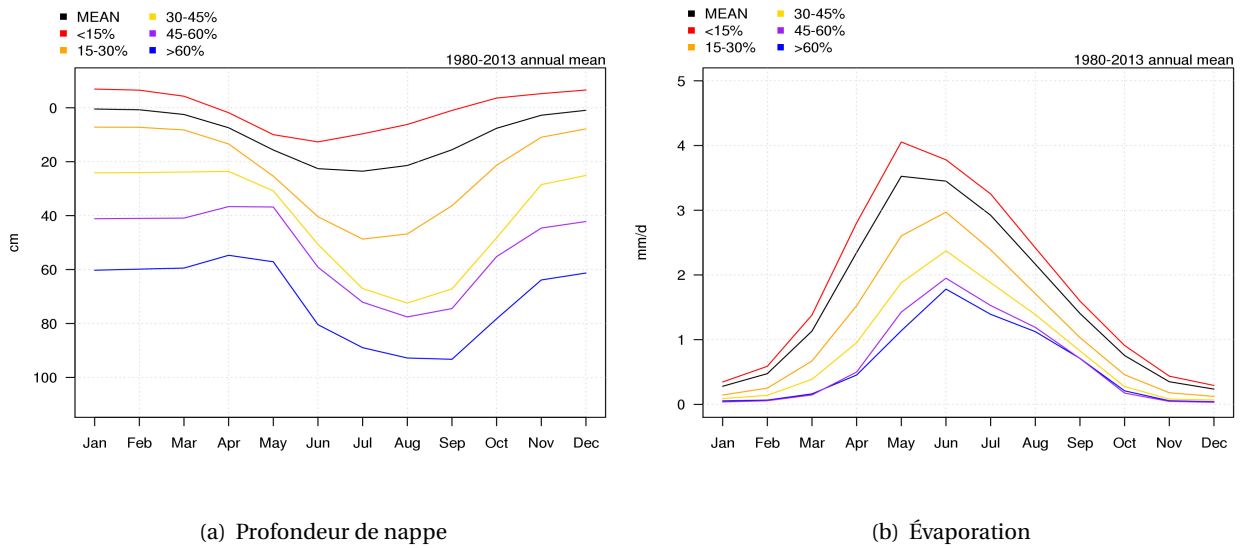


Fig. 4.7 – Évolution mensuelle (a) du profil de la nappe phréatique et (b) de l'évaporation, moyennée pendant la période de 1980 à 2013 en fonction des différentes fractions de tourbières.

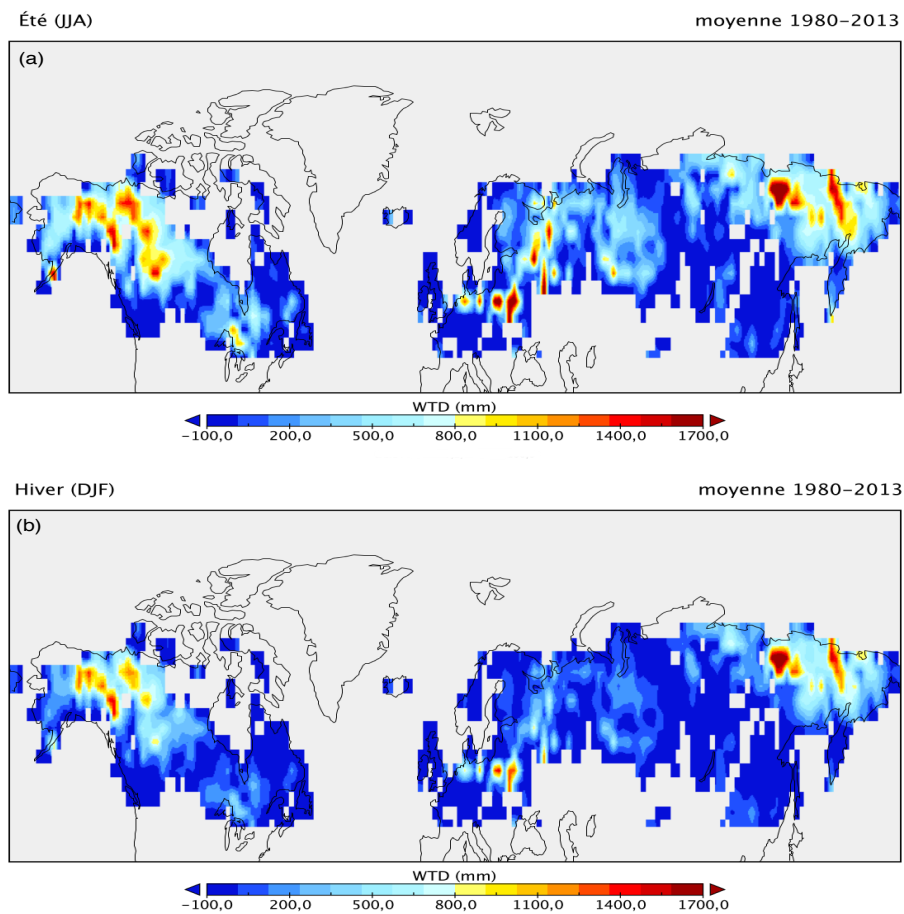


Fig. 4.8 – Profondeur de nappe phréatique moyenne des années 1980 à 2013 pour (a) la période d'été et (b) d'hiver. Les valeurs négatives correspondent à une nappe située au dessus de la surface du sol.

à 70 cm est la plus importante en Russie avec une étendue passant de 0.66 Mkm² en hiver à 1.37 Mkm² en été. Cette forte augmentation sur la partie du nord est de la Russie peut s'expliquer par un changement de température important entre les saisons, avec un écart moyen de 24°C entre l'été et l'hiver. En effet, c'est la région où l'amplitude annuelle de température est maximale, de 46°C en moyenne, et dépassant 53°C dans la région où le modèle ne peut simuler correctement le profil de nappe des tourbières. Cependant, l'augmentation de l'étendue des tourbières sèches en Russie tient compte également des tourbières de la région des plaines de Russie d'Europe. Cette région subit un changement saisonnier important. Avec une position moyenne de 50 cm de profondeur en hiver, ces tourbières s'assèchent en été pour arriver jusqu'à 190 cm de profondeur. Cependant, il est important de préciser que les sols qui ne sont pas des tourbières ont une position de nappe phréatique supérieure à 2 m. Pour comparer l'humidité des sols des tourbières aux autres sols, la figure 4.9 montre la différence d'humidité totale des sols en moyenne en JJA. Au nord-est de la Russie, l'humidité totale des sols non tourbières est de 220 kg/m² en été tandis que les sols des tourbières ont une humidité totale de 650 kg/m² environ. Les points de grilles où la profondeur de nappe des tourbières situées au nord-est de la Russie est supérieure à 1,50 m ont une humidité totale de 400 kg/m² soit près de 200 kg/m² de plus que les sols non-tourbières. Les régions où les différences d'humidité sont inférieures à 300 kg/m² (figure 4.9) s'expliquent soit parce que les sols non tourbières ont déjà une teneur en eau importante (cas de la péninsule de Gyda proche du golfe de l'Ob ainsi qu'à l'est de la baie d'Hudson), soit parce que l'apport en eau du ruissellement et de la précipitation pour les tourbières est faible (cas du nord-est de la Russie et du nord-ouest du Canada).

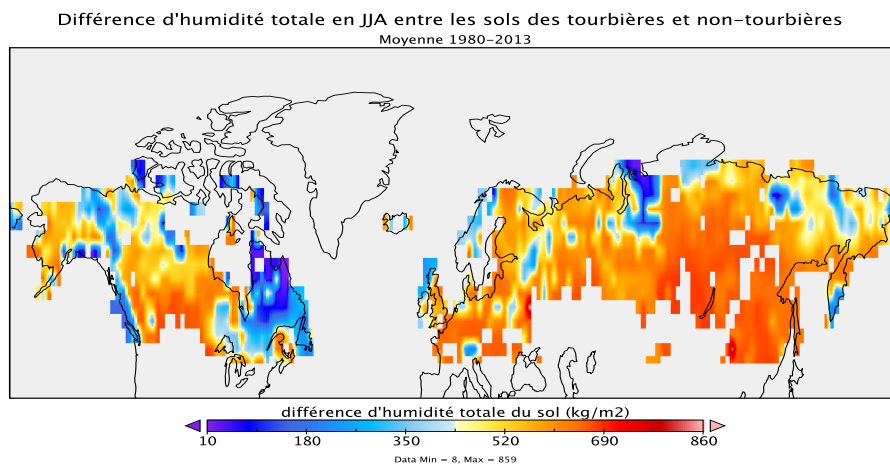


Fig. 4.9 – Différence d'humidité totale du sol en moyenne en JJA sur la période moyenne de 1980-2013 entre les sols des tourbières et les sols non-tourbières.

Pour les tourbières du massif des Carpates, les variations saisonnières sont également importantes, avec une amplitude moyenne de profondeur de nappe de plus de 60 cm entre été et hiver. Dans les plaines de Russie d'Europe, les profondeurs de nappe phréatique des tourbières ont également des variations saisonnières non négligeables. Certes moins marquées que dans les régions montagneuses, ces tourbières situées en plaine varient de 20 cm en moyenne entre l'été et l'hiver. Dans cette région, l'écart de température de surface du sol entre la moyenne estivale et hivernale est supérieur à la moyenne avec 16 °C de plus en été qu'en hiver⁶. Pour les latitudes supérieures à 45° nord, l'écart moyen de température de surface entre l'été et l'hiver est de 14 °C environ tandis que l'amplitude maximale du cycle saisonnier avoisine les 35 °C. En observant les figures 4.8, on remarque que les régions où les tourbières sont les plus humides en été correspondent aux régions où

6. Il s'agit dans ce cas d'une moyenne. En effet, l'écart maximale dépasse les 38 °C dans cette région

elles le sont également en hiver (et inversement pour les tourbières les plus sèches). Ces dernières correspondent également aux faibles fractions de tourbières.

En revanche, les tourbières situées au nord-est de la Chine ont un apport important en eau en été avoisinant 9 mm/jour tandis que cet apport reste relativement faible en hiver, comme on peut le voir sur la figure 4.10. Cependant, ces différences n'ont pas de conséquences sur la position de nappe phréatique de cette région où la variation annuelle reste faible. Il en est de même pour les tourbières situées sur la côte ouest du Canada où les importantes précipitations hivernales dans cette région alimentent fortement les tourbières en eau. Les tourbières de cette région restent cependant très humides même en été.

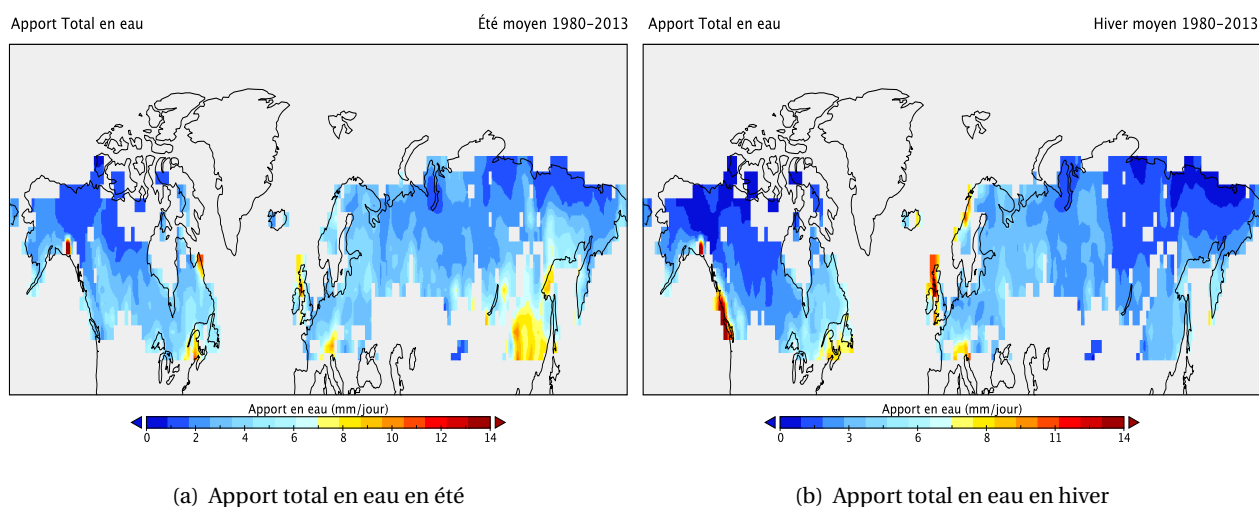


Fig. 4.10 – Apport en eau moyen des tourbières des années 1980 à 2013 pour (a) la période d'été et (b) d'hiver.

En résumé, le cycle saisonnier moyen de la nappe des tourbières varie en fonction de la température de surface et des apports en eau. Ces derniers varient au cours des saisons avec deux maxima observés lors de la fonte des neiges et en période de forte précipitation en été. En moyenne, l'apport moyen en eau s'élève à 3 mm/jour en hiver et de 3.7 mm/jour en été pour une précipitation moyenne de 1.6 et 2.2 mm/jour en hiver et en été. Les variations saisonnières de profondeur de nappe phréatique sont particulièrement prononcées pour les tourbières les moins humides. Ces dernières sont situées en régions de montagnes ou encore dans les régions ayant un fort changement de température saisonnier ainsi qu'aux tourbières ayant une forte fraction de tourbières. En moyenne, si l'on ne tient pas compte de la fraction de tourbières, la profondeur de nappe phréatique varie de 11.5 cm entre les saisons avec 11 cm de profondeur en hiver et 22.5 cm en été.

4.2.1.3 Comparaison modèle-observations des zones inondées

La figure 4.8 montre les régions où les tourbières sont les plus sèches et les plus humides. Afin de vérifier si ces étendues sont réalistes, les régions où les tourbières simulées ont un sol saturé en eau sont comparées avec les observations satellites localisant les sols inondés. La saisonnalité des tourbières inondées simulé par le modèle est également comparée avec la saisonnalité des surfaces inondées provenant des observations (Prigent *et al.*, 2007).

Les observations utilisées pour valider la localisation et la saisonnalité des étendues des tourbières inondées sont issues de Prigent *et al.* (2007). Ces données proviennent d'une méthode multi-satellites permettant de calculer les fractions de grilles inondées à $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ de résolution à échelle mensuelle pour des zones inondées non gelées (sans neige ni gel à la surface du sol), pour la période comprise en 1993 et 2006. Ces données ont été interpolées sur les grilles de $1^\circ \times 1^\circ$ de résolution. Pour ce cas d'étude, les simulations ont $1^\circ \times 1^\circ$ de résolution avec le forçage CRUNCEP et des sorties à pas de temps mensuels recouvrant la même période 1993-2006. La saisonnalité moyenne des étendues simulées et observées de zones inondées sont comparées pour un climat moyen de la période 1993-2006. Les étendues de tourbières ne sont comptabilisées que si ces régions sont libres de neige et de glace en surface du sol. Pour les observations, seules les surfaces inondées localisées dans les points de grilles où coexistent les tourbières simulées, d'après la carte de végétation, sont comptabilisées dans la figure 4.11(a).

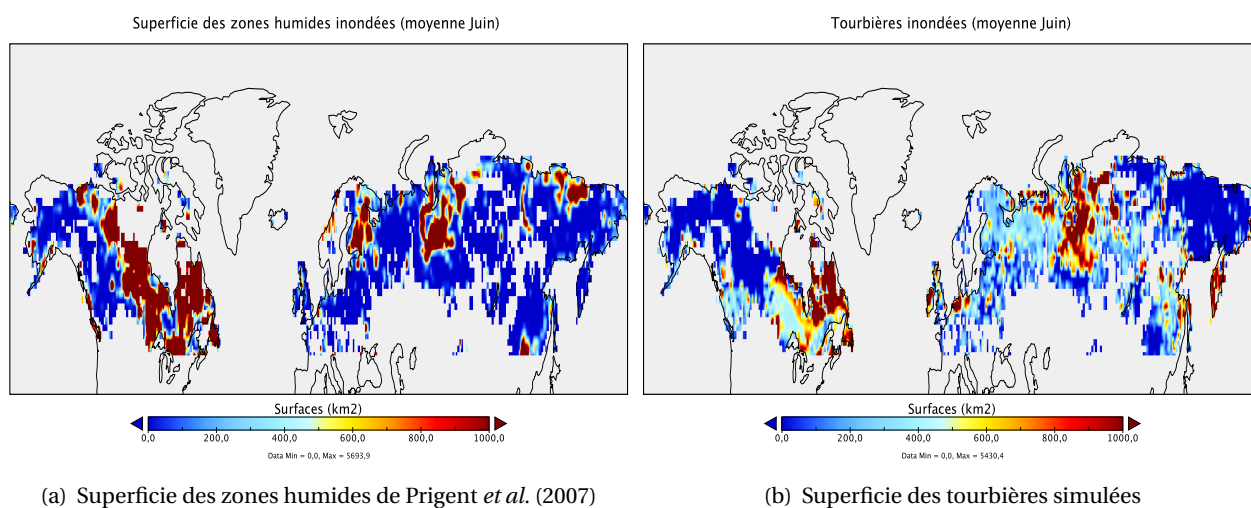


Fig. 4.11 – Superficie moyenne des régions inondées en juin (a) des zones humides observées (Prigent *et al.*, 2007) et (b) des tourbières inondées simulées.

La superficie des zones inondées observées atteint 1.63 Mkm^2 en juin pour tous les points de grilles où la fraction de tourbières est non-nulle. Dans ce cas, les fractions de grilles inondées observées peuvent être supérieures à celles des tourbières. La répartition géographique des tourbières inondées en juin en moyenne est principalement localisée à l'est du Canada et au centre de la Russie. La figure 4.11(a) montre que ces régions concentrent effectivement une importante superficie de sols inondés en eau d'après les observations (Prigent *et al.*, 2007). Cependant, le modèle ne simule pas les zones humides inondées à l'ouest du Canada et à l'est de la Russie.

Pour vérifier si la saisonnalité des étendues de tourbières inondées est bien représentée, la superficie totale moyennée sur la période de 1993 à 2006 de ces régions a été calculée mensuellement pour les superficies observées et simulées. Les sols des tourbières simulées sont comptabilisés comme étant inondés lorsque la position de nappe phréatique est inférieure à 2 cm. Étant donné que les observations ne comptabilisent pas les régions où les sols saturés en eau sont gelés, les tourbières simulées sont considérées comme inondées uniquement lorsque le sol ne contient pas de neige et que la surface du sol n'est pas totalement gelée. L'évolution saisonnière de l'étendue totale des tourbières inondées non gelées situées au dessus de 45° nord est représentée en noir sur la figure 4.12.

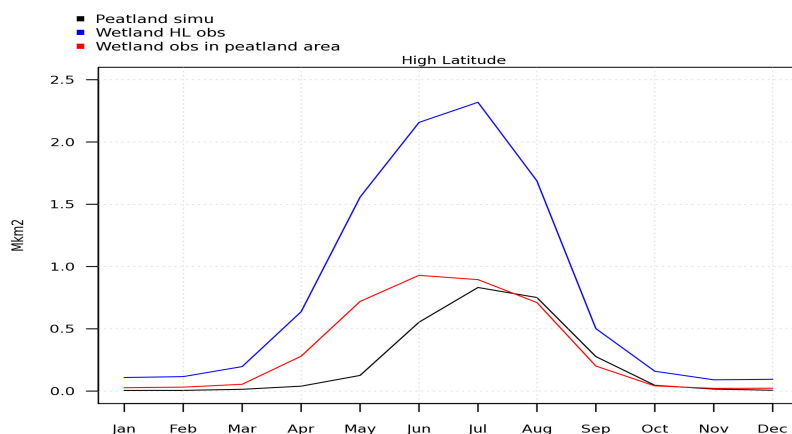


Fig. 4.12 – Évolution mensuelle de la superficie des sols inondés pour la période moyenne de 1993 à 2006 : des tourbières inondées simulées par le modèle ORCHIDEE en noir, en bleu les zones humides observées au nord de 45° N et en rouge des zones humides en tenant compte du masque des tourbières

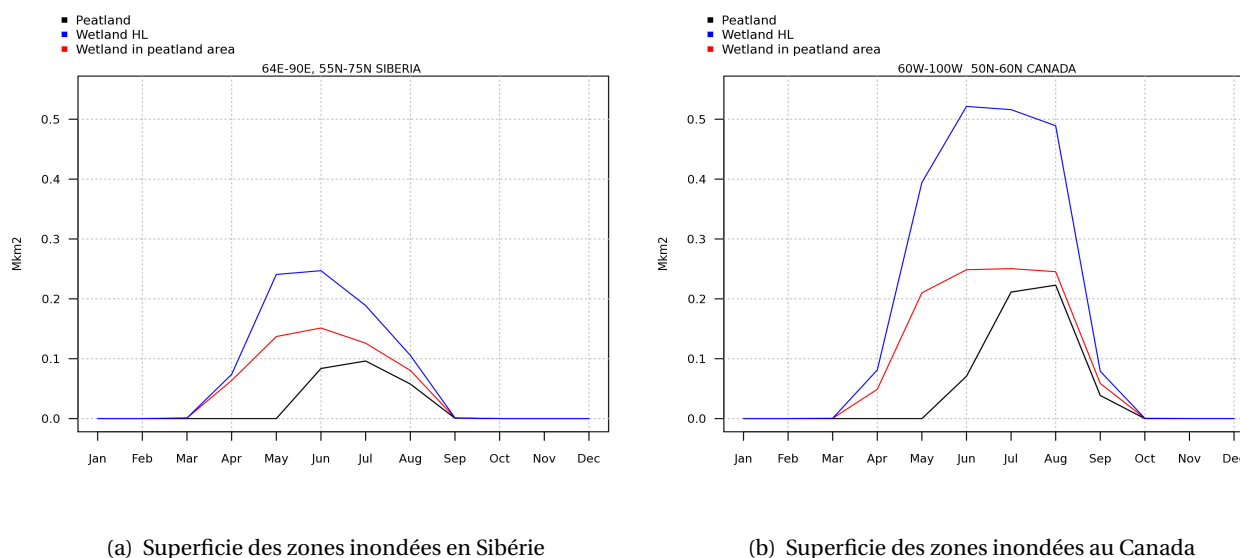
Pour comparer les étendues de surfaces inondées des tourbières de cette étude, la superficie des zones inondées observées doit être comptabilisée uniquement lorsqu'elles sont localisées dans les points de grilles où les tourbières sont présentes (représenté en rouge sur la figure 4.12). Pour chaque point de grille, cela implique que l'étendue inondée observée ne peut être supérieure à la superficie correspondant aux tourbières, soit, la fraction de tourbières multipliée par l'aire de la maille. On suppose dans ce cas que seules les zones humides dans ces fractions de grilles sont des tourbières.

Dans les régions boréales, l'étendue des zones inondées augmente lors de la fonte des neiges. D'après les observations, l'étendue des tourbières saturées en eau commence à augmenter lors de cette période en mars-avril. Cette augmentation est moins prononcée pour les étendues simulées. L'étendue totale simulée atteint 0.55 Mkm^2 en juin alors que les observations estiment cette étendue à 0.93 Mkm^2 . La sous-estimation des étendues de tourbières inondées provient sans doute de la sublimation de la neige surestimée dans la version du modèle utilisé. Cette surestimation a déjà été constatée lors des comparaisons modèles/observations du débit des rivières dans les hautes latitudes nord (3.4.3). Dans les observations, la superficie des tourbières inondées est maximale entre mai et aout. Dans ces régions, les précipitations sont importantes en été. De ce fait, l'étendue des tourbières inondées est bien représentée à partir du mois de juillet où les précipitations estivales se produisent. Ce déficit en eau constaté entre avril et juin devrait être amélioré avec les versions plus récentes du modèle contenant le nouveau schéma de la neige.

Comme constaté dans les figures 4.11, les régions du nord-est du Canada et de Sibérie occidentale (R5 figure 4.4) sont les régions où les zones humides inondées sont les plus abondantes. La figure 4.13 illustre l'évolution observée et simulée des surfaces inondées dans ces régions. La sublimation trop élevée de la neige entraîne une forte sous-estimation des étendues de surfaces inondées dans ces deux régions.

Pour la région de la Sibérie, les surfaces inondées observées sont plus concentrées au centre de cette région, tandis que les surfaces de tourbières simulées inondées sont réparties de manière plus

uniforme sur l'ensemble de cette région. La figure 4.13(a) montre que les simulations des étendues estivales des sols inondés sous-estiment de 0.04 Mkm² par rapport aux observations soit seulement 66% de la surface totale est représentée par le modèle dans la région de la Sibérie occidentale. La région du Canada est semblable, les surfaces inondées simulées représentent seulement 88% des surfaces inondées observées en juillet-août. Le modèle simule bien les tourbières inondées proche de la baie d'Hudson et au Québec (figure 4.11(b)). En revanche, la sous-estimation de la superficie dans ces régions est localisée au sud de la baie d'Hudson. Cependant, il est important de rappeler que les observations correspondent à l'ensemble des zones humides inondées dans les régions où la carte de végétation décrit une présence de tourbières.



(a) Superficie des zones inondées en Sibérie

(b) Superficie des zones inondées au Canada

Fig. 4.13 – Évolution mensuelle de la superficie des sols inondés pour la période moyenne de 1993 à 2006 : (a) à l'ouest de la Sibérie (64-90E, 55-75N) et (b) au nord-est du Canada (60-100W, 50-60 N). Le code de couleur est identique à celui de la figure précédente.

En résumé, la localisation géographique des surfaces inondées des tourbières est globalement bien représentée. La superficie totale de ces étendues est maximale en été et provient des fortes précipitations lors de cette période. En revanche, la superficie de ces étendues est sous-estimée au printemps lors de la période de la fonte de la neige. Cette sous-estimation est probablement causée par une sublimation de la neige trop élevée dans la version du modèle utilisé. Cela entraîne un biais sur la saisonnalité de la superficie de ces étendues notamment au printemps.

4.2.1.4 Sensibilité à la précipitation par types de tourbières

L'hydrologie des tourbières varie en fonction de leur apport en eau. En réalité, il existe deux types de tourbières qui sont caractérisés par leur apport en eau. De ce fait, on distingue les tourbières minérotrophes (TM) alimentées principalement par le ruissellement de surface et les tourbières ombrotrophes (TO) alimentées uniquement par les précipitations. Ces deux types de tourbières peuvent alors avoir une sensibilité différente à la précipitation.

Cette sensibilité a été étudiée dans la section 3.4.1.4 lors du chapitre 3 pour le cas d'un site de tourbière ombrotrophe au Minnesota. Ici, nous effectuons une étude de sensibilité en simulant de manière idéalisée chaque type de tourbières afin de connaître l'influence de la précipitation sur l'hy-

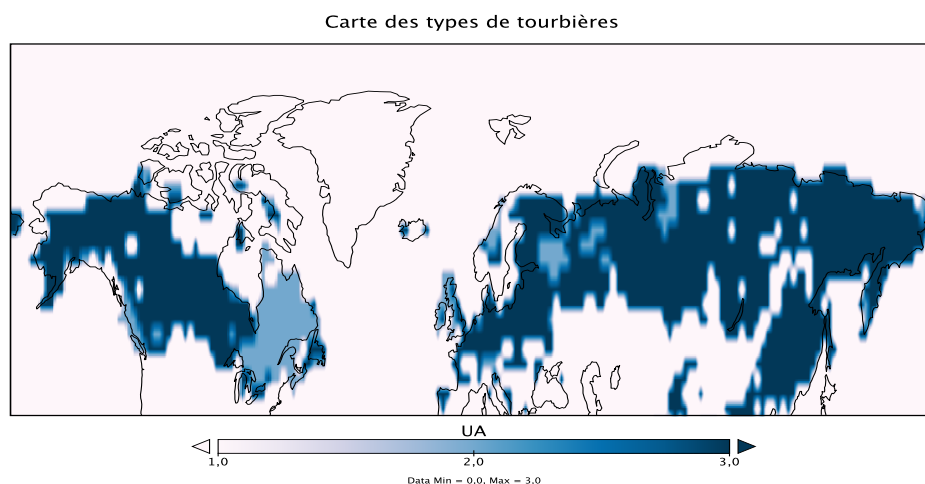


Fig. 4.14 – Carte des tourbières ombrotrophes (en bleu clair UA=1) et minérotrophes (en bleu foncé UA=3) de l'hémisphère Nord déterminée par les conditions de profondeur de nappe simulé par le modèle.

drologie des tourbières ombrotrophes et minérotrophes. Cette étude a été effectuée à l'aide de différentes simulations idéalisées en modifiant le forçage météorologique de CRUNCEP interpolé à $2^\circ \times 2^\circ$ par différents facteurs de précipitations variant entre une précipitation deux fois plus faible à 1.5 fois plus élevée.

Il n'existe pas de carte globale permettant de séparer ces deux différents types de tourbières. De ce fait, il n'y a pas de distinction de ces types de tourbières, et sont, par défaut, considérées comme étant des tourbières minérotrophes alimentées à la fois par les précipitations et par le ruissellement de surface. Pour réaliser cette étude, une carte distinguant tourbières minérotrophes et potentiellement ombrotrophes a dû être produite. La méthode est basée sur la localisation des tourbières pouvant être de type ombrotrophe, définies comme des tourbières ayant une nappe phréatique moyenne inférieure à 30 cm de profondeur au moins 4 mois consécutifs dans l'année dans une simulation supplémentaire où l'on n'impose pas les processus de RR. Les profondeurs de nappe phréatique sont déterminées en moyenne pour la période 1990-2010. La période de l'année où cette condition est vérifiée se produit entre janvier et avril.

Les tourbières ombrotrophes simulées sont principalement dans les régions où les tourbières sont inondées pendant la période estivale, à savoir au nord-est du Canada et au centre de la Russie mais également sur la côte ouest du Canada, au Royaume Uni, en Norvège et au nord-ouest de la Russie située près de la mer blanche. Elles sont représentées en bleu clair sur la carte Fig. 4.14.

La superficie totale des régions où les tourbières ombrotrophes sont simulées représente plus de 0.5 Mkm^2 contre 3.8 Mkm^2 des tourbières au nord de 45° N . Ces régions peuvent également comporter des tourbières minérotrophes. Il est important de préciser que le forçage climatique à grande échelle ne permet pas de représenter les effets sous-maille telles que les micro-climats notamment en régions montagneuses. Par soustraction, toutes les tourbières qui ne sont pas ombrotrophes sont définies comme étant minérotrophes représentées en bleu foncé sur la carte Fig. 4.14.

L'étude de sensibilité des différents types de tourbières à la précipitation a été effectuée pour la région de la Sibérie de l'ouest situé entre $64\text{-}90 \text{ E}$ et $55\text{-}75 \text{ N}$, comme dans l'étude précédente portant sur les étendues de tourbières inondées. Cette région a l'avantage de comporter aussi bien des zones

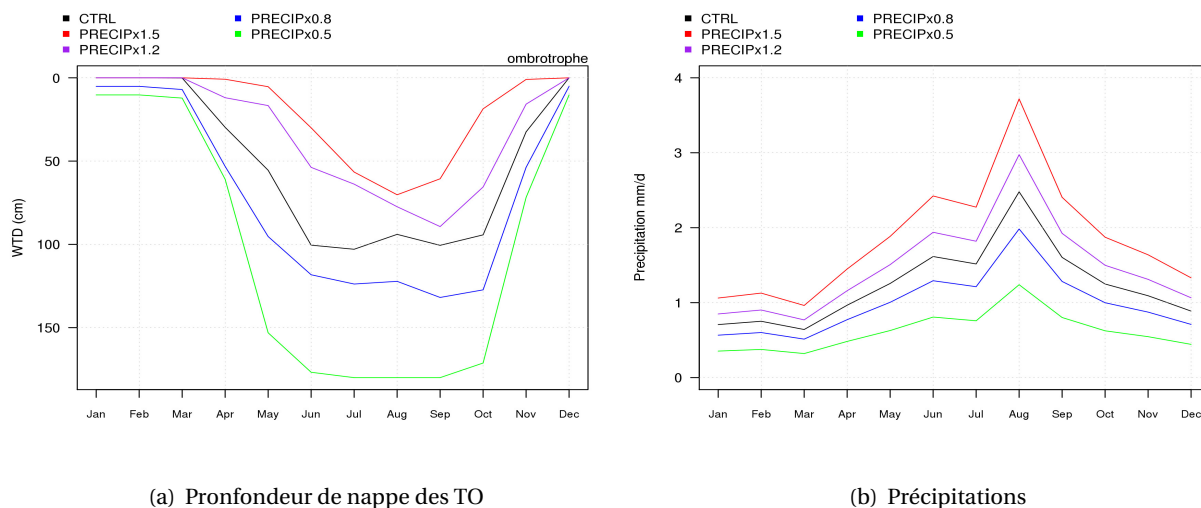


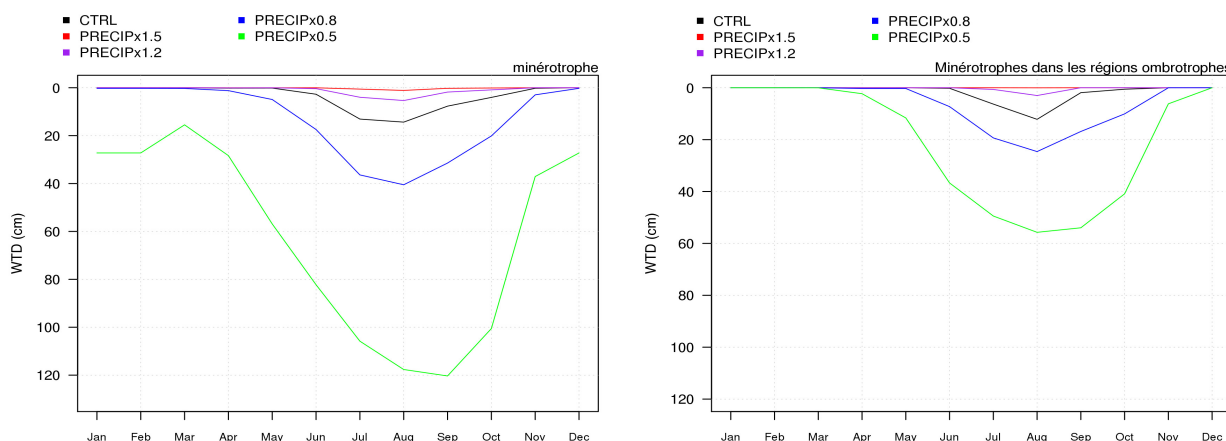
Fig. 4.15 – (a) Profil saisonnier de la profondeur de nappe phréatique moyenne sur la région des tourbières ombrotrophes à l'ouest de la Sibérie (64-90E, 55-75N) en fonction des apports des différentes précipitations imposées. (b) Profil de ces précipitations. Le forçage standard de précipitation est représenté en noir. Les forçages modifiés d'un facteur de 0.5, 0.8, 1.2 et 1.5 sont représentés respectivement en vert, bleu, violet et rouge.

de tourbières minérotrophes que des zones à tourbières potentiellement ombrotrophes, et ce, avec un climat semblable. La sensibilité des tourbières minérotrophes sera également étudiée dans les régions définies comme pouvant être ombrotrophes.

Pour connaître la sensibilité de la profondeur de nappe à la précipitation et s'affranchir des autres paramètres météorologiques, le forçage de l'année 2000 a été répété durant 5 années consécutives en modifiant la précipitation avec une précipitation divisée de moitié, de 20%, augmentée de 20% et de 50%. Pour chacun de ces tests, le profil de précipitation moyenne sur la région étudiée est illustré sur la figure 4.15(b). Dans cette région, la précipitation annuelle varie entre 400 et 500 mm/an entre 1990 et 2010. L'année 2000 choisie pour cette étude est une année où la pluviométrie est moyenne avec une précipitation totale de 450 mm/an environ.

Dans la région de la Sibérie de l'Ouest, les sols n'ayant pas un apport en eau par le ruissellement de surface (RR) ont une profondeur de nappe moyenne simulée autour de 40 cm de profondeur en hiver à 190 cm en été. Au nord de cette région, les tourbières ont été diagnostiquées comme pouvant être ombrotrophes. En effet, les précipitations neigeuses dans ces régions engorgent les sols en eau de décembre à avril tandis que la position de nappe moyenne en été atteint 1 m de profondeur. Le profil saisonnier de la nappe phréatique de ces tourbières est représenté en noir sur la figure 4.15(a).

La figure 4.15(a) représente le profil de nappe phréatique simulé obtenu pour chaque facteur multiplicateur de la précipitation initiale. Dans le cas où l'apport des précipitations est deux fois plus faible (facteur 0.5 représenté en vert), la profondeur de nappe phréatique estivale passe de 1 m initialement à 1.8 m de profondeur entre juin et septembre. À l'inverse, avec une augmentation de précipitation de 50%, la profondeur de nappe est divisée d'un facteur deux avec une position moyenne de 54 cm entre juin et septembre. Les différences de précipitations des deux cas extrêmes varient d'un facteur 3 aussi bien en été qu'en hiver. Lorsque la précipitation est trois fois plus faible, la différence de profondeur de nappe phréatique s'élève à 110 cm en été et 10 cm en hiver.



(a) Profondeur de nappe des TM

(b) Profondeur de nappe des TMO

Fig. 4.16 – Cycle saisonnier de la profondeur de nappe phréatique moyenne en fonction des apports des différentes précipitations imposées sur (a) la région des tourbières minérotrophes (TM), et (b) minérotrophes parmi les régions définies comme pouvant être ombrotrophes (TMO), localisée à l'ouest de la Sibérie (64-90E, 55-75N). Le code de couleur est identique à celui de la figure précédente.

Les tourbières minérotrophes ont une sensibilité à la précipitation différente des ombrotrophes. En effet, l'apport en eau ne provient pas uniquement de la précipitation directe. L'augmentation de l'apport en eau issue du RR est dépendante des quantités de précipitations. En revanche, puisque l'apport en eau dans ces tourbières est plus grand, la position de nappe phréatique reste à la surface du sol de décembre à mai. En utilisant les mêmes variations de précipitations, les différents profils de nappe phréatique sont représentés sur la figure 4.16(a). On peut voir sur ce graphique que la sensibilité est beaucoup plus marquée, notamment lorsque la précipitation est deux fois plus faible. Dans ce cas, la position de nappe phréatique augmente de plus de 1 m en été.

Cependant, les tourbières minérotrophes dans cette étude sont localisées au sud de 64 ° N. Pour comparer la sensibilité à la précipitation des tourbières minérotrophes aux tourbières ombrotrophes, il est judicieux de considérer également des tourbières minérotrophes dans les régions où les tourbières ont été diagnostiquées comme ombrotrophes. Pour effectuer cette comparaison, une troisième simulation a été effectuée en alimentant les tourbières dans les régions ombrotrophes par les eaux de ruissellement. Ces dernières sont décrites comme étant des tourbières minérotrophes dans les régions ombrotrophes. Leurs variations de nappe phréatique sont représentées sur la figure 4.16(b). Étant donné que ces tourbières ont un apport en eau supplémentaire, leur position de nappe phréatique est située plus proche de la surface. Les changements absolus de nappe phréatique sont alors plus faibles entre le forçage ayant la plus faible et la plus forte précipitation. Avec une précipitation de 150%, les tourbières sont alors saturées en eau tout au long de l'année.

En imposant des précipitations différentes, nous avons pu voir les différences de sensibilité de la nappe phréatique à la précipitation qui existent entre les tourbières ombrotrophes et minérotrophes. La sensibilité de ces 3 différents types de tourbières a été quantifiée par la figure 4.17 qui détermine le changement relatif de la position de nappe phréatique obtenue avec une précipitation modifiée de celle obtenue par la précipitation standard issue du forçage CRUNCEP.

En conclusion, les tourbières ont une position de nappe plus sensible à la précipitation lorsque les processus de réinfiltration sont activés. Autrement dit, l'hydrologie des tourbières minérotrophes est plus sensible à la précipitation que celles des tourbières ombrotrophes (courbe rouge vs verte de la figure 4.17). Les tourbières simulées comme ombrotrophes sont moins sensibles à la précipitation que les autres tourbières (comparaison entre la courbe bleue et rouge). Enfin, l'hydrologie des tourbières est plus sensible aux précipitations lorsqu'elles sont localisées dans les régions minérotrophes que dans les régions ombrotrophes (comparaison entre courbe verte et bleue).

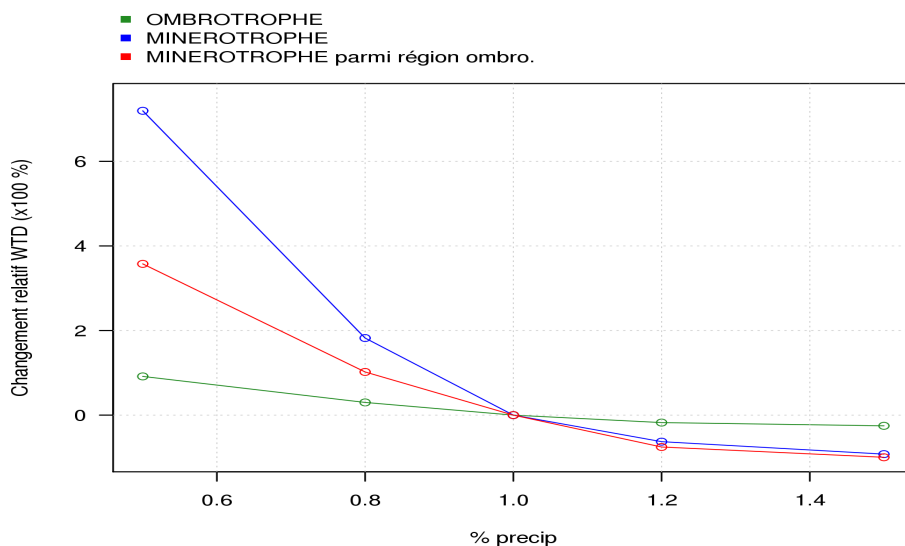


Fig. 4.17 – Changement relatif de la position de nappe phréatique en août en fonction du facteur multiplicateur de précipitation variant de 0.5 à 1.5 en fonction du type de tourbières : ombrotrophe, minérotrophe et minérotrophe dans les régions localisées comme ombrotrophes.

4.2.2 Changements climatiques moyens à l'horizon 2080-2100

4.2.2.1 Changements annuels moyens

Le paragraphe 4.2.1.1 décrit l'hydrologie annuelle moyenne de 1980 à 2013. Pour évaluer l'impact du changement climatique sur l'hydrologie des tourbières, les scénarios du GIEC RCP 4.5 et RCP 8.5 selon les sorties de modèle IPSL-CM5A-LR du projet CMIP5 ont été utilisés afin de déterminer le climat moyen de la fin du 21^{ème} siècle sur la période 2080-2100 (Taylor *et al.*, 2012; Dufresne *et al.*, 2013). Pour chacun de ces scénarios, les changements moyens de l'hydrologie des tourbières sont étudiés afin de comparer les différences moyennes entre la fin du 21^{ème} et la fin du 20^{ème} siècle.

Les changements moyens de profondeur de nappe phréatique entre la fin du 21^{ème} et la fin du 20^{ème} avec les scénarios RCP 4.5 et 8.5 sont illustrés par les figures 4.18. Pour chacun de ces scénarios, les régions où les tourbières s'assèchent et celles qui deviennent plus humides sont similaires. Comme expliqué dans le paragraphe 4.2.1.1, les tourbières dans les régions du nord-ouest du Canada et de l'est de la Sibérie sont les plus sèches à la fin du 20^{ème} siècle. Ces régions sont les plus impactées par le réchauffement climatique. Leurs sols s'humidifient avec une différence de nappe phréatique pouvant aller jusqu'à 180 cm avec le scénario RCP 8.5 (figure 4.18).

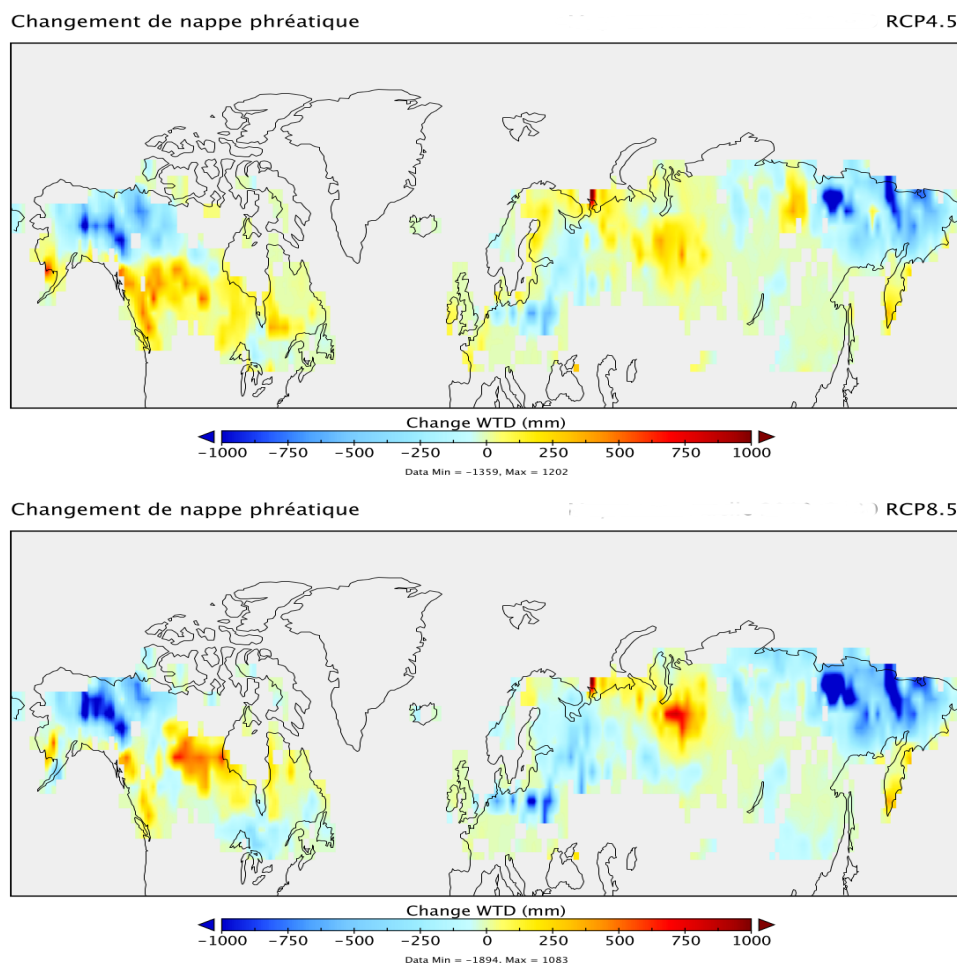


Fig. 4.18 – Changement annuel moyen de profondeur de nappe phréatique entre 2080-2100 et 1980-2013 en utilisant le scénario RCP 4.5 en haut et RCP 8.5 en bas de la figure. Les valeurs positives correspondent à un assèchement des tourbières.

