

**THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE**

Spécialité :
Cycles biogéochimiques
(ED 129 : Sciences de l'Environnement d'Ile-de-France)

Présentée par :
M. Bruno Ringeval

Pour obtenir le grade de :
DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Sujet :

**Interactions entre climat et émissions de méthane par les zones humides
à l'échelle globale**

Soutenue le 11/03/2011

devant le jury composé de :

M. Pierre Friedlingstein, Directeur de thèse
M. François Ravetta, Président du jury
M. I. Colin Prentice, Rapporteur
M. Jed O. Kaplan, Rapporteur
Mme. Agnès Ducharne, Examinatrice
M. Gerhard Krinner, Examineur
M. Renato Spahni, Examineur
Mme. Nathalie de Noblet, Co-directrice
M. Philippe Ciais, Co-directeur

Résumé:

Le méthane (CH_4) est un composé atmosphérique important, via son pouvoir à effet de serre et son rôle dans la chimie atmosphérique. Les zones humides naturelles contribuent à hauteur de 20-40% à l'ensemble des sources globales de CH_4 . Afin d'étudier les interactions entre le climat et les émissions de CH_4 par les zones humides à l'échelle globale, j'ai modifié le modèle ORCHIDEE afin qu'il prenne en compte de telles émissions. Ceci s'est fait en deux étapes permettant la simulation de (i) la dynamique des étendues de zones humides et (ii) des densités de flux de CH_4 (flux par unité de surface); le produit de ces deux variables conduisant aux émissions. J'ai ensuite utilisé cette version d'ORCHIDEE pour étudier la sensibilité des émissions de CH_4 par les zones humides au climat sur deux échelles de temps distinctes : la variabilité interannuelle récente (1990-2008) et la période 1860-2100 en utilisant le climat simulé par le modèle de circulation générale de l'IPSL forcé par le scénario SRES-A2.

J'ai montré que la variabilité des étendues de zones humides joue un rôle prépondérant sur la variabilité interannuelle des émissions de CH_4 par les zones humides, expliquant jusqu'à 90% de l'anomalie d'émissions certaines années dans les Tropiques. J'ai également montré que les anomalies climatiques peuvent conduire, une même année, à une augmentation (respectivement une diminution) des densités de flux et une diminution (resp. une augmentation) des étendues de zones humides avec par conséquent un effet opposé sur l'émission totale de CH_4 vers l'atmosphère. Mes travaux confirment donc qu'il est nécessaire de prendre en compte la variabilité d'étendues de zones humides, résultant de leur fonctionnement hydrologique, dans les approches de modélisation directe des émissions de CH_4 par ces systèmes. Les émissions simulées par ORCHIDEE augmentent fortement sur la période 2003-2008 à l'échelle globale (+20% par rapport aux émissions 1993-2000). Ces émissions interannuelles ont été comparées à celles déduites d'inversion de champs de concentration atmosphérique. La corrélation entre les deux approches est élevée pour la période 1990-2002, mais se dégrade nettement après 2002. Ceci est majoritairement lié à de fortes incertitudes sur le forçage en précipitations. L'utilisation de deux jeux de forçages différents a en effet permis de mettre en évidence une forte sensibilité des émissions simulées aux précipitations. Un changement même faible de celles-ci impacte significativement les émissions via la sensibilité des étendues de zones humides. L'incertitude liée au forçage mentionnée ci-dessus rend difficile la quantification précise de la contribution des zones humides aux anomalies positives de concentration atmosphérique en CH_4 observées en 2007-2008.

En ce qui concerne l'évolution dans le futur des émissions de CH_4 par les zones humides, l'effet de l'évolution du climat seul est de diminuer les émissions de CH_4 en 2100 simulées par ORCHIDEE par rapport aux émissions préindustrielles (-64%) principalement en raison d'une diminution des étendues de ces zones. La mise en place d'un cadre théorique de cette rétroaction m'a permis de montrer que le gain de la rétroaction climat/émissions de CH_4 par les zones humides en 2100 est ainsi faible et négatif (-0.016). Cependant, il existe des interactions entre cette rétroaction et la rétroaction climat/ CO_2 qu'il est nécessaire de prendre en compte. Ces interactions concernent (i) l'effet du CO_2 atmosphérique sur le substrat de la méthanogenèse via son effet fertilisant sur la production végétale et (ii) le fait qu'une perturbation du climat engendrée par le forçage radiatif du CO_2 (resp. du CH_4) a un impact sur les émissions de CH_4 par les zones humides (resp. les flux CO_2 à l'interface surface/atmosphère). L'effet fertilisant du CO_2 est majeur : l'évolution de la concentration atmosphérique en CO_2 conduit, seule, à une forte augmentation des émissions en 2100 par rapport à la période préindustrielle (+130%). La prise en compte combinée de la rétroaction climat/émissions de CH_4 par les wetlands et de ses interactions avec la rétroaction climat/ CO_2 conduit ainsi à augmenter de 475 ppb la concentration atmosphérique de CH_4 prévue en 2100 par le scénario SRES-A2.

Mots-clés : méthane, zones humides, interactions climat/cycles biogéochimiques, rétroaction, ORCHIDEE

Abstract:

Methane (CH_4) is an important atmospheric compound by virtue of its greenhouse gas effect and its role in atmospheric chemistry. Wetlands account for 20-40% of all global sources of CH_4 . To study the interactions between wetland CH_4 emissions and the climate on a global scale, I modified the ORCHIDEE model to take into account such emissions. This modification was carried out in two steps to enable the simulation of (i) the dynamics of the extent of wetland areas and (ii) CH_4 flux densities (per unit area); the product of these two variables gives wetland CH_4 emissions. I then used this model to study the sensitivity of wetland CH_4 emissions to the climate over two time periods, namely the current year-to-year variability (1990-2008) and the 1860-2100 period, by using the climate fields simulated by the IPSL general circulation model under the SRES-A2 scenario.

My results show that the interannual variability in the extent of wetland areas plays a key role in the year-to-year wetland CH_4 emissions variability. For instance, it can explain up to 90% of the emission anomaly that was observed in certain years in the Tropics. I also found that climate anomalies could lead to both increased emitting areas and decreased flux densities at the same time, with opposite effects on the total CH_4 flux entering the atmosphere. This result points to the absolute necessity to be able to take into consideration the variations in wetland extent in bottom-up modeling of wetland CH_4 emissions. Yearly wetland CH_4 emissions simulated by ORCHIDEE increased strongly over the 2003-2008 period (+20% compared with 1993-2000 yearly emissions). Year-to-year variability was compared to that arising from an atmospheric inversion. The correlation between the two approaches was high during the 1990-2002 period but decreased strongly after 2002. This is mainly attributed to high uncertainties in precipitation forcing. The use of two climate fields shows that ORCHIDEE emissions are highly sensitive to precipitation. A slight change in precipitation can have a strong impact on simulated wetland CH_4 emissions. Uncertainty in climate forcing made it difficult to quantify the exact contribution of wetland emissions to the 2007-2008 positive anomalies in the atmospheric growth rate.

With regard to the future evolution of wetland CH_4 emissions, the effect of climate change alone was a decrease in 2100 CH_4 emissions simulated by ORCHIDEE with respect to pre-industrial levels (-64%), as a result of a decrease in wetlands extent. By establishing a theoretical framework, I was able to demonstrate that the gain of the climate/ CH_4 feedback from wetlands was low and negative (-0.016). However, there were some interactions between this feedback and the climate/ CO_2 feedback that had to be taken into account. These were related to (i) the effect of atmospheric CO_2 on methanogenic substrates by virtue of its fertilizing effect on plant productivity and (ii) the fact that a climate perturbation due to CO_2 (respectively CH_4) radiative forcing has an effect on wetland CH_4 emissions (respectively CO_2 fluxes at the surface/atmosphere interface). This fertilizing effect was the most significant: the evolution of atmospheric CO_2 concentration alone led to a large increase in wetland CH_4 emissions with respect to pre-industrial levels (+130%). Thus, the consideration of both types of feedback and their interactions led to a 475 ppb increase in the 2100 atmospheric CH_4 concentration predicted by the SRES-A2 scenario.

Key-words: methane, wetland, interactions climate/biogeochemical cycles, feedback, ORCHIDEE

Sommaire

Chapitre 1. Introduction	10
1.1) Le méthane : un composé atmosphérique clé	11
1.1.1) Le CH ₄ : rôle dans la chimie atmosphérique	11
1.1.2) Le CH ₄ : un gaz à effet de serre majeur	12
1.2.) Variabilité de la concentration atmosphérique en CH ₄ observée sur différentes échelles de temps.....	15
1.3) Bilan global du CH ₄ atmosphérique	18
1.3.1) Les puits et sources actuels.....	18
1.3.2) Estimation de la contribution des différentes sources	19
1.3.3) Variabilité de l'intensité des sources et des puits sur différentes échelles de temps	20
1.4) Les zones humides : généralités.....	22
1.4.1) Une définition difficile.....	22
1.4.2) L'hydrologie d'un wetland.....	23
1.4.3) L'oxydation de la matière organique dans un wetland.....	24
1.4.4) Le cycle du carbone associé aux wetlands	27
1.5) Le climat affecte les émissions de CH ₄ par les wetlands.....	30
1.6) Objectifs de la thèse.....	34
 Chapitre 2. Outil : développement d'un modèle d'émissions de CH ₄ par les wetlands au sein d'ORCHIDEE	 36
2.1) Description du modèle ORCHIDEE	38
2.2) Calcul des densités de flux de CH ₄	40
2.2.1) Etat de l'art.....	40
2.2.2) Choix du modèle à intégrer au sein d'ORCHIDEE.....	46
2.2.3) Description du modèle de <i>Walter et al.</i> , 2001	47
2.2.4) Détails du couplage avec ORCHIDEE	50
2.2.5) Evaluation succincte des densités de flux de CH ₄ simulées sur sites	54
2.3) Calcul des étendues de wetlands.....	57
2.3.1) Etat de l'art.....	57
2.3.2) Concept et formalisme de TOPMODEL	59
2.3.3) Incorporation de l'approche TOPMODEL dans ORCHIDEE.....	63

2.3.4) Développement de l'approche TOPMODEL pour la prise en compte d'autres fractions de mailles de déficit donné	65
2.3.5) Notions de déficit à la saturation et toit de nappe phréatique	67
2.3.6) Des surfaces saturées aux étendues de wetlands	68
2.3.7) Evaluation du couplage ORCHIDEE-TOPMODEL	70
<i>Article 1: Ringeval B., B. Decharme, S.L. Piao, P. Ciais, F. Papa, N. de Noblet-Ducoudré, C. Prigent, P. Friedlingstein, I. Gouttevin (2010), Modelling sub-grid soil moisture saturation in the ORCHIDEE global land surface model: evaluation against river discharges and remotely sensed data, under review for Journal of Geophysical Research-Biogeosciences.....</i>	
2.4) Résumé.....	109
 Chapitre 3. Variabilité interannuelle récente (1990-2008) des émissions de CH ₄ par les wetlands : processus sous-jacents et impact sur la concentration atmosphérique.....	
3.1) Caractéristiques générales des émissions actuelles simulées par ORCHIDEE	112
3.1.1) Distribution spatiale des émissions.....	112
3.1.2) Saisonnalité	116
3.2) Variabilité interannuelle des émissions de CH ₄ par les wetlands simulées par ORCHIDEE et rôle joué par les processus hydrologiques	119
3.2.1) Variabilité interannuelle simulée par ORCHIDEE	119
3.2.2) Contribution de la variabilité des étendues des wetlands à la variabilité interannuelle des émissions : estimation sur la période 1993-2000 via l'utilisation de données satellites d'étendues de wetlands	122
<i>Article 2: Ringeval, B., N. de Noblet-Ducoudré, P. Ciais, P. Bousquet, C. Prigent, F. Papa, and W. B. Rossow (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(2), 1-12, doi:10.1029/2008GB003354.....</i>	
3.2.3) Contribution des processus hydrologiques à la variabilité interannuelle des émissions : estimation sur la période 1990-2008 à partir de simulations basées sur le couplage ORCHIDEE-TOPMODEL	138
3.3) Comparaison de la variabilité interannuelle des émissions simulées par ORCHIDEE et issues des inversions.....	145
3.4) Contribution des émissions par les wetlands à la variabilité interannuelle récente du taux d'accroissement de la concentration atmosphérique : focus sur la période 2006-2008.....	148
<i>Article 3: Bousquet P., B. Ringeval, I. Pison, C. Yver, E. J. Dlugokencky et al. (2010), Source attribution of the changes in atmospheric methane for 2006-2008, under review for Atmospheric Chemistry and Physics</i>	
	150

Chapitre 4. Emissions de CH ₄ par les wetlands sous changement climatique futur et rétroaction avec le climat	174
4.1) Etude de la rétroaction climat/émissions de CH ₄ par les wetlands et interaction avec la rétroaction climat/CO ₂	175
<i>Article 4: Ringeval, B., P. Friedlingstein, C. Koven, P. Ciais, N. de Noblet-Ducoudré, B. Decharme, P. Cadule, (2010) Climate-CH₄ feedback from wetlands and its interaction with the climate-CO₂ feedback, under review for Tellus.....</i>	176
4.2) Focus sur les émissions de CH ₄ par les wetlands boréaux et associées au permafrost.....	220
<i>Article 5: Koven C., B. Ringeval, P. Friedlingstein, P. Ciais, P. Cadule, D. Khvorostyanov, G. Krinner, C. Tarnocai (2010), The response of frozen soil respiration to warming controls the 21st century high-latitude CO₂ and CH₄ balance, submitted to Science</i>	223
Chapitre 5. Conclusion et discussion générales	250
5.1) Conclusion	250
5.2) Perspectives techniques de développement du modèle ORCHIDEE	252
5.2.1) Liées à l'hydrologie.....	252
5.2.2) Liées au carbone.....	255
5.3) Positionnement scientifique et perspectives générales	257
5.3.1) Relatives aux cycles hydrologique et du carbone des wetlands	257
5.3.2) Relatives au couplage avec d'autres cycles biogéochimiques	258
5.3.3) Relatives aux climats anciens	259
5.3.4) Relatives aux enjeux sociétaux.....	260
Bibliographie.....	262
Annexes	278

Chapitre 1. Introduction

Le méthane est un composé omniprésent dans notre Galaxie : il compose entre 1.6 et 5 % de l'atmosphère de Titan, la lune de Saturne, et sa présence sur Mars a été récemment confirmée [Formisano *et al.*, 2004; Mumma *et al.*, 2009]. Sur Terre, il semble avoir joué un rôle clé dans l'évolution de l'atmosphère primitive. A la fin de l'Archéen/début du Protérozoïque (~2.3 Ga), la concentration atmosphérique en méthane, produit par des bactéries méthanogènes, aurait pu atteindre 100-300 ppm [Pavlov *et al.*, 2003]. Une telle concentration aurait permis d'apporter un forçage radiatif complémentaire au rayonnement relativement faible d'un tout « jeune » Soleil. Bien que l'impact du méthane sur le climat ait pu être limité par le fait qu'il se présentait sous la forme d'un « nuage » comme c'est le cas actuellement sur Titan [Kasting and Siefert, 2002] (Figure 1.1), un climat chaud aurait pu ainsi être maintenu sur Terre. Ce climat aurait été propice à l'émergence de nouvelles bactéries dont le métabolisme a pu permettre la mise en place d'une atmosphère riche en dioxygène (O₂) [Pavlov *et al.*, 2003]. La photolyse du méthane et le relargage d'hydrogène vers l'espace qu'elle engendre aurait également joué un rôle dans la mise en place d'une atmosphère oxydante [Catling *et al.*, 2001]. La diminution de la teneur atmosphérique en méthane, concomitante à l'augmentation en O₂, aurait alors pu engendrer la première « Snowball Earth » du Néoproterozoïque [Pavlov *et al.*, 2003; Pavlov *et al.*, 2001].

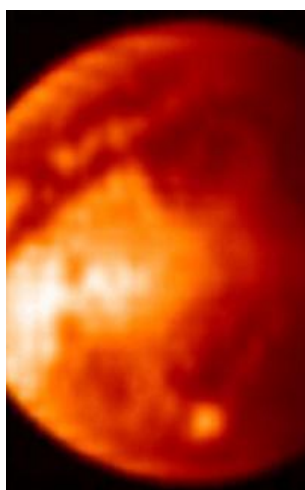


Figure 1.1 : Image de Titan dans l'infrarouge prise avec la sonde Cassini-Huygens. Un nuage présent dans l'atmosphère au niveau du pôle sud (tache ronde, orange) est observé. Ce nuage serait composé de méthane. Les autres contrastes observés correspondent à des variations de réflectance de la surface de Titan. © NASA/JPL/VIMS team. <http://www.insu.cnrs.fr/a1258,titan-avant-huygens.html>

Même si l'échelle temporelle abordée ci-dessus n'est pas celle dont il est question dans la suite du manuscrit, ces théories comprennent différents éléments clefs relatifs au méthane (l'origine microbienne du méthane, l'importance du méthane dans la chimie atmosphérique et son impact sur le climat) dont il va être question dans la suite...

1.1) Le méthane : un composé atmosphérique clé

Le méthane a été découvert par Alessandro Volta en 1776 alors qu'il s'intéressait au « gaz des marais » (l'ancien nom du méthane). Le méthane est un hydrocarbure de formule brute CH_4 . C'est le plus simple composé de la famille des alcanes et a en conséquence une masse molaire très faible (16 g/mol) et une relative stabilité. Il n'a ni couleur ni odeur. Il se présente actuellement sur Terre, aux conditions normales de température et de pression, sous forme gazeuse (à P_{atmo} , $T_{\text{fusion}} = -183^\circ\text{C}$, $T_{\text{ebullition}} = -164^\circ\text{C}$). Il est présent dans l'atmosphère et sa concentration¹ était de 1774 ± 1.2 ppb en 2005. Le CH_4 est le composé organique le plus abondant de l'atmosphère où il joue un rôle important pour deux raisons majeures : il participe à moduler la capacité oxydante de l'atmosphère (section 1.1.1) et il est un puissant gaz à effet de serre (section 1.1.2).

1.1.1) Le CH_4 : rôle dans la chimie atmosphérique

Le CH_4 réagit avec les radicaux libres OH (radicaux hydroxyl) et cette oxydation peut-être à l'origine d'ozone troposphérique (O_3). La réaction d'oxydation du CH_4 par les radicaux OH est décrite en Figure 1.2. L' O_3 est un composé important : c'est un puissant gaz à effet de serre mais également un photo-oxydant, ayant un impact négatif important sur la santé et la production végétale [e.g. *Nali et al.*, 2002]. Les radicaux OH initient un bon nombre d'oxydations de composés organiques rejetés dans l'atmosphère par les processus naturels ou les activités anthropiques, d'où un temps de vie de quelques secondes [*Lelieveld et al.*, 1998]. A ce titre, les radicaux OH constituent la « capacité oxydante de l'atmosphère ». Les radicaux OH sont formés par la photolyse de l' O_3 [*Levy*, 1971] (encart orange ; Figure 1.2).

Le radical hydroxyl ainsi formé peut réagir avec le CH_4 pour former le methylperoxy (CH_3O_2) (encart bleu ; Figure 1.2). Le devenir de ce composé dépend alors de la quantité de NO_x présent. En présence de quantité suffisante de NO_x (traits pleins ; Figure 1.2), le CH_3O_2 réagit pour former du formaldéhyde (CH_2O). Le cycle d'oxydation du CH_4 conduit alors finalement à la formation de deux molécules d' O_3 grâce à deux conversions de NO en NO_2 (cycles verts ; Figure 1.2). On notera que l'oxydation du CH_4 dans ce cas restitue le radical OH utilisé comme initiateur de la réaction. Lorsque les quantités de NO_x sont très faibles ($< \sim 0.05$ ppb), le cycle s'interrompt prématurément avec la réaction entre le CH_3O_2 et HO_2 pour former du CH_3OOH (traits pointillés-courts ; Figure 1.2). Dans ce cas, l'oxydation du CH_4 correspond à une consommation d' O_3 (utilisé pour former l'initiateur OH).

A l'opposé, la présence de trop de NO_x ($> \sim 10$ ppb) fait que l'initialisation de l'oxydation du CH_4 est concurrencée par la réaction entre OH et NO_2 (traits pointillés-longs ; Figure 1.2). Les molécules de CH_4 sont en effet très stables et la quantité de CH_4 qui va réagir avec les OH est conditionnée par une faible proportion d'autres composés plus réactifs (ici : NO_2 mais également les composés organiques

¹ Concentration : « (volume) mixing ratio » en anglais. C'est le nombre de molécules du gaz par unité de volume. C'est un rapport de densité. La concentration atmosphérique en CH_4 se mesure en ppb
ppb : partie par milliard (10^{-9}). 1760 ppb correspondent ainsi à 1760 molécules de CH_4 par milliard de molécules d'air sec. A titre de comparaison, la concentration atmosphérique en CO_2 est de 380 ppm (1 ppm = une partie par million = 10^{-6}).

volatiles, ou COV²). Ceci conduit à un ralentissement de la production d'O₃. Dans les deux derniers cas (pas assez ou trop de NO_x), l'OH n'est pas restitué.

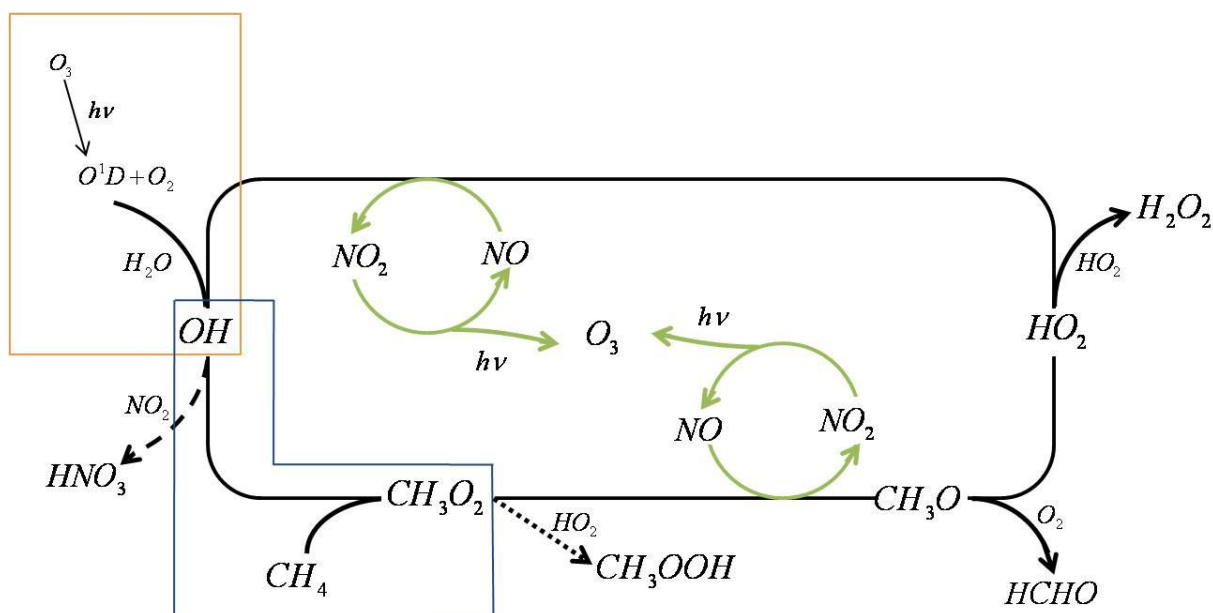


Figure 1.2: Schéma de l'oxydation du CH₄ en phase gazeuse (d'après [Szopa-Laval, 2003]). Différents cas se présentent selon la concentration atmosphérique en NO_x. Un cycle d'oxydation complet (traits pleins noirs) a lieu pour des concentrations de NO_x entre 0.05 et 10 ppb. Dans le cas où la concentration en NO_x est inférieure à 0.05 ppb, le cycle est incomplet (pointillés courts). Pour des concentrations de NO_x supérieures à 10 ppb, l'initialisation du cycle est concurrencée par la réaction entre les NO_x et OH (pointillés longs). Sont figurés en vert les réactions mettant en jeu les NO_x. Les encadrés bleus et orange concernent respectivement la formation de OH et la réaction OH+CH₄ (voir le texte).

Si l'on s'attarde au devenir des composés stables produits par l'oxydation du CH₄, nous notera que le CH₂O, formé lorsque les niveaux de NO_x sont appropriés (traits pleins ; Figure 1.2), peut à son tour être oxydé et conduire à la formation d'O₃ à l'issue de cycle photochimique équivalent à celui décrit Figure 1.2. L'oxydation du CH₄ peut aussi conduire à la formation de CO. Au final, c'est le CO qui pilote majoritairement la capacité oxydante de l'atmosphère : en effet, 75% des OH réagissent avec le CO. Or on estime qu'à l'échelle globale, 35% du CO provient de la destruction de CH₄ [Lelieveld et al., 1998].

1.1.2) Le CH₄ : un gaz à effet de serre majeur

En 1976, [Wang et al.] démontrent que le CH₄ est un gaz à effet de serre important et qu'il a en conséquence un impact sur le climat. Cette propriété tient de l'efficacité radiative de la molécule de CH₄ dans l'atmosphère, c.à.d. de la capacité de cette molécule à absorber certaines fréquences du rayonnement infrarouge (IR) émis par la Terre. Dans l'atmosphère actuelle, l'ajout d'une molécule de CH₄ absorbent les IR à peu près 25 fois plus efficacement qu'une molécule de CO₂ [Lelieveld et al., 1998]. L'efficacité radiative du CH₄ est en effet de 3.7 10⁻⁴ W.m⁻².ppb⁻¹, contre 1.4 10⁻⁵ pour le CO₂ [Forster et al., 2007]. La principale explication de cette différence est que la concentration atmosphérique en CH₄ est 200 fois moins élevée que celle en CO₂ et donc que ses lignes d'absorption ne sont pas autant saturées.

² Les monoterpènes (une des classes de COV) ont une réactivité 8750 supérieure à celle du CH₄.

La concentration atmosphérique en CH₄ est passée de 715 ppb à l'époque préindustrielle (~1750) à une concentration de 1774 ppb en 2005. Cette augmentation de concentration contribue en partie au changement climatique observé [Forster et al., 2007]. La quantification de cette contribution se fait en utilisant le concept de forçage radiatif (noté « RF » dans la suite pour « Radiative Forcing »). Selon la définition donnée par le 3^{ème} rapport de l'IPCC [Houghton et al., 2001], le RF correspond « au changement net (descendant - montant) de l'irradiance (solaire et infra-rouge) à la tropopause après réajustement des températures stratosphériques au nouvel équilibre radiatif tout en laissant les températures de surface et de la troposphère fixes et égales aux valeurs non perturbées ». Le RF est exprimé en W.m⁻² et est utilisé pour comparer les différents facteurs à l'origine du changement climatique (naturels et anthropiques). Il est typiquement calculé en utilisant des schémas de transfert radiatif forcés par les changements observés de concentration et les efficacités radiatives données ci-dessus. L'augmentation de concentration atmosphérique en CH₄ entre 1750 et 2005 est responsable d'un RF de +0.48 W.m⁻². Le CH₄ possède ainsi le RF le plus élevé des gaz à effet de serre après le CO₂ (1.66 W.m⁻² pour le CO₂, 0.16 W.m⁻² pour le N₂O) [Solomon et al., 2007]. L'évolution du RF en fonction de la concentration en CH₄ (M) par rapport à l'ère préindustrielle (concentration en CH₄ : M₀ et en N₂O : N₀) peut-être calculée par l'expression simplifiée 1.1 [Ramaswamy et al., 2001] :

$$RF = \alpha(\sqrt{M} - \sqrt{M_0}) - (f(M, N_0) - f(M_0, N_0)) \quad (1.1)$$

où $\alpha=0.036$ et f est une fonction logarithmique. Les absorptions spectrales par le CH₄ et par le N₂O se chevauchent d'où la prise en compte de la concentration de N₂O dans cette expression. L'évolution du RF par unité d'augmentation de la concentration en CH₄ diminue quand la concentration de CH₄ augmente à cause de la saturation successive des lignes d'absorption [Lelieveld et al., 1998]. Le forçage radiatif peut ensuite être relié à travers une relation linéaire simple au changement de température globale moyenne à la surface (Ts) : $\Delta Ts = \lambda \cdot RF$ où λ est le paramètre de sensibilité climatique.

L'effet sur le climat d'émissions *actuelles* d'un gaz donné nécessite de prendre en compte non seulement le pouvoir radiatif de la molécule mais aussi le temps de vie de ce gaz dans l'atmosphère. En plus de certaines limitations, le concept de RF ne permet pas de prendre en compte les différents temps de vie des agents de forçage. Le « Global Warming Potential » (GWP) est alors utilisé. Le GWP d'un gaz compare le RF intégré sur une période donnée (par ex. 100 ans) d'une émission sous forme de pulse d'1kg dudit gaz, relativement à celui engendré par un pulse de CO₂ de la même masse. Le GWP d'un composé est fonction à la fois de l'efficacité radiative de celui-ci et de son temps de vie dans l'atmosphère, tous deux par rapport au CO₂. Le temps de vie du CH₄ est de 8.7 ± 1.3 ans [Lelieveld et al., 1998] et est petit par rapport à celui du CO₂ (~centaines d'années). Le GWP du CH₄ est de 72, 25 et 7.6 pour respectivement 20, 100 et 500 ans. Les émissions d'un composé atmosphérique peuvent avoir des effets dits « indirects ». Pour le CH₄, ces effets sont : l'augmentation de son propre temps de vie à travers des changements de la concentration de OH (ce qui conduit à une rétroaction CH₄/OH), l'impact sur l'O₃ troposphérique, l'augmentation des niveaux de vapeur d'eau stratosphérique et la production de CO₂ [Denman et al., 2007]. Les effets indirects d'un pulse d'émission de CH₄, en l'absence de l'utilisation d'un modèle de chimie atmosphérique,

sont pris en compte en utilisant un temps d'ajustement de 12 ans plutôt qu'un temps de vie de 8,7 ans³ [Lelieveld et al., 1998; Solomon et al., 2009].

Le CH₄ est ainsi un composé atmosphérique important. La réaction du CH₄ avec les OH participe à moduler la capacité oxydante de l'atmosphère, soit directement soit via la production de CO. L'oxydation du CH₄ peut conduire à la formation de O₃, un photo-oxydant très puissant, et cette formation est dépendante des niveaux de NO_x. Le CH₄ est également un gaz à effet de serre majeur : l'évolution de sa concentration atmosphérique depuis 1750 est à l'origine d'un RF de +0.48 W.m⁻²; soit le RF le plus élevé des gaz à effet de serre après le CO₂. Enfin, il est important de noter que le pouvoir à effet de serre actuel est dépendant non seulement des capacités radiatives de la molécule de CH₄ mais aussi de son temps de vie dans l'atmosphère, bien plus faible que celui du CO₂. La variable-clé qui détermine l'intensité de son action à la fois sur la chimie de l'atmosphère et sur le climat est sa concentration atmosphérique. Cette concentration présente des variations à des échelles de temps très différentes.

³ Temps de vie (« lifetime ou « turnover time ») : quotient de la quantité totale de CH₄ dans l'atmosphère et de la quantité enlevée annuellement par les puits. Le temps d'ajustement (« adjustment time ») permet de quantifier la diminution d'un pulse de CH₄ et a été introduit au sein du concept de GWP [Lelieveld et al., 1998].

1.2.) Variabilité de la concentration atmosphérique en CH₄ observée sur différentes échelles de temps

La moyenne annuelle globale de la concentration atmosphérique de CH₄ en 2005 était de 1774 ± 1.2 ppb. Cela correspond à une masse dans l'atmosphère de $1774 \times 2.78 = 4932 \text{ Tg}^4$ de CH₄. A titre de comparaison, la concentration atmosphérique en CO₂ est de 379ppm, soit l'équivalent d'une masse de $379 \times 2.12 = 803 \text{ GtC}$.

La mesure de la concentration atmosphérique globale en CH₄ est réalisée depuis 1983 [Forster et al., 2007] en effectuant des échantillonnages d'air de manière régulière à plusieurs sites dans les deux hémisphères et à plusieurs latitudes. Actuellement, ces mesures sont réalisées principalement par la NOAA/GMD (National Oceanic and Atmospheric Administration/Global Monitoring Division) et par le réseau AGAGE (Advanced Global Atmospheric Gases Experiment). L'instrument SCIAMACHY (Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography) embarqué à bord du satellite ENVISAT permet également de mesurer la concentration atmosphérique en CH₄ depuis 2003 [Frankenberg et al., 2005]. Basé sur le fait que le CO₂ et le CH₄ absorbent des radiations dans le visible (proche IR) en plus de celles dans l'IR, la mesure de la lumière du soleil réfléchie dans des longueurs d'onde de 1630 à 1679 nm permet d'obtenir la concentration de CH₄ intégrée sur l'ensemble de la colonne d'atmosphère. SCIAMACHY permet ainsi d'obtenir la concentration atmosphérique en CH₄ avec une résolution spatiale de 30 km en latitude et 60 km de longitude et couvre la surface du globe tous les 6 jours. Enfin, la concentration atmosphérique en CH₄ pour les périodes antérieures aux mesures directes peut-être obtenue grâce à des mesures de la composition des bulles d'air emprisonnées dans les carottes de glaces. Les forages les plus connus sont ceux de Vostock [Petit et al., 1999] et d'EPICA/Dôme C [Jouzel et al., 2007], tous deux en Antarctique. Moyennant certaines corrections [Spahni, 2003], le forage EPICA permet notamment de connaître l'évolution de la concentration atmosphérique en CH₄ sur les derniers 800ka [Spahni et al., 2005]. Les différentes mesures ainsi réalisés mettent en évidence une variabilité de la concentration atmosphérique en CH₄ à différentes échelles de temps.

Sur les derniers 800 ka et avant le début de l'ère industrielle, la concentration atmosphérique en CH₄ a varié entre 350 et 800 ppb, respectivement pendant les périodes glaciaires et interglaciaires (Figure 1.3) [Spahni et al., 2005]. L'analyse spectrale montre que les cycles glaciaires/interglaciaires d'une période de ~100 ka ont dominé les variations du CH₄ pour les derniers 400 ka [Loulergue et al., 2008]. Ces cycles climatiques sont initiés en réponse à un forçage orbital [Jouzel et al., 2007] et amplifiés par la réponse du système climatique (étendue des calottes de glace et concentrations en gaz à effet de serre principalement). Avant -50 ka, lorsque les mesures sont toutes prises au Groenland, température et concentration atmosphérique en CH₄ sont en phase [Chappellaz et al., 1993a]. Par contre, lorsque ces mesures sont faites à partir d'enregistrements en Antarctique, un décalage de 1100 ± 200 ans est observé entre les deux variables [Delmotte et al., 2004]. La forte corrélation entre température du Groenland et concentration atmosphérique en CH₄ fait que le CH₄ est considéré comme l'indicateur disponible dans les carottes de glace le plus proche de la température de l'hémisphère nord [Delmotte et al., 2004]. Durant la dernière glaciation (Würm : -

⁴ $\text{Tg} = 10^{12}\text{g}$, $1 \text{ Pg} = 1\text{Gt} = 10^{15}\text{g}$. Le terme de conversion 2.78 est dérivé du calcul de la masse totale de l'atmosphère. Celui permettant de passer de GtC à ppm est de 2.12.

110 ka ; -12 ka) et lors de la transition Würm/Holocène (Younger Dryas \sim -12ka), des variations abruptes dans l'enregistrement du CH_4 sont observées et ont leurs homologues dans les événements climatiques appelés événements de Dansgaard-Oeschger (D-O) [Dansgaard *et al.*, 1993; Heinrich, 1988]. L'origine de ces événements abrupts ne serait pas orbitale mais correspondrait plutôt à une redistribution de la chaleur au sein du système climatique. Durant les événements D-O, la concentration atmosphérique en CH_4 augmente de 200 à 300 ppb en l'espace de 100 à 300 ans [Brook *et al.*, 2000]. La concentration en CH_4 augmente \sim 25 à 70 ans après le début d'augmentation de la température (incertitude de 25 ans, moyenne obtenue sur 9 événements D-O [Huber *et al.*, 2006]). La relation entre climat et concentration atmosphérique en CH_4 est plus ou moins forte selon les événements D-O [Wolff and Spahni, 2007]: par exemple, les D-O 8 et D-O 16 correspondent à des changements climatiques de même amplitude en termes de températures enregistrées au Groenland mais correspondent à des changements de concentration atmosphérique en CH_4 très différentes. Les explications de ces variations sont encore inconnues.

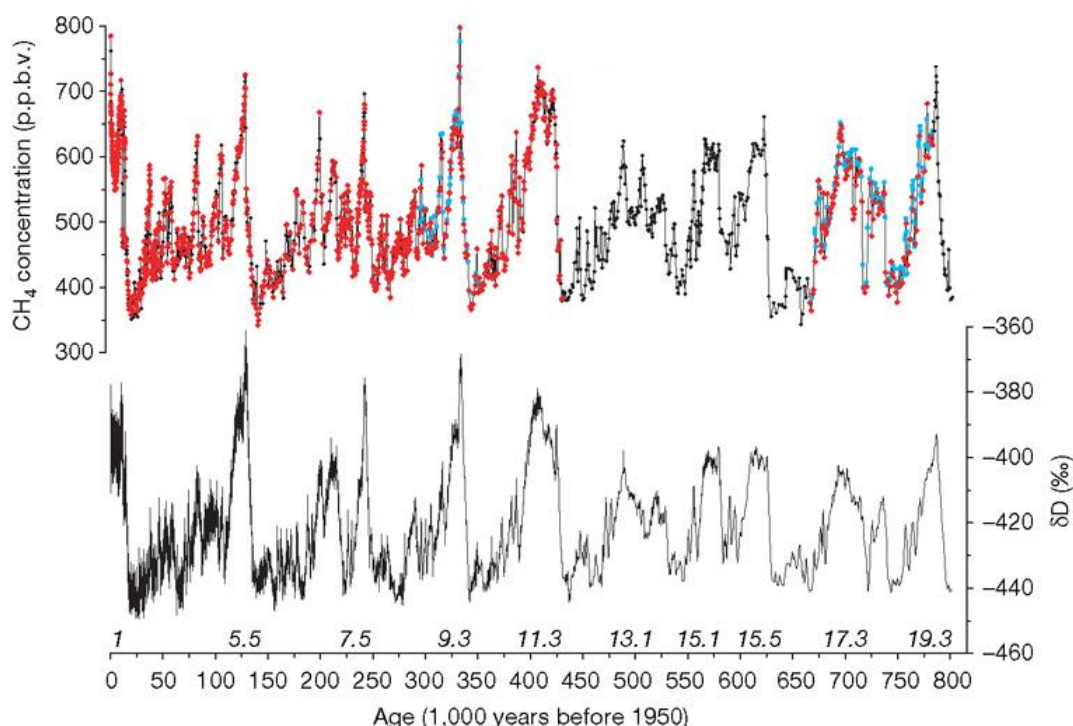


Figure 1.3 : Variations de la concentration atmosphérique en CH_4 (courbe rouge) et d'un indicateur de la température (δD) (courbe noire) sur les derniers 800 ka (d'après [Louergue *et al.*, 2008]). Une forte corrélation existe entre les deux courbes ; la concentration atmosphérique en CH_4 oscillant entre 350 et 800 ppb, respectivement pendant les périodes glaciaires et interglaciaires. Une forte variabilité millénaire est également observée durant les périodes glaciaires (événements de D-O).