D'ici la fin du 21^{ème} siècle, la profondeur moyenne de nappe phréatique des tourbières de ces régions est située en moyenne autour de 50 cm de profondeur pour les deux scénarios. A la fin du 20^{ème} siècle, ces tourbières avait une position de nappe plus profonde; elles étaient localisées parmi les régions les plus froides avec un faible apport en eau. La figure 4.19 met en évidence les changements moyens d'apports en eau provenant des précipitations et de la fonte de la neige. On peut voir sur ces figures que les changements d'apport en eau à l'est de la Russie et au nord-est du Canada ont augmenté de 0.8 mm/jour en moyenne. L'importante augmentation de l'apport en eau dans ces régions provient de la fonte de la neige passant de moins de 0.1 mm/jour en moyenne annuelle pour la période 1980-2013 à 0.6 mm/jour en moyenne d'ici la fin du siècle, soit une augmentation de fonte de neige de plus de 200 mm/an (Figure 4.19 e et f).

En effet, les projections des modèles CMIP5 montrent une augmentation de la précipitation globale d'ici la fin du siècle, en particulier dans les hautes latitudes nord, où le changement de température est le plus conséquent (Collins *et al.*, 2013; Brutel-Vuilmet *et al.*, 2013). Ces études ont montré que le changement de précipitation augmente presque linéairement avec le changement de température. Dans les hautes latitudes nord, l'augmentation des précipitations, qui est fortement prononcée en hiver, conduit à une augmentation de la quantité de neige dans les régions les plus froides (Collins

et al., 2013; Meehl *et al.*, 2007). Par ailleurs, cette augmentation conduit à l'augmentation du débit des rivières situées dans les hautes latitudes nord (Peterson *et al.*, 2002; Pavelsky et Smith, 2006). De même, suite au réchauffement climatique, la quantité d'eau provenant de la fonte de la neige permet aux tourbières de ces régions froides et montagneuses de s'humidifier par rapport à aujourd'hui (figure 4.18).

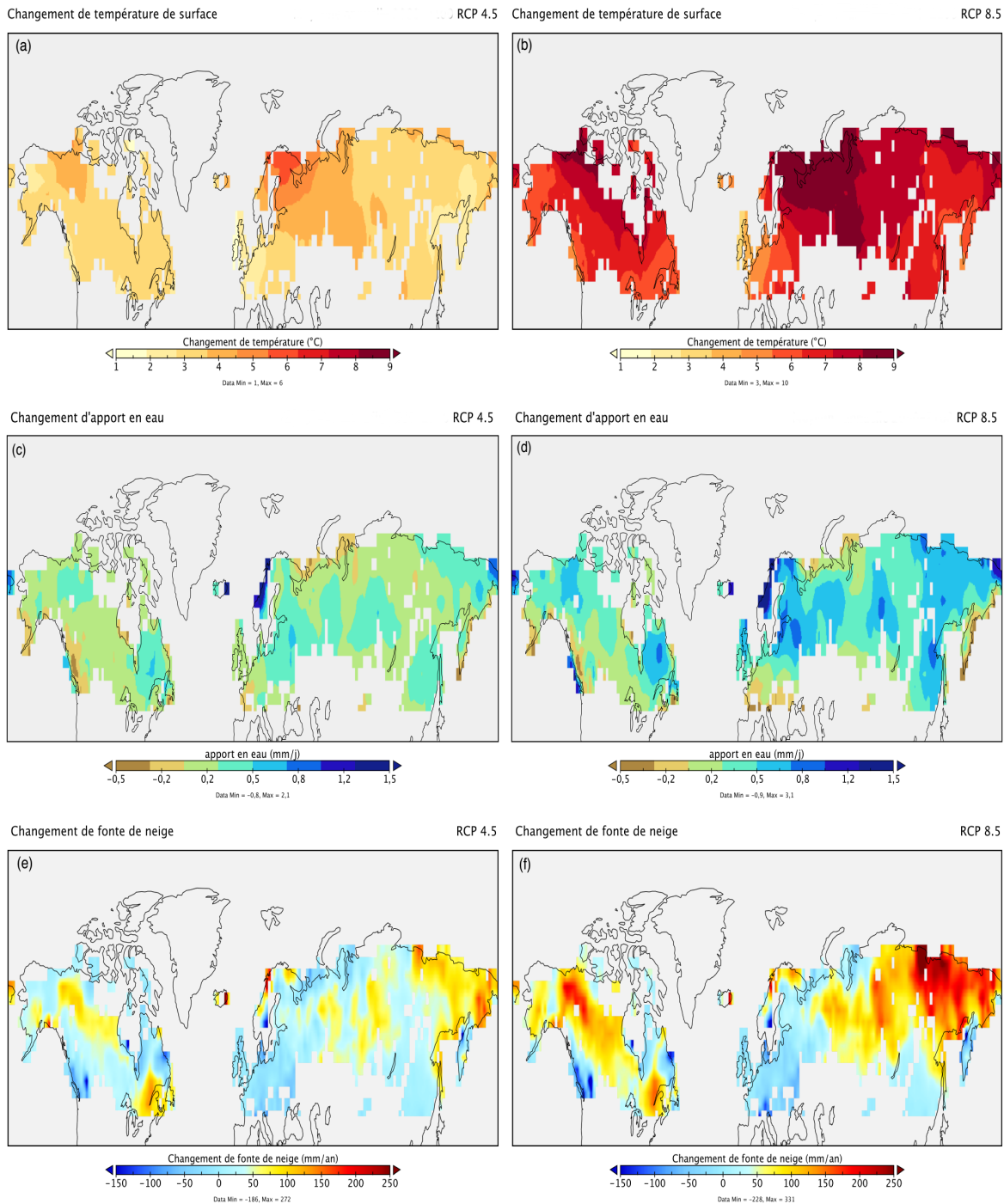


Fig. 4.19 – Changement annuel moyen de : (a) et (b) température à la surface du sol (°C), (c) et (d) d'apport en eau par les précipitations (mm/jour) et (e) et (f) quantité de fonte de neige annuelle (mm/an) entre 2080-2100 et 1980-2013 en utilisant le scénario RCP 4.5 à gauche (a, c et e) et RCP 8.5 à droite (b, d et f).

L'augmentation de l'humidité des tourbières n'est cependant pas simulée pour l'ensemble des hautes latitudes nord. Sur les figures 4.18, certaines régions sont marquées par un assèchement. Ces régions correspondent aux régions où les tourbières ont une position de nappe phréatique actuelle proche de la surface, et plus particulièrement, les tourbières qui étaient en partie inondées notamment en été. Ces tourbières sont localisées à l'ouest de la Sibérie et à l'ouest de la baie d'Hudson. En effet, les changements de température sont les plus prononcés dans ces régions, avec une augmentation pouvant aller jusqu'à 8 degrés au Canada et 9 degrés en Sibérie de l'ouest pour le scénario RCP 8.5 (figure 4.19). Étant donné que les changements d'apport en eau dans ces régions sont faibles, l'augmentation de profondeur de la nappe phréatique de 25 cm s'explique par la forte augmentation de température suite au réchauffement climatique dans ces régions entraînant ainsi une forte augmentation de l'évaporation simulée.

Globalement, la répartition géographique des changements de profondeurs de nappe des tourbières est semblable selon les deux scénarios climatiques utilisés, à l'exception de la région située au nord de la Sibérie centrale (R6 figure 4.4) où le scénario modéré RCP 4.5 tend à projeter un assèchement des tourbières qui n'est pas observé par le scénario RCP 8.5. Cette différence peut s'expliquer par la forte augmentation de précipitation hivernale et de fonte de la neige dans cette région causées par un réchauffement important avec le scénario RCP 8.5 (Figure 4.19 d et f). Il est important de noter que les changements d'hydrologie peuvent être sous-estimés compte tenu de la trop forte sublimation déjà constatée avec la version du modèle utilisé.

4.2.2.2 Changements du cycle saisonnier moyen

L'étude des changements moyens de position de nappe phréatique dans la section précédente a permis de distinguer les zones géographiques d'assèchement des tourbières de celles ayant une humidification. Les régions où les tourbières tendent à s'humidifier en moyenne annuelle correspondent aux régions de fortes densités de tourbières avec une fraction moyenne par grille de 35% environ (Cf paragraphe 4.2.1.1). Cette section étudie les variations saisonnières de l'hydrologie des tourbières pour le climat actuel moyen concernant la période 1980-2013 dans la section 4.2.1.2, les changements de position de nappe ont été subdivisés par catégorie de fraction de tourbières. L'amplitude des changements de nappe phréatique par catégorie de fraction de tourbières est représentée dans les figures 4.20 en fonction des saisons.

Hautes latitudes nord :

Les tourbières localisées dans les régions ayant une faible densité de celles-ci tendent à s'humidifier avec un changement moyen de profondeur de nappe de 20 cm environ tout au long de l'année pour le scénario RCP 8.5 et de 20 cm en hiver et 10 cm en été pour le scénario RCP 4.5. Comme on peut le voir sur les figures 4.20, le changement est plus prononcé pour les régions à forte densité de tourbières.

Les régions où la fraction de tourbières par grille est supérieure à 45% tendent à s'humidifier en hiver avec une profondeur de nappe pouvant diminuer de 40 cm avec le scénario RCP 8.5, et à s'assécher en été d'ici la fin du 21^{ème} siècle avec une augmentation de profondeur pouvant aller jusqu'à 35 cm en septembre. Ces changements d'amplitude saisonnière constatés pour le scénario RCP 8.5 le sont également pour le scénario RCP 4.5 bien que l'amplitude des changements soit moins prononcée. On peut remarquer que les changements de positions de nappe sont plus prononcés lors de

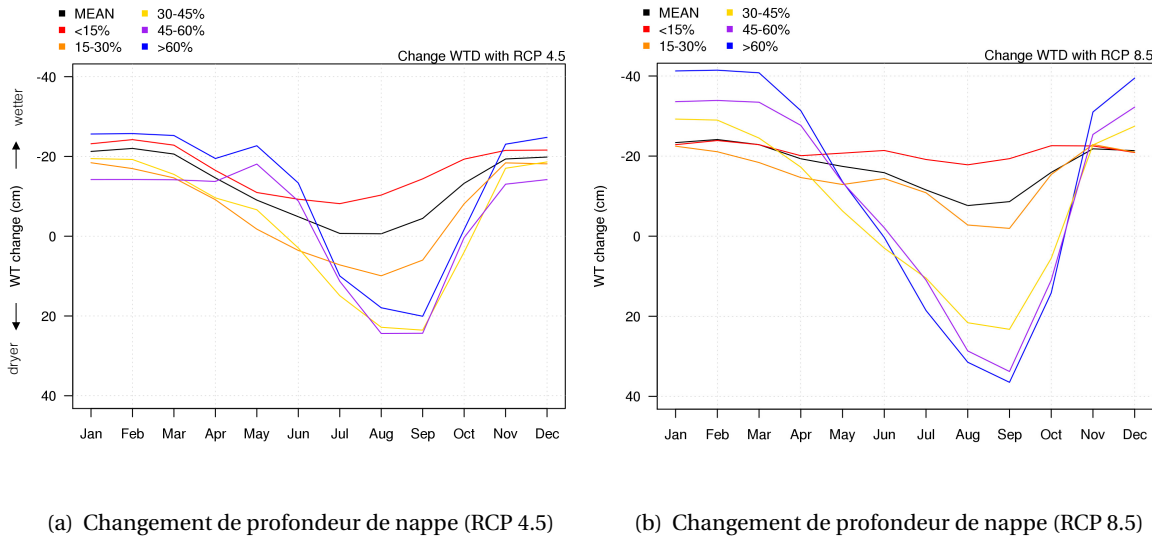


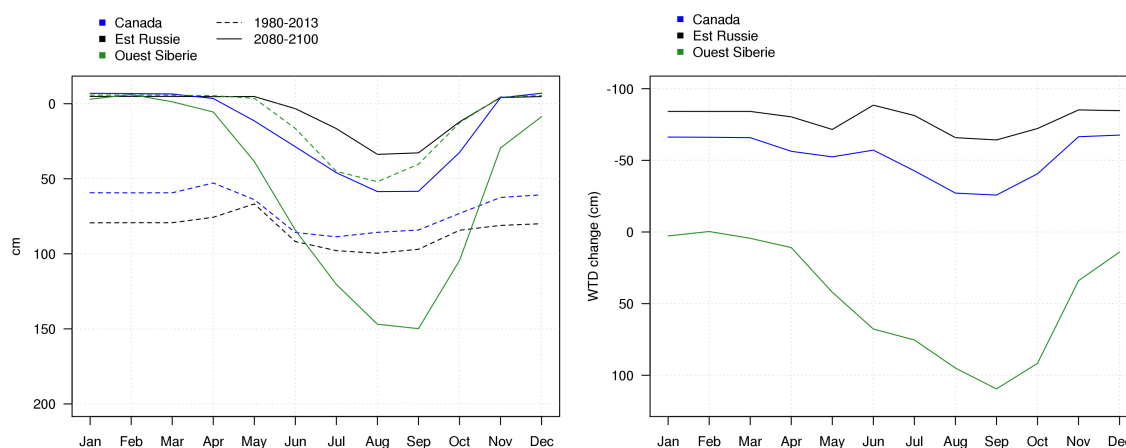
Fig. 4.20 – Évolution des changements de profondeur de nappe phréatique entre 2080-2100 et 1980-2013 au cours des saisons par catégorie de fraction de tourbière par grille, avec le scénario (a) RCP 4.5 et (b) RCP 8.5. Les changements positifs correspondent à un assèchement.

la fonte des neiges au printemps pour le scénario RCP 4.5. Par la suite, seuls les changements climatiques obtenus avec le scénario le plus extrême (RCP 8.5) seront discutés.

Les changements annuels moyens de profondeur de nappe (figure 4.18) ont mis en évidence des régions où les changements de nappe phréatique sont conséquents. Pour comprendre la saisonnalité des tourbières dans ces régions, les variations saisonnières de profondeur de nappe pour le climat actuel et futur (avec le scénario RCP 8.5) sont illustrées dans la figure 4.21. Les régions à forte densité de tourbières correspondent aux régions où les tourbières tendent à s'humidifier dans le futur et sont situées au nord-ouest du Canada et au nord-est de la Russie.

Régions les plus impactées par le changement du cycle saisonnier :

Pour représenter le profil moyen de nappe phréatique de ces régions, la moyenne a été effectuée pour les tourbières comprises entre 64 - 68° N et 120 - 160° O au Canada, entre 66 - 70° N et 130 - 170° E et entre 62 - 66° N et 72 - 86° E en Russie. Les changements moyens de nappe phréatique sont particulièrement prononcés dans ces régions sus-citées. Avec un changement annuel moyen de 52 cm et 67 cm pour le Canada et l'est de la Russie, le changement est le plus prononcé au mois de juin (figure 4.21(b)). En effet, l'augmentation de la fonte des neiges permet de maintenir les tourbières avec une nappe phréatique proche de la surface jusqu'au mois de juin. Causée par un réchauffement climatique important, les positions de nappe phréatique ont une amplitude saisonnière plus importante à l'horizon 2100 qu'à nos jours, mais les tourbières de ces régions deviennent inondées en hiver. En ce qui concerne les tourbières situées à l'ouest de la Sibérie, elles subissent un fort assèchement, provoqué par la hausse des températures et de l'évapotranspiration. L'augmentation de la disponibilité en eau provenant de la fonte de la neige ne permet pas de maintenir ces tourbières inondées dès le mois d'avril. Cet assèchement croît continuellement de avril à septembre pour aller jusqu'à 150 cm de profondeur, soit une différence de 100 cm par rapport à la position de nappe actuelle moyenne.



(a) Profondeur de nappe moyenne actuelle et futur

(b) Changement de profondeur de nappe

Fig. 4.21 – (a) : profondeur moyenne de nappe phréatique pour un climat moyen actuel (en pointillé) et un climat moyen futur selon le scénario RCP 8.5 (en trait plein) pour les régions où les changements sont les plus prononcés : 64 - 68°N et 120 - 160°O au Canada en bleu, 66 - 70°N et 130 - 170°E en Russie en noir et 62 - 66°N et 72 - 86°E en Sibérie en vert. (b) : amplitude de ces changements de nappe pour chacune de ces régions mentionnées ci-dessus.

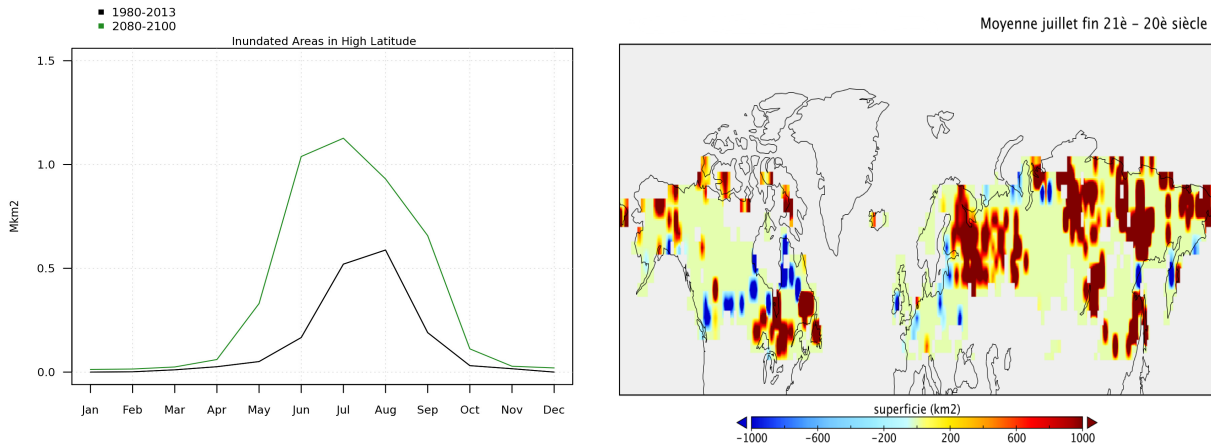
La hausse des températures et des précipitations dans les hautes latitudes entraîne des perturbations de l'hydrologie des tourbières. La quantité d'eau disponible pour alimenter les tourbières augmente fortement à cause de la fonte de la neige, liée à l'augmentation de chute de neige. En effet, pour l'ensemble des fractions de tourbières, la profondeur de nappe tend à être plus proche de la surface de 20 à 40 cm en hiver (figure 4.20(b)). Plus particulièrement, les tourbières des régions du nord-ouest du Canada et de l'est de la Russie sont inondées en moyenne en hiver de novembre à avril (figure 4.21). L'ensemble de ces simulations laisse penser que les tourbières inondées en partie de l'année d'ici la fin du siècle ne seront plus localisées au même endroit qu'actuellement.

Changement d'étendue de tourbières inondées :

Afin de comparer les changements d'étendues de tourbières inondées futures avec le diagnostic actuel du paragraphe 4.2.1.3, nous avons choisi de ne considérer que les tourbières inondées libres de neige et de glace. Les étendues des tourbières inondées⁷ actuelles et futures a été calculé dans ce cadre avec des simulations avec 2° x 2° de résolution.

Pour l'ensemble des hautes latitudes, la superficie totale des tourbières inondées augmente fortement en 2080-2100, totalisant plus de 30 % de la superficie totale des tourbières en été. On rappelle que la superficie totale des tourbières de notre étude est fixée à 3.8 Mkm². La figure 4.22(a) montre que l'étendue des zones inondées projetée pour la fin du siècle augmente dès le mois de Mai contrairement à une augmentation plus tardive aujourd'hui. Cette saisonnalité avancée s'explique par un changement géographique des tourbières inondées. Comme constaté dans la figure 4.22(b), une forte augmentation de la superficie des tourbières inondées est simulée à l'est du Canada, en Europe et au nord-est de la Russie. Cela s'explique par l'augmentation de la précipitation dans ces régions (figure

7. Rappel : les tourbières sont considérées inondées si leur profondeur de nappe est inférieure à 2 cm du sol.



(a) Cycle saisonnier de l'étendue des tourbières inondées

(b) Changement de superficie des tourbières inondées

Fig. 4.22 – (a) : évolution mensuelle de la superficie totale des sols des tourbières inondées pour la période moyenne de 1980-2013 en noir et 2080-2100 avec le scénario RCP 8.5 en vert. (b) : Changement de superficie de tourbières inondées en juillet entre 2080-2100 et 1980-2013 par maille de $2^\circ \times 2^\circ$ de résolution.

(c) et (d) 4.19). L'augmentation de la température entraîne une fonte de la neige dès le mois de Mai permettant aux tourbières un apport en eau suffisamment conséquent pour que les terres deviennent inondées à cette période.

En résumé, le réchauffement climatique entraîne une perturbation sur l'hydrologie des tourbières. L'augmentation de la température accentue l'assèchement des tourbières en eau notamment dans les régions où l'apport en eau augmente peu. Cependant, les précipitations hivernales plus importantes permettent aux tourbières d'avoir un apport en eau plus conséquent notamment dans les hautes latitudes où l'augmentation de la température et de la chute de neige conduit à une quantité d'eau provenant de la fonte de la neige plus importante (+100 mm/an) (Figure (e) et (f) 4.19). Ce dernier permet aux tourbières de ces régions de s'humidifier malgré la hausse des températures que l'on peut observer aussi bien avec le scénario RCP 8.5 que le scénario RCP 4.5. Par ailleurs, nous avons pu voir que l'amplitude saisonnière des régions où les tourbières subissent un fort changement hydrologique est plus grande avec le scénario RCP 4.5 et 8.5. De plus, l'augmentation de la précipitation dans ces régions (Collins *et al.*, 2013) permet d'augmenter la superficie des tourbières inondées par deux d'ici la fin du siècle par rapport à aujourd'hui, et ce, notamment en saison estivale.

4.3 Variabilité interannuelle

L'étude de l'hydrologie moyenne actuelle et future a permis d'estimer en moyenne l'amplitude des changements de l'hydrologie des tourbières causés par le changement climatique futur. Cependant, l'étude du climat moyen peut être complétée par la variabilité interannuelle de l'hydrologie, notamment les années extrêmes en terme de température et de précipitation. De l'échelle régionale à globale, l'étude de la variabilité interannuelle entre la période 1980-2013 peut être utilisée pour quantifier les variations de l'hydrologie existant actuellement entre différentes années. Le scénario climatique le plus extrême RCP 8.5 du modèle IPSL-CM5A-LR dans le projet CMIP5 est utilisé dans

cette partie afin de voir si les variations interannuelles auront une amplitude différente qu'actuellement (Dufresne *et al.*, 2013). Ces variations seront étudiées également à échelle régionale en distinguant les années extrêmes de fortes et faibles températures et précipitations.

4.3.1 Variations interannuelles du climat entre 1980 et 2013

4.3.1.1 À échelle des hautes latitudes

Le paragraphe 4.2.1.2 a mis en évidence la variation saisonnière de l'hydrologie des tourbières pour un climat moyen recouvrant la période de 1980 à 2013. Cependant, l'hydrologie des tourbières dépend des conditions météorologiques qui varient en fonction des années. Afin de mettre en évidence les régions où la profondeur de nappe des tourbières sont les plus impactées par la variation interannuelle du climat, les profondeurs de nappe phréatique moyennes des mois de juin, juillet et août de chaque année ont été comparées avec leur moyenne de 1980 à 2013.

L'écart-type des profondeurs de nappe estivales des tourbières entre 1980 et 2013 est illustrée sur la figure 4.23. Certaines régions ont une plus forte variabilité interannuelle. Les régions où l'écart-type est plus important sont situées là où les profondeurs de nappe moyennes sont les plus profondes. C'est le cas du nord-est de la Russie, nord-ouest du Canada, dans le massif des Carpates et dans les plaines de Russie d'Europe (figure 4.8). Inversement, les régions où la position de nappe phréatique des tourbières est proche de la surface présentent de faibles variations interannuelles. La figure 4.24(a) permet de confirmer une relation entre l'écart-type et la valeur moyenne de la nappe estivale. Il est à noter que les tourbières ayant une position de nappe phréatique située proche des extrêmes (ie 10 cm au dessus de la surface et à 2 m de profondeur) ont inévitablement un écart-type faible. Les tourbières ayant une profondeur de nappe en JJA proche de la surface ont une plus faible sensibilité aux variations climatiques et inversement. Sur la figure 4.24(a), il est possible de constater des courbures selon différentes profondeurs de nappes. Ces dernières s'expliquent par le fait que la profondeur de nappe est définie selon le haut des différentes couches hydrologiques. Elles sont particulièrement prononcées pour les 4 couches les plus profondes⁸ à savoir, 373, 748, 1500 et 2000 mm.

Bien que la variabilité interannuelle des profondeurs de nappe en été soit plus prononcée dans les régions montagneuses, l'amplitude de ces écarts-types ne semble pas être corrélée avec celle de la température et de la précipitation dans ces régions (figures 4.23 et 4.25). Il n'existe pas de corrélation entre les quantités de précipitations/températures et la position de nappe phréatique dans la région du nord-ouest du Canada et au nord-est de la Russie (Cf figures 4.25). La corrélation entre la profondeur de nappe et le terme P-E (non montré) est sensiblement le même qu'avec la précipitation (Figure 4.25 a et c). Les points de grille où l'écart-type de P-E est important ont un écart-type de précipitation important et inversement (figure 4.23 c et d). En revanche, la variabilité temporelle des positions de nappe phréatique en été est corrélée avec la variabilité de la quantité de neige (figure (d) 4.25).

8. Rappel : Lorsque le sol n'est pas saturé en eau dans la dernière couche hydrologique, la profondeur de nappe a été définie à 2100 mm (Cf chapitre 3).

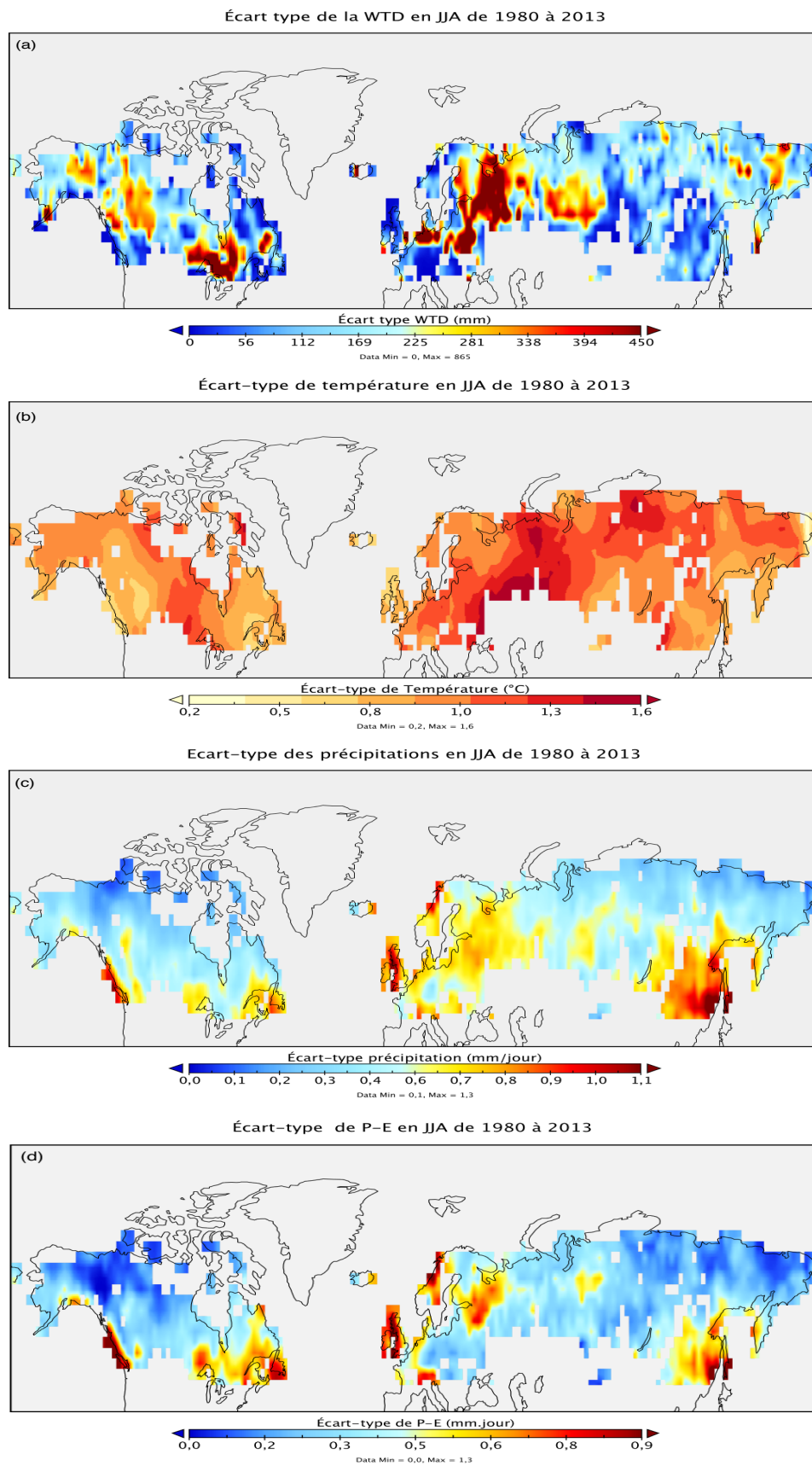


Fig. 4.23 – Écart type de (a) la position estivale moyenne (JJA) de nappe phréatique des tourbières, (b) de la température, (c) de la précipitation et (d) de la précipitation-évaporation, entre les années 1980 et 2013

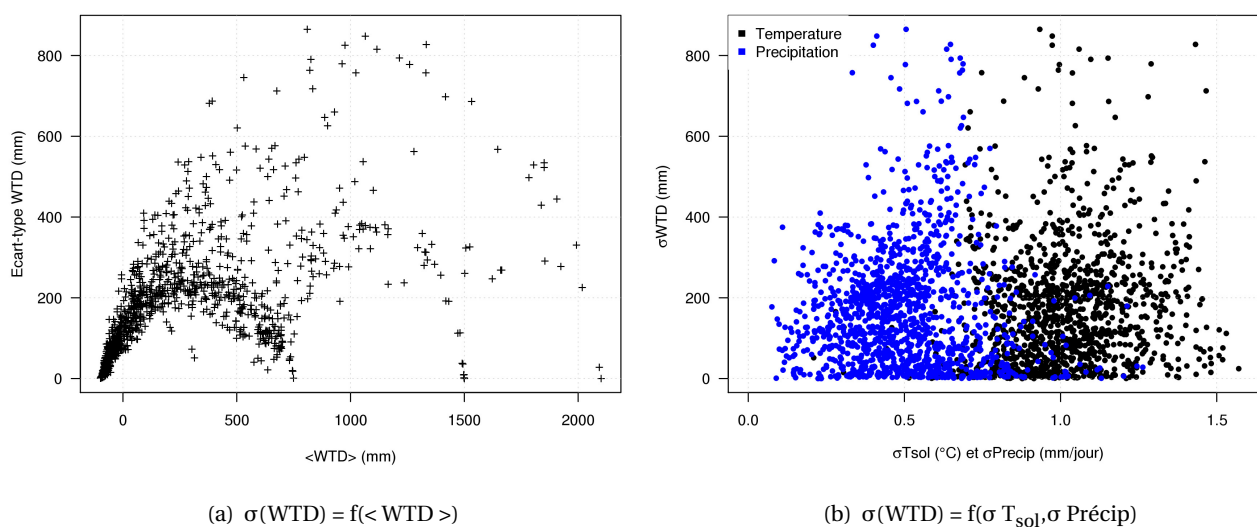


Fig. 4.24 – (a) : Relation entre l'écart-type de la position de nappe phréatique en fonction de la profondeur moyenne de nappe pour l'ensemble de la période 1980-2013. (b) : Écart-type de la profondeur de nappe phréatique en JJA (en mm) en fonction de l'écart-type de la température du sol en JJA (en °C) en noir et de l'écart-type de la précipitation en JJA (en mm/jour) en bleu pour chaque point de grille représentant les tourbières situées au dessus de 45° nord.

En revanche, les tourbières situées en plaine d'Europe orientale ont une forte variabilité interannuelle de températures et de précipitations (Figure (a),(b) et (c) 4.25). Or, ces tourbières ont le plus fort écart-type de nappe phréatique (Figure 4.23). En comparaison avec les cartes de corrélations 4.25, la profondeur de nappe phréatique des tourbières est bien corrélée à la température de JJA pour les plaines d'Europe orientale et de Sibérie occidentale.

L'anti-corrélation entre la profondeur de nappe phréatique et la précipitation en JJA est cependant plus marquée en Sibérie occidentale qu'en plaines d'Europe orientale (Figure 4.25 a). En effet, les tourbières d'Europe et ouest de la Russie sont dans un climat plus chaud et la variabilité interannuelle de la profondeur de nappe phréatique en été s'explique par la variabilité de la précipitation au printemps (AMJ) (Figure 4.25 c).

Les écarts-types interannuels de profondeurs de nappe ne semblent pas être corrélées, entre points de grilles, avec les écarts-types de température et de précipitation, comme on peut le voir sur la figure 4.24(b) où l'ensemble des écarts types des tourbières des hautes latitudes nord y est représenté. Cependant, cette figure laisse montrer que les écarts-types de profondeurs de nappe phréatique les plus grands semblent être situés dans les régions où l'écart-type de précipitation est relativement élevé.

Pour comprendre la variabilité interannuelle de la profondeur de nappe des tourbières, l'anomalie de la profondeur de nappe, de la précipitation et de la température en JJA ont été calculées pour chaque année par rapport à leur valeur moyenne en JJA du climat moyen 1980-2013. Cette étude n'ayant montré aucune relation existant entre la variation interannuelle de la précipitation (resp. température) et de la profondeur de nappe à l'échelle des hautes latitudes, elle n'a pas été montrée dans cette section.

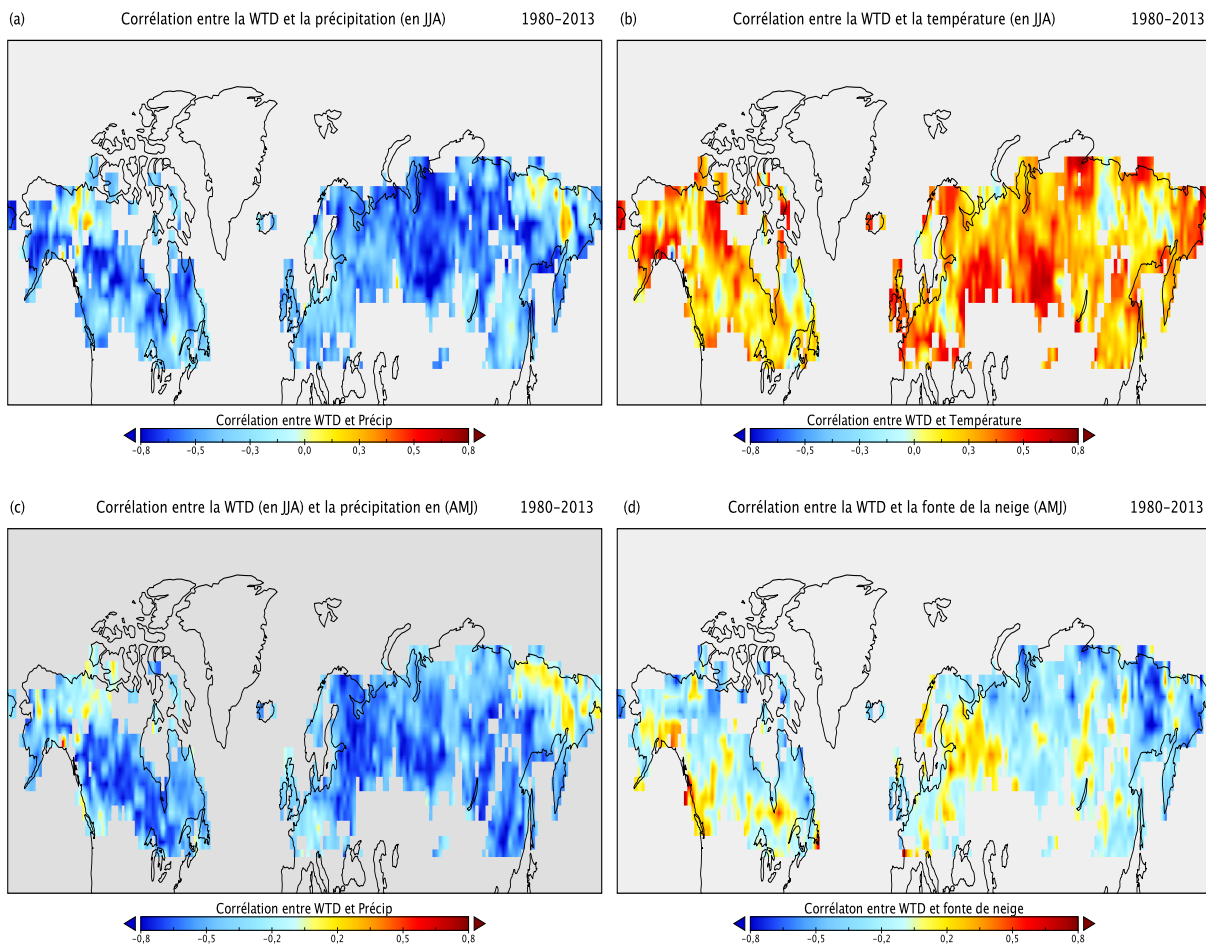


Fig. 4.25 – Corrélation temporelle entre la position de nappe en JJA et : (a) la précipitation en JJA, (b) la température en JJA, (c) la précipitation en AMJ et (d) la quantité de fonte de neige en AMJ entre 1980 et 2013. La corrélation négative entre la profondeur de nappe et la précipitation (figure a, c et d) montre une bonne sensibilité de la nappe à la précipitation, l'augmentation de précipitations entraînant une diminution de la profondeur de nappe.

De manière générale, les variations interannuelles de profondeur de nappe phréatique des tourbières dépendent fortement des régions. L'étude de sensibilité des variations de l'hydrologie en fonctions de variations interannuelles du climat doit être faite à l'échelle régionale.

4.3.1.2 À échelle régionale : cas du bassin de l'Ob

Dans le paragraphe précédent, l'étude de la variabilité interannuelle à grande échelle a permis de localiser les régions où les variations interannuelles sont les plus grandes. La variabilité interannuelle de l'hydrologie des tourbières est étudiée à plus fine échelle afin de mieux comprendre la provenance des variations locales de profondeur de nappe phréatique. Cette section analyse le comportement de l'hydrologie des tourbières du bassin de l'Ob.

D'après les études de Fukutomi *et al.* (2003), les variations de précipitations moyennes en JJA⁹ des bassins sibériens de l'Ob, de Yenisei et de la Lena sont représentatives et corrélées aux variations annuelles de précipitations. Les variations interannuelles des tourbières du bassin de l'Ob sont donc étudiées en ne tenant compte que du climat moyen de juin à août pour la période 1980-2013 à l'exception du ruissellement de surface sortants des tourbières qui est moyenné pour la période de juillet à septembre afin de réduire l'effet de la réponse de la fonte de la neige.

Les variations interannuelles de profondeurs de nappe phréatique des tourbières du bassin de l'Ob sont représentées sur la figure 4.26. Ces variations sont anti-corrélées aux précipitations et corrélées aux températures de surface avec un coefficient de corrélation R respectif de -0.80 et de 0.58. Pour le bassin de l'Ob, la profondeur de nappe phréatique moyenne en été entre 1980 et 2013 est située autour de 22 cm de profondeur avec une variation relative annuelle moyenne de 37 %. Dans cette région, la température estivale varie jusqu'à $\pm 2^\circ\text{C}$ par rapport à la moyenne, et la précipitation de ± 0.6 mm/jour. Le ruissellement des tourbières moyen de juillet à septembre est corrélé aux variations de précipitations en JJA ($R=0.84$) avec un taux moyen de 0.3 mm/jour et une variation annuelle moyenne de 0.06 mm/jour.

Bien que les variations de précipitations (figure 4.26) représentent uniquement la précipitation moyenne dans les régions où les tourbières sont présentes dans le bassin de l'Ob, ces variations de précipitations suivent le même profil que les précipitations de l'ensemble du bassin de l'Ob étudié par Fukutomi *et al.* (2003). Par ailleurs, ces études ont mis en avant la présence de variabilité quasi-décennale entre les été secs et humides d'une périodicité de 6-8 ans. Cette variabilité quasi-décennale a également été observée dans les études de Semiletov *et al.* (2000). L'origine de cette variabilité reste cependant incertaine. Bien que l'oscillation nord atlantique (NAO¹⁰) varie avec une périodicité similaire, les variations de précipitations estivales du bassin de l'Ob ne semblent pas être corrélées avec le signal de la NAO hivernal.

Parmi les années extrêmes, la précipitation estivale moyenne en 1989 est inférieure à 1.4 mm/jour soit 30 % de moins qu'en moyenne. Une année sèche entraîne une augmentation de profondeur de nappe phréatique de 120 % par rapport à la moyenne (+50 cm). À l'inverse, 2001 étant particulièrement humide avec 2.7 mm/jour en moyenne en JJA, cela entraîne une diminution de 80 % de la

9. juin, juillet et août

10. North Atlantic Oscillation

profondeur de nappe par rapport à la moyenne soit 4.5 cm de profondeur. Cependant, les tendances des températures estivales lors de ces années extrêmes sont anti-corrélées aux précipitations avec un facteur de corrélation $R=-0.5$. En effet, la température est de 1.25 °C plus chaude qu'en moyenne en 1989 tandis qu'elle est de 0.3 °C plus froide en 2001.

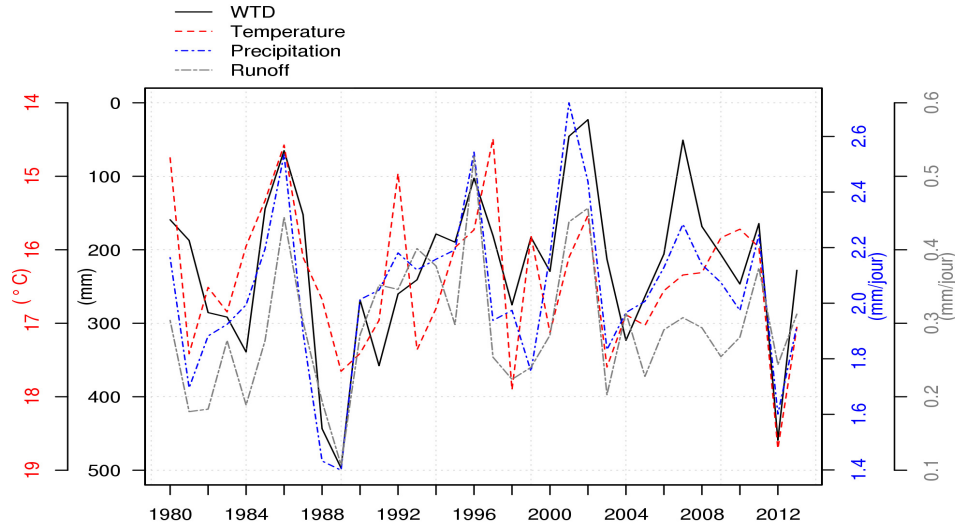


Fig. 4.26 – Variations interannuelles des profondeurs de nappe phréatique (en mm) en noir, de température de la surface du sol (en °C) en rouge et de précipitation (en mm/jour) en bleu en JJA et de ruissellement des tourbières (en mm/jour) en JAS entre 1980 et 2013 pour l'ensemble des tourbières du bassin de l'Ob. Pour plus de lisibilité, l'échelle de la température et de la profondeur de nappe sont inversées par rapport à la précipitation.

Pour les années à faibles précipitations, les années 1988 et 1989 ont seulement 0.03 mm/jour de différence. En revanche, la différence de nappe entre ces deux années s'élève à 5 cm, ce qui peut s'expliquer par une différence de 1°C entre ces deux années. À l'inverse, l'été 2002 a de fortes précipitations avec 2.4 mm/jour soit 0.3 mm/jour de moins qu'en 2001. Cependant, la profondeur de nappe phréatique est à 2.3 cm de profondeur soit 2.2 cm plus proche de la surface qui est expliquée par une température de 0.6° plus faible que l'année précédente. En conclusion, la température influence également la position de nappe phréatique en été de part les différences de flux d'évaporation (Cf paragraphe 4.2.1.2).

Les variations de profondeurs de nappe ont été étudiées pour les tourbières du bassin de l'Ob. Afin de connaître l'amplitude des variations de nappes phréatiques de chaque tourbière du bassin, on effectue une analyse composite (Brown et Hall, 1999; Touchan *et al.*, 2005). Cette méthode permet de déterminer la relation existant entre les précipitations extrêmes, les températures extrêmes et les positions de nappe associées. Les anomalies composites des positions de nappe sont illustrées dans la figure 4.27(a), en opposant les 5 années les plus chaudes et les plus froides ainsi que les 5 années les plus sèches et les plus humides sur la figure 4.27(b). Ces années extrêmes ont été choisies à partir d'une moyenne sur l'ensemble des mailles des tourbières présentes sur le bassin de l'Ob. La région située entre 75° et 90° est et au sud de 60° nord est principalement responsable des années sèches et humides observées en moyenne sur la figure 4.26. En effet, les variations de positions de nappe phréatique dans cette région sont bien corrélées (resp. anti-corrélées) aux variations de température (resp. précipitation) (Figure 4.28). D'après une régression multi-linéaire, les variations de nappe phréatique sont plus sensibles aux variations de précipitation que de température. Pour les points de

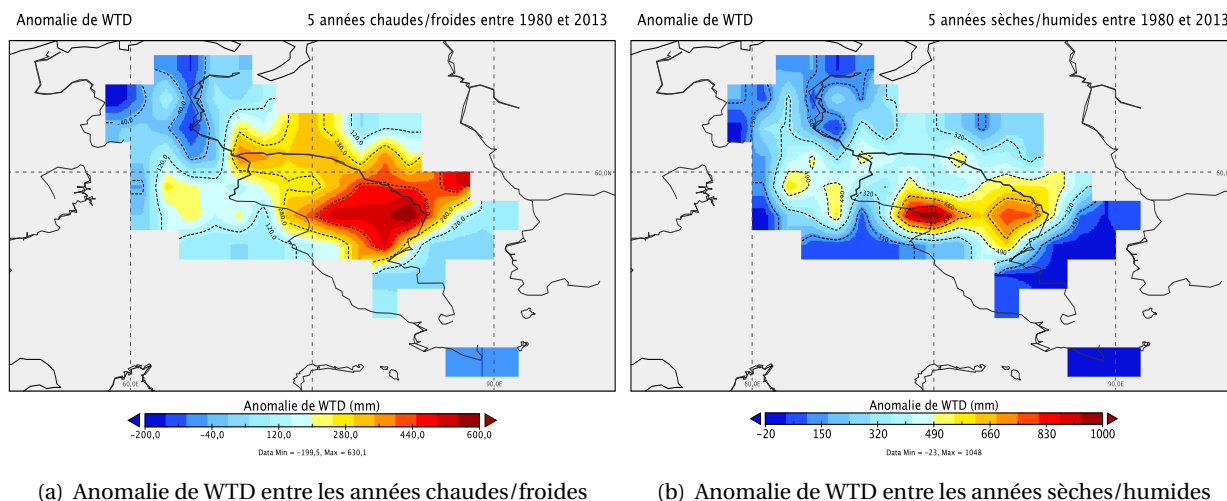


Fig. 4.27 – Anomalies de profondeurs de nappe phréatique en JJA (mm) entre la moyenne (a) des 5 années les plus chaudes et les plus froides et (b) les 5 années les plus sèches et les plus humides, entre 1980 et 2013 pour les tourbières du bassin de l'Ob.

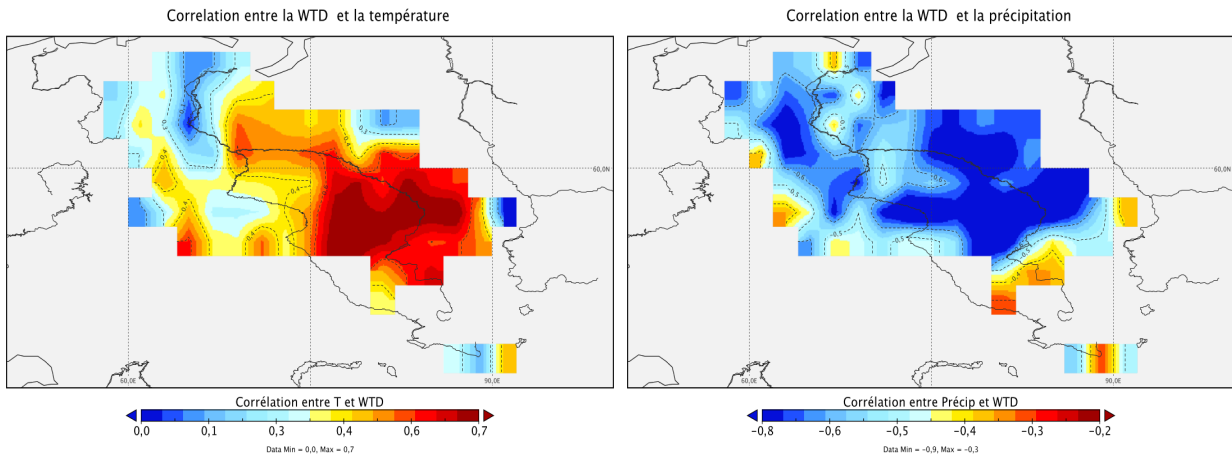
grille où le coefficient de corrélation de la régression (équation ci dessous) est supérieur à 0.60 (coefficient moyen de 0.67), correspondant aux mailles où l'anomalie de profondeur de nappe est la plus forte (Figure 4.27(a)), la relation moyenne existant entre la température (T) et la précipitation (Pr) est la suivante :

$$\text{Position de nappe phréatique} = -430 \times \text{Pr} + 53 \times T \quad (R^2 = 0.67) \quad (4.1)$$

Compte tenu du coefficient de corrélation trop faible pour les autres points de grilles des tourbières du bassin de l'Ob, les coefficients issus de la régression multi-linéaire obtenus pour chaque point de grille ne sont pas montrés. Les points de grilles où le coefficient de corrélation entre précipitation et profondeur de nappe phréatique est faible correspondent aux tourbières inondées en permanence.

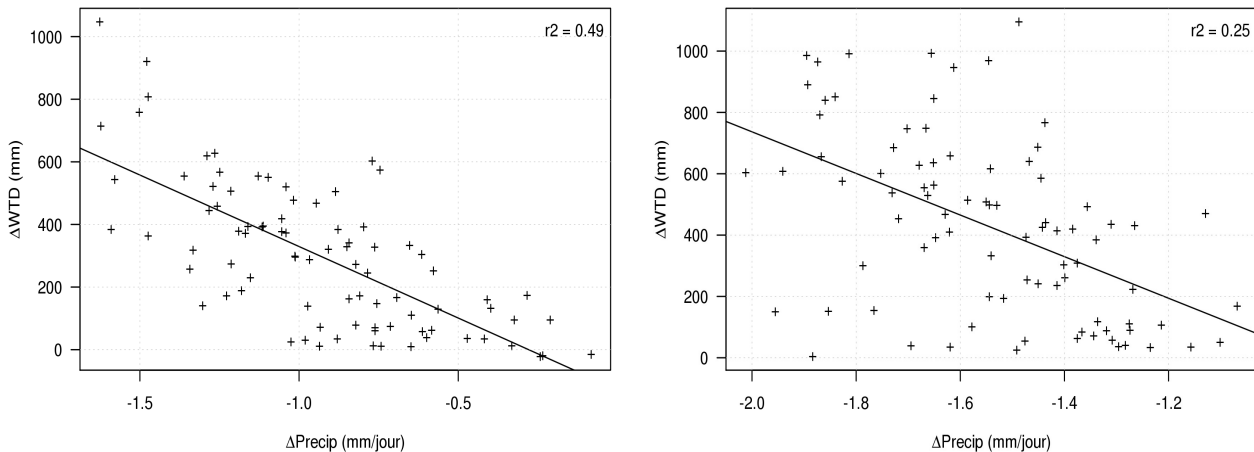
Pour les points de grilles où l'anomalie de profondeur de nappe est supérieur à 400 mm (Figure 4.27(a)), la position de nappe phréatique varie jusqu'à plus de 1 m de profondeur entre les années les plus humides et les plus sèches pour une différence de précipitation moyenne de 1.6 mm/jour. Avec 3 °C de différence, les années extrêmes en température dans cette même région provoquent une variation de profondeur de 60 cm. Par ailleurs, il est à préciser que parmi les 5 années les plus chaudes, deux années (1981 et 1989) correspondent également aux années les plus sèches.

La figure 4.27 permet de localiser les régions responsables des années extrêmes sur l'ensemble du bassin. Les différences de précipitations sont en effet plus marquées dans la région située entre 75° - 90° est au sud de 60° nord. La sensibilité entre les écarts de précipitation et l'écart de nappe phréatique obtenue avec la méthode composite est représentée sur la figure 4.29(a). En effet, les points de grilles où l'écart de nappe phréatique est faible correspondent à de faibles écarts de précipitation et inversement (Figure 4.27). En moyenne, la différence de température entre les 5 années les plus chaudes et les plus froides est de 3 °C sur l'ensemble des tourbières du bassin. La différence de profondeur de nappe correspondante est de 164 mm. Entre les années extrêmes en précipitation, soit 0.93 mm/jour de différence, la différence de profondeur de nappe moyenne est de 296 mm.



(a) Corrélation entre profondeur de nappe et température (b) Corrélation entre profondeur de nappe et précipitation

Fig. 4.28 – Corrélation temporelle entre la position de nappe phréatique et (a) la température, (b) la précipitation. La précipitation est anti-corrélée à la profondeur de nappe phréatique. Les valeurs négatives de la figure (b) montre une bonne relation entre précipitation et position de nappe.



(a) Anomalie sur valeurs moyennes du bassin

(b) Anomalie sur valeurs de chaque point de grille

Fig. 4.29 – Différence de profondeurs de nappe phréatique (en mm) en fonction des différences de précipitations (en mm/jour), pour chaque point de grille, entre les 5 années les plus sèches et les 5 années les plus humides parmi les données (a) moyennées sur l'ensemble du bassin, (b) les années extrêmes de chaque point de grille.

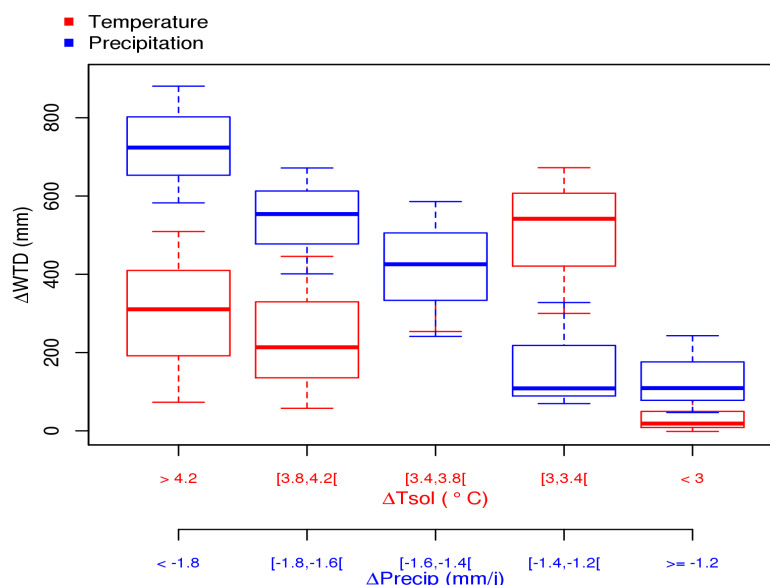


Fig. 4.30 – Diagramme en boîte illustrant l'écart de profondeur de nappe phréatique en fonction des différents écarts de précipitation (en bleu) et de température de surface (en rouge) obtenus lors des années extrêmes (en précipitation et en température respectivement) de chaque point de grille des tourbières du bassin de l'Ob. Le premier quartile, la médiane et le troisième quartile sont représentés respectivement en bas, milieu et haut du diagramme. Les valeurs extrêmes sont identifiées par les segments.

Une autre étude a été effectuée en déterminant les écarts de précipitations maximales pour chaque point de grille. La figure 4.29(b) montre la relation existant entre l'écart de précipitations entre les années les plus sèches/humides observées pour chaque point de grille et l'écart de profondeur de nappe phréatique associée à ces années extrêmes. L'écart de précipitations moyennes est alors de 1.5 mm/jour avec un écart variant de 1 à 2 mm/jour selon les mailles. En comparant les deux figures 4.29, les variations de profondeur de nappe phréatique calculées parmi les années extrêmes de chaque point de grille sont moins sensibles aux écarts de précipitations que celles calculées pour l'ensemble du bassin. Sur la figure 4.29(b), les variations de nappe phréatique sont calculées parmi des années extrêmes qui diffèrent selon chaque maille. Étant donné que les autres variables météorologiques ne sont pas prises en compte, la sensibilité des écarts de positions de nappe aux écarts de précipitations est dans ce cas, plus faible.

Enfin, pour comprendre les variations interannuelles de nappe phréatique, la figure 4.30 présente les écarts de nappe phréatique en fonction des écarts de températures et de précipitations associées. Sur la figure 4.30, on remarque une linéarité de la variation de nappe phréatique avec la précipitation (en bleu sur la figure 4.30). Les variations de position de nappe phréatique entre les années extrêmes augmentent avec l'amplitude des variations de précipitation. En revanche, les importantes variations de température n'entraînent pas de plus grands écarts de positions de nappe. Les variations interannuelles de nappe phréatique les plus prononcées se produisent lors des écarts de précipitations les plus importants (Figure 4.30).

4.3.2 Variations interannuelles du climat futur du bassin de l'Ob de 2080 à 2100

Afin de savoir si les variations interannuelles du climat futur sont différent d'actuellement, ces variations sont étudiées pour la période de 2080 à 2100 sur le bassin de l'Ob. Le forçage utilisé est celui du scénario RCP 8.5 du modèle IPSL-CM5A-LR (Dufresne *et al.*, 2013). Afin de mieux interpréter les changements interannuels qui existent entre le climat actuel et futur, l'état du climat moyen actuel et futur doit également être traité.

Climat moyen du bassin de l'Ob actuel et futur

La profondeur de nappe phréatique des tourbières du bassin de l'Ob est en moyenne de 516 mm en été pour un climat moyen de 2080-2100. La température moyenne du bassin de l'Ob en été est de 25°C environ contre 16°C en 1980-2013. La précipitation moyenne est de 1.9 mm/jour soit seulement 0.1 mm/jour de moins qu'en 1980-2013. Avec une forte augmentation de la température, les tourbières se sont asséchées de près de 300 mm en été entre 1980-2013 et 2080-2100. La figure 4.31 (a) montre cependant des changements de nappes qui diffèrent fortement selon les régions. Les régions du nord sont les plus impactées avec une différence allant jusqu'à 1500 mm tandis que les tourbières situées à l'ouest du bassin s'humidifient jusqu'à 200 mm.

Ces différences s'expliquent principalement par les changements de précipitations (Figure 4.31 (b)). L'assèchement des tourbières situées au nord-est du bassin s'expliquent par l'importante chute de précipitation dans cette région. Pour l'ensemble du bassin, l'augmentation de température est de 9° en été, variant de 8 à 10°C suivant les régions. Le nord-ouest du bassin est particulièrement touché par la hausse des températures (cette figure n'est pas montré). De ce fait, l'assèchement des tourbières situées au nord-ouest peut s'expliquer par une forte hausse des températures dépassant les 10°C entre le climat moyen de 2080-2100 et celui de 1980-2013.

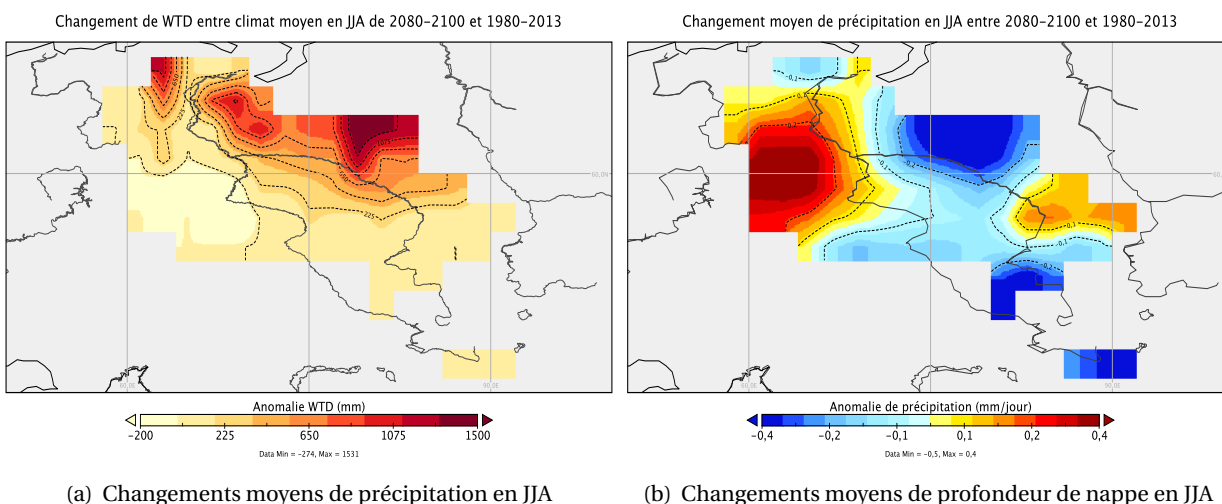


Fig. 4.31 – Anomalie de (a) profondeur de nappe phréatique et (b) de précipitation en été entre le climat moyen de la fin du 21^{ème} et fin du 20^{ème} siècle

Les changements moyens de positions de nappe phréatique entre la fin du 21^{ème} et la fin du 20^{ème} siècle s'expliquent principalement par les changements de précipitations dans ces régions, bien que

ces différences soient peu marquées. En effet, une baisse de précipitations de seulement 0.4 mm/jour entraîne une augmentation de profondeur de nappe phréatique de 1500 mm. Cependant, pour une même réduction de précipitation, la différence de nappe phréatique n'est pas autant marquée pour le climat actuel. En effet, la diminution de l'apport en eau a un effet d'autant plus important que la température est élevée.

Le réchauffement climatique est important pour le bassin de l'Ob en été. Cependant, les anomalies de positions de nappe phréatique sur la figure 4.31(a) n'ont pas de similitude avec le pattern des années extrêmes en température et en précipitation dans le climat actuel (figure 4.27). Le changement moyen de l'hydrologie des tourbières entre la fin du 21^{ème} et la fin du 20^{ème} siècle n'a pas comme simple analogue les changements d'hydrologie qui se produisent lors des années extrêmes de précipitations et de températures pour la période actuelle de 1980 à 2013.

Variations interannuelles de 2080 à 2100

Les variations interannuelles de profondeurs de nappe des tourbières du bassin de l'Ob sont représentées sur la figure 4.32 pour la période comprise entre 2080 et 2100. Comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent 4.3.1.2, ces variations sont corrélées aux variations de précipitations et de température avec un coefficient de corrélation R^2 respectif de 0.70 et de 0.51. La corrélation de ces changements est alors plus importante que pour la période comprise entre 1980 et 2013. En revanche, les changements de ruissellement ne sont pas corrélés aux changements de températures et de précipitations (R^2 de 0.15 et 0.36).

En moyenne, la différence de température entre l'année la plus chaude et l'année la plus froide est de 5.8 °C sur les tourbières, soit une différence environ deux fois plus élevée qu'entre 1980 et 2013. L'anomalie de profondeur de nappe (entre les années les plus chaudes/froides) correspondante est de 614 mm. Parmi les années extrêmes en précipitations, soit 1.7 mm/jour de différence, l'anomalie de profondeur de nappe moyenne associée est de 840 mm.

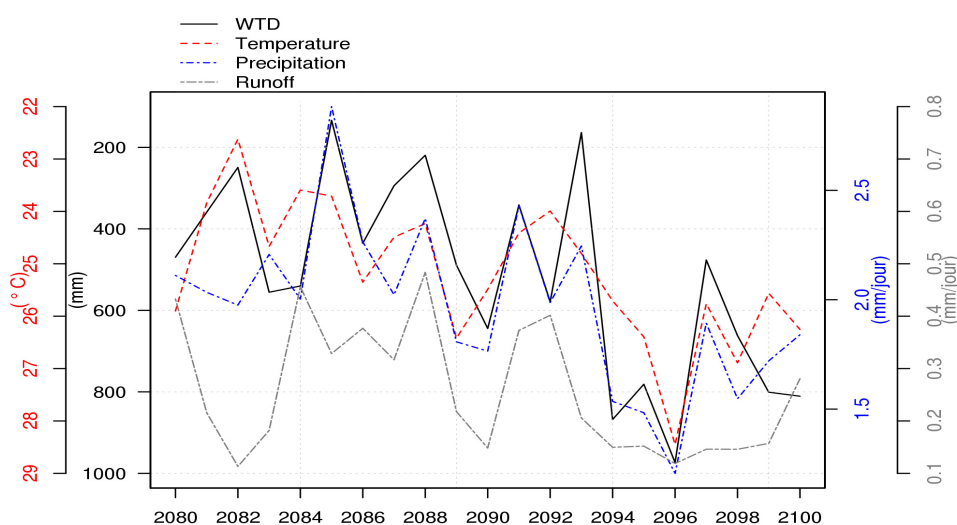


Fig. 4.32 – Variations interannuelles des profondeurs de nappe phréatique (en mm) en noir, de température de la surface du sol (en °C) en rouge et de précipitation (en mm/jour) en bleu entre 2080 et 2100 pour l'ensemble des tourbières du bassin de l'Ob.

Afin de comparer les variations interannuelles futures avec les variations simulées entre 1980 et 2013, les anomalies de profondeur de nappe phréatique ont également été calculées pour les 5 années les plus chaudes et les plus froides ainsi que les 5 années les plus sèches et les plus humides. Les différences de nappe phréatique observées entre les années les plus sèches et les plus humides sont illustrées sur la figure 4.33(b).

Les différences observées sont localisées dans la région au centre du bassin de l'Ob. La différence de précipitations est la plus forte dans cette région et atteint jusqu'à 1.8 mm/jour. Cette région est responsable des variations interannuelles de profondeur de nappe simulées dans la figure 4.32. En effet, les années les plus sèches et les plus humides dans la région où l'anomalie de nappe phréatique est négative ne correspondent pas aux années extrêmes déterminées pour l'ensemble du bassin de l'Ob. De ce fait, dans ces régions l'anomalie de précipitation est positive. L'anomalie de température, représentée à gauche de la figure 4.32, est également localisée au centre du bassin. En revanche, l'anomalie de température la plus élevée est localisée au sud du bassin entre 60° et 80° est, avec un écart de température maximal de 4.3°. Les régions où l'anomalie de nappe phréatique est négative correspondent aux régions où l'écart de température est inférieur à 3°C. De plus, cette différence provient de la différence de précipitations entre les années les plus chaudes et les années les plus froides. C'est le cas pour la région du nord-ouest. Malgré une hausse de 3°C dans cette région, la hausse de 0.45 mm/jour en moyenne permet une d'obtenir une différence de nappe phréatique de 400 mm. À l'inverse, les autres régions ont moins de précipitations entre ces années avec un écart allant jusqu'à 1.65 mm/jour. Cela engendre une forte anomalie avec une profondeur de nappe de 800 mm plus profonde lors de ces années extrêmes.

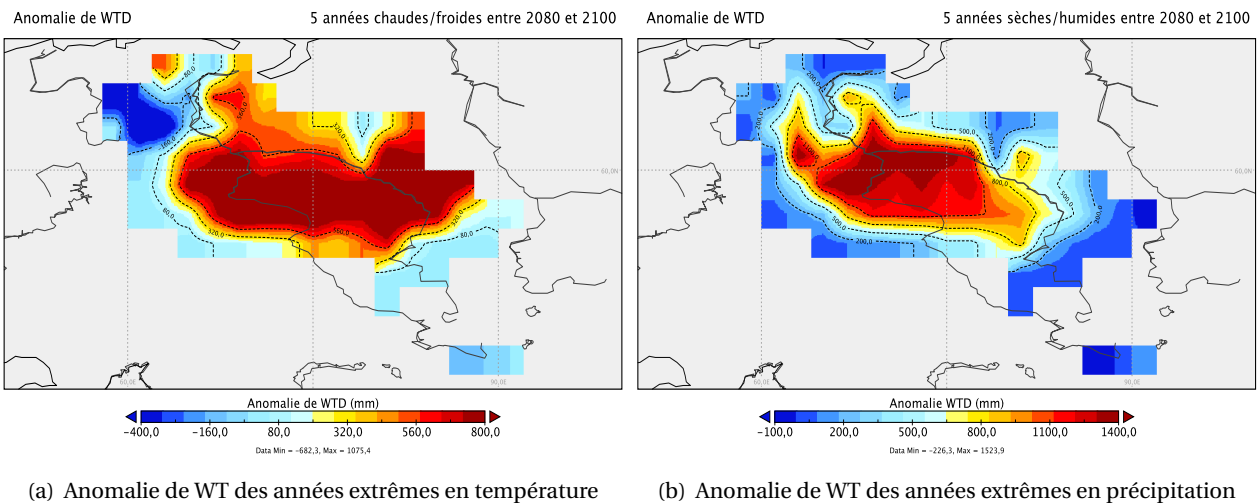


Fig. 4.33 – Anomalies de profondeurs de nappe phréatique (WT) (en mm) entre la moyenne (a) des 5 années les plus chaudes et les plus froides et (b) les 5 années les plus sèches et les plus humides, entre 2080 et 2100 pour les tourbières du bassin de l'Ob.

En comparaison avec les anomalies de la période 1980-2013, les différences de nappe phréatique lors des années extrêmes en précipitation et en température à la fin du siècle sont plus importantes. Cependant, les écarts de précipitation et de température entre les années les plus extrêmes sont du même ordre de grandeur entre la période de 1980 à 2013 et de 2080 à 2100, avec une différence moyennes de précipitation de 0.92 et 0.94 mm/jour respectivement et une différence moyenne de

température de 3 et 3.3°C. Compte tenu des températures plus élevées, les changements de nappe phréatique sont alors plus sensibles aux changements de précipitations comme nous pouvons le voir dans la figure 4.34.

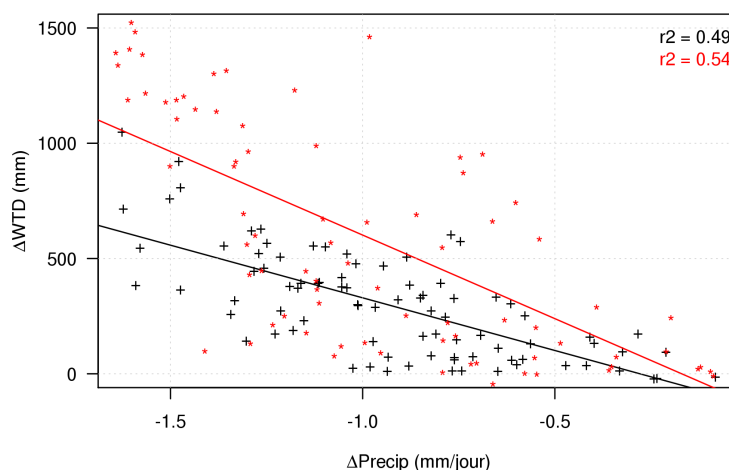


Fig. 4.34 – Relation entre l’amplitude des variations de nappe phréatique (en mm) entre les années sèches et humides du bassin en fonction des différences de précipitations (en mm/jour) pour chaque point de grille en noir pour la période 1980-2013 en rouge pour 2080-2100.

En résumé, les variations interannuelles de précipitations et de température ne sont pas plus importantes à la fin du 21^{ème} qu’actuellement. En revanche, l’augmentation de la température moyenne tend à assécher les tourbières du bassin de l’Ob et plus particulièrement au nord-est du bassin où cette région subit une diminution moyenne de précipitation de 0.4 mm/jour. L’augmentation de la profondeur de nappe phréatique lors des années à faibles précipitations est cependant plus importante à la fin du 21^{ème} siècle qu’actuellement. Le réchauffement climatique rend alors les tourbières du bassin de l’Ob plus sensibles aux variations climatiques et en particulier les années à faibles précipitations.

4.4 Conclusion

Ce chapitre a permis de simuler l’hydrologie des tourbières aussi bien pour l’ensemble des hautes latitudes nord qu’à échelle régionale. L’étude de l’évolution de l’hydrologie des tourbières à échelle climatologique de la section 4.2 a consisté à déterminer l’état moyen des tourbières actuelles et futures. L’étude des variations hydrologiques des tourbières à échelle interannuelle de la section 4.3 a permis de déterminer d’une part les régions où les variations de l’hydrologie est la plus importante en été et, d’autre part, à déterminer l’amplitude des changements de nappes phréatiques lors des conditions météorologiques extrêmes pour le cas de la région des tourbières du bassin de l’Ob (section 4.3.1.2).

Dans les latitudes au nord de 45° N, la profondeur de nappe phréatique annuelle moyenne simulée varie entre 10 cm au dessus de la surface et 170 cm de profondeur. Cette moyenne annuelle est effectuée selon le climat moyen compris entre 1980 et 2013 avec le forçage CRUNCEP v5.3.2. Les

tourbières les plus sèches sont localisées dans les régions les plus froides avec un faible apport en eau. Ces tourbières sont également situées dans les régions montagneuses. Plus précisément, elles sont situées dans les monts Mackenzie au Canada, les monts de Tcherski et de Verkhoïansk en Russie et dans le massif des Carpates en Europe centrale. Ces régions montagneuses ont probablement un climat local qui n'est pas représenté avec un forçage climatique à grande échelle. La précipitation dans ces régions est probablement sous-estimée pour ces tourbières. De plus, la fraction des tourbières dans ces régions est importante et représente près de 35% de la maille en moyenne. De ce fait, la quantité d'eau nécessaire pour saturer ces sols en eau est importante et peut également expliquer ce déficit en eau.

L'étude du cycle saisonnier de la profondeur de nappe du climat moyen 1980-2013 a été effectuée par catégorie de fractions de tourbières. En effet, plus la fraction de tourbières est élevée et plus l'apport en eau doit être conséquent pour permettre une haute teneur en eau dans ces sols. De ce fait, la position de nappe phréatique est d'autant plus profonde que la fraction de tourbière correspondante est élevée. Les tourbières des régions montagneuses susmentionnées sont les plus sèches aussi bien en été qu'en hiver. De plus, l'apport en eau des tourbières provient fortement de la fonte de la neige au printemps. De ce fait, les tourbières situées dans les régions les plus froides ont une teneur en eau plus faible. Il est à noter que le modèle surestime la sublimation de la neige, sous-estimant ainsi l'apport en eau et donc la teneur en eau des sols des tourbières.

Le cycle saisonnier des tourbières inondées (profondeur < 2 cm) et la variation saisonnière de leur superficie totale ont été étudiés et comparés aux observations des surfaces inondées des zones humides (Prigent *et al.*, 2007). La superficie des tourbières inondées simulée par le modèle est sous-estimée au printemps lors de la période de fonte de neige. Elle est mieux représentée au milieu de l'été, à partir de juillet. Le cycle saisonnier des tourbières inondées a également été étudié pour le climat moyen de 2080-2100 avec le scénario RCP 8.5. Les conséquences du réchauffement climatique entraînent une augmentation de la fonte de la neige et donc de l'apport en eau. La superficie des tourbières inondées tend à être deux fois plus élevée à la fin du siècle qu'actuellement.

Pour déterminer la sensibilité des tourbières à la précipitation, une étude a été effectuée en distinguant les régions des tourbières minérotrophes des tourbières pouvant être ombrotrophes, autrement dit avec un apport en eau provenant uniquement des précipitations. Telles que modélisées, les tourbières minérotrophes se sont avérées être le type de tourbières les plus sensibles à la précipitation. Par ailleurs, cette sensibilité a également été confirmée en considérant des tourbières minérotrophes dans les régions potentiellement ombrotrophes. Ces dernières ont une sensibilité à la précipitation plus importantes lorsque les processus de réinfiltration sont activés.

Les changements de l'hydrologie des tourbières ont été comparés en considérant le climat annuel moyen de 2080-2100 avec le climat annuel moyen de 1980-2013¹¹. Les tourbières les plus sèches actuellement tendent à s'humidifier fortement. Les scénarios climatiques RCP 4.5 et 8.5 montrent que les tourbières de ces régions montagneuses s'humidifient fortement. En effet, l'augmentation de la fonte des neiges due à la hausse des températures permet un apport en eau important au printemps. En revanche, les tourbières situées au nord de la Sibérie centrale tendent à s'assécher fortement. En effet, elles sont localisées dans les régions où l'augmentation de la température est la plus élevée avec une augmentation de 9°C en moyenne annuelle avec le scénario le plus pessimiste. L'augmentation

11. Les simulations tiennent compte de l'évolution du CO₂ atmosphérique.

de l'apport en eau au printemps perturbe également le cycle saisonnier des tourbières. En effet, la fonte de la neige permet aux tourbières d'avoir une variation saisonnière moins prononcée.

Pour le climat actuel, l'amplitude des variations interannuelles de la profondeur de nappe dépend des régions. Les régions où l'écart-type de la profondeur de nappe phréatique est élevé correspondent aux régions où l'écart-type de précipitation est important. L'étude des variations interannuelles a ensuite été effectuée pour le cas du bassin de l'Ob. Entre 1980 et 2013, les précipitations moyennes en JJA varient entre 1.4 et 2.7 mm/jour avec une différence de température variant de 14.4 à 18.7°C. L'écart maximal de profondeur de nappe phréatique moyenne pour l'ensemble du bassin varie entre 2 et 50 cm. Afin de comparer les différences observées lors des conditions météorologiques extrêmes, l'amplitude des variations de nappe phréatique des tourbières a été étudiée pour les 5 années les plus chaudes et les plus froides ainsi que les 5 années les plus humides et les plus sèches. Les profondeurs de nappe phréatique estivales moyennes varient avec les variations interannuelles de précipitations. La sensibilité des écarts de température reste relativement faible pour le climat présent.

L'étude des changements de variations interannuels entre la période 2080-2100 a permis de constater que les écarts de température et de précipitations parmi les années les plus extrêmes sont semblables aux écarts mesurés avec le climat actuel. En revanche, compte tenu de la forte hausse de la température et de la concentration de CO₂ atmosphérique, la sensibilité de la profondeur de nappe phréatique à la précipitation est plus importante pour la fin du 21ème siècle. Les tourbières de la région du bassin de l'Ob s'assèchent et les années à faibles précipitations impactent fortement l'hydrologie des tourbières de ce bassin.

Chapitre 5

Représentation des émissions de méthane des tourbières dans ORCHIDEE

Sommaire

5.1 Description des modules de carbone	144
5.1.1 Réservoir de carbone dans ORCHIDEE	144
5.1.2 Modèle de densités de flux de CH ₄	145
5.2 Émissions de méthane sur site des tourbières	150
5.2.1 Tourbière de la Guette	150
5.2.2 Tourbière du Minnesota	156
5.2.3 Émissions de méthane des tourbières : comparaison modèle - mesures	158
5.3 Étude comparative des émissions de méthane des tourbières	160
5.3.1 Comparaison avec le modèle standard de Walter	160
5.3.2 Comparaison avec le modèle d'inversion de Bousquet	162
5.4 Impact de la prise en compte de la conservation du carbone	165
5.5 Émissions rétrospectives et actuelles de méthane des tourbières	167
5.5.1 Budget de méthane moyen pour la période 1980-2013	168
5.5.2 Évolution du budget de méthane de 1901 à 2013	171
5.6 Projection des émissions de méthane à horizon 2100	178
5.6.1 Évolution des émissions de méthane des tourbières	179
5.6.2 Émission de méthane dans les régions de pergélisols	182
5.7 Conclusion	183

L'objectif de ce travail consiste à simuler les émissions de méthane issues des tourbières. Dans un premier temps, une adaptation aux modèles préexistants d'émissions de méthane a été produite, d'une part, pour se focaliser sur la végétation des tourbières et son stock de carbone associé et, d'autre part, afin de reproduire les variations de nappe phréatique. Ce modèle d'émissions est intégré au modèle ORCHIDEE. Ce chapitre décrit tout d'abord le fonctionnement du réservoir de carbone détaillé dans STOMATE, puis le fonctionnement du modèle d'émissions de méthane utilisé, à savoir le modèle de Walter *et al.* (2001) ainsi que les modifications de ce modèle effectuées par Ringeval *et al.* (2010) et celles apportées au cours de cette thèse pour déterminer les émissions de méthane des tourbières. L'impact d'une modification effectuée, à savoir, la conservation de la quantité de carbone sera détaillée à l'échelle des hautes latitudes dans la section 5.4 L'adaptation du modèle aux tourbières a ensuite permis d'évaluer leurs émissions actuelles et futures à l'échelle des hautes latitudes (>45°N). Les quantités d'émissions de CH₄ des tourbières obtenues ont été comparées dans la section

5.3 à celles de deux autres études (Bousquet *et al.*, 2011; Walter *et al.*, 2001). Par la suite, l'évolution actuelle (5.5.2) et future (5.6) des émissions de CH₄ des tourbières boréales a été effectuée tout en déterminant la contribution des tourbières situées en Russie, au Canada et en fonction des différents types de pergélisols.

5.1 Description des modules de carbone

La description succincte des différents réservoirs de carbone dans ORCHIDEE est donnée section 5.1.1 et décrit le fonctionnement de l'accumulation et des échanges de carbone dans le sol d'ORCHIDEE.

5.1.1 Réservoir de carbone dans ORCHIDEE

Les réservoirs de carbone dans le modèle ORCHIDEE sont découpés en 7 différents réservoirs dont 4 concernant la litière. La décomposition de la biomasse est répartie selon deux catégories elles-mêmes discrétisées en deux couches. La partie en surface est composée de feuilles, de fruits et de tiges et la partie souterraine est alimentée par les racines fines et le bois racinaire. Pour chacune des couches, la litière est divisée en deux réservoirs : la litière métabolique pour la décomposition rapide avec peu de lignine et la litière structurale pour la décomposition plus lente avec un contenu élevé en lignine. Le sol est ensuite divisé en 3 réservoirs de carbone en fonction du temps de résidence du carbone :

- Carbone actif (~1-5 ans)
- Carbone lent (~10-50 ans)
- Carbone passif (~100-1000 ans)

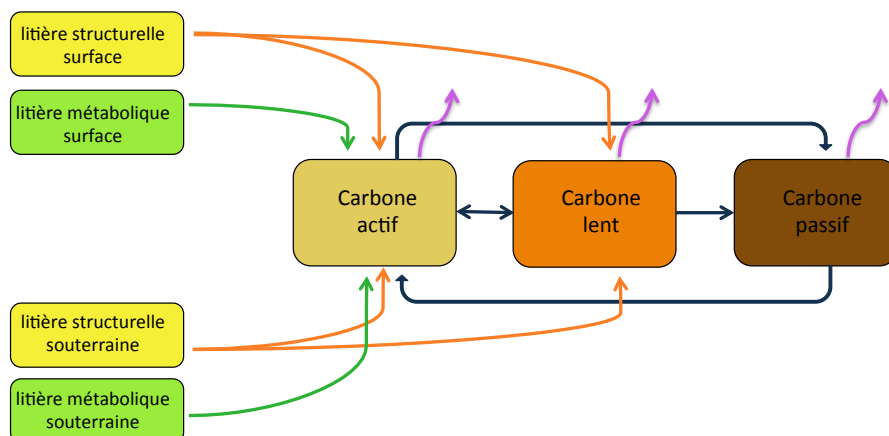


Fig. 5.1 – Représentation schématique des réservoirs de carbone dans ORCHIDEE et des flux entre chaque réservoir. Les flux entrants sont représentés en vert et orange, les flux d'échanges entre réservoirs en bleu et les flux sortants en violet.

Le schéma 5.1 illustre les trois types de flux de carbone. On distingue les flux entrants, sortants et d'échanges. Les flux entrants dans les réservoirs actifs et lents proviennent de la décomposition

de la litière. Les flux sortants représentent la décomposition du carbone et la respiration. Les flux d'échanges entre les différents réservoirs dépendent du contenu en argile. Les flux sortants F_{out} pour chacun des réservoirs C sont décrits selon l'équation 5.1 et dépendent du temps de résidence du réservoir τ_c , d'un facteur lié à la température R_{temp} et à l'humidité R_{moist} (Parton *et al.*, 1988).

$$F_{out} = \frac{dt}{\tau_c} \times C \times R_{temp} \times R_{moist} \quad (5.1)$$

$$R_{temp} = \exp\left(\ln 2 \times \frac{(T - 243)}{10}\right) \quad (5.2)$$

$$R_{moist} = -1.1 \times RH^2 + 2.4 \times RH - 0.29 \quad (5.3)$$

R_{temp} est borné entre 0 et 1 et est défini selon l'équation 5.2. R_{moist} est compris entre 0.25 et 1 et est déterminé par l'équation 5.3. Le facteur R_{temp} augmente avec la température T (en K). Il en est de même pour R_{moist} qui augmente avec l'humidité relative RH (%). Il n'y a pas de limitation spécifique de ce facteur lorsque l'humidité est saturante (proche de 1 dans ce cas).

5.1.2 Modèle de densités de flux de CH₄

Le modèle utilisé pour déterminer les émissions de méthane des tourbières est basé sur le modèle global d'émissions de zones humides naturelles développé par Walter *et al.* (2001), que l'on appelle par la suite "le modèle de Walter". Ce modèle a été d'ores et déjà réadapté et introduit au sein d'ORCHIDEE par Ringeval *et al.* (2010) en imposant des simplifications. Mon travail a consisté à réutiliser la base du modèle introduit au sein d'ORCHIDEE, en intégrant toutes les fonctionnalités du modèle de Walter *et al.* (2001) original et en adaptant ce modèle uniquement pour les tourbières. Dans cette section, le fonctionnement du modèle de Walter est décrit ainsi que les modifications apportées par Ringeval *et al.* (2010) et par mon travail de thèse.

5.1.2.1 Description du modèle de Walter *et al.* (2001)

Le modèle de Walter permet de déterminer la densité de flux de méthane issu des zones humides naturelles en décrivant les processus physiques des flux de méthane par diffusion, ébullition et par le transport par les plantes. Ce modèle a tout d'abord été développé en 1D (selon la profondeur du sol) sur un site (Walter *et al.*, 1996). Dans un second temps il a été paramétré et optimisé selon 6 sites (Walter et Heimann, 2000) puis élargi en 3D à l'échelle globale (Walter *et al.*, 2001). La profondeur du sol est scindée en 171 couches parallèles d'un cm d'épaisseur, jusqu'à une profondeur de sol de 170 cm.

Les données d'entrée journalières sont la position de la nappe phréatique, la température du sol et la NPP. Le taux de production du méthane dépend alors de ces données d'entrée. Cette production s'effectue dans les couches de sols situées en dessous de la position de nappe phréatique avec un pas de temps horaire. L'évolution temporelle de la concentration de CH₄ pour chaque couche de sol (z) est décrite selon cette équation de continuité :

$$\frac{\partial}{\partial t} C_{CH_4}(t, z) = -\frac{\partial}{\partial z} F_{diff}(t, z) + Q_{ebull}(t, z) + Q_{plant}(t, z) + R_{prod}(t, z) + R_{oxid}(t, z) \quad (5.4)$$

avec $C_{CH_4}(t, z)$ représente la concentration de méthane à un temps t pour une profondeur z, F_{diff} est le flux de diffusion de méthane, Q_{ebull} et Q_{plant} le flux de méthane par ébullition et par le trans-

port par les plantes, R_{prod} le taux de production et R_{oxid} le taux d'oxydation du méthane. Le fonctionnement du modèle est représenté schématiquement selon la figure 5.2.