Il y a 10 000 ans, la concentration atmosphérique en CH_4 était d'environ 700 ppb. Elle est ensuite passée par un minimum local il y a 5000 ans avant de revenir à une concentration proche de 700 ppb au début du dernier millénaire [Blunier *et al.*, 1993]. Sur la période 1000-1800 après J-C, la concentration atmosphérique en CH_4 était en moyenne de 695 ppb et a présenté des variations de l'ordre de 40 ppb [Etheridge *et al.*, 1998]. La concentration atmosphérique de CH_4 était de 715 ± 4 ppb en 1750 [Etheridge *et al.*, 1998] et a augmenté continuellement pour atteindre 1774 ± 1.2 ppb en 2005. Les valeurs des concentrations de gaz actuelles sont sans précédents sur les derniers 800 ka.

Sur la période 1980-2003, bien que la concentration en CH_4 atmosphérique ait augmenté d'à peu près 30% (Figure 1.4-a), le taux d'accroissement est passé de valeurs proches de 1 %/an (14 ppb/an en 1984) à des taux d'accroissement proche de zéro [Dlugokencky, 2003] (Figure 1.4-b). Après une dizaine d'années durant lesquelles ce taux était proche de zéro, il a recommencé à augmenter, atteignant des valeurs de $+7.6 \pm 0.6$ ppb en 2007 et $+6.9 \pm 0.6$ ppb en 2008 [Dlugokencky et al., 2009]. Superposé à ces tendances, une caractéristique clé du taux d'accroissement du CH_4 est sa variabilité interannuelle allant, par exemple, de valeurs proches de 14 ppb/an en 1998 à des valeurs proches de 0 en 2000.

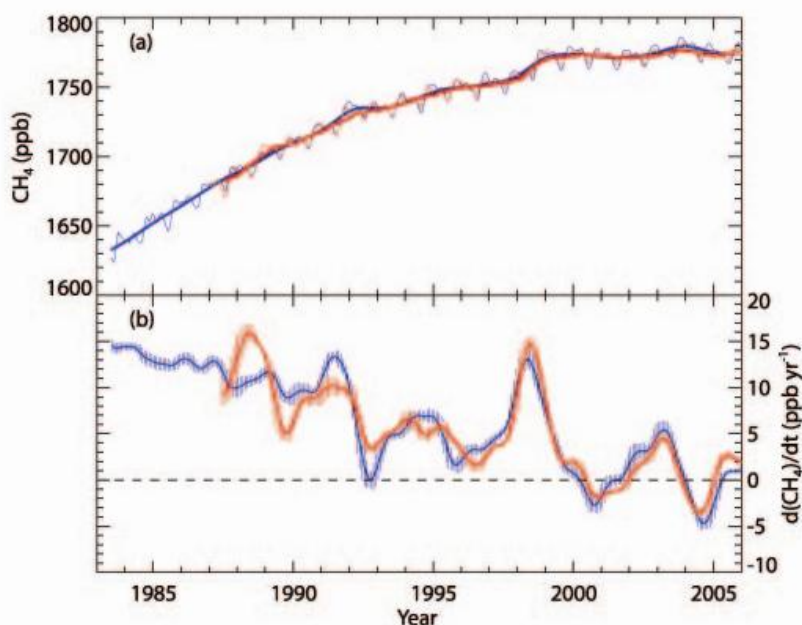


Figure 1.4 : Evolution de la concentration atmosphérique en CH_4 (en ppb) (a) et du taux d'accroissement annuel (en ppb/an) (b) sur la période 1983-2005 donnés par la NOAA/GMD (bleu) et par AGAGE (rouge) [Solomon et al., 2007]. La concentration en CH_4 atmosphérique a augmenté d'à peu près 30% sur la période 1983-2003 (Figure 1.4-a). Quant au taux d'accroissement, il est caractérisé par une tendance négative et une forte variabilité interannuelle (Figure 1.4-b).

Ainsi, les différentes mesures de la concentration atmosphérique en CH_4 (mesures dans les bulles d'air des carottes de glace, échantillons d'air ou par satellite) ont pu mettre en évidence des variations de différentes amplitudes sur des échelles de temps très variables. La période de ces variations va de la centaine de milliers d'années (transition cycles glaciaire/interglaciaire) à l'année (variabilité interannuelle observée sur les 20 dernières années). Ces variations de la concentration atmosphérique en CH_4 ainsi que celle du taux d'accroissement sont à relier à la variation dans le temps du déséquilibre global entre puits et sources de CH_4 .

1.3) Bilan global du CH₄ atmosphérique

1.3.1) Les puits et sources actuels

Alors que la masse de CH₄ présente dans l'atmosphère est d'environ 4930 TgCH₄, les sources et puits annuels sont estimés à environ 582 ± 80 TgCH₄/an sur la période 2000-2005 [Solomon et al., 2007]. Le temps de vie du CH₄ est considéré égal à 8.7 ± 1.3 ans. A l'échelle globale, les sources sont principalement liées aux surfaces continentales alors que le principal puits est atmosphérique.

On peut distinguer les sources selon l'origine du processus qui conduit à la formation de CH₄ (biogénique~70%; non biogénique~30%) ou selon leur caractère anthropique (~60%) ou naturel (~40%). Les sources biogéniques mettent en jeu des réactions de fermentation successives et de méthanogenèse faisant intervenir différentes communautés bactériennes. Le CH₄ peut également être produit de manière non biogénique à partir de matière organique quand la température atteint ~110°C : on parle alors de CH₄ thermogénique [Archer, 2007]. La contribution de chaque source est donnée en Figure 1.5 [Solomon et al., 2007].

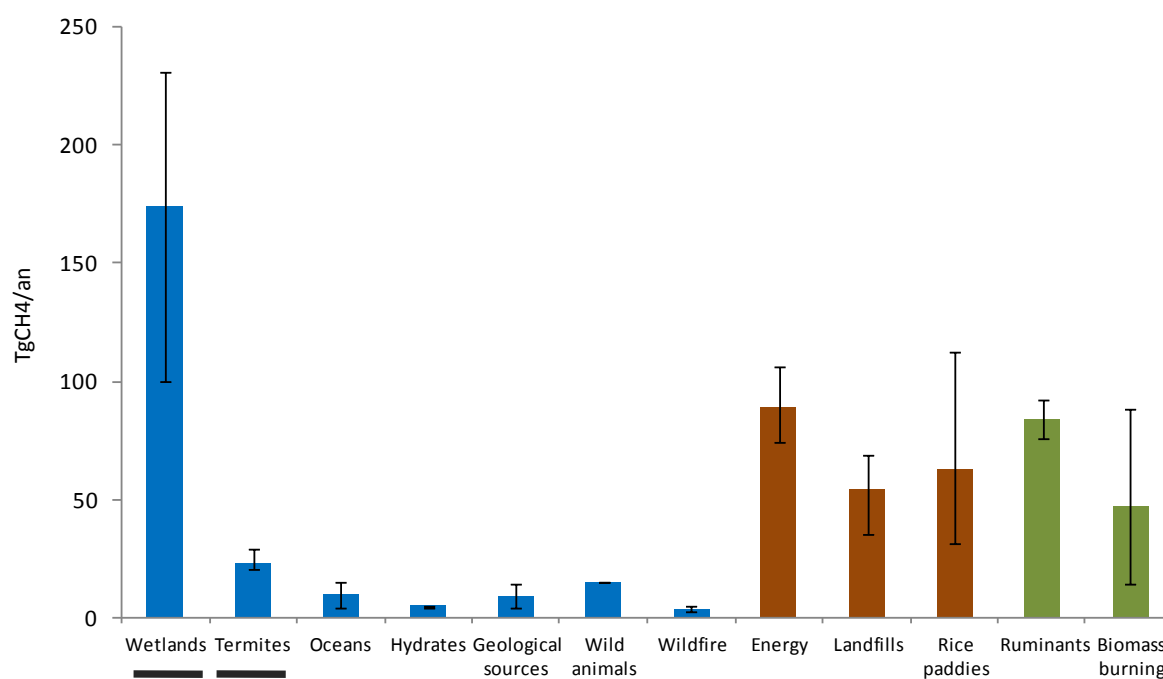


Figure 1.5 : Intensité des différentes sources de CH₄ atmosphérique. Sont figurées les estimations maximales, minimales et moyennes de chaque source [Solomon et al., 2007]. « Energy » regroupe les émissions relatives à l'énergie, à l'exploitation des mines de charbon, aux gaz, au pétrole et à l'industrie. Les distinctions « sources naturelles (bleu) / sources anthropiques (marron) » et « biogéniques (soulignés en noir)/non biogéniques » sont figurées. Les sources à la fois naturelles et anthropiques sont indiquées en vert. Inspiré de [Wania, 2007].

Les zones humides représentent approximativement 88% des émissions naturelles [Solomon et al., 2007]. Alors que 75% des émissions anthropiques de CO₂ sont causées par l'utilisation des combustibles fossiles, cette proportion est de seulement 25% pour le CH₄ [Lelieveld et al., 1998]. Les ruminants et les rizières sont des sources majeures de CH₄. Alors que la concentration atmosphérique en CH₄ est quantifiée avec exactitude (± 1.2 ppb), de nombreuses incertitudes existent sur les différentes sources [Solomon et al., 2007] comme cela est souligné par l'exemple suivant.

L'utilisation des produits SCIAMACHY a mis en évidence des concentrations fortement élevées au-dessus des forêts tropicales, nettement sous-estimées dans les inventaires initiaux [Frankenberg *et al.*, 2005]. Même si le décalage entre observations et estimations des émissions dans ces zones a été revue à la baisse [Frankenberg *et al.*, 2008], différentes hypothèses pouvant expliquer cette discordance ont été mises en avant. Ainsi, des études expérimentales auraient mis en évidence une voie jusqu'alors inconnue de formation aérobie de CH₄ par les plantes [Keppler *et al.*, 2006; Keppler *et al.*, 2008]. L'importance de cette éventuelle source à l'échelle globale a été revue à la baisse par rapport aux études initiales ([Ferretti *et al.*, 2007]: 0-176 TgCH₄/an, [Houweling *et al.*, 2006] : 85 TgCH₄/an ; [Kirschbaum *et al.*, 2006] : 10-60 TgCH₄/an) et certaines études [Nisbet *et al.*, 2009] attribuent même ce résultat à un artefact expérimental. Très récemment, une autre source de CH₄ aurait également été mise en évidence (eau dans les cavités formées par les *Broméliacées* [Martinson *et al.*, 2010]). Ces différentes études montrent les incertitudes qui subsistent quant aux différentes sources de CH₄ et les faibles contraintes apportées par les observations atmosphériques sur l'intensité des différentes sources [Houweling *et al.*, 2006]⁵.

Les principaux puits du CH₄ atmosphérique correspondent à des oxydations : purement chimiques ou en relation avec des bactéries. Dans le 1^{er} cas, elles font intervenir les radicaux OH de la troposphère (88% du puits total, cf. section 1.1.1) ou, plus récemment découvertes, les chlorines dans la couche limite atmosphère/océans (jusqu'à 19 TgCH₄/an, [Solomon *et al.*, 2007]). Dans le 2nd cas, l'oxydation du CH₄ fait intervenir des micro-organismes méthanotrophes présents dans les sols bien aérés et compterait pour 5% du puits total. Enfin, un puits correspondant aux pertes de CH₄ dans la stratosphère représenterait 7% du puits total [Solomon *et al.*, 2007]. Comme pour les sources, de nombreuses incertitudes existent sur l'intensité de chaque processus ($\pm 20\%$, $\pm 50\%$ et $\pm 20\%$ pour respectivement le puits OH, les sols et les pertes au niveau de la troposphère) [Solomon *et al.*, 2007].

1.3.2) Estimation de la contribution des différentes sources

L'estimation des sources anthropiques se base sur des inventaires (e.g. la base de données [European Commission, 2009]). Les estimations de la contribution des sources naturelles aux émissions globales se fait en général selon trois approches (i) une extrapolation à l'échelle globale de flux d'émissions mesurés sur des sites, (ii) une approche de modélisation directe (« *bottom-up* » en anglais) et (iii) une approche de modélisation dite inverse (« *top-down* » en anglais). L'approche *bottom-up* consiste à représenter, sous forme d'équations puis de modèles informatiques, les mécanismes qui sont à l'origine des flux de CH₄. Ceci peut se faire en utilisant des relations relativement empiriques dérivées des mesures sur sites ou en essayant de représenter plus explicitement les mécanismes/processus à l'origine des émissions. La notion d'échelle spatiale est particulièrement importante dans l'approche *bottom-up* : par exemple, les processus représentés et les variables utilisées pour simuler les émissions d'une zone humide précise et de l'ensemble des zones humides à travers le globe ne seront pas nécessairement les mêmes. La confrontation avec des observations sur site permet d'évaluer les émissions modélisées. L'approche *top-down*, (e.g. [Bergamaschi *et al.*, 2005; Bousquet *et al.*, 2006],) consiste à trouver la combinaison de différentes sources qui permet de minimiser une

⁵ Un autre exemple des incertitudes entourant les sources est relatif aux hydrates (ou clathrates) de CH₄ dont à la fois l'intensité des émissions et la stabilité des stocks représentés par ces hydrates (10-530 .10³ TgCH₄ dans le sol du permafrost et 4.10⁶ TgCH₄ dans les sédiments marins) est incertaine [Solomon *et al.*, 2009].

fonction de coût entre (i) les résultats du transport de ces émissions via un modèle et (ii) une série d'observations utilisées comme contraintes. Elle peut ainsi permettre d'évaluer la contribution à la fois des sources anthropiques et naturelles. L'approche *top-down* nécessite un jeu d'émissions *a-priori*. Les contraintes peuvent être de différents ordres : mesures de concentration sur sites [Bousquet et al., 2006], mesures de concentration par satellites [Bergamaschi et al., 2005; Pison et al., 2009], et mesures de la signature isotopique [Bergamaschi et al., 2005; Bousquet et al., 2006]. En effet, la signature isotopique du CH₄ (à la fois celle de l'atome de carbone et des hydrogènes) varie selon la source à cause d'un fractionnement différent lors des processus de production et de consommation. Les approches directes et inverses, possédant chacune leurs avantages et inconvénients, apparaissent comme complémentaires.

1.3.3) Variabilité de l'intensité des sources et des puits sur différentes échelles de temps

Nous avons vu que la concentration atmosphérique globale en CH₄ variait à des échelles de temps très différentes. La variation de celle-ci s'explique par des évolutions dans le temps de l'intensité des différentes sources et des différents puits.

Comme expliqué dans la précédente section, les variations de CH₄ sont bien corrélées aux variations climatiques pendant les cycles glaciaires/interglaciaires [Spahni et al., 2005]. Il en est de même lors des événements abrupts pendant la dernière glaciation. Il a été montré, après chaque transition, que la température augmentait plus rapidement que l'augmentation de CH₄ [Brook et al., 2000] d'où une réponse initiale des émissions de CH₄ au climat. Les changements de concentration de CH₄ sont souvent considérés comme trop faibles pour avoir contribué significativement aux modifications de température lors des événements D-O [Brook et al., 2000]. A ces échelles de temps, le CH₄ peut être vu comme un indicateur de la variabilité du climat [Chappellaz et al., 1993a; Delmotte et al., 2004]. Les hypothèses avancées pour expliquer la variation de la concentration atmosphérique en CH₄ concernent principalement les zones humides et le puits OH [Chappellaz et al., 1993a]. En effet, malgré des études récentes [Kennett et al., 2000], l'hypothèse des clathrates est souvent réfutée car les données dans les carottes de glace ne sont pas compatibles avec des relargages brutaux de CH₄. Ceci est d'autant plus marqué que la résolution temporelle des mesures réalisées dans les carottes de glaces augmente [Brook et al., 2000]. D'autres études invoquent des procédés d'émissions qui contribuent faiblement au bilan actuel mais qui auraient pu jouer un rôle prépondérant dans les variations passées : c'est le cas des thermokarsts [Walter et al., 2007]. Cependant, c'est la variation des émissions par les zones humides qui est préférentiellement mise en avant dans les approches directes relativement simples [Chappellaz et al., 1993a] ou inverses [Brook et al., 2000; Chappellaz et al., 1997]. En se basant sur l'étude du gradient Nord-Sud de la concentration [Dallenbach et al., 2000; Rasmussen and Khalil, 1984], il est avancé qu'une diminution des émissions par les zones humides à la fois boréales et tropicales aurait eu lieu lors des périodes glaciaires. La variation des sources ne semble toutefois pouvoir expliquer, seule, la variation de la concentration, comme cela est montré par des approches directes d'avantage orientées vers les processus relatifs aux zones humides [Kaplan, 2002]. Il serait nécessaire de prendre en compte une augmentation de l'intensité du puits OH causée par une diminution des COV lors de la période glaciaire pour fermer le bilan du CH₄ [Valdes et al., 2005]. Les données isotopiques vont également dans le sens d'une diminution du temps de vie du CH₄ dans l'atmosphère [Fischer et al., 2008].

En ce qui concerne les causes de la variation de la concentration en CH_4 sur l'Holocène, différentes théories sont avancées. L'émergence de la culture du riz il y a 5000 ans est invoquée dans certaines études [Ruddiman, 2003] pour expliquer l'augmentation de la concentration il y a 5000 ans. De même, une évolution des émissions anthropiques antérieures à la révolution industrielle est mise en avant pour expliquer, sur le dernier millénaire (1000-1800), à la fois l'évolution de la concentration atmosphérique et celle de la signature isotopique [Ferretti et al., 2005; Houweling et al., 2008]. Ces théories font également intervenir une évolution des émissions par les zones humides plus ou moins importante, notamment lors du petit âge glaciaire [Houweling et al., 2008].

Depuis 1750, la tendance à la hausse de la concentration atmosphérique en CH_4 s'explique par l'évolution des émissions anthropiques. Pendant la période préindustrielle, l'ensemble des sources de CH_4 est estimé à 200-250 TgCH_4/an et près de 85% de celles-ci proviendraient des zones humides. Actuellement, les sources globales de CH_4 s'élèvent à 580 TgCH_4/an , 60% de ces sources étant d'origine anthropique [Solomon et al., 2007].

Sur une période plus récente (1990-2005), la tendance à la baisse observée dans le taux d'accroissement du CH_4 atmosphérique est principalement attribuée à une diminution des émissions anthropiques [Bousquet et al., 2006]. Ces émissions ont chuté suite à l'effondrement du bloc soviétique [Bousquet et al., 2006; European Commission, 2009]. Après 1999, les émissions anthropiques globales, impulsées par les émissions des pays émergents, repartent à la hausse. Malgré cela, le taux d'accroissement reste faible pendant 1999-2005 et cela est attribué à une diminution des émissions par les zones humides [Bousquet et al., 2006]. La variabilité interannuelle observée récemment semble expliquée par la variabilité des émissions par les zones humides [Bousquet et al., 2006; Chen and Prinn, 2006] ; avec un rôle significatif [Bousquet et al., 2006] ou dominant [Langenfelds, 2002] du *biomass burning* pendant les événements climatiques tels que El Nino (1997-1998) ou en 2002-2003 [Simmonds et al., 2005]. Le rôle de la variabilité de OH pourrait également être significatif mais il est toujours sujet à débat, notamment à cause des différences qui subsistent entre l'intensité des variations interannuelles calculées par les modèles de chimie ou et celles estimées par les inversions.

Alors que 90% du puits de CH_4 atmosphérique est lié aux radicaux OH, les sources sont beaucoup plus nombreuses et principalement liées aux surfaces continentales. Ces sources peuvent être anthropiques ou naturelles. La contribution des différentes sources au bilan global actuel est empreinte d'incertitudes. Les approches de modélisations *bottom-up* ou *top-down* sont utilisées pour améliorer nos connaissances sur ces contributions. L'évolution de la concentration atmosphérique en CH_4 aux différentes échelles de temps discutée dans la section précédente s'explique par des variations du bilan source – puits au cours du temps. Le rôle joué par les différentes sources et le puits OH dans cette évolution est lui aussi incertain. Toutefois, la variation des émissions par les zones humides semblent jouer un rôle primordial aux différentes échelles de temps ; que ce soit lors des transitions glaciaires/interglaciaires ou lors de la variabilité interannuelle récente du taux d'accroissement. Comment expliquer cette variation des émissions par les zones humides au cours du temps ? Avant de voir cela, intéressons-nous d'abord à ce qu'est réellement une zone humide et comment elle est à l'origine d'émissions de CH_4 .

1.4) Les zones humides : généralités

Les zones humides sont des terres périodiquement inondées. Le processus clé associé est l'hydrologie. Les zones humides sont des écosystèmes à la frontière entre les écosystèmes terrestres (forêts ou prairies) et aquatiques (lacs profonds ou océans) ; frontière en terme de caractéristiques et/ou d'un point de vue géographique.

1.4.1) Une définition difficile

Cette situation à l'interface entre deux écosystèmes bien définis rend la caractérisation des zones humides difficile car elle leur confère a priori peu d'identité propre. De plus, on englobe sous le terme de zones humides des écosystèmes présentant une grande variabilité dans leur régime hydrique, leur localisation ainsi que leur superficie. Enfin, ces écosystèmes présentent une forte variabilité au cours du temps (saisonnière et interannuelle). Des caractéristiques communes à tout type de zones humides peuvent malgré tout être données : (i) la présence d'eau à la surface ou à l'intérieur de la zone racinaire au moins durant une période de la saison végétative, (ii) un environnement physico-chimique particulier (sols, chimie, etc.) et (iii) une végétation adaptée aux conditions humides. Bien que ces caractéristiques donnent un dénominateur commun aux différents types de zones humides, elles restent très vagues et font que la délimitation d'une zone humide ne peut pas être déterminée avec précision à tout moment. Par exemple, bien que la présence d'eau une partie de l'année soit une condition sine qua non, l'hydrologie varie considérablement d'une zone humide à l'autre et d'une année sur l'autre. On peut alors se demander quelle est la fréquence ou la durée d'inondation à partir de laquelle on peut dire qu'une zone est humide ?

La diversité des mots de la langue anglaise utilisés pour déterminer les différents types de zones humides montre bien la variabilité des écosystèmes regroupés, à l'échelle globale, sous le terme de « zone humide » ou « wetland », utilisé dans la suite du manuscrit. Le Tableau 1.1 donne ces principaux termes et leur définition. La Figure 1.6 donne quelques exemples de wetlands.

Les différents types de wetlands varient fortement en taille (quelques hectares pour les prairies *potholes* à plusieurs centaines de km² pour certains *floodplains*). Ils sont omniprésents dans toutes les zones climatiques, des *swamps* de la Toundra aux marais tropicaux, desquels émergent les *mangroves*, et sur tous les continents, excepté l'Antarctique. Durant les 20 dernières années, plusieurs groupes de chercheurs ont compilé des informations sur la distribution des wetlands, utilisant des informations régionales et globales, basées sur les types de végétation ou de sol, la distribution des lacs ou la classification des paysages dérivés des données satellites [e.g. *Aselmann and Crutzen*, 1989; *Matthews and Fung*, 1987; *Prigent et al.*, 2007]. Cependant, les cartes de distribution globales actuelles paraissent toujours incomplètes [*Frey and Smith*, 2007]. La difficulté à définir un wetland, sa grande variabilité temporelle ainsi que le caractère inaccessible et/ou morcelé des wetlands rendent l'expertise au niveau du sol ou l'observation depuis l'espace difficile et coûteuse en temps et en argent. Malgré ces limites, la superficie globale des wetlands est aujourd'hui estimée à 5.86 10⁶ km² (maximum annuel moyen sur 1993-2003) [*Prigent et al.*, 2007], soit environ 5% de la surface continentale non recouverte de glace. Environ 50% de cette surface sont répartis dans les latitudes boréales.

<i>Peatland</i>	terme générique qui définit les wetlands qui accumulent de la tourbe. Les <i>peatlands</i> regroupent les <i>bogs</i> et les <i>fens</i> . Synonyme : <i>mire</i> .
<i>Bog</i>	wetland qui accumule de la tourbe et qui n'a pas d'échanges d'eau significatifs avec un système aquatique adjacent. L'eau provient uniquement des précipitations : on parle de wetland <i>ombrotrophique</i> . La végétation présente dans les <i>bogs</i> est surtout représentée par les mousses. Le pH des <i>bogs</i> est acide et cette acidité provient des échanges de cations entre l'eau et les mousses, de l'oxydation de composés sulfurés et des échanges avec la matière organique. On parle parfois de " <i>raised bogs</i> " car leur surface est légèrement surélevée par rapport aux sols environnants.
<i>Fen</i>	wetland qui accumule de la tourbe et qui reçoit l'eau de drainage des sols minéraux aux alentours. On parle de wetland <i>minératrophique</i> . La végétation est de type herbacée.
<i>Marsh</i>	wetland fréquemment ou continuellement inondé et caractérisé par une végétation herbacée adaptée aux conditions de saturation en eau. Les sols des <i>marsh</i> sont moins riches en carbone que ceux des <i>peatlands</i> .
<i>Swamp</i>	wetland dominé par des arbres ou des arbustes.
<i>Pothole</i>	wetland de faible étendue et semblable à un <i>marsh</i> . On retrouve ces <i>potholes</i> dans des paysages que l'on appelle des « prairies <i>potholes</i> ».
<i>Riparian ecosystem</i>	wetland dont le niveau d'eau est élevé à cause de l'association avec un lac ou un cours d'eau (rivière). Les plaines d'inondation (<i>floodplains</i> en anglais) des grands fleuves (Ob par exemple) appartiennent à ce type d'écosystème.
<i>Mangrove</i>	wetland que l'on retrouve dans les systèmes côtiers tropicaux ou sub-tropicaux. La végétation est composée de plantes halophytiques, c.à.d vivant sur un sol salé.

Tableau 1.1 : Définitions des principaux types de wetlands rencontrés à l'échelle globale. Par manque d'équivalent en français la plupart du temps, ces mots seront utilisés dans la suite du manuscrit. Le terme « wetland » sera ainsi préféré à celui de « zone humide ».



Figure 1.6 : Photos de différents types de wetlands. De gauche à droite : *bog* (présence de mousses), *marsh* (végétation herbacée) et *swamp* (végétation arborée). <http://www.lehigh.edu/~rkb205/peatworkshop/>
<http://my.opera.com/musickna/albums/showpic.dml?album=217228&picture=3323363>

1.4.2) L'hydrologie d'un wetland

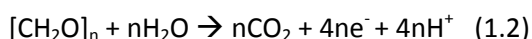
Comme mentionné précédemment, le processus clé associé aux wetlands est l'hydrologie. La géomorphologie et le climat conditionnent la présence ou non d'eau stagnante. Les wetlands seront davantage trouvés dans les endroits avec une pente faible (dépressions topographiques) et sous un climat humide. Les wetlands sont souvent associés à des systèmes aquatiques. Dans le cas où ils constituent une frontière géographique entre systèmes terrestre et aquatique, on parle d'écotone. Lorsqu'on les trouve dans des situations qui paraissent géographiquement isolées de système aquatique, deux cas peuvent se présenter : soit il existe un système aquatique à proximité mais c'est un aquifère d'eau souterraine, soit le wetland est bel et bien isolé et dans ce cas, la présence d'eau au sein du wetland est uniquement liée aux apports d'eau par précipitations (*bog*).

Les principaux flux composant le bilan d'eau d'un wetland sont les précipitations, l'évapotranspiration, les flux latéraux de surface (ruissellement de surface, marée, inondation) et les flux de sub-surface provenant d'une nappe phréatique souterraine. L'importance des différents flux varie fortement d'un type de wetland à l'autre : par exemple, les flux latéraux sont prédominants pour les *floodplains* alors que ce sont les précipitations qui sont les plus importantes pour les *bogs*. Le type de sol, et en particulier sa perméabilité, joue un rôle important, notamment pour les wetlands perchés (*bogs*). Les processus hydrologiques associés à un wetland peuvent être résumés par l'évolution saisonnière de son niveau d'eau ou *water table depth* en anglais. C'est la signature hydrologique de chaque type de wetland. Le taux de renouvellement de l'eau ainsi que la durée et la fréquence d'inondation contribuent à une meilleure compréhension du fonctionnement hydrologique du wetland. L'hydrologie conditionne non seulement l'existence d'un wetland mais également le type de wetland.

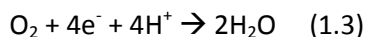
La présence d'eau engendre des conditions anaérobies (c.à.d. liées à une absence d'oxygène) et conditionne par conséquent des processus physico-chimiques propres aux wetlands. Tout cela génère la présence d'organismes vivants adaptés à leur milieu, avec des rétroactions possibles sur l'hydrologie.

1.4.3) L'oxydation de la matière organique dans un wetland

Les réactions chimiques ayant lieu dans les wetlands sont caractéristiques de cet écosystème. Cette particularité provient des conditions anaérobies causées par la présence d'eau. En effet, le remplissage des pores du sol par l'eau engendre une faible diffusion de l'oxygène de l'air à travers le sol⁶. Le manque d'O₂ modifie à la fois le cycle des nutriments et la dégradation de la matière organique. Le cycle du carbone dans le sol des wetlands peut-être conceptualisé en termes de transfert d'électrons. La matière organique est une substance des plus réduites qu'il soit. C'est donc un donneur d'électron (e⁻). L'oxydation de cette matière peut-être décrite par l'équation suivante :



Lorsque le milieu est aérobie (dans un sol aéré ou aux tous premiers instants suivant l'inondation d'un wetland), l'O₂ est l'accepteur terminal des électrons. Le potentiel redox est supérieur à 250 mV. La réduction associée à l'oxydation 1.2 est :



Une fois que tout l'oxygène dissous a été consommé⁷, le milieu devient anaérobie et l'oxydation 1.2 est couplée à la réduction des autres ions présents : NO₃⁻, Mn⁴⁺, Fe³⁺, SO₄²⁻, CO₂. Ces différentes réductions se font progressivement en fonction de la diminution du potentiel redox du milieu (Tableau 1.2). Souvent, une stratification verticale correspondant à un profil vertical de potentiel redox se met en place dans le sol du wetland [Conrad, 1989]. Les premiers éléments réduits après l'O₂ sont les ions NO₃⁻ ; les derniers sont les molécules de CO₂. On notera également que le pH

⁶ La vitesse de diffusion de l'O₂ dans une solution aqueuse est estimée 10000 fois plus lente que la diffusion d'O₂ à travers une matrice poreuse comme un sol drainé.

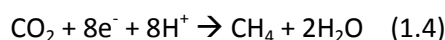
⁷ Ce temps peut varier de quelques heures à plusieurs jours après le début de l'inondation.

influence la valeur des potentiels seuils favorisant certaines espèces chimiques par rapport à d'autres.

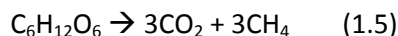
Elément	Forme oxydée	Forme réduite	Domaine redox associé (mV)
Azote	NO_3^-	$\text{N}_2\text{O}, \text{N}_2, \text{NH}_4^+$	250
Manganèse	Mn^{4+}	Mn^{2+}	225
Fer	Fe^{3+}	Fe^{2+}	-100 ; +100
Sulfure	SO_4^{2-}	S^{2-}	-200 ; -100
Carbone	CO_2	CH_4	<-200

Tableau 1.2 : Accepteurs d'électrons et domaine redox associé. La production de CH_4 requiert un potentiel redox inférieur à $\sim -200\text{mV}$; seuil à partir duquel le CO_2 est l'accepteur d'électrons privilégié.

Dans le dernier cas (réduction du CO_2), le potentiel redox requis est inférieur à -200 mV . La réaction associée à 1.2 est alors :



Elle aboutit à la formation de CH_4 . Dans le cas d'un sucre simple, l'équation bilan s'écrit :



La matière organique d'un wetland est principalement composée de la matière provenant des végétaux morts (surtout de la lignine et des polysaccharides). Dans des conditions anaérobies, la lignine est fortement récalcitrante. Toutefois, des groupes methoxy de la lignine peuvent relâcher des alcools simples (méthanol), ce qui peut conduire à la méthanogenèse dans une certaine limite. En général, on considère cependant que les substrats dominants de la dégradation anaérobie sont les polysaccharides (appelés aussi carbohydrates).

La quasi-totalité de ces réductions est couplée à des processus de respirations microbiennes. Aucune espèce de bactérie n'est cependant capable de réaliser la réaction (1.5) dans sa totalité. Au lieu de cela, différentes communautés bactériennes contribuent à cette réaction en dégradant consécutivement des molécules organiques de moins en moins complexes. Cette chaîne de réactions fait coopérer trois types de bactéries [Conrad, 1989; Grant and Roulet, 2002] (hexagones bleus ; Figure 1.7):

- Des bactéries qui -i- hydrolysent les polymères composant la matière organique pour donner des monomères, -ii- fermentent ces derniers pour former des molécules de plus petits poids moléculaires : alcools, acides gras et H_2 .
- Des bactéries réductrices de H^+ qui dégradent les alcools et acides gras précédemment formés pour donner principalement du H_2 , de l'acétate (CH_3COO^-) et/ou du CO_2 . On notera que les bactéries homo-acétogènes représentent une alternative aux deux premières communautés de bactéries et dégradent directement les monomères en acétate [Conrad, 1989] (hexagones verts ; Figure 1.7). La voie de dégradation rencontrée (homo-acétogène ou non) semble varier d'un écosystème à l'autre et saisonnièrement pour des raisons assez peu déterminées [Shannon and White, 1996]
- Des bactéries méthanogènes qui utilisent, comme accepteur d'électrons, soit H_2/CO_2 (pointillés courts ; Figure 1.7), soit l'acétate (pointillés longs ; Figure 1.7) pour former du CH_4 .

Les bactéries méthanogènes sont des procaryotes du règne Archeae⁸ [Conrad, 1999]. Elles ne sont pas capables d'utiliser d'autres accepteurs d'électrons, sauf dans des conditions très spéciales mais non rencontrées dans les wetlands [Conrad, 1989]. D'où, l'acétate et l' H_2 sont deux précurseurs clés pour la production de CH_4 . Même si de nombreux contrôles existent, la voie « acétate » semble préférentielle [Strom et al., 2003].

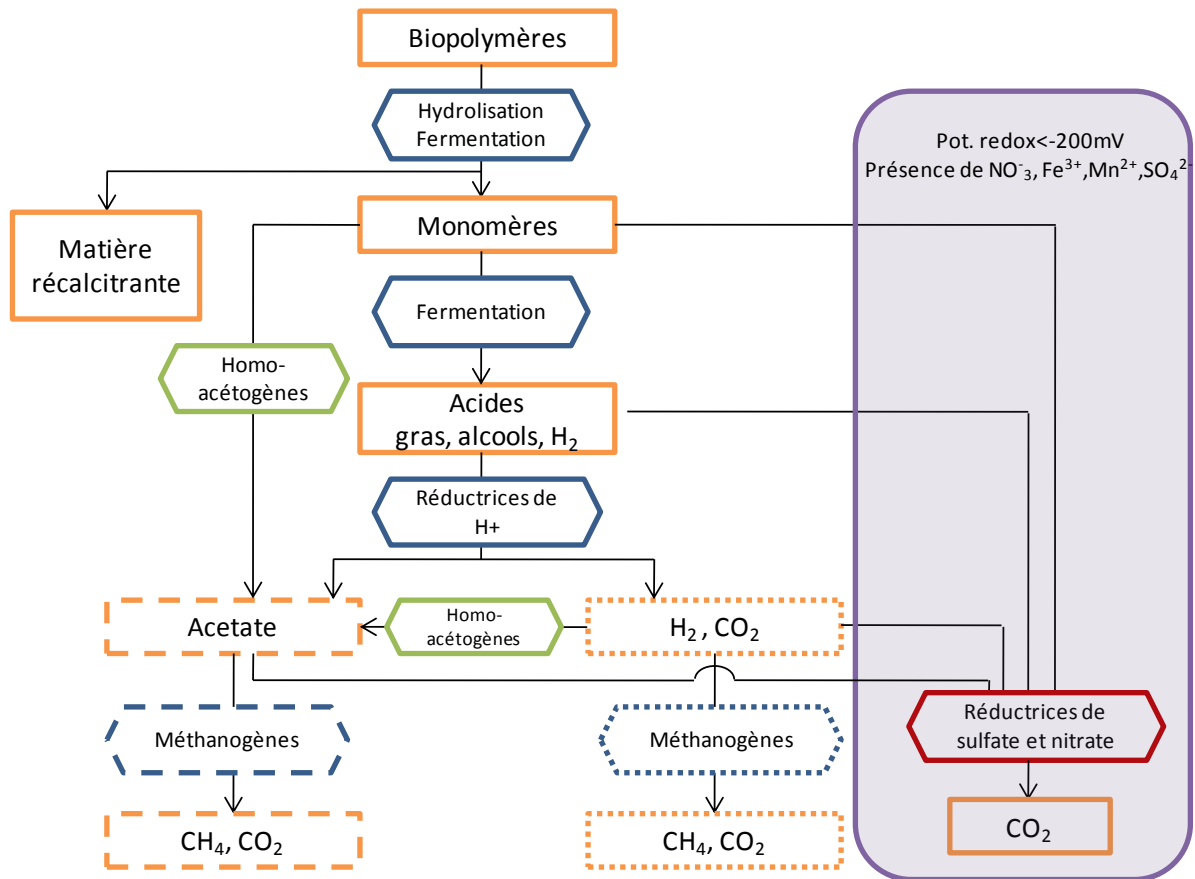


Figure 1.7 : Voies microbiennes de formation du CH_4 (dérivé de [Conrad, 1989]). Trois communautés principales de bactéries interviennent dans la méthanogenèse (hexagones bleus) : les bactéries qui hydrolysent/fermentent la matière organique, les bactéries réductrices de H^+ et les bactéries méthanogènes à proprement parlé. Les bactéries homo-acétogènes (hexagones verts) représentent une alternative aux deux premières communautés de bactéries. Les réactifs/produits des différentes réactions sont représentés par des rectangles orange. Deux voies de méthanogenèses existent : voie « acétate » (pointillés longs) ou la voie « H_2/CO_2 » (pointillés courts). Lorsque le potentiel redox n'est pas adéquat à la méthanogenèse, les différentes molécules organiques sont utilisées par des bactéries réductrices de sulfate et de nitrate (hexagone rouge).