Le flux de diffusion de méthane à travers les pores du sol est décrit par la loi de Fick :

$$F_{diff}(t, z) = -D_{CH_4} \frac{\partial}{\partial z} CH_4(t, z) \quad (5.5)$$

avec le coefficient de diffusion de méthane à la profondeur z décrit par la relation Penman $D_{CH_4}(z) = D_i \times 0.66 \times f_{coarse}$ avec le coefficient de diffusion $D_i = 0.2 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$, 0.66 est le coefficient de tortuosité et f_{coarse} la porosité. Lorsque le sol est saturé en eau, le coefficient de diffusion $D_i = 10^{-4} \times 0.2 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (Scheffer *et al.*, 1982). Dans le modèle, les coefficients de diffusion¹ dans l'air $diff_{air} = 12 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ et le coefficient de diffusion aux interfaces sol-air $diff_{sa} = 3.96 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$. Ces coefficients sont utilisés pour déterminer les coefficients de diffusion aux interfaces sol-eau $diff_{sw}$ et eau-air $diff_{wa}$ pour le cas de l'eau stagnante et sont décrits dans l'équation ci dessous :

$$diff_{sw} = 10^{-4} diff_{sa} \quad (5.6)$$

$$diff_{wa} = 10^{-4} diff_{air} \quad (5.7)$$

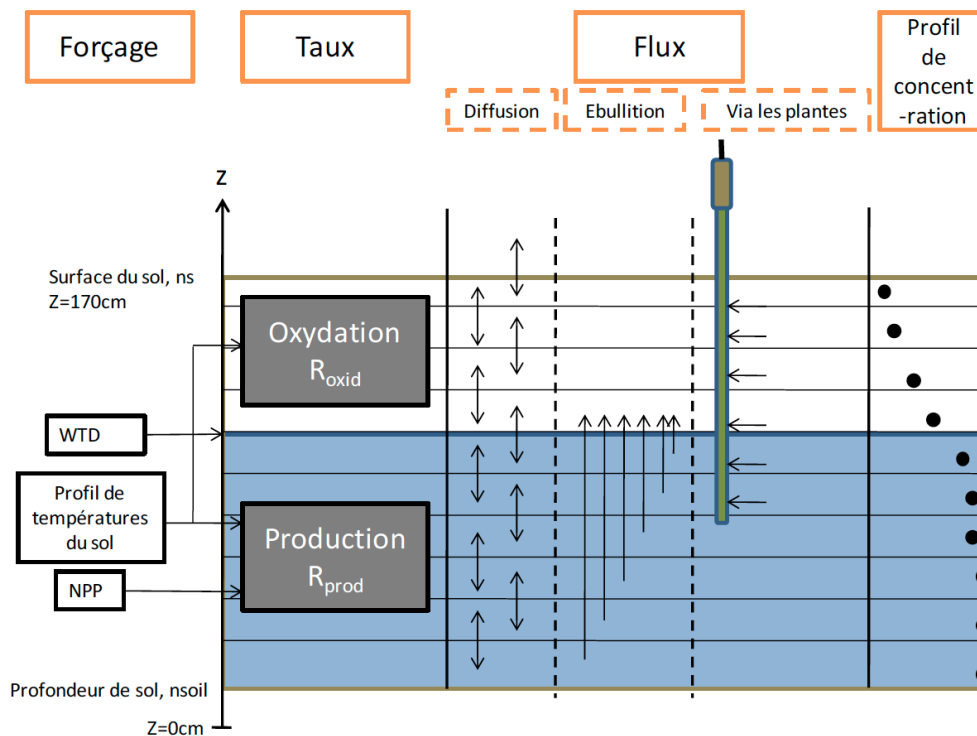


Fig. 5.2 – Représentation schématique du fonctionnement du modèle de (Walter et Heimann, 2000). Le sol est discrétisé en 171 couches de 1 cm d'épaisseur. La concentration de méthane est décrite pour chaque couche et dépend du taux de production, d'oxydation et des différents transports de méthane vers l'atmosphère. Ringeval (2011); Walter et Heimann (2000)

1. Dans le modèle, ces coefficients sont exprimés en $\text{dm}^2 \text{ h}^{-1}$

Le transport par ébullition s'effectue à partir d'une certaine concentration appelé C_{thresh} où les bulles sont formées. La valeur seuil dépend du pourcentage de la végétation et varie entre 500 et 1000 $\mu\text{mol.L}^{-1}$. Le taux d'ébullition est calculé suivant :

$$Q_{ebull}(t, z) = -k_e f(\text{CH}_4) (C_{\text{CH}_4}(t, z) - C_{thresh}) \quad (5.8)$$

avec la constante de temps $k_e = 1\text{h}^{-1}$ qui correspond au temps nécessaire pour les bulles de méthane d'atteindre la surface et $f(\text{CH}_4) = 1$ si la concentration dépasse C_{thresh} et vaut 0 sinon. Le transport de méthane par ébullition se produit directement lorsque la nappe phréatique est au dessus ou à la surface du sol. Dans le cas contraire, ces quantités de méthane sont oxydés dans les couches du sol situées au dessus de la nappe phréatique.

Le transport de méthane par les plantes vasculaires est décrit par :

$$Q_{plant}(t, z) = -k_p T_{veg} f_{root}(z) f_{grow}(t) C_{\text{CH}_4}(t, z) \quad (5.9)$$

avec la constante de temps $k_p = 0.01\text{h}^{-1}$, T_{veg} décrit l'efficacité du transport par les plantes et est fixé pour chaque site. f_{root} décrit la distribution verticale des racines dans le sol en fonction de la profondeur z , et f_{grow} représente l'état de croissance des plantes mesuré à partir de la valeur du LAI.

Le taux de production de méthane se produit dans les couches situées en dessous de la position de nappe phréatique. Cette production dépend de la température du sol et de la NPP qui traduit de la disponibilité du carbone organique et est décrit par :

$$R_{prod}(t, z) = R_0 f(\text{NPP}) f(T(t, z)) Q_{10} \frac{T(t, z) - T_{mean}}{10} \quad (5.10)$$

R_0 traduit de la qualité du substrat et est déterminé pour chacun des sites dans Walter et Heimann (2000) et est calibré à l'échelle globale Walter *et al.* (2001) par :

$$R_0 = 0.45 + 0.1 T_{mean} - 0.001\text{NPP}_{tot} \quad (5.11)$$

avec T_{mean} la température annuelle moyenne des 20 premiers cm du sol.

Dans la relation (5.10), T_{mean} est la température annuelle moyenne à la profondeur z . Le terme $f(\text{NPP})$ décrit la sensibilité de la production de méthane à la variation temporelle de la NPP et selon la profondeur (constant puis en décroissance exponentielle en dessous la profondeur racinaire). $f(T(t, z))$ est fixé à 1 si la température du sol $T(t, z) > 0$ °C et fixé à 0 sinon. Q_{10} représente le taux d'augmentation de production de CH_4 pour une augmentation de température de 10°C.

L'oxydation du méthane se produit dans les couches du sol non saturées en eau, se trouvant alors au dessus de la nappe phréatique. Le taux d'oxydation du méthane à une profondeur z et au temps t suit la loi de Michaelis-Menten et est calculé par :

$$R_{oxid}(t, z) = \frac{V_{max} C_{\text{CH}_4}(t, z)}{K_m + C_{\text{CH}_4}(t, z)} Q_{10} \frac{T(t, z) - T_{mean}}{10} \quad (5.12)$$

Les coefficients de Michaelis-Menten K_m et V_{max} sont fixés respectivement à 5 μmol^{-1} et 20 μmol^{-1} . Q_{10} est fixé à 2.

Grâce aux données d'entrée, le modèle calcule le profil de concentration de méthane pour chaque couche de sol à pas de temps horaire afin de déterminer chacun des processus de transports de méthane. La densité de flux de chacun de ces processus est ensuite calculée à échelle journalière afin de connaître quotidiennement les émissions totales de méthane dirigées vers l'atmosphère.

5.1.2.2 Adaptation du modèle par Ringeval (2011)

Le travail de Ringeval (2011) a consisté à intégrer le modèle de Walter au sein du modèle ORCHIDEE. Intégré à STOMATE, ce modèle est considéré comme un module qui est appelé par pas de temps journalier. Ce module calcule l'évolution de la concentration de méthane pour chaque épaisseur de sol de 1 cm avec un pas de temps horaire² bien que le modèle soit appelé quotidiennement. Ainsi, les flux de CH₄ sont déterminés en moyenne journalière. Les variables calculées par d'autres routines de STOMATE et nécessaires pour ce module sont :

- le profil de température du sol
- le stock de carbone actif (ou la NPP)
- le LAI
- la fraction maximale de chaque PFT
- la concentration atmosphérique de CH₄

Les autres paramètres tels que la profondeur du sol n_{soil} , la profondeur racinaire n_{root} et le facteur T_{veg} (5.10) restent inchangés. La principale modification concerne la représentation de la quantité du substrat de la méthanogénèse qui est exprimée par le paramètre R_0 (équation 5.1.2.1). Cette formulation était basée sur une regression liée à la température et à la NPP. Cependant, cette formulation donne un poids prépondérant à la température puisque le taux de production de méthane R_{prod} dépend d'une fonction liée à la température et de R_0 (Cf équation 5.10). L'approche choisie par Ringeval (2011) consiste à représenter la quantité de substrat par la quantité du carbone actif C_{actif} simulé par le modèle ORCHIDEE. La quantité de carbone du réservoir C_{actif} est définie comme le carbone ayant un temps de résidence de 1 à 5 ans (détail section 5.1.1). Le taux de décomposition de carbone dépend de la température et de l'humidité du sol. La nouvelle formulation est représentée par l'équation 5.13, avec α_0 fixé à 10^{-6} molCH₄.L⁻¹.h⁻¹/gC.

$$R_0(z) = \alpha_0 * C_{actif}(z) \quad (5.13)$$

N'ayant pas de PFT spécifique aux zones humides, l'ensemble des fractions des PFT naturels est utilisé pour représenter ce milieu. Ce choix est basé sur l'approche de Walter *et al.* (2001) qui a travaillé sur les zones humides naturelles. Les paramètres T_{veg} et la profondeur racinaire liés à la végétation sont alors dépendants de la fraction de chacun des PFT. Puisque les réservoirs de C_{actif} sont déterminés pour chacun des PFT, la quantité du substrat dépend également de la fraction de chacun des PFT naturels présents dans la maille.

L'approche adoptée par Ringeval (2011) pour les positions de nappe phréatique est simplifiée par rapport au modèle originel. Son choix a été d'imposer une position de nappe phréatique fixe et invariable. Son travail a cependant permis de calculer les densités de flux de méthane pour plusieurs

2. Les calculs sont découpés dans une boucle de 24 itérations afin de transformer le module journalier en module horaire pour des raisons de stabilité du modèle.

positions de nappe fixé à 0 cm, 5 cm et 10 cm de profondeur. Pour cela, cette routine de densités de flux a été dupliquée et adaptée pour chaque position de nappe fixée. Par ailleurs, Ringeval (2011) a combiné ces routines de densités de flux avec une position de nappe fixée avec TOPMODEL qui permet de déterminer les surfaces correspondant à chacune des positions de nappe préalablement fixée. Son travail a permis d'étudier les émissions de méthane des zones humides naturelles.

5.1.2.3 Modifications apportés au modèle de densité de flux de CH₄

L'objectif consiste ici à améliorer la représentation des émissions de méthane issues des tourbières. Le modèle utilisé pour déterminer les densités de flux d'émissions correspond au modèle développé par Walter *et al.* (2001) en conservant la structure du couplage de ce modèle avec celui d'ORCHIDEE développée par Ringeval (2011). L'intégration du modèle original de Walter *et al.* (2001) permet de prendre en compte les variations des positions de nappe phréatique au cours du temps, ce qui n'était plus possible avec l'adaptation faite par Ringeval (2011). La position de nappe phréatique est calculée par pas de temps de 30 minutes avec le module lié à l'hydrologie dans le modèle ORCHIDEE (voir Chapitre 3). La position de nappe est ensuite moyennée de manière journalière avant d'être passée au module d'émissions des tourbières.

Dans cette étude, seules les émissions de CH₄ des tourbières sont étudiées. Les paramètres liés à la végétation dépendent alors uniquement des tourbières. La profondeur racinaire et le paramètre T_{veg} sont fixés comme pour le PFT des herbacées, soit respectivement 39 cm et 10. T_{veg} traduit l'efficacité du transport par les plantes. La profondeur du sol des tourbières est fixée au maximum, soit 150 cm contre 79 cm de profondeur pour les herbacées. Contrairement aux études de Ringeval (2011), la quantité du substrat de la méthanogénèse n'est pas représentée par la quantité du réservoir C_{actif} de l'ensemble des PFT naturels mais uniquement par la quantité de C_{actif} journalier du PFT correspondant aux tourbières. Or, dans ces derniers, la décomposition du carbone des sols est faible compte tenu de la haute teneur en eau. Comme expliqué section 5.1.1, la décomposition correspondant aux flux sortants dépend du temps de résidence de chacun des réservoirs, de la température et de l'humidité du sol. Cependant, le modèle ne considère pas de limitation de ces flux lorsque le sol est proche de la saturation en eau. Pour tenir compte de cette limitation, le taux de décomposition du sol des tourbières est limité selon le facteur lié à l'humidité R_{moist} (équation 2.9) fixé à 0.35 comme dans les études de Wania *et al.* (2009b). Cependant, comme ce paramètre est fixe et ne varie pas en fonction de la nappe phréatique, cette décomposition a été activée pour le cas d'étude du site de la Guette (section 5.2.1) mais n'a pas été prise en compte pour le cas des simulations à l'échelle des hautes latitudes nord.

Enfin, une dernière modification concernant le bilan de carbone a été apportée à ce module d'émissions des tourbières. En effet, le travail effectué par Ringeval (2011) ne prend pas en compte la conservation de la quantité de carbone. Pour pallier ce problème, la production de méthane produite chaque jour w_{pro} est soustraite (en unité de carbone) de la quantité de carbone présent dans le réservoir C_{actif} des tourbières afin de conserver le bilan de carbone. Toutes les études présentées dans ce chapitre tiennent compte de la conservation du carbone. La prise en compte de cette conservation a des effets, sur le stock de carbone et les flux de méthane qui en résultent, qui sont loin d'être négligeables. Ces effets seront discutés à l'échelle des hautes latitudes nord dans la section 5.4.

5.2 Émissions de méthane sur site des tourbières

5.2.1 Tourbière de la Guette

5.2.1.1 Localisation du site

L'objectif consiste à comparer les émissions de méthane des tourbières simulées par le modèle avec celles issues des données d'observations effectuées sur une tourbière. Avec la collaboration de l'Institut des Science de la Terre d'Orléans (ISTO³), le site de tourbière choisi est un site situé dans le département du Cher sur la commune de Neuvy-sur-Barangeon. L'étude comparative porte alors sur des tourbières en zones tempérées presque sans épisode de gel.

La tourbière de la Guette a une superficie de 23 ha. Elle est classée comme espace naturel sensible par le conseil général du département. Cette tourbière est de type topogène, c'est à dire qu'elle est principalement alimentée par les eaux de ruissellement du plateau sableux qui surplombe le site. Le laboratoire ISTO étudie le site de la Guette de manière continue depuis 2008. Ces travaux ont permis de constater un assèchement de la tourbière causé par un important drainage suite au curage d'un fossé. La végétation a également été transformée, bouleaux et molinies se sont développés sur le site au détriment des sphaignes (Gogo *et al.*, 2011). Suite à son dysfonctionnement hydrologique, des travaux de restauration hydrologique ont été effectués grâce au projet CARBIODIV qui est piloté en partie par le laboratoire ISTO. Ce projet permet de préserver le site de la Guette qui contrôle la ré-humidification du site ainsi que les échanges de carbone entre la tourbière et l'atmosphère. Les mesures utilisées pour comparer les flux d'émissions simulés font partie des mesures dites "control" n'ayant subi aucune modification de la végétation. On les distingue en fonction des mesures en amont et en aval du site, notées CD et CU pour "Control Down/Up" comme représenté sur la figure 5.3. Les mesures situées dans la partie en aval (CD) bénéficient des travaux de ré-humidification du site. En amont, les mesures CU sont considérées comme mesures témoins puisque cette zone n'est pas affectée par les travaux de CARBIODIV.

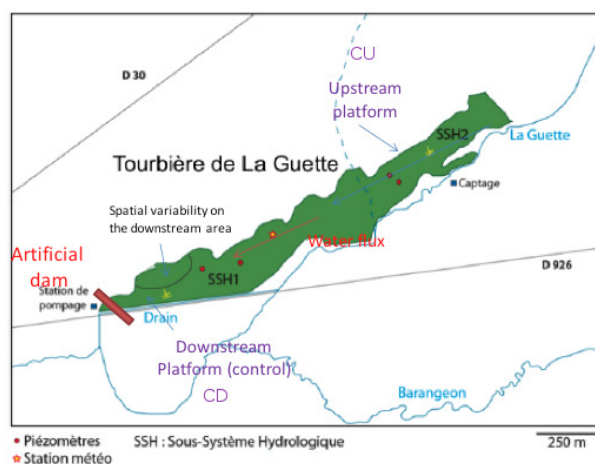


Fig. 5.3 – Schéma de la tourbière de la Guette avec localisation des piézomètres par des points rouges et de la station météo représentée par une étoile.

5.2.1.2 Méthodes et paramètres utilisés

Afin de reproduire au mieux les conditions météorologiques des tourbières sur le site de la Guette, le forçage météorologique utilisé pour le modèle provient directement du site de la Guette. Ces données sont disponibles du 22 février 2014 au 24 juin 2015 par pas de temps de 30 minutes. La carte de tourbière à l'échelle de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (détails de la carte en section 3.3.1.1) avoisinant le département du Cher ne représente pas de tourbières. La simulation effectuée pour la validation impose une végétation de 100% de tourbières pour représenter la tourbière de la Guette. Dans cette étude de comparaison, on impose la position de nappe phréatique au modèle correspondant aux observations. Seules 9 mesures de profondeurs de nappe sont disponibles pour cette période. La position de nappe phréatique est dans un premier temps fixée toute l'année par la moyenne annuelle, fixée à 11.38 mm pour l'embase CD et à 49.40 mm pour CU. Une interpolation linéaire est ensuite effectuée afin de prendre en compte la variation saisonnière de la nappe phréatique. La figure 5.4(b) illustre les positions de nappe phréatique moyennes des embases CD et CU. En effet, les embases CD sont davantage saturées en eau depuis les travaux effectués par CARBIODIV. La première valeur de position de nappe obtenue date du 22 avril 2015, on suppose cette position de nappe constante pour toute la période antérieure à cette date. Ces positions de nappes observées sont imposées quotidiennement au module d'émissions de méthane.

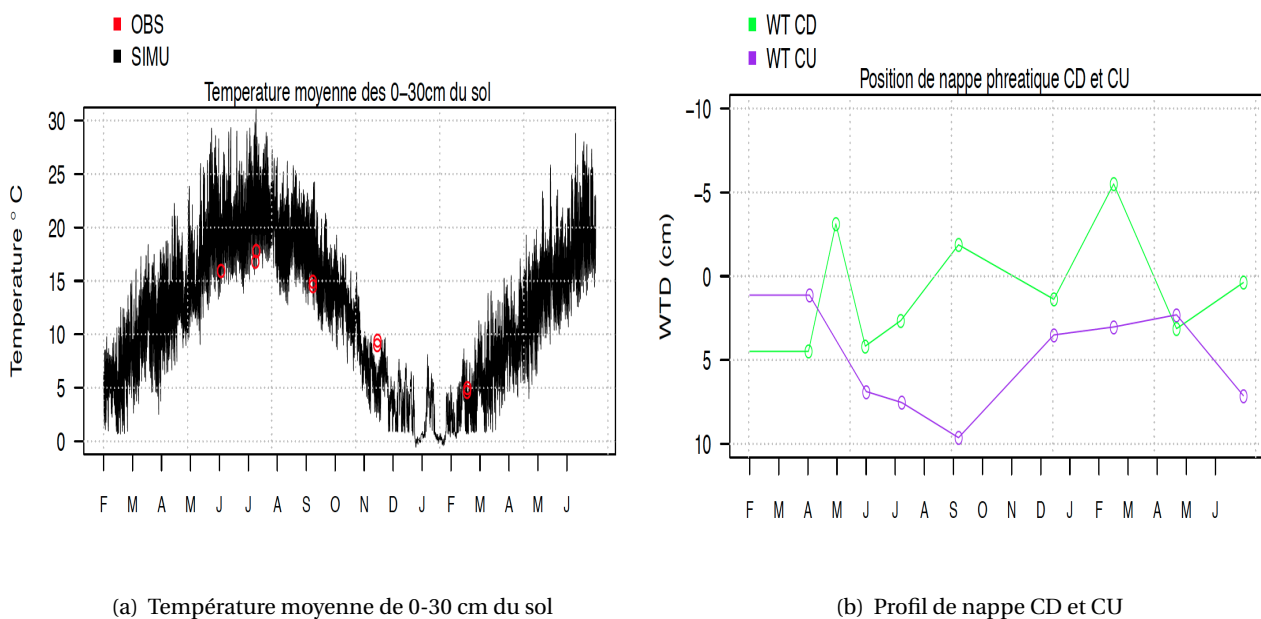
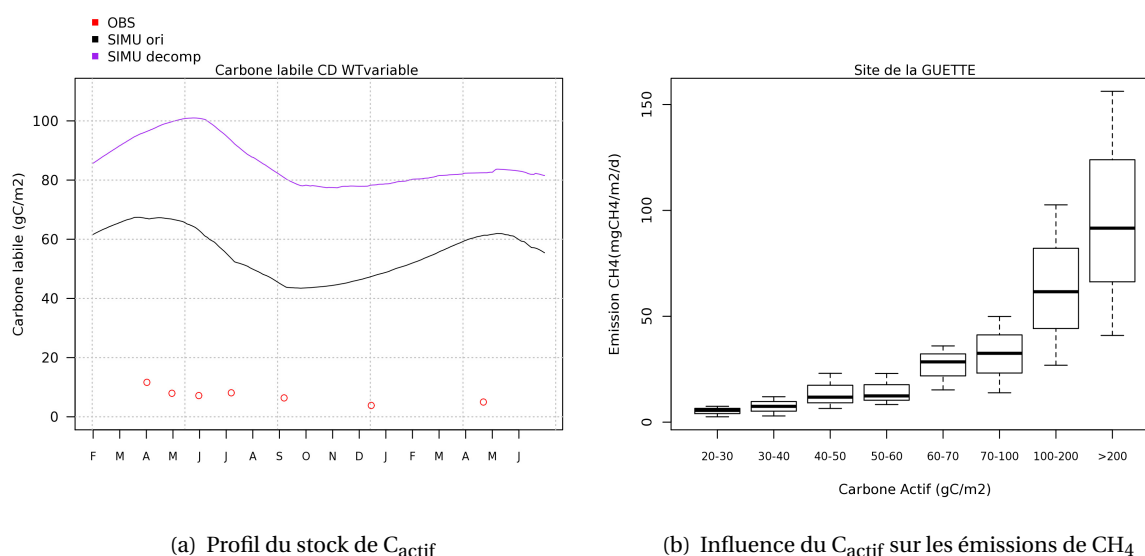


Fig. 5.4 – (a) : Profil de température horaire simulé en noir et observé en rouge. (b) : Position des nappes phréatiques observées (points) et interpolées (lignes) des embases CD (en vert) et CU (en violet). Les valeurs positives se réfèrent à une position de nappe en dessous de la surface du sol.

Les simulations effectuées pour représenter les émissions de méthane ont conservé le profil de température du sol simulé par le modèle. Par manque de données, les mesures de température du sol n'ont pas pu être utilisées pour simuler quotidiennement la température du sol. De plus, le profil de température moyenne des 30 premiers centimètres du sol simulé par le modèle avec le forçage météorologique du site de la Guette (en noir sur la figure 5.4(a)) correspond relativement bien aux observations (points rouges) bien que la température simulée semble avoir un biais chaud en été et un biais froid en hiver. Ceci reste cependant difficile à juger étant donné le faible nombre de mesures de température, qui de plus, sont dépendantes de l'heure à laquelle ces températures ont été relevées.

5.2.1.3 Carbone labile

Dans le modèle d'émissions de méthane détaillé section 5.1.2.1, la production de méthane dépend de la quantité du substrat, qui correspond à la quantité de carbone présent dans le réservoir actif C_{actif} (détaillé section 5.1.1), que l'on appelle également carbone labile. De ce fait, les émissions de méthane dépendent fortement de cette quantité de carbone disponible pour la production de méthane. La figure 5.5(b) illustre bien la forte dépendance des émissions de CH_4 en fonction de la quantité de carbone labile groupée par intervalles croissants. Cette dépendance est en réalité linéaire, il est à préciser que l'axe des x sur cette figure n'est pas linéaire. La bonne représentation de cette quantité de carbone est alors essentielle.



(a) Profil du stock de C_{actif}

(b) Influence du C_{actif} sur les émissions de CH_4

Fig. 5.5 – (a) : Comparaison du stock de carbone actif des tourbières avec (violet) et sans (noir) limitation de la décomposition avec les valeurs observées de NPOC (points rouge), pour les embases CD. (b) : Influence du stock de carbone actif sur les émissions de CH_4 . La médiane est représentée en gras au milieu du diagramme, le 1er et 3è quartile sont représentés par le bas et le haut du diagramme. Les segments aux extrémités représentent les valeurs extrêmes

En réalité, lorsque les sols ont une importante quantité de carbone, une partie de ce carbone est confinée en profondeur. Dans ce cas, la totalité de ce carbone ne peut être utilisé par la méthanogénèse. La quantité de C_{actif} est alors limitée à un seuil de saturation. La relation entre les émissions de méthane et la quantité de carbone disponible dans le sol devrait atteindre un palier de saturation. Les données de carbone observées correspondent au carbone organique non volatil⁴ appelé NPOC⁵ et sont représentées en rouge sur la figure 5.5(a). Les mesures de NPOC et de carbone labile simulé étant difficilement comparables, les quantités de carbone labile sont utilisées à la place des valeurs de NPOC pour les calculs d'émissions de méthane. La figure 5.5(a) compare le profil de carbone labile simulé par le modèle en prenant en compte une décomposition de carbone limitée (en violet) et sans cette limitation (en noir) due à un excès en eau (voir section 5.1.2.3). La prise en compte

4. Ces données sont obtenues en mesurant la quantité de carbone organique restant dans un échantillon acidifié après avoir purgé cet échantillon par un gaz vecteur qui permet de chasser le CO_2 .

5. Non-Purgeable Organic Carbon

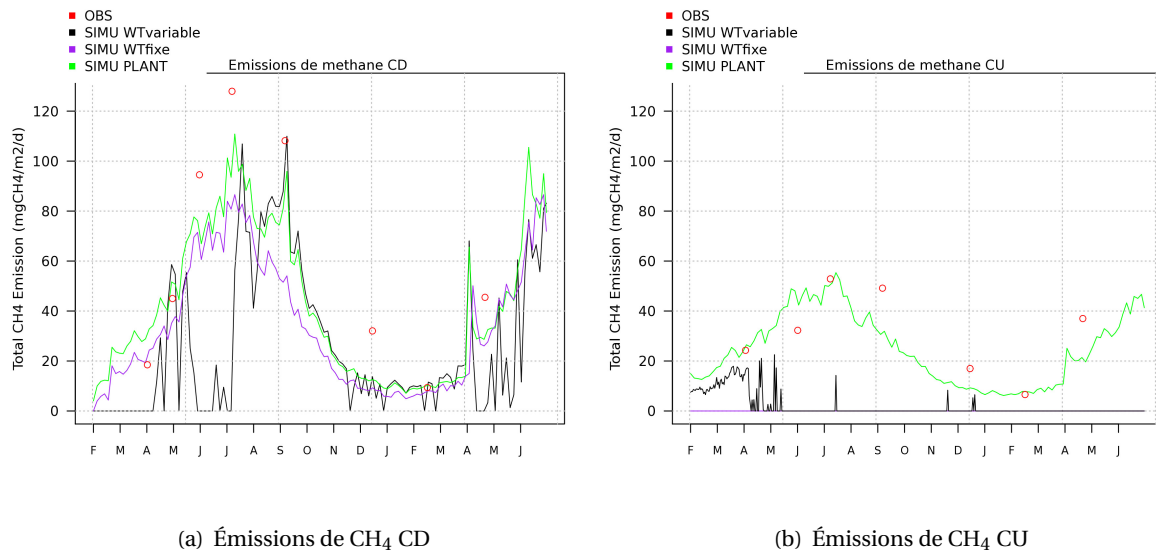
(a) Émissions de CH₄ CD(b) Émissions de CH₄ CU

Fig. 5.6 – Comparaison des émissions de méthane avec l'embase CD (a) et CU (b). La densité de flux total est représentée en noir pour la simulation avec WT variable, en violet pour la WT fixe, la densité de flux par les plantes en vert et les observations en rouge.

de la limitation de la décomposition du carbone des tourbières (détails section 5.1.2.3) entraîne une augmentation de cette quantité d'environ 50%, avec une moyenne sur la période de l'étude de 85.85 gC/m² contre 55.54 gC/m² lorsque cette décomposition n'est pas limitée. De plus, la variation saisonnière est plus tardive avec la décomposition limitée où la diminution du carbone actif ne parvient qu'en juillet au lieu du mois de mai dans le cas échéant.

5.2.1.4 Émissions de méthane

Pour déterminer les densités de flux de CH₄ simulées par le modèle, la quantité de substrat est déterminée par la quantité de C_{actif} calculé par le modèle. Une *spin-up* de plusieurs centaines d'années avec un forçage climatique préindustriel a été effectué jusqu'à obtenir un état d'équilibre des réservoirs de carbone. Ces simulations ont ensuite été effectuées avec les forçages climatiques CRUNCEP à 0.5°x0.5° depuis 1901 jusqu'en février 2014 en prenant en compte l'évolution du CO₂ et du CH₄ atmosphérique. La simulation de février 2014 à juin 2015 prend en compte les données météorologiques du site de la Guette. Étant donné que les forçages météorologiques de CRUNCEP ont un biais par rapport au site de la Guette, seule la période de février 2014 à juin 2015 est étudiée. Le biais des paramètres météorologiques entre CRUNCEP et le site de la Guette est cependant très faible à l'exception de la précipitation qui n'a pas d'impact sur nos simulations étant donné que le profil de nappe observé est imposé au modèle.

Les profils saisonniers de densité de CH₄ avec une position de nappe fixe⁶ (en violet figure 5.6) et variable (en noir) sont semblables, à une exception près. Lors de la période estivale de 2014 (juin-juillet), les flux d'émissions simulés avec une WT variable sont annihilés par la quantité de méthane oxydé. Cette différence majeure entre ces deux simulations (WT fixe et variable) est à l'origine des flux diffusifs. En effet, la quantité de méthane oxydé à cette période est en moyenne de 52 mgC/m²/jour lorsque la nappe avoisine les 4 cm de profondeur (simulation WT variable) contre 19 mgC/m²/jour

6. correspondant à la moyenne annuelle de la nappe phréatique observée

pour le cas d'une nappe fixe imposé à 1.1 cm de profondeur (simulation WT fixe). La densité de flux de CH₄ moyenne par le transport par les plantes en période estivale est de 90 mgCH₄/m²/jour. Cette quantité est équivalente pour les deux simulations (WT fixe et WT variable). Par ailleurs, les flux d'émissions par le transport par les plantes (représentés en vert figure 5.6) ont un profil semblable aux émissions observées. La quantité de méthane oxydé entraîne un flux d'émissions de CH₄ total très faible en été dans le cas de l'embase CD et de manière permanente pour le cas de l'embase CU. Ces émissions, représentées figure 5.7, sont alors réémises sous forme de CO₂ vers l'atmosphère. Les émissions de CO₂ cumulées sur la période de février 2014 à février 2015 s'élèvent à 25.5 gCO₂/m² pour l'embase CD et 66 gCO₂/m² pour l'embase CU.

Par rapport aux observations, le modèle de densité de flux semble malgré tout sous-estimer le flux d'émissions de méthane de la tourbière. Il est important de préciser cependant que les données observées sont prises à différentes heures de la journée variant entre 9 h et 16 h. Des études antérieures ont montré que le site de la Guette ne représente pas de cycle diurne⁷. De plus, les données d'entrées ainsi que les sorties du modèle ont un pas de temps journalier. Le cycle diurne du modèle ne peut pas être représenté. Les valeurs de densité de flux observées n'ont pas été modifiées en fonction de l'horaire. Sur la figure 5.6, les valeurs observées à un horaire précis sont ainsi comparées avec des valeurs moyennes journalières simulées par le modèle.

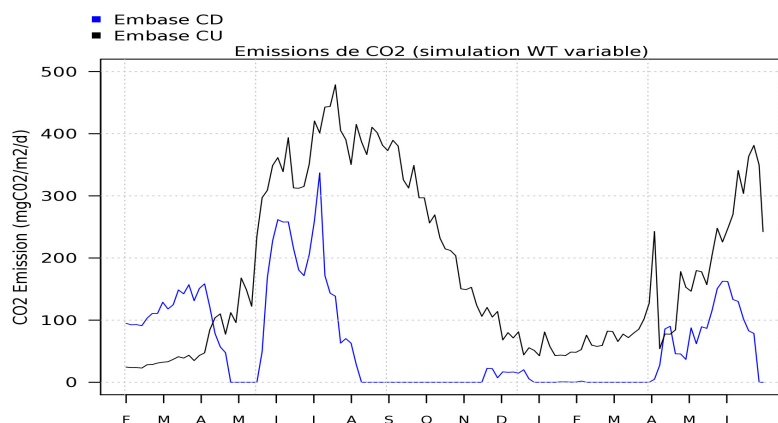
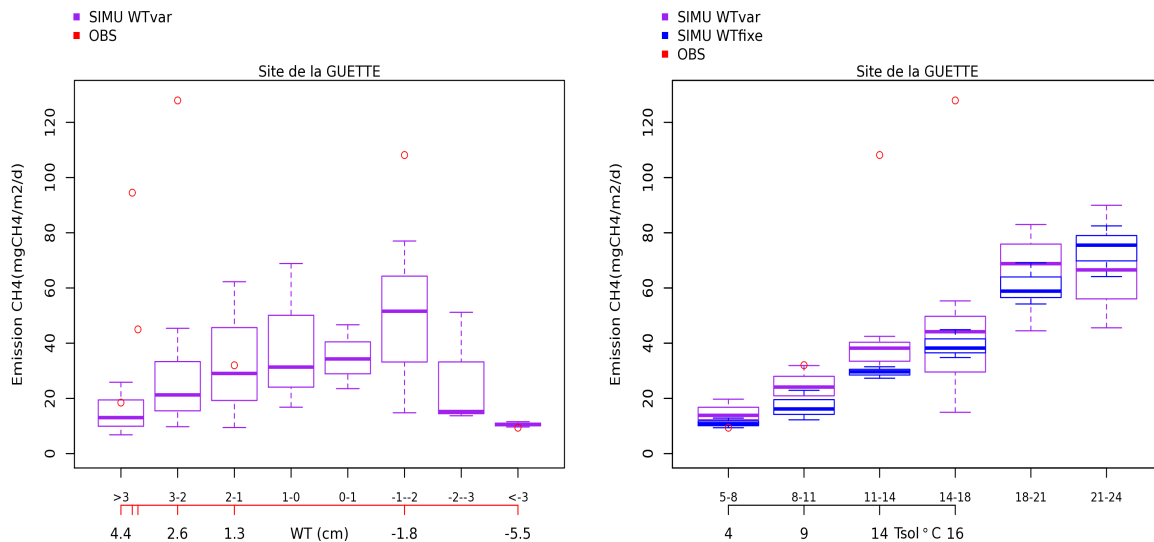


Fig. 5.7 – Émissions de CO₂ des embases CD (en bleu) et CU (en noir) simulées avec une représentation de la nappe phréatique variable dans le temps (WT variable)

En résumé, les émissions de méthane dépendent fortement du stock de carbone présent dans le sol. Les densités de flux de méthane simulées semblent sous-estimer la quantité totale de CH₄ émise vers l'atmosphère. Ce décalage entre observations et modèles peut être causé par une sous estimation de la quantité de carbone labile ou d'une surestimation de la quantité de méthane oxydé. Par ailleurs, la profondeur des racines des tourbières simulées est fixée à 39 cm. La présence de molinie sur le site de la Guette étend la profondeur des racines jusqu'à 80 cm de profondeur (Taylor *et al.*, 2001; Gogo *et al.*, 2011). Cette différence de profondeur entraîne une sous-estimation de la densité de flux de méthane par le processus de diffusion des plantes, processus dominant sur la quantité de CH₄ émise vers l'atmosphère.

7. Aucune étude n'a pourtant été publiée à ce sujet.



(a) Émission de CH_4 en fonction de la profondeur de nappe (b) Émission de CH_4 en fonction de la température du sol

Fig. 5.8 – Diagramme en boîte illustrant la sensibilité de la densité de flux de méthane, (a) à la position de nappe, (b) à la température moyenne des 30 premiers cm du sol. La médiane est représentée en gras au milieu du diagramme, le 1er/3è quartile sont représentés par le bas/haut du diagramme. Les segments aux extrémités représentent les valeurs extrêmes.

5.2.1.5 Sensibilité des émissions à la position de nappe et à la température

Nous avons vu précédemment que les densités de flux de CH_4 sont fortement influencées par la quantité de carbone labile. Ces flux dépendent également des paramètres pédologiques. En effet, nous avons vu que les flux de méthane peuvent passer de 72 à 24 $\text{mgCH}_4/\text{m}^2/\text{jour}$ en moyenne lorsque la nappe passe de 1 cm à 4 cm de profondeur et ce, pour une même température du sol. La position de nappe phréatique joue alors un rôle majeur sur la densité de flux de CH_4 . Cependant, la sensibilité des émissions de méthane à la position de nappe phréatique n'est pas linéaire. Sur la figure 5.8(a), les flux d'émissions n'ont pas de comportement linéaire avec la profondeur de nappe.

Pour toute température confondue, les émissions de méthane simulées semblent être au maximum lorsque la position de nappe est proche de la surface du sol. Lorsque la position de nappe est au dessus de la surface du sol, les flux d'émission sont plus faible. Cela s'explique par le fait que les coefficients de diffusion aux interfaces eau-air sont environ trois fois plus faibles qu'aux interfaces eau-sol (section 5.1.2.1). Cette tendance n'est en revanche pas visible dans le cas des observations. A l'inverse, pour toute position de nappe, le profil d'émission de méthane augmente linéairement avec la température du sol des 30 premiers cm (figure 5.8(b)).

En conclusion, les flux de méthane simulés sur la tourbière de la Guette ont été comparés aux flux de méthane observés. Les données météorologiques imposées au modèle proviennent de la station météorologique de la Guette et la profondeur de nappe utilisée provient des observations. Cependant, la température du sol ainsi que la quantité de carbone labile sont simulées par le modèle. Le modèle d'émission de méthane est sensible à la quantité de carbone actif, à la température du sol ainsi qu'à la position de la nappe phréatique. Le modèle sous-estime cependant la densité de flux de CH_4 , aussi bien lorsque la position de nappe phréatique est fixe et moyennée que lorsqu'elle varie

quotidiennement. Dans ce dernier cas, la totalité du flux de méthane est oxydée en été. Cependant, en absence de données, la profondeur de nappe phréatique a été interpolée. Cette dernière peut alors être différente de la réalité. De plus, la sous-estimation de la profondeur des racines peut également être à l'origine de la sous-estimation du flux de méthane simulé. Enfin, la quantité de flux de méthane oxydé peut également être surestimée. Cette dernière n'a cependant pas pu être comparée aux observations.

5.2.2 Tourbière du Minnesota

5.2.2.1 Localisation du site et méthode utilisée

Les valeurs des émissions de méthane simulées par le modèle sont comparées avec un autre site de tourbière. Le site choisi ici est situé dans la forêt nationale de Chippewa dans le centre nord du Minnesota, aux États-Unis. Comme nous l'avons vu dans le chapitre 3, les tourbières de ce site sont de type ombrogène. Localisée à 47°32' N, 93°28' O, ces tourbières sont situées dans un climat plus froid avec des températures hivernales négatives. Cependant, les données météorologiques du site du Minnesota n'étant pas disponibles, les données météorologiques du forçage CRUNCEP ont été utilisées. Les données de précipitations de ce forçage ont été comparées aux observations lors de la section 3.4.1.4.

La méthode utilisée pour comparer les émissions de méthane observées et simulées sur ce site correspond au protocole utilisé pour le site de la Guette 5.2.1.2. En résumé, seule la profondeur de nappe phréatique journalière moyenne a été imposée quotidiennement au modèle. Ce profil est représenté sur la figure 5.9(a) pour la période de croissance de l'année 1991 et 1992. Les données de profondeur de nappe phréatique et de flux de méthane observés sont issues des études de Shurpali et Verma (1998). Ces données sont disponibles pour la période de croissance entre mai et octobre. Les mesures de température du sol sur ce site lors de la période de croissance ne sont pas connues pour l'ensemble de la période de croissance. Pour cette raison, la température du sol observée n'a pas été imposée au modèle. Le profil de température observé et simulé est représenté sur la figure 5.9(b). La quantité de carbone actif est également simulée.

5.2.2.2 Comparaison des émissions observées et simulées

Les valeurs des flux d'émissions de méthane issues des études de Shurpali et Verma (1998) sont en $\text{mgCH}_4/\text{m}^2/\text{h}$. Le cycle diurne n'étant pas connu, ces valeurs ont été simplement multipliées afin d'être comparées aux flux d'émissions en $\text{mgCH}_4/\text{m}^2/\text{jour}$. La comparaison entre les émissions observées et simulées est représentée sur la figure 5.10. Pour plus de visibilité, seule la densité de flux de méthane simulée supérieure à zéro est représentée.

L'année 1991 est une année plus sèche et plus chaude que l'année 1992 (figure 5.9). Le flux d'émissions total de méthane simulé pour cette année est bien plus faible que l'année 1992. Pour la période de croissance, l'année 1991 comptabilise $4.9 \text{ gCH}_4/\text{m}^2$ tandis que l'année 1992 dépasse $15.5 \text{ gCH}_4/\text{m}^2$. Pour l'année 1991, les flux de méthane simulés sont largement sous-estimés à l'exception des périodes de mai et juillet lorsque la position de nappe phréatique est proche de la surface. La totalité de la densité de flux de méthane par le transport des plantes est oxydée pour la période comprise entre août et septembre. En effet, le profil de densité de flux de méthane par le transport des plantes, représenté en trait pointillé en noir, correspond aux émissions de méthane observées si l'on

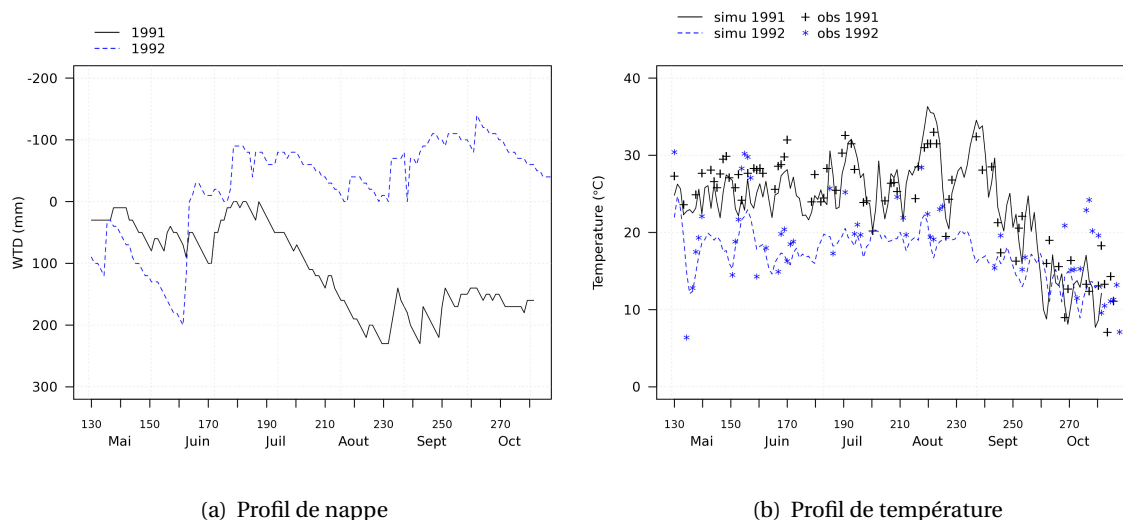


Fig. 5.9 – (a) : Profondeur de nappe phréatique observée lors de la période de croissance en 1991 (en traits pleins noirs) et 1992 (en pointillés bleus). (b) : Comparaison entre la température observée et simulée lors de cette même période.

considère la période située entre août et septembre. Cependant, la totalité de ces émissions est oxydée. Le processus d'oxydation semble alors être surestimé. Le flux d'émission lié au transport par les plantes est supérieur aux valeurs observées pour la période précédant le mois d'août. Ce processus est responsable des pics de flux de méthane total lorsque celle-ci n'est pas oxydée, soit lorsque le sol est saturé en eau.

À l'inverse, le site de tourbière est inondé dès le milieu du mois de juin 1992 avec une quantité d'eau stagnante au dessus de la surface du sol. À partir de cette période, la densité de flux totale de méthane simulée est en accord avec les observations, à l'exception des périodes de chaleur entre mi-juin et mi-juillet où l'écart entre observation et modèle est de l'ordre de $20 \text{ mgCH}_4/\text{m}^2/\text{jour}$ environ. Pour la période précédant mi-juin, la tourbière est plus sèche avec une profondeur de nappe phréatique allant jusqu'à 20 cm de profondeur. Le modèle ne simule alors aucune émissions de méthane pour cette période. De manière générale, le taux d'oxydation simulé est trop élevé et ne permet pas de bien représenter les flux d'émissions de méthane lorsque le sol n'est pas totalement saturé en eau.

Enfin, lorsque la profondeur de nappe phréatique n'est pas imposée, ce site de tourbière est saturé en eau et présente de l'eau stagnante tout au long de l'année. Par conséquent, la densité de flux de CH_4 simulée pour ce point de grille s'élève à $200 \text{ mgCH}_4/\text{m}^2/\text{jour}$ en moyenne, soit un flux deux fois supérieur aux observations.

En conclusion, pour les deux sites de tourbières étudiés, la densité de flux de méthane simulé est bien représentée dans les cas où le sol est saturé en eau. En revanche, lorsque la position de nappe phréatique est plus profonde, la densité de flux provenant principalement du transport par les plantes est oxydée. Dans ce cas, le flux total résultant de ces processus est alors fortement sous-estimé. Ce problème persiste dans les simulations globales avec des flux diffusifs négatifs très importants (section 5.5.2).

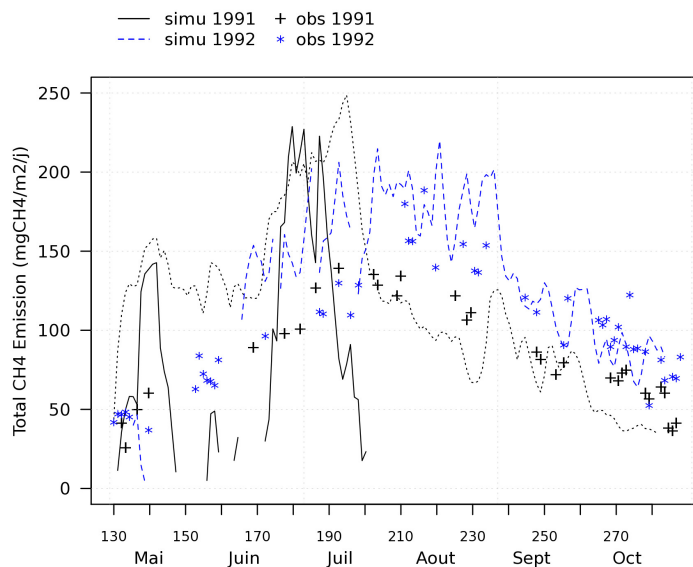


Fig. 5.10 – Comparaison des flux d'émissions de méthane observés (étoiles, croix) et simulés (lignes) sur un site de tourbière au Minnesota lors de la période de croissance en 1991 (en traits pleins noirs) et 1992 (en pointillés bleus).

5.2.3 Émissions de méthane des tourbières : comparaison modèle - mesures

Les études sur site ont permis de constater que les flux d'émissions de méthane sont surestimés dans les cas où le sol est saturé en eau et sous-estimés dans les cas où il ne l'est pas. Afin de voir, si de manière générale, les flux d'émissions moyens de méthane simulés sont sous-estimés ou surestimés, les flux d'émissions simulés en moyenne sur la période de croissance sont comparés aux mesures moyennes de flux sur un ensemble de site. Les mesures de flux de méthane utilisées correspondent aux tourbières ombrotrophes et minérotrophes de la base de données de Olefeldt *et al.* (2013). Le modèle ne distinguant pas ces deux types de tourbières, aucune distinction n'a été faite entre ces deux types. De plus, les mesures de profondeurs de nappe phréatique observées ne présentent pas de différences majeures au sein d'un même site entre les tourbières ombrotrophes et minérotrophes.

Contrairement aux études précédentes, les positions de nappe phréatiques observées et simulées sont différentes. En effet, l'étude de Olefeldt *et al.* (2013) ne dispose que des valeurs moyennes sur l'ensemble de la période de croissance. Étant donné que les flux d'émissions de méthane sont également sensibles aux variations de nappe phréatique, la valeur moyenne de nappe n'a pas été imposée de manière fixe. Il en est de même pour la température du sol.

Chacun de ces sites est représenté dans les régions de pergélisols situées au nord de la latitude 50° N. Les mesures ont été moyennées pour la période de croissance et mesurées par des chambres à flux uniquement. Ces mesures sont issues de 65 publications antérieures à 2012 (Olefeldt *et al.*, 2013).

Pour cette étude, les mesures de flux correspondant à des tourbières, situées sur le même site, ont été regroupées et listées sur la figure 5.11. La moyenne des mesures de flux moyens de méthane pour chaque site est représentée par un rond noir et la moyenne simulée en rouge sur la figure 5.11. Cependant, pour chaque site, les mesures de flux obtenues avec différentes chambres à flux varient fortement. Un diagramme en boîte pour chacun de ces flux est représenté dans la figure 5.11 afin de

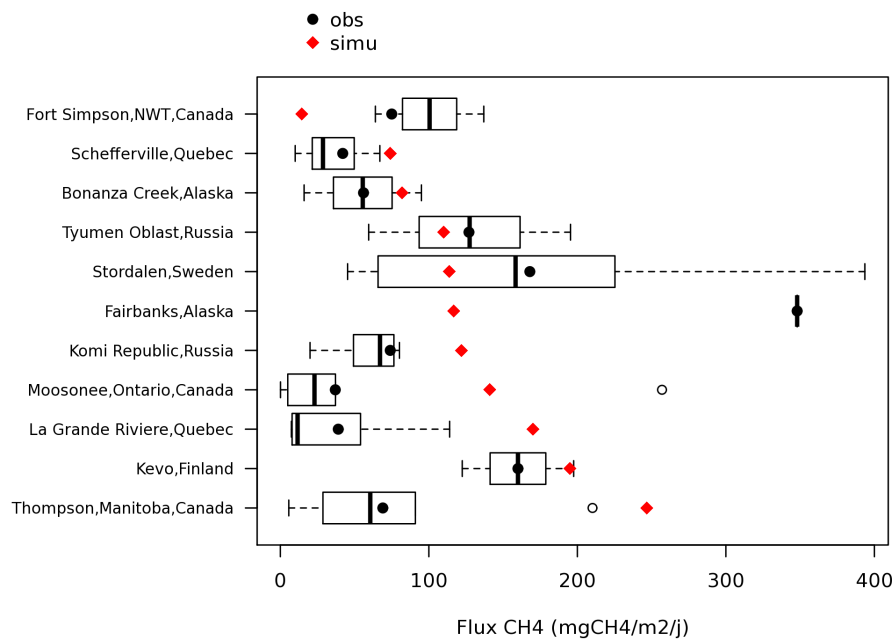


Fig. 5.11 – Comparaison des flux d'émissions de méthane moyens simulés (rouges) et observés (en noir). La valeur moyenne est représentée par des points. La médiane et les écarts inter-quartile des mesures sont représentés par les diagrammes en boîte de chacun des 11 sites.

connaître l'étendue des différentes valeurs de flux mesurées.

Ces sites ont été triés par valeur croissante de flux moyens simulés. Parmi 11 sites de mesures, 7 sites ont des valeurs mesurées inférieures à celles simulées. Parmi ces sites, le flux moyen simulé le plus important correspond au site de mesure située dans la province du Manitoba avec $246 \text{ mgCH}_4/\text{m}^2/\text{jour}$ soit $177 \text{ mgCH}_4/\text{m}^2/\text{jour}$ de plus que la valeur moyenne mesurée. Cette différence est causée par l'écart entre la position de nappe phréatique simulée (4 cm au dessus du sol) et observée (10 cm de profondeur). Les sites pour lesquels le flux simulé est supérieur à celui observé correspondent aux sites où la profondeur de nappe phréatique simulée est plus proche de la surface qu'en réalité. C'est le cas pour 6 des 7 sites où le flux simulé est supérieur. En effet, le site situé en République komie en Russie, localisé dans une région de pergélisol discontinu, présente des profondeurs de nappe observée et simulée équivalentes, soit en moyenne de 2 et 4 cm respectivement. De plus, la température de surface du sol est équivalente avec 5°C en moyenne en été. La raison pour laquelle le flux simulé est supérieur peut provenir d'une surestimation de la quantité de carbone actif simulée à $260 \text{ gC}/\text{m}^2$. Cependant, cette quantité observée n'est pas connue et ne peut donc être comparée.

À l'inverse, les points de mesures où le flux de méthane simulé est plus faible qu'en réalité sont dus à une position de nappe phréatique plus profonde. Le site de mesure de Fort Simpson au Canada à un flux observé (resp. simulé) moyen de 75 (14) $\text{mgCH}_4/\text{m}^2/\text{jour}$. En effet, la différence de profondeur de nappe phréatique est de 40 cm, avec 20 cm de profondeur en réalité et 60 cm simulé.

Il est à noter que la quantité de carbone actif des sites de tourbière de la Guette et de Minnesota sont de l'ordre de $100 \text{ gC}/\text{m}^2$. Avec ce taux de carbone, la densité de flux de méthane est nulle dès

lors que le sol n'est pas saturé en eau. Pour le cas du site de Fort Simpson, le flux d'émission n'est pas nul bien que la position de nappe atteint 60 cm de profondeur. Cette particularité vient d'une haute teneur en carbone du sol avec un taux de carbone actif de plus de 400 gC/m². En effet, plus la quantité de carbone actif est importante et plus les flux de méthane sont conséquents, comme nous avons pu le voir pour le cas d'étude du site de la Guette (figure 5.5(b)).

5.3 Étude comparative des émissions de méthane des tourbières

5.3.1 Comparaison avec le modèle standard de Walter

Pour déterminer les émissions de méthane issues des tourbières des hautes latitudes nord, le modèle de Walter *et al.* (2001) a été utilisé. Par ailleurs, des modifications de ce modèle ont été ultérieurement appliquées pour que les processus d'émissions soient adaptés aux tourbières. Les émissions de méthane des tourbières sont alors comparées avec celles des zones humides étudiées par Walter *et al.* (2001).

Dans l'étude de Walter *et al.* (2001), les zones humides sont définies par une carte déterminant le pourcentage de celles-ci pour chaque point de grille provenant des données de Matthews et Fung (1987). L'évolution saisonnière et interannuelle des zones humides de Walter *et al.* (2001) n'est pas considérée. La superficie des zones humides correspond à la superficie maximale de ces dernières. Cette étude comparative ne tient compte que des régions supérieures aux latitudes 45° nord. Les données de superficie et d'émissions de méthane issues de cette étude proviennent de la numérisation de la figure 6 de Walter *et al.* (2001) (figure 5.12). L'incertitude sur ces valeurs est respectivement estimée à $\pm 62.5 \cdot 10^9 \text{ m}^2$ pour la superficie des zones humides et de $\pm 2.5 \text{ TgCH}_4/\text{an}^8$ pour la période moyenne 1982-1993.

La moyenne zonale des étendues de tourbières (notre étude) et de zones humides (de l'étude de Walter *et al.* (2001)) entre 1982-1993 ainsi que les émissions de méthane associées ont été représentées sur la figure 5.12. Les émissions de méthane des tourbières simulées ont été obtenues en utilisant le forçage CRUNCEP avec une résolution de 2° x 2°. Pour la tranche de latitude 40° - 50° nord, l'étendue des tourbières est presque deux fois plus faible que celle des zones humides de Walter *et al.* (2001). Cependant, il est à noter que seules les tourbières au dessus de 45° nord sont représentées.

De manière générale, on retrouve un pic des émissions de méthane autour de la latitude 60° nord comme observé dans l'étude des zones humides de Walter *et al.* (2001). Les tourbières et les zones humides comprises entre 50° et 70° nord sont tous deux responsables de plus de 80 % des émissions totales des tourbières situées au delà de 45° nord et des zones humides situées au delà de 40° nord. Ce pic d'émission peut s'expliquer par l'étendue des tourbières et des zones humides dans ces latitudes. En effet, l'étendue des tourbières et des zones humides dans ces latitudes représente respectivement 89 % et 86 % de la superficie totale de ces étendues situées au delà de 40°/45° nord.

8. Cette incertitude correspond à la précision de l'échelle des diagrammes

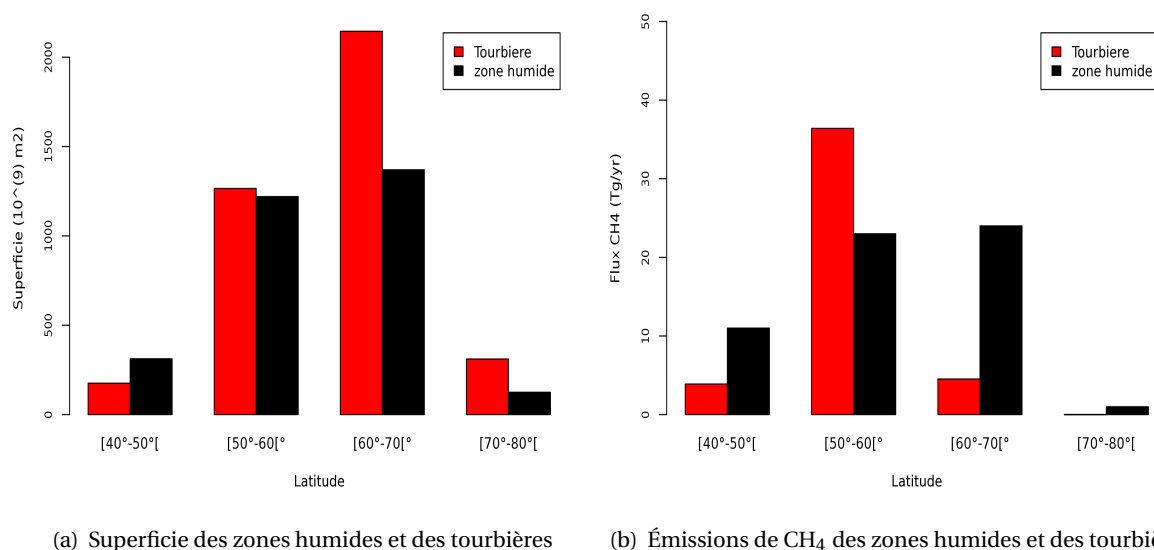


Fig. 5.12 – Comparaison de (a) la superficie et (b) des émissions associées des zones humides (en noir) d'après l'étude de Walter et des tourbières (en rouge) dans cette étude en moyenne annuelle de la période 1982-1993.

Cependant, bien que la proportion zonale de la superficie soit respectée, les émissions de méthane des tourbières simulées sont concentrées sur les latitudes comprises entre $50^\circ - 60^\circ \text{N}$. En effet, la production de méthane par la méthanogénèse dans le sol des tourbières des latitudes comprises entre $60^\circ - 70^\circ \text{N}$ est fortement oxydée par méthanotrophie. Les flux de méthane par le processus de diffusion sont dans ce cas négatifs, transformant ces tourbières en puits de CH_4 . En effet, les sols non saturés en eau absorbent des quantités de méthane atmosphérique par oxydation des bactéries méthanotrophiques (O'Connor *et al.*, 2010). Jørgensen *et al.* (2015) ont montré que les sols non saturés en eau en arctique absorbent en moyenne $132 \pm 59 \text{ gCH}_4/\text{m}^2/\text{h}$ et $49 \pm 25 \text{ gCH}_4/\text{m}^2/\text{h}$ respectivement pour le cas de la toundra sèches et humides. De manière semblable aux émissions de CH_4 , leur absorption augmente avec la température (Jørgensen *et al.*, 2015). Si l'on ne tient pas compte des tourbières considérées comme puits de carbone (avec une densité de flux de CH_4 négative en moyenne), la quantité d'émission de CH_4 s'élèverait à plus de 40 Tg/an pour cette tranche de latitude.

De manière générale, l'étendue des tourbières utilisée pour déterminer les émissions de méthane de celles-ci est estimée à 3.8 Mkm^2 . Bien que les études de Yu *et al.* (2010); Tarnocai *et al.* (2009) estiment l'étendue des tourbières des hautes latitudes nord à 4 Mkm^2 , l'étendue des zones humides de Matthews et Fung (1987) ne comptabilisent que $3.0 \pm 0.3 \text{ Mkm}^2$. Les émissions totales de méthane des tourbières des hautes latitudes nord sont estimées à près de $45 \text{ TgCH}_4/\text{an}$ en moyenne entre 1982-1993, contre $60 \pm 10 \text{ TgCH}_4/\text{an}$ selon l'étude de Walter *et al.* (2001) à cette période.

En conclusion, la proportion zonale des étendues de tourbières et zones humides est cohérente pour les deux études. Cependant, près de 80 % des émissions de méthane des tourbières sont concentrés entre la latitude 50°N et 60°N . L'apport en eau des tourbières situées dans les latitudes supérieures à 70°N n'est pas suffisant pour bien représenter l'hydrologie des tourbières sous-estimant ainsi les émissions de méthane dans ces régions. Le modèle d'émission de méthane de Walter *et al.* (2001) estime une densité de flux de méthane moyenne des zones humides de $20 \pm 3 \text{ gCH}_4/\text{m}^2/\text{an}$

tandis que ce même modèle adapté pour les tourbières (ref 5.1.2.3) estime une densité de flux de méthane de ces dernières à $12 \text{ gCH}_4/\text{m}^2/\text{an}$ en moyenne annuelle entre 1992-1993.

Par ailleurs, Ringeval *et al.* (2010) utilisent également le même modèle d'émissions de méthane. Dans cette étude, les étendues des zones humides sont estimées à partir des observations satellites des zones inondées de Prigent *et al.* (2007). Les émissions de méthane associées à ces étendues sont estimées à $40.8 \text{ TgCH}_4/\text{an}$ pour une étendue de zones inondées de 1.28 Mkm^2 en moyenne annuelle⁹, soit une densité de flux de méthane des zones inondées de $31.8 \text{ gCH}_4/\text{m}^2/\text{an}$ pour les latitudes supérieures à 50° nord. Dans ce cas, seules les zones humides inondées sont considérées avec un profil de nappe invariable fixé à 0 cm de profondeur.

En résumé, la densité de flux d'émission de CH_4 des tourbières est inférieure à celles des zones humides obtenues dans les études de Ringeval *et al.* (2010) et de Walter *et al.* (2001). Contrairement à l'étude de Ringeval *et al.* (2010), le profil de nappe des tourbières est variable dans le temps. Lorsque le sol des tourbières n'est pas inondé, les quantités de méthane présentes dans le sol sont oxydées entraînant un flux d'émission de CH_4 plus faible voir négatif. En revanche, l'étendue des tourbières semble être surestimée par rapport aux étendues de zones humides obtenues dans les deux études sus-citées.

5.3.2 Comparaison avec le modèle d'inversion de Bousquet

Afin de comparer les quantités totales d'émissions de méthane des tourbières des hautes latitudes nord aux observations, ces quantités sont comparées aux émissions totales de méthane des zones humides issues du modèle d'inversion de Bousquet *et al.* (2011).

Le modèle d'inversion de Bousquet *et al.* (2011) est basé sur un formalisme Bayésien dans lequel des observations de méthane sont assimilées dans un modèle de transports d'espèces chimiques avec une distribution spatio-temporelle des puits et sources de CH_4 (Bousquet *et al.*, 2005). Ce modèle basé sur des observations permet d'estimer l'amplitude des émissions de surface de CH_4 optimisée chaque mois selon 11 différentes régions (océan + 10 régions de surfaces). Ces régions de surfaces comptabilisent aussi bien les combustibles fossiles et industriels, les ruminants, l'utilisation des sols et les déchets que les zones humides.

Dans un premier temps, le flux d'émission total des tourbières des hautes latitudes nord est comparé au flux d'émission obtenu avec le modèle d'inversion de référence (scénario S0) et le modèle d'inversion utilisant la carte des émissions des zones humides avec les données de Kaplan (2002) (scénario S1) au lieu de celles de Matthews et Fung (1987). Dans la figure 5.13, les émissions annuelles de méthane des tourbières sont estimées en moyenne à $48 \pm 19 \text{ TgCH}_4/\text{an}$, soit 20 % de plus que les émissions déterminées selon l'étude de Bousquet *et al.* (2011) avec le scénario standard (S0). Ces émissions de méthane sont surestimées par rapport aux observations. La variabilité interannuelle des émissions de CH_4 issues des tourbières est plus importante que celle constatée par les études de Bousquet *et al.* (2011). L'origine de cette variabilité sera expliquée pour les tourbières dans la section 5.5.2.

9. Moyenne des étendues de avril à octobre, période où les émissions de méthane sont non nulles.

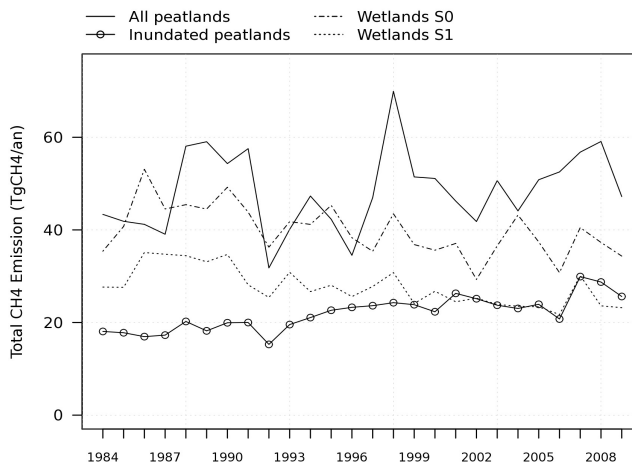


Fig. 5.13 – Émissions totale de CH_4 par an des tourbières et des tourbières inondées pour les latitudes supérieures à 40° nord en comparaison avec les émissions totales de CH_4 des zones humides de Bousquet selon le scénario S0 et S1.

Il est à noter que ces émissions comptabilisent l'ensemble des émissions de tourbières des hautes latitudes, avec une superficie de 3.8 Mkm^2 , y compris les tourbières n'étant pas totalement saturées en eau. En effet, les études de Ringeval *et al.* (2010) portant sur les émissions de méthane issues des zones humides inondées ont montré un très bon accord avec la quantité d'émission de méthane des zones humides selon Bousquet *et al.* (2011), comptabilisant $40.8 \text{ TgCH}_4/\text{an}$. Afin de comparer cette étude, les émissions de méthane des tourbières inondées sont représentées sur la figure 5.13 et comptabilisent une émission totale moyenne de $22 \text{ TgCH}_4/\text{an}$ entre la période de 1984 à 2009. La variabilité inter-annuelle de ces dernières est cependant moins prononcée.

Les figures 5.14 permettent de distinguer les régions fortement émettrices de méthane pour le cas des tourbières inondées (à gauche) et selon le scénario de référence de Bousquet *et al.* (2011) (à droite). Les régions du sud-est du Canada et de la Russie ainsi que la Russie occidentale sont des régions où les émissions de méthane sont importantes aussi bien selon l'étude de Bousquet *et al.* (2011) que selon les tourbières inondées. Les émissions de méthane des tourbières inondées sont localement moins importantes.

Enfin, les émissions totales des tourbières inondées sont comparées aux émissions des zones humides de Bousquet *et al.* (2011) en considérant uniquement les points de grilles où tourbières inondées et zones humides coexistent. La quantité totale d'émissions de méthane des zones humides est déterminée à partir de la densité de flux de chaque maille multipliée par l'aire correspondant aux tourbières au point de grille correspondant. Cette étude a été effectuée pour le cas des zones humides selon le scénario S0 et S1, représenté respectivement en noir et rouge sur la figure 5.15(a). Si l'on ne tient compte que des émissions des zones humides de Bousquet *et al.* (2011) dans les points de grilles où les tourbières sont inondées, la quantité d'émission de CH_4 est surestimée d'un facteur 3 (figure 5.15(a)). Cette surestimation est principalement causée par les tourbières situées dans les latitudes inférieures à 60°N (figure 5.15(b)). En revanche, la densité de flux de méthane est sous-estimée lorsque le modèle ne simule pas correctement les tourbières (section 4.2.1.2). C'est le cas du nord-ouest du Canada, Alaska et nord-est de la Russie.

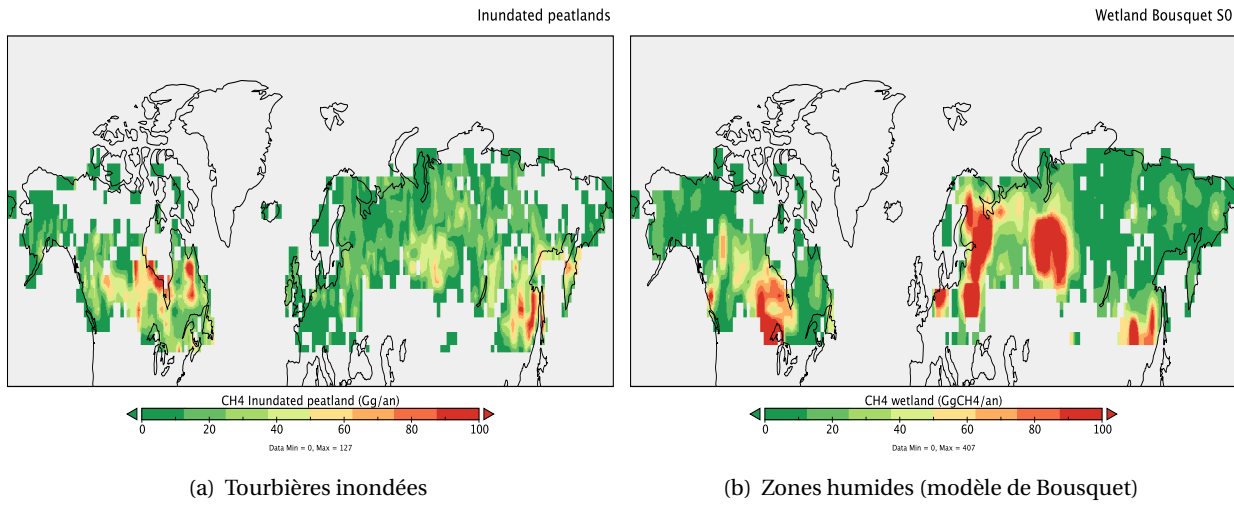


Fig. 5.14 – Distribution spatiale des émissions de CH₄ annuelle moyenne (en GgCH₄/an) par point de grille pour (a) le cas des tourbières inondées et (b) selon le modèle de Bousquet.

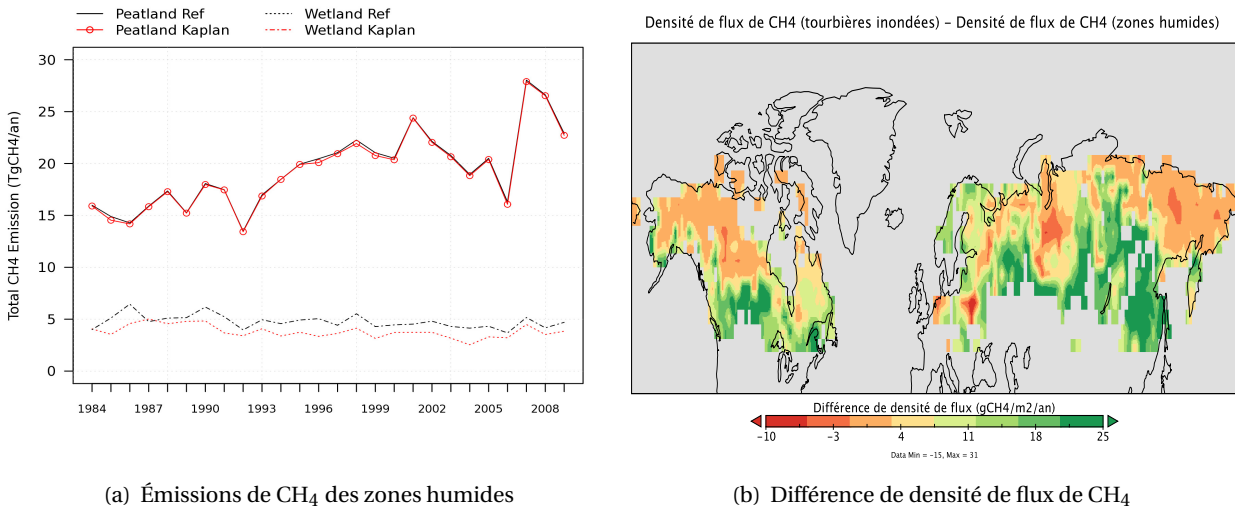


Fig. 5.15 – (a) : Émissions totale de CH₄ par an des zones humides (pointillées) et des tourbières inondées (traits pleins) en ne considérant que la superficie où les tourbières inondées et les zones humides se superposent selon le scénario S0 (en noir) et S1 (en rouge). (b) : Différence de densité de flux de méthane (en gCH₄/m²/an) en moyenne sur la période de 1984 à 2009 entre les tourbières inondées et les zones humides.

En résumé, la quantité d'émission totale des tourbières inondées s'élève à 22 TgCH₄/an, soit du même ordre de grandeur que les émissions des zones humides selon Bousquet *et al.* (2011). De plus, les régions où les émissions de tourbières inondées sont les plus conséquentes correspondent aux régions où elles le sont également pour les zones humides de Bousquet *et al.* (2011). Cependant, la densité de flux de méthane est surestimée dans les latitudes les plus basses et sous-estimées dans les latitudes supérieures à 65 °N. En revanche, lorsque la quantité d'émissions de CH₄ des tourbières est comparée avec celle des zones humides comptabilisées uniquement dans les points de grilles où les tourbières inondées sont représentées, les émissions de méthane des tourbières semblent surestimées d'un facteur 3 environ.

Cependant, il est à noter que la profondeur de nappe phréatique utilisée pour déterminer la densité de flux de méthane ne correspond pas exactement à celle obtenue dans le chapitre 4 (voir méthode section 3.3.2.2). De plus, comme nous avons pu le constater lors de la comparaison entre observation et modèle (section 5.2.3) ainsi que dans l'étude sur le site de Minnesota (section 5.10), la position de nappe phréatique que l'on impose pour déterminer le flux de méthane est surestimée par rapport à la réalité. La raison pour laquelle la densité de flux des tourbières simulées est surestimée provient de la deuxième définition de la profondeur de nappe phréatique qui semble être surestimée.

5.4 Impact de la prise en compte de la conservation du carbone

Le modèle de densité de flux de CH₄ estime la quantité de production de méthane en fonction de la température du sol, de la position de nappe phréatique et également du stock de carbone contenu dans le sol. D'après les modifications effectuées par Ringeval *et al.* (2010), la quantité de substrat correspond à la quantité de carbone actif contenu dans le sol. Lors de la méthanogénèse, une partie de ce carbone est consommé. L'intégration du modèle de densité de flux de méthane par Ringeval *et al.* (2010) au sein d'ORCHIDEE n'a cependant pas tenu compte de la conservation de carbone, supposant la quantité de carbone utilisée par la méthanogénèse comme négligeable. Afin de conserver la quantité de carbone dans le modèle, il est alors nécessaire de soustraire au stock de carbone, la quantité de carbone utilisée pour la production de méthane. Cette section montre l'impact de la prise en compte de la conservation du carbone sur la quantité de carbone actif lié au type de végétation des tourbières ainsi que son impact sur les émissions de méthane.

Dans un premier temps, nous allons montrer l'importance de la prise en compte de la conservation du bilan de carbone. Pour cela, la quantité annuelle moyenne de carbone utilisée par la méthanogénèse est comparée avec le stock de carbone actif annuel moyen pour la période comprise entre 2000 et 2006, période à laquelle la concentration atmosphérique de méthane est relativement stable avec une concentration moyenne de 1780 ppbv pour cette période. La quantité totale de carbone utilisée pour la production de méthane dans les deux premiers mètres du sol peut atteindre jusqu'à plus de 125 gC/m²/an (figure 5.16(a)). Pour les régions situées en dessous de 60 °N, la quantité de carbone consommée par la méthanogénèse atteint plus de 30 % du stock annuel moyen de carbone actif (Figure 5.16(b)).

En effet, les régions les moins froides ont un taux de production de méthane plus élevé tandis que ces régions ont un stock de carbone actif plus faible. En Europe, le stock de carbone actif est inférieur à 200 gC/m² en moyenne annuelle. Bien que le taux de production de méthane soit relativement faible, la quantité de carbone consommée par la méthanogénèse engendre une diminution de plus de 25 % de la quantité totale de carbone actif dans le sol comme on peut le voir sur la figure 5.16(b).

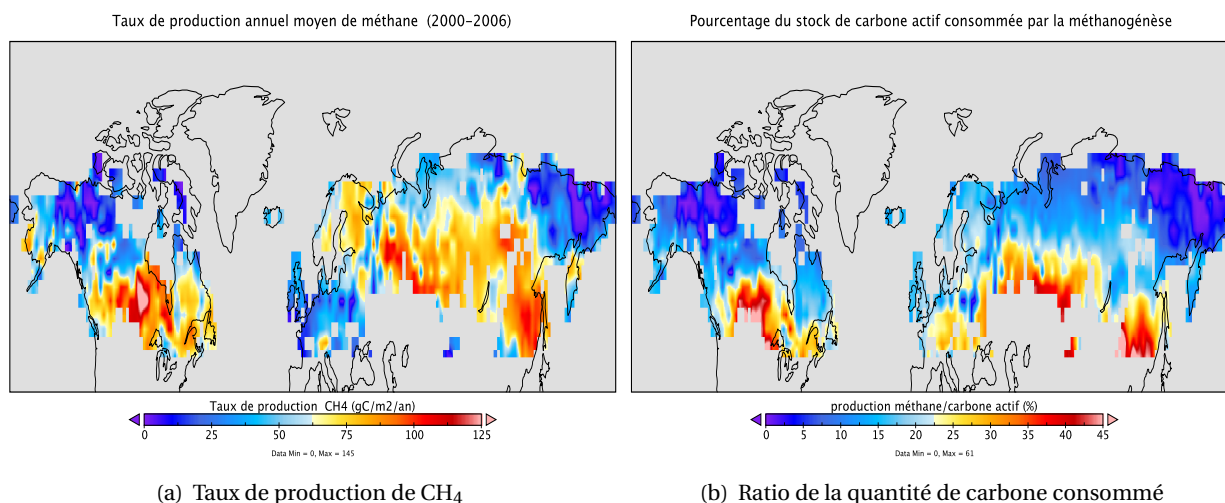


Fig. 5.16 – (a) : taux de production annuel de méthane exprimé en gC/m²/an. (b) : Ratio entre la quantité de carbone consommée par la méthanogénèse et la quantité de carbone actif du sol en un an (%).

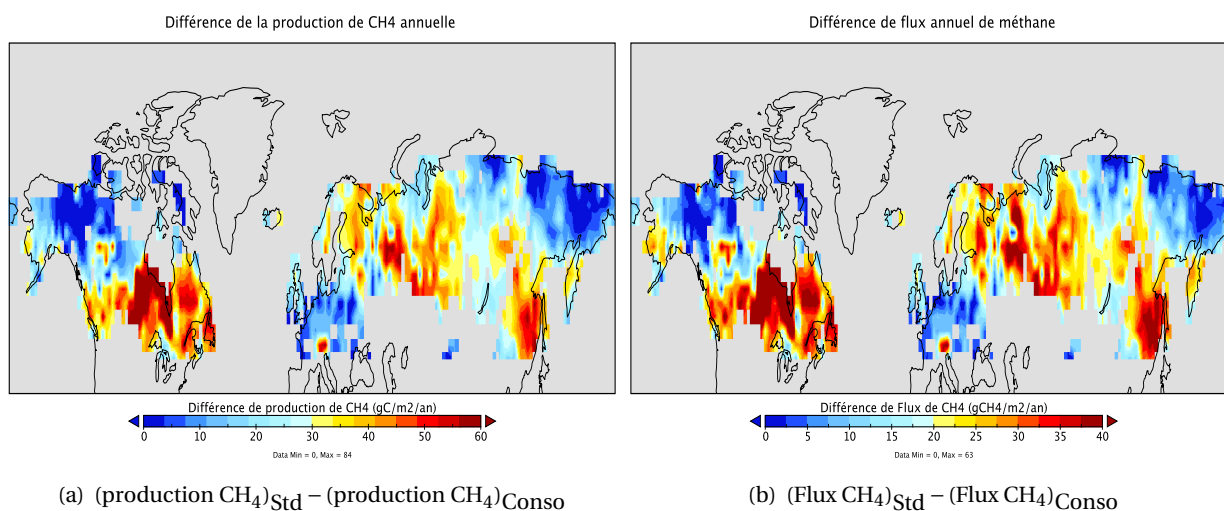


Fig. 5.17 – Différences annuelles moyennes de (a) la production de méthane (en gC/m²/an) et (b) du flux d'émission de méthane, entre les simulations standards (Std) et les simulations tenant compte de la conservation du bilan carbone (Conso).

À l'inverse, les régions les plus froides, notamment au nord-est de la Russie, ont un important stock de carbone dans le sol pouvant dépasser 800 gC/m^2 avec un faible taux de production. Dans cette région, la consommation de carbone par la méthanogénèse a impact négligeable sur la quantité de carbone actif.

En résumé, la quantité de carbone consommée par la méthanogénèse des sols des tourbières est en moyenne de $57 \text{ gC/m}^2/\text{an}$, soit 17 % du stock de carbone actif en moyenne. De ce fait, ce processus ne peut alors être négligé. Par la suite, la consommation de carbone par la production de méthane est soustraite à la quantité de carbone actif du sol afin de conserver le bilan de carbone. Pour évaluer son impact, les différences observées entre les deux simulations (ie avec et sans conservation du bilan carbone) sont comparées après stabilisation des processus de carbone.

L'inclusion de la conservation de carbone entraîne une diminution du stock de carbone. De ce fait, la quantité du substrat pour la production de méthane est diminuée, ce qui impacte également la production de méthane. En moyenne annuelle sur la période 2000-2006, la prise en compte de la conservation implique une diminution de la production de CH_4 moyenne de $27 \text{ gC/m}^2/\text{an}$. La région située au sud de la baie d'Hudson est particulièrement impactée par la prise en compte de la conservation de carbone ainsi que les régions situées en Sibérie occidentale. Dans ces régions, la diminution de production de méthane atteint $60 \text{ gC/m}^2/\text{an}$ en moyenne entraînant une diminution du flux annuel de méthane de $40 \text{ gCH}_4/\text{m}^2/\text{an}$ (figures 5.17).

En conclusion, l'intégration du modèle de densité de flux de méthane au sein d'ORCHIDEE nécessite de vérifier la conservation du bilan carbone. En effet, la quantité de carbone utilisée lors de la méthanogénèse affecte le stock de carbone de manière non négligeable. Par ailleurs, cette conservation a des conséquences sur la production de méthane qui est de ce fait plus faible, entraînant à son tour un impact sur la quantité de CH_4 émise vers l'atmosphère. Les régions situées en Sibérie et au sud-est du Canada sont particulièrement impactées. À l'échelle des latitudes supérieures à 45°N , les émissions de méthane provenant des tourbières sont estimées à $48 \text{ TgCH}_4/\text{an}$ lorsque la conservation du bilan carbone est activée. En son absence, ces émissions s'élèvent à $115 \text{ TgCH}_4/\text{an}$ en moyenne pour la période de 2000 à 2006. La prise en compte de la consommation de carbone par la méthanogénèse entraîne alors une diminution de 58 % des émissions annuelles de méthane.

5.5 Émissions rétrospectives et actuelles de méthane des tourbières

Après avoir comparé la densité de flux de CH_4 des tourbières avec des observations sur sites, cette section montre la densité de flux de méthane actuel issu des tourbières obtenue avec le modèle de Walter *et al.* (2001) et ses modifications décrites dans la section 5.1.2.3 en tenant compte de l'hydrologie des tourbières. Dans un premier temps, les émissions de CH_4 des tourbières sont étudiées pour la période moyenne de 1980 à 2013 en soulignant la contribution des différents processus d'émissions de méthane et la part des émissions de méthane en fonction des régions de pergélisols 5.5.1. Par la suite, l'évolution de ces émissions de méthane de 1901 à nos jours sera évoquée pour l'ensemble des tourbières boréales. Afin d'identifier la provenance de ces émissions, la contribution des émissions de CH_4 des tourbières situées au Canada et en Russie par rapport aux émissions totales sont étudiées. L'évolution des émissions annuelles de méthane issues des tourbières inondées sera également traité 5.5.2. Les simulations sont effectuées avec une résolution de $2^\circ \times 2^\circ$ du forçage CRUNCEP de la version 5.3.2. Un *spin-up* de plusieurs milliers d'années a été effectué afin d'atteindre l'équilibre des réservoirs de carbone.

5.5.1 Budget de méthane moyen pour la période 1980-2013

5.5.1.1 Émissions et absorptions annuelles moyennes de méthane et contribution des processus

La densité de flux total d'émission de CH_4 résulte des processus de diffusion du sol, de transports par les plantes par le biais des racines et par ébullition lorsque le sol est inondé. Pour la période moyenne de 1980 à 2013, la contribution totale annuelle des émissions de méthane provenant des tourbières est estimée à $48.8 \text{ TgCH}_4/\text{an}$. Cependant, les flux de méthane situés dans les régions montagneuses au nord-ouest du Canada et au nord-est de la Russie sont négatifs en moyenne annuelle, d'après le modèle de densité de flux. Ces tourbières sont, dans ce cas, des puits de carbone. En effet, les sols non saturés en Arctique représentent des puits de méthane (O'Connor *et al.*, 2010). Les études de Jørgensen *et al.* (2015) ont montré que les sols de toundras sèches mais également humides (non saturés) situés en Arctique absorbent des quantités de méthane pendant la période de croissance. Les tourbières boréales peuvent passer de source à puits de méthane lorsqu'elles sont drainées (Nykänen *et al.*, 1998). En effet, le modèle hydrologique dans ces régions ne permet pas de bien représenter l'hydrologie des tourbières (section 4.2.1.1). La méthanotrophie de la partie aéro-bique du sol entraîne une densité de flux diffusifs fortement négatifs. Ces flux annihilent les émissions de méthane par le processus de transport par les plantes. Le taux journalier d'oxydation est supérieur au taux de production de méthane dès lors que la profondeur de nappe phréatique moyenne en été est supérieure à 5 cm de profondeur (figure 5.18(b)).

Si l'on ne tient pas compte des flux d'émissions négatifs, la contribution totale des tourbières s'élève alors à $92 \text{ TgCH}_4/\text{an}$. Dans ce cas, la contribution du processus de transport par les plantes est responsable à plus de 60 % des émissions totales contre 39.5 % pour le transport par diffusion et 0.5 % par le processus d'ébullition. Lorsque l'on considère le budget total (absorption et émission) de méthane, la contribution du processus de transport représente 109 % des émissions totales. Le processus de transport par diffusion représente aussi bien l'absorption du méthane dans le sol que leur émission vers l'atmosphère. Au total, ce flux contribue à une absorption de $5.2 \text{ TgCH}_4/\text{an}$ avec $33.7 \text{ TgCH}_4/\text{an}$ émis vers l'atmosphère et $38.9 \text{ TgCH}_4/\text{an}$ absorbé par le sol. Dans ce cas, la contribution de ce processus représente -10 % de la quantité totale de CH_4 émise vers l'atmosphère et le transport par les bulles de 0.6 %. La mauvaise représentation de l'hydrologie des tourbières dans les points de grilles où les montagnes sont présentes (nord-est Russie, nord-ouest Canada) conduit à des résultats peu réalistes (figure 5.18(a)). Par la suite, les quantités de méthane venant des tourbières sont calculées avec la méthode qui ne tient pas compte des points de grilles ou les émissions de méthane sont "négatives"¹⁰ en moyenne mensuelle.

Pour la période de 1980 à 2013, la densité annuelle moyenne des tourbières des hautes latitudes est représentée sur la figure 5.18(a). La densité de flux s'élève jusqu'à plus de $100 \text{ gCH}_4/\text{m}^2/\text{an}$ pour des régions situées au Canada. Le flux annuel de méthane observé sur 120 sites de tourbières du Canada varie entre 0 et $130 \text{ gCH}_4/\text{m}^2/\text{an}$ (Lal *et al.*, 1995). Bien que la majorité de ces sites ait un flux inférieur à $10 \text{ gCH}_4/\text{m}^2/\text{an}$, les valeurs obtenues par le modèle sont en accord avec les observations (Lal *et al.*, 1995). En revanche, pour les mailles où le flux atteint $100 \text{ gCH}_4/\text{m}^2/\text{an}$, la contribution du processus par diffusion s'élève à 80 % contre seulement 20 % par le transport de méthane par les racines des plantes. D'après les observations, le transport par les plantes est le processus dominant de

10. flux diffusif négatif et supérieur au flux par ébullition et par les plantes.

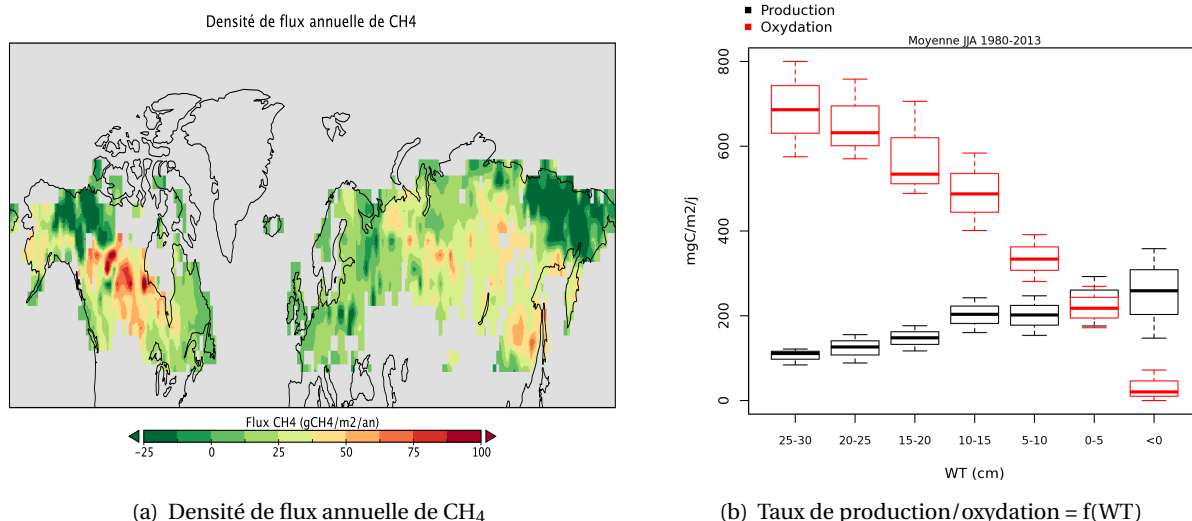


Fig. 5.18 – (a) Densité de flux annuelle de méthane ($\text{gCH}_4/\text{m}^2/\text{an}$) des tourbières des hautes latitudes nord pour la période moyenne de 1980 à 2013. (b) Diagramme en boîte du taux de production de méthane (en noir) et du taux d'oxydation (en rouge) en fonction de la profondeur de nappe phréatique (WT) pour l'ensemble des tourbières des latitudes supérieures à 45°N .