Ces différents types de bactéries interagissent ensemble. Par exemple, l'énergie libre de Gibbs du glucose est quasiment totalement utilisée pour le passage en alcools et acide gras : le passage des acides gras/alcools en CH_4 n'est possible que par des associations syntrophiques entre les deux premiers types de bactéries citées ci-dessus [Conrad, 1999]. Les procédés qui conduisent à la production de CH_4 font finalement intervenir de nombreuses communautés bactériennes. En plus des bactéries citées ci-dessus, les bactéries méthanogènes nécessitent la présence de population bactérienne réductrice des autres ions (NO_3^- , etc.) (hexagones rouges ; Figure 1.7), qui permettent d'établir les conditions redox adéquates (encart violet ; Figure 1.7). Enfin, la part de CH_4 produit au

⁸ Les Archeae ne sont pas des bactéries au sens strict de la classification phylogénétique. Celle-ci présente une classification en 3 règnes : Bacteria, Archeae, Eukaryote.

sein du wetland qui gagne l'atmosphère est la résultante de la production de CH_4 et de l'oxydation de celui-ci. L'oxydation du CH_4 est réalisée par des bactéries méthanotrophes. Alors que les bactéries méthanogènes requièrent un milieu anaérobie, les bactéries méthanotrophes ont, elles, besoin d' O_2 .

Le flux de CH_4 qui gagne l'atmosphère depuis un wetland est la résultante de trois processus : production de CH_4 dans les parties anaérobies du sol, transport de ce CH_4 vers l'atmosphère et oxydation associée à ce transport quand le CH_4 se retrouve dans les zones aérobies du sol. Le transport peut se faire par diffusion, ébullition et via les tiges des plantes [Walter and Heimann, 2000]. Les observations sur sites permettent de mesurer les flux de CH_4 à l'échelle d'un wetland. Elles sont réalisées grâce à des chambres de mesures ou des tours à flux. A l'échelle du wetland, les émissions de CH_4 qui résultent des processus microbiens décrits ci-dessus varient, de manière très importante, d'un wetland à l'autre et temporellement. La synthèse de [Limpens et al., 2008] rapporte des flux allant de 1 $\text{gC/m}^2/\text{an}$ pour les *bogs* à 15 $\text{gC/m}^2/\text{an}$ pour certains types de *fens*. [Bubier et al., 2005] estiment que le flux moyen des wetlands boréaux est de 7 $\text{gC/m}^2/\text{an}$ mais que les flux de *peatlands* pris individuellement peuvent varier d'un facteur 10 ou plus. [Chen and Prinn, 2006] aboutissent par inversion à un flux moyen de 2 à 5 $\text{gC/m}^2/\text{an}$ pour les wetlands boréaux. De plus, une grande variabilité des émissions est observée au sein d'un même wetland entre les différentes structures micro-topographiques (appelés hummocks et hollows) [Nungesser, 2003; Peregon et al., 2009]. Cette variabilité rend difficile l'extrapolation spatiale des mesures afin de connaître les émissions de CH_4 par les wetlands à des échelles plus grandes. Les mesures par Eddy-covariance à partir de tours de flux [Rinne et al., 2007; Sachs et al., 2008] permettent, contrairement à l'utilisation de chambres, de mesurer les flux à une échelle spatiale supérieure à celle des micro-hétérogénéités.

A l'échelle globale, les wetlands émettent entre 100 et 230 Tg/an [Denman et al., 2007]. Cette gamme d'incertitude est très large : elle représente 20% des émissions de l'ensemble des sources (~580 Tg/an). Une grande variabilité des émissions par les wetlands est obtenue selon la méthode utilisée (*bottom-up*, *top-down*) et même pour les estimations réalisées par la même approche. Par exemple, [Walter et al., 2001] (approche directe) estiment les émissions annuelles par les wetlands à 260 Tg/an ; [Chen and Prinn, 2006] (approche inverse) à 145 Tg/an. De même, de fortes incertitudes subsistent sur la distribution spatiale des émissions par les wetlands et notamment en fonction de la latitude. Les wetlands tropicaux contribueraient pour approximativement 100 Tg/an [Chen and Prinn, 2006] et les wetlands boréaux pour 60 Tg/an [Zhuang et al., 2004].

1.4.4) Le cycle du carbone associé aux wetlands

Les flux de CH_4 font partie d'un cycle du carbone plus global associé aux wetlands. Ce cycle met en jeu des flux de CO_2 et les stocks de carbone du sol. Il est associé à la végétation présente sur le wetland.

Les organismes vivants que l'on trouve dans les wetlands sont adaptés aux conditions spécifiques qui y règnent. L'hydrologie d'un wetland est à l'origine de différents stress pour les organismes présents : anoxie, salinité et fluctuations de la quantité d'eau. De plus, la faible présence d' O_2 modifie les cycles des nutriments. Cette modification altère leur disponibilité et peut-être à l'origine de conditions toxiques (par exemple suite à la production de sulfides d'hydrogène, S^{2-}). L'adaptation à ces stress dépend du degré de complexité de l'organisme. Pour les organismes unicellulaires, leur métabolisme est modifié : ils acquièrent la capacité de respirer de manière anaérobie (cf. section

précédente), d'utiliser les composés organiques réduits dans les sédiments comme source d'énergie et de détoxifier les produits finaux issus de ce métabolisme. Pour les animaux et les végétaux, l'adaptation peut être structurale (morphologique), physiologique et même comportementale pour les animaux. Une adaptation importante chez les plantes vasculaires est le développement d'espace poreux dans les tissus corticaux. L'oxygène diffuse ainsi des parties aériennes de la plante aux racines via ces espaces et satisfait les besoins en oxygène de la plante. D'autres gaz, comme le CH₄, peuvent également transiter via ces espaces poreux. Les espèces végétales rencontrées dans les wetlands sont très variables. Nous pouvons notamment citer : les laïches, les roseaux, les sphaignes, etc. En général, les wetlands sont considérés comme des écosystèmes très productifs [Mistch and Gosselink, 2000] mais cette productivité varie fortement d'un wetland à l'autre en fonction du climat, de son régime hydrologique et du type de végétation. Par exemple, [Aselmann and Crutzen, 1989] rapportent des gammes de NPP⁹ de 45 à 135 gC/m²/an pour les *bogs* et *fens* polaires, de 180 à 315 gC/m²/an pour les *bogs* et *fens* boréaux et jusqu'à 520 gC/m²/an pour les *fens* tempérés.

Les conditions anaérobies régnant dans un wetland conditionnent une faible dégradation de la matière organique des sols. Par exemple, l'activité d'enzymes extracellulaires nécessaires à la dégradation de la matière organique est inhibée dans des conditions d'anoxie. C'est le cas de la phénol-oxydase (enzyme contenant du cuivre produite par de nombreux microorganismes et responsable d'oxydations) [Limpens et al., 2008]. L'activité de cette enzyme est également diminuée dans les *bogs*, en raison de leurs conditions acides. Cette acidité est due aux ions H⁺ produits par les mousses qui utilisent les sels minéraux des sédiments et ainsi pallient le caractère oligotrophe de leur milieu. Par ailleurs, la présence d'eau stagnante engendre une accumulation de produits inhibiteurs de l'activité des différentes enzymes. La dégradation de la matière organique d'un wetland conduit à des flux de CH₄ et de CO₂ mais, bien que les flux de CH₄ soient une particularité de la chimie du sol des wetlands, ils restent faibles par rapport aux flux de CO₂ : seulement 1 à 3% du flux de CO₂ selon [Updegraff et al., 2001]. Notons toutefois que cette proportion varie fortement d'un wetland à l'autre [Rinne et al., 2007].

Une productivité végétale élevée ainsi qu'une faible dégradation de la matière organique contribuent à faire en sorte que les wetlands soient un puits de carbone vis-à-vis de l'atmosphère. La NEE d'un wetland semble davantage contrôlée par la décomposition que par la NPP [Turetsky et al., 2008]. [Wania et al., 2009] rapportent une NEE moyenne de -59 ± 41.4 gC/m²/an pour l'ensemble des *peatlands* boréaux (*bogs* et *fens*) ; valeur proche de la borne supérieure de la gamme donnée par [Limpens et al., 2008] (20-60 gC/m²/yr). Bien que les estimations de NEE varient selon les années, les wetlands et au sein même de ces derniers (hummock/hollows), la NEE des wetlands est plutôt plus stable dans le temps et dans l'espace que celle des autres écosystèmes. A travers l'Holocène, les sols des *peatlands* ont ainsi pu stocker du carbone. Les wetlands sont des sols habituellement organiques. Les stocks de carbone contenus dans les *peatlands* représenteraient 350 PgC, soit ~10% du stock de carbone global contenu dans les sols. Les *peatlands* dans la région «Northern Circumpolar permafrost» contiendraient 278 PgC [Tarnocai et al., 2009] et les *peatlands* tropicaux, 70 PgC [Page et al., 2002].

⁹ GPP ≈ Photosynthèse = flux brut de carbone assimilé par les plantes

NPP = GPP – respiration par les plantes = flux net de carbone assimilé par les plantes

NEE = « Net Ecosystem Exchange » = NPP – respiration hétérotrophe de la matière organique du sol

Les émissions de CH_4 par les wetlands sont des flux assez faibles par rapport aux flux de CO_2 associés au cycle du carbone d'un wetland. De nombreuses « interactions » existent entre les flux de CO_2 , le stock de carbone du sol et les flux de CH_4 . Par exemple, l'oxydation du CH_4 donne du CO_2 ; le substrat de la méthanogenèse est constitué d'une partie du stock de carbone sol, etc. Même si les flux de CH_4 représentent des flux de matière faibles par rapport à ceux de CO_2 , ils demeurent particulièrement importants vu le rôle que joue ce gaz dans la chimie atmosphérique et sur le climat.

Ainsi, nous avons vu que définir les wetlands est assez problématique étant donné la diversité des écosystèmes qu'ils regroupent. L'hydrologie d'un wetland conditionne l'ensemble de ses caractéristiques. A l'échelle globale, les wetlands seront davantage trouvés dans les endroits avec une pente faible (dépressions topographiques) et sous un climat humide. Le régime hydrologique d'un wetland varie fortement d'un type à l'autre (par exemple, entre un *bog* et une plaine d'inondation). La présence d'eau engendre des conditions anaérobies. Ces conditions influent sur le cycle du carbone associé aux wetlands et modifient notamment la dégradation de la matière organique. Cette dégradation conduit à la formation de CH_4 . Les flux de CH_4 wetland/atmosphère font partie intégrante du cycle du carbone associé au wetland. A l'échelle globale, les wetlands émettent entre 100-230 Tg/an. De nombreuses incertitudes subsistent sur la contribution exacte des wetlands au bilan global ainsi que sur la distribution de ces émissions. Ces incertitudes sont notamment liées à la forte variabilité des flux de CH_4 d'un site à l'autre et aux incertitudes relatives à la distribution des wetlands à l'échelle globale. Dans la prochaine section, nous allons voir que la sensibilité des émissions de CH_4 par les wetlands au climat explique une partie de cette variabilité spatiale mais également la variabilité temporelle mise en évidence dans la section 1.3.

1.5) Le climat affecte les émissions de CH₄ par les wetlands

A l'échelle réactionnelle (cf. section 1.4.3), la méthanogenèse nécessite un potentiel redox faible (c.à.d. une absence d'O₂ et d'autres accepteurs d'électrons), la présence de microorganismes adaptés et d'un réactif. La quantité de ce réactif, issu de réactions de fermentation, ainsi que la température affectent la vitesse de réaction, comme c'est le cas pour la plupart des réactions chimiques. Enfin, des nutriments sont également nécessaires aux bactéries qui réalisent la méthanogenèse [Conrad, 1989]. Ces différentes variables, contrôlant la production de CH₄ à l'échelle réactionnelle, sont indiquées en Figure 1.8 (1^{ère} ligne). A l'échelle spatiale d'un horizon de sol de wetland (Figure 1.8 ; 2nd ligne), la dépendance de la méthanogenèse à la température peut être représentée par une relation de type Q_{10}^{10} . La valeur de ce Q_{10} , déterminée en laboratoire, est comprise entre ~2 et ~4.5 [Conrad, 1989; Valentine et al., 1994]. Le potentiel redox adéquat à la méthanogenèse à l'échelle réactionnelle peut être approché ici par l'inondation de la couche de sol concernée. Quant à la quantité de réactif, elle peut être représentée, à l'échelle de la couche de sol, par la quantité et la qualité de la matière organique présente. A l'échelle d'un wetland (Figure 1.8 ; 3^{ème} ligne), la variable d'intérêt est le flux de CH₄ qui gagne l'atmosphère et non la quantité de CH₄ produit. Cette quantité étant la résultante de trois procédés (production, transport et oxydation du CH₄ [Walter and Heimann, 2000]), il peut y avoir un découplage entre production et émissions de CH₄ [Shannon and White, 1996; White et al., 2008]. La température peut impacter chacun de ces processus. Le Q_{10} déduit de mesures sur sites de flux de CH₄ intègre ainsi la sensibilité à la température de nombreux processus conduisant aux émissions de CH₄. A l'échelle du wetland, la frontière entre zone où règne un potentiel redox adéquat à la méthanogenèse et zone où le potentiel redox est favorable à l'oxydation du CH₄ peut être approchée par la position de la water table (WTD) [Walter et al., 2001]. Quant au substrat de la méthanogenèse, il peut-être considéré comme une fraction du contenu du sol en carbone, c.à.d. comme une fraction d'un des réservoirs du cycle du carbone associé au wetland. Les différentes variables qui influent sur la production de CH₄ (température, position de la water table, cycle du carbone, etc.) sont elles-mêmes impactées par les conditions météorologiques (Figure 1.8 ; encadré rouge). En effet, la position de la water table est déterminée, entre autres, par les précipitations et l'évapotranspiration, cette dernière étant influencée par la température. Le cycle du carbone du wetland est sensible aux conditions météorologiques via la sensibilité de la productivité des végétaux présents sur le wetland et celle de la minéralisation de la matière organique du sol. Des interactions cycle du carbone/cycle des nutriments peuvent intervenir et moduler l'effet des conditions météorologiques sur les émissions [Flury et al., 2010]

¹⁰ Le Q_{10} est le facteur d'augmentation de la constante de vitesse d'une réaction donnée lors d'une augmentation de 10°C. Il correspond à une simplification de la loi d'Arrhenius qui traduit la dépendance d'une réaction à la température à l'échelle du site. Cette approximation n'est valable que pour une gamme limitée de température.

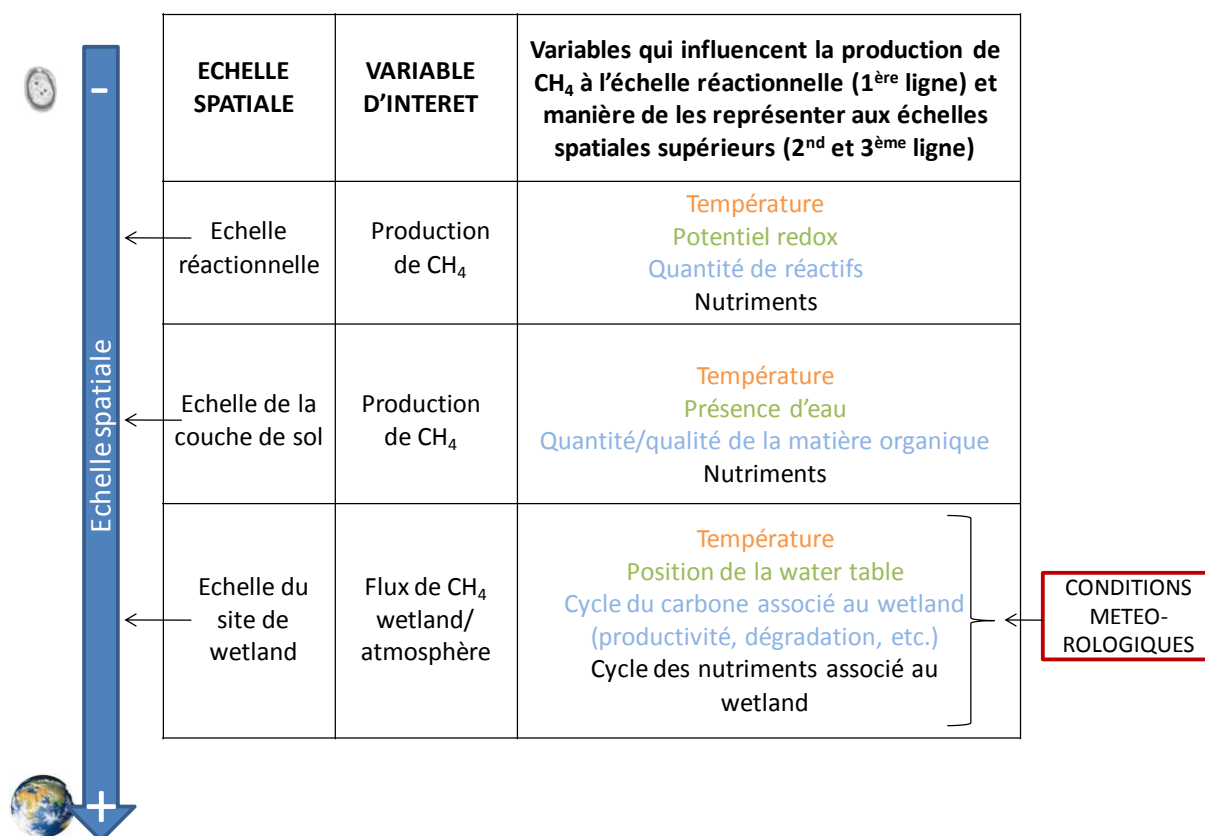


Figure 1.8 : Variables influant sur la production de CH₄ à l'échelle réactionnelle et façon de les approcher lors d'un changement d'échelle. Les échelles spatiales impliquées vont de l'échelle réactionnelle à l'échelle du wetland et sont indiquées sur l'axe à gauche de la Figure. Pour chaque échelle spatiale considérée, la variable d'intérêt relatif au CH₄ (production, flux wetland/atmosphère) est indiquée. La 3^{ème} colonne indique les variables qui influencent la production de CH₄ à l'échelle réactionnelle (1^{ère} ligne) et la manière de les représenter aux échelles spatiales supérieures (2nd et 3^{ème} lignes)

A l'échelle du wetland, la sensibilité des émissions de CH₄ aux conditions météorologiques via ces différents contrôles (température, WTD et substrat) est assez mal définie. Les différentes manipulations sur sites [e.g. Flury et al., 2010; Turetsky et al., 2008; White et al., 2008; Zona et al., 2009] révèlent des sensibilités très variables d'un wetland à l'autre. Par exemple, la sensibilité des émissions à la WTD est très incertaine. Au sein d'un *fen* étudié par [Turetsky et al., 2008], la WTD semble être le principal prédicteur de la variabilité des émissions. Pourtant, [White et al., 2008] trouvent les émissions de CH₄ d'un *bog* plus élevées que celles d'un *fen* alors que le 2nd a une WTD plus basse et un substrat plus récalcitrant que le premier. La WTD impacte les émissions de manière non linéaire et agit d'avantage comme un bouton on/off pour [Zona et al., 2009] et [Christensen et al., 2003]. Ces différents contrôles interagissent entre eux et ces interactions complexifient la sensibilité des émissions aux conditions météorologiques à l'échelle du wetland. Par exemple, la température et la WTD influent tous deux sur la qualité et quantité du substrat via leurs effets sur la NPP et la respiration hétérotrophe. Ces effets sont encore très mal compris : ainsi, la production d'exsudats racinaires serait notamment stimulée dans des conditions sèches et pourrait conduire à augmenter les émissions de CH₄ [Turetsky et al., 2008].

Cette variabilité de sensibilité des flux de CH₄ aux conditions météorologiques observée entre les sites de wetlands rend difficile l'émergence d'une relation étroite entre climat et émissions de CH₄ par les wetlands à l'échelle globale. Pourtant à l'échelle globale, une telle relation entre climat et émissions par les wetlands semble exister comme le montrent les enregistrements passés de la concentration en CH₄ [Spahni *et al.*, 2005], les quelques mesures réalisées le long de gradient climatique [Christensen *et al.*, 2003] et les résultats d'inversions relative à la variabilité interannuelle actuelle de la concentration atmosphérique en CH₄. Sur des échelles paléo, bien que de nombreuses incertitudes subsistent, un lien fort existe entre émissions de CH₄ par les wetlands et concentration atmosphérique en CH₄. Or les enregistrements mettent en évidence une forte corrélation entre évolution de la concentration et évolution de la température. Ceci laisse présager une sensibilité globale des émissions par les wetlands au climat. Il est avancé qu'une diminution des émissions de CH₄ par les wetlands boréaux (successives au développement des calottes [Chappellaz *et al.*, 1993a]) et tropicaux (suite à une modification du bilan hydrologique [Brook *et al.*, 2000; Chappellaz *et al.*, 1997; Chappellaz *et al.*, 1993a]) aurait eu lieu lors des périodes glaciaires. De même, des études telles que [Christensen *et al.*, 2003] basées sur des mesures relatives à des wetlands placés sous différentes conditions météorologiques tendent à trouver des relations climat/émissions de CH₄ qui soient communes à plusieurs wetlands. [Christensen *et al.*, 2003] établissent ainsi une sensibilité entre émissions annuelles et facteurs environnementaux à large échelle. Enfin, comme soulignées par les inversions [Bousquet *et al.*, 2006], la variabilité interannuelle des émissions par les wetlands semble de grande amplitude ; elle piloterait à ce titre la variabilité du taux de croissance de la concentration atmosphérique. Une telle variabilité interannuelle des émissions serait liée à une sensibilité globale des wetlands aux anomalies climatiques. Par exemple, l'anomalie du taux d'accroissement de la concentration atmosphérique en CH₄ en 1998 serait en partie due à l'anomalie d'émissions par les wetlands causée par un climat plus chaud et plus humide (+11.5 et +13 Tg respectivement pour les hautes latitudes nord et les Tropiques, [Dlugokencky *et al.*, 2001]). C'est cette sensibilité des émissions de CH₄ par les wetlands au climat qui explique le rôle prépondérant que jouent les wetlands au sein de la variabilité de la concentration atmosphérique présentée section 1.3.

A l'échelle globale, les principaux processus par lesquelles le climat agit sur les émissions de CH₄ par les wetlands sont relatifs à l'hydrologie, à la température du sol et au substrat (Figure 1.9 ; encadrés bleus). A la fois (i) la manière dont le climat agit sur ces variables (Figure 1.9 ; flèches noires) et (ii) la sensibilité des émissions des CH₄ par les wetlands à celles-ci est incertaine (Figure 1.9 ; flèches rouges). D'autres processus conditionnant la sensibilité des émissions de CH₄ au climat pourraient également intervenir sur des périodes de temps plus longues et dans des environnements changeant (e.g. suite à une modification de la composition végétale [Strom *et al.*, 2003]).

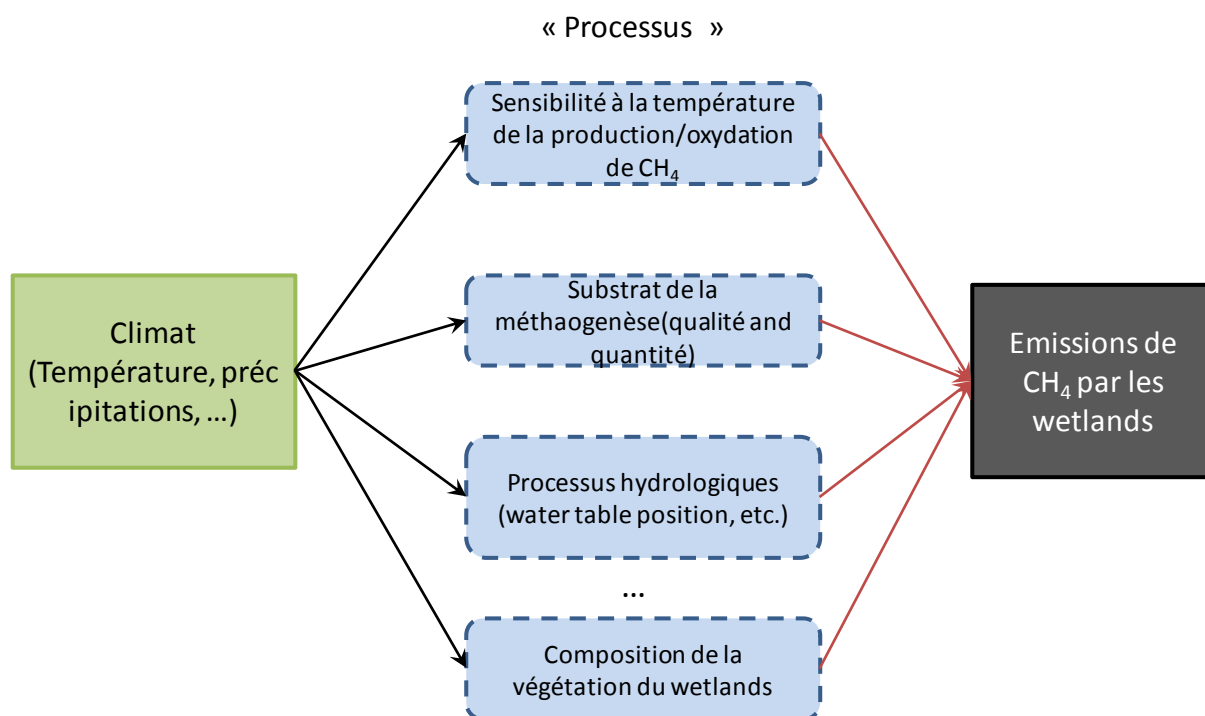


Figure 1.9 : Représentation schématique de la sensibilité des émissions de CH_4 au climat à l'échelle globale. Des incertitudes subsistent à la fois sur la sensibilité des « processus » au climat (flèches noires) et sur la sensibilité des émissions de CH_4 par les wetlands à ces différents « processus » (flèches rouges).

La contribution des différents processus à la sensibilité des émissions de CH_4 par les wetlands au climat à l'échelle globale est encore incertaine ; et ceci sur les différentes échelles de temps impliquées (e.g. [Kaplan, 2002] pour les échelles paléo). Comprendre comment ces processus interviennent et quantifier leur rôle dans la sensibilité des émissions au climat est pourtant quelque chose de primordial, notamment dans le cadre d'un changement climatique global futur. Peu d'études ont pour l'instant essayé de quantifier l'impact de ce changement futur sur les émissions globales de CH_4 par les wetlands [Gedney et al., 2004; Shindell, 2004]. De plus, comme explicité dans la section 1.1.2, le CH_4 étant un gaz à effet de serre, une augmentation des émissions par les wetlands sous changement climatique futur pourrait contribuer à la mise en place d'une boucle de rétroaction positive. D'autres rétroactions ont été mises en évidence ces dernières années entre cycle biogéochimique et climat : c'est le cas par exemple de la rétroaction climat/ CO_2 . Cette rétroaction a le potentiel d'amplifier le changement climatique futur en réduisant la capacité du système Terre à absorber la perturbation anthropogénique en CO_2 [Friedlingstein et al., 2006]. Qu'en est-il d'une éventuelle boucle de rétroaction climat/ CH_4 ? Pour l'instant, peu d'études traitent de ce sujet et souvent par le biais d'approches très simples [Gedney et al., 2004].

1.6) Objectifs de la thèse

Le CH_4 est un composé atmosphérique important ayant des effets à la fois sur la chimie atmosphérique et sur le climat et dont la concentration varie à travers de multiples échelles de temps. Une part non négligeable de ces variations est liée aux émissions de CH_4 par les wetlands. Les wetlands contribuent de manière importante au bilan global de CH_4 . De nombreuses incertitudes subsistent quant à sa contribution exacte, notamment à cause d'une grande variabilité intrinsèque des flux de CH_4 provenant des wetlands. Le fait que ce soit une source naturelle leur confère un rôle tout particulier avant l'ère préindustrielle. A l'échelle d'un wetland, de nombreuses interactions et processus locaux semblent avoir un effet sur les émissions de CH_4 et conditionner leur sensibilité au climat. Ces interactions incluent principalement l'hydrologie, les microorganismes, le substrat et la végétation du wetland. Cette complexité à petite échelle semble rendre difficile la quantification de la sensibilité des émissions au climat à l'échelle globale. Pourtant, à cette échelle, une relation climat/émissions de CH_4 par les wetlands semble exister comme le montrent les enregistrements de carottes de glace, les mesures le long de gradient climatique et la variabilité interannuelles des émissions soulignées par les inversions. Comprendre cette sensibilité est d'autant plus important dans le cadre du changement global en cours et son amplification dans le futur. Enfin, étant donné que le CH_4 est un puissant gaz à effet de serre, cette sensibilité peut également conduire à la mise en place d'une rétroaction climat/émissions de CH_4 par les wetlands.

La problématique générale de ma thèse est donc : quelles sont les interactions entre climat et émissions de CH_4 à l'échelle globale sur différentes échelles de temps ? Notons toutefois que l'horizon du siècle ne sera pas dépassé.

Les objectifs de ma thèse se basent sur deux points centraux : mieux comprendre la sensibilité au climat des émissions de CH_4 par les wetlands à l'échelle globale et étudier l'impact de cette sensibilité à la fois sur la concentration atmosphérique en CH_4 et sur le climat. Le 1^{er} objectif est d'accroître nos connaissances sur la sensibilité des émissions de CH_4 au climat. Cet objectif se décline en deux sous-objectifs qui consistent à étudier la sensibilité sur deux périodes de temps très différentes: la variabilité interannuelle récente (1990-2008) et la période 2000-2100 dans le cadre du changement climatique futur. Cela passe par une quantification de la contribution des différents processus (Figure 1.9) à cette sensibilité. La recherche d'autres processus par le biais desquels le climat peut moduler les émissions à l'échelle globale, comme par exemple le rôle joué par l'extension/rétraction des étendues de wetlands, sera tout particulièrement étudié. Le 2nd objectif général de cette thèse est d'améliorer notre compréhension du rôle joué par les wetlands sur la variabilité interannuelle récente du taux d'accroissement du CH_4 atmosphérique. Le 3^{ème} objectif est de quantifier le changement des émissions de CH_4 par les wetlands d'ici 2100 dans le cadre du changement climatique futur et d'évaluer une potentielle rétroaction climat/émissions de CH_4 par les wetlands. Cet objectif passe par une meilleure compréhension des interactions entre ces émissions, les autres cycles biogéochimiques et le climat.

Pour répondre à ces objectifs, j'ai développé un outil de modélisation des émissions de CH_4 par les wetlands. Une approche *bottom-up* a été choisie car elle permet d'étudier les mécanismes à l'origine des émissions (contrairement à l'approche *top-down*). L'approche choisie consiste à introduire un

modèle d'émissions de CH₄ par les wetlands « orienté processus » au sein d'un modèle global de dynamique de végétation (ORCHIDEE [Krinner et al., 2005]). Le modèle d'émissions de CH₄ est constitué de deux sous parties : une partie modélisant la dynamique des étendues de wetlands et l'autre, les densités de flux de CH₄ (flux par unité de surface). Les modèles de végétation constituent un outil idéal pour l'étude des interactions climat/surface et donc ici, des interactions climat/émissions de CH₄ par les wetlands. Cet outil sera commun à la méthodologie utilisée pour répondre aux trois objectifs cités ci-dessus. Plus spécifiquement, l'atteinte du 2nd objectif sera permise par des comparaisons d'émissions de CH₄ simulées par ORCHIDEE et une approche *top-down*. Le 3^{ème} objectif sera traité via le développement d'un cadre théorique du calcul de l'intensité de la rétroaction climat/émissions de par les wetlands et via un jeu de simulations d'ORCHIDEE réalisées sur la période 1860-2100. Les différents objectifs et outils méthodologiques sont résumés dans le Tableau 1.3.

Objectifs	Outils/ méthodologies utilisés pour répondre à ces objectifs	
1) Mieux comprendre la sensibilité des émissions au climat	Version d'ORCHIDEE simulant les émissions de CH ₄ par les wetlands	
2) Quantifier le rôle des émissions sur la variabilité interannuelle récente du taux d'accroissement	Version d'ORCHIDEE simulant les émissions de CH ₄ par les wetlands	Comparaison des émissions simulées par ORCHIDEE avec celles obtenues par une approche inverse
3) Quantifier l'évolution des émissions sous changement climatique futur et la rétroaction climat/émissions	Version d'ORCHIDEE simulant les émissions de CH ₄ par les wetlands	Développement d'un cadre théorique du calcul du gain de la rétroaction climat/émissions

Tableau 1.3 : Objectifs de cette thèse et outils utilisés pour y répondre. Le terme « émissions » utilisés dans ce tableau renvoie aux émissions de CH₄ par les wetlands

Tout d'abord, je présenterai l'outil de modélisation développé (Chapitre 2). Puis j'étudierai la variabilité des émissions de CH₄ par les wetlands sur la période récente 1990-2008 (Chapitre 3). Dans ce chapitre, le rôle joué par la variabilité interannuelle des émissions de CH₄ par les wetlands sur la variabilité observée du taux d'accroissement de CH₄ atmosphérique sera abordé. Enfin, je me focaliserai sur les variations d'émissions CH₄ par les wetlands sous changement climatique futur et l'étude de la rétroaction entre le climat et ces émissions (Chapitre 4). Dans la dernière partie (Chapitre 5), une discussion générale ainsi que des perspectives seront données.

Chapitre 2. Outil : développement d'un modèle d'émissions de CH₄ par les wetlands au sein d'ORCHIDEE

Ce chapitre présente l'intégration, au sein d'ORCHIDEE, d'un modèle d'émissions de CH₄ par les wetlands. La stratégie est d'intégrer un modèle basé sur une approche « processus » et pronostique afin d'étudier les interactions entre ces émissions et le climat à l'échelle globale.

Différents modèles globaux d'émissions de CH₄ ont déjà été développés. La *plupart* de ces modèles se basent sur des simulations des densités de flux (masse de CH₄ émis par unité de temps et par *unité de surface*), combinées à des données d'étendues de wetlands prescrites (par exemple, données de [Matthews and Fung, 1987] et fixes dans le temps. Certains modèles introduisent une variabilité hydrologique en prenant en compte une variation temporelle de la hauteur de nappe (notée dans la suite WTD pour « Water-table Depth »). L'approche que nous avons choisi de développer dans ORCHIDEE est un radicalement différente : il s'agit de simuler de manière mécaniste la dynamique temporelle des zones inondées. Ce choix était dicté par la volonté d'avoir un modèle capable de simuler la dynamique des wetlands pour des conditions climatiques différentes de l'actuel (climats passés et futurs). La nécessité de cette approche nous a également été confirmée par l'étude [Ringeval et al., 2010, GBC] où nous avons montré, en utilisant un jeu de données basées sur une combinaison de produits satellites, que la dynamique temporelle (saisonnière et interannuelle) des étendues de wetlands jouaient un rôle important sur la variabilité des émissions de CH₄ par les wetlands. Cet article est présenté au Chapitre 3 dédié à la variabilité interannuelle récente des émissions de CH₄ par les wetlands. Ainsi, le calcul des émissions de CH₄ par les wetlands au sein d'ORCHIDEE se fait par le biais de calculs de (i) la distribution des étendues de wetland et (ii) des densités de flux de CH₄. L'émission de CH₄ (E_{CH_4}) de chaque maille m et à chaque temps t est alors calculée par :

$$E_{CH_4}(m, t) = \sum_{WTD_i} S_{WTD_i}(m, t) * D_{WTD_i}(m, t) \quad (2.1)$$

où :

- $S_{WTD_i}(m, t)$ est la surface de la maille recouverte par un wetland dont la WTD vaut WTD_i
- $D_{WTD_i}(m, t)$ est la densité de flux de CH₄ émise par un wetland ayant une WTD égale à WTD_i .

Typiquement des valeurs de 0 et -10 cm sont choisies comme valeurs de WTD_i . La convention utilisée est qu'une valeur négative signifie que la WTD est en-dessous du sol ; une valeur positive, le contraire. Une WTD égale à 0 cm signifie que l'eau est au niveau de la surface du sol. Une WTD de -10 cm signifie que la WTD est située 10 cm en-dessous de la surface du sol.

Le calcul de la surface de wetlands est basé sur le couplage entre une approche TOPMODEL ([Beven and Kirkby, 1979], [Sivapalan et al., 1987]) et ORCHIDEE, travail très fortement inspiré du couplage entre TOPMODEL et ISBA [Decharme and Douville, 2005]. Celui de la densité de flux est basé sur une incorporation dans ORCHIDEE d'une version modifiée du modèle de [Walter et al., 2001]. Nous

présenterons successivement le calcul de D_{WTD_i} (section 2.2) et celui de S_{WTD_i} (section 2.3). Une évaluation de chaque produit obtenu (densités de flux, surface) sera également présentée dans ce chapitre. Avant cela, nous allons décrire très brièvement le modèle ORCHIDEE (section 2.1). Enfin, un résumé de la méthodologie utilisée pour simuler les émissions de CH_4 par les wetlands au sein d'ORCHIDEE sera donné, sous forme d'un schéma, en section 2.4.