	Plantes		Diffusion		Ébullition		Total	
	LPJ	ORC	LPJ	ORC	LPJ	ORC	LPJ	ORC
Minnesota	21.8 (76.7 %)	27.8 (90.8 %)	6.5 (22.9 %)	2.7 (8.8 %)	0.11 (0.4 %)	0.02 (0.04 %)	28.5	30.5
BOREAS	11.5 (69.9 %)	32.1 (80 %)	4.8 (29.2 %)	7.9 (19%)	0.1 (0.9 %)	0.5 (1 %)	16.4	40.6
Abisko	7.5 (84.5 %)	18.8 (95.7 %)	1.4 (15.5 %)	0.3 (1.7 %)	0 (0 %)	0.5 (2.5 %)	8.9	19.6

Tab. 5.1 – Flux de méthane simulé ($\text{gCH}_4/\text{m}^2/\text{an}$) par le modèle LPJ-WHyMe et ORCHIDEE pour chacun des processus : transport par les plantes, diffusion et ébullition. Le pourcentage de la contribution de chacun de ces paramètres est annoté en parenthèses.

transport de méthane vers l'atmosphère, bien que celui-ci varie en fonction des espèces dominantes (Whiting et Chanton, 1992; Shannon *et al.*, 1996). Bien que la proportion des processus soit respectée à l'échelle des hautes latitudes, elle ne l'est pas pour les mailles ayant une densité de flux très élevée.

En comparaison avec un autre modèle d'émission de méthane combiné avec un modèle de végétation, à savoir le LPJ-WHyMe développé par Wania *et al.* (2010), la contribution de chacun des processus simulés est comparée pour trois différents sites dont les valeurs sont représentées dans le tableau 5.1. Pour ces trois sites, le modèle d'émission de méthane avec l'hydrologie d'ORCHIDEE surestime la contribution du processus par les plantes par rapport au modèle LPJ-WHyMe. Il en est de même pour le flux d'émission total de chacun de ces trois sites. Cependant, il est à noter que les paramètres liés aux émissions de méthane du modèle LPJ-WHyMe ont été optimisés pour chacun de ces sites (Wania *et al.*, 2010).

En résumé, la contribution du processus de transport de méthane par les plantes sur les émissions totales de méthane des tourbières à l'échelle des hautes latitudes nord, est en accord avec les

observations. Cependant, cette contribution semble surestimée pour les sites d'Abisko, Minnesota et BOREAS dont les valeurs sont représentées dans le tableau 5.1. En revanche cette contribution est particulièrement faible pour la région du Canada où la densité de flux dépasse les $100 \text{ gCH}_4/\text{m}^2/\text{an}$. Le processus de diffusion dans la région sus-citée est dominant. Bien que cette valeur soit en accord avec les observations ((Lal *et al.*, 1995)), la quantité de méthane par flux diffusif peut être surestimée et être en partie responsable de la surestimation des émissions de méthane des tourbières des hautes latitudes. En effet, si l'on ne tient pas compte des points de grille où la densité de flux dépasse $60 \text{ gCH}_4/\text{m}^2/\text{an}$, les émissions totales de méthane sont abaissées de $24 \text{ TgCH}_4/\text{an}$, soit un total de $68 \text{ TgCH}_4/\text{an}$. Les études d'inversions de modèle estiment les émissions des tourbières situées au dessus de 50°N à $33 \pm 18 \text{ TgCH}_4/\text{an}$ (Bousquet *et al.*, 2011; Chen et Prinn, 2006) tandis que les émissions des tourbières au nord de 45°N selon notre étude, sont estimées à $48 \text{ TgCH}_4/\text{an}$ lorsque les tourbières puits de méthane sont considérées. En conclusion, le modèle de méthane semble surestimer la quantité totale d'émissions de méthane des tourbières par rapport aux résultats obtenus avec les modèles d'inversions. Le modèle ORCHIDEE estime les émissions de méthane provenant des tourbières situées au dessus de 45°N à $92 \text{ TgCH}_4/\text{an}$ en moyenne. Cette valeur est alors comprise dans l'intervalle des estimations des émissions de méthane des tourbières de ces latitudes, variant de 31 à $106 \text{ TgCH}_4/\text{an}$ en fonction des études (Zhuang *et al.*, 2004).

5.5.1.2 Émissions de méthane dans les régions de pergélisols

Les tourbières situées en Arctique sont bien souvent localisées dans des régions de pergélisols continu, discontinu, sporadique en encore isolé. Par ailleurs, ces régions concentrent un important stock de carbone confiné dans les sols gelés. Après avoir déterminé la quantité totale d'émission de méthane des tourbières, l'objectif consiste ici à quantifier la proportion des émissions de méthane pour chaque catégorie de pergélisols. Pour quantifier ces émissions, les régions des tourbières ont été subdivisées en fonction des différentes catégories de pergélisols déterminées à partir de la carte de pergélisols provenant de l'IPA (*International Permafrost Association*) (Heginbottom *et al.*, 1997). Les tourbières localisées dans les régions de pergélisols sont représentées dans la figure 5.19(b) par un dégradé de couleurs scindant les différentes catégories : des pergélisols continus aux pergélisols isolés. Les tourbières non représentées dans cette figure sont alors considérées comme tourbières en zones hors pergélisols.

Dans ce cas d'étude, seules les tourbières émettrices de méthane (émissions nettes en moyenne mensuelle) sont considérées. Pour la période de 1980 à 2013, la contribution des émissions de méthane de chaque catégorie est relativement stable. Les valeurs de ces émissions annuelles sont représentées dans le diagramme en boîte sur la figure 5.19(a). En moyenne, les émissions de méthane issues des régions de pergélisols (toutes zones confondues) représentent 77 % des émissions totales, soit $70 \text{ TgCH}_4/\text{an}$. En effet, 80 % de la superficie des tourbières situées au nord de 45°N sont localisées dans des régions de pergélisols. Cependant, la densité d'émissions moyenne des tourbières des régions de pergélisols est inférieure à celles des tourbières en régions hors pergélisols (tableau 5.2) En effet, la densité moyenne des tourbières en régions de pergélisols continus est de seulement $13.50 \text{ gCH}_4/\text{m}^2/\text{an}$ étant donné que les tourbières du nord-est de la Russie ne sont pas émettrices de méthane. Si l'on ne tient pas compte de cette région, la densité annuelle moyenne atteint $19.57 \text{ gCH}_4/\text{m}^2/\text{an}$.

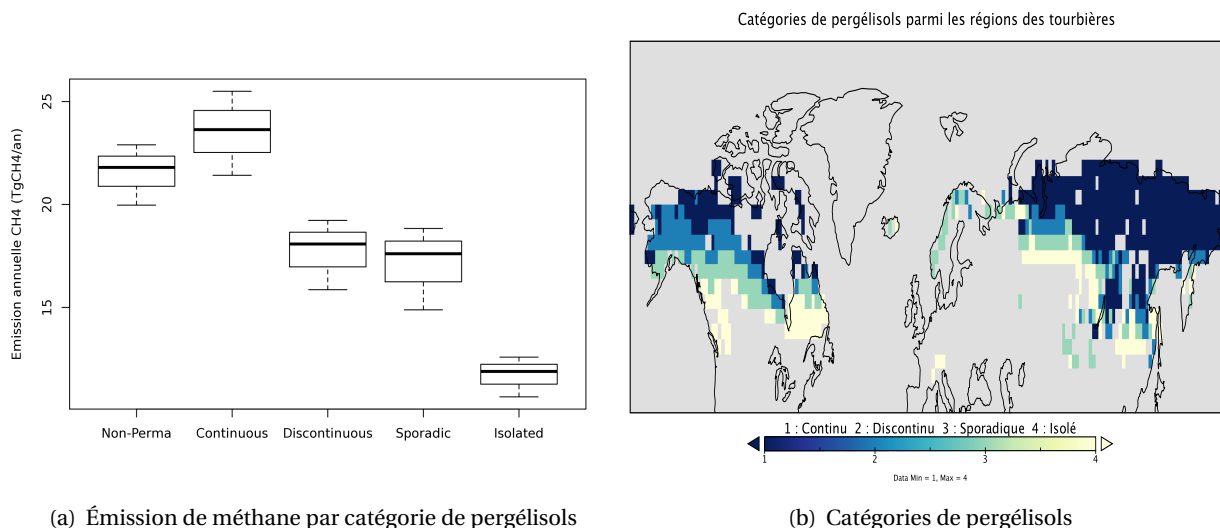


Fig. 5.19 – (a) Distribution des quantités d’émissions de méthane dans les différentes régions de pergélisols et hors pergélisols. (b) Carte IPA des différents types de pergélisols de Heginbottom *et al.* (1997).

	Types de pergélisols				Total	Hors pergélisols	Total
	Continu	Discontinu	Sporadique	Isolé			
Superficie	1.74 (45 %)	0.63 (16 %)	0.40 (10 %)	0.34 (8.7 %)	3.11	0.78 (20 %)	3.89
Densité	13.50	28.32	42.38	34.25	22.49	27.59	23.51

Tab. 5.2 – Superficie des tourbières et densité moyenne en fonction des différentes catégories de pergélisols et hors régions de pergélisols exprimées en Mkm² et en gCH₄/m²/an respectivement. La proportion de la superficie de chacune des catégories est donnée en pourcentage entre parenthèses.

Pour résumer, 80 % des tourbières situées au nord de 45 ° N sont localisées en régions de pergélisols, elles contribuent à 77 % des émissions annuelles de méthane provenant des tourbières boréales (> 45 ° N). Parmi ces tourbières, 45 % sont localisées dans les régions de pergélisols continus dont l’émission annuelle de méthane de ces dernières s’élève à 23.5 TgCH₄ en moyenne sur la période de 1980 à 2013. Cependant, la densité de flux de méthane de ces régions reste faible grâce au gel des 30 premiers cm du sol des tourbières qui dure en moyenne sept mois dans l’année. Le réchauffement climatique particulièrement prononcé dans ces régions peut alors causer une importante émission de méthane provenant des tourbières situées dans les régions de pergélisols continus et discontinues si les quantités de précipitations sont équivalentes ou supérieures à actuellement (section 5.6.2).

5.5.2 Évolution du budget de méthane de 1901 à 2013

La variabilité interannuelle des émissions de méthane des zones humides contribue majoritairement aux fluctuations de méthane atmosphérique. L’anomalie des émissions des zones humides permet d’expliquer jusqu’à 70 % de l’anomalie des émissions globales de méthane (Bousquet *et al.*, 2006). Ces anomalies suivent celles des étendues de zones inondées provenant principalement des

latitudes moyennes et des tropiques et peu des hautes latitudes nord (Prigent *et al.*, 2007). Par ailleurs, les zones humides boréales (> 50° N) expliquent environ 30 % de l'anomalie globale de méthane atmosphérique (Bousquet *et al.*, 2011). On rappelle ici que les zones humides boréales sont principalement des tourbières. Cette section détermine l'évolution totale et zonale des émissions de méthane des tourbières boréales ainsi que la répartition des émissions de méthane en fonction des continents de 1901 à 2013. Enfin, l'évolution des émissions de méthane des tourbières inondées sera étudiée.

5.5.2.1 Évolution des émissions totales de méthane des tourbières

Les émissions de méthane des tourbières situées au nord de 45° N ont été simulées par le modèle de densité de flux de méthane intégré dans ORCHIDEE en tenant compte des paramètres biologiques et hydrologiques des tourbières. Un *spin-up* de plusieurs milliers d'années a été effectué afin d'atteindre l'équilibre du contenu de carbone dans le sol jouant un rôle important sur les émissions de méthane (section 5.4). Les simulations ont été effectuées en tenant compte de l'évolution de la concentration atmosphérique de CO₂ et de CH₄.

L'évolution des émissions de méthane des tourbières situées au dessus de 45° N est représentée par la figure 5.20(a). Les variations interannuelles de méthane sont davantage corrélées aux variations de degrés-jours¹¹ moyens (R=0.70) qu'aux variations de précipitations moyennes (R=0.46) sur l'ensemble des surfaces des tourbières. La précipitation annuelle est calculée en tenant compte de la superficie des tourbières de chaque maille *i* moyennée par la superficie totale selon la relation ci dessous :

$$\text{Précipitation} = \frac{\sum (\text{Précipitation}_i * S_{\text{peat } i})}{\sum S_{\text{peat}}} \quad (5.14)$$

Les émissions de méthane issues des tourbières augmentent distinctement dans la période comprise entre 1950 et 1970. Cette hausse brutale des émissions peut s'expliquer par la hausse de la température à la surface du sol à cette période (figure 5.20(b)). L'évolution totale des émissions de méthane des tourbières situées au nord de 45° N est marquée par celle des tourbières situées entre 56° N et 62° N. (Figure 5.21(a)). Les tourbières comprises dans ces régions représentent cependant 27 % de la superficie totale des tourbières situées au nord de 45° N, soit 1,06 Mkm². Parmi ces latitudes, les émissions de méthane ont brusquement augmenté à partir de 1950 suite à l'augmentation brutale du nombre degrés-jour 5.21(b). Depuis 1950, les émissions de méthane sont estimées à 40 TgCH₄/an pour les latitudes comprises entre 56° N et 62° N contre 30 TgCH₄/an en moyenne pour la période antérieure à 1950. Le dégel des pergélisols des tourbières du Canada s'est accéléré de manière significative depuis 1950 (Camill, 2005). Cependant, l'évolution zonale des émissions de méthane ne permet de distinguer la répartition géographique des émissions de méthane entre le Canada et la Russie (section 5.5.2.2). Enfin, les variations interannuelles des émissions de méthane sont principalement contrôlées par celles des émissions de méthane par le processus de diffusion (figure 5.22).

Les quantités d'émissions de CH₄ montrées ici tiennent compte uniquement des flux de méthane positifs¹² (section 5.5.1.1). Les quantités de méthane absorbées par les tourbières semblent suspectes et l'étude des émissions de méthane n'a pas tenu compte de ces flux. Le budget de méthane des tourbières est représenté dans la figure 5.20(c). L'absorption de méthane est responsable de 25 % environ de la diminution des émissions de CH₄ des tourbières pour la période précédent 1970.

11. la température seuil des degrés-jours est fixée à 273.15 K.

12. Lorsque la somme des flux par diffusion, plantes et ébullition est positive.

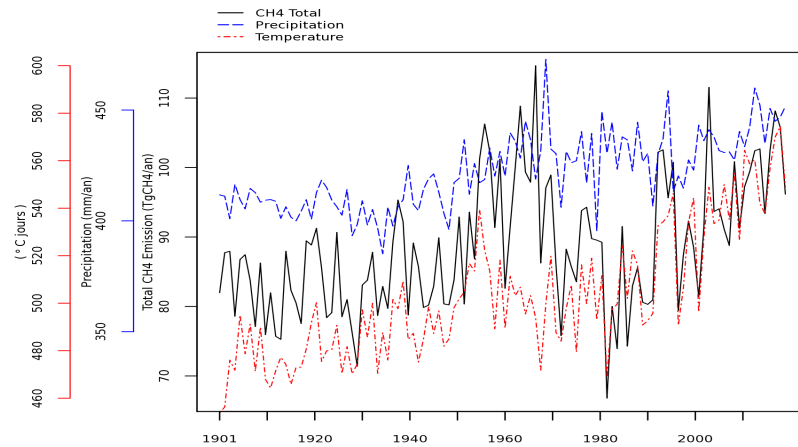
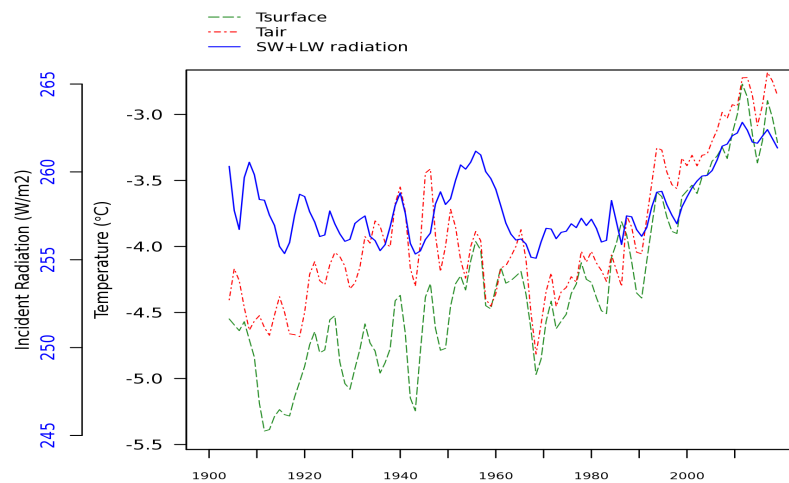
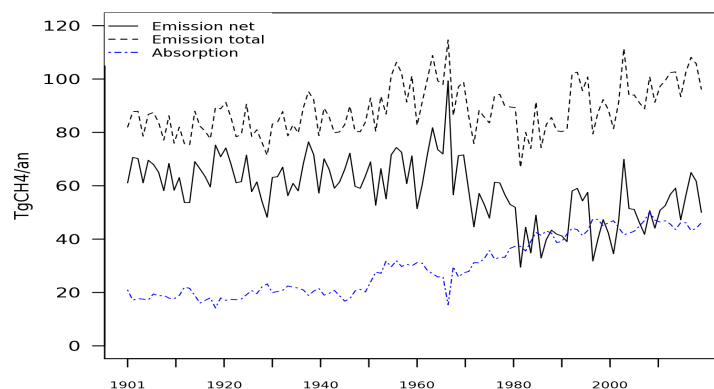
(a) Évolution de CH_4 , T_{sol} et précipitation(b) Évolution de T_{air} , T_{sol} et du rayonnement incident(c) Évolution d'absorption, d'émissions de CH_4 net et brut

Fig. 5.20 – (a) Évolution des émissions de méthane annuelle des tourbières boréales en noir (en TgCH_4/an), de la précipitation en bleu (mm/an) et de la température de surface du sol en rouge (en $^\circ\text{C}$) annuelle moyenne sur les surfaces des tourbières, entre 1901 et 2013. (b) Évolution annuelle moyenne de la température de l'air, du sol et du rayonnement incident annuel moyen sur les surfaces des tourbières situées au dessus de 45°N entre 1901 et 2013. (c) Évolution de la quantité de CH_4 absorbé par les tourbières (en bleu) et émission brute (trait pointillé) et nette (trait plein) de méthane des tourbières.

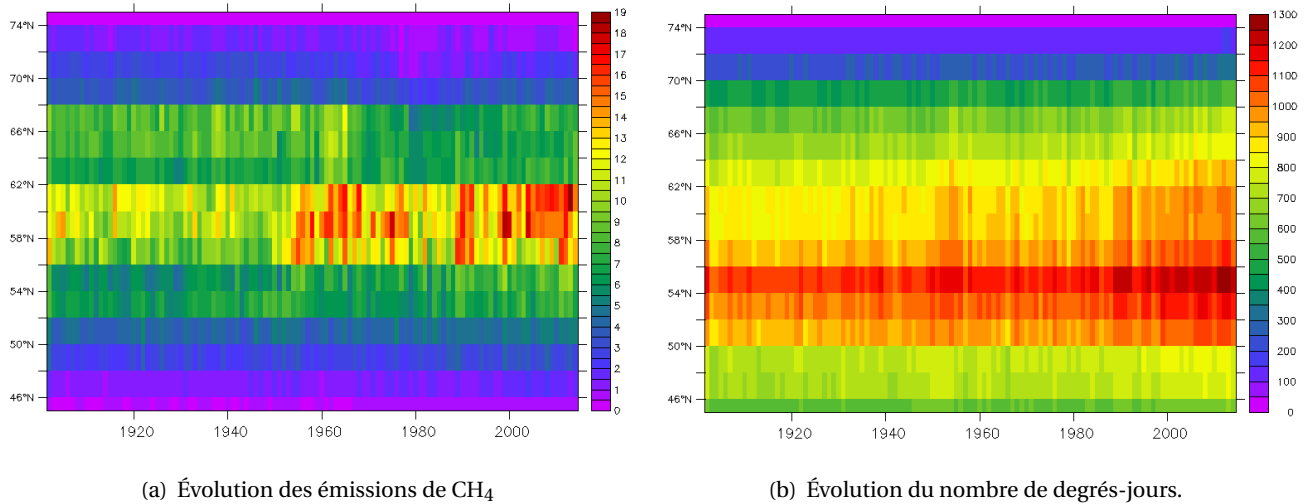


Fig. 5.21 – Diagramme de HövMoller représentant l'évolution zonale des (a) émissions totales de méthane des tourbières (en TgCH₄/an/latitude) et (b) du nombre de degrés-jours moyen sur les surface des tourbières entre 1901 et 2013.

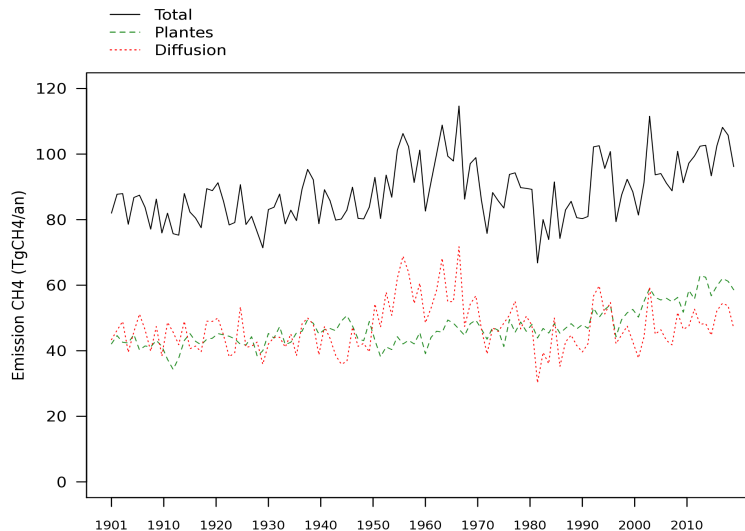


Fig. 5.22 – Évolution des émissions de méthane des tourbières des hautes latitudes par le processus de transport par les plantes (en vert), par diffusion (en rouge) et totales (en noir).

Les quantités de CH₄ absorbées augmentent dès les années 1970. Cette augmentation engendre une quantité d'émission nette de méthane plus faible de l'ordre de 48 TgCH₄/an contre 92 TgCH₄/an d'émissions brutes pour la période 1980-2013. Les quantités d'absorption de CH₄ des tourbières seraient ainsi capable d'annihiler 44 TgCH₄/an émises par d'autres tourbières des hautes latitudes. Les études de Nykänen *et al.* (1998) ont montré la capacité des sols des tourbières à absorber du méthane lorsque celles sont ont été drainées (sol non-inondé). Les densité de flux négatives sont principalement localisées au nord-est de la Russie et nord-ouest du Canada (figure 5.18(a)) où ces tourbières sont particulièrement peu humides. Bien que l'étude de O'Connor *et al.* (2010) montre que les sols en Arctique et notamment dans ces régions sont capable d'absorber du méthane, aucune étude préalable n'a montré que les tourbières de ces régions sont capables d'absorber de telles quantités de méthane. Par la suite, l'évolution des émissions nettes de méthane n'est pas évaluée.

En résumé, les variations interannuelles des émissions de méthane des tourbières sont davantage corrélées aux variations de température de surface du sol et de degrés-jours qu'aux précipitations. Pour l'ensemble des latitudes nord supérieures à 45° N, les émissions de CH₄ des tourbières augmentent de manière significative dans les années 1960 suivi d'une chute en 1980. Depuis 1980, les émissions de méthane augmentent continuellement et sont davantage corrélées (coefficient de 0.86) avec l'augmentation du nombre de degrés-jours (figure 5.20(a)). L'évolution des émissions de méthane des tourbières situées entre les latitudes 56° et 62° N est responsable de l'évolution des émissions de méthane totale représentée sur la figure 5.20(a)

5.5.2.2 Répartition géographique des émissions de méthane

La section précédente a permis de suivre l'évolution des émissions de méthane totale et mis en évidence la répartition zonale de ces émissions. La section 5.5.1 a également montré que la densité annuelle de flux de méthane est particulièrement élevée au Canada pour la période moyenne de 1980 à 2013. Cependant, ces émissions sont localisées sur une superficie plus restreinte. Cette section permet de scinder la proportion des émissions de méthane entre le Canada et les différentes régions de la Russie.

La répartition géographique des émissions de méthane est illustrée par la figure 5.23(a) regroupant la part des émissions de méthane entre l'Europe, le Canada et la Russie entre 1901 et 2013. En moyenne, 46 % des émissions de méthane proviennent du Canada et 46 % de Russie avec une moyenne annuelle de 41 TgCH₄/an pour ces deux continents. Pour les années de fortes émissions de méthane comme le cas de 1961, les émissions de méthane des tourbières canadiennes s'élèvent jusqu'à 61 TgCH₄/an causant une augmentation de la contribution du Canada à 56 % des émissions totales contre 36 % pour la Russie (soit 39 TgCH₄/an). En 1961, l'anomalie de la proportion des émissions de méthane entre le Canada et la Russie est maximale et atteint respectivement 10 % et -10 % (figure 5.23(b))

Par ailleurs, la répartition des émissions de méthane au sein de la Russie est hétérogène tandis qu'elle est relativement homogène pour le Canada (23 TgCH₄/an à l'ouest de 100° O et 18 TgCH₄/an à l'est). Pour déterminer la quantité d'émissions en fonction des régions de la Russie, celle-ci a été divisée en 4 régions, à savoir, la région de : Russie de l'ouest (30° - 60° E), Sibérie occidentale (60° - 90° E), Sibérie centrale (90° - 120° E) et Sibérie Orientale (120° - 180° E). En moyenne sur la période de 1901 à 2013, les tourbières situées en Sibérie orientale contribuent à 18 TgCH₄/an soit près de 45 % des émissions totales de méthane de tourbières situées en Russie (tableau 5.3).

Russie			
Ouest	Sibérie occ.	Sibérie cent.	Sibérie orient.
4.7 (11.6 %)	10 (24.6 %)	7.7 (18.8 %)	18.3 (44.9 %)

Tab. 5.3 – Émissions de méthane annuelle moyenne (en TgCH₄/an) de la période 1980-2013 des tourbières des différentes régions de Russie. Entre parenthèses, la contribution moyenne de chaque région donnée en pourcentage.

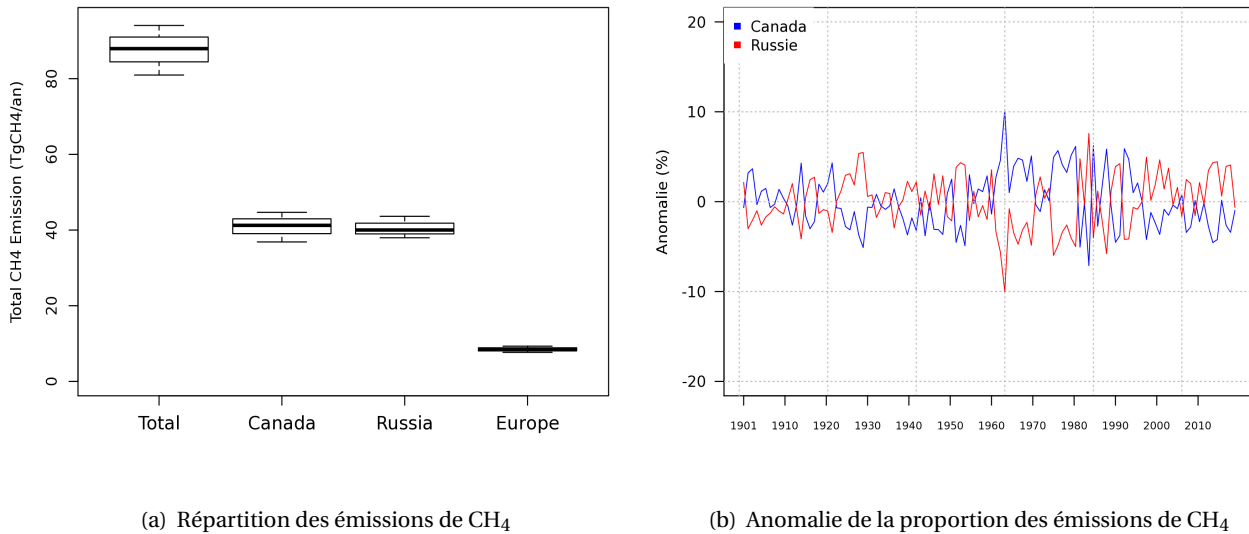
(a) Répartition des émissions de CH₄(b) Anomalie de la proportion des émissions de CH₄

Fig. 5.23 – (a) Répartition géographique des émissions de méthane annuelle. Chaque diagramme représente la gamme d'émission annuelle entre 1901 et 2013. La médiane est représentée en gras au milieu du diagramme, le 1er/3^e quartile sont représentés par le bas/haut du diagramme. (b) Anomalie de la proportion de méthane des tourbières provenant de Russie (en rouge) et du Canada (en bleu) par rapport à la proportion moyenne de ces émissions entre 1901 et 2013.

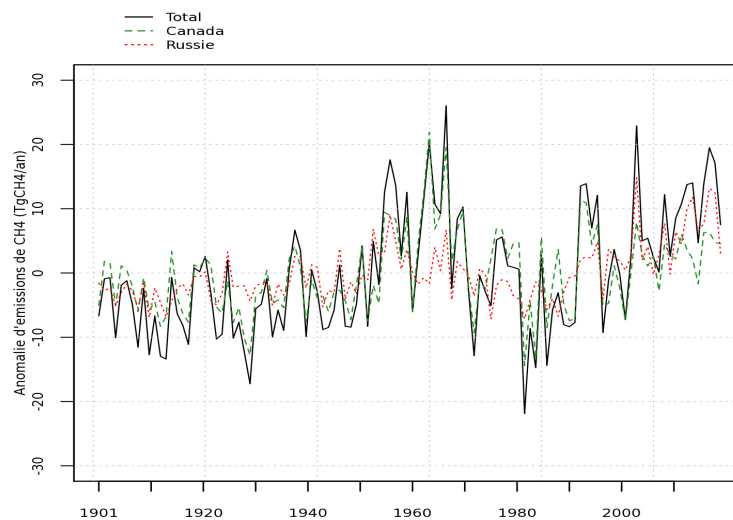


Fig. 5.24 – Évolution de l'anomalie annuelle des émissions de méthane des tourbières situées au Canada (en vert), en Russie (en rouge) et total (en noir) par rapport à la moyenne des émissions entre 1901 et 2013.

Enfin, la variation interannuelle des émissions de méthane des tourbières situées au Canada et en Russie entre 1901 et 2013 est comparée avec celle des émissions totales de méthane des tourbières boréales afin de connaître la contribution du Canada et de la Russie à ces variations. Pour cela, les anomalies des émissions de méthane associées entre 1901 et 2013 sont représentées dans la figure 5.24. Les variations interannuelles des émissions venant du Canada sont corrélées à 90 % ($R=0.90$) en moyenne aux émissions de méthane totales pour l'ensemble de la période d'étude (1901-2013). La hausse des émissions de méthane totales des années 1960 provient principalement des tourbières du Canada, avec une anomalie positive pouvant atteindre plus de 20 TgCH₄ par rapport aux émissions annuelles moyennes. La proportion de méthane des tourbières du Canada à cette période est particulièrement élevée avec une anomalie positive de la proportion des émissions entre 1960 et 1970 (figure 5.23(b)). Cependant, les variations interannuelles des émissions de CH₄ des tourbières en Russie montrent également une hausse des émissions à cette période, bien que moins marquée, l'anomalie positive atteint jusqu'à près de 9 TgCH₄ supplémentaire par rapport à la moyenne. Depuis les années 2000, la hausse des émissions de méthane des tourbières est plus prononcée en Russie. Par ailleurs, la contribution des tourbières en Russie est supérieure à celle des tourbières situées au Canada depuis les années 2000 (Figure 5.23(b)). Le coefficient de corrélation entre les anomalies totales de méthane et les anomalies d'émissions des tourbières en Russie est de 0.90 contre 0.72 au Canada si l'on ne considère que la période 2000-2013.

En résumé, les émissions totales de méthane des tourbières boréales sont équitablement réparties entre le Canada et la Russie. Avec une moyenne annuelle de 41 TgCH₄/an pour chaque pays, la Russie et le Canada (hors Alaska) contribuent chacun à 46 % en moyenne des émissions totales. Les émissions de méthane des tourbières situées en Russie proviennent à 45 % des tourbières situées en Sibérie orientale et près de 25 % en Sibérie occidentale. Les variations interannuelles des émissions totales de méthane sont marquées par la forte hausse des émissions de CH₄ des tourbières du Canada dans les années 1960 et par l'augmentation des émissions de CH₄ des tourbières en Russie depuis les années 2000. À ces périodes respectives, la contribution du Canada est plus importante dans les années 1960 tandis que la contribution de la Russie est plus importante depuis 2000.

5.5.2.3 Évolution des émissions de méthane des tourbières inondées

L'étude portant sur l'évolution des émissions totales de méthane des tourbières au cours du dernier siècle a montré une importante hausse dans les années 1960 suite à l'augmentation de la température de surface du sol (section 5.5.2.1). Pour déterminer la part des émissions de CH₄ dû aux tourbières inondées, cette section montre l'évolution des émissions de méthane provenant des tourbières inondées (situées au nord de 45° N).

Les variations interannuelles de la superficie des tourbières inondées en juillet contrôlent les variations des émissions annuelles de CH₄ de ces dernières (Figure 5.25). L'augmentation de la température de surface du sol en 1950 conduit à l'augmentation de la profondeur de nappe entraînant à son tour une chute de 35 % de la superficie des tourbières inondées. Parmi les points de grilles où les surfaces ne sont plus inondées après 1950, la hausse de la température en 1950 est responsable de l'augmentation de la profondeur de nappe, causant à son tour la diminution des surfaces inondées (figure 5.26). De ce fait, les émissions de méthane associées diminuent à leur tour de 36 % entre la décennie de 1940 et celle de 1950. Les émissions de méthane des tourbières inondées situées au Canada et en Russie ainsi que leur superficie sont également représentées sur les figures 5.25. Bien que cette diminution soit plus prononcée au Canada, elle est aussi constatée pour les tourbières inondées en

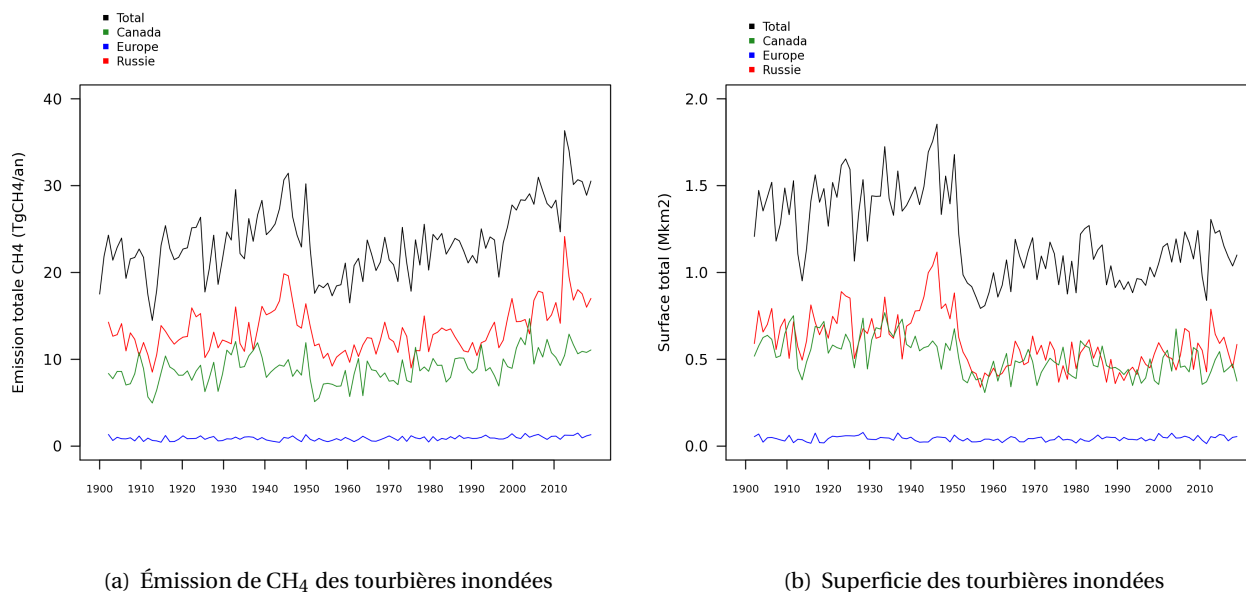


Fig. 5.25 – Évolution des (a) émissions de méthane issues des tourbières inondées et (b) de leur superficie maximale (en juillet) entre 1901 et 2013.

Russie.

Les tourbières inondées contribuent à 26 % des émissions totales de méthane des tourbières boréales pour la période précédant 1950. Comme nous l'avons constaté dans la section 5.5.2.1, cette période a connu une hausse des émissions de CH_4 coïncidant avec la chute des tourbières inondées. Ces dernières ne sont alors pas à l'origine de la hausse des émissions de CH_4 total et ne contribuent plus qu'à 19 % de ces émissions entre 1950 et 1970. Cependant, bien que la superficie des tourbières inondées reste relativement stable depuis 1960, la tendance des émissions de méthane associées aux tourbières inondées ne cesse d'augmenter, passant de 21 Tg CH_4 en 1960 à 36 Tg CH_4 en 2007.

En résumé, les quantités d'émissions de CH_4 des tourbières inondées varient en fonction de leur superficie. Depuis les années 1950, leur superficie est équitablement répartie entre le Canada et la Russie. Cependant, les tourbières du Canada émettent davantage de CH_4 qu'en Russie. La hausse de la température du sol en 1950 a entraîné une chute de la superficie de ces tourbières, abaissant également leur contribution aux émissions totales de méthane des tourbières boréales.

5.6 Projection des émissions de méthane à horizon 2100

Les variations d'émissions de CH_4 suivent les variations de température de surface du sol, comme nous l'avons vu dans la section 5.5.2.1. Le réchauffement climatique perturbe le cycle de carbone des tourbières entraînant une hausse des émissions de CH_4 des tourbières. Par ailleurs, les projections climatiques CMIP5 ont montré que les hautes latitudes nord sont particulièrement touchées par la hausse des précipitations hivernales (Collins *et al.*, 2013). Cela engendre alors une augmentation de l'apport en eau des tourbières notamment en printemps lors de la fonte de la neige. Parallèlement, le réchauffement climatique favorise le dégel des pergélisols perturbant également les tourbières situées dans ces régions. L'ensemble de ces processus est alors favorable à l'augmentation des émissions de méthane des tourbières.

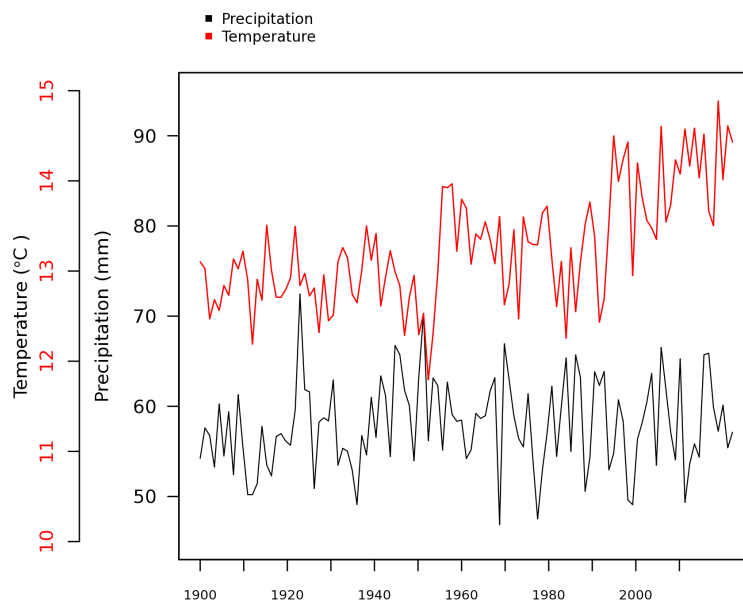


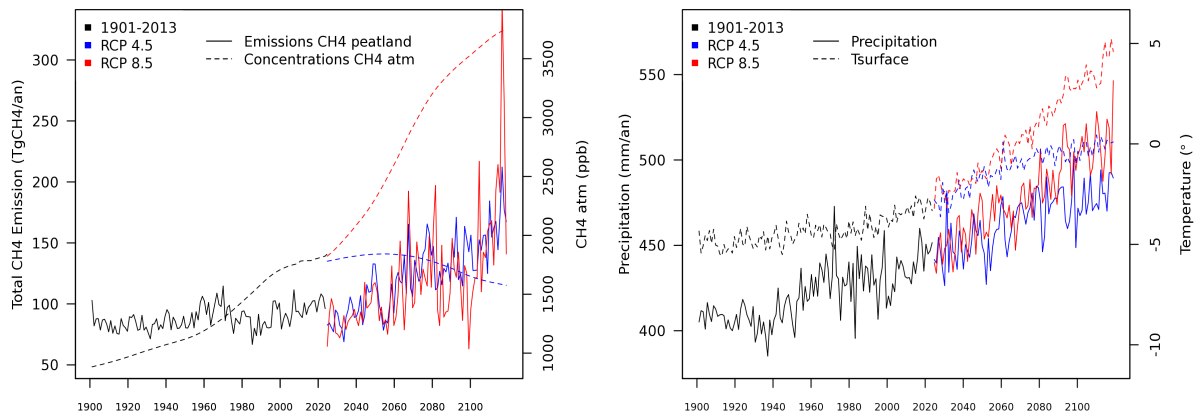
Fig. 5.26 – Évolution de la précipitation et de la température en juillet pour les tourbières inondées avant 1950 et non inondées ensuite.

Cette section vise à quantifier l'évolution des émissions de méthane des tourbières des hautes latitudes qui sera traitée dans la section 5.6.1 selon le scénario climatique RCP 4.5 et RCP 8.5 du modèle de l'IPSL avec la version IPSL-CM5A-LR utilisée dans le cadre du projet CMIP5 (Dufresne *et al.*, 2013). (section 5.6.1). Par ailleurs, l'évolution des émissions des tourbières localisées dans les régions de pergélisols sera également traitée pour le scénario climatique RCP 8.5 dans la section 5.6.2. Ce dernier point tient compte de l'évolution des différentes régions de pergélisols.

5.6.1 Évolution des émissions de méthane des tourbières

L'augmentation des émissions de gaz à effet de serre d'origine anthropique participe à l'augmentation continue de la concentration de méthane atmosphérique (figure 5.27(a)). L'augmentation de la température étant corrélée à la concentration de CH_4 atmosphérique ($R=0.96$ pour le scénario RCP 8.5), leur hausse entraîne une augmentation des émissions de méthane des tourbières ($R=0.89$ avec le RCP 8.5). La quantité de précipitations sur les superficies des tourbières a augmenté de 100 mm/an entre 1901-1920 et 2080-2100 pour le scénario RCP 8.5. Cette hausse permet un apport en eau des tourbières plus grand (Figure 4.1) favorisant l'augmentation de la superficie des tourbières inondées (figure 4.22) fortement émettrices de méthane (figure 5.25). Cependant, la carte de tourbières utilisée pour le futur correspond à la présence de tourbières actuellement.

Les quantités d'émissions brutes simulées atteignent respectivement 182 et 238 TgCH_4/an pour le scénario RCP 4.5 et 8.5, soit une hausse respective de 197 % et 258 % par rapport aux émissions brutes actuelles. Les quantités d'émissions nettes (non montrées) s'élèvent à 156 et 159 TgCH_4/an pour le scénario RCP 4.5 et 8.5 soit 3.2 et 3.3 fois les émissions nettes actuelles. Des études similaires utilisant un modèle d'émission de méthane couplé au modèle de surface MOSES-LSH qui prédit la fraction de zones humides par maille et sa profondeur de nappe, ont projeté une augmentation des émissions des zones humides à l'échelle globale de 100 % d'ici la fin du 21^{ème} siècle (Gedney *et al.*, 2004) selon

(a) Émissions de CH₄ des tourbières et atmosphérique

(b) Évolution de température et de précipitation

Fig. 5.27 – (a) Évolution actuelle et future de la concentration de CH₄ atmosphérique (trait pointillé) et des émissions brutes de CH₄ des tourbières (trait plein) selon le scénario RCP 4.5 (en bleu) et RCP 8.5 (en rouge). (b) Évolution actuelle et future de la précipitation et de la température de surface du sol sur les points de grilles où les tourbières existent.

le scénario IS92a¹³ (Pepper, 1992). Si la proportion de l'augmentation est similaire pour toutes les latitudes, ce modèle surestime l'augmentation de ces émissions. Cependant, les hautes latitudes nord sont particulièrement impactés par le réchauffement climatique avec une forte augmentation de la température et de la précipitation. Or, ces deux paramètres sont les facteurs dominants l'évolution des émissions de méthane.

Pour déterminer la répartition de ces émissions, la densité de flux annuelle moyennée sur la période 2080-2100 avec le scénario RCP 8.5 est représentée sur la figure 5.28(a). L'augmentation de la densité de méthane est visible aussi bien au Canada qu'en Russie. La répartition des émissions entre le Canada et la Russie reste semblable à la période actuelle. Après les années 2000, les émissions de méthane des tourbières de Russie sont supérieures à celles du Canada avec une anomalie positive moyenne de 2 % (Figure 5.23(b)). Les émissions brutes (resp. nettes) des tourbières de Russie contribuent à 120 (80) TgCH₄/an et celles du Canada de 108 (72) TgCH₄/an. La contribution des tourbières du Canada aux émissions brutes et nettes de CH₄ reste inchangée (46 %), celle de Russie contribue à 50 % des émissions au lieu de 46 % en moyenne sur la période 1901-2013. Parallèlement aux études effectuées pour le climat actuel, la contribution des tourbières de Russie a été scindée en fonction des régions. Les valeurs sont présentées dans le tableau 5.4. Les tourbières situées à l'est de la Russie émettent davantage du méthane (tableau 5.4). De même pour le nord-ouest du Canada, l'augmentation des précipitations dans ces régions permet d'alimenter ces tourbières en eau passant de puits à source de CH₄ (figure 4.18). Cela entraîne une augmentation des émissions de CH₄ des tourbières des latitudes plus hautes 62° - 70° N (figure 5.28(b)).