2.1) Description du modèle ORCHIDEE

ORCHIDEE (Organizing Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems) [Krinner *et al.*, 2005] est un modèle global de dynamique de la végétation (ci-après « DGVM » pour Dynamic Global Vegetation Model). Il est structuré en trois modules représentant chacun des processus se différenciant par leur nature et l'échelle de temps à laquelle ils se manifestent. Les flux d'énergie et d'eau échangés entre la surface et l'atmosphère sont traités par le module SECHIBA (Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface entre la Biosphère et l'Atmosphère). La phénologie et la dynamique du carbone dans la biosphère sont simulées par le module STOMATE (Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystem). Un troisième module calculant la dynamique de la végétation naturelle n'est pas décrit ici car il n'a pas été activé dans le cadre de cette thèse. A la résolution d'ORCHIDEE (typiquement entre 100x100 et 300x300 km), la surface continentale présente une forte hétérogénéité sous-maille, notamment en ce qui concerne le type de végétation présente. ORCHIDEE utilise le concept de « type fonctionnel de plante » (PFT dans la suite du manuscrit) pour décrire l'hétérogénéité sous-maille de la végétation. Ce concept permet de définir des catégories de plantes, les PFTs, englobant des espèces végétales similaires du point de vue de leurs caractéristiques biophysiques et physiologiques. Ceci permet d'attribuer à chaque PFT un jeu unique de paramètres malgré la multiplicité d'espèces végétales qu'il englobe. ORCHIDEE distingue 12 PFTs dont 10 sont de type naturel et 2 sont de type agricole. Ces PFTs ainsi que le sol nu peuvent coexister dans une même maille et occupent donc chacun une certaine fraction, comprise entre 0 et 1, de la surface de la maille.

Le modèle SECHIBA a été développé par [Ducoudré *et al.*, 1993] pour introduire une représentation réaliste du bilan d'énergie des surfaces continentales et de l'hydrologie dans le modèle atmosphérique du LMD. SECHIBA calcule les flux d'énergie et de masse échangés entre la surface et l'atmosphère. Les seuls processus hydrologiques de surfaces retenus au sein de SECHIBA sont ceux associés au sol et à la végétation, les aquifères n'étant pas représentés dans SECHIBA. Ces processus sont relativement rapides et sont traités à un pas de temps de 30 minutes. SECHIBA réalise un bilan d'énergie à la surface. Au sein de ce bilan, la végétation est représentée comme une seule couche sans épaisseur, à l'interface entre le sol et l'atmosphère. Les flux évaporatifs sont calculés indépendamment pour chaque type de surface sur une même maille. La moyenne de ces flux, pondérés par la fraction de la maille associée à chaque type de surface, constitue le flux total d'évaporation vers l'atmosphère. Le modèle ORCHIDEE étant centré sur les échanges plantes/atmosphère, le contenu potentiel en eau du sol est défini comme la réserve utile pour les plantes ; c.à.d. la différence entre la capacité au champ (ω_{fc}) et le point de flétrissement permanent (ω_{wilt}). Le contenu en eau du sol ne peut ainsi atteindre la saturation. Cette réserve utile potentielle varie spatialement en fonction de cartes de textures du sol lues en entrée du modèle (cf. section 2.3.7). Le sol a une profondeur homogène sur le globe, fixée à 2 m. L'état hydrique du sol est calculé de façon pronostique, d'après le modèle de [Choisnel *et al.*, 1995]. Ce modèle distingue deux réservoirs d'eau dans le sol, un réservoir superficiel et un réservoir profond. Le contenu en eau de chaque couche dépend de la pluie qui alimente le sol, de l'évaporation qui le vide et du drainage entre les deux couches. L'introduction d'un réservoir superficiel de hauteur variable et rapidement réactif à un événement pluvieux permet de représenter la variabilité diurne de l'évaporation. Le ruissellement de surface est défini comme l'eau en excès par rapport à la capacité potentielle de la

totalité du sol, comme dans le modèle « bucket » initial [Manabe, 1969]. La paramétrisation du drainage entre les deux couches dans SECHIBA a été mise au point par [Ducharne et al., 1998; Ducharne, 1997]. Il dépend du contenu en eau de la couche superficielle de manière non linéaire. Quant au drainage de la couche profonde, il est ici paramétrisé comme étant égal à 95% du ruissellement de surface. En effet, ce dernier étant le seul moyen permettant au sol d'évacuer de l'eau (hormis l'évaporation), une grande part peut être considéré comme du drainage gravitationnel.

Le rôle du module STOMATE est d'organiser la répartition du carbone dans la biosphère et le sol en résolvant la dynamique saisonnière de la végétation (ou phénologie). Ces processus, relativement plus lents que ceux traités par SECHIBA, sont calculés à un pas de temps journalier. Ce module prend en compte les processus de photosynthèse et allocation, de respiration et de phénologie. La stratégie développée dans ORCHIDEE est de calculer explicitement l'indice de surface foliaire (LAI), c.à.d. la surface de feuilles par mètre carré de sol, en résolvant la dynamique du carbone dans la végétation. La biomasse foliaire calculée de façon pronostique par STOMATE permet ainsi de déterminer le LAI. Les paramétrisations de la décomposition de la litière et de la dynamique du carbone sol suivent essentiellement celles décrites dans [Parton et al., 1988] et reprises dans [Krinner et al., 2005]. La dynamique du carbone est permise à travers des échanges entre l'atmosphère et les différents réservoirs de carbone dans les plantes et le sol. L'activité métabolique du sol résulte en des flux entre les trois réservoirs de carbone (actif, passif et lent). Le temps de résidence de chaque réservoir de carbone du sol dépend d'un temps optimal prescrit pour chaque réservoir et pondéré par des fonctions de la température et de l'humidité du sol.

Le modèle ORCHIDEE peut être utilisé dans différentes configurations : soit en mode couplé avec les autres composantes du modèle de climat de l'IPSL (IPSL-CM4, [Marti et al., 2009]) ; soit en mode dit « forcé ». Dans ce dernier cas, le modèle est utilisé seul ; des fichiers de forçage climatique étant utilisés en entrées du modèle. Dans le reste de ce manuscrit, seule la configuration « forcée » a été utilisée.

2.2) Calcul des densités de flux de CH₄

2.2.1) Etat de l'art

Cette section décrit l'évolution historique de la modélisation « bottom-up » des densités de flux de CH₄ émises par les wetlands. Cette modélisation est passée de simples paramétrisations à des modèles représentant les différents processus. Ils ont tous un lien plus ou moins direct avec les DGVMs ; étant, soit intégrés dans ces modèles, soit utilisant leurs sorties comme entrées nécessaires pour calculer les densités de flux de CH₄.

i) De paramétrisations simples...

[Matthews and Fung, 1987] estiment les émissions globales annuelles de CH₄ en associant, à chacune des cinq catégories de wetland de leur base de données, une intensité d'émissions (en gCH₄/m²/j) ; puis en combinant cette densité de flux avec une durée annuelle d'émissions (jours/an) en fonction de la latitude¹¹. Cette approche (extrapolation de données d'inventaire « statiques ») est assez contradictoire avec la forte variabilité de densités de flux observée d'un wetland à l'autre et au sein même d'un wetland. Des paramétrisations simples ont été mises en place pour essayer de palier à ces limitations. Trois d'entre elles sont présentées ici : [Fung et al., 1991], [Christensen and Cox, 1995] et [Christensen et al., 1996].

[Fung et al., 1991] introduisent la 1^{ère} paramétrisation visant à prendre en compte d'avantage de variabilité d'émissions au sein de wetland de type « bogs ». Le taux d'émission (gCH₄/m²/j) est donné par :

$$k(T_s) = k(T_0) * Q_{10}^{(T_s - T_0)/10} \quad (2.2)$$

avec $Q_{10}=2$, $k(T_0)=0.05$ gCH₄/m²/j et $T_0=10$ °C. La formulation en Q_{10} représente la sensibilité de la production de CH₄ à la température. Les densités de flux valent ainsi 0.1 gCH₄/m²/j pour une température de 20 °C. De même, contrairement à [Matthews and Fung, 1987], la saison d'émission n'est plus fixée mais calculée en fonction d'un bilan hydrique simple ou de tests sur la température de l'air selon la bande de latitudes considérée.

[Christensen and Cox, 1995] incorporent une paramétrisation des flux de CH₄ au sein du modèle de surface du Hadley Center. La densité de flux de CH₄ d'une maille et pour un temps donné (F_{CH_4}) est calculée par :

$$F_{CH_4} = \sum_{i=1}^N f(T_i)(2\Theta_i - 1)(k_i \Delta z_i) Q_{10}^{(T_i - 2)/10} \quad (2.3)$$

¹¹ Les flux associés aux différents types de wetlands sont de 0.2 gCH₄/m²/j pour les bogs associés à des forêts ou non ; 0.07 pour les swamp arborés, 0.12 pour les swamps non-arborés et 0.03 pour les alluvial formations. La saison de croissance est fixée par bandes de latitudes (100 jours pour les latitudes >60°N, 150 pour la bande 30°-60°N et 180 jours autour de l'équateur) et est sensée représenter la durée de dégel aux hautes latitudes et à la saison d'inondation pour les tropiques.

où i parcourt les différentes couches de sol d'épaisseur Δz_i ; Θ_i et T_i sont respectivement la fraction saturée de la couche de sol i et sa température. Une couche de sol est ainsi considérée productrice de CH_4 quand plus de la moitié de l'espace définie par sa porosité est remplie d'eau ; en deçà, elle est considérée comme consommatrice. Les Q_{10} de la production et d'oxydation du CH_4 sont considérés égaux. Il en est de même pour les taux de réaction de production et d'oxydation (k_i). Ce sont deux hypothèses assez fortes. Le Q_{10} vaut 2 et k_i est approché par une fonction de somme de degrés jours (il vaut $50 \text{ mg/m}^3/\text{j}$ sous des « conditions standards »). Le modèle de [Christensen and Cox, 1995] montre une volonté de discrétiser le sol et de simuler les densités de flux de CH_4 wetland/atmosphère comme le résultat d'une différence « production-oxydation ».

Pour simuler les densités de flux de CH_4 , [Christensen et al., 1996] font l'hypothèse que, dans un wetland, 1.5% du flux de CO_2 émis par la respiration hétérotrophe (HR) l'est en fait sous forme de CH_4 et non pas de CO_2 . Le ratio CH_4/CO_2 est constant dans le temps et l'espace. La respiration hétérotrophe des wetlands est basée sur l'expression de [Lloyd and Taylor, 1994] :

$$HR = \beta e^{k_1 \cdot \left(k_2 - \frac{1}{T - k_3} \right)} \quad (2.4)$$

où k_1, k_2, k_3 sont des constantes et β est un paramètre optimisé tel que la NEP annuelle (= NPP – HR) est égale à un taux d'accumulation fixé de $10 \text{ gC.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$, sensé représenter l'accumulation des wetlands. La NPP des wetlands est approchée en se basant sur la NPP calculée par le modèle BIOME2 après avoir enlevé la limitation par l'eau. Bien qu'une valeur fixée du ratio CO_2/CH_4 et de la NEP soit une hypothèse forte, la paramétrisation mise en place par [Christensen et al., 1996] met en avant une volonté de prendre en compte de manière plus explicite l'intégration des flux de CH_4 dans le cycle du carbone associé au wetland.

ii) ... vers des modèles d'avantage tournés vers les processus

Les paramétrisations précédentes ont ensuite laissé place à des modèles plus complexes. Ces modèles visent à représenter, de manière mécaniste, les processus à l'origine des émissions de CH_4 ; ceci afin de reproduire, avec une plus grande confiance, la distribution spatiale des émissions et leur sensibilité au climat. Quatre modèles sont présentés succinctement : les modèles de [Cao et al., 1996], [Walter et al., 2001], [Zhuang et al., 2004] et [Wania et al., 2010].

Cao et al., 1996

Le modèle de [Cao et al., 1996], a été développé à partir du Terrestrial Ecosystem Model (TEM) [Raich et al., 1991]. La représentation du carbone continental se fait à travers 4 réservoirs : « le carbone de la végétation », le « carbone du sol » (SOIC), le « carbone décomposé », et le « carbone sous la forme de CH_4 » (CH_4C). Ces différents compartiments échangent des flux entre eux, ce qui modifie leur taille. L'intensité du flux sortant d'un pool donné est fonctions de la taille de ce pool et de facteurs environnementaux. La variation du stock CH_4C est calculée comme suit :

$$\frac{d\text{CH}_4\text{C}}{\Delta t} = \text{MPR}_t - \text{MOR}_t \quad (2.5)$$

où MPR_t et MOR_t sont respectivement les taux de production et d'oxydation du CH_4 . Les émissions mensuelles de CH_4 vers l'atmosphère sont estimées par cette variation de stock. Le taux de production MPR_t est calculé comme :

$$MPR_t = SOMD_t P_0 f(WTD) f(T) \quad (2.6)$$

où $SOMD_t$ est le taux de décomposition du carbone sol, P_0 est une constante (0.47) et $f(WTD)$ et $f(T)$ sont des fonctions exponentielles de la température (T) et de la WTD. [Cao et al., 1996] distinguent deux types de wetlands au sein de leur modèle: ceux issus de la base de données de [Matthews and Fung, 1987] qu'ils considèrent saturés et pour lesquels $f(WTD) = 1$ et ceux correspondant à la tundra pour lesquels $f(WTD)$ varie¹².

$SOMD_t$ correspond à la décomposition issue de la respiration hétérotrophe :

$$\frac{dSOIC}{\Delta t} = LID_t - SOMD_t \quad (2.7)$$

où $SOIC$ est le stock de « carbone sol » et LID_t est un flux de litière issu de la végétation. Nous retrouvons ainsi, comme dans [Christensen et al., 1996], que la production de CH_4 est estimée par une proportion de la respiration hétérotrophe. Cependant, dans le modèle de [Cao et al., 1996], ce pourcentage (P_0) est modéré par les conditions environnementales (WTD et température). Comme dans [Christensen et al., 1996], le flux de CH_4 qui gagne l'atmosphère est la résultante d'une production mais également d'une oxydation (MOR_t) donnée par :

$$\begin{cases} MOR_t = MPR_t \left(0.6 + 0.3 \frac{GPP_t}{GPP_{max}} \right) & \text{pour les wetlands issus de la carte de [Matthews and Fung, 1987]} \\ MOR_t = 0.9 \cdot MPR_t & \text{pour les surfaces de tundra} \end{cases} \quad (2.8)$$

Dans le 1^{er} cas, les wetlands sont considérés inondés : la WTD est proche du sol. La seule oxydation prise en compte est alors liée à la diffusion de l' O_2 vers la rizosphère via l'aérenchyme des plantes (cf. le modèle de [Walter and Heimann, 2000] ci-dessous). La fraction oxydée est approchée par une fonction de productivité végétale (GPP). Dans le 2nd cas, l'oxydation du CH_4 peut prendre différente forme selon le type de transport du CH_4 vers l'atmosphère : l'oxydation est estimée, de manière très empirique, égale à 90% de sa production. Le modèle de [Cao et al., 1996] montre une volonté de considérer de manière plus mécaniste le substrat de la méthanogenèse via une prise en compte plus explicite du carbone sol.

Walter et al., 2001

Le modèle de flux de CH_4 de Walter est d'abord un modèle 1D vertical (selon la profondeur de sol) développé sur un site [Walter et al., 1996], puis sur 6 sites [Walter and Heimann, 2000] et enfin extrapolé à l'échelle globale (3D) [Walter et al., 2001]. Les entrées du modèle 1D sont la position journalière de la water-table, le profil de température journalière et la NPP [Walter and Heimann, 2000]. A la manière du modèle de [Christensen and Cox, 1995], le modèle de [Walter et al., 2001] prend en compte une discrétisation du sol (couches de sol de 1cm sur une profondeur pouvant aller

¹² La formulation de $f(WTD)$ est basée sur une formulation de [Roulet et al., 1992] : $f(WTD)$ vaut 1 quand la WTD est 10cm au-dessus du sol et 0.38 quand elle est au niveau du sol.

jusqu'à 1,7m). Mais il est beaucoup plus mécaniste que les précédents modèles, décrivant explicitement l'évolution de la concentration de CH₄ dans chaque couche (z) au cours du temps. Pour un site donné, l'évolution de la concentration est donnée par :

$$\frac{\partial C_{CH_4}}{\partial t}(t, z) = -\frac{\partial}{\partial z} F_{diff}(t, z) + Q_{ebull}(t, z) + Q_{plant}(t, z) + R_{prod}(t, z) + R_{oxid}(t, z) \quad (2.9)$$

La concentration en CH₄ (C_{CH_4}) dans une couche donnée (z) évolue dans le temps (t) (pas de temps de 1h) à cause des processus de production (taux de production : R_{prod}), d'oxydation (taux d'oxydation : R_{oxid}) et des puits/sources causés par le transport du CH₄ vers/depuis une autre couche de sol. Les trois types de transports connus jusqu'à maintenant sont représentés explicitement par le modèle : diffusion (flux diffusif : F_{diff}), ébullition (à l'origine d'une source notée Q_{ebull}) et transport par les plantes (à l'origine d'une source notée Q_{plant}). La production et l'oxydation du CH₄ ne peuvent avoir lieu dans la même couche de sol : soit une couche est considérée anaérobie et est alors le siège d'une production de CH₄ ; soit elle est considérée comme aérobie et c'est le siège d'une oxydation du CH₄. La frontière entre zone du sol anaérobie (en profondeur) et zone aérobie (plus en surface) du sol est approchée par la WTD. Aucune oxydation (ni production) ne peut avoir lieu dans la couche d'eau au-dessus de la surface du sol. Le fonctionnement du modèle est représenté schématiquement en Figure 2.1.

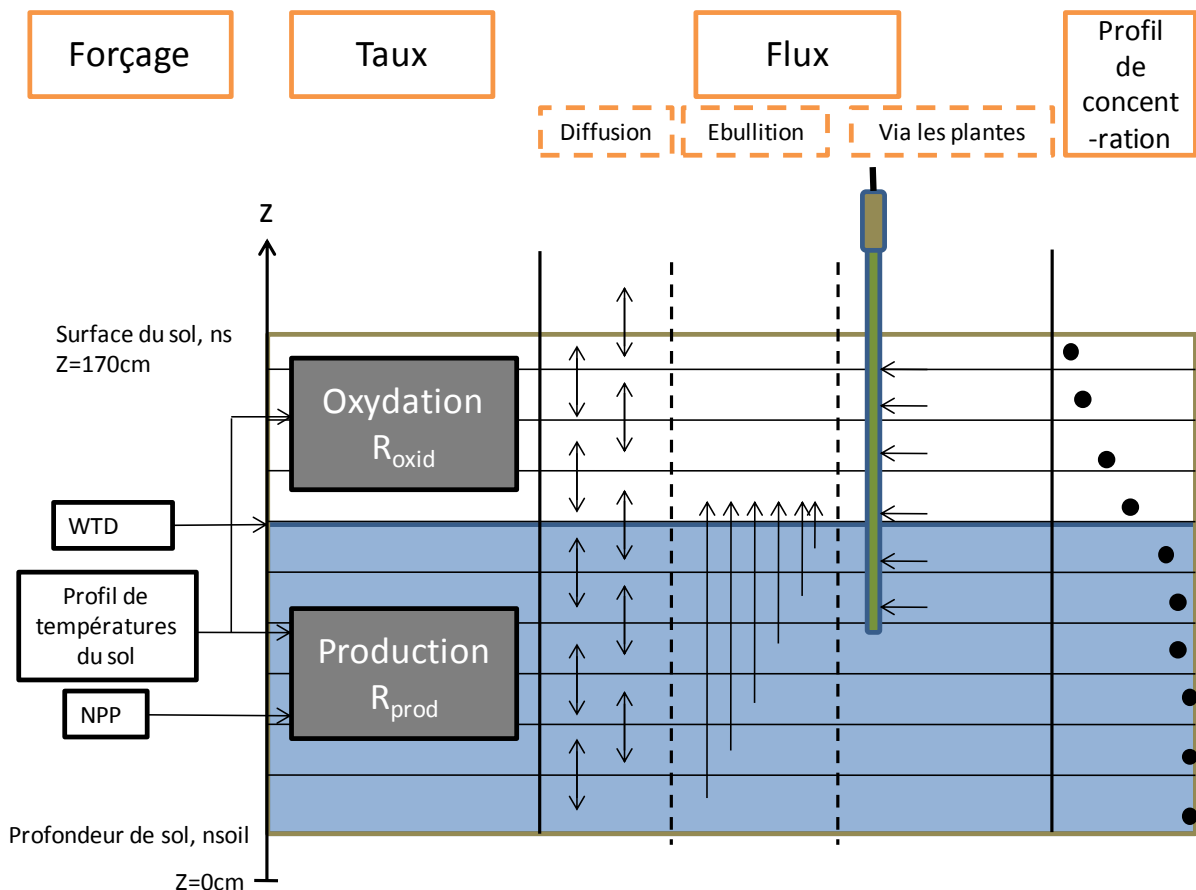


Figure 2.1: Représentation schématique du modèle de [Walter and Heimann, 2000] (schéma dérivé de cette même publication). Le sol, délimité par n_{soil} et n_s , est discrétisé en plusieurs couches. La concentration en CH₄ de chaque couche évolue au cours du temps selon l'équation 2.9. Le profil de concentration est représenté à gauche de la Figure. Trois choses sont susceptibles de modifier la concentration d'une couche donnée : le « Taux » de production, celui d'oxydation et les différents transports. La production a lieu dans les couches de sol inondées à un taux R_{prod} alors que

l'oxydation (R_{oxid}) n'est possible que dans les couches de sol au-dessus de la nappe phréatique. Le flux émis à l'interface sol/atmosphère est la somme des trois flux issus des différents types de transport : diffusion, ébullition et par les plantes (cf. équation 2.11). Les entrées nécessaires au modèle (« Forçage ») sont la WTD qui sépare la zone de production de la zone d'oxydation, la NPP qui détermine le taux R_{prod} et le profil de température du sol qui influe à la fois sur R_{prod} et R_{oxid} .

Pour un site donné, le taux de production¹³ de CH_4 d'une couche de sol en-dessous de la WTD (profondeur z) dépend de la quantité et qualité du substrat ainsi que de la température. Il est décrit, à un temps t , par :

$$R_{prod}(t, z) = R_0 \cdot f(NPP(t, z)) \cdot g(T(t, z)) \quad (2.10)$$

où la dépendance au substrat est traduite par :

- R_0 : mesure de la disponibilité absolue ainsi que de la qualité du substrat de la méthanogenèse. La stratégie de [Walter et al., 2001] est de calibrer R_0 en utilisant des données de six sites, faisant une régression sur la température du sol et la NPP annuelle, pour ensuite extrapoler cette relation à l'ensemble du globe.
- $f(NPP(t, z))$: fonction décrivant la sensibilité de la production de CH_4 au changement de substrat à la fois dans le temps (via le changement relatif de la NPP au cours de l'année par rapport à une NPP annuelle maximum) et selon la profondeur (via un profil racinaire).

Et celle à la température ($T(t, z)$) est décrit par la fonction $g(T)$ qui est le produit d'une fonction Q_{10} et d'une fonction escalier (cf. section 2.2.3).

Finalement la densité de flux total de CH_4 qui gagne l'atmosphère est déterminée chaque jour par :

$$F_{tot}(t) = F_{diff}(t, z = u) + \int_{n_{root}}^{n_s} Q_{plant}(t, z)(1 - P_{ox}) \cdot dz + \int_{n_{soil}}^{WTD(t)} Q_{ebull}(t, z) \cdot dz \quad (2.11)$$

où u est la limite sol/atmosphère (ou eau/atmosphère), n_{soil} , n_{root} , n_s sont respectivement la profondeur de sol, la profondeur racinaire et la surface du sol (cf. Figure 2.1) et P_{ox} est la proportion de CH_4 transporté par les plantes qui s'oxyde.

Zhuang et al., 2004

Le modèle de [Zhuang et al., 2004] a été développé au sein du modèle d'écosystème TEM. Contrairement aux autres modèles, il a l'avantage d'être couplé avec un DGVM prenant en compte les processus liés au gel/dégel. Le modèle de [Zhuang et al., 2004] présente de nombreuses similitudes au modèle de [Walter et al., 2001] et consiste d'avantage en une extension de celui-ci qu'en un nouveau modèle. Les modifications les plus importantes sont relatives à l'équation de production de CH_4 :

- le paramètre R_0 est remplacé par un taux de production de CH_4 potentiel maximum spécifique à chaque type de végétation. Ce taux est fixe dans le temps. Il est multiplié par une fonction, notée f_{NPP} , de la NPP mensuelle, $NPP(mon)$:

¹³ Nous nous focalisons ici sur le taux de production car la manière dont il est modélisé est un point de divergence entre le modèle de [Walter et al., 2001a] et les modèles décrits ensuite. Nous reviendrons en détails sur la représentation de ce taux ainsi que sur celle de l'oxydation et des différents transports dans la suite de la section.

$$f_{NPP} = \left(1 + \frac{NPP(mon)}{NPP_{max}} \right) \quad (2.12)$$

Dans le modèle de [Zhuang *et al.*, 2004], NPP_{max} est un paramètre constant dans le temps pour chaque type de végétation et l'équation 2.12 permet donc de prendre en compte une variabilité non seulement saisonnière mais aussi interannuelle du substrat¹⁴.

- des fonctions du potentiel redox et du pH pondèrent la production de CH₄ (se rapporter à l'Appendix A de [Zhuang *et al.*, 2004] pour les équations exactes). Le pH est fixe dans le temps et est prescrit par [Carter and Scholes, 2000]. [Zhuang *et al.*, 2004] limitent la production de CH₄ à des pH compris entre 5.5 et 9. Le potentiel redox est fonction de la distribution des racines, de la fraction des pores remplie d'eau et de la position de la WTD. De manière similaire, une dépendance de l'oxydation du CH₄ au potentiel redox est prise en compte.

Wania *et al.*, 2010

Le modèle de [Wania *et al.*, 2010] a été développé au sein du DGVM LPJ [Sitch *et al.*, 2003] après inclusion des processus relatifs au permafrost et aux peatlands [Wania *et al.*, 2009b]. Ces modifications concernent la physique du modèle et incluent une discrétisation de la température selon la profondeur, l'introduction de paramétrisations relatives aux cycles de gel/dégel, une prise en compte de l'âge de la neige et une modification du module d'hydrologie pour les peatlands. Des modifications propres à la végétation et au cycle du carbone ont également été apportées. Elles concernent l'introduction de :

- deux nouveaux PFTs représentant la végétation de type « wetland » (un PFT correspondant aux graminoides C3 tolérant à l'inondation et l'autre aux mousses *Sphagnum*)
- un stress à l'inondation pour les PFT « non-wetland »
- un pool de carbone sol représentant les exsudats racinaires
- une diminution de la décomposition du carbone sous des conditions d'inondation

En ce qui concerne le modèle de densités de flux de CH₄, [Wania *et al.*, 2010] ont introduit un réservoir de carbone sol représentant le carbone pouvant subir potentiellement la méthanogenèse. Les entrées de ce réservoir correspondent aux flux sortant des deux réservoirs de carbone sol de LPJ (carbone « lent » et « rapide ») ainsi qu'à une fraction (fixe dans le temps) de la NPP censée représenter la production de carbone par exsudation racinaires. Les exsudats racinaires sont une source de carbone très labile, pouvant subir directement la méthanogenèse et pourraient contribuer à la relation observée entre NPP et émissions de CH₄. Les flux sortant des deux réservoirs de carbone « lent » et « rapide » constituent la respiration hétérotrophe pour les mailles non-peatlands. Dans des conditions anaérobies, 0.25% du stock de carbone potentiel pour la méthanogenèse part sous forme de CH₄ alors que le reste est émis sous forme de CO₂. Ce ratio est pondéré par $(1-f_{air})$ où f_{air} représente la fraction d'air dans la couche de sol considérée.

¹⁴ La fonction f_{NPP} de l'équation (2.12) est très proche de la fonction $f(NPP)$ du modèle de [Walter and Heimann, 2000] (équation 2.10). Toutefois, dans le modèle de [Walter and Heimann, 2000], NPP_{max} semble évoluer d'une année sur l'autre et ne permet pas de prendre en compte la variation interannuelle du substrat. Celle-ci est permise par la variable R_0 .

L'oxydation est prise en compte de manière explicite à travers la modélisation de la concentration en O_2 de chaque couche : elle n'est plus restreinte aux couches de sol au-dessus de la WTD comme dans le modèle de [Walter et al., 2001]. La concentration en O_2 de chaque couche est obtenue en modélisant le transport de l' O_2 par les plantes et via la diffusion. 25% de la concentration en O_2 calculée est supposée disponible pour la plante, le reste servant pour l'oxydation du CH_4 avec un rapport stœchiométrique de deux molécules d' O_2 pour une molécule de CH_4 .

Les transports du CH_4 par diffusion, ébullition et via les plantes sont également modélisés ; ils sont pris en compte de manière un peu plus explicite que dans le modèle de [Walter et al., 2001]. En particulier, le calcul des flux diffusifs est amélioré à l'interface eau/air et les coefficients de diffusion varient en fonction de la quantité d'air, de la porosité et de la température. Le calcul des flux qui gagnent l'atmosphère par ébullition est lui aussi modifié : le CH_4 est produit directement sous forme gazeuse et non plus sous forme dissoute comme dans le modèle de [Walter et al., 2001].

L'incorporation, au sein d'un DGVM, d'une approche « processus » comme celles décrites ci-dessus permet l'élaboration d'un outil privilégié pour l'étude des interactions entre climat et émissions de CH_4 par les wetlands à l'échelle globale.

2.2.2) Choix du modèle à intégrer au sein d'ORCHIDEE

Nous avons choisi d'intégrer le modèle de [Walter et al., 2001] au sein d'ORCHIDEE. C'était, à l'heure où ce travail de thèse a débuté, le modèle « orienté processus » le plus abouti. Le modèle de [Zhuang et al., 2004] est, comme explicité ci-dessus, d'avantage une modification du modèle de [Walter et al., 2001] qu'un nouveau modèle en soi. Les fonctions du potentiel redox ou du pH introduites par [Zhuang et al., 2004] ne paraissent pas nécessaires. A l'échelle spatiale étudiée, la présence d'eau est un bon indicateur d'un potentiel redox adéquat à la production de CH_4 [Gallego-Sala, communication personnelle]. Certes, la mise en place d'un potentiel redox approprié peut prendre un certain temps après l'inondation¹⁵ mais la formulation de [Zhuang et al., 2004] ne permet pas de prendre en compte ce décalage temporel. Même si cet effet est peu quantifié [e.g. Freeman et al., 1993; Christensen, communication personnelle], une représentation plus explicite de la diffusion et de la consommation de l' O_2 permettrait d'étudier ce phénomène. La prise en compte du pH par [Zhuang et al., 2004] consiste à limiter la méthanogenèse à des pH compris entre 5.5 et 9. Ceci exclue les émissions de CH_4 par les bogs dont le pH est souvent inférieur à 5.5 [Siegel, 1988; Wania, 2007]. Or, bien que les émissions de CH_4 des bogs soient souvent considérées inférieures à celles des fens [Mistch and Gosselink, 2000], elles ne sont pas nulles.

Le modèle de [Wania et al., 2010] a été développé à Bristol de manière concomitante à la réalisation de ce présent travail : il n'a donc pu être intégré dans ORCHIDEE. La principale plus value du modèle de [Wania et al., 2010] réside dans la prise en compte d'un meilleur couplage entre cycle du carbone/émissions de CH_4 , notamment via l'introduction de nouveaux PFT pour les plantes des wetlands. Ces points seront abordés en discussion (Chapitre 5). En termes de modélisation des processus conduisant aux émissions de CH_4 , la stratégie adoptée est proche de celle de [Walter et al.,

¹⁵ Le temps que les accepteurs d'électrons soient consommés et que le potentiel redox atteignent des valeurs proches de -200mV, [Conrad, 1989]

2001] (prise en compte des processus de production, transport et oxydation). Toutefois, contrairement au modèle de [Walter et al., 2001], la diffusion et la consommation de l'O₂ sont explicitement prises en compte et sont un atout du modèle de [Wania et al., 2010]. La représentation des différents types de transport est également raffinée par rapport au modèle de [Walter et al., 2001]. En contrepartie, ce raffinement nécessite la mise en place de nouveaux paramètres (par exemple, lors de la représentation du transport via les plantes) assez peu contraints.

2.2.3) Description du modèle de Walter et al., 2001

Dans un premier temps, nous développerons succinctement les différents processus physiques pris en compte dans le modèle 1D en nous basant principalement sur la publication [Walter and Heimann, 2000]. Dans un second temps, nous nous focaliserons sur les paramétrisations qui permettent de passer du modèle 1D au modèle 3D et sur les entrées nécessaires à l'échelle globale (transition d'échelle réalisée au sein de l'étude [Walter et al., 2001]).

i) Description de la production, de l'oxydation et des différents transports de CH₄

L'évolution de la concentration en CH₄ dans le modèle de [Walter and Heimann, 2000] est donnée par l'équation 2.9 rappelée ici:

$$\frac{\partial C_{CH_4}}{\partial t}(t, z) = -\frac{\partial}{\partial z} F_{diff}(t, z) + Q_{ebull}(t, z) + Q_{plant}(t, z) + R_{prod}(t, z) + R_{oxid}(t, z) \quad (2.9)$$

Pour un site donné, le taux de production de CH₄ (R_{prod}) d'une couche de sol en-dessous de la water-table (profondeur z) dépend de la quantité et qualité du substrat ainsi que de la température. Il est décrit par :

$$R_{prod}(t, z) = R_0 \cdot f(NPP(t, z)) \cdot f(T(t, z)) \cdot Q_{10}^{\frac{T(t, z) - T_{mean}}{10}} \quad (2.13)$$

Où la dépendance au substrat est traduite par :

- R_0 : mesure de la disponibilité absolue ainsi que de la qualité du substrat de la méthanogenèse ($10^{-6} \text{ molCH}_4 \cdot \text{L}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$)
- $f(NPP(t, z))$: fonction décrivant la sensibilité de la production de CH₄ au changement de substrat à la fois dans le temps (via le changement relatif de la NPP au cours de l'année par rapport à une NPP annuelle maximum) et selon la profondeur (via un profil racinaire).

Et celle à la température est donnée par :

- $f(T(t, z))$: fonction escalier valant 0 si la température est négative et 1 sinon
- une fonction en Q_{10} : traduit la sensibilité de la production à la température. T_{mean} est la température moyenne annuelle. Cette variable représente la température de référence à partir de laquelle l'effet de la température est d'augmenter la production de base (la fonction Q_{10} est supérieure à 1 pour $T > T_{mean}$). Le fait que T_{mean} puisse ou non varier d'une année sur l'autre n'est pas clairement défini dans les publications relatives au modèle de [Walter et al., 2001]. Un T_{mean} variable au cours du temps permet de représenter une adaptation des micro-organismes à leur environnement. Cette même hypothèse est faite quand T_{mean} varie spatialement. La vitesse à laquelle T_{mean} change représente une adaptation plus ou moins rapide des bactéries méthanogènes à leur milieu. De

nombreuses incertitudes existent quand à l'adaptation des micro-organismes à un milieu changeant et à son effet sur la respiration hétérotrophe du sol [e.g. *Allison et al.*, 2010]. Nous discuterons, dans la suite du manuscrit, des hypothèses derrière de telles formulations (T_{mean} constant ou variable) et de la sensibilité des résultats à celles-ci.

Le taux d'oxydation de CH_4 (R_{oxid}) d'une couche de sol située au-dessus de la water-table est donné par :

$$R_{oxid}(t, z) = -\frac{V_{max} C_{CH_4}(t, z)}{K_m + C_{CH_4}(t, z)} Q_{10}^{\frac{T(t, z) - T_{mean}}{10}} \quad (2.14)$$

L'oxydation du CH_4 suit une loi de Michaelis-Menten, déterminée par les constantes K_m et V_{max} . V_{max} , K_m et Q_{10} sont fixées, ici, respectivement $5 \mu\text{mol.L}^{-1}$, $20 \mu\text{mol.L}^{-1}$ et 2.

Le transport du CH_4 dans le sol depuis les zones de production vers l'atmosphère est explicitement pris en compte. Ce transport peut se faire via 3 processus : diffusion, via les plantes ou par ébullition.

Le flux diffusif est calculé en utilisant la 1^{ère} loi de Fick :

$$F_{diff}(t, z) = -D_{CH_4}(z) \frac{\partial}{\partial z} C_{CH_4}(t, z) \quad (2.15)$$

où D_{CH_4} est le coefficient de diffusion à la profondeur z et vaut :

$$D_{CH_4}(z) = D_i \cdot 0.66 \cdot f_{coarse} \quad (2.16)$$

0.66 est le coefficient de tortuosité, f_{coarse} représente la porosité et D_i vaut $0.2 \text{ cm}^2/\text{s}$ dans les couches de sol non saturées d'eau et $0.2 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^2/\text{s}$ dans les couches de sol saturées. Le schéma de Crank-Nicolson est utilisé pour résoudre numériquement l'équation de diffusion. Des conditions aux limites à la base du sol et à 4 cm au-dessus de la surface du sol sont choisies. Pour cette dernière, la concentration atmosphérique globale en CH_4 est ainsi imposée. A l'interface air/eau, la concentration en CH_4 est supposée à l'équilibre dans les deux phases ; le ratio étant spécifié par le coefficient de solubilité de Bunsen.

Le transport par ébullition est calculé à partir de :

$$Q_{ebull}(t, z) = -k_e \cdot f(CH_4) \cdot (C_{CH_4}(t, z) - C_{thresh}) \quad (2.17)$$

Dès que la concentration en CH_4 dans une couche de sol sous la water-table excède un certain seuil (C_{thresh}), il y a formation de bulles. La valeur seuil censée représentée le nombre de noyaux de condensation, est fonction de la présence ou non de végétation et varie entre 500 et $1000 \mu\text{mol.L}^{-1}$. k_e vaut 1 h^{-1} ce qui signifie que les bulles, une fois formées, sont supposées atteindre la surface en un pas de temps ($=1 \text{ h}$). Le CH_4 transporté via ébullition va directement s'ajouter au flux

surface/atmosphère si la WTD est au-dessus du sol ou gagne la 1^{ère} couche de sol non-saturée. La température n'a pas d'effet sur les flux de diffusion ou d'ébullition.

Le transport de CH₄ via les plantes se fait par les conduites des tiges et des racines. Les plantes caractéristiques d'un wetland présentent un aérénchyme poreux par lequel les gaz peuvent transiter. C'est un processus adaptatif permettant un transport de l'O₂ de l'atmosphère vers les racines, limitant ainsi l'anoxie de la plante en milieu inondé. Le caractère passif/actif d'un tel transport est encore sujet à caution mais c'est le mode passif qui semble dominer [Cronk and Fennessy, 2001]. Le CH₄ peut également être transporté via cet aérénchyme. Le transport de CH₄ par les plantes appauvrit la couche de sol z avec un taux Q_{plant} donné par :

$$Q_{plant}(t, z) = -k_p T_{veg} f_{root}(z) f_{grow}(t) C_{CH_4}(t, z) \quad (2.18)$$

Où T_{veg} traduit l'efficacité du transport en fonction de la densité et du type de plante présente. Dans [Walter and Heimann, 2000], T_{veg} est fixé pour chaque site. k_p vaut 0.001 h⁻¹. f_{root} décrit la distribution des racines en fonction de la profondeur. f_{grow} traduit l'évolution de l'intensité du transport en fonction du stade de croissance de la plante : il est basé sur un calcul du LAI. Le transport ainsi simulé, contrairement au processus de diffusion, n'est pas fonction de la concentration atmosphérique en CH₄ mais uniquement de la concentration dissoute en profondeur. Le transport de l'O₂ de l'atmosphère vers les racines génère un milieu aérobie autour de la racine. Celui-ci entraîne une oxydation d'une partie du CH₄ transporté via les plantes. Le pourcentage de CH₄ oxydé par ce processus (noté P_{ox} dans l'équation 2.11) est très variable d'une étude à l'autre et est fixée ici égal à 50%.

ii) Passage à l'échelle globale

Le passage du modèle 1D de [Walter and Heimann, 2000] au modèle global [Walter et al., 2001] a nécessité certaines extrapolations pour définir à plus grande échelle des paramètres initialement mesurés (n_{soil}, n_{root}) ou optimisés (R₀ et de V_{max}) sur chaque site. Dans l'étude 1D, la valeur de T_{veg} varie aussi d'un site à l'autre : il est déterminé en estimant empiriquement la capacité de la végétation en place à conduire un gaz via ses conduites de tiges et de racines. Dans l'étude globale, une valeur de n_{soil}, n_{root} et T_{veg} est donnée à chaque maille de 1°x1°. Pour cela, une valeur de chaque paramètre est attribuée aux différents PFTs de la carte de [Wilson and Henderson-Sellers, 1985]. Puis, la valeur moyenne de la maille est obtenue en faisant une moyenne pondérée par l'occupation de chaque PFT au sein de cette maille. Une valeur moyenne de f_{coarse} est également obtenue pour chaque maille en attribuant une porosité type à chaque classe de sol de la base de données de [Dunne and Willmott, 1996]. V_{max} est fixé à 20 μmol.l⁻¹ pour l'ensemble des mailles (valeur par défaut de l'étude sur site). La stratégie de [Walter et al., 2001] est de calibrer R₀ en utilisant des données de six sites, faisant une régression sur la température du sol moyenne annuelle (T_{mean}) et la NPP annuelle (NPP_{tot}), pour ensuite extrapoler cette relation à l'ensemble du globe :

$$R_0(m) = 0.45 + 0.1 T_{mean}(m) - 0.001 NPP_{tot}(m) \quad (2.19)$$

où m est une maille donnée. Les entrées du modèle 1D sont la valeur journalière de la WTD, le profil journalier de température du sol et la NPP journalière [Walter and Heimann, 2000]. La WTD et le profil de température fournis sont issues de mesures réalisées sur chacun des cinq sites tandis que la

NPP est obtenue grâce à des extrapolations journalières de sorties mensuelles du modèle BETHY (Biosphere-Energy Transfer and Hydrology [Knorr and Heimann, 2001]). Pour le modèle appliqué à l'échelle globale, la température du sol est issue de ré-analyses du European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) [Gibson et al., 1997]. La NPP est donnée par des simulations globales de BETHY et la WTD est dérivée d'un modèle hydrologique développé dans l'étude [Walter et al., 2001]. Etant donné le nombre de processus qu'inclus le modèle de [Walter et al., 2001], de nombreux paramètres dont la valeur est plus ou moins incertaine sont introduits (par ex, P_{ox} , C_{tresh} , V_{max} , K_m , Q_{10} , etc.). Certains font l'objet de tests de sensibilité dans [Walter and Heimann, 2000] et [Walter et al., 2001].

2.2.4) Détails du couplage avec ORCHIDEE

i) Modifications apportées au modèle de Walter et al., 2001

Ces modifications sont décrites dans l'article [Ringeval et al., 2010, GBC], présenté dans le Chapitre 3 (section 3.3.2). Elles sont reprises dans la présente section.

Le modèle de [Walter et al., 2001] a été introduit dans ORCHIDEE. La principale modification apportée au modèle initial de [Walter et al., 2001] concerne la représentation de la quantité de substrat de la méthanogenèse. La stratégie adoptée est de remplacer la formulation du R_0 (équations 2.13 et 2.19). Cette formulation, purement statistique, est basée sur une régression concernant deux variables (NPP et T) non indépendantes. Le signe « moins » devant la NPP aboutit à une diminution du substrat quand la NPP augmente, ce qui a peu de sens physique. De plus, elle donne un poids prépondérant à la température [Walter et al., 2001]. Des incertitudes subsistent sur la manière la plus appropriée d'approcher le substrat à l'échelle globale [Christensen et al., 2003]. Dans [Walter et al., 2001], la NPP a été utilisée en tant qu'indicateur de la quantité de substrat. Une forte corrélation a été mesurée entre NEP et émissions [Whiting and Chanton, 1993], suggérant que la NPP puisse être reliée à la production de substrat. Cependant, la corrélation NPP/émissions peut être en partie expliquée par la corrélation entre NPP et intensité du transport par les plantes et non via le lien NPP/substrat [Whiting and Chanton, 1993]. Il n'y a pas de relation basée sur des processus qui permettent de relier NPP et substrat hormis en ce qui concerne la production de carbone labile par exsudats racinaires [Hütsch et al., 2002]. La contribution des photosynthétats récents aux émissions de CH_4 est relativement incertaine [par ex., King and Reeburgh, 2002; King et al., 2002]. La stratégie choisie ici est proche de celle de [Cao et al., 1996] et [Wania et al., 2010]: elle consiste à représenter la quantité de substrat sous la forme d'un réservoir de carbone sol. Pour une maille donnée m , le R_0 de [Walter et al., 2001] ($10^{-6} \text{ molCH}_4 \cdot \text{L}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$) a été remplacé par :

$$R_0(m) = \alpha_0 * C_{actif}(m) \quad (2.20)$$

où C_{actif} (gC) est le carbone actif simulé par le modèle ORCHIDEE avec un pas de temps journalier et α_0 ($10^{-6} \text{ molCH}_4 \cdot \text{L}^{-1} \cdot \text{h}^{-1} / \text{gC}$) est un paramètre qui sera optimisé sur site puis extrapolé à des échelles plus larges. Ce paramètre représente en quelque sorte le taux de base de production de CH_4 par unité de masse de carbone. Le stock de carbone le plus labile simulé par ORCHIDEE a été choisi : c'est un moyen de prendre en compte la qualité du substrat. Il est souvent considéré que ce sont majoritairement les polysaccharides qui subissent la fermentation puis la méthanogenèse [Conrad,

1989; *Valentine et al.*, 1994]. Une comparaison succincte entre la représentation du substrat dans notre approche et celle de [*Wania et al.*, 2010] est donnée en Annexe 2.1.

Suite au changement de la formulation de la quantité de substrat, la valeur du Q_{10} relatif à la méthanogenèse (équation 2.13) a également dû être modifiée. En effet, le Q_{10} de l'équation originale traduit une double sensibilité à la température : (i) celle de la production de substrat (passage de NPP en substrat) et (ii) celle de la production de CH_4 à partir de ce substrat (passage de substrat en CH_4). Le nouveau Q_{10} doit uniquement traduire cette 2nd sensibilité. Même si de nombreuses inconnues subsistent, la gamme d'incertitude de celui-ci est plus restreinte (1.2-3.5) [*Conrad*, 1989] que celle concernant la sensibilité à la température du passage de NPP à CH_4 (1.6 à 16, [*Valentine et al.*, 1994]). Les nouveaux paramètres α_0 et Q_{10} ont été calibrés sur différents sites (cf. iii).

ii) Procédure de couplage ORCHIDEE/Walter et al.

Le modèle de [*Walter et al.*, 2001] ainsi modifié a été adjoint à STOMATE sous forme de différentes routines. Chaque routine calcule les densités de flux de CH_4 de l'ensemble des mailles pour une valeur de WTD donnée. Typiquement, deux routines sont appelées : une routine calculant les densités de flux d'un wetland dont la WTD se trouve 10 cm en-dessous de la surface du sol et une routine calculant les densités de flux pour un wetland saturé (WTD=0 cm). Ces densités de flux seront ensuite combinées aux surfaces correspondantes données par TOPMODEL pour aboutir aux émissions (cf. équation 2.1). Ces routines sont appelées au pas de temps journalier (pas de temps de STOMATE). Elles calculent l'évolution de la concentration de CH_4 pour chaque couche de sol d'une épaisseur de 1 cm selon un pas de temps horaire et donnent en sortie les densités de flux de CH_4 journalières à l'interface wetland/atmosphère.

Les variables nécessaires en entrées de ces routines sont, pour une maille donnée :

- la température de surface et le profil de température du sol
- le stock de carbone sol actif
- le LAI
- la fraction maximale de chaque type de végétation au sein de la maille
- la concentration atmosphérique en CH_4 .

Les différentes températures, le LAI et le stock de carbone sol actif sont calculés dans les autres routines d'ORCHIDEE. Le LAI est utilisé pour quantifier l'intensité du transport par les plantes (fonction f_{grow} , cf. équation 2.18). Il n'était pas une entrée initiale du modèle de [*Walter et al.*, 2001] mais y était calculé de manière propre. Il est désormais remplacé par celui calculé au sein d'ORCHIDEE. Alors que ces différentes variables sont calculées dynamiquement au sein d'ORCHIDEE, la fraction maximale de végétation¹⁶ et la concentration atmosphérique en CH_4 sont lues en entrées. La fraction maximale de chaque PFT est issue de la distribution spatiale globale de [*Loveland et al.*, 2000]. La concentration atmosphérique en CH_4 a été ajoutée et est nécessaire au calcul de diffusion (cf. équation 2.15).

¹⁶ La dynamique de la végétation d'ORCHIDEE n'a pas été activée ici

Les profondeurs de sol (n_{soil}), de zone racinaire (n_{root}) et le facteur décrivant l'intensité du transport par les plantes (T_{veg}), nécessaires en entrée du modèle, sont calculées ici de la même manière que dans [Walter *et al.*, 2001]. Les valeurs données par [Walter *et al.*, 2001] aux différents PFTs de la carte végétation de [Wilson and Henderson-Sellers, 1985] ont été adaptées aux PFTs d'ORCHIDEE. Enfin, f_{coarse} est ici supposé constant mais pourrait être modifié en fonction de cartes de texture lues en entrée du modèle.

Notons enfin qu'aucun PFT « wetland » n'ayant été pour l'instant introduit dans ORCHIDEE, nous faisons l'hypothèse que la répartition de la végétation de l'ensemble de la maille est représentative d'un pourcentage de la celle-ci et en particulier de sa fraction « wetland ». Le modèle de [Walter *et al.*, 2001] a été développé pour les wetlands naturels. Aussi le calcul des densités de flux de CH_4 est réalisé sans prendre en compte la végétation anthropique. Chaque densité de flux est calculée comme si la végétation de la maille considérée était uniquement naturelle (PFTs 1 à 11).

iii) Optimisation des nouveaux paramètres

Nous avons optimisé les paramètres α_0 (équation 2.20) et Q_{10} (équation 2.13) sur différents sites. Trois sites de wetlands où nous disposions de mesures ont été choisis : Abisko, Michigan et Panama (cf. Tableau 2.1). Pour chaque site, l'optimisation a été réalisée en minimisant l'écart, quantifié sous forme de RMSE (Root Mean Square Error), sur la partie du cycle saisonnier pendant laquelle la WTD mesurée est proche du sol entre (i) les densités de flux simulés pour une WTD nulle et (ii) les observations. Les bandes grises situées en haut des Figures 2.2-b et 2.2-c pour, les sites de Michigan et Panama respectivement, donnent une indication de cette période de temps. Sur le site Abisko, les mesures utilisées sont réalisées par Eddy Covariance et sont représentatives des émissions de la partie inondée du wetland [Jackowicz-Korczyński *et al.*, 2010].

Dénomination du site	Localisation (pays)	Coordonnées	Années de mesure	Référence	Techniques de mesures
Abisko	Sweden	68°N ; 19°E	2006	[Jackowicz-Korczyński <i>et al.</i> , 2010]	CM et EC
Michigan	USA	42°N ; 84°W	1991-1993	[Shannon and White, 1994]	CM
Panama	Rep. Panama	9°N ; 80°W	1990	Keller, 1990 donné par [Walter and Heimann, 2000]	CM

Tableau 2.1 : Sites utilisés pour l'optimisation de paramètres des densités de flux simulées par ORCHIDEE. Pour la dernière colonne, CM signifie « chambres de mesures » et EC, « Eddy-Covariance ».

Les simulations réalisées pour l'optimisation des paramètres α_0 et Q_{10} varient selon l'étude (Ringeval *et al.*, 2010, GBC : Chapitre 3 ou Ringeval *et al.*, 2010, soumis à Tellus : Chapitre 4). Ceci est lié au fait qu'ORCHIDEE est utilisé dans une configuration différente dans chacune de ces études. En effet, dans [Ringeval *et al.*, 2010, GBC], les simulations d'ORCHIDEE sont réalisées en enlevant tout stress hydrique afin de simuler une productivité propre aux wetlands alors que dans [Ringeval *et al.*, 2010, soumis à Tellus], le modèle est utilisé dans une configuration « classique » ; cette dernière étude portant à la fois sur les flux de CO_2 et de CH_4 . Les simulations dont les résultats sont tracés en Figure 2.2 concernent la procédure d'optimisation utilisée dans le Chapitre 4. Elles sont décrites ci-dessous :

- Les différentes variables du modèle, et notamment les stocks des réservoirs du carbone du sol, sont d'abord mises à l'équilibre grâce à une simulation globale (résolution $1^\circ \times 1^\circ$) forcée par un climat préindustriel. Les mailles contenant les sites donnés dans le Tableau 1 sont extraits. Une simulation transitoire 1860-1990 concernant ces mailles est ensuite réalisée. Les forçages climatiques utilisés pour la mise à l'équilibre et cette simulation transitoire sont issus d'une simulation du modèle couplé IPSL-CM4 corrigée par le CRU (cf. Chapitre 4).
- Enfin une simulation 1990-2008 est réalisée avec une combinaison CRU-NCEP [Viovy and Ciais, 2009, <http://dods.extra.cea.fr/data/p529viov/cruncep/readme.htm>]. Les moyennes mensuelles de ce forçage ont été utilisées puis interpolées à l'échelle de la demi-heure par un générateur de temps inclus dans ORCHIDEE [Krinner et al., 2005].

Plus de détails sur la procédure d'optimisation (calcul des RMSE, etc.) sont donnés dans l'article [Ringeval et al., 2010, GBC]. La Figure 2.2 (Abisko, Michigan et Panama) montre la comparaison entre les densités de flux simulées et observées après calibration du paramètre α_0 . Les valeurs α_0 calibrées sont : $3 \cdot 10^{-3}$ pour Abisko et Michigan et $1,3 \cdot 10^{-2} \mu\text{molCH}_4 \cdot \text{L}^{-1} \cdot \text{h}^{-1} / \text{gC}$ pour Panama. Un Q_{10} de 3 a été choisi pour l'ensemble des graphiques de la Figure 2.2. C'est une valeur proche de la moyenne des valeurs obtenue après optimisation sur chaque site (cf. Chapitre 3) et c'est aussi la valeur globale utilisée dans l'étude présentée dans le Chapitre 4. Notons que le Q_{10} optimisé (3) est très inférieur à la valeur initiale choisie par [Walter and Heimann, 2000] (6). L'écart entre le Q_{10} de la méthanogenèse et celui de l'oxydation est donc inférieur dans notre étude à l'écart du modèle initial. Le Q_{10} de la méthanogenèse est malgré tout supérieur à celui de la respiration hétérotrophe d'ORCHIDEE (Q_{10} de 2). La sensibilité aux valeurs optimisées des résultats décrits dans les prochains chapitres sera discutée individuellement dans chaque étude. Une comparaison entre les densités de flux simulées et observées sur les sites d'Abisko, Michigan et Panama est décrite dans l'article [Ringeval et al., 2010, GBC]. Brièvement, pour les sites d'Abisko et Michigan, l'écart entre densités de flux simulés et observés est considérablement réduit après optimisation des paramètres α_0 et Q_{10} , ceci malgré quelques différences concernant le moment de début de cycle saisonnier d'émissions. Pour le site de Panama, le modèle, indépendamment des valeurs choisies pour α_0 et Q_{10} , ne parvient pas à reproduire le cycle saisonnier observé. En particulier, l'augmentation des densités de flux en fin d'année n'est pas reproduite par ORCHIDEE. Sur cette période, ORCHIDEE ne simule pas de variation de la température du sol et du réservoir de carbone sol susceptibles d'entraîner une augmentation des densités de flux. Notons toutefois que l'erreur associée à ces mesures est très élevée.

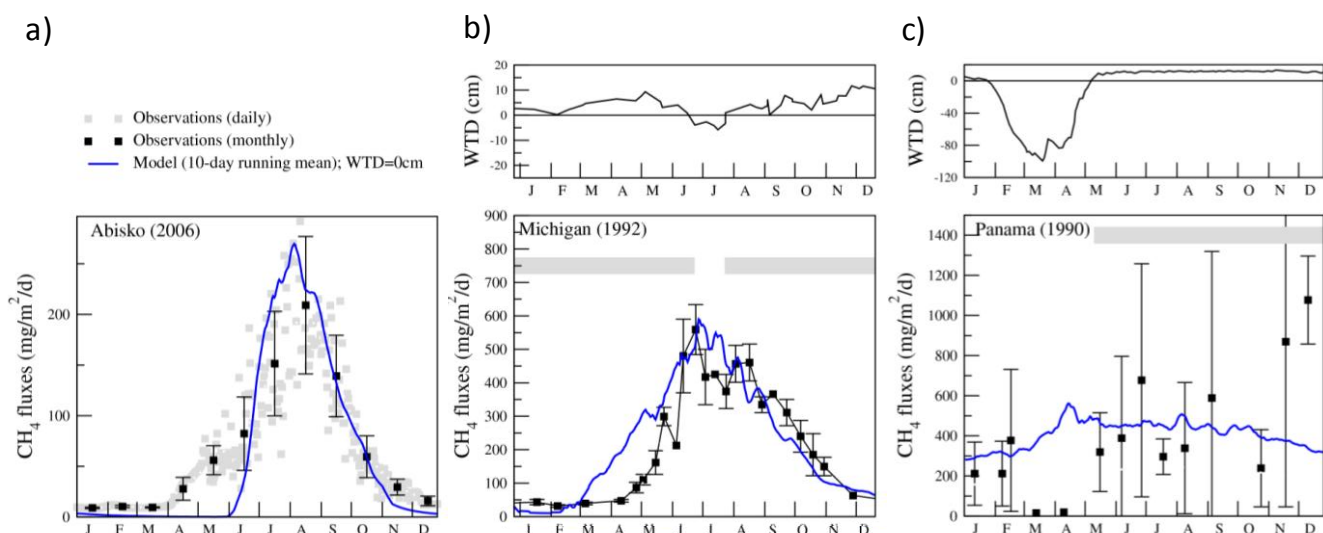


Figure 2.2 : Optimisation des densités de flux de CH₄ simulées par ORCHIDEE sur Abisko (a), Michigan (b) et Panama (c). La WTD mesurée sur les sites de Michigan et Panama est indiquée. Pour ces deux sites, la période de l'année où la WTD est au niveau de la surface du sol est matérialisée par une bande grisée. Pour le site d'Abisko, les observations tracées ici sont réalisées par Eddy Covariance et sont représentatives des émissions des zones inondées du wetland [Jackowicz-Korczyński et al., 2010].

La stratégie optée est d'extrapoler le couple de valeurs optimisées (α_0 et Q_{10}) par site à l'ensemble des wetlands présents dans la bande de latitude du site optimisé. Nous faisons l'hypothèse que les sites Abisko, Michigan et Panama sont représentatifs de l'ensemble des wetlands présents respectivement dans les bandes de latitude 50°N-90°N, 20°N-50°N et 30°S-20°N.

2.2.5) Evaluation succincte des densités de flux de CH₄ simulées sur sites

Les densités de flux simulées par le modèle ainsi paramétré peuvent être évaluées sur d'autres sites (cf. Tableau 2.2) ou sur des sites utilisés pour l'optimisation mais pour des années différentes (par exemple, pour les années d'observations 1991 et 1993 sur le site Michigan).

Dénomination du site	Localisation (pays)	Coordonnées	Années de mesure	Référence	Techniques de mesures
Salmisuo	Finland	63°N ; 31°E	1993	[Saarnio et al., 1997]	CM
Boreas	Canada	56°N ; 99°W	1996	[Bubier et al., 1998]	CM
Minnesota	USA	47°N ; 93°W	1989	[Dise, 1993]	CM

Tableau 2.2 : Sites utilisées pour l'évaluation des densités de flux simulées par ORCHIDEE. Pour la dernière colonne, la légende est identique à celle du Tableau 2.1.

Les densités de flux simulées et observées sur ces sites sont ainsi tracées en Figure 2.3. Les densités de flux simulées pour une WTD égale à 0 cm (traits bleus pleins) et pour une WTD de -10 cm (traits bleus pointillés) sont données. La WTD observée sur chaque site est également présentée. L'amplitude du cycle saisonnier observé au site Minnesota (Figure 2.3-a) est bien représentée par ORCHIDEE. Toutefois, le cycle simulé démarre et se termine trop tôt par rapport aux mesures. Les origines de ce décalage peuvent être multiples et provenir notamment d'un forçage météorologique non adéquat et d'une mauvaise représentation du cycle végétatif du site causée par une absence de PFT « wetland ». Pour le site Salmisuo (Figure 2.3-b), la dynamique saisonnière et l'intensité des densités de flux simulés pour une WTD de -10 cm semble en bon accord avec les observations. Des

incertitudes subsistent cependant sur la valeur représentative de la WTD au sein de la chambre de mesure à cause d'une forte variabilité de la microtopographie au sein du site (Figure 2.3-b). Pour le site Boreas (Figure 2.3-c), la densité de flux observée est du même ordre de grandeur que celle simulée pour une WTD de 0 cm. La WTD observée est cependant très en-dessous de la surface du sol : cela signifie que le modèle sous-estime fortement les densités de flux à ce site. La variabilité de la WTD au cours de l'année 1991 pour le site « Michigan » (Figure 2.3-d) rend difficile la comparaison de la variabilité interannuelle observée/simulée des densités de flux. Les densités de flux mesurées durant l'année 1991 semblent augmenter quand la WTD décroît (Juin 1991). Cela peut s'expliquer par une diminution de la couche d'eau au-dessus du sol et donc de l'oxydation associée, non prise en compte dans le modèle. Enfin, notons que l'approche utilisée ne peut prendre en compte d'évolution des émissions suite à une variation brusque de la WTD : les densités de flux sont calculées pour plusieurs WTD mais fixes au cours du temps. Dans le modèle initial de [Walter *et al.*, 2001], une augmentation d'émissions pouvait être engendrée suite à une brusque chute de la WTD en entrée : les couches de sol inondées ayant une forte concentration en CH₄ voient leur diffusivité augmenter rapidement suite à la baisse de la WTD. Cet effet, non pris en compte dans le couplage entre ORCHIDEE et [Walter *et al.*, 2001], est toutefois très incertain.

Cette évaluation nous montre que la simulation des densités de flux reproduit difficilement la variabilité des densités de flux observée entre les sites. Aucun biais systématique n'est toutefois observé. Peu de sites de mesures tropicaux sont actuellement disponibles ce qui limite l'évaluation sur sites du couplage ORCHIDEE-Walter aux latitudes tempérées et boréales. L'évaluation sur sites des densités de flux simulés se heurtent également à des limitations liées à la différence d'échelle spatiale entre l'échelle des mesures sur site réalisées en « chambres » et celle typique des simulations ORCHIDEE. Les mesures en « chambres » ne permettent pas de prendre en compte (i) la variabilité des densités de flux observée au sein d'un même wetland et (ii) les flux associées aux ébullitions. Ces limitations peuvent être partiellement levées via l'utilisation de mesures réalisées par Eddy-covariance [Jackowicz-Korczyński *et al.*, 2010; Rinne *et al.*, 2007] qui permettant d'avoir des données représentative d'une plus grande surface et d'être, donc, plus en adéquation avec l'échelle des simulations réalisées via ORCHIDEE. En parallèle, l'utilisation, en entrée d'ORCHIDEE, de conditions aux limites (végétation) et de forçage météorologique plus proches du site peuvent s'avérer nécessaire (cf. Annexe 2.2).

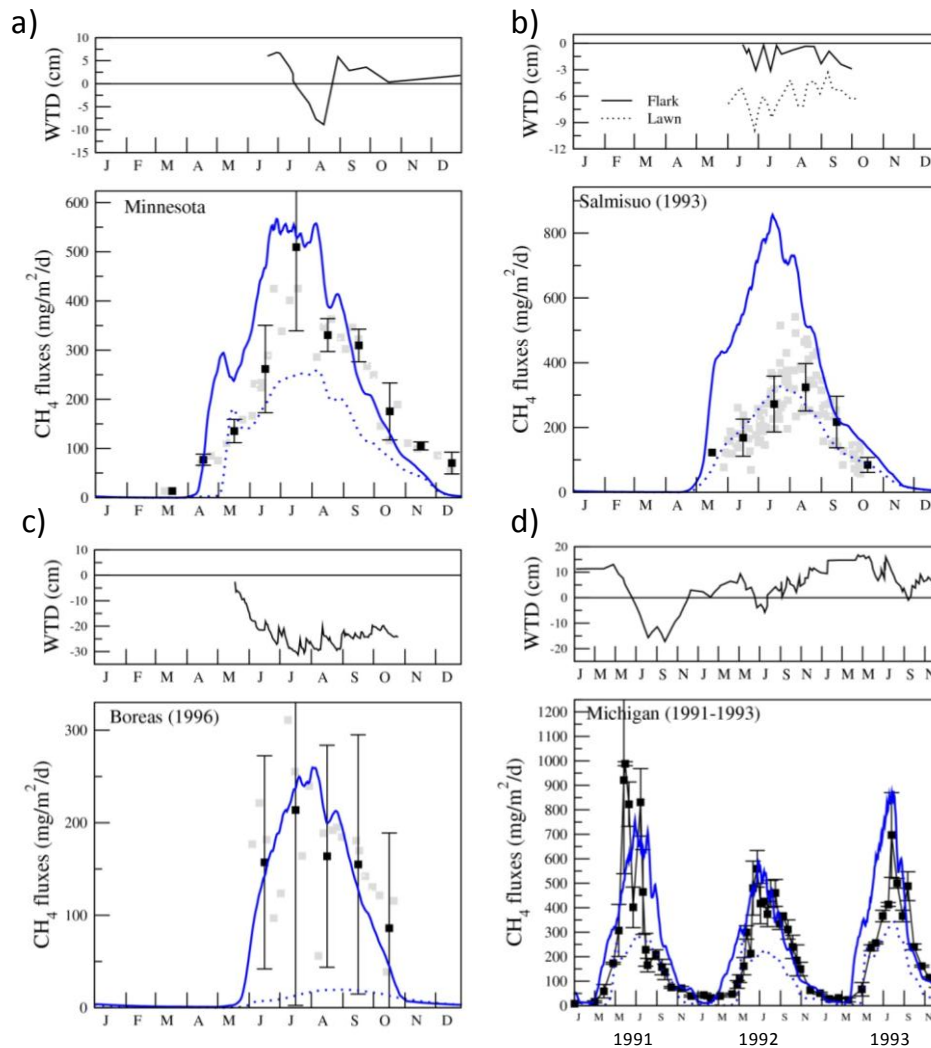


Figure 2.3 : Evaluation sur sites des densités de flux de CH_4 simulées par ORCHIDEE. Les observations correspondent aux ronds noirs. Les densités de flux simulées pour une WTD=0 cm (traits bleus pleins) et pour une WTD=-10 cm (traits bleus pointillés) sont données. La WTD observée est également tracée pour chaque site. La WTD et la densité de flux tracées pour le site Boreas (d) correspondent à des observations de deux années différentes (respectivement 1996 et 2002). Comme expliqué au début de ce Chapitre, une WTD négative signifie que la water-table est en-dessous de la surface du sol, positive qu'elle est au-dessus. Deux évolutions de la WTD sont données pour le site Salmisuo : elles correspondent à des mesures réalisées en deux microtopographies différentes du site.

Le modèle de densités de flux de CH_4 de [Walter *et al.*, 2001] a ainsi été intégré au sein d'ORCHIDEE. Cette approche « processus » a auparavant été modifiée afin de prendre en compte de manière plus explicite le substrat de la méthanogenèse. L'intégration au sein d'ORCHIDEE d'un calcul des densités de flux de CH_4 par les wetlands s'est faite en parallèle de celle du calcul de la dynamique des étendues de wetlands.

2.3) Calcul des étendues de wetlands

2.3.1) Etat de l'art

La plupart des modèles de flux de CH₄ émis par les wetlands décrits auparavant utilisent les données de [Matthews and Fung, 1987] pour prescrire les étendues de wetlands à l'échelle globale. Cette cartographie fournit la distribution des étendues de wetlands en se basant sur une combinaison de trois informations indépendantes : une base de données UNESCO sur la répartition de la végétation [Matthews, 1983], une base de données FAO sur la nature du sol [Zobler, 1986] et une base de données ONC (Operational Navigation Charts) sur les surfaces inondées. Elle donne ainsi la fraction de wetlands pour chaque maille de 1° par 1°. Selon cette source, les wetlands couvrent $5\,263.10^{12}$ m² distribués comme suit : 50, 20 et 30% respectivement pour les bandes de latitudes 50°N-70°N, 20°N-50°N et 20°N-30°S. [Matthews and Fung, 1987] classent les wetlands en cinq groupes majeurs, sur la base de critères environnementaux et écologiques censés gouverner les émissions de CH₄. Ces cinq groupes sont : (1) forested et (2) non-forested bogs, (3) forested et (4) non-forested swamps et (5) alluvial formations. Ces 5 groupes comptent, respectivement, pour 39, 17, 21, 19 et 4% des wetlands à l'échelle globale. D'autres bases de données ont été réalisées depuis [Matthews and Fung, 1987] (par ex, GGHYDRO de [Cogley, 1998], [Loveland et al., 2000]). Que ce soit la base de données de [Matthews and Fung, 1987] ou celles plus récentes, les distributions de wetlands fournies sont fixes dans le temps. Ces étendues fixes reflètent ce qui peut être considéré comme des étendues maximales climatologiques ; l'inondation occupant une fraction plus ou moins importante selon la saison ou l'année considérée au sein de ces étendues.

Le modèle de [Wania et al., 2010] se focalise sur les peatlands aux hautes latitudes. La base de donnée de [Matthews and Fung, 1987] n'est pas utilisée mais la stratégie est un peu similaire : une carte de contenu en carbone sol organique (données IGBP-DIS [Global Soil Data Task Group, 2000]), fixe dans le temps, a été utilisée pour diagnostiquer le pourcentage de chaque maille de 1°x1° considérée comme étendues de peatlands climatologiques. L'hypothèse faite est que, des conditions anaérobies conduisant à une accumulation de carbone, le contenu en carbone organique d'un sol est un bon indicateur de l'inondation et donc de l'étendue des peatlands. Chaque maille de (5'x5')¹⁷ de la base de donnée IGBP-DIS [Global Soil Data Task Group, 2000] dont le contenu en carbone sol du 1^{er} m est supérieur à 31 kg.m⁻² est considérée comme peatland (binaire : 1 ou 0). De ceci, une carte donnant la fraction de peatland à la résolution 1°x1° est produite. Les fractions de mailles ainsi déterminées, en plus d'émettre potentiellement du CH₄, subissent un traitement de l'hydrologie et un calcul du carbone sol qui diffèrent des autres fractions.

Dans ces études, bien que les étendues de wetlands utilisées soient fixes dans le temps, une variabilité temporelle associée aux processus hydrologiques est introduite. Ainsi, [Fung et al., 1991] appliquent un « filtre » à la distribution de wetlands données par [Matthews and Fung, 1987] : pour les mailles dont la température de surface n'est jamais négative au cours de l'année, la saison active d'émission de CH₄ est constituée des mois où les précipitations mensuelles sont supérieures à l'évaporation potentielle¹⁸. [Walter et al., 2001], [Zhuang et al., 2004] et [Wania et al., 2010] (et

¹⁷ « ' » : symbole de la minute. 1' = 60^{ème} de degré

¹⁸ Pour les autres mailles, la saison d'émissions commence quand la température de surface devient supérieure à 5°C et se finit quand elle passe sous 0°C.

dans une moindre mesure, [Cao et al., 1996]) introduisent une variabilité temporelle au sein des étendues fixes qu'ils utilisent ([Matthews and Fung, 1987] ou carte de carbone sol) en simulant une variation de la hauteur de nappe phréatique au sein de la fraction fixe considérée comme wetlands. Cette WTD sera considérée comme la limite entre zone anaérobie de production et zone aérobie d'oxydation du CH₄¹⁹ et sera donc une entrée clé des modèles de densités de flux (cf. section 2.2).

Des approches plus mécanistes ont été prises en compte pour simuler la dynamique des wetlands dans le cadre d'études sur (i) la variation des émissions de CH₄ par les wetlands entre périodes glaciaires et inter-glaciaires [Chappellaz et al., 1993b; Kaplan et al., 2006; Kaplan, 2002; de Noblet-Ducoudré et al., 2002; Poutou, 2003] ou (ii) les interactions climat/surfaces d'eau libre [Coe, 1998; Krinner, 2003].

Au Dernier Maximum Glaciaire (DMG), les étendues de wetlands ont pu sensiblement être différentes de celles de l'Holocène ; notamment à cause de (i) la couverture d'une partie de la surface continentale par les calottes de glace et (ii) la baisse du niveau marin qui entraîne l'émergence d'importantes marges continentales. A la fois, les carottes marines profondes [Hanebuth et al., 2000] et la paléo-végétation étudiée via le des échantillons de pollen [Webb et al., 1993] indiquent que la dynamique des wetlands a été fortement impactée au DMG. L'étude de la différence des émissions de CH₄ par les wetlands entre DMG et Holocène a donc nécessité une prise en compte de l'évolution des étendues de wetlands. [Chappellaz et al., 1993b] ont établi, sur des données actuelles, une relation statistique entre végétation, topographie et présence de wetlands et ont ensuite extrapolé cette relation à des reconstructions de la végétation et de la topographie au DMG pour déterminer l'étendue des wetlands à cette époque. [Kaplan et al., 2006; Kaplan, 2002] ont estimé la variation de la distribution des wetlands entre DMG et Holocène à l'aide de seuils concernant la topographie et l'humidité du sol simulée par un DGVM: pour une maille donnée, dès que l'humidité du sol dépasse 65% et que la pente est inférieure à 30%, la maille est considérée comme wetland. Ces valeurs sont déterminées empiriquement.

[Krinner, 2003] a modifié la représentation de la surface au sein du modèle de circulation atmosphérique LMDz pour prendre en compte la rétroaction biophysique climat/étendues d'eau libre. La hauteur d'eau (h) d'un wetland (ou d'un lac) est déterminée par :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = - \frac{\max(h - h_c, 0)}{\tau_{out}} \quad (2.22)$$

Où h_c est la hauteur d'eau critique et τ_{out} est la constante de temps déterminant les flux sortants du réservoir d'eau que constitue le lac ou le wetland. Le contenu en eau du lac/wetland augmente par les précipitations et par le ruissellement des autres surfaces au sein de la même maille. Seule une fraction de ce ruissellement, proportionnelle à la fraction de la maille occupée par le lac/wetland, gagne le réservoir d'eau libre. Les deux paramètres (h_c et τ_{out}) diffèrent selon que la surface d'eau libre considérée est un lac ou un wetland. Pour un wetland, h_c vaut 0.05 m²⁰ et le temps τ_{out} est une fonction linéaire d'un indice de drainage variable dans l'espace [Bouwman et al., 1993]. La fraction d'étendue de wetland (f) au sein d'une maille donnée est calculée par :

¹⁹ Le modèle de [Wania et al., 2010] est plus explicite, prenant en compte explicitement une diffusion de l'O₂ (cf. section 2.2)

²⁰ Un wetland est considéré chez [Krinner, 2003] comme un lac qui perd de l'eau par flux sortants dès que de l'eau est présente

$$f = f_m \cdot \max\left(0.01, 1 - e^{-\frac{q}{q_c}}\right) \quad (2.23)$$

où:

- $f_m = \max(f_{m1}, f_{m2})$ est la fraction maximale de wetland. f_{m1} est une fonction linéaire de l'indice topographique moyen de la maille et f_{m2} est la fraction de wetlands issue d'une base de données [Cogley, 1998].
- q_c est un contenu critique valant $h_c \cdot f_m$. Et q est le contenu en eau total du wetland, défini comme la fraction f au pas de temps précédent multipliée par la hauteur d'eau h du wetland.

Etant donné que la fraction d'occupation d'un wetland au sein de la maille varie fortement au cours du temps, le bassin hydrologique du wetland est considéré plus proche de f_m que de f : la fraction de ruissellement capturé par le wetland au sein de la maille vaut donc f_m .

Les modèles SWAM [Coe, 1997; 1998] puis HYDRA [Coe, 2000] sont basés sur un « modèle de réservoirs linéaire ». Celui-ci calcule les surfaces d'eau libre, dénommées lacs et wetlands, comme une fonction du volume d'eau présent (résolution $1^\circ \times 1^\circ$) et de la topographie locale ($5' \times 5'$). Le contenu en eau d'une maille provient du bilan « précipitations – évaporation » et du transport d'eau depuis les mailles en amont vers l'aval. Les rivières, lacs et wetlands sont définis comme un réseau hydrologique continu dans lequel l'eau du runoff est transportée via les rivières et remplit les lacs et les wetlands et est éventuellement exportée vers l'océan. [de Noblet-Ducoudré et al., 2002] utilisent le modèle HYDRA pour étudier les étendues des lacs et des wetlands au DMG. La distinction lacs/wetlands est basée sur l'épaisseur de la couche d'eau au-dessus du sol. Si cette couche est supérieure à 1m, l'étendue d'eau est considérée comme un lac, sinon, elle est considérée comme un wetland.