En résumé, les émissions de CH₄ augmentent en suivant l'évolution de la température de surface et de la précipitation qui est particulièrement prononcé dans les hautes latitudes nord. Comme nous l'avons vu dans le chapitre 4, les tourbières les plus sèches du nord-ouest Canada et nord-est Sibérie

13. scénario de l'IPCC 2001 correspondant à un scénario moyen.

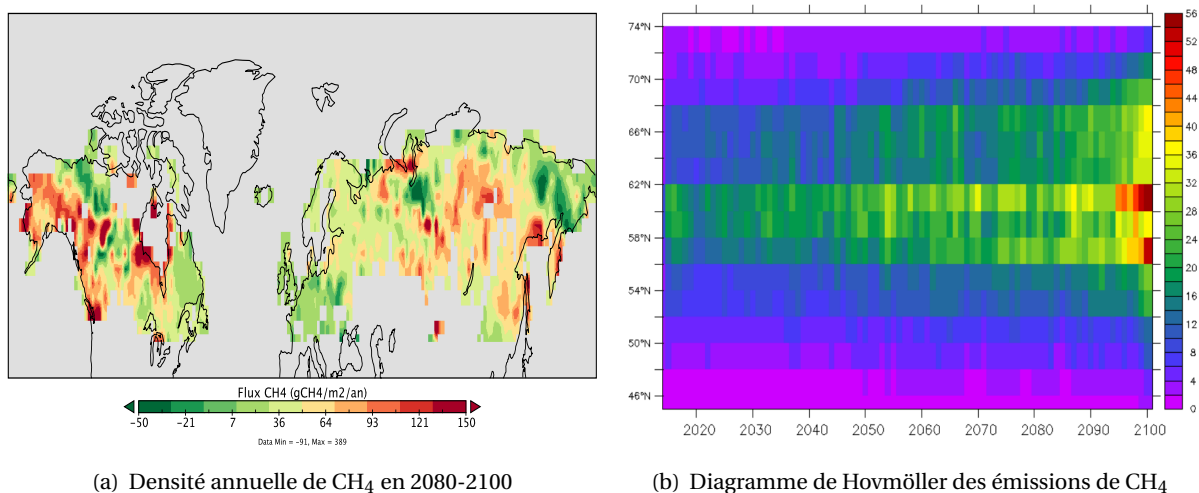


Fig. 5.28 – (a) Densité annuelle moyenne de méthane provenant des tourbières de la période moyenne 2080-2100 avec le scénario RCP 8.5. (b) Diagramme de HövMoller représentant l'évolution zonale des émissions nettes de méthane des tourbières (en TgCH₄/an/latitude) entre 2014 et 2100 avec le scénario RCP 8.5.

Russie			
Ouest	Sibérie occ.	Sibérie cent.	Sibérie orient.
11.5 (9.6 %)	27.2 (22.6 %)	19 (15.8 %)	62.5 (52 %)

Tab. 5.4 – Émissions de méthane brutes de la période moyenne 2080-2100 des tourbières des différentes régions de Russie. Entre parenthèses, la contribution moyenne de chaque région donnée en pourcentage.

s'humidifie (figure 4.18). Cette humidification entraîne une augmentation zonale des émissions de CH₄ pour les latitudes comprises entre 62° et 70° N. Cependant, l'augmentation des émissions de méthane est constatée pour l'ensemble des tourbières boréales (figure 5.28(a)). L'étude de Gedney *et al.* (2004) estime une augmentation des émissions de CH₄ des zones humides globale de 100 % selon le scénario IS92A. Dans cette étude, l'augmentation des émissions des tourbières au nord de 45° N dépasse les 250 % pour le scénario RCP 8.5 (proche de 200 % pour le scénario RCP 4.5). D'ici la fin du siècle, l'augmentation de la température des hautes latitudes peut atteindre 9° C, avec 100 mm/an d'eau supplémentaire en moyenne sur les superficies des tourbières (figure 5.27(b)). Celles-ci subissent des changements climatiques particulièrement prononcés. De plus, ces facteurs sont propices aux émissions de CH₄. Les émissions des tourbières des hautes latitudes nord sont alors susceptibles d'augmenter davantage que dans les latitudes moyennes et tropicales.

5.6.2 Émission de méthane dans les régions de pergélisols

La section 5.6.1 a montré une augmentation des émissions de CH₄ des tourbières, notamment pour les latitudes les plus hautes. Les tourbières de ces latitudes sont localisées dans les régions de pergélisols. Dans cette étude, nous ne considérons que les pergélisols proches de la surface¹⁴ comme dans l'approche de Lawrence et Slater (2005) pour mesurer la dégradation du pergélisol. Par la définition des pergélisols, cette mesure est effectuée en considérant les zones où la température maximale reste négative et ce, pour la couche de sol du modèle la plus profonde. À 7 m de profondeur¹⁵, le sol des tourbières constamment gelé pour la période moyenne de 2070 à 2100 représente une superficie de 2.2 Mkm², soit près de 58 % de la superficie totale des tourbières au nord de 45° N (surface en bleu foncé sur la figure 5.29), contre près de 90 % actuellement. Cette superficie a diminué de 35 % par rapport à la période 1980-2010 (en bleu clair sur la figure 5.29). En comparaison avec l'étude section 5.5.1.2, cette définition regroupe l'ensemble des types de pergélisols selon la carte de l'IPA (Heginbottom *et al.*, 1997).

Parmi les tourbières localisées dans les zones de pergélisols de 2070-2100, leurs émissions de CH₄ sont estimées à 107 TgCH₄/an avec le scénario RCP 8.5 soit 45 % des quantités d'émissions de CH₄ des tourbières boréales. Ces mêmes étendues représentaient 38 % en 1980-2010. Cependant, si l'on considère l'étendue des pergélisols en 1980-2010, les émissions de méthane des tourbières de ces étendues, d'ici la fin du siècle, ont une proportion semblable à celle simulée actuellement, soit entre 80-85 % des émissions totales de tourbières boréales. Les tourbières localisées dans les régions devenues hors-pergélisols proches de la surface en 2070-2100 d'après le modèle (partie bleu clair de la figure 5.29) ont vu leurs quantités d'émissions simulées doublées d'ici la fin du siècle. Cependant, l'augmentation de la densité de méthane des tourbières boréales ne dépend pas des régions pergélisols et hors-pergélisols (figure 5.28(a)). Cette augmentation suit davantage les changements liés à la température et à la précipitation de ces sols.

Par ailleurs, les plus grandes superficies de tourbières inondées actuellement sont localisées en grande partie dans les zones devenues hors-pergélisols (figure 4.11(b)). En réalité, l'augmentation de la profondeur de gel du sol peut conduire à un drainage du sol plus élevé pouvant assécher les tourbières (Jorgenson *et al.*, 2001) et perturber l'hydrologie des parcelles voisines. Cependant, les propriétés des sols n'étant pas adaptées aux tourbières, le schéma hydrologique des tourbières ne

14. *near-surface permafrost*

15. profondeur de la dernière couche selon le modèle standard d'ORCHIDEE

permet pas de drainage profond (ref 3.3.2 du chapitre 3). De ce fait, l'augmentation de la profondeur de gel du sol, ne semble pas avoir d'effet sur les tourbières simulées selon ce schéma.

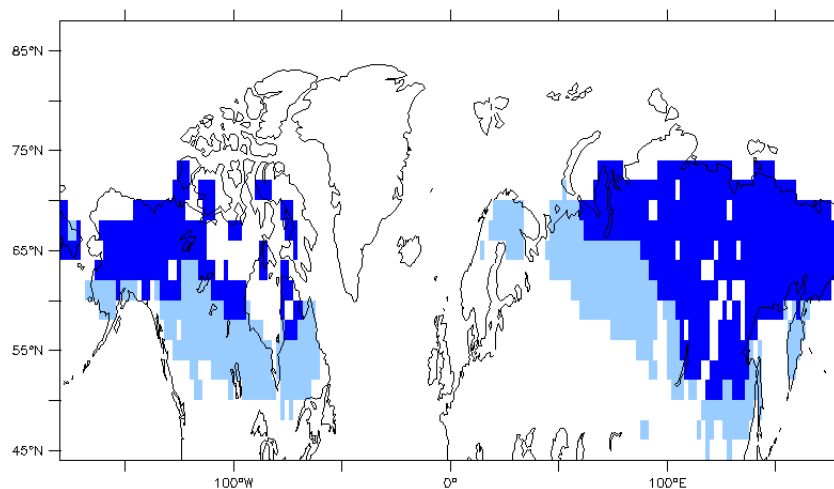


Fig. 5.29 – Tourbières en régions de pergélisols à 7 m de profondeur pour la période 2070-2100 (en bleu foncé). La partie en bleu clair représente les tourbières situées auparavant en régions de pergélisols (dans la période 2080-2010).

5.7 Conclusion

Le modèle de densité de flux de CH_4 de Walter et Heimann (2000) a été intégré dans ORCHIDEE de manière simplifiée par Ringeval (2011) en fixant une profondeur de nappe invariable dans le temps. Ce modèle a été utilisé par la suite pour estimer les émissions des zones humides lorsque leur sol est inondé. L'objectif de ce chapitre étant de quantifier les émissions de méthane venant des tourbières, ce modèle de densité de flux a été adapté pour représenter les émissions de CH_4 des tourbières boréales avec un profil de nappe évoluant au cours des saisons et des années. Pour cela, l'ensemble des processus tel que modélisé initialement par Walter et Heimann (2000) a été réintégré dans le modèle de densité de flux de Ringeval (2011). De plus, le modèle d'émission de méthane utilise une partie du stock de carbone calculé dans ORCHIDEE lors de la méthanogénèse. Afin de conserver le bilan de carbone, cette quantité consommée a été déduite du stock de carbone. Cependant, ce modèle est très sensible aux variations de nappe phréatique. Ces modifications ont entraîné une estimation des quantités de méthane des tourbières dirigées vers l'atmosphère à l'échelle des hautes latitudes nord nettement supérieures aux précédentes études portant uniquement sur les zones inondées.

Dans ce chapitre, les émissions de méthane des tourbières simulées par le modèle de densité de flux ont été comparées aux observations et aux autres études portant sur les zones humides. La comparaison des émissions de méthane simulées et observées sur site a été effectuée sur le site de la Guette en France et sur le site de tourbières situées dans le centre nord du Minnesota (dans la forêt nationale de Chippewa). Pour comparer les valeurs de flux, le profil journalier de nappe observée a été imposé au modèle de densité de flux. La densité de flux simulée est cohérente aux observations lorsque le sol est inondé. En revanche, dès que la profondeur de nappe est située en dessous de 5 cm, ces émissions sont annihilées par le processus d'oxydation. De manière générale, les flux de CH_4

simulés pour ces deux sites de tourbières sont sous-estimés par rapport aux mesures observées. Cependant, les paramètres tels que le stock de carbone actif et la profondeur des racines n'ont pas été imposés au modèle par des valeurs sur site. Les quantités de carbone actif telles que représentées dans ORCHIDEE sont difficilement comparables aux mesures de carbone organique non volatile (cf 5.2.1.3). Or, la densité de flux de CH₄ simulée est particulièrement sensible aux quantités de carbone actif présent dans le sol (5.5(b)).

À plus grande échelle, les émissions de CH₄ des tourbières ont été comparées à celles des zones humides selon le modèle initial de Walter *et al.* (2001). Pour les hautes latitudes nord, les zones humides sont principalement des tourbières. Or, les émissions simulées de CH₄ des tourbières sont sous-estimées dans cette étude (45 TgCH₄ annuelle au lieu de 60 TgCH₄ dans le cas des zones humides.) (section 5.3). Cette sous-estimation est à l'origine du flux diffusif négatif permettant une émission de CH₄ négative. En effet, la répartition zonale des émissions a montré que 80 % des émissions des tourbières sont concentrées sur les latitudes 50° - 60° N. Si l'on ne tient pas compte des flux diffusifs négatifs, les émissions de méthane des latitudes 60° - 70° N passent de 4.5 à 40 TgCH₄/an. Dans ce cas, les émissions de méthane des tourbières deviennent surestimées par rapport à celles des zones humides. Cependant, la superficie des zones humides selon Walter *et al.* (2001) est sous-estimée par rapport aux 4 Mkm² estimés (Tarnocai *et al.*, 2009). Pour l'ensemble des latitudes supérieures à 45° N, la densité moyenne de flux de CH₄ est de 20 et 12 (23) gCH₄/m²/an pour les zones humides et les tourbières (en ne considérant que les flux positifs) respectivement.

La quantité de production de méthane puise sur le réservoir de carbone actif. Le taux de production annuel moyen simulé s'élève à 57 gC/m²/an. Cette production représente en moyenne 17 % du stock de carbone et pouvant aller jusqu'à 45 % notamment dans les latitudes au sud de 50° N où le stock de carbone est le moins élevé (< 100 gC/m²). La prise en compte de la conservation du bilan carbone ne peut donc pas être négligée. L'inclusion de cette conservation a engendré une diminution du stock de carbone, causant à son tour une diminution de la production de CH₄. Les régions où les tourbières sont inondées en été sont les plus impactées. C'est le cas pour les tourbières proches de la baie d'Hudson. Leur production de méthane a diminué de 60 gC/m²/an et entraîne une diminution de flux de CH₄ de 40 gCH₄/m²/an. À l'échelle des hautes latitudes nord, les quantités d'émissions estimées à 48 TgCH₄/an s'élèvent à 115 TgCH₄/an lorsque la conservation du carbone n'est pas pris en compte. L'ensemble des résultats de ce chapitre, aussi bien sur site qu'à échelle des hautes latitudes, tiennent compte de la conservation du bilan de carbone.

Les quantités d'émissions de méthane à l'échelle des hautes latitudes diffèrent fortement si l'on tient compte ou non des tourbières absorbant du méthane passant de 48 TgCH₄/an à 92 TgCH₄/an lorsque celles-ci ne sont pas comptabilisées. Cependant, l'hydrologie mal représentée dans ces régions est responsable de cette forte absorption. Lorsque ces quantités d'absorptions ne sont pas comptabilisées, les quantités de méthane des tourbières sont surestimées par rapport aux estimations (Bousquet *et al.*, 2006; Walter *et al.*, 2001). Les émissions de méthane sont comptabilisées pour l'ensemble des surfaces de tourbières qui sont invariables dans le temps. L'apport en eau des tourbières peut parfois être surestimé par rapport aux observations (section 5.2.3). Il est cependant intéressant de comprendre la variabilité interannuelle de ces estimations, bien qu'elles soient surestimées. La variabilité interannuelle de la concentration de CH₄ atmosphérique s'explique à 70 % par les émissions de méthane des zones humides et à 30 % de la combustion de la biomasse (Bousquet *et al.*, 2006).

Les tourbières du Canada et de la Russie contribuent chacun à 46 % des émissions de CH₄ des hautes latitudes sur la période moyenne du 20^{ème} siècle. La contribution des tourbières de Russie contribue davantage que celles du Canada à compter de 2000. Cette forte contribution est principalement due aux tourbières de la Russie de l'est. Par ailleurs, cette région est située en zones de pergélisols continu. 80 % des tourbières boréales sont localisées dans des zones de pergélisols (dont 45 % de pergélisols continus) et contribuent à 77 % (dont 25 % par les pergélisols continus) de la quantité totale des émissions des tourbières au nord de 45 °N. Les processus de diffusion et de transport par les plantes contribuent respectivement à 39.5 % et 60 % des émissions brutes de méthane. Leur variabilité interannuelle est principalement contrôlée par le processus de diffusion (figure 5.22). L'augmentation de la température du sol dans les années 1940 entraîne une hausse des émissions de CH₄. À partir de 1950, la superficie des tourbières inondées en juillet diminue aussi bien en Russie qu'au Canada, causant la diminution des émissions de méthane de celles-ci. L'évolution des émissions de méthane des tourbières est corrélée à celle des degrés-jours (R=0.70). Le nombre de degrés-jours ne cesse d'augmenter depuis les années 1980, les émissions de méthane aussi.

Les projections climatiques RCP 4.5 et 8.5 du modèle IPSL ont été utilisées afin d'estimer les projections des émissions de méthane d'ici la fin du siècle. Dans les hautes latitudes nord, la hausse continue de la température et de la précipitation provoque une augmentation continue des émissions de méthane des tourbières. L'origine de la variabilité interannuelle des émissions futures n'a cependant pas été étudiée. La hausse de la température a entraîné une augmentation des émissions de méthane des tourbières, notamment dans les latitudes supérieures à 62 °N aussi bien en Russie qu'au Canada. La quantité d'émissions brute de méthane simulée à l'horizon 2100 est multipliée jusqu'à 2.5 fois (avec le scénario RCP 8.5) par rapport aux émissions actuelles. Enfin, une approche succincte des changements d'émissions localisées dans les zones de pergélisols proche de la surface, a montré que les tourbières localisées dans les régions de pergélisols en 2070-2100 émettent 3 fois plus qu'actuellement, soit 107 TgCH₄/an. Cela représente près de la moitié des émissions de méthane futur. Les tourbières localisées dans les régions devenues hors-pergélisols proche de la surface en 2070-2100 ont doublé. L'augmentation de ces émissions est alors plus faible que l'augmentation moyenne de l'ensemble des tourbières boréales.

Ce chapitre a permis de mieux comprendre le fonctionnement des processus liés aux émissions de méthane par le modèle de Walter *et al.* (2001) lorsque la profondeur de nappe est variable. En montrant les conséquences de la non-conservation de carbone, cette étude a prouvé l'importance de la conservation de son bilan. Par la suite, bien que les valeurs des émissions sont surestimées par rapport aux études d'inversions de Bousquet *et al.* (2006), cette étude a permis de comprendre les variations interannuelles des émissions de tourbières au 20^{ème} siècle. Enfin, le modèle d'émissions de méthane des tourbières a montré que ces émissions sont susceptibles d'être multipliées par 2.5 selon le scénario RCP 8.5 le plus extrême où les tourbières en zones de pergélisols d'ici 2100 sont les plus impactées.

Chapitre 6

Conclusions et Perspectives

Conclusion

Le travail de thèse présenté dans ce manuscrit a eu pour objectif de représenter les tourbières des hautes latitudes nord au sein du modèle de surface ORCHIDEE. L'importance de l'inclusion des tourbières dans un modèle repose, d'une part, sur la représentation des zones humides ayant une influence sur les échanges en eau et en énergie, et, d'autre part, sur leur fort potentiel d'émission de méthane. Ce travail de thèse a participé au développement du modèle ORCHIDEE consacré à l'amélioration des processus de surfaces présents en particulier dans les hautes latitudes nord. Les développements ont été effectués sur la version du modèle MICT tenant compte des processus liés au gel des sols. Cette thèse a été consacrée au développement d'un schéma hydrologique des tourbières qui a été détaillé dans le Chapitre 3. Le comportement de l'hydrologie des tourbières actuel et futur a été étudié dans le Chapitre 4. L'application de ces développements a consisté à estimer les émissions de méthane des tourbières boréales et à déterminer leurs variations entre 1901 et 2100.

Le développement des processus liés aux tourbières (Chapitre 3) concerne d'une part la végétation et, d'autre part, l'hydrologie des tourbières. Pour représenter la biologie des tourbières, un nouveau type de végétation spécifique aux tourbières a été intégré au modèle nécessitant la modification de la carte de végétation du modèle. Les tourbières ont été ajoutées au détriment des herbacées et cultures en C3 à partir d'une carte préexistante de tourbières qui a été interpolée à plus grande échelle pour représenter les tourbières par des fractions de maille. La carence en nutriments des tourbières a été prise en compte par une diminution de la production primaire brute à travers un ajustement du taux de carboxylation maximum optimal qui conduit à un taux de transpiration des plantes plus faible. La diminution du profil racinaire a été prise en compte bien que son impact hydrologique reste faible dans le cas où les tourbières ont une grande teneur en eau. Le bilan hydrique des tourbières est positif. Le schéma de l'hydrologie des tourbières repose sur un apport en eau venant du ruissellement de surface et sur le maintien de la teneur en eau dans le sol. Pour cela, aucun drainage profond n'est permis et la présence d'eau stagnante à la surface du sol est représentée par un réservoir de surface. Pour des raisons de surestimation de l'évaporation et de la sous-estimation de l'humidité de l'air à la surface, les taux d'évaporation ont également été abaissés. Les paramètres pédologiques spécifiques aux tourbières ont également été étudiés. En revanche, le fonctionnement actuel du modèle sur la typologie du sol ne permet pas l'inclusion des paramètres de Van Genuchten des tourbières sans affecter les autres sols qui ne sont pas des tourbières. Ces paramètres n'ont pas été intégrés au modèle hydrologique des tourbières. Par la suite, l'hydrologie des tourbières a été évaluée sur site afin d'assurer le bon fonctionnement du schéma de l'hydrologie des tourbières. Pour évaluer

cette hydrologie, la profondeur de nappe est diagnostiquée selon la variable $w_{t,soil}$ définie comme étant la première couche hydrologique saturée en eau. L'abaissement du taux de carboxylation maximum optimal a permis de mieux représenter le profil de production primaire brute (GPP) et ce pour différents sites. Cet abaissement améliore également le profil des échanges nets de carbone (NEE). La bonne représentation de l'hydrologie reste cependant délicate, aussi bien pour représenter le bon apport en eau que pour déterminer la sensibilité des tourbières à la précipitation (cas d'étude fait pour un site de tourbière ombrotrophe). Les flux d'évaporation sont cependant mieux représentés lorsque cet abaissement est effectué. Ces flux permettent aussi de diminuer l'impact de l'intégration du schéma hydrologique des tourbières sur le débit des rivières. Les changements interannuels d'humidité du sol des tourbières sont beaucoup plus faibles que dans un sol hors-tourbières. Cependant, cet effet a un impact négligeable sur les changements totaux de masses d'eau à l'échelle des hautes latitudes nord.

Nous avons ensuite étudié le comportement hydrologique des tourbières des hautes latitudes (Chapitre 4). Cette étude permet de faire le lien entre le développement des processus de tourbières détaillés et validés (chapitre 3) et la répartition géographique des émissions de méthane (chapitre 5), aussi bien actuellement qu'à l'horizon 2100. La localisation géographique des tourbières et leur densité par maille (représentée par fraction de grille) sont gouvernées par la carte de végétation. L'apport en eau des tourbières provient du ruissellement des autres sols présents dans chaque grille. Cette représentation entraîne une dépendance de la fraction de tourbières attribuée par maille. Ainsi, les mailles où les tourbières sont dominantes sont plus sèches et inversement. L'apport en eau des tourbières boréales vient principalement au printemps lors de la fonte de la neige. De ce fait, les tourbières des régions les plus froides ont un faible apport en eau. Lorsque cet apport est insuffisant, l'hydrologie des tourbières est alors mal représentée. Ces sols trop secs pour être des tourbières sont principalement localisés dans les points de grilles où les montagnes sont présentes. Les processus locaux capables d'alimenter ces tourbières ne sont pas bien représentés par un modèle global à grande échelle. De plus, les tourbières les plus sèches sont localisées dans les régions les plus froides. Le modèle de densité de flux considère ces tourbières comme des puits de méthane absorbant des quantités de CH_4 irréalistes. Inversement, les tourbières inondées, localisées à l'est du Canada et au centre de la Russie, sont les tourbières avec la plus forte densité de flux d'émissions de CH_4 et représentent entre 20 et 25 % des émissions totales de tourbières boréales. La superficie maximale des tourbières inondées est en accord avec les observations si l'on ne considère que les points de grilles où les tourbières sont présentes, en respectant leur superficie. Cette superficie est cependant sous-estimée au printemps, lors de la période de la fonte de la neige.

Le modèle de tourbière ne distingue pas les tourbières ombrotrophes des minérotrophes. Cependant, une étude préliminaire a montré les régions où les conditions météorologiques permettent l'existence de tourbières ombrotrophes. Ces tourbières sont alimentées uniquement par les précipitations. Dans ces cas, le ruissellement des autres surfaces de la même maille n'est pas dévié vers les tourbières. Un cas d'étude a montré que les tourbières ombrotrophes sont moins sensibles à la précipitation que les tourbières minérotrophes.

Le comportement moyen de l'hydrologie a été étudié pour la période 1980-2013 et 2080-2100. Les changements de l'hydrologie des tourbières face au réchauffement climatique ont été étudiés à partir de l'état moyen pour ces deux périodes. Les projections climatiques selon les scénarios RCP 4.5 et 8.5 ont montré, de manière semblable, que les tourbières localisées dans les régions les plus froides devraient fortement s'humidifier. Les régions les plus froides actuellement sont les plus touchées par le

réchauffement climatique et sont marquées par une forte hausse de précipitation et de température. Cependant, certaines tourbières sont susceptibles de s'assécher, notamment au centre de la Russie et au sud du Canada. Cet assèchement peut s'expliquer par une hausse de la température qui n'est pas compensée par un apport en eau suffisamment important. Ces régions subissent une faible augmentation de la précipitation. En effet, la variabilité interannuelle des profondeurs de nappe dépend plus des variations de précipitation que de température. Pour un cas d'étude sur le bassin de l'Ob, les projections climatiques ont montré que la majorité des tourbières de ce bassin tend à s'assécher, causé par une baisse de la précipitation. La variabilité interannuelle pour la période actuelle et future, pour le bassin de l'Ob, a montré que les variations interannuelles de température et de précipitation ne semblent pas être plus prononcées à la fin du siècle qu'actuellement. En revanche, les variations interannuelles de profondeur de nappe tendent à être plus importantes qu'actuellement. Le réchauffement climatique conduit à une plus grande sensibilité de la profondeur de nappe des tourbières aux variations de précipitations.

Le chapitre 5 est consacré à l'étude des émissions de méthane des tourbières des hautes latitudes nord. Un modèle existant de densité de flux décrit les différents processus liés à la production et à l'oxydation de méthane qui permettent de décrire la densité de flux de CH_4 émise dans l'atmosphère en regroupant les flux par diffusion, ébullition et par les racines des plantes. Ce modèle avait été réintégré dans ORCHIDEE de manière simplifiée. Il a été modifié pour inclure l'ensemble des paramètres du modèle original et les paramètres ont été adaptés pour les tourbières, en intégrant également la conservation de la quantité de carbone. Seules les émissions des tourbières sont prises en compte dans cette étude.

Les émissions de méthane simulées ont été comparées aux observations aussi bien sur site qu'à l'échelle des latitudes supérieures à 45°N . La comparaison sur sites a montré que les émissions des tourbières sont bien représentées lorsque la profondeur de nappe des tourbières est proche de la saturation. En revanche, le taux d'oxydation est trop important et les flux d'émissions sont sous-estimés lorsque la profondeur de nappe est en dessous de 5-10 cm de profondeur. Cela peut être causé par une surestimation du taux d'oxydation ou par une quantité de carbone dans le sol mal simulée. Cette trop forte oxydation a été observée à l'échelle des hautes latitudes. Cela s'est traduit par une importante quantité de flux diffusifs négatifs, annihilant près de la moitié des émissions brutes de méthane. En comparaison avec des estimations d'émissions de méthane lors d'études similaires, les émissions de méthane des tourbières de notre étude sont sous-estimées. En supposant que cette sous-estimation vient des périodes où certains points de grilles de tourbières simulent une absorption de méthane, les émissions de méthane brutes ont été comparées en conservant uniquement les flux positifs de CH_4 . Cependant, les quantités d'émissions sont dans ce cas surestimées. La variabilité interannuelle des émissions de CH_4 est contrôlée par le processus de diffusion, bien que la contribution de ce processus soit inférieure au processus de transport par les plantes. Dans les années 1950, l'augmentation de la température du sol a entraîné une augmentation des émissions totales de CH_4 , malgré le fait que la superficie des tourbières inondées soit devenue plus faible à partir de cette période, aussi bien en Russie qu'au Canada. Les quantités annuelles d'émissions de méthane sont équivalentes en Russie et au Canada en moyenne sur le 20^{ème} siècle. D'après les projections climatiques, les quantités d'émissions simulées augmentent d'un facteur 2.5 d'ici 2100. Les tourbières de Russie émettent davantage de méthane que celles du Canada. Les projections climatiques ont montré une importante humidification des tourbières localisées dans les latitudes les plus hautes. Cela engendre une importante augmentation des émissions pour ces latitudes. En effet, les émissions des tourbières des régions de pergélisols proche de la surface augmentent d'un facteur 3 d'ici 2100.

Dans ce travail de thèse, l'hydrologie des tourbières est dépendante de leur fraction dans la maille. Cette thèse a permis d'estimer les changements moyens de l'hydrologie et leur émissions de méthane associées, projetés d'ici la fin du siècle. La méthode choisie a consisté à déterminer la présence de tourbières à partir d'une carte issue des observations. Les projections climatiques utilisées pour déterminer l'hydrologie et les émissions de méthane ne tiennent pas compte de l'évolution de la superficie des tourbières puisque ces dernières sont statiques par définition. Cette approche peut ne pas être appropriée pour des tourbières localisées dans les régions de pergélisols où les changements climatiques sont importants.

Perspectives

Ces travaux de thèse ont mis en évidence l'importance de la fraction du type de végétation "tourbières" sur la représentation de l'hydrologie et de ce fait, sur la quantification des émissions de méthane associées. La représentation des tourbières dans un modèle de climat à grande échelle reste délicate, car il s'agit nécessairement d'un phénomène sous-maille. Ce schéma dépend de la disponibilité en eau de chaque maille de 0.5° à 2° de résolution. À cette échelle, il est évident que les processus locaux d'apport en eau des tourbières ne peuvent pas être correctement intégrés. Pour des raisons de conservation du bilan en eau, il n'est pas possible de maintenir le contenu en eau des tourbières à saturation. L'approche choisie dans cette thèse a été d'apporter un apport en eau supplémentaire par le biais du ruissellement de surface, pour permettre aux tourbières d'avoir une teneur en eau importante. Cette approche a l'avantage de considérer une variation saisonnière du profil de nappe phréatique des tourbières. En revanche, la représentation des tourbières est dépendante de la disponibilité en eau du ruissellement de surface et de la fraction d'eau de ruissellement total réintroduit dans les tourbières. Une autre approche possible consiste à puiser la quantité d'eau nécessaire, provenant des réservoirs de routage, pour maintenir le sol des tourbières proche de la saturation. Cette méthode n'a cependant pas été choisie pour deux raisons : l'impact important sur le débit des rivières et une variation saisonnière de l'hydrologie des tourbières inexistante.

Le schéma hydrologique des tourbières n'a pas permis de bien représenter les tourbières localisées dans les régions les plus nordiques. Cependant, l'hydrologie des tourbières a été évaluée selon une approche diagnostique de profil de nappe (wt_{soil}). Cette approche est dépendante de la discrétisation des couches hydrologiques. Il existe un biais entre le profil de nappe diagnostiqué et réel, notamment lorsque les couches ne sont pas saturées mais proches de la saturation. Cependant, la deuxième approche de profil de nappe (wt_{soil2}) utilisée pour déterminer les émissions de méthane a montré des similitudes entre tourbières inondées et régions fortement émettrices de CH_4 ainsi qu'entre tourbières les plus sèches et absorption de méthane. Ces similitudes confortent l'idée que l'approche choisie n'a pas un impact majeur sur la répartition géographique des différents états hydrologiques des tourbières.

Dans le modèle ORCHIDEE, les propriétés pédologiques de Van Genuchten sont définies selon trois grandes catégories de textures. En revanche, ces textures de sol ne sont pas associées aux colonnes de sol "soiltile" établies pour déterminer un bilan hydrologique. Seules les propriétés de la texture de sol dominante dans la maille sont déterminantes pour l'ensemble des "soiltile". Les paramètres de Van Genuchten des trois textures correspondent à des sols minéraux dont les propriétés sont relativement semblables. Le comportement hydrologique des sols reste alors similaire pour l'ensemble des points de grille. En revanche, les paramètres pédologiques pour la tourbe sont très diffé-

rents des autres textures (Chapitre 3) et ne peuvent pas être attribués pour l'ensemble de la maille, même si la fraction de tourbière est dominante. Les propriétés pédologiques appropriées à la tourbe ont été étudiées mais, pour ces raisons, elles n'ont pas pu être intégrées au modèle. À mon sens, il est primordial de modifier cette définition pour les futures versions de modèle afin d'inclure de nouvelles propriétés texturales, comme celles de la tourbe. Cette approche consisterait à déterminer une texture de sol adéquate aux colonnes de sols des herbacées, arbres, sol nu et zones humides. Une bonne représentation des propriétés pédologiques peut aider à l'amélioration du maintien de l'eau dans le sol, de part des conductivités hydrauliques et des teneurs en eau résiduelle et saturante adéquates.

Au cours de ma thèse, des études parallèles dans la version de MICT ont été effectuées mais n'ont pu être intégrées à temps au schéma des tourbières. Dans ce schéma, les paramètres biologiques des tourbières sont relativement semblables aux herbacées. Les mousses sont largement présentes dans les hautes latitudes nord notamment dans les tourbières. L'inclusion du type de végétation lié aux mousses dans une autre branche du modèle est en cours de développement. Les paramètres biologiques des mousses peuvent être incorporés à ceux des tourbières pour améliorer entre autres la capacité des mousses à maintenir une importante quantité d'eau. Une autre étude peut également améliorer de manière significative la représentation hydrologique des tourbières. Le nouveau schéma de neige basé sur ISBA-ES (Wang *et al.*, 2013; Boone et Etchevers, 2001)¹ intégré dans MICT permet, entre autres, de mieux représenter la sublimation de la neige. L'intégration de ce nouveau module de neige dans ce modèle permettrait sans doute une amélioration de la représentation hydrologique des tourbières. Comme nous l'avons vu tout au long de la thèse, l'apport en eau le plus important pour les tourbières boréales se produit lors de la fonte des neiges. Intégré au nouveau schéma de neige, l'apport en eau plus important lors de la fonte des neiges permet une meilleure représentation de l'hydrologie des tourbières. De plus, les variations de masse d'eau dans les hautes latitudes nord sont principalement contrôlées par les variations de neige. Le nouveau module de neige permet également de mieux représenter les changements de masses d'eau. Des études annexes ont montré que l'inclusion de ce schéma a permis d'améliorer de manière significative les débits des rivières simulées par le modèle désormais plus proche des observations (Chapitre 3).

Enfin, il peut être intéressant d'approfondir l'étude des tourbières des régions de pergélisols, qui n'a pu être effectuée faute de temps. D'une part, pour mieux représenter le bilan hydrologique des régions trop sèches, en vérifiant si la présence de tourbières particulièrement abondante au nord-est de la Russie est réellement observée, et, d'autre part, pour mieux représenter les émissions de méthane de ces tourbières considérées comme puits de méthane. Contrairement à l'étude de Ringeval *et al.* (2010), les émissions de méthane sont déterminées en tenant compte des variations de l'hydrologie. Cependant, le modèle de densité de flux utilisé dans l'étude de Ringeval *et al.* (2010) et dans ma thèse semble approprié pour les zones inondées mais ne l'est pas pour les sols proches de la saturation (en dessous de 5-10 cm de profondeur) (Chapitre 5). À titre de comparaison, il pourrait être intéressant d'intégrer un autre modèle d'émission de méthane pour estimer les émissions liées aux tourbières. Enfin, la dynamique des tourbières n'est pas représentée. De nombreux travaux tels que Kleinen *et al.* (2012); Spahni *et al.* (2013) ont simulé l'évolution des tourbières à très longues échelles de temps. L'intégration de ces développements dans le modèle d'ORCHIDEE serait importante pour simuler l'évolution des tourbières à l'échelle centennale, mais également pour d'autres applications à plus longue échelle temporelle, comme la représentation de l'accumulation de carbone dans le sol. Son intégration participerait à améliorer les projections des émissions futures de méthane.

1. L'intégration du module "snowpack" dans MICT a été plus tardive que l'année de la publication. Pour des raisons de problèmes de conservation du bilan d'eau et d'énergie, ce module n'a pas été intégré au schéma des tourbières.

En conclusion, la représentation des tourbières dans ORCHIDEE peut être améliorée si elle est intégrée dans une version plus récente du modèle où le module de neige et le PFT des mousses sont représentés. Les paramètres biologiques peuvent être en partie incorporés à ceux des tourbières. La modification de l'attribution des paramètres de Van Genuchten pour chaque soltile au lieu d'une définition par maille permettrait d'inclure les propriétés pédologiques liées aux tourbières. Enfin, la représentation de la dynamique des tourbières peut être développée afin d'améliorer les projections climatiques liées au devenir des tourbières et de leurs estimations aux émissions de méthane. Le développement d'un modèle d'accumulation du carbone dans les sols des tourbières est crucial aux échelles de temps centennales pour estimer leurs échanges de carbone.

Bibliographie

- AVIS, C. A., WEAVER, A. J. et MEISSNER, K. J. (2011). Reduction in areal extent of high-latitude wetlands in response to permafrost thaw. *Nature Geoscience*, 4(7):444–448.
- BALDOCCHI, D., FALGE, E., GU, L., OLSON, R., HOLLINGER, D., RUNNING, S., ANTHONI, P., BERNHOFER, C., DAVIS, K., EVANS, R. *et al.* (2001). Fluxnet : A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(11):2415–2434.
- BALL, J. T., WOODROW, I. E. et BERRY, J. A. (1987). A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions. *In Progress in photosynthesis research*, pages 221–224. Springer.
- BARNOSKY, A. D. (2008). Megafauna biomass tradeoff as a driver of quaternary and future extinctions. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(Supplement 1):11543–11548.
- BEILMAN, D. W., MACDONALD, G. M., SMITH, L. C. et REIMER, P. J. (2009). Carbon accumulation in peatlands of west siberia over the last 2000 years. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(1).
- BERINGER, J., LYNCH, A. H., CHAPIN III, F. S., MACK, M. et BONAN, G. B. (2001). The representation of arctic soils in the land surface model : the importance of mosses. *Journal of Climate*, 14(15): 3324–3335.
- BEVEN, K. (1984). Infiltration into a class of vertically non-uniform soils. *Hydrological Sciences Journal*, 29(4):425–434.
- BEVEN, K. et KIRKBY, M. (1979). 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 Journal*, 24(1):43–69.
- BLOOM, A. A., PALMER, P. I., FRASER, A., REAY, D. S. et FRANKENBERG, C. (2010). Large-scale controls of methanogenesis inferred from methane and gravity spaceborne data. *Science*, 327(5963):322–325.
- BLUNIER, T., CHAPPELLAZ, J. A., SCHWANDER, J., BARNOLA, J. M., DESPERTS, T., STAUFFER, B. et RAYNAUD, D. (1993). Atmospheric methane, record from a greenland ice core over the last 1000 year. *Geophysical Research Letters*, 20(20):2219–2222.
- BOHN, T. J., MELTON, J. R., ITO, A., KLEINEN, T., SPAHNI, R., STOCKER, B. D., ZHANG, B., ZHU, X., SCHROEDER, R., GLAGOLEV, M. V. *et al.* (2015). Wetchimp-wsl : intercomparison of wetland methane emissions models over west siberia. *Biogeosciences Discussions*, 12(2):1907–1973.
- BONAN, G. B. (1995). Sensitivity of a gcm simulation to inclusion of inland water surfaces. *Journal of Climate*, 8(11):2691–2704.

- BOND-LAMBERTY, B., PECKHAM, S. D., AHL, D. E. et GOWER, S. T. (2007). Fire as the dominant driver of central canadian boreal forest carbon balance. *Nature*, 450(7166):89–92.
- BOONE, A. et ETCHEVERS, P. (2001). 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(4):374–394.
- BOOTH, R. K., HOTCHKISS, S. C. et WILCOX, D. A. (2005). Discoloration of polyvinyl chloride (pvc) tape as a proxy for water-table depth in peatlands : validation and assessment of seasonal variability. *Functional Ecology*, 19(6):1040–1047.
- BOUSQUET, P., CIAIS, P., MILLER, J., DLUGOKENCKY, E., HAUGLUSTAINE, D., PRIGENT, C., Van der WERF, G., PEYLIN, P., BRUNKE, E.-G., CAROUGE, C. *et al.* (2006). Contribution of anthropogenic and natural sources to atmospheric methane variability. *Nature*, 443(7110):439–443.
- BOUSQUET, P., HAUGLUSTAINE, D., PEYLIN, P., CAROUGE, C. et CIAIS, P. (2005). Two decades of oh variability as inferred by an inversion of atmospheric transport and chemistry of methyl chloroform. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5(10):2635–2656.
- BOUSQUET, P., RINGEVAL, B., PISON, I., DLUGOKENCKY, E., BRUNKE, E.-G., CAROUGE, C., CHEVALLIER, E., FORTEMS-CHEINEY, A., FRANKENBERG, C., HAUGLUSTAINE, D. *et al.* (2011). Source attribution of the changes in atmospheric methane for 2006–2008. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(8):3689–3700.
- BRIDGHAM, S., MEGONIGAL, J., KELLER, J., BLISS, N. et TRETTIN, C. (2006). The carbon balance of north american wetlands. *Wetlands*, 26(4):889–916.
- BRIDGHAM, S. D., PASTOR, J., JANSSENS, J. A., CHAPIN, C. et MALTERER, T. J. (1996). Multiple limiting gradients in peatlands : a call for a new paradigm. *Wetlands*, 16(1):45–65.
- BROOKS, R. et COREY, A. (1964). Hydraulic properties of porous media, hydrology papers, no. 3, colorado state university, ft. *Collins, Colo.*
- BROWN, R. J. (1970). Permafrost in canada : Its influence on northern development.
- BROWN, T. J. et HALL, B. L. (1999). The use of t values in climatological composite analyses. *Journal of climate*, 12(9):2941–2944.
- BRUEN, M. (1997). Sensitivity of hydrological processes at the land-atmosphere interface. *Global Change and the Irish Environment*, edited by : Sweeney, J., R. *Irish Acad., Dublin*, pages 122–132.
- BRUTEL-VUILMET, C., MÉNÉGOZ, M. et KRINNER, G. (2013). An analysis of present and future seasonal northern hemisphere land snow cover simulated by cmip5 coupled climate models. *The Cryosphere*, 7(1):67–80.
- BURN, C. et SMITH, C. (1988). Observations of the " thermal offset" in near-surface mean annual ground temperatures at several sites near mayo, yukon territory, canada. *Arctic*, pages 99–104.
- CAMILL, P. (2005). Permafrost thaw accelerates in boreal peatlands during late-20th century climate warming. *Climatic Change*, 68(1-2):135–152.

- CHEN, Y.-H. et PRINN, R. G. (2006). Estimation of atmospheric methane emissions between 1996 and 2001 using a three-dimensional global chemical transport model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 111(D10).
- CHOISNEL, E. (1977). Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol [france]. *Météorologie*.
- CHOISNEL, E., JOURDAIN, S. et JACQUART, C. (1995). Climatological evaluation of some fluxes of the surface energy and soil water balances over france. *Annales Geophysicae*, 13(6):666–674.
- CIAIS, P., SABINE, C., BALA, G., BOPP, L., BROVKIN, V., CANADELL, J., CHHABRA, A., DEFRIES, R., GALLOWAY, J., HEIMANN, M. *et al.* (2013). 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*, pages 465–570. Cambridge University Press.
- CLYMO, R. (1984). The limits to peat bog growth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B : Biological Sciences*, 303(1117):605–654.
- COLLINS, M., KNUTTI, R., ARBLASTER, J., DUFRESNE, J.-L., FICHEFET, T., FRIEDLINGSTEIN, P., GAO, X., GUTOWSKI, W., JOHNS, T., KRINNER, G. *et al.* (2013). Long-term climate change : projections, commitments and irreversibility. *Climate change*, pages 1029–1136.
- CONTOUX, C., JOST, A., RAMSTEIN, G., SEPULCHRE, P., KRINNER, G. et SCHUSTER, M. (2013). Megalake chad impact on climate and vegetation during the late pliocene and the mid-holocene. *Climate of the Past*, 9:1417–1430.
- CRONK, J. K. et FENNESSY, M. S. (2001). *Wetland plants : biology and ecology*. CRC press.
- DAWSON, Q. L. (2006). *Low-lying agricultural peatland sustainability under managed water regimes*. Thèse de doctorat, Cranfield University.
- DE ROSNAY, P. (1999). Représentation de l'interaction sol-végétation-atmosphère dans le modèle de circulation générale du laboratoire de météorologie dynamique thesis, state univ. *Pierre et Marie Curie, Paris VI*.
- DE ROSNAY, P. et POLCHER, J. (1998). Modelling root water uptake in a complex land surface scheme coupled to a gcm. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2(2/3):239–255.
- DEE, D., UPPALA, S., SIMMONS, A., BERRISFORD, P., POLI, P., KOBAYASHI, S., ANDRAE, U., BALMASEDA, M., BALSAMO, G., BAUER, P. *et al.* (2011). The era-interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656):553–597.
- DLUGOKENCKY, E. J., HOUWELING, S., BRUHWILER, L., MASARIE, K. A., LANG, P. M., MILLER, J. B. et TANS, P. P. (2003). Atmospheric methane levels off : Temporary pause or a new steady-state? *Geophysical Research Letters*, 30(19):n/a–n/a. 1992.
- DOOGE, J., BRUEN, M. et DOWLEY, A. (1993). Final report on eu funded (pl890016 epoch) project on spatial variability of land surface processes (slaps). *Centre for Water Resources Research, University College, Dublin, 144pp*.
- DORREPAAL, E., TOET, S., van LOGTESTIJN, R. S., SWART, E., van de WEG, M. J., CALLAGHAN, T. V. et AERTS, R. (2009). Carbon respiration from subsurface peat accelerated by climate warming in the subarctic. *Nature*, 460(7255):616–619.