La définition d'un wetland pour [Krinner, 2003] et [Kaplan, 2002] est radicalement différente de celle de [Coe, 1998]. Pour les premiers, un wetland est formé par des sols qui sont saturés localement alors que pour [Coe, 1998], les wetlands correspondent à des « plaines d'inondations » (floodplains), c.à.d des surfaces inondées à cause du débordement d'une rivière. Dans ce cas, les transports latéraux d'eau entre les mailles doivent être nécessairement pris en compte et la plaine d'inondation se forme quand le flux latéral entrant d'une maille dépasse le flux latéral sortant.

2.3.2) Concept et formalisme de TOPMODEL

Malgré la variabilité importante des wetlands (en termes de saisonnalité, taille, localisation, etc. : voir Chapitre 1), les wetlands présentent des caractéristiques communes dont la plus importante est la présence d'eau stagnante pour une période donnée de l'année ; soit au niveau de la surface du sol, soit au sein de la zone racinaire. A l'échelle globale, la présence de conditions humides semble principalement liée à la géomorphologie et au climat [Mistch and Gosselink, 2000]. Une résolution spatiale typique d'ORCHIDEE est de 1° par 1° . Un bilan hydrique est effectué à cette résolution²¹ et, pour chaque maille, le contenu en eau du sol est ainsi estimé. La prise en compte d'une topographie sous-maille permet de redistribuer au sein de chaque maille le contenu en eau calculé par ORCHIDEE et de donner ainsi une fraction de maille saturée. [Krinner, 2003; Poutou, 2003] et utilisent cette

²¹ En fait, une discrétisation sous-maille est effectuée au niveau de ce bilan en fonction des PFTs

topographie sous-maille mais leur approche nécessite de prescrire le temps de résidence de l'eau au sein des lacs/wetlands et de pré-dimensionner la taille de ces réservoirs. L'approche TOPMODEL permet de palier ces limitations. Le formalisme TOPMODEL (TOPography based hydrological MODEL) a été initialement développé à l'échelle du bassin versant. C'est un modèle conceptuel pluie/débit qui tient compte de la forte influence de la topographie sur la production d'hétérogénéité spatiale d'humidité des sols et l'hétérogénéité du ruissellement de surface associé [Beven and Kirkby, 1979; Sivapalan et al., 1987]. Le couplage de l'approche TOPMODEL avec ORCHIDEE est ici utilisé pour redistribuer, au sein de chaque maille, le contenu en eau moyen donné par le DGVM via la topographie sous-maille et diagnostiquer ainsi la fraction saturée de la maille. Les étendues de wetlands seront dérivées de ces fractions saturées diagnostiquées.

Schématiquement, le ruissellement de surface peut être généré dans deux situations distinctes: le mécanisme d'Horton et le mécanisme de Dunne. Du ruissellement de surface est produit, via le mécanisme d'Horton, quand l'intensité des précipitations excède la capacité maximale d'infiltration du sol, c.à.d. lorsque le taux de précipitations est supérieure à la conductivité hydraulique à saturation du sol. Ce mécanisme est prépondérant dans les zones désertiques ou semi-arides (l'absence de végétation conduit à un sol peu poreux) ou par exemple, lorsque la neige fond sur un sol encore gelé. Via le mécanisme de Dunne, le runoff est généré quand les précipitations tombent sur un sol déjà saturé. La saturation des couches de sol superficielles est liée à une saturation des horizons de sol plus profonds. Ce type de ruissellement intervient dans des zones relativement humides et couvertes de végétation. Alors que le mécanisme d'Horton est principalement lié à une hétérogénéité spatiale des précipitations, le mécanisme de Dunne est à mettre en relation avec une hétérogénéité de la redistribution spatiale de l'humidité du sol. Cette redistribution est due à la fois à la l'hétérogénéité des propriétés de surface (végétation, profondeur, etc.) et à la structure topographique du bassin. L'approche TOPMODEL permet de prendre en compte le ruissellement de Dunne. Ceci se fait via la représentation des surfaces saturées. C'est ce point précis de TOPMODEL qui nous intéresse car nous permettant d'utiliser cette approche pour simuler la dynamique des wetlands. Les principales hypothèses sous-jacentes à l'utilisation de TOPMODEL sont :

- l'existence d'un front de saturation dans le sol, souvent assimilé au toit d'une nappe (ou WTD). La distance entre position de la water-table et surface du sol sera appelée déficit dans la suite de ce paragraphe. Nous reviendrons en section 2.3.5 sur ces différentes notions.
- le fait que la topographie est la cause primaire de la variabilité de la WTD à l'intérieur de la plupart des bassins. En d'autres termes, les flux latéraux de subsurface sont la cause primaire de la genèse de surfaces saturées au sein du bassin (cf. Figure de l'Encadré 2.1).

Soit un bassin g ayant un déficit global D_t et un indice topographique moyen $\bar{\lambda}$. L'indice topographique est défini de telle sorte qu'un indice topographique de faible valeur correspond à une pente forte (cf. Encadré 2.1 : équation 2.31). Nous divisons ce bassin en plusieurs pixels (typiquement 10000). Soit p l'un de ces pixels, il a un déficit local $d_{i,t}$ et un indice topographique λ_i . L'approche TOPMODEL relie le déficit local de ce pixel au déficit global par la relation (2.24). L'obtention de cette relation et les hypothèses nécessaires à celle-ci sont présentées dans l'Encadré 2.1.

$$D_t - d_{i,t} = -M(\bar{\lambda} - \lambda_i) \quad (2.24)$$

Pour chaque bassin, nous disposons d'une fonction de distribution (notée δ) des indices topographiques des pixels constituant ce bassin. La valeur de l'indice topographique est reliée à sa « saturabilité²² ». Cela rejoint l'hypothèse que la topographie est la cause primaire de la variabilité de la WTD : les pixels saturés en premier seront ceux d'indice topographique élevé. Une fonction de distribution type des indices topographiques d'un bassin est représentée schématiquement en Figure 2.4.

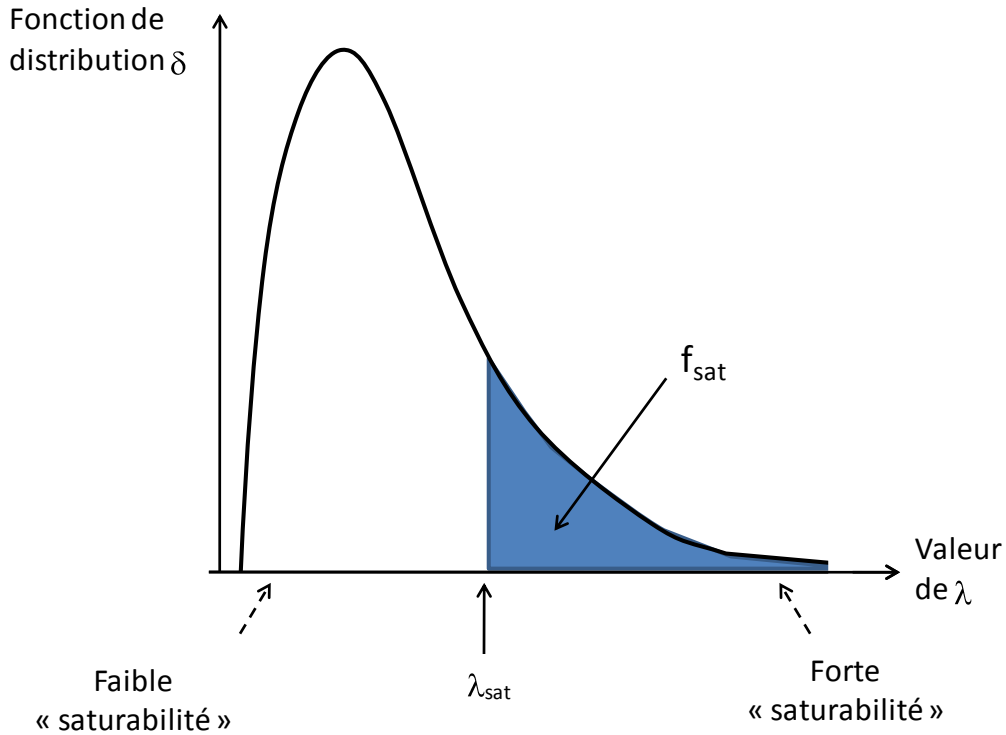


Figure 2.4 : Fonction de distribution type d'indices topographiques pour un bassin donné. Les indices topographiques élevés caractérisent des pixels qui ont la plus grande « saturabilité ». λ_{sat} est l'indice topographique seuil tel que tous les pixels ayant un indice topographique $\lambda > \lambda_{sat}$ ont un déficit local nul ou négatif. La fraction saturée du bassin est constituée des pixels ayant un indice topographique supérieur à λ_{sat} .

Au sein de la relation (2.24), pour une valeur donnée de D_t , nous pouvons déterminer une valeur seuil d'indice topographique, λ_{sat} , telle que tous les pixels ayant un indice topographique $\lambda > \lambda_{sat}$ ont un déficit local nul ou négatif (c.-à-d. $d_{i,t} \leq 0$) (cf. Figure 2.4). A chaque valeur D_t , nous pouvons associer une valeur seuil λ_{sat} . En nous plaçant au pixel défini par $(d_{i,t}=0, \lambda=\lambda_{sat})$, la relation (2.24) devient alors :

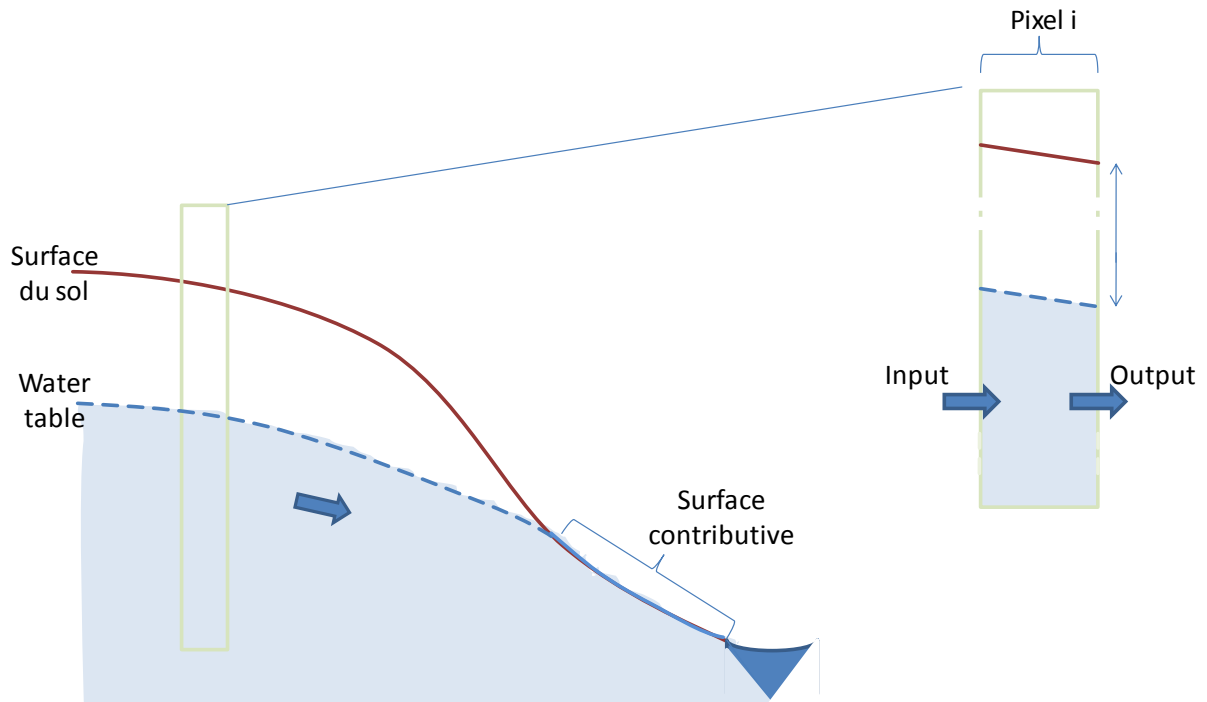
$$\frac{D_t}{M} = \lambda_{sat} - \bar{\lambda} \quad (2.25)$$

et permet de relier D_t et λ_{sat} . La fraction saturée du bassin g , notée f_{sat} , est constituée des pixels où le déficit est nul ou négatif. Elle vaut :

$$f_{sat} = \int_{\lambda_{sat}}^{\lambda_{max}} \delta(\lambda_i) \cdot d\lambda_i \quad (2.26)$$

²² Nous définissons par ce terme la facilité avec laquelle un pixel peut être saturé

Encadré 2.1 : Obtention de la formule $D_t - d_{i,t} = -M(\bar{\lambda} - \lambda_i)$



A l'instant t , sous des **conditions de quasi-équilibre**, pour un pixel i ,

$$\text{input} = \text{output} \quad (2.27)$$

Or $\text{input} = a_i \cdot r_i$ avec a_i : aire de drainage (par unité de contour) du pixel i et r_i : taux de recharge

Et $\text{output} = T_{i,t} \cdot \tan \beta_i$ avec $T_{i,t}$: transmissivité et $\tan \beta_i$: gradient hydraulique local. C'est une approximation de la loi de Darcy. **La WTD est supposé parallèle au sol en tout pixel i .**

$$D'où, \quad a_i \cdot r_i = T_{i,t} \cdot \tan \beta_i \quad (2.28)$$

Or, $T_{i,t} = \int_{d_{i,t}}^{\infty} k_{\text{sat}}(z_i) \cdot dz_i$ avec k_{sat} la conductivité hydraulique à saturation. T est l'intégration de k_{sat} sur l'épaisseur du front de saturation, c-à-d du toit de la nappe, noté $d_{i,t}$ jusqu'à ∞ .

L'hypothèse est faite que k_{sat} décroît avec la profondeur. D'où, $T_{i,t} = T_0 \cdot e^{-d_{i,t}/M}$ (2.29)

$$(2.28) \& (2.29) \Rightarrow d_{i,t} = -M \left[\lambda_i + \ln \left(\frac{r_i}{T_0} \right) \right] \quad (2.30)$$

$$\text{Avec } \lambda_i \text{ défini comme l'indice topographique, } \lambda_i = \ln(a_i / \tan \beta_i) \quad (2.31)$$

$$\text{De plus, } D_t = \frac{1}{A} \int d_{i,t} \cdot dA \quad (2.32)$$

$$(2.30) \& (2.32) \Rightarrow D_t = -M \left[\bar{\lambda} + \ln \left(\frac{r_i}{T_0} \right) \right] \quad (2.33)$$

$$\text{Et enfin, } (2.33) - (2.30) \Rightarrow D_t - d_{i,t} = -M(\bar{\lambda} - \lambda_i) \quad (2.34)$$

2.3.3) Incorporation de l'approche TOPMODEL dans ORCHIDEE

Le formalisme TOPMODEL a été intégré au sein d'ORCHIDEE. Ce formalisme a déjà été inclus dans plusieurs schémas de surface, notamment : TOPLATS [Famiglietti and Wood, 1994], NSIPP [Ducharne et al., 2000; Koster et al., 2000], ISBA [Decharme and Douville, 2005; Habets and Saulnier, 2001] et MOSES [Gedney and Cox, 2003]. Le couplage ORCHIDEE-TOPMODEL s'inspire fortement du travail fait pour ISBA. Notons également que le couplage MOSES-TOPMODEL a été utilisé pour diagnostiquer les étendues de wetlands : nous y reviendrons dans la section 2.3.6.

L'hypothèse faite ici, comme lors des couplages concernant ISBA et MOSES, est que la relation entre l'humidité du sol à l'échelle du sous-bassin et la topographie peut s'appliquer aux mailles typiques de 1°x1° des modèles de surfaces (LSM dans la suite, pour « Land Surface Model »), c.à.d à des échelles plus grandes que celle d'un bassin hydrographique typique. Schématiquement, le couplage entre TOPMODEL et un LSM est le suivant : le déficit moyen d'une maille g calculé à chaque pas de temps par le LSM est redistribué au sein de cette maille via le modèle à topographie fine.

i) formalisme corrigé

Le formalisme introduit dans ORCHIDEE diffère de celui décrit en section 2.3.2. Il prend en compte la correction d'un biais mis en évidence par [Saulnier and Datin, 2004]. En effet, le formalisme classique peut conduire à un déficit local ($d_{i,t}$) négatif, ce qui peut entraîner un déficit moyen lui aussi négatif et à une sous-estimation de la fraction saturée de la maille. [Saulnier and Datin, 2004] ont proposé un formalisme corrigé en bornant le déficit local : $0 \leq d_{i,t} \leq d_0$ avec d_0 = déficit local maximum. Trois surfaces spécifiques au sein d'un même bassin peuvent être alors définies :

- une surface saturée A_{sat} (dont la fraction au sein de la maille est notée f_{sat}) où le déficit $d_{i,t} = 0$. Cette surface est caractérisée par les pixels dont l'indice topographique vaut $\lambda_i \geq \lambda_{sat}$.
- une surface A_0 (dont la fraction au sein de la maille est notée f_0) où le déficit $d_{i,t} = d_0$. Cette surface est déterminée par l'ensemble des pixels d'indice topographique $\lambda_i \leq \lambda_0$
- le reste de la maille : $A - A_{sat} - A_0$, notée A' où le déficit local $0 < d_{i,t} < d_0$ et dont l'indice topographique moyen sur l'ensemble de cette fraction est : $\bar{\lambda}'$

En partant de l'équation 2.32 et en divisant la surface de la maille A par les 3 surfaces définies ci-dessus, la relation 2.24 est substituée par :

$$\frac{D_t}{M} = \frac{A'}{A} (\lambda_i - \bar{\lambda}') + \frac{A'}{A} \frac{d_{i,t}}{M} + \frac{A_0}{A} \frac{d_0}{M} \quad (2.36)$$

Le détail des équations est donné en Annexe 2.3 dans un cadre plus général. En se plaçant à $\lambda_i = \lambda_{sat}$, $d_{i,t}$ vaut 0 et l'équation 2.36 donne la relation entre le déficit global D_t et valeur seuil λ_{sat} , c.à.d l'équivalent de l'équation 2.25 dans le cadre du formalisme corrigé de [Saulnier and Datin, 2004] :

$$\frac{D_t}{M} = \frac{A'}{A} (\lambda_{sat} - \bar{\lambda}') + \frac{A_0}{A} \frac{d_0}{M} \quad (2.37)$$

ii) stratégie de couplage

Au 1^{er} pas de temps d'une simulation ORCHIDEE-TOPMODEL, les relations $\lambda_{sat} = f(D_t)$ et $f_{sat} = f(\lambda_{sat})$ sont établies pour chaque maille, respectivement à partir des formules (2.37) et (2.26).

- L'obtention de $\lambda_{sat} = f(D_t)$ nécessite l'obtention de $\bar{\lambda}'$, et donc de λ_0 . Une relation simple existe entre λ_0 et λ_{sat} (cf. 2.3.4 pour l'établissement de cette relation dans un cadre plus général). La distribution spatiale des indices topographiques au sein de chaque maille (δ) est approchée par une distribution gamma à trois paramètres, plus maniable que la distribution réelle. Les trois paramètres de cette fonction sont dérivés de la moyenne, de l'écart-type et de l'obliquité de la distribution réelle d'indices topographiques donnée par la base HYDRO1K à une résolution de 1 km x 1 km [http://gcmd.nasa.gov/records/GCMD_HYDRO1K.html].
- L'obtention de $f_{sat} = f(\lambda_{sat})$ nécessite le calcul d'une intégrale de la fonction de distribution δ . Cette intégrale est calculée à partir d'une fonction gamma incomplète généralisée [e.g. *Decharme et al.*, 2006].

A chaque pas de temps, le contenu en eau du sol calculé par ORCHIDEE est converti en déficit moyen de la maille D_t . Celui-ci permet d'obtenir λ_{sat} puis f_{sat} grâce aux deux relations établies ci-dessus. Le déficit moyen (D_t), nécessaire en entrée de TOPMODEL, est supposé proportionnel à l'humidité du sol calculé par ORCHIDEE. Les relations entre humidité du sol et D_t [*Decharme et al.*, 2006] ont ici été adaptées à la gamme de variation du contenu en eau du sol d'ORCHIDEE. En effet, le modèle ORCHIDEE étant centré sur les échanges plantes/atmosphère, le contenu en eau du sol varie du point de flétrissement permanent (ω_{wilt}) au contenu à la capacité au champ (ω_{fc}) et ne peut atteindre la saturation (ω_{sat}). Le déficit local maximum (d_0) (fixe au cours du temps pour chaque maille) et le déficit moyen de la maille (D_t , variable au cours du temps) sont calculés de la sorte :

$$d_0 = (\omega_{sat} - \omega_{wilt}) \cdot h_{sol} \quad (2.38)$$

$$D_t = ((\omega_{sat} - \omega_{wilt}) - (\omega_{soil} + d_r)) \cdot h_{sol} \quad (2.39)$$

où h_{sol} est la profondeur de la totalité du sol d'ORCHIDEE (2 m fixé de manière uniforme sur le globe), ω_{soil} est le contenu en eau du sol calculé par ORCHIDEE sur l'ensemble de ces 2m, d_r est la quantité d'eau en excès par rapport à la capacité au champ (ω_{fc}) qui part en drainage au pas de temps suivant. d_0 et D_t sont tous deux calculées par rapport au contenu à saturation (ω_{sat}) bien que le contenu en eau du sol d'ORCHIDEE ne puisse atteindre ce point. En contrepartie, le déficit par rapport à ω_{sat} est calculé en prenant en compte non seulement le contenu en eau du sol à l'instant t mais également la quantité d'eau excédant $\omega_{fc} - \omega_{wilt}$ transformée en drainage à la fin du pas de temps. Cette paramétrisation ne permet pas à l'eau en excès de $\omega_{fc} - \omega_{wilt}$ d'être temporairement stockée et conduit à augmenter la fraction saturée spontanément. Toutefois un déficit par rapport à $\omega_{fc} - \omega_{wilt}$ n'aurait pas de sens car la fraction de la maille que nous cherchons à calculer est la fraction saturée et non la fraction à la capacité au champ. Ceci pose tout de même la question de la compatibilité entre TOPMODEL et ORCHIDEE dans sa version actuelle.

Une paramétrisation de l'effet du gel sur l'hydrologie a été introduite au sein d'ORCHIDEE. Le calcul du ruissellement de surface a été modifié suite à cette paramétrisation et au calcul diagnostique des fractions saturées de chaque maille. Cette modification engendre des variations des débits des fleuves simulés via un schéma de routage [*Ngo-Duc et al.*, 2005]. Une comparaison des débits simulés après

les différentes modifications (gel, TOPMODEL) relativement aux débits observés sur quinze grands bassins hydrologiques a notamment permis une évaluation de ces modifications. Le lecteur se rapportera à la section 2.3.7 pour une description de ces modifications et cette évaluation.

L'équation 2.39 permet de passer d'un contenu en eau du sol à un déficit, en considérant proportionnelles ces deux variables. D'autres approches [Koster *et al.*, 2000; Gedney and Cox, 2003] ont utilisé une équation pronostique pour déterminer le déficit moyen de chaque maille ; ce dernier prenant la forme d'un toit d'une nappe. Quelque soit la stratégie choisie, elle permet le passage de la notion de transferts verticaux de l'eau qui prévaut au sein des LSMs (par exemple, remontée/descente de l'eau au sein d'un « bucket ») à celle de transferts horizontaux propres à TOPMODEL (cf. schéma de l'encadré 2.1). Dans la présente étude, cette stratégie de couplage a, de plus, dû être adaptée aux spécificités du modèle ORCHIDEE.

2.3.4) Développement de l'approche TOPMODEL pour la prise en compte d'autres fractions de mailles de déficit donné

Le couplage ORCHIDEE/TOPMODEL tel que décrit ci-dessus permet de diagnostiquer la dynamique des surfaces saturées (A_{sat}). De la même manière et via une relation entre λ_0 et λ_{sat} , elle permet de diagnostiquer la dynamique des surfaces ayant un déficit maximal (A_0) et, par déduction, celle des surfaces ayant un déficit entre 0 et d_0 (surface $A' = A - A_{sat} - A_0$). Toutefois, l'approche TOPMODEL ne fournit pas d'information sur la manière dont le déficit est réparti au sein de A' . La sensibilité des émissions de CH_4 à la position de la WTD est assez mal définie sur sites [e.g. Freeman *et al.*, 1993; White *et al.*, 2008; Zona *et al.*, 2009]. La WTD pourrait agir comme un « bouton on/off » sur les émissions [Christensen *et al.*, 2003]. Il nous a paru intéressant, non seulement de simuler la dynamique des étendues de wetlands (horizontale), mais également de prendre en compte une variabilité de la WTD (verticale). L'approche TOPMODEL peut être élargie à cet effet afin de diagnostiquer la dynamique des zones saturées (c.à.d. les zones de déficit nul) mais aussi celle de zones ayant un déficit prescrit (par exemple, ayant un déficit entre 0 cm et 20 cm). Cette section donne les équations relatives à ce « développement ». L'idée consiste à raffiner le diagnostic en décomposant A' , c.à.d. la zone de déficit compris entre d_0 et 0, en surfaces ayant des bornes de déficit plus rapprochées.

Reprenons l'équation 2.36 :

$$\frac{D_t}{M} = \frac{A'}{A} (\lambda_i - \bar{\lambda}') + \frac{A'}{A} \frac{d_{i,t}}{M} + \frac{A_0}{A} \frac{d_0}{M} \quad (2.36)$$

Pour un déficit D_t donné, soit deux pixels notés x et y et définis respectivement par (d_x, λ_x) et (d_y, λ_y) . Ces deux pixels font partis de A' : λ_x et λ_y sont tous deux compris entre λ_0 et λ_{sat} (et leur déficit local est entre d_0 et 0). En appliquant 2.36 à ces deux pixels, les équations suivantes sont obtenues :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{D_t}{M} = \frac{A'}{A} (\lambda_x - \bar{\lambda}') + \frac{A'}{A} \frac{d_{x,t}}{M} + \frac{A_0}{A} \frac{d_0}{M} \\ \frac{D_t}{M} = \frac{A'}{A} (\lambda_y - \bar{\lambda}') + \frac{A'}{A} \frac{d_{y,t}}{M} + \frac{A_0}{A} \frac{d_0}{M} \end{array} \right. \quad \begin{array}{l} (2.40) \\ (2.41) \end{array}$$

En soustrayant (2.40) et (2.41), on aboutit à une relation simple entre les indices topographiques et leurs déficits²³ :

$$\lambda_x - \lambda_y = \frac{d_{y,t} - d_{x,t}}{M} \quad (2.42)$$

La fraction de maille définie entre d_x et d_y , notée f_{x-y} , vaut

$$f_{x-y} = \int_{\lambda_x}^{\lambda_y} \delta(\lambda_i) \cdot d\lambda_i \quad (2.43)$$

où δ est la fonction de distribution des indices topographiques décrite précédemment.

Soit $G(\lambda)$ la fonction définie par :

$$G(\lambda) = \int_{\lambda}^{\lambda_{\max}} \delta(\lambda_i) \cdot d\lambda_i \quad (2.44)$$

$$\text{Alors, } f_{x-y} = \int_{\lambda_x}^{\lambda_{\max}} \delta(\lambda_i) \cdot d\lambda_i - \int_{\lambda_y}^{\lambda_{\max}} \delta(\lambda_i) \cdot d\lambda_i = G(\lambda_x) - G(\lambda_y) \quad (2.45)$$

Or $G(\lambda_{\text{sat}}) = f_{\text{sat}}$. Pour chaque maille, la fonction G est déterminée pour l'ensemble des valeurs de λ au 1^{er} pas de temps de la simulation d'ORCHIDEE-TOPMODEL. Le calcul de la fraction f_{x-y} n'entraîne pas d'augmentation de temps de calcul.

Cherchons par exemple à déterminer la fraction dont le déficit est compris entre 0 et 20cm et celles dont le déficit est compris entre 20cm et 30cm. λ_{sat} et f_{sat} ont déjà été obtenus comme explicité aux paragraphes précédents. La fraction composée des pixels ayant une WTD comprise entre la surface du sol et -20 cm (c.à.d 20 cm en dessous de la surface du sol), notée $f_{20-\text{sat}}$ sera obtenue par :

$$f_{20-\text{sat}} = G(\lambda_{20}) - G(\lambda_{\text{sat}}) = G(\lambda_{20}) - f_{\text{sat}} \quad (2.46)$$

$$\text{Avec, déduit de l'équation 2.42, } \lambda_{20} = \lambda_{\text{sat}} + \frac{-d_{20}}{M} \quad (2.47)$$

Où $d_{20} = 20$ cm. En procédant ainsi par itération on peut déterminer successivement les fractions de déficit plus important. La fraction composée des pixels ayant un déficit compris entre 20cm et 30cm, notée f_{30-20} sera obtenue par :

$$f_{30-20} = G(\lambda_{30}) - G(\lambda_{20}) = G(\lambda_{30}) - f_{20-\text{sat}} - f_{\text{sat}} \quad (2.48)$$

$$\text{Avec, déduit de l'équation 2.42, } \lambda_{30} = \lambda_{20} + \frac{d_{20} - d_{30}}{M} \quad (2.49)$$

Et $d_{30} = 30$ cm.

²³ En prenant y défini par (d_0, λ_0) et x par $(0, \lambda_{\text{sat}})$, nous retrouvons la relation entre les indices seuils des fractions A_0 et A_{sat} .

Les relations (2.46) et (2.47) permettent ainsi d'utiliser le couplage ORCHIDEE-TOPMODEL pour, non seulement, déterminer les fractions saturées de chaque maille mais également celles dont le déficit est entre 0 et 20 cm. Ces surfaces permettront de prendre en compte les wetlands non saturés mais qui émettent malgré tout du CH₄.

2.3.5) Notions de déficit à la saturation et toit de nappe phréatique

Lors d'un couplage LSM/TOPMODEL, TOPMODEL est utilisé pour redistribuer, au sein de chaque maille, un déficit moyen. Ce déficit moyen peut être calculé comme un écart entre le contenu du sol simulé par le LSM et le contenu à saturation : c'est le choix qui a été fait ici (équation 2.39), conformément à [Decharme et al., 2006]. D'autres couplages LSM-TOPMODEL se basent sur une stratégie différente pour obtenir D_t. Une alternative consiste à définir le déficit comme une profondeur entre surface du sol et toit d'une nappe. Ce sont [Sivapalan et al., 1987] qui les premiers introduisirent la notion de nappe au sein de TOPMODEL et avec elle, celle de profondeur de toit de nappe.

Par définition, le toit de la nappe définit la limite entre zone inférieure du sol où l'eau est susceptible de bouger par gravité (c.à.d où le contenu en eau est proche de ω_{sat} ; ou du moins $>\omega_{fc}$) et zone supérieure du sol où ce n'est plus le cas (contenu en eau du sol $<\omega_{fc}$). Une hauteur de nappe est ainsi pronostiquée de manière plus ou moins explicite dans d'autres couplages LSM-TOPMODEL [Koster et al., 2000; Gedney and Cox, 2003]. [Gedney and Cox, 2003] ajoutent une couche de sol profond, de 12 m d'épaisseur, en-dessous des quatre couches initiales de leur LSM (~2m). La WTD est alors pronostiquée au sein de cette couche selon :

$$\rho\theta_{sat}\frac{d\overline{z_w}}{dt} = I - Q \quad (2.50)$$

Où ρ et θ_{sat} sont respectivement la densité de l'eau et le contenu volumétrique du sol à saturation, $\overline{z_w}$ est la WTD et I et Q sont les entrées/sorties en eau de la couche de sol. La valeur du déficit moyen de la maille sera approchée par la valeur de WTD ainsi obtenue. L'hypothèse qui est faite derrière cette équation est que la totalité de l'eau au sein de la couche profonde est totalement répartie en bas de cette couche. Contrairement à [Koster et al., 2000] dont le contenu en eau de la couche de sol au-dessus de la WTD est donné par [Clapp and Hornberger, 1978], la WTD, ainsi définie par [Gedney and Cox, 2003], délimite la zone de saturation de la zone de sol ayant un contenu en eau minimal ($\sim\omega_{wilt}$). Cette vision est similaire à celle du « bucket » utilisée dans ORCHIDEE. Selon cette vision, la notion de déficit à la saturation et celle de hauteur de nappe sont équivalentes.

Cette distinction entre la notion de déficit à la saturation et toit de nappe est d'autant plus problématique quand on s'attache à déterminer, non seulement des fractions de maille saturées, mais également des fractions où le déficit est non nul et où la WTD est en-dessous du sol. L'Annexe 2.4 décrit la manière dont une variabilité hydrologique verticale a été prise en compte dans les études antérieures se focalisant sur les émissions de CH₄ par les wetlands. Est également donné, dans cette Annexe, ce que représente explicitement le terme de « WTD » employé dans ces études. Dans la suite du texte, nous ne ferons plus la distinction entre déficit à la saturation et WTD bien que ce paragraphe ait tenté de montrer que ces deux notions n'étaient pas équivalentes.

2.3.6) Des surfaces saturées aux étendues de wetlands

Les fractions de mailles de déficits donnés (0 cm ; entre 0 et 20 cm) simulées par le couplage ORCHIDEE-TOPMODEL vont être utilisées pour estimer les étendues de wetlands et leur variabilité. Ces étendues de wetlands seront combinées avec les densités de flux de CH₄ obtenues suivant la méthodologie décrite en section 2.2) pour calculer les émissions de CH₄ par les wetlands (Equation 2.1).

L'utilisation du couplage ORCHIDEE-TOPMODEL pour simuler des surfaces de wetlands est discutée dans l'article en révision dans Journal of Geophysical Research (section 2.3.7). Le principal problème soulevé dans cette étude est la surestimation des surfaces saturées obtenues par rapport aux données habituellement utilisées pour décrire la dynamique des wetlands [Matthews and Fung, 1987; Prigent et al., 2007]. Des pistes pouvant expliquer ces différences sont présentées dans [Ringeval et al., 2010, soumis à JGR]. La stratégie utilisée par [Gedney and Cox, 2003] pour « passer » des surfaces saturées simulées par TOPMODEL aux surfaces de wetlands n'est pas compatible avec la formulation corrigée de TOPMODEL [Saulnier and Datin, 2004] utilisée ici. Dans l'approche de [Gedney and Cox, 2003], le déficit local n'est pas borné. Il peut atteindre, localement, des valeurs très négatives : en ces pixels, la couche d'eau au-dessus du sol peut être très importante. Pour simuler les étendues de wetlands, [Gedney and Cox, 2003] introduisent un indice topographique dit « critique » (λ_{cr}). Pour une maille et un déficit donnés, la fraction de wetland est définie comme l'intégrale des pixels ayant un indice topographique compris entre λ_{sat} et λ_{cr} . L'hypothèse derrière l'utilisation d'un tel indice λ_{cr} est d'éliminer les pixels dont l'indice topographique est trop élevé et peut conduire à des déficits très négatifs. Ces pixels constituent des surfaces dont la WTD est largement au-dessus du sol et non considérées comme des wetlands. L'indice critique, λ_{cr} , a été calibré de sorte que l'étendue globale des wetlands ainsi obtenue soit proche de celle de la base de données de [Aselmann and Crutzen, 1989]. Dans la formulation corrigée de [Saulnier and Datin, 2004], le déficit ne peut prendre des valeurs négatives et la stratégie de [Gedney and Cox, 2003] ne peut être retenue. Dans les études présentées dans la suite de ce manuscrit, nous travaillerons en anomalies par rapport aux données de [Prigent et al., 2007].

Pour un mois m donné d'une année x , les étendues de wetlands saturées (f_{wet}) valent :

$$f_{wet}(m_x) = \Delta f_{sat}(m_x) + P07^{CLIM}(m_{93-00}) \quad (2.51)$$

Où $\Delta f_{sat}(m_x)$ correspond à la « correction » donnée par une méthode d'anomalie dite « absolue » :

$$\Delta f_{sat}(m_x) = f_{sat}(m_x) - f_{sat}^{CLIM}(m_{93-00}) \quad (2.52)$$

f_{sat} est la surface saturée issue du couplage entre ORCHIDEE et TOPMODEL. f_{sat}^{CLIM} et $P07^{CLIM}$ sont les cycles saisonniers climatologiques 1993-2000 respectivement (i) des étendues saturées simulées par ORCHIDEE-TOPMODEL et (ii) des étendues inondées observées par [Prigent et al., 2007] corrigées des lacs et rizières. m_{93-00} correspond au même mois que m mais pour la climatologie 1993-2000 de f_{sat}^{CLIM} et $P07^{CLIM}$. La période 1993-2000 a été choisie car c'est la période de temps pour laquelle les

produits satellitaires de [Prigent *et al.*, 2007] étaient disponibles initialement²⁴. f_{sat} est bornée de telle sorte qu'elle ne peut être supérieure à 1 ou inférieure à 0. Notons enfin que d'autres méthodes peuvent être utilisées pour de telles corrections par anomalies [Francois *et al.*, 1998].

Une carte d'étendues maximales annuelles moyennes sur 1993-2000 est donnée, en Figure 2.5, pour les surfaces saturées issues d'ORCHIDEE-TOPMODEL (Figure 2.5-a) et pour ces mêmes surfaces une fois « corrigées » par [Prigent *et al.*, 2007] (Figure 2.5-b). Dans toute la suite du manuscrit, sauf précision contraire, dès que nous utiliserons le termes « étendues de wetlands saturées donnée par le couplage ORCHIDEE-TOPMODEL », cela signifiera qu'il est question des wetlands ayant une WTD égale à zéro dont les étendues ont été simulées par ORCHIDEE-TOPMODEL puis « corrigées » par les données de [Prigent *et al.*, 2007] (Figure 2.5-b).

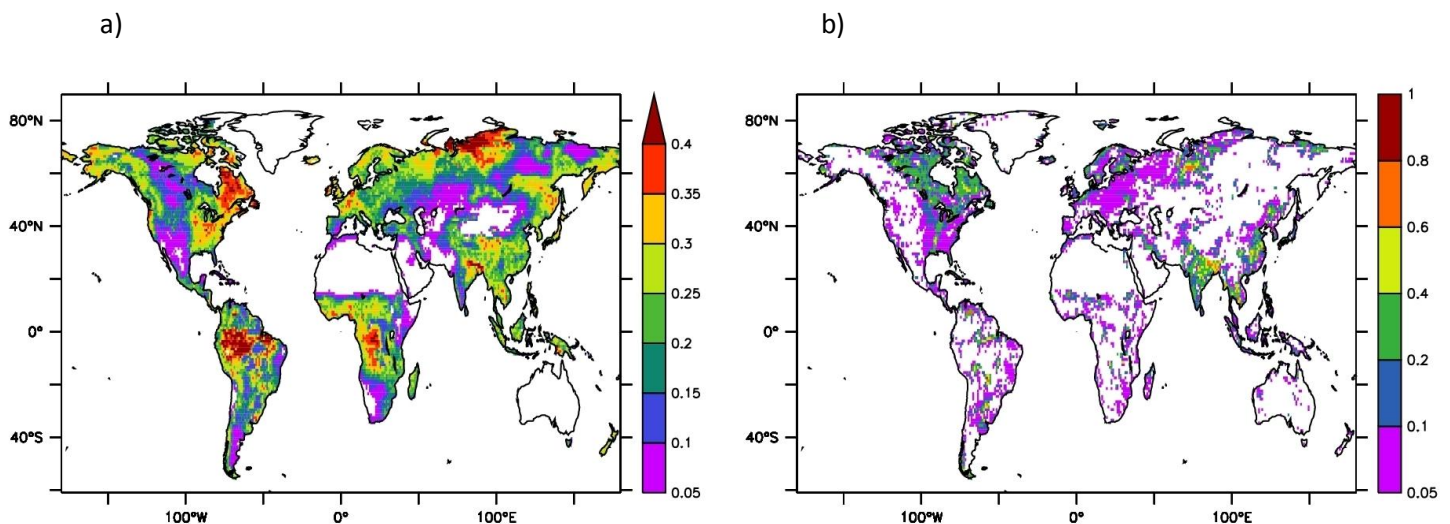


Figure 2.5 : Fractions de mailles (a) saturées données par ORCHIDEE-TOPMODEL et (b) de wetlands obtenues après « correction » de ces fractions saturées par les données de [Prigent *et al.*, 2007]. Dans les deux cas, le maximum annuel moyen des fractions sur la période 1993-2000 est donné.

De nombreuses incertitudes existent à la fois sur la distribution latitudinale des wetlands et sur les émissions associées [e.g. Petrescu *et al.*, 2010; Spahni *et al.*, 2010]. Une distribution latitudinale supplémentaire des étendues de wetlands sera testée dans la suite du manuscrit: elle consiste à multiplier les étendues de wetlands saturées simulées par ORCHIDEE-TOPMODEL par une carte donnant la fraction de peatland (Figure 2.6) pour les mailles dominée par les PFTs « boréaux ». Cette carte est construite à partir du contenu en carbone sol IGBP-DIS [Global Soil Data Task Group, 2000]. Le contenu de chaque maille de 5°x5° de la base de données IGBP-DIS est divisé par 130 kg.m⁻³, ce qui représente la densité standard de la tourbe [Lawrence and Slater, 2007]. La carte à 1°x1° dérivée de cette opération est utilisée pour diagnostiquer la fraction de peatlands aux hautes latitudes. La production de CH₄ nécessite non seulement des sols inondés mais aussi un substrat. L'utilisation d'une telle carte se justifie par le fait que nous ne simulons pas explicitement le stock de carbone sol des peatlands dans ORCHIDEE. L'hypothèse derrière la différence de traitement accordé aux wetlands boréaux et non-boréaux repose sur la forte distinction latitudinale qui existe entre les différents écosystèmes regroupés sous le terme « wetland », comme cela est considéré par [Spahni *et al.*, 2010].

²⁴ Ces produits sont désormais étendus jusque 2004 [Papa *et al.*, 2010].

Notons enfin que les surfaces données par [Prigent *et al.*, 2007] pourront être utilisées directement comme étendues de wetlands sur la période 1993-2000. Dans cette configuration, elles viendront remplacer les fractions de wetlands saturés données par ORCHIDEE-TOPMODEL.

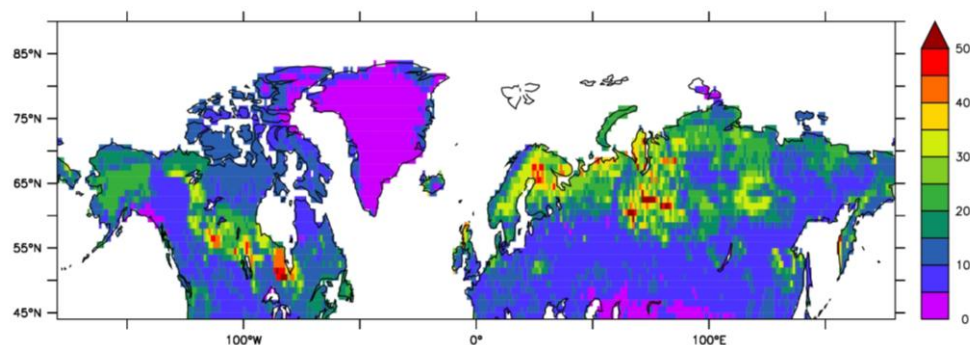


Figure 2.6 : Fractions (%) de peatlands à la résolution de 1°x1° dérivées du contenu en carbone sol IGBP-DIS [Global Soil Data Task Group, 2000]

En ce qui concerne les étendues de wetlands dont la WTD est en moyenne à -10cm, nous ne disposons pas de variable équivalente aux données de [Prigent *et al.*, 2007]. Différentes configurations peuvent être testées ; corrigeant ou non les fractions issues d'ORCHIDEE-TOPMODEL dont la WTD est égale à -10 cm : soit la même correction de biais que présentée dans l'équation 2.52 est appliquée à ces étendues, soit les fractions simulées par le couplage sont directement utilisées.

Les différentes configurations relatives aux fractions de wetlands saturés et dont la WTD vaut -10 cm sont résumées dans le Tableau 3.

Fractions :	Différentes approches :
Fractions de wetlands saturées (WTD=0cm)	Cas 1a : Issues directement des données de [Prigent <i>et al.</i> , 2007]
	Cas 2a : Issues d'ORCHIDEE-TOPMODEL + correction par [Prigent <i>et al.</i> , 2007]
	Cas 3a : Issues d'ORCHIDEE-TOPMODEL + Correction par [Prigent <i>et al.</i> , 2007] + Multiplication par la fraction de peatlands aux hautes latitudes
Fractions de wetlands dont la WTD = -10cm	Cas 1b : Directement issues d'ORCHIDEE-TOPMODEL
	Cas 2b : Issues d'ORCHIDEE-TOPMODEL + correction par le même biais que dans le cas 2a

Tableau 2.3 : Différentes configurations en termes d'étendues de wetlands (saturés ou ayant une WTD égale à -10cm) utilisées dans le reste du manuscrit

La pertinence d'une telle approche par anomalies sera notamment discutée dans le Chapitre 4 et des perspectives d'amélioration de l'utilisation de TOPMODEL pour simuler la dynamique des wetlands seront données dans le Chapitre 5.

2.3.7) Evaluation du couplage ORCHIDEE-TOPMODEL

L'évaluation présentée dans cette section concerne le couplage ORCHIDEE-TOPMODEL. Les développements réalisés dans les sections 2.3.5 et 2.3.6 ne seront pas abordés ici. Cette évaluation prend la forme d'un article:

Article 1: Ringeval B., B. Decharme, S.L. Piao, P. Ciais, F. Papa, N. de Noblet-Ducoudré, C. Prigent, P. Friedlingstein, I. Gouttevin (2010), Modelling sub-grid soil moisture saturation in the ORCHIDEE global land surface model: evaluation against river discharges and remotely sensed data, under review for Journal of Geophysical Research-Biogeosciences

**Modelling sub-grid soil moisture saturation in the ORCHIDEE global land surface model:
evaluation against river discharges and remotely sensed data**

Ringeval B.¹, B. Decharme², S.L. Piao³, P. Ciais¹, F. Papa F.⁴, N. De-Noblet Ducoudré¹, C. Prigent⁵, P. Friedlingstein^{1,6}, I. Gouttevin⁷

¹ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement ;

Unité mixte CEA-CNRS-UVSQ ; Orme des Merisiers Bât. 712, Point Courrier 132 ;

91191 Gif-sur-Yvette cedex; France

² Météo-France, CNRM/GMGEC/UDC, 31000 Toulouse; France

³ Department of Ecology, College of Urban and

Environmental Sciences, and Key Laboratory for Earth Surface Processes of the

Ministry of Education, Peking University, Beijing 100871, China

⁴ NOAA-Cooperative Remote Sensing Science and Technology Center, City College of New York, New York; USA

⁵ Laboratoire d'Etudes du Rayonnement et de la Matière en Astrophysique,

Observatoire de Paris, CNRS, Paris; France.

⁶ University of Exeter, Exeter; UK

⁷ Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, 38402 Saint Martin d'Hères; France

*Corresponding author: bruno.ringeval@lsce.ipsl.fr

Status : under review for *Journal of Geophysical Research Letters - Biogeosciences*

Abstract

The quality of the global hydrological simulations performed by the Land-Surface-Models (LSMs) strongly depends on various processes occurring at unresolved spatial scales. Approaches such as TOPMODEL have been developed, allowing soil moisture redistribution within each grid-cell based upon sub-grid topography. Global evaluation of the coupling between TOPMODEL and a LSM (here ORCHIDEE) remains problematic and classical evaluation is indirect, based on the evaluation of the simulated riverflow. This study presents a new methodology to evaluate this coupling using remote sensing data of inundated areas. The differences in nature between the satellite derived information (namely the inundation extent) and the variable diagnosed by TOPMODEL/ORCHIDEE (namely the saturated area) does not allow for an absolute evaluation of the coupling. Hence, the evaluation focuses on the spatial distribution of the inundated/saturated area as well as on their temporal variation. Despite some difficulties to exactly match observed localized inundated events, we obtain a rather good agreement in the distribution of the inundation/saturation areas at a global scale. Floodplains are not accounted for in the model, and this is a major limitation. The difficulty to reproduce the year-to-year variability of the observed inundated area (for instance, the decreasing trend by the end of 90s) is also underlined. Classical indirect evaluation based on comparison between simulated and observed riverflow is also performed. The relationship between inundation and riverflow at basin scale in the model is analyzed, thanks to the two sources of evaluations. Finally, the potential of such TOPMODEL/LSM coupling to simulate wetland areas is discussed.

1. Introduction

Land surface processes control the partition of incoming radiative energy into sensible and latent heat fluxes, and heat storage. This partition depends on the available net energy and on soil moisture, which limits transpiration in dry regions [e.g. *Teuling et al.*, 2009]. Many global or regional modelling studies examined the influence of soil moisture on climate variability and predictability [e.g. *Seneviratne et al.*, 2006; *Vautard et al.*, 2007]. The spatiotemporal variability of land surface processes is usually represented as a boundary condition to the atmosphere by land surface models (LSMs). In this context, soil moisture is a key variable of LSMs, and has motivated inter-comparison projects [GSWP-2; e.g. *Guo et al.*, 2007], but the evaluation of soil moisture in models remains challenging. At first, in many LSMs, soil moisture is not calculated as a physical state variable, but rather as an index for predicting evapotranspiration and runoff, thus making it difficult to evaluate with observations. Then, there is a scale discrepancy between a model grid, and either in situ or satellite measurements of soil moisture. Finally, remote sensing data do not provide a direct observation of soil moisture and have errors often poorly characterized [*Schumann et al.*, 2009]. On one hand, remote sensing products based on microwave emissivity only allow retrieving information on soil moisture in the very top soil [*Seneviratne et al.*, 2010; *Wagner*, 1999; *Wagner*, 2003; *Wagner et al.*, 2006]. On the other hand, gravimetric measurements open a new window to infer soil moisture, but the spatial scale of these measurements is very coarse, and the signal of soil moisture is combined with snow, surface water and groundwater variations [*Tapley et al.*, 2004; *Wahr et al.*, 2006]. As a consequence, the validation of modelled soil moisture remains commonly based on comparisons between simulated and observed river discharge, requiring the additional use of a routing scheme [*Decharme and Douville*, 2007; *Ngo-Duc et al.*, 2005]

Even if uncertainty hinders the simulation of soil moisture at the resolution of global climate models (typically from 50 to 300 km) as mentioned above, an improvement in the treatment of subgrid-scale variations is useful to improve models. Indeed, several studies showed a better simulation of interception, regional water budgets and streamflows when accounting for a subgrid description of precipitation, soil moisture, drainage and/or runoff [*Decharme and Douville*, 2007; *Wood et al.*, 1998]. One strategy for treating subgrid runoff in LSMs relies on the introduction of the empirical subgrid scheme TOPMODEL [*Beven and Kirkby*, 1979; *Decharme and Douville*, 2005; *Decharme et al.*, 2006; *Habets and Saulnier*, 2001]. The TOPMODEL scheme calculates the soil moisture redistribution within each grid-cell based upon a topographic index, and determines the saturated fraction of each grid cell, given grid-cell average soil moisture computed by a LSM. This enables to account for runoff occurring when the soil is locally saturated from beneath (*Dunne Runoff*).

Several studies used this subgrid topographic index [*Krinner*, 2003][*Krinner et al.*, 2003], and even incorporated it into the TOPMODEL subgrid scheme [*Gedney and Cox*, 2003] in order to diagnose wetlands areas at global scale and their time variability. Wetlands cover a large diversity of ecosystems, from peatlands to marsh and swamps [*Reichardt*, 1995] but have in common their impact on climate, either directly by humidifying the atmosphere [*Krinner*, 2003] or indirectly as the single largest source of atmospheric methane (CH₄) [*Forster et al.*, 2007]. Variability of wetland areas seems to play an important role in controlling seasonal and interannual changes of CH₄ emissions from wetlands [*Bloom et al.*, 2010; *Ringeval et al.*, 2010] and thus changes in global CH₄ growth rate [*Bousquet et al.*, 2006]. In addition, trends of wetland areas under climate change are expected to

impact the future evolution of CH₄ emissions, which feeds back on global climate [Ringeval *et al.*, submitted]. Accounting for wetland dynamics has thus emerged as a research problem to deal with in land surface modelling.

Evaluation of the coupling between TOPMODEL and a LSM is usually indirect, based on comparisons between simulated and observed river discharge [e.g. Decharme and Douville, 2007]. This evaluation question is all the more significant that the incorporation of TOPMODEL into a LSM can be used for wetland dynamics modelling as mentioned before. Recently, a global, multi-year dataset quantifying the monthly distribution of flooded areas at ~25 km resolution has been generated from multiple satellite observations optimized specifically for surface water detection [Prigent *et al.*, 2007; Prigent *et al.*, 2001]. This dataset is a new tool to evaluate directly the coupling between TOPMODEL and a LSM.

In this study, the TOPMODEL subgrid scheme is implemented into the ORCHIDEE (ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms) global LSM globally at a resolution of 1 by 1 degrees [Krinner *et al.*, 2005]. The ORCHIDEE model is first refined to account for the soil water freezing and thawing cycles, a necessary step to model saturated area dynamics in cold regions. These developments are described in section 2. The experimental set-up is presented in section 3. Then, the evaluation of the current and new versions of ORCHIDEE is performed through the classic simulation of riverflow and comparisons with observations of river discharge at gauging stations (section 4). The coupling of TOPMODEL and ORCHIDEE is then further evaluated through the comparison of predicted saturated areas against the satellite products of [Prigent *et al.*, 2007] (section 5). The discussion has two objectives (section 6). First, it focuses on the ability of the new version of ORCHIDEE to capture the relationship between riverflow and inundation extent at basin-scale. Second, the suitability and limitations of an approach like TOPMODEL to simulate wetland areas at large scales are discussed. Finally, section 7 concludes the study.

2. Model description

2.1 Current soil hydrology model of ORCHIDEE

The ORCHIDEE model is a process-based Dynamic Global Vegetation Model developed mainly for carbon cycle applications [Krinner *et al.*, 2005]. The model includes parameterizations of canopy physiology (photosynthesis and canopy conductance) that are intimately linked to energy and water fluxes and operated at a time scale of 30 min. Soil hydrology is modelled using a semi-empirical approach [Ducoudré *et al.*, 1993].

The soil moisture reservoir has a fixed depth of 2 m, representing essentially the root zone, and spatially uniform volumetric soil water holding capacity (RU) corresponding to the maximal amount of water that plants can extract. RU is thus defined by the difference between field capacity and wilting point ($RU = w_{fc} - w_{wilt} = 150 \text{ Kg.m}^{-3}$). In ORCHIDEE, the evolution of soil moisture is computed daily with a two-layer soil model [Ducoudré *et al.*, 1993], composed of a 2 m thick soil reservoir and a surface layer of variable thickness receiving incoming precipitation. The water content of each layer is updated by inputs from snowmelt and rainfall not intercepted by the canopy, and by losses from soil evaporation, transpiration, sublimation, deep drainage, and surface runoff. Drainage from the top layer depends on its volumetric soil moisture (θ) in a nonlinear way. It remains small until θ reaches 0.75,

and increases strongly above this threshold [De Rosnay and Polcher, 1998; Ducharne *et al.*, 1998]. Drainage from the lower layer (base flow) is parameterized to equal to 95% of the overflow runoff, simply defined as the excess water when the soil is over its maximum capacity, like in the so-called bucket model [Manabe, 1969].

ORCHIDEE represents heterogeneous vegetation using a ‘mosaic’ in each grid cell, given a set of 12 Plant Functional Types (PFT) and bare soil. The total water flux from continental surface to atmosphere of each grid cell is computed as the sum of snow sublimation, soil evaporation, transpiration by plants and evaporation of water intercepted by the canopy over all the PFTs. The soil hydrology module provides water limitations to the carbon module impacting carbon allocation, litter decomposition and soil carbon decomposition. A separate water stress function acting on photosynthesis and plant transpiration is calculated from the convolution between the water content of the two soil layers and the root profile. This stress function is equal to 0 at w_{wilt} and to 1 when at w_{fc} [McMurtrie *et al.*, 1990]. Therefore in ORCHIDEE, the soil moisture varies between w_{wilt} and w_{fc} and can never reach saturation. This is an important point to keep in mind for the coupling with TOPMODEL (section 2.3).

We made the following modifications to the current ORCHIDEE hydrological processes [Krinner *et al.*, 2005] :

- Transpiration is not stopped when water is intercepted by the canopy, assuming that stomata can still emit water vapour [Viovy, personal communication].
- The water-holding capacity of the canopy is increased (0.1 to 0.5 mm of water per unit of LAI) to be more in adequacy with recent literature [Crockford and Richardson, 2000].
- Spatial variability is given to RU using the distribution of surface soil texture from the Food and Agricultural Organization dataset [ref]. To do so, we computed the soil saturation capacity (w_{sat}) and w_{wilt} using regression fits to soil parameter values [Noilhan and Lacarrere, 1995] as well as to soil organic matter content [Lawrence and Slater, 2007]. w_{fc} is then defined as 60% of w_{sat} so as to keep a global mean RU value of 150 Kg.m^{-3} , as in the current model version, and bring minimum perturbations [Ducharne *et al.*, 1998] (see Fig. S1).

This modified ORCHIDEE version is the starting point upon which freeze/thaw parameterization and TOPMODEL subgrid soil moisture redistribution are included.

2.2. Freeze and thaw processes

Fig. 1 summarizes the different modifications brought to ORCHIDEE in cold regions. In order to account for saturated area extension during the thawing season and their shrinking or disappearance during the freezing season, we add to ORCHIDEE a simple parameterization of frozen soil water. The modified version is called ORCHIDEE-FRZ (Fig. 1). The first step is to account separately for soil heat conductivity and heat capacity of liquid and frozen phases, as in [Poutou *et al.*, 2004]. An apparent heat capacity representing latent heat release and uptake during freezing and thawing respectively is introduced. The thermal and hydrological schemes of ORCHIDEE are respectively discretized vertically on 7-layers and 2-layers. The frozen fraction of each thermal layer that varies between 0 and 1, is diagnosed from the thermal scheme, then multiplied by a water content profile obtained by interpolating the 2 hydrological layers onto the 7 thermal layers. This leads to diagnose the frozen water content in each of the 7 thermal layers, keeping in mind that vertical water distribution into ORCHIDEE is not explicitly represented.

The second modification introduced is to implement a reduction of water infiltration in frozen soils [Farouki, 1981 cited by Poutou *et al.*, 2004]. This process is represented by scaling the potential infiltration with the reduction of liquid water holding capacity within the upper 20 cm of soil caused by presence of ice in the soil.

$$R_{froz} = P_{rain+snowmelt} * \left(\frac{\omega_{froz}}{RU} \right)_{20cm} \quad (1)$$

Where ω_{froz} is the frozen soil water content in the upper soil top 0.20 meter and $P_{rain+snowmelt}$ is the water input of the soil. In Equation (1) the soil liquid water content gets reduced when a fraction of the pores is filled up by ice, which has for consequence to increase meltwater runoff during spring (R_{froz}) [Takata and Kimoto, 2000]. This is a typical case of *Horton runoff* occurring when production of meltwater exceeds the soil saturated hydraulic conductivity. Finally, frozen water is discarded for computing the plant water stress function and water availability for litter degradation [Koven *et al.*, submitted].

2.3 Subgrid saturated fraction from TOPMODEL scheme

We incorporate the TOPMODEL subgrid soil moisture distribution scheme [Beven and Kirkby, 1979] into ORCHIDEE in line with the studies of [Decharme *et al.*, 2006; Habets and Saulnier, 2001] for ISBA model and [Gedney and Cox, 2003] of MOSES model. As in [Decharme and Douville, 2005] we incorporate the bias correction of [Saulnier and Datin, 2004]. This defines the ORCHIDEE-SAT version, applied globally and evaluated in this study (Fig. 1). TOPMODEL gives the possibility to determine a saturated fraction within each grid-cell (FSAT) as a function of the average soil moisture computed by the LSM for the considered grid-cell. Application of TOPMODEL assumes that the relationship between subgrid-scale soil moisture and topography holds even over areas that are much larger than a typical river catchment for which TOPMODEL was initially developed [Gedney and Cox, 2003]. The coupling between TOPMODEL and a LSM allows to make the transition from the notion of vertical water flux, which is present in the LSM, to that of the horizontal water fluxes, on which TOPMODEL is based.

Overflow runoff is computed as the sum of *Dunne runoff* from precipitation falling on the saturated fraction and of *Horton runoff* from water melting on frozen soil. The runoff from the lower layer (base flow) is parameterized at each time step to be equal to the excess water in comparison with field capacity of the total soil column. In the same way, evapotranspiration over a partly saturated grid-cell is computed using the grid-cell average soil moisture weighted by (1-FSAT) and potential evapotranspiration weighted by FSAT. The surface energy balance is modified in consequence.

We adapted TOPMODEL to account for the fact that, in ORCHIDEE, soils can never reach saturation, but only the prescribed field capacity. Despite this specific ORCHIDEE characteristic, the soil water deficit necessary at each time step in the TOPMODEL equations to diagnose FSAT is computed as a deficit from w_{sat} and not from w_{fc} . To calculate the deficit from w_{sat} , we use at each time step the sum of the soil water content and of the amount of water exceeding w_{fc} transformed into drainage in the next time step. This parameterization cannot allow the water in excess of RU to be temporally stored and leads to increase FSAT as soon as it goes into runoff.

For partially frozen soils, we compute an effective saturated fraction ($FSAT^{eff}$) after [Gedney and Cox, 2003], defined by:

$$FSAT^{eff} = \left(\frac{\omega_{liq}}{\omega_{liq} + \omega_{froz}} \right)_{75cm} . FSAT \quad (2)$$

where ω_{liq} and ω_{froz} are the liquid and frozen soil water content in the upper soil top 0.75 meter, respectively. The minimum 0.75 m depth is required so as to prevent surface wetland creation during early winter in boreal regions, when the ORCHIDEE soil still contains a lot of liquid water in the deep layer. In reality, this liquid water gets trapped at the bottom of the soil profile, and cannot contribute to wetland formation.

3. Experimental set-up and datasets

3.1 Global simulation of saturated fraction

The global meteorological forcing to drive ORCHIDEE is provided by [Sheffield *et al.*, 2006] on 3-hourly time step at 1° resolution. This forcing is a combination of global observation-based datasets with the model reanalysis of the National Center for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research (NCEP–NCAR). Precipitations are distributed homogeneously over each time step. The present-day vegetation map is prescribed [Loveland *et al.*, 2000]. Soil albedo is defined from [Zobler, 1999]. For running ORCHIDEE-SAT, we use topographic indices at 1-km resolution using the HYDRO1K dataset (<http://www.edcdaac.usgs.gov/gtopo30/hydro>). The mean, standard deviation, and skewness of the topographic indices actual distribution is calculated in each grid-cell using a three parameter gamma distribution [Decharme *et al.*, 2006; Sivapalan *et al.*, 1987]. Simulations are performed at a 30-min time step over the 1983–2000 period. All simulations start from initial condition of soil moisture at w_{fc} . Soil water steady state equilibrium is reached after seven years of spin-up using recycled 1983 forcing data before the model is integrated over the study period. The 1985–2000 period is used for evaluation against river runoff and satellite data. Three simulations are performed to compare the current version of ORCHIDEE with the new versions ORCHIDEE-FRZ and ORCHIDEE-SAT.

3.2 Global evaluation of modelled saturated fractions

3.2.1 Evaluation against river discharge

The simulated river discharge is compared with monthly observations at gauging stations distributed over the global largest river basins (see Fig. 2a the spatial distribution of these watersheds), in line with [Decharme and Douville, 2007]. Simulated runoff on a global grid is converted into river discharge using the routing scheme of ORCHIDEE [Ngo-Duc *et al.*, 2005]. Mean annual cycles and monthly discharge anomalies are computed for years among 1985–2000 for which we have observations. Model results are evaluated against data using the ratio between simulated and observed annual mean discharges $\overline{Q_{sim}} / \overline{Q_{obs}}$ (hereafter named annual discharge ratio criterion), the model efficiency, Eff (see definition in Appendix, [Nash and Sutcliffe, 1970]), as well as correlation (r) calculated between observed and modelled monthly discharge anomalies. In addition, the Root Mean Square Error diagnostic brings information about observation-model co-variability (as r) but also about the conditional and unconditional model bias [Weglarczyk, 1998].

The interest of ORCHIDEE evaluation against river discharges is to allow us 1) to investigate separately the effects of the two modifications brought to ORCHIDEE, not only TOPMODEL incorporation but also added freeze processes, and 2) to assess if the conclusions obtained through the two independent cross-validation datasets of discharge and satellite flooded area are consistent with each other.

3.2.2 Evaluation against satellite observations of inundated area

We compare inundated areas inferred from satellite observations [Prigent *et al.*, 2007; Prigent *et al.*, 2001], called hereafter P07 with the distribution of FSAT modelled by ORCHIDEE-SAT. The P07 product provides extent of episodic and seasonal inundations, wetlands, rivers, lakes and irrigated agriculture at 0.25° resolution at the equator. The P07 method uses a complementary suite of satellite observations including passive microwave observations (SSM/I emissivities), active microwave observations (ERS scatterometer), along with AVHRR-NDVI. An unsupervised classification of the three sources of satellite data is performed, and pixels with satellite signatures likely related to inundation are retained. For each inundated pixel, the monthly fractional coverage by open water is obtained using the passive microwave signal and a linear mixture model with end-members calibrated with scatterometer observations to account for the effects of vegetation cover. For the boreal regions, where microwave measurements are sensitive to the snow cover, snow masks were used to edit the results and avoid any confusion with snow-covered pixels. The weekly North Hemisphere and South Hemisphere snow mask from the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) is adopted and averaged on a monthly basis [Armstrong and Brodzik, 2005]. We use here the dataset available at a monthly time scale for 1993-2000. More detailed information concerning the seasonal and interannual behavior of the surface water extent dataset for specific regions can be found in [Papa *et al.*, 2006] and [Papa *et al.*, 2007; 2008] respectively for the Indian sub-continent and the boreal regions.

We aggregated the P07 inundated area data at 1° resolution for comparison with the model outputs. To retain only naturally inundated area, we then filtered the dataset by removing rice paddies and lakes, using masks of [Loveland *et al.*, 2000] for lakes and [Matthews *et al.*, 1991] for rice paddies. The resulting global surface water bodies map is called FWET in the following.

The FWET dataset provides the distribution of inundated fraction (water-logged) whereas the ORCHIDEE-SAT model calculates the subgrid saturated fraction. These two variables are not comparable in absolute value. Saturated areas do not necessarily show up for satellites as a free-water inundated area, making FWET smaller than FSAT. Thus, the mean FWET fraction over 1993-2000 of 2.8% is smaller than the mean saturated fraction FSAT of 11.2%, as outlined by [Gedney and Cox, 2003]. At face value, FWET could locally be larger than FSAT, if flooding corresponds to the presence of water on impermeable soil with no evident link to a saturated soil in depth. Moreover, the absolute inundated area fraction in the FWET dataset is prone to uncertainties [Prigent *et al.*, 2007]. Satellite observations have difficulties to catch small and isolated water saturated patches in areas with large dry fraction, as well as small dry patches in areas with a large wet fraction. Along the coast, satellite products are additionally contaminated by ocean signals. Hence we focus our evaluation on comparing 1) the spatial distributions of FWET and FSAT at the scale of large regions with extensive naturally inundated areas, and 2) the seasonal and interannual variability of normalized FWET and FSAT.

The natural hydrological unit is the river catchment, but some surface water bodies-rich regions in P07 do not belong to one of the 30 largest rivers basins, e.g. over the Northwest of Canada. Therefore, we

also consider the approach which consists of dividing the global land area into 11 regions, inspired from the TRANSCOM atmospheric CO₂ transport models intercomparison study [Gurney *et al.*, 2002] (Fig. 2b). This arbitrary breakdown is a reasonable compromise to evaluate continental scale processes that lead to saturated area, and it is compatible with the estimation of CH₄ fluxes from wetlands using atmospheric inversions [Bousquet *et al.*, 2006]. In addition, we will also analyze individual river catchments in order to study the relationship between FSAT and river discharge, including between-catchment differences.

4. Results of the comparison with river discharge

4.1. Spatial distribution

The spatial distribution of the annual discharge ratio $\overline{Q_{sim}}/\overline{Q_{obs}}$ and of the modelling efficiency (Eff) calculated from monthly data is given for the current version of ORCHIDEE and ORCHIDEE-SAT in Fig. 3 for fifteen large catchments. Accounting for water frozen in the soil and thus for *Dunne runoff* induced by precipitation falling on saturated fraction, leads to an improvement of $\overline{Q_{sim}}/\overline{Q_{obs}}$ for 5 of the catchments: the Mississippi, Volga, Ganges, Congo and Parana, and to no change for the others (Fig. 3, left-hand panel). The results for Eff are more contrasted. Eff increases in ORCHIDEE-SAT compared to the current version over the Amur, Danube, Mississippi, and Ganges, but it slightly decreases for the Amazon, the Ob, and to a smaller degree for the Lena (Fig. 3, right-hand panel). Other watersheds are rather insensitive to the incorporation of the water frozen and subgrid saturated fraction.

4.2. Temporal variability

In order to better understand the effect of added freeze processes and Dunne runoff, the seasonal cycle and interannual discharge variability is shown in Fig. 4 for typical watersheds in the boreal regions (Yenisey, Ob, and Amur), temperate regions (Mississippi, Danube) and tropical regions (Ganges, Rio-Amazonas). The corresponding values of each statistical criterion are given in Table 1 for both seasonal cycle and year-to-year anomalies. Adding soil water freezing (ORCHIDEE-FRZ) leads to a seasonal peak in runoff whose intensity, except for the Ob river, tends to be in better agreement with observations (Yenisey in Fig. 4 and Lena, not shown). But a too-early runoff peak (one month earlier) is produced, as compare to the observations, and it limits the improvement of Eff over boreal regions. Different explanations can be advanced for this too-early discharge peak. The crude representation of snow, and thus of the snowmelt timing (as mentioned in [Decharme and Douville, 2007]) and the non-modelled glacier runoff could contribute to the misfit. However, comparison between seasonality of snowmelt in ORCHIDEE and observed snow cover [NSIDC snow cover product provided by ISLSCP-II] (not shown) did not show any systematic bias in the snow-melt timing over the different watersheds. [Cox *et al.*, 1999] noted that on coarse spatial scales such as those of typical GCM resolutions, heterogeneities in frozen soil and soil freezing hydraulic conductivity would allow surface runoff from frozen soil surface to infiltrate into the soil elsewhere in the same grid box. To account for this, one option is to introduce a buffer reservoir with a time constant that enables to store water from melting snow and to deliver it to the soil through runoff later in the season [Poutou *et al.*, 2004]. Concerning

the Ob river where the runoff peak is coarsely estimated, the misfit could be related to the non-representation of large floodplains as well as to the effects of dams [Coe, 2000].

The ORCHIDEE-SAT version leads to an overall decrease of yearly river discharge (see $\overline{Q_{sim}}/\overline{Q_{obs}}$ in Table 1). Coupling with TOPMODEL leads to decrease the soil water content and thus the runoff generated by excess water when the soil is over its maximum capacity. The intensity of this decrease varies along the year and from one river to another (left-hand panel of Fig. 4). The combination of this decrease with added freeze processes leads to improve significantly the simulated seasonal discharge of the Yenisey, Amur, Danube, Mississippi, and Ganges rivers (see $\overline{Q_{sim}}/\overline{Q_{obs}}$ and Eff in Table 1). Concerning the year-to-year variability (right-hand panel of Fig. 4 and Table 1), ORCHIDEE-SAT leads to an increase in r (Yenisey) or to almost no change (Rio-Amazonas, Amur), except for the Ob where r decreases. Evolution in the permafrost melting or in the infiltration due to discontinuous permafrost in the Ob watershed could be suggested.

For the Mississippi at Vicksburg (Fig. 4), the results show constantly a large soil water content during summer (not shown) that leads to an excess of riverflow during the period July-October. *Guimberteau et al.* [2010] attributed this riverflow overestimation to a too weak evapotranspiration and corrected it by increasing root depth of the present vegetation (natural and anthropogenic PFT “C3 grass”). Part of the differences in riverflow between estimations and modelling could be also attributed to anthropogenic actions which cannot be taken into account in our approach. For instance, irrigation could modify the hydrological cycle too (10% of the irrigated agriculture over the world is in the USA [Siebert et al., 2005]).

For Rio-Amazonas at the Obidos gauging-station located ~800 km upstream from the river mouth in the state of Para, Brazil, the application of ORCHIDEE-SAT shows no improvement compared to the current version (Fig. 4). Both ORCHIDEE versions have a too early maximum riverflow in comparison with observations. This basin is prone to large scale floodplains inundation that leads to the formation of a buffer reservoir during the wet season with its own time constant linked up to re-infiltration rate and aquifer recharge, that can explain the observed lag between precipitations and riverflow maximum. It seems necessary to account for this reservoir as in [Decharme et al., 2008] to improve the Amazonas discharge simulation. Another model shortcoming could also be an underestimated total soil depth over the Amazon basin as suggested by [Kleidon and Heimann, 1998].

4.3. Implications for carbon cycle fluxes

Note also that the hydrological cycle changes also impact the simulation CO₂ fluxes and carbon (C) pools in ORCHIDEE. The ORCHIDEE-SAT simulation produces a decrease of soil water content, thus an increase of plant water stress. In the case of the C3 grass PFT, this results in a significant drop in plant Net Primary Productivity (NPP) and Leaf Area Index (-80%) during July in the high latitudes (>50°N). The global NPP obtained in ORCHIDEE-FSAT amounts to 0.5 gC/day/m² in July against 4.4 gC/day/m² in the current version. The combined water limitations on decomposition and a lower NPP result into a decrease of soil C stock values in long simulations (>10000 years) of the soil C pools equilibrium values. The altered NPP and Growth Primary Productivity (GPP) fluxes feeds back on hydrology through their coupling with plant transpiration. We made a test where the root profile vertical density is increased over the C3 grass PFT which includes tundra, to simulate a better access to available soil moisture. The

result of this test restored the NPP (6 gC/day/m²) and LAI value (1.4) of this PFT, without changing the discharge (dot red curve in Fig. 4). This result underlines the necessity to tune the value of the vegetation hydric stress parameters in a new version of ORCHIDEE-SAT to keep a realistic carbon cycle simulation.

In summary, a better agreement with observed discharges is found with ORCHIDEE-SAT at global scale if we account at the same time for soil water freezing and Dune runoff. These results confirm that sub-grid saturated fractions must be included to improve hydrology in global land surface models [Decharme and Douville, 2007]. Nevertheless, some problem remains, related to miss-representations of floodplain reservoirs (Ob, Amazonas) or river management (Danube, Yenisey).

5. Evaluation of saturated fraction against satellite data

5.1. Spatial distribution

We focus in this section on evaluating ORCHIDEE-SAT by comparison with remote sensing observations. Fig. 5a compares the spatial distribution of the annual maximum fractional inundation from satellite (FWET) and the annual maximum fractional modelled saturation (FSAT), both averaged over the 8 years regardless of the month of maximum. Given the caveats to compare these different variables as explained in section 3.2.2, each grid-cell in Fig. 5a is coloured according to its belonging to ten percentiles classes. This allows us to compare the spatial distribution of the most contributory grid-cells to the global signal. Table 2 gives also the Spearman correlation between the inundated and saturated fractions at the annual maximum of all the grid-cells into each region defined in Fig.2b and at global scale. This correlation corresponds to a Pearson correlation between the ranked of each variable. It is preferred here to a Pearson correlation over the direct values of FSAT and FWET because it is compatible with percentiles notion. The histograms of FWET and FSAT spatial distributions at the annual maximum are given in Fig. 5b. Fig. 6 shows the relative contribution (in percent) of each region of the TRANSCOM breakdown to the total area of FWET or FSAT, for the yearly mean (Fig. 6a), for January (Fig. 6b), July (Fig. 6c) and for the mean annual maximum regardless of month of maximum (Fig. 6d) over 1993-2000. The same color coding for each region as in Fig. 2b is used. The inset in Fig. 6 provides also the spatial Pearson correlation ($r_{FSAT,FWET}$) between regional averages of FWET and FSAT one, i.e. correlation between the black and red curves in Fig. 6. Spearman correlation between these regional averages ($r_{FSAT,FWET}^{Spearman}$) is also added for the Fig. 6d. Finally, the spatial between-regions variance is given in the inset for FSAT and FWET (σ_{FWET} and σ_{FSAT} respectively).