- DUCOUDRÉ, N. I., LAVAL, K. et PERRIER, A. (1993). Sechiba, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land-atmosphere interface within the lmd atmospheric general circulation model. *Journal of Climate*, 6(2):248–273.
- DUFRESNE, J.-L., FOUJOLS, M.-A., DENVIL, S., CAUBEL, A., MARTI, O., AUMONT, O., BALKANSKI, Y., BEKKI, S., BELLENGER, H., BENSHILA, R. *et al.* (2013). Climate change projections using the ipsl-cm5 earth system model : from cmip3 to cmip5. *Climate Dynamics*, 40(9-10):2123–2165.
- ETOPO (2001). 2 minutes gridded global relief data, us department of commerce, national oceanic and atmospheric administration. *National Geophysical Data Center*.
- EVANS, M., BURT, T., HOLDEN, J. et ADAMSON, J. (1999). Runoff generation and water table fluctuations in blanket peat : evidence from uk data spanning the dry summer of 1995. *Journal of Hydrology*, 221(3):141–160.
- FAO (1978). Technical report from the united nations educational, food and agriculture organization of the united nations. Rapport technique, Scientific and Cultural Organization.
- FEKETE, B. M., VÖRÖSMARTY, C. J. et GRABS, W. (1999). Global, composite runoff fields based on observed river discharge and simulated water balances. Rapport technique, Federal Institute of Hydrology, Koblenz, Germany.
- FROLKING, S., ROULET, N., TUITTILA, E., BUBIER, J., QUILLET, A., TALBOT, J. et RICHARD, P. (2010). A new model of holocene peatland net primary production, decomposition, water balance, and peat accumulation. *Earth System Dynamics*, 1(1):1–21.
- FROLKING, S., ROULET, N. T., MOORE, T. R., RICHARD, P. J., LAVOIE, M. et MULLER, S. D. (2001). Modeling northern peatland decomposition and peat accumulation. *Ecosystems*, 4(5):479–498.
- FROLKING, S., TALBOT, J., JONES, M. C., TREAT, C. C., KAUFFMAN, J. B., TUITTILA, E.-S. et ROULET, N. (2011). Peatlands in the earth's 21st century climate system. *Environmental Reviews*, 19(NA): 371–396.
- FUKUTOMI, Y., IGARASHI, H., MASUDA, K. et YASUNARI, T. (2003). Interannual variability of summer water balance components in three major river basins of northern eurasia. *Journal of Hydrometeorology*, 4(2):283–296.
- GAILLARDET, J. et VIOVY, N. (2011). La partie continentale du cycle de carbone. In et RÉMY MOS-SERI, C. J., éditeur : *Le climat à découvert*, pages 69–71. CNRS Editions.
- GEDNEY, N., COX, P. et HUNTINGFORD, C. (2004). Climate feedback from wetland methane emissions. *Geophysical Research Letters*, 31(20).
- GOGO, S., LAGGOUN-DÉFARGE, E., DELARUE, F. et LOTTIER, N. (2011). Invasion of a sphagnum-peatland by *betula* spp and *molinia caerulea* impacts organic matter biochemistry. implications for carbon and nutrient cycling. *Biogeochemistry*, 106(1):53–69.
- GORHAM, E. (1991). Northern peatlands : role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological applications*, 1(2):182–195.
- GOUTTEVIN, I. (2012). *Contribution à la représentation des hautes latitudes dans un modèle de surface : gel des sols et diagnostics de performances*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble.

- GRANBERG, G., GRIP, H., LÖFVENIUS, M. O., SUNDH, I., SVENSSON, B. et NILSSON, M. (1999). A simple model for simulation of water content, soil frost, and soil temperatures in boreal mixed mires. *Water resources research*, 35(12):3771–3782.
- GROUP, G. S. D. T. (2000). Global gridded surfaces of selected soil characteristics (igbpdis), international geosphere-biosphere programme—data and information services. *Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, available online at : <http://www.daac.ornl.gov>*.
- GUIMBERTEAU, M., DUCHARNE, A., CIAIS, P., BOISIER, J.-P., PENG, S., DE WEIRD, M. et VERBEECK, H. (2014). Testing conceptual and physically based soil hydrology schemes against observations for the amazon basin. *Geoscientific Model Development*, 7:1115–1136.
- HARRIS, I., JONES, P., OSBORN, T. et LISTER, D. (2014). Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the cru ts3. 10 dataset. *International Journal of Climatology*, 34(3):623–642.
- HEGINBOTTOM, J., BROWN, J., FERRIANS, O. et MELNIKOV, E. (1997). *Circum-arctic map of permafrost and ground ice conditions*. US Geological Survey.
- HILBERT, D. W., ROULET, N. et MOORE, T. (2000). Modelling and analysis of peatlands as dynamical systems. *Journal of Ecology*, 88(2):230–242.
- HOSTETLER, S., BATES, G. et GIORGI, F. (1993). Interactive coupling of a lake thermal model with a regional climate model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 98(D3): 5045–5057.
- HUGELIUS, G., BOCKHEIM, J. G., CAMILL, P., ELBERLING, B., GROSSE, G., HARDEN, J. W., JOHNSON, K., JØRGENSEN, T., KOVEN, C. D., KUHR, P., MICHAELSON, G., MISHRA, U., PALMTAG, J., PING, C.-L., O'DONNELL, J., SCHIRRMESTER, L., SCHUUR, E. A. G., SHENG, Y., SMITH, L. C., STRAUSS, J. et YU, Z. (2013). A new data set for estimating organic carbon storage to 3 m depth in soils of the northern circumpolar permafrost region. *Earth System Science Data*, 5(2):393–402.
- IPCC, A. (2014). Intergovernmental panel on climate change. *In Climate change 2014 : Synthesis report Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, page 151 pp. IPCC Secretariat Geneva.
- JOOS, E., ROTH, R., FUGLESTVEDT, J. S. et PETERS (2013). Carbon dioxide and climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics : a multi-model analysis. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(5):2793–2825.
- JØRGENSEN, C. J., JOHANSEN, K. M. L., WESTERGAARD-NIELSEN, A. et ELBERLING, B. (2015). Net regional methane sink in high arctic soils of northeast greenland. *Nature Geoscience*, 8(1):20–23.
- JØRGENSEN, M. T., RACINE, C. H., WALTERS, J. C. et OSTERKAMP, T. E. (2001). Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central alaska. *Climatic change*, 48(4):551–579.
- JUNG, M., REICHSTEIN, M., MARGOLIS, H. A., CESCATTI, A., RICHARDSON, A. D., ARAIN, M. A., ARNETH, A., BERNHOFER, C., BONAL, D., CHEN, J., GIANELLE, D., GOBRON, N., KIELY, G., KUTSCH, W., LASSLOP, G., LAW, B. E., LINDROTH, A., MERBOLD, L., MONTAGNANI, L., MOORS, E. J., PAPAIE, D., SOTTOCORNOLA, M., VACCARI, F. et WILLIAMS, C. (2011). Global patterns of land-atmosphere fluxes of carbon dioxide, latent heat, and sensible heat derived from eddy covariance,

- satellite, and meteorological observations. *Journal of Geophysical Research (Biogeosciences)*, 116:0.
- KAPLAN, J. O. (2002). Wetlands at the last glacial maximum : Distribution and methane emissions. *Geophysical Research Letters*, 29(6).
- KASISCHKE, E. S. et BRUHWILER, L. P. (2002). Emissions of carbon dioxide, carbon monoxide, and methane from boreal forest fires in 1998. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 107(D1):FFR–2.
- KASISCHKE, E. S. et TURETSKY, M. R. (2006). Recent changes in the fire regime across the north american boreal region—spatial and temporal patterns of burning across canada and alaska. *Geophysical Research Letters*, 33(9).
- KHVOROSTYANOV, D., KRINNER, G., CIAIS, P., HEIMANN, M. et ZIMOV, S. (2008). Vulnerability of permafrost carbon to global warming. part i : model description and role of heat generated by organic matter decomposition. *Tellus B*, 60(2):250–264.
- KLEINEN, T., BROVKIN, V. et SCHULDT, R. (2012). A dynamic model of wetland extent and peat accumulation : results for the holocene. *Biogeosciences*, 9(1):235–248.
- KOVEN, C. D., RINGEVAL, B., FRIEDLINGSTEIN, P., CIAIS, P., CADULE, P., KHVOROSTYANOV, D., KRINNER, G. et TARNOCAI, C. (2011). Permafrost carbon-climate feedbacks accelerate global warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108(36):14769–14774.
- KRINNER, G. (2003). Impact of lakes and wetlands on boreal climate. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 108(D16).
- KRINNER, G. et BOIKE, J. (2010). A study of the large-scale climatic effects of a possible disappearance of high-latitude inland water surfaces during the 21st century. *Boreal Environment Research* 15, pages 203–217.
- KRINNER, G., VIOVY, N., de NOBLET-DUCOUDRÉ, N., OGÉE, J., POLCHER, J., FRIEDLINGSTEIN, P., CIAIS, P., SITCH, S. et PRENTICE, I. C. (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1).
- LAL, R., KIMBLE, J., LEVINE, E., STEWART, B. A. *et al.* (1995). *Soils and global change*. CRC Press Inc. Chapter 12 : Methane Emissions from Canadian Peatlands.
- LANDERER, F. W., DICKEY, J. O. et GUENTNER, A. (2010). Terrestrial water budget of the eurasian pan-arctic from grace satellite measurements during 2003–2009. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 115(D23).
- LAWRENCE, D. M. et SLATER, A. G. (2005). A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century. *Geophysical Research Letters*, 32(24).
- LETTS, M. G., ROULET, N. T., COMER, N. T., SKARUPA, M. R. et VERSEGHY, D. L. (2000). Parametrization of peatland hydraulic properties for the canadian land surface scheme. *Atmosphere-Ocean*, 38(1):141–160.
- LLOYD, J. et TAYLOR, J. (1994). On the temperature dependence of soil respiration. *Functional ecology*, pages 315–323.

- LOVELAND, T., REED, B., BROWN, J., OHLEN, D., ZHU, Z., YANG, L. et MERCHANT, J. (2000). Development of a global land cover characteristics database and igbp discover from 1 km avhrr data. *International Journal of Remote Sensing*, 21(6-7):1303–1330.
- LUND, M., CHRISTENSEN, T., MASTEPANOV, M., LINDROTH, A. et STRÖM, L. (2009). Effects of n and p fertilization on the greenhouse gas exchange in two northern peatlands with contrasting n deposition rates. *Biogeosciences*, 6(10):2135–2144.
- MACDONALD, G. M., BEILMAN, D. W., KREMENETSKI, K. V., SHENG, Y., SMITH, L. C. et VELICHKO, A. A. (2006). Rapid early development of circumarctic peatlands and atmospheric ch₄ and co₂ variations. *Science*, 314(5797):285–288.
- MANNEVILLE, O. (1999). *Le monde des tourbières et des marais : France, Suisse, Belgique et Luxembourg*. Delachaux & Niestle.
- MASSON-DELMOTTE, V., SCHULZ, M., ABE-OUCHI, A., BEER, J., GANOPOLSKI, A., GONZÁLEZ ROUCO, J., JANSEN, E., LAMBECK, K., LUTERBACHER, J., NAISH, T. *et al.* (2013). Information from paleoclimate archives. 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*, pages 383–464. Cambridge University Press.
- MATTHEWS, E. et FUNG, I. (1987). Methane emission from natural wetlands : Global distribution, area, and environmental characteristics of sources. *Global biogeochemical cycles*, 1(1):61–86.
- MEEHL, G. A., STOCKER, T. F., COLLINS, W. D., FRIEDLINGSTEIN, P., GAYE, A. T., GREGORY, J. M., KITO, A., KNUTTL, R., MURPHY, J. M., NODA, A. *et al.* (2007). Global climate projections. *Climate change*, 3495:747–845.
- MEINSHAUSEN, M., SMITH, S. J., CALVIN, K., DANIEL, J. S., KAINUMA, M., LAMARQUE, J., MATSUMOTO, K., MONTZKA, S., RAPER, S., RIAHI, K. *et al.* (2011). The rcp greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic change*, 109(1-2):213–241.
- MELTON, J., WANIA, R., HODSON, E., POULTER, B., RINGEVAL, B., SPAHNI, R., BOHN, T., AVIS, C., BEERLING, D., CHEN, G. *et al.* (2013). Present state of global wetland extent and wetland methane modelling : conclusions from a model intercomparison project (wetchimp). *Biogeosciences*, 10: 753–788.
- MENON, S., DENMAN, K. L., BRASSEUR, G., CHIDTHAISONG, A., CIAIS, P., COX, P. M., DICKINSON, R. E., HAUGLUSTAINE, D., HEINZE, C., HOLLAND, E. *et al.* (2007). Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry. Rapport technique, Ernest Orlando Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, CA (US).
- MONNIN, E., INDERMÜHLE, A., DÄLLENBACH, A., FLÜCKIGER, J., STAUFFER, B., STOCKER, T. F., RAYNAUD, D. et BARNOLA, J.-M. (2001). Atmospheric co₂ concentrations over the last glacial termination. *Science*, 291(5501):112–114.
- MOSS, R. H., EDMONDS, J. A., HIBBARD, K. A., MANNING, M. R., ROSE, S. K., VAN VUUREN, D. P., CARTER, T. R., EMORI, S., KAINUMA, M., KRAM, T. *et al.* (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463(7282):747–756.
- MUALEM, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12(3):513–522.

- NYKÄNEN, H., ALM, J., SILVOLA, J., TOLONEN, K. et MARTIKAINEN, P. J. (1998). Methane fluxes on boreal peatlands of different fertility and the effect of long-term experimental lowering of the water table on flux rates. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(1):53–69.
- O'CONNOR, F. M., BOUCHER, O., GEDNEY, N., JONES, C., FOLBERTH, G., COPPELL, R., FRIEDLINGSTEIN, P., COLLINS, W., CHAPPELLAZ, J., RIDLEY, J. *et al.* (2010). Possible role of wetlands, permafrost, and methane hydrates in the methane cycle under future climate change : A review. *Reviews of Geophysics*, 48(4).
- OLEFELDT, D., TURETSKY, M. R., CRILL, P. M. et MCGUIRE, A. D. (2013). Environmental and physical controls on northern terrestrial methane emissions across permafrost zones. *Global Change Biology*, 19(2):589–603.
- OLSON, J., WATTS, J. et ALLISON, L. (1983). Carbon in live vegetation of major world ecosystems. ornl-5862. oak ridge national laboratory. *Environmental Science Division, Oak Ridge, TN*.
- PAGE, S. E., RIELEY, J. O. et BANKS, C. J. (2011). Global and regional importance of the tropical peatland carbon pool. *Global Change Biology*, 17(2):798–818.
- PAIVANEN, J. (1997). Forested mires as renewable resource—towards a sustainable forestry practice. *Northern Forested Wetlands : Ecology and Management*, pages 27–44.
- PARTON, W. J., STEWART, J. W. et COLE, C. V. (1988). Dynamics of c, n, p and s in grassland soils : a model. *Biogeochemistry*, 5(1):109–131.
- PAVELSKY, T. M. et SMITH, L. C. (2006). Intercomparison of four global precipitation data sets and their correlation with increased eurasian river discharge to the arctic ocean. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 111(D21).
- PEPPER, W. (1992). *Emission scenarios for the IPCC : An update : Assumptions, methodology, and results*. US Environmental Protection Agency.
- PETERSON, B. J., HOLMES, R. M., MCCLELLAND, J. W., VÖRÖSMARTY, C. J., LAMMERS, R. B., SHIKLOMANOV, A. I., SHIKLOMANOV, I. A. et RAHMSTORF, S. (2002). Increasing river discharge to the arctic ocean. *science*, 298(5601):2171–2173.
- PETIT, J.-R., JOUZEL, J., RAYNAUD, D., BARKOV, N. I., BARNOLA, J.-M., BASILE, I., BENDER, M., CHAPPELLAZ, J., DAVIS, M., DELAYGUE, G. *et al.* (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the vostok ice core, antarctica. *Nature*, 399(6735):429–436.
- PETOUKHOV, V., GANOPOLSKI, A., BROVKIN, V., CLAUSSEN, M., ELISEEV, A., KUBATZKI, C. et RAHMSTORF, S. (2000). Climber-2 : a climate system model of intermediate complexity. part i : model description and performance for present climate. *Climate dynamics*, 16(1):1–17.
- PEZESHKI, S. (2001). Wetland plant responses to soil flooding. *Environmental and Experimental Botany*, 46(3):299–312.
- PRIGENT, C., PAPA, F., AIRES, F., ROSSOW, W. et MATTHEWS, E. (2007). Global inundation dynamics inferred from multiple satellite observations, 1993–2000. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 112(D12).
- RENNERMALM, A. K., SOEGAARD, H. et NORDSTROEM, C. (2005). Interannual variability in carbon dioxide exchange from a high arctic fen estimated by measurements and modeling. *Arctic, antarctic, and alpine research*, 37(4):545–556.

- REYNOLDS, C., JACKSON, T. et RAWLS, W. (2000). Estimating soil water-holding capacities by linking the food and agriculture organization soil map of the world with global pedon databases and continuous pedotransfer functions. *Water Resources Research*, 36(12):3653–3662.
- RINGEVAL, B. (2011). *Interactions entre climat et émissions de méthane par les zones humides à l'échelle globale*. Thèse de doctorat, Paris 6.
- RINGEVAL, B., DE NOBLET-DUCOUDRÉ, N., CIAIS, P., BOUSQUET, P., PRIGENT, C., PAPA, F. et ROS-SOW, W. B. (2010). An attempt to quantify the impact of changes in wetland extent on methane emissions on the seasonal and interannual time scales. *Global Biogeochemical Cycles*, 24:2003.
- RINNE, J., RIUTTA, T., PIHLATIE, M., AURELA, M., HAAPANALA, S., TUOVINEN, J.-P., TUUTTILA, E.-S. et VESALA, T. (2007). Annual cycle of methane emission from a boreal fen measured by the eddy covariance technique. *Tellus B*, 59(3):449–457.
- ROGERS, A. (2013). The use and misuse of $v_{c,max}$ in earth system models. *Photosynthesis research*, 119(1-2):15–29.
- SAHA, S., MOORTHI, S., WU, X., WANG, J., NADIGA, S., TRIPP, P., BEHRINGER, D., HOU, Y.-T., CHUANG, H.-y., IREDELL, M. *et al.* (2014). The ncep climate forecast system version 2. *Journal of Climate*, 27(6):2185–2208.
- SARMIENTO, J. L. et GRUBER, N. (2006). *Ocean biogeochemical dynamics*. Princeton University Press.
- SCHEFFER, F., SCHACHTSCHABEL, P. *et al.* (1982). Textbook of soil science. *Lehrbuch der Bodenkunde*.
- SCHUBERT, P., EKLUNDH, L., LUND, M. et NILSSON, M. (2010). Estimating northern peatland CO_2 exchange from modis time series data. *Remote Sensing of Environment*, 114(6):1178–1189.
- SCHUUR, E., MCGUIRE, A., SCHÄDEL, C., GROSSE, G., HARDEN, J., HAYES, D., HUGELIUS, G., KOVEN, C., KUHRY, P., LAWRENCE, D. *et al.* (2015). Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, 520(7546):171–179.
- SEMILETOV, I., SAVELIEVA, N., WELLER, G., PIPKO, I., PUGACH, S., GUKOV, A. Y. et VASILEVSKAYA, L. (2000). The dispersion of siberian river flows into coastal waters : meteorological, hydrological and hydrochemical aspects. pages 323–366.
- SHANNON, R. D., WHITE, J. R., LAWSON, J. E. et GILMOUR, B. S. (1996). Methane efflux from emergent vegetation in peatlands. *Journal of Ecology*, pages 239–246.
- SHURPALI, N. et VERMA, S. (1998). Micrometeorological measurements of methane flux in a minnesota peatland during two growing seasons. *Biogeochemistry*, 40(1):1–15.
- SHURPALI, N., VERMA, S., KIM, J. et ARKEBAUER, T. (1995). Carbon dioxide exchange in a peatland ecosystem. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 100(D7):14319–14326.
- SITCH, S., SMITH, B., PRENTICE, I. C., ARNETH, A., BONDEAU, A., CRAMER, W., KAPLAN, J., LEVIS, S., LUCHT, W., SYKES, M. T. *et al.* (2003). Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the lpj dynamic global vegetation model. *Global Change Biology*, 9(2):161–185.

- SMOLDERS, A., TOMASSEN, H., PIJNAPPEL, H., LAMERS, L. et ROELOFS, J. (2001). Substrate-derived CO₂ is important in the development of sphagnum spp. *New Phytologist*, 152(2):325–332.
- SPAHLI, R., JOOS, F., STOCKER, B., STEINACHER, M. et YU, Z. (2013). Transient simulations of the carbon and nitrogen dynamics in northern peatlands : From the last glacial maximum to the 21st century. *Climate of the Past*, 9(3):1287–1308.
- ST-HILAIRE, F., WU, J., ROULET, N., FROLKING, S., LAFLEUR, P., HUMPHREYS, E. et ARORA, V. (2008). McGill wetland model : evaluation of a peatland carbon simulator developed for global assessments. *Biogeosciences Discussions*, 5(2):1689–1725.
- STEVENS, T., OLSEN, L., RITZ, S., MORAHAN, M., ALEMAN, A., CEPERO, L., GOKEY, C., HOLLAND, M., CORDOVA, R., AREU, S. *et al.* (2012). Earth science keyword stewardship : Access and management through nasa's global change master directory (gcmd) keyword management system (kms). *In AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 1, page 1511.
- STOCKER, T. F., DAHE, Q. et PLATTNER, G.-K. (2013). Climate change 2013 : The physical science basis. *Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (IPCC, 2013).*
- TARNOCAI, C. (2004). Cryosols of arctic canada. *In Cryosols*, pages 95–117. Springer.
- TARNOCAI, C. (2006). The effect of climate change on carbon in canadian peatlands. *Global and planetary Change*, 53(4):222–232.
- TARNOCAI, C., CANADELL, J. G., SCHUUR, E. A. G., KUHR, P., MAZHITOVA, G. et ZIMOV, S. (2009). Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(2):n/a–n/a.
- TAYLOR, K., ROWLAND, A. et JONES, H. (2001). *Molinia caerulea* (L.) Moench. *Journal of Ecology*, 89(1):126–144.
- TAYLOR, K. E., STOUFFER, R. J. et MEEHL, G. A. (2012). An overview of cmip5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4):485–498.
- THORMANN, M. N., BAYLEY, S. E. et SZUMIGALSKI, A. R. (1997). Effects of hydrologic changes on above-ground production and surface water chemistry in two boreal peatlands in alberta : Implications for global warming. *Hydrobiologia*, 362(1-3):171–183.
- TOUCHAN, R., XOPLAKI, E., FUNKHOUSER, G., LUTERBACHER, J., HUGHES, M. K., ERKAN, N., AKKEMIK, Ü. et STEPHAN, J. (2005). Reconstructions of spring/summer precipitation for the eastern mediterranean from tree-ring widths and its connection to large-scale atmospheric circulation. *Climate dynamics*, 25(1):75–98.
- TURETSKY, M. R., AMIRO, B. D., BOSCH, E. et BHATTI, J. S. (2004). Historical burn area in western canadian peatlands and its relationship to fire weather indices. *Global Biogeochemical Cycles*, 18(4).
- TURETSKY, M. R., BENSCOTER, B., PAGE, S., REIN, G., van der WERF, G. R. et WATTS, A. (2015). Global vulnerability of peatlands to fire and carbon loss. *Nature Geoscience*, 8(1):11–14.
- UPPALA, S. M., KÄLLBERG, P., SIMMONS, A., ANDRAE, U., BECHTOLD, V., FIORINO, M., GIBSON, J., HASELER, J., HERNANDEZ, A., KELLY, G. *et al.* (2005). The era-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612):2961–3012.

- VAN GENUCHTEN, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil science society of America journal*, 44(5):892–898.
- VIOVY, N. (1996). Interannuality and co₂ sensitivity of the sechiba-bgc coupled svat-bgc model. *Physics and Chemistry of the Earth*, 21(5):489–497.
- VIOVY, N. et CIAIS, P. (2011). Cruncep data set for 1901–2008. Rapport technique, Tech. Rep. Version 4, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, available at : <http://dods.extra.cea.fr/data/p529viov/cruncep/>, last access : 1 September.
- VÖRÖSMARTY, C., FEKETE, B., MEYBECK, M. et LAMMERS, R. (2000). Global system of rivers : Its role in organizing continental land mass and defining land-to-ocean linkages. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(2):599–621.
- WALTER, B. P. et HEIMANN, M. (2000). 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.
- WALTER, B. P., HEIMANN, M. et MATTHEWS, E. (2001). Modeling modern methane emissions from natural wetlands : 1. Model description and results. *Journal of Geophysical Research*, 106:34189.
- WALTER, B. P., HEIMANN, M., SHANNON, R. D. et WHITE, J. R. (1996). A process-based model to derive methane emissions from natural wetlands. *Geophysical Research Letters*, 23:3731–3734.
- WANG, T., OTTLE, C., BOONE, A., CIAIS, P., BRUN, E., MORIN, S., KRINNER, G., PIAO, S. et PENG, S. (2013). Evaluation of an improved intermediate complexity snow scheme in the orchidee land surface model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(12):6064–6079.
- WANIA, R., ROSS, I. et PRENTICE, I. (2009a). Integrating peatlands and permafrost into a dynamic global vegetation model : 1. evaluation and sensitivity of physical land surface processes. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(3).
- WANIA, R., ROSS, I. et PRENTICE, I. (2009b). Integrating peatlands and permafrost into a dynamic global vegetation model : 2. evaluation and sensitivity of vegetation and carbon cycles processes. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(3).
- WANIA, R., ROSS, I. et PRENTICE, I. (2010). Implementation and evaluation of a new methane model within a dynamic global vegetation model : Lpj-whyme v1. 3.1. *Geoscientific Model Development*, 3(2):565–584.
- WEEDON, G., GOMES, S., VITERBO, P., SHUTTLEWORTH, W., BLYTH, E., ÖSTERLE, H., ADAM, J., BELLOUIN, N., BOUCHER, O. et BEST, M. (2011). Creation of the watch forcing data and its use to assess global and regional reference crop evaporation over land during the twentieth century. *Journal of Hydrometeorology*, 12(5):823–848.
- WEEDON, G. P., BALSAMO, G., BELLOUIN, N., GOMES, S., BEST, M. J. et VITERBO, P. (2014). The wfdei meteorological forcing data set : Watch forcing data methodology applied to era-interim reanalysis data. *Water Resources Research*, 50(9):7505–7514.
- WHITING, G. J. et CHANTON, J. P. (1992). Plant-dependent ch₄ emission in a subarctic canadian fen. *Global Biogeochemical Cycles*, 6(3):225–231.

- WILLIAMS, T. et FLANAGAN, L. (1998). Measuring and modelling environmental influences on photosynthetic gas exchange in sphagnum and pleurozium. *Plant, Cell & Environment*, 21(6):555–564.
- WULLSCHLEGER, S. D. (1993). Biochemical limitations to carbon assimilation in c3 plants—a retrospective analysis of the a/ci curves from 109 species. *Journal of Experimental Botany*, 44(5):907–920.
- YU, Z., LOISEL, J., BROSSEAU, D. P., BEILMAN, D. W. et HUNT, S. J. (2010). Global peatland dynamics since the last glacial maximum. *Geophysical Research Letters*, 37(13):n/a–n/a.
- YUROVA, A., WOLF, A., SAGERFORS, J. et NILSSON, M. (2007). Variations in net ecosystem exchange of carbon dioxide in a boreal mire : Modeling mechanisms linked to water table position. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences (2005–2012)*, 112(G2).
- ZHANG, T., BARRY, R. G., KNOWLES, K., HEGINBOTTOM, J. A. et BROWN, J. (1999). Statistics and characteristics of permafrost and ground ice distribution in the northern hemisphere. *Polar Geography*, 23(2):132–154.
- ZHUANG, Q., MELILLO, J. M., KICKLIGHTER, D. W., PRINN, R. G., MCGUIRE, A. D., STEUDLER, P. A., FELZER, B. S. et HU, S. (2004). 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(3).
- ZIMOV, S. A., SCHUUR, E. A. et CHAPIN III, F. S. (2006). Permafrost and the global carbon budget. *Science(Washington)*, 312(5780):1612–1613.
- ZOBLER, L. (1986). A world soil profile for global climate modelling. *NASA Technical Memorandum*, 87802.

Acronymes

CCSM4	<i>Community Climate System Model 4</i>
CMIP5	<i>5th Coupled Model Inter-comparison Project</i>
CNRM	Centre Nationale de Recherches Météorologiques
CRU	<i>Climatic Research Unit</i>
CRUNCEP	Combinaison des observations CRU et des données NCEP
CWRR	Centre for Water Resources and Research
DGVM	<i>Dynamic Global Vegetation Model</i>
ECMWF	<i>European Centre for Medium-range Weather Forecasts</i>
ESM	<i>Earth System Model</i> Modèle de système Terre
GCM	<i>General Circulation Model</i> - Modèle de Circulation Générale
GES	Gaz à Effet de Serre
GIEC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (traduction française de l'IPCC).
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GPP	<i>Gross Primary Production</i> - Production Primaire Brute
GRDC	<i>Global Runoff Data Centre</i>
IPSL	Institut Pierre Simon Laplace - Institut de recherche en sciences de l'environnement
ISTO	Institut des Sciences de la Terre d'Orléans
ISW	<i>Inland Surface Water</i>
ISRIC	<i>International Soil Reference and Information Centre</i>
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique
LPJ	<i>Lund Potsdam Jena</i> . Ce modèle est né d'un consortium entre 3 instituts des villes susmentionnées
LSM	<i>Land Surface Model</i> - Modèle de surface continentale
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Center for Environmental Prediction</i>
NEE	<i>Net Ecosystem Exchange</i>
NPP	<i>Net Primary Productivity</i> - Productivité Primaire Nette
ORCHIDEE	<i>ORganising Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems</i>
PFT	<i>Plant Functional Types</i>
RCP	<i>Representative Concentration Pathways</i>
RR	Ruissellement Réintroduit
SECHIBA	Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface entre la Biosphère et l'Atmosphère

SRES	<i>Special Report on Emissions Scenarios</i>
STOMATE	<i>Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems</i>
SVAT	<i>Surface Vegetation Atmospheric Transfer schemes</i>
WATCH	<i>WATER and global CHange</i>
WETCHIMP	WETland CH ₄ Inter-comparison of Models Project
WFDEI	<i>WATCH Forcing Data by making use of the ERA-Interim reanalysis data</i>
WTP	<i>Water Table Position</i> Position de nappe phréatique

Annexe

Description des modifications apportées au modèle ORCHIDEE au sujet des tourbières

Introduction

Cette annexe reprend les modifications apportées dans le modèle de surface ORCHIDEE concernant les tourbières. Ces développements ont été effectués dans la branche ORCHIDEE-MICT dans sa version MICT v1. Cette version correspond à la révision 1255 de Camille Risi ayant repris les processus de gel du sol développés par Isabelle Gouttevin dans la branche ORCHIDEE-HIGH-LAT aujourd'hui révolue et rétablie dans la structure du trunk. Les développements des tourbières concernent la végétation des tourbières, son hydrologie et leurs émissions de carbone associés. Cette annexe est un complément aux développements des tourbières décrits dans le chapitre 3 de ma thèse. Elle est destinée à détailler succinctement les différents aspects des tourbières développés dans le modèle afin de faciliter la recherche de ces développements dans les différents modules du modèle ORCHIDEE. La justification de chacun de ces choix n'est pas détaillée dans cette annexe.

Chaque ajout ou modification du code concernant les tourbières est annoté par “!Chloe”. Les annotations “!Chloe+” et “!Chloe-” permettent de délimiter le début et la fin de ces modifications. Une explication brève des développements apportés au cours de ma thèse est également résumée dans l'entête des modules concernés. Les modifications apportées dans le modèle sont synthétisées dans l'encadré 6. Les parties notées "non utilisé" font références aux processus qui n'ont pas été utilisés lors des simulations illustrant l'évolution des émissions de carbone (chapitre 5) et l'évolution hydrologique (chapitre 4).

/src_parameters/ :

constantes_mtc.f90	ajout des paramètres liés au PFT 14 paramètres PFT 14 = paramètres PFT 10 sauf pour humcste = 10 m^{-1} , vcm _{ax} = $16 \text{ mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, sdepth= 151 cm
constantes.f90	ajout des constantes utilisées dans le module d'émissions de méthane
constantes_soil.f90	ajout des paramètres de Van Genuchten adaptés à la tourbe et attribution du 4ème "soiltile"

/src_sechiba/ :

hydrol.f90	ok_stagnant (max_stagnant et stagnant), ok_reinfilt_peat (reinfilt_watpeat) définition de w_{tsoil} et w_{tsoil2} et flag ok_no_drainage non utilisé : ok_sat30cm, peatland
routing.f90	non utilisé : ok_routage_peat (water2add_peat)
slowproc.f90	non utilisé : lecture carte tourbière : ok_peat_map (peat) via slowproc_peat

/src_stomate/ :

stomate_wet_ch4_pt_ter_peat.f90	création du module d'émissions de méthane des tourbières. Conservation de la quantité de carbone actif
stomate_soilcarbon.f90	décomposition limitée par le facteur $R_H=0.35$
stomate.f90	moyenne journalière de w_{tsoil2} par wtsoil_daily NB : les ajouts dans stomate_io, stomate_season et stomate_lpj sont relatifs au module de densité de CH ₄

Tab. 1 – Tableau récapitulatif des modifications apportées au modèle sur le développement des tourbières.

Développements liés à la végétation

L'intégration de la végétation des tourbières s'est effectuée en ajoutant un 14^{ème} PFT au modèle caractérisant les tourbières. L'ensemble des paramètres est détaillé dans le module :

src_parameters/constants_mtc.f90

Les paramètres de ce nouveau PFT correspondent à ceux des herbes en C3 caractérisé par le PFT 10. L'inclusion d'un nouveau PFT nécessite la modification de la carte de végétation du modèle. La méthodologie appliquée pour déterminer la carte des tourbières est détaillée dans la section 3.3.1.1 du chapitre 3. Une fois la carte de tourbières obtenue, cette carte a été intégrée dans la carte de végétation d'Olson au détriment des fractions de PFT herbacées (PFT 10 et PFT 12). Ces modifications ont été effectuées selon l'équation 1 et 2 réécrite ci dessous :

$\begin{aligned} &\text{Si } f_{peat} \leq f_{grass} : \\ &f_{PFT10}^{new} = f_{PFT10} - \frac{f_{PFT10}}{f_{grass}} f_{peat} \quad (1) \\ &f_{PFT12}^{new} = f_{PFT12} - \frac{f_{PFT12}}{f_{grass}} f_{peat} \end{aligned}$	$\begin{aligned} &\text{Si } f_{peat} > f_{grass} : \\ &f_{peat} = f_{grass} \quad (2) \\ &f_{PFT10}^{new} = 0 \\ &f_{PFT12}^{new} = 0 \end{aligned}$
---	---

La profondeur des racines a été diminuée à environ 30 cm. Cet abaissement s'est effectué à travers la constante **humcste_cwrr** qui correspond au facteur de décroissance de la densité racinaire **nroot** décrit dans la routine hydrol. La GPP des tourbières a été ajusté en fonction des mesures d'observations de GPP. Le choix utilisé pour diminuer la GPP consiste à abaisser le taux de carboxylation maximale optimale **vcmax_opt**. La durée de vie des feuilles n'a pas été modifiée par rapport aux herbacées. Il est important d'abaisser de nouveau **vcmax_opt** si l'on souhaite augmenter la durée de vie de la végétation des tourbières.

Développements liés à l'hydrologie

Les développements liés à l'hydrologie des tourbières sont concentrés dans le module hydrol du modèle ORCHIDEE. Depuis l'ajout du PFT 14 lié aux tourbières, nous avons pu construire un 4^{ème} soiltile dont la fraction de ce sol correspond à celui du PFT 14 pour une grille donnée. L'attribution d'un 4^{ème} **soiltile** permet de séparer le bilan hydrologique des tourbières. Pour représenter une hydrologie cohérente, nous avons choisi de réintroduire la totalité des eaux de ruissellement provenant du bilan hydrique des autres soiltiles. Ce terme est bien souvent traduit par la notion de "type de sol" à ne pas confondre avec la structure du sol qui elle, est indépendante des soiltiles et caractérise la taille de grain des sols et définit pour chaque maille à partir de la structure dominante du sol. Cette réinfiltration s'effectue lorsque le flag **ok_reinfiltr_peat** est activé. Les eaux de ruissellements sont réintroduites par le biais de la variable **water2infiltr** qui représente la quantité d'eau à réinfiltrer dans le sol au prochain pas de temps. On quantifie la quantité d'eau à réinfiltrer par la variable **reinfiltr_watpeat**.

Pour permettre une eau stagnante au dessus du sol des tourbières, nous avons construit un réservoir représentant l'eau présente au dessus de la surface du sol lorsque le flag **ok_stagnant** est activé.

Ce réservoir est défini via la variable **stagnant** et stocke la quantité du ruissellement lié au soltille des tourbières via la variable “ru_ns”. La hauteur maximale de ce réservoir est fixée par la constante **max_stagnant** dont la valeur par défaut est choisie à 10 cm pour être en accord avec les observations. Lorsque la hauteur d’eau du réservoir dépasse la capacité maximale, l’excès en eau est comptabilisé en ruissellement des tourbières. La contenance en eau par la variable stagnant est également ajoutée à la variable water2infiltr de manière à ce que l’eau puisse être réintroduite dans le sol des tourbières dès que la première couche de sol devient insaturé en eau. La quantité d’eau du réservoir n’ayant pas pu être réinfiltrée dans le sol reste dans le réservoir. Enfin, pour maintenir les quantités d’eau apportés au sol des tourbières, le sol profond est défini comme imperméable en forçant un drainage profond nul via **ok_no_drainage** de telle sorte qu’il n’y ait aucun flux sortant. Une autre possibilité consiste à définir l’imperméabilité du sol en fixant la constante free_drain_coef à zéro. Cependant, cette méthode n’a pas été utilisée puisque l’un des coefficients de résolution de l’équation non linéaire de diffusion de l’eau, à savoir la variable rhs, est plus faible dans le cas où seul le soltille lié aux tourbières est imperméable. Ces calculs diagnostiquent alors une humidité du sol plus faible si l’on impose cette imperméabilité. Pour pallier cette incohérence, nous avons choisi de ne pas modifier cette constante mais d’imposer un drainage profond nul.

Une autre approche peut être utilisée pour maintenir l’eau des tourbières à une certaine profondeur du sol. L’idée consiste à calculer la quantité d’eau nécessaire à apporter au sol appelée **water2add_peat** afin de maintenir la saturation des couches situées au dessous de 30 cm de profondeur comme dans le cas **ok_sat30cm**. Cette quantité est calculée par la différence entre l’humidité totale du sol souhaité **tmc_obj_peat** et l’humidité totale du sol “tmc” tel que simulé par le modèle. Ce calcul est effectué uniquement lorsque le flag **ok_routage_peat** est activé. L’eau manquante est alors captée par les quantités d’eaux des réservoirs de routages nécessitant l’activation du flag ok_routing. Par convention, l’humidité du sol est saturante à partir de la couche 8 soit dès 18.5 cm de profondeur. Les couches situés au dessus de cette profondeur (couche 1 à 7) ont une teneur en eau identique à celle calculée initialement par le modèle. Cette technique est partiellement développée dans le module hydrol mais n’a jamais été utilisée ni même testée. De plus, maintenir les couches situées en dessous de 18.5 cm à saturation entraîne un apport en eau plus conséquent en été, ce qui est peu réaliste.

Pour visualiser les variations des positions de nappes phréatiques, deux approches différentes ont été développées. Dans le module hydrol, **wt_soil** et **wt_soil2** sont définis par l’équation 3. La profondeur de nappe wt_soil correspond au haut de la première couche du sol saturé en eau avec zz la profondeur du nœud de la couche saturée et dz la hauteur de la couche. Cette définition provoque cependant des sauts de nappes conséquents puisqu’elle est conditionnée par la précision des couches hydrologiques. La deuxième définition de nappe wt_soil2 permet d’avoir des variations plus faibles. La profondeur de nappe wt_soil2 est basée sur le ratio **h_eau** borné entre 0 et 1 dont $h_eau \times dz$ permet de déterminer la hauteur d’eau de chaque couche.

$$\begin{aligned}
 wt_soil &= zz - dz/2 \\
 h_eau &= \frac{mc - mcr}{mcs - mcr} \\
 wt_soil2 &= 2000 - \sum_{j=1}^{11} (dz \times h_eau) - stagnant
 \end{aligned}
 \tag{3}$$

Cette définition a été utilisée pour le module de densité de CH₄ qui demeure très sensible aux variations de nappes phréatiques. Dans les deux définitions, la hauteur d'eau présente dans le réservoir d'eau stagnante noté **stagnant** est comptabilisée. Par choix de convention, la profondeur de nappe est positive lorsqu'elle est située en dessous de la surface et négative sinon.

Développements liés aux propriétés pédologiques

Les paramètres hydrologiques varient en fonction de la typologie du sol. En effet, la conductivité hydraulique ainsi que la teneur en eau résiduelle et saturante varient en fonction de la texture des sols. Pour cela, les paramètres de Van Genuchten définissent ces propriétés en fonction de la taille des grains fin, moyen ou grossier. En revanche, la matière organique n'est pas représentée. Pour définir les propriétés de textures de sol propre à la tourbe, nous avons adapté les paramètres de Van Genuchten décrit dans le tableau 2.

Sol	θ_s	θ_r	n	α (m ⁻¹)	K_s^{ref} (mm.d ⁻¹)
Tourbe	0.90	0.15	1.38	5.07	2120

Tab. 2 – Paramètres de Van Genuchten définis pour la tourbe et appliqués pour le soiltile 4 lié aux tourbières.

Cependant, la teneur mcs n'a pas pu être conservée compte tenu de la forte différence avec le contenu en eau maximale des autres sols, l'hydrologie du modèle ne permettait pas une saturation des sols liés aux tourbières. La variable mcs est alors fixé en fonction de la taille des grains du sol dominant pour les tourbières également. De plus, les autres paramètres de Van Genuchten n'ont pas entraîné de modifications significatives sur l'hydrologie des tourbières. Compte tenu de l'impact minime, ces paramètres n'ont finalement pas été utilisés.

De plus, les paramètres de Van Genuchten utilisés correspondent à la texture du sol dominant dans la maille. L'idée a été de poursuivre l'attribution de ces paramètres pour le sol dominant et ainsi appliquer les propriétés texturales de la tourbe uniquement lorsque celle ci est dominante dans la maille. Cela revient à prendre ces paramètres uniquement pour les mailles où la fraction de la végétation est supérieur à **limite_peat**. Cette limite est fixée par défaut à 50 % après interpolation de la carte de tourbière Peat_map. Cette interpolation est effectuée dans la sous routine slowproc_peat dont la fraction est **peatsoil**. Lorsque **peatsoil** est supérieure à **limite_peat**, le flag **peatland** est attribué et les paramètres de Van Genuchten sont appliqués pour l'ensemble des soiltiles. Les paramètres de tourbières sont pris en compte uniquement lorsque l'on active le flag **ok_peat_map**.

Développements liés au carbone

Les émissions de carbone et plus particulièrement de méthane ont été développées pour les tourbières dans le module stomate_wet_ch4_pt_ter_peat. Ce module est une adaptation du modèle de Bruno Ringeval lui même réadapté du modèle de Walter. Les modifications apportées à ces modèles préexistants sont détaillées dans le chapitre 5 paragraphe 5.1.2.3. Ce module décrit la densité d'émissions de CH₄ pour chacun des processus de transport : par diffusion, par ébullition et par le transport par les plantes. Chaque configuration est détaillée selon 4 cas de figure dépendant de la position de nappe nw et de la surface du sol ns : nw<ns-1, nw=ns-1, nw=ns et nw>ns. Les simplifications effectuées par Bruno Ringeval imposaient une profondeur de nappe phréatique fixe dont le cas nw>ns

n'était pas représenté. Ce module a la particularité de prendre en compte les variations de nappe phréatiques des tourbières. Étant donné que le module d'émissions est calculé par le modèle à pas de temps journalier, la position de nappe w_{t_soil2} est moyennée journalièrement par la variable **wt-soil_daily** calculée dans le module de stomate.

La méthode de Bruno Ringeval consiste à prendre le réservoir de carbone actif au lieu de la NPP comme substrat. Dans le cas des émissions de CH_4 des tourbières, seul le réservoir de carbone actif lié au PFT 14 des tourbières est comptabilisé. Compte tenu de la haute teneur en eau présente dans les tourbières, la décomposition du carbone dans ces réservoirs est limitée. Une modification apportée aux réservoirs de carbone du PFT 14 tient compte de la haute teneur en eau et limite la décomposition du carbone par le facteur lié à l'humidité R_h fixé à 0.35 comme dans les études de (Wania *et al.*, 2009a).

Enfin, une dernière modification concernant le bilan de carbone a été apportée à ce module d'émissions des tourbières. En effet, le travail effectué par (Ringeval, 2011) ne prend pas en compte la conservation de la quantité de carbone. Pour pallier ce problème, la production de méthane produite chaque jour w_{pro} est soustraite (en unité de carbone) de la quantité de carbone présente dans le réservoir C_{actif} des tourbières afin de conserver le bilan de carbone. L'effet de cette conservation est étudié dans le chapitre 5.