Globally, the distribution of FWET in Fig. 5a shows key regions: the Ob plain, the Ganges plain in northern India and the regions of north-eastern Canada. This results in a high spatial variance (Fig. 6) between the different regions of the TRANSCOM breakdown at any time period of the year (yearly, January or July). The distribution of FSAT in Fig. 5a shows more key regions that have a large contribution to the global maximum saturated area than FWET (Fig. 5a). Regions that contribute to global FSAT are more evenly distributed than for global FWET in Fig. 6. Therefore, FSAT has a lower between-regions spatial variability than FWET ($\sigma_{FWET} > \sigma_{FSAT}$). For instance during July, the two biggest contributing regions to global FWET represent more than 50% of the global inundated area, against only 35% for FSAT.

FWET shows lots of fine-grained structures with grid-cells belonging to the last highest percentiles-class (Fig. 5a). These structures are rather homogeneously distributed, and affect the river catchments of Volga, Mississippi and Rio-Amazonas (Fig. 5a). The modelled FSAT distribution does not capture these fine-grained patterns (Fig. 5a). As a result, the histograms of FWET and FSAT spatial distributions look different (Fig. 5b). The grid-cells between the 0th and 30th FWET percentiles have an inundated fraction equal to zero (Fig. 5a). The median value of the distribution is close to the mean for FSAT, but not for FWET, because the FWET field is more skewed towards low values (Fig. 5b). These differences could be linked to local differences in soil water holding capacity and water routing, not resolved in ORCHIDEE-SAT as well as sub-grid rainfall distributions, such as preferential convective rainfall over mountain regions, that may covary with the sub-grid distribution of flooded areas. These differences could also be linked to intrinsic differences between inundation and saturation state of a soil. For instance, inundation has more complex mechanisms than saturation such as irrigation, damming, formation of ponds, flooding of impermeable soils, thus being spatially more heterogeneous over the globe. This can explain also the difference between regions observed for the Spearman correlation (Table 2).

Fig. 6 underlines differences in the contribution of some regions to global FWET and FSAT. Tropical Asia has a bigger contribution to FWET than in FSAT (Fig. 5a and Fig. 6). This region is strongly influenced by irrigation even after removing rice paddy areas, which is not accounted for in ORCHIDEE-SAT. Accounting for spatial variability in the soil water holding capacity (RU) into ORCHIDEE-SAT provides small holding capacities in this region that seems to prevent high-enough FSAT (Fig. S1). Grid-cells in western United States have larger relative contributions to FSAT than to FWET (Fig. 5a). This is maybe because, in our modelling approach, we do not account for human activities and notably drainage that could lead to an estimated loss of 53% of the original wetlands (i.e. 200 years ago) [Mistch and Gosselink, 2000]. The greatest historical wetland losses occurred in the lower Mississippi alluvial plain and the prairie pothole region of the north central states [Mistch and Gosselink, 2000], just where the FSAT contribution is found to be larger than the FWET one. Finally, we can see higher local FSAT contributions than FWET over boreal Eurasia, northern Europe and the tropical South America in Fig. 5a. In these regions, the flooding mechanism of floodplains and routing of water are not accounted for in ORCHIDEE-SAT.

The contribution of each region to global FSAT and FWET varies through the year (Fig. 6). The between-regions correlation $r_{FWET,FSAT}$ is higher for the annual mean (0.81), and for January (0.86) than for July (0.64). Along the same lines, the between-region difference in spatial variance between FWET and FSAT is larger in July than in January, that is $|\sigma_{FWET} - \sigma_{FSAT}|_{July} > |\sigma_{FWET} - \sigma_{FSAT}|_{January}$ in January when soils are frozen in the Northern Hemisphere, the contribution of boreal Europe, Siberia and North-America regions to the total is negligible both for FSAT and FWET. This, and the fact that this is the dry season over Southern Asia and the Amazon, makes it easier to reproduce the relative contribution of each region to the total, hence the higher value of $r_{FWET,FSAT}$ in Fig. 6.

5.2. Seasonal cycle

This section makes a comparison between simulated FSAT and satellite FWET seasonal variability. Fig. 7 gives the distribution of the most probable month of maximum FWET and FSAT occurrence (Fig. 7a) and the lag in months that produced a maximum correlation of both FWET and FSAT with monthly precipitation (Fig. 7b). We observe a good agreement in the distribution of the timing of maximum

values between FWET and FSAT (Fig. 7a). Indeed, the latitudinal gradient is well reproduced, except for tropical Asia where FSAT maximum lags FWET maximum by one month. For the northern Sahel region and central western Africa, FSAT also reaches its maximum after the one observed in the FWET satellite data. The simulated FSAT is also in good agreement with observed FWET for the latitudinal gradient observed in the lag between inundation and precipitation (Fig. 7b). The delay between precipitation and inundation at high northern latitudes is likely explained by the lag between snowfall and water availability for soil. We have regardless some difficulties to represent fine-grained structures seen in the lag of FWET over the Amazon, North America and temperate Eurasian region, where the link between precipitations and FSAT is strongest than the one observed between precipitation and FWET.

The mean seasonal cycle for each region of the TRANSCOM breakdown (Fig. 1) and for the globe is shown in Fig. 8. The seasonality of snowfall, rainfall, and of total soil liquid water content in ORCHIDEE-SAT is also shown. Each curve is normalized to unity by dividing each value by the yearly maximum averaged over the whole period except for snowfall and rainfall seasonal cycles that are divided by the maximum of snowfall + rainfall. Precipitation either in the form of rainfall or snow, is a forcing of ORCHIDEE-SAT. The agreement between the seasonal cycle of FSAT and FWET is expressed by the value of the Figure of Merit in Time (FMT) ([Hourdin *et al.*, 1999; Krinner *et al.*, 2005] and see Appendix) given in each sub-panel of Fig. 8.

Overall, we obtain relatively high FMT values, yet with some discrepancies among regions. The FMT goes from 68% for Tropical Asia up to 89% for Tropical South America. The FMT at global scale is at the bottom range of regional values, which is explained by the discrepancy between the contribution of each different region in global FWET and FSAT discussed above. Moreover, the FMT over Tropical Asia that contributes the most to the global signal (see Fig. 6) has the lowest FMT (68%) of all the regions. This is possibly due to irrigation impacting the timing of FWET, but not FSAT.

Over South America (Tropical and Temperate), we obtain a high value of FMT, due to the low amplitude of the seasonal cycle over these regions for both FWET and FSAT even if there is a discrepancy between the timing of maximum FWET and the one of FSAT, as seen in Fig. 8. In tropical South America, there is a lag of few months between FWET and rainfall, and a weak correlation between these two variables ($r = 0.03$). The correlation between FWET and rainfall increases to 0.60 at a 3 months lag. Using ORCHIDEE-SAT, we capture this lag between FSAT and rainfall, but it is underestimated for Tropical South America and over-estimated for Temperate South America. The underlying mechanisms are complex. Over the Parana region of temperate South America, inundation seems to be driven by precipitation events upstream [Prigent *et al.*, 2007]. Over the Amazon, the water residence time in floodplains and aquifer recharge may also play a role [Decharme *et al.*, 2008].

Over boreal North America, northern Europe and boreal Eurasian, the match between the seasonal cycle of FWET and FSAT is rather good, despite lower FMT values than for tropical regions due to a larger seasonal amplitude (Fig. 8). The seasonal cycle is longer for FSAT than for FWET (Fig. 8). The observed onset of the seasonal increase in satellite FWET is well-captured by modelled FSAT for boreal Eurasian, but it occurs too early by ~ 1 month for boreal North America and Europe. The termination of the FSAT seasonal cycle when soils freeze in autumn occurs one month too late in all three boreal regions. Some of the seasonal cycle phase differences between FSAT and FWET could be attributed to the non-explicit representation of vertical water distribution in ORCHIDEE-SAT that prevents a realistic

simulation of the liquid soil water content. Moreover, saturation is a necessary condition for inundation, except for temporary flooding of impermeable soils, thus it seems logical that saturation (FSAT) lasts longer than inundation (FWET). The thickness criteria used to compute $FSAT^{eff}$ from FSAT (75cm, see equation 2) have little influence on the length of the seasonal cycle of FSAT, e.g. FMT goes from 73 to 75 for Boreal Eurasia if the depth criteria changes from 75cm to 1.2m. The FMT between FWET and FSAT is higher than one between FWET and liquid soil water content (not given) precisely due to this depth criterion that excludes the contribution of liquid water located in the deep soil layers to the wetland formation. The high FMT (not shown) between rainfall (blue curve in Fig.8) and FWET seasonal cycle (black curve in Fig.8) for boreal regions is attributed to the fact that maximum rainfall occurs in summer, when the soils are not frozen at the surface, hence preventing complex lag effects of FWET to rainfall.

5.3. Year-to-year variability

Fig. 9 compares the year-to-year variability of satellite FWET, modelled FSAT and snowfall+rainfall forcing. A 12-months moving average is applied to each monthly anomalies time series to remove the seasonal cycle. Anomalies are obtained first by dividing the time series of each region by its maximum value before removing the mean seasonal cycle over 1993-2000. The interannual correlation between FWET and FSAT over the 7-years period is given in each sub-panel of Fig 8. There is a large variability for the inter-annual correlation (r) between FWET and FSAT among the regions with r going from -0.15 in Temperate South America to 0.88 in Temperate Eurasia. Except for boreal regions where snow can create a delay between precipitation and water availability to saturate soils, the interannual correlation between FSAT and precipitation is always high (> 0.66) in all regions. This is observed even in the tropical and temperate regions where correlation between FSAT and FWET is poor (< 0.1). For instance, the correlation between FSAT and precipitation is equal to 0.73 over Temperate South America and to 0.66 over Southern Europe. Simulated FSAT year-to-year variability is thus close to the one of precipitation variability, whereas the variability of FWET seems to be explained, at least in some regions, by others factors.

Note that the P07 data show a decrease in FWET in some regions (Temperate South America, North America, etc.) and at global scale by the end of the 1990's. FWET captures well this decrease for regions where a coincident decrease of precipitation is also observed (North America). However, in other regions (Temperate South America for instance) and at global scale, the decrease observed in FWET is not associated with a decrease in precipitation. We hypothesized that such changes in FWET could be attributed in part to anthropogenic influence. But, given the lack of independent observations at large scale and over many years to evaluate FWET with, more investigations are needed to draw such conclusions. Therefore at global scale, as for the seasonal cycle, the poor ability of ORCHIDEE-SAT to match the year-to-year variability of FWET ($r = -0.45$) can be explained, at least partially, by some discrepancy in the contribution of the different regions (cf. 5.1).

6. Discussion

6.1. Discharge-to-flooding relationship for Siberian rivers

In the previous sections, we evaluated independently ORCHIDEE-SAT against both river discharge (an indirect validation of the entire hydrology) and satellite observations of flooded area (a more

direct validation of saturation, albeit differences between inundation and saturation). The seasonalities of riverflow and inundation are not independent. Hence, we focus the first point of this discussion on our potential ability to capture the relationship between river streamflow and inundation extent at basin-scale as well as the variability of this relationship from one basin to other. We focus on three large Siberian river basins where FWET were extensively evaluated against in situ river discharges, as well as in situ and satellite-derived snow water equivalent products. In particular, the relationships between snow, inundation, and runoff were studied by [Papa *et al.*, 2007; 2008], showing significantly different behaviors between the Ob, Yenisey, and Lena basins.

In order to examine the capacity of ORCHIDEE-SAT to reproduce the regional relationships between inundation and riverflow over Siberian watersheds, the monthly climatology of inundation extent and discharge is shown in Fig. 10 (left) for both observations and simulations. Concerning the Yenisey basin that shows a large downstream/upstream gradient in inundation extent, we consider only the inundated/saturated area downstream of the gauging station. All the curves are normalized to unity by dividing by their maxima. For each basin, the relationship between the river discharge and both the satellite-derived inundation and the simulated saturation are shown in Fig. 10 (right).

[Papa *et al.*, 2008] observed a hysteresis between the seasonality of the discharge and flood extent, with variable degrees from one basin to other. While there is a large increase of both inundation and discharge when snow melting season starts over these three basins, the relationship between discharge and inundated area during summer is different. Contrary to the Ob, the Yenisey and the Lena basins present a sharp decrease in the discharge while flood extent only slowly declines. This could be explained by an interruption of the connection between river channel and the surrounding floodplains during the flood recession from July. Water that is ponding in the lowlands and gets disconnected from the river channel only slowly disappears through evaporation and percolation during the summer period. The situation is different for the Ob River that has a large hydrographic network with high storage capacity (especially in the northern part) due to floodplains and less extensive permafrost coverage than the two others Russian watersheds. Fig. 10 shows that ORCHIDEE-SAT is able to capture one important trait of the observed relationship between discharge and inundated area for Lena and Yenisey, namely the lag between recession of inundated area and discharge decrease in June. For both basins, we simulate too much delay between the maxima of saturation area and discharge, in comparison with the observed values. The timing of the flooding recession in saturated area occurs also too late by ~1 month in comparison with observations. This disagreement in the flooding-to-discharge relationship can be explained, as mentioned before, by the intrinsic difference between what is observed (inundation) and what is modelled (saturation). The flooding-to-discharge relationship is less well-captured for the Ob basin, however. The simulated discharge increase and inundated area decrease occur too early and too late, respectively (Fig. 10). That can be explained by the fact floodplains and delta formations are not simulated by the model. [Papa *et al.*, 2008] also explained the lags between maximum FWET and river discharge for the Ob River by ice jams in the river valley that contribute to delay between the peak of the discharge and the flooding maximum.

6.2. Suitability of TOPMODEL to simulate wetlands for CH₄ emissions modelling

Several studies used subgrid topographic information [Coe, 1998; Krinner, 2003] or TOPMODEL approach itself [Gedney and Cox, 2003] to diagnose wetlands extents at global scale and their time

variability. We focus the second point of this discussion on the suitability of TOPMODEL to simulate wetland areas at large spatial scale for modelling the associated CH₄ emissions.

Because wetlands have a considerable range of hydrologic conditions and because of their great variation in size, location, seasonality and human impact [*Mitch and Gosselink, 2000*], their definition is controversial [*Reichardt, 1995*]. Nevertheless, they have many specific features, the most important being the presence of standing water for some period during the growing season either at the surface or within the root zone. Presence of unique chemical soil properties and organisms, especially vegetation, are consequences of soils saturation and resulting anaerobic conditions [*Mitch and Gosselink, 2000*]. At global scale, saturation seems mainly linked to geomorphology and climate [*Mitch and Gosselink, 2000*], corresponding well with the assumption used in TOPMODEL. Contrary to early subgrid parameterizations proposed by [*Coe, 1998; Krinner, 2003*], TOPMODEL does not need prescribed residence time of water and pre-dimensioned reservoirs. As a consequence, it offers the possibility of a more mechanistic representation of wetland.

6.2.1 Overestimation of global wetland extent when coupling between TOPMODEL and a LSM?

However, it seems that the coupling TOPMODEL/LSM calculates saturated areas that are much larger than the accepted wetlands inventories [*Aselmann and Crutzen, 1989; Matthews and Fung, 1987; and now Prigent et al., 2007*]. In the present study, as mentioned before, ORCHIDEE-FSAT leads to a mean saturation over ~11% of the continents while the inundated areas of [*Prigent et al., 2007*] only cover ~3%. [*Gedney and Cox, 2003*] also mention the same overestimation problem when coupling TOPMODEL and MOSES, in comparison with the inventories of [*Aselmann and Crutzen, 1989*]. If saturated areas simulated by a TOPMODEL/LSM are combined with wetland emissions models based on flux sites measurement [e.g. *Walter et al., 2001*], it leads to overestimated global wetlands CH₄ emissions in comparison of accepted contribution of wetland to global sources [*Denman et al., 2007*]. This raises the question of the required hydrologic conditions (saturation versus inundation) to have CH₄ productive wetlands.

To solve this issue, [*Gedney and Cox, 2003*] optimized a maximum critical topographic index to match the wetland inventory of [*Aselmann and Crutzen, 1989*]. They assume that wetlands could be considered as areas of stagnant water excluding all other areas where the water table could rise above the surface (i.e. where the local deficit < 0) and results in a significant flow. Their reasoning is possible only because they used the classical approach of [*Beven and Kirkby, 1979*] where the local deficit could be negative. However, [*Saulnier and Datin, 2004*] have underlined implicit approximation in the [*Beven and Kirkby, 1979*] approach and suggested a formulation to correct bias. This corrected formulation is adopted in the present study: it consists in limiting the local deficit to positive values [see Appendix 1 of *Decharme et al., 2006*]. Thus, the methodology used by [*Gedney and Cox, 2003*] and correct formulation of [*Saulnier and Datin, 2004*] are not consistent.

Another solution adopted by *Ringeval et al.* [under review] is to calculate anomalies from the saturated area given by TOPMODEL relatively to the [*Prigent et al., 2007*] data. This approach is not totally satisfying either due to different natures of the two products as explained before.

Better coupling between carbon and hydrology could be an alternative way. In fact, soil carbon accumulates under anaerobic conditions and is necessary as a substrate for methanogenesis bacteria. Cross-using of subgrid topography used in TOPMODEL and subgrid soil carbon [e.g. IGBP-DIS data at 5 min resolution, *Global Soil Data Task Group*, 2000] could allow limiting spatially the wetland extent to area with high soil carbon content.

6.2.2 Evaluation of such modelled wetland extents

Even if multiple satellite approaches as in [Prigent *et al.*, 2007] could be able to circumvent so problems mentioned by [Frey and Smith, 2007], they still have limitations. For instance, grid-cells with high soil carbon content representative to peatlands are not well-captured in P07 [Spahni, personal communication]: peatlands are not necessary free-surface waters and as consequence are not present in P07. Thus, regional inventories as [Peregon *et al.*, 2008] closer to ground-truth should also be considered.

Finally, evaluation of wetland extent should be coupled with evaluation of wetland CH₄ emissions. Year-to-year variability in wetland extent seems to explain a large part of the variability in wetland CH₄ emissions [Ringeval *et al.*, 2010]. Thus, the evaluation of the variability in modelled emissions obtained using TOPMODEL/LSM is also a mean to evaluate the wetland dynamic. Evaluation of year-to-year variability in global CH₄ emissions could be done against top-down approach results [Bousquet *et al.* submitted] but are themselves prone to lots of uncertainties [Denman *et al.*, 2007].

6.2.3 Accounting for the water table depth

Improving the modelling of wetland CH₄ emissions using TOPMODEL/LSM is achieved through the representation of the water table depth (WTD). Current couplings between TOPMODEL and a LSM are restricted to simulation of areas where the WTD is at or above the soil surface. However, a wetland can emit CH₄ even if the WTD is under the soil surface. Although uncertainties remain about the sensibility of CH₄ emissions to WTD [Christensen *et al.*, 2003; Updegraff *et al.*, 2001], it is a key-variable by delimiting the extension of the anoxic soil zone (where CH₄ is produced) and of the overlying oxic one (where CH₄ is oxidized by methanotrophy) [Walter and Heimann, 2000].

Improvements could be brought by associating not only a topographic index with saturation [λ_{sat} , see Appendix 1 of Decharme *et al.*, 2006] but also some topographic index with different soil water deficit into each grid-cell [Ringeval *et al.* in prep]. Nevertheless, such improvements brought to [Saulnier and Datin, 2004] formalism could not give information about the value of the WTD as soon as the WTD is above the soil surface (cf. 6.2.1). The thickness of the water layer above the soil surface determines yet the CH₄ oxidation intensity before it reaches the atmosphere [Walter and Heimann, 2000] and can be used to discriminate between lakes and wetlands [Coe, 1998; Krinner, 2003; de Noblet-Ducoudré *et al.*, 2002].

6.2.4 Accounting for wetlands diversity

Finally, a global approach as TOPMODEL does not give the possibility to model the hydrologic diversity in ecosystems covered by the term “wetlands”. First, TOPMODEL accounts only for wetlands developed from saturated soils by beneath and not from floodplains mechanisms or ombrotrophic bogs. Then, even among the class of wetlands developed from saturation, the water recharge could be

different and TOPMODEL cannot account for this diversity. The local recharge processes will partly determine the wetland productivity (ombrotrophic, connected fens / unconnected bogs) [Mistch and Gosselink, 2000], the substrate amount for methanogenesis, and finally CH₄ fluxes [Updegraff *et al.*, 2001]. Different approaches are exploring the possibility to include a statistical representation of the grid cell micro-topography within TOPMODEL and analyse its impact on the simulated saturated area. Also, addition of several PFTs could allow accounting for this diversity [Wania *et al.*, 2009a].

7. Conclusion

This study shows the impact of freeze/thaw parameterization and TOPMODEL approach on global hydrological simulations performed with the ORCHIDEE LSM. First a classical comparison between modelled river discharge and observations at gauging station is conducted. Globally, the quality of the simulated discharge increases even if the improvement is limited over specific basins (Ob, Rio-Amazonas), because the LSM does not simulate floodplains. Second, an original evaluation of the coupling between TOPMODEL approach and a LSM is presented using remote sensing data [Prigent *et al.*, 2007]. The satellite observations provide an estimate of the inundated extent whereas the model diagnoses the saturated areas. As a consequence, the model results cannot be validated in the absolute sense, but the consistency of the spatial and temporal variability of the two related estimates (inundation/saturated areas) is carefully evaluated. Despite some difficulties to match exact locations of individual inundated events, a rather good agreement is obtained in the spatial distribution of the inundation/saturation areas, into some defined world regions. The model reproduces the seasonality of the inundation correctly, but interannual variability is difficult to simulate, especially the decreasing trend observed in the inundated area in the late 90's. The two evaluations (with riverflow and with remote senses data) are complementary, imposing strong constraints on the simulation at basin scale. Lots of issues must be still resolved before efficient use of coupling between TOPMODEL and LSM to simulate wetland extent and associated CH₄ emissions.

In addition to allow evaluation of the coupling TOPMODEL/LSM, the inundated areas inferred from satellite observations could be seen as a tool to evaluate time variability of soil water content simulated by LSMs in the same way as terrestrial water storage variations derived from dataset of the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) [Alkama *et al.*, 2010; Ngo-Duc *et al.*, 2007].

- Alkama, R., B. Decharme, H. Douville, M. Becker, A. Cazenave, J. Sheffield, A. Voldoire, S. Tyteca, and P. Le Moigne (2010), Global Evaluation of the ISBA-TRIP Continental Hydrological System. Part I: Comparison to GRACE Terrestrial Water Storage Estimates and In Situ River Discharges, *Journal of Hydrometeorology*, 11(3), 583-600, doi:10.1175/2010JHM1211.1.
- Armstrong, R. L., and M. J. Brodzik (2005), Northern Hemisphere EASE-Grid weekly snow cover and sea ice extent, version 3, Natl. Snow and Ice Data Cent., Boulder, Colo.,
- Aselmann, I., and P. J. Crutzen (1989), Global distribution of natural freshwater wetlands and rice paddies, their net primary productivity, seasonality and possible methane emissions, *Journal of Atmospheric Chemistry*, 8(4), 307-358, doi:10.1007/BF00052709.
- Beven, K. J., and M. J. Kirkby (1979), A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modele a base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant, *Hydrological Sciences Journal*, 24(1), 43-69, doi:10.1080/02626667909491834.
- Bloom, A. A., P. I. Palmer, A. Fraser, D. S. Reay, and C. Frankenberg (2010), Large-Scale Controls of Methanogenesis Inferred from Methane and Gravity Spaceborne Data, *Science*, 327(322), doi:10.1126/science.1175176.
- Bousquet, P. et al. (2006), Contribution of anthropogenic and natural sources to atmospheric methane variability, *Nature*, 443(7110), 439-443, doi:10.1038/nature05132.
- Christensen, T. R., A. Ekberg, L. Strom, and M. Mastepanov (2003), Factors controlling large scale variations in methane emissions from wetlands, *Geophysical Research Letters*, 30(7), 10-13, doi:10.1029/2002GL016848.
- Coe, M. T. (1998), A linked global model of terrestrial hydrologic processes: Simulation of modern rivers, lakes and wetlands, *Journal of Geophysical Research*, 103(D8), 8885-8899.
- Coe, M. T. (2000), Modeling Terrestrial Hydrological Systems at the Continental Scale: Testing the Accuracy of an Atmospheric GCM, *Journal of Climate*, 13(4), 686-704, doi:10.1175/1520-0442
- Cox, P. M., R. A. Betts, C. B. Bunton, R. L. H. Essery, P. R. Rowntree, and J. Smith (1999), The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity, *Climate Dynamics*, 15(3), 183-203, doi:10.1007/s003820050276.
- Crockford, R. H., and D. P. Richardson (2000), Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate, *Hydrological Processes*, 14(16-17), 2903-2920, doi:10.1002/1099-1085
- Decharme, B., and H. Douville (2005), Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model, *Climate Dynamics*, 26(1), 65-78, doi:10.1007/s00382-005-0059-7.
- Decharme, B., and H. Douville (2007), Global validation of the ISBA sub-grid hydrology, *Climate Dynamics*, 29(1), 21-37, doi:10.1007/s00382-006-0216-7.
- Decharme, B., H. Douville, A. Boone, F. Habets, and J. Noilhan (2006), Impact of an Exponential Profile of Saturated Hydraulic Conductivity within the ISBA LSM: Simulations over the Rhône Basin, *Journal of Hydrometeorology*, 7(1), 61, doi:10.1175/JHM469.1.
- Decharme, B., H. Douville, C. Prigent, F. Papa, and F. Aires (2008), A new river flooding scheme for global climate applications: Off-line evaluation over South America, *Journal of Geophysical Research*, 113(D11), 1-11, doi:10.1029/2007JD009376.
- Denman, K. L. et al. (2007), Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, edited by U. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom And New York, NY.
- Ducharne, A., K. Laval, and J. Polcher (1998), Sensitivity of the hydrological cycle to the parametrization of soil hydrology in a GCM, *Climate Dynamics*, 14(5), 307-327, doi:10.1007/s003820050226.
- Ducoudré, N., K. Laval, and A. Perrier (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*.
- Farouki, O. (1981), The thermal properties of soils in cold regions, *Cold Regions Science and Technology*, 5(1), 67-75.
- Forster, P. et al. (2007), Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. C., in *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*.

- Frey, K. E., and L. C. Smith (2007), How well do we know northern land cover? Comparison of four global vegetation and wetland products with a new ground-truth database for West Siberia, *Global Biogeochemical Cycles*, 21(1), doi:10.1029/2006GB002706.
- Gedney, N., and P. M. Cox (2003), The Sensitivity of Global Climate Model Simulations to the Representation of Soil Moisture Heterogeneity, *Journal of Hydrometeorology*, 4(6), 1265, doi:10.1175/1525-7541
- Global Soil Data Task Group (2000), Global gridded surfaces of selected soil characteristics (IGBP-DIS)
- Guo, Z., P. Dirmeyer, and X. Gao, M (2007), Improving the quality of simulated soil moisture with a multi-model ensemble approach, *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 747(April), 731-747, doi:10.1002/qj.
- Gurney, K. R., R. M. Law, A. S. Denning, P. Rayner, D. Baker, P. Bousquet, and L. Bruhwiler (2002), No Title, , 415(6872), 626-630.
- Habets, F., and G. Saulnier (2001), Subgrid runoff parameterization, *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 26(5-6), 455-459, doi:10.1016/S1464-1909(01)00034-X.
- Hourdin, F., J. P. Issartel, B. Cabrit, and A. Idekadi (1999), Reciprocity of atmospheric transport of trace species, *C.R.Acad.Sci.*, 329, 623-628.
- Kleidon, A., and M. Heimann (1998), A method of determining rooting depth from a terrestrial biosphere model and its impacts on the global water and carbon cycle, *Global Change Biology*, 4(3), 275-286, doi:10.1046/j.1365-2486.1998.00152.x.
- Krinner, G., N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch, and I. C. Prentice (2005), A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1), doi:10.1029/2003GB002199.
- Krinner, G. (2003), Impact of lakes and wetlands on boreal climate, *Journal of Geophysical Research*, 108(D16), doi:10.1029/2002JD002597.
- Lawrence, D. M., and A. G. Slater (2007), Incorporating organic soil into a global climate model, *Climate Dynamics*, 30(2-3), 145-160, doi:10.1007/s00382-007-0278-1.
- Loveland, T. R., B. C. Reed, J. F. Brown, D. O. Ohlen, Z. Zhu, L. Yang, and A. J. W. Merchant (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.
- Manabe, S. (1969), Climate and the ocean circulation 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the Earth' surface, *Monthly Weather Review*, 97(11).
- Matthews, E., and I. Fung (1987), Methane Emission From Natural Wetlands: Global Distribution, Area, and Environmental Characteristics of Sources, *Global Biogeochemical Cycles*, 1(1), 61-86.
- Matthews, E., I. Fung, and J. Lerner (1991), Methane emission from rice cultivation: Geographic and seasonal distribution of cultivated areas and emissions, *Global Biogeochemical Cycles*, 5(1), 3, doi:10.1029/90GB02311.
- McMurtrie, R., D. Rook, and F. Kelliher (1990), Modeling the yield of Pinus-Radiata on a site limited by water and nitrogen, *Forest Ecology Management*, 30(1-4), 381-413.
- Mitch, W. J., and J. G. Gosselink (2000), *Wetlands*, 3rd ed., edited by J. Wiley and N. J. Hoboken.
- Nash, J. E., and J. V. Sutcliffe (1970), River flow forecasting through conceptual models, 1, A discussion of principales, *Journal of Hydrology*, 10, 282-290.
- Ngo-Duc, T., K. Laval, G. Ramillien, J. Polcher, and A. Cazenave (2007), Validation of the land water storage simulated by Organising Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems (ORCHIDEE) with Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data, *Water Resources Research*, 43(4), 1-8, doi:10.1029/2006WR004941.
- Ngo-Duc, T., J. Polcher, and K. Laval (2005), A 53-year forcing data set for land surface models, *Journal of Geophysical Research*, 110(D6), 1-13, doi:10.1029/2004JD005434.
- Noblet-Ducoudré, N. de, E. Poutou, J. Chappellaz, M. Coe, and G. Krinner (2002), Indirect relationship between surface water budget and wetland extent, *Geophysical Research Letters*, 29(4), 10-13, doi:10.1029/2001GL013929.
- Noilhan, J., and P. Lacarrere (1995), GCM grid-scale evaporation from mesoscale modeling, *Journal of Climate*, 8(2), 206-223.
- Papa, F., C. Prigent, and W. B. Rossow (2007), Ob' River flood inundations from satellite observations: A relationship with winter snow parameters and river runoff, *Journal of Geophysical Research*, 112(D18), 1-11, doi:10.1029/2007JD008451.
- Papa, F., C. Prigent, and W. B. Rossow (2008), Monitoring Flood and Discharge Variations in the Large Siberian Rivers From a Multi-Satellite Technique, *Surveys in Geophysics*, 29(4-5), 297-317, doi:10.1007/s10712-008-9036-0.

- Papa, F., C. Prigent, F. Durand, and W. B. Rossow (2006), Wetland dynamics using a suite of satellite observations: A case study of application and evaluation for the Indian Subcontinent, *Geophysical Research Letters*, 33(8), 5-8, doi:10.1029/2006GL025767.
- Peregon, A., S. Maksyutov, N. P. Kosykh, and N. P. Mironycheva-Tokareva (2008), Map-based inventory of wetland biomass and net primary production in western Siberia, *Journal of Geophysical Research*, 113(G1), 1-12, doi:10.1029/2007JG000441.
- Poutou, E., G. Krinner, C. Genthon, and N. Noblet-Ducoudré (2004), Role of soil freezing in future boreal climate change, *Climate Dynamics*, 23(6), 621-639, doi:10.1007/s00382-004-0459-0.
- Prigent, C., F. Papa, F. Aires, W. B. Rossow, and E. Matthews (2007), Global inundation dynamics inferred from multiple satellite observations, 1993–2000, *Journal of Geophysical Research*, 112(D12), 1-13, doi:10.1029/2006JD007847.
- Prigent, C., E. Matthews, F. Aires, and W. B. Rossow (2001), Remote sensing of global wetland dynamics with multiple satellite data sets, *Geophysical Research Letters*, 28(24), 4631, doi:10.1029/2001GL013263.
- Reichardt, T. (1995), Academy under fire on “wetlands” definition, *Nature*, 1990-1990.
- Ringeval, B., N. de Noblet-Ducoudré, P. Ciais, P. Bousquet, C. Prigent, F. Papa, and W. B. Rossow (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(2), 1-12, doi:10.1029/2008GB003354.
- Rosnay, P. D., and J. Polcher (1998), Modelling root water uptake in a complex land surface scheme coupled to a GCM, *Hydrology and Earth System*.
- Saulnier, G.-M., and R. Datin (2004), Analytical solution to a bias in the TOPMODEL framework balance, *Hydrological Processes*, 18(7), 1195-1218, doi:10.1002/hyp.1346.
- Schumann, G., D. J. Lunt, P. J. Valdes, R. A. M. de Jeu, K. Scipal, and P. D. Bates (2009), Assessment of soil moisture fields from imperfect climate models with uncertain satellite observations, *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(9), 1545-1553, doi:10.5194/hess-13-1545-2009.
- Seneviratne, S. I., D. Lüthi, M. Litschi, and C. Schär (2006), Land-atmosphere coupling and climate change in Europe., *Nature*, 443(7108), 205-9, doi:10.1038/nature05095.
- Seneviratne, S. I., T. Corti, E. L. Davin, M. Hirschi, E. B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky, and A. J. Teuling (2010), Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review, *Earth-Science Reviews*, 99(3-4), 125-161, doi:10.1016/j.earscirev.2010.02.004.
- Sheffield, J., G. Goteti, and E. F. Wood (2006), Development of a 50-Year High-Resolution Global Dataset of Meteorological Forcings for Land Surface Modeling, *Journal of Climate*, 19(13), 3088, doi:10.1175/JCLI3790.1.
- Siebert, S., P. Doll, J. Hoogeveen, J.-M. Faures, K. Frenken, and S. Feick (2005), Development and validation of the global map of irrigation areas, *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(5), 535-547.
- Sivapalan, M., K. Beven, and E. Wood (1987), On hydrologic similarity 2. A scaled model of storm runoff production, *Water Resources Research*, 23(12), 2266-2278.
- Takata, K., and M. Kimoto (2000), A numerical study on the impact of soil freezing on the continental-scale seasonal cycle, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 78(3), 199-221.
- Tapley, B. D., S. Bettadpur, J. C. Ries, P. F. Thompson, and M. M. Watkins (2004), GRACE measurements of mass variability in the Earth system., *Science (New York, N.Y.)*, 305(5683), 503-5, doi:10.1126/science.1099192.
- Teuling, A. J. et al. (2009), A regional perspective on trends in continental evaporation, *Geophysical Research Letters*, 36(2), 1-5, doi:10.1029/2008GL036584.
- Updegraff, K., S. Bridgman, J. Pastor, and P. Weishampel, C (2001), Response of CO₂ and CH₄ emissions from peatlands to warming and water table manipulation, *Ecological Applications*, 11(2), 311-326.
- Wagner, W. (1999), A Method for Estimating Soil Moisture from ERS Scatterometer and Soil Data, *Remote Sensing of Environment*, 70(2), 191-207, doi:10.1016/S0034-4257(99)00036-X.
- Wagner, W. (2003), Evaluation of the agreement between the first global remotely sensed soil moisture data with model and precipitation data, *Journal of Geophysical Research*, 108(D19), doi:10.1029/2003JD003663.
- Wagner, W., V. Naeimi, K. Scipal, R. Jeu, and J. Martínez-Fernández (2006), Soil moisture from operational meteorological satellites, *Hydrogeology Journal*, 15(1), 121-131, doi:10.1007/s10040-006-0104-6.
- Wahr, J., S. Swenson, and I. Velicogna (2006), Accuracy of GRACE mass estimates, *Geophysical Research Letters*, 33(6), 1-5, doi:10.1029/2005GL025305.
- Walter, B., and M. Heimann (2000), A process-based, climate-sensitive model to derive methane emissions from natural wetlands: Application to five wetland sites, sensitivity to model parameters, and, *Global Biogeochemical Cycles*, 14, 745-765.

- Wania, R., I. Ross, and I. C. Prentice (2009), Integrating peatlands and permafrost into a dynamic global vegetation model: 1. Evaluation and sensitivity of physical land surface processes, *Global Biogeochemical Cycles*, 23(3), 1-19, doi:10.1029/2008GB003412.
- Weglarczyk (1998), The interdependence and applicability of some statistical quality measures for hydrological models, *Journal of Hydrology*, 206, 98-103.
- Wood, E., D. P. Lettenmaier, X. Liang, D. Lohmann, A. Boone, S. Chang, and F. Chen (1998), The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) Phase 2(c) Red–Arkansas River basin experiment: 1. Experiment description and summary intercomparisons, *Global and Planetary Change*, 19(1-4), 115-135, doi:10.1016/S0921-8181(98)00044-7.
- Zobler, L. (1999), Global Soil Types, 1Degree Grid (Zobler), data set, Oak Ridge Natl. Lab. Distrib. Act. Arch. Cent., Oak Ridge, Tenn., Available at <http://www.daac.ornl.gov>, doi:10.3334/ORNLDAAAC/418

Table 1: Skill score for simulated discharges by ORCHIDEE (black), ORCHIDEE-FRZ (green) and ORCHIDEE-SAT (red) over the 7 rivers given in Fig. 4. The ratio between simulated and observed annual mean discharges ($\overline{Q_{sim}}/\overline{Q_{obs}}$) and the monthly efficiencies (Eff) (calculated over the whole discharge observation period given in Fig. 4, right panel) are given as well as the correlation (r) and RMSE between simulated and observed monthly anomalies.

Table 2: Spearman correlation ($r_{FSAT,FWET}^{Spearman}$) between the inundated and saturated fractions at the annual maximum (regardless of the month of maximum) of the grid-cells contained in each region defined in Fig.2b and at global scale.

Fig. 1: Flow-chart of the different developments brought to the ORCHIDEE model.

Fig. 2: a) Map of the river basins considered in this study and b) global breakdown into 11 regions inspired from the TRANSCOM atmospheric transport models intercomparison study [Gurney *et al.*, 2002]

Fig. 3: Spatial distribution of evaluation criteria (ratio - $\overline{Q_{sim}}/\overline{Q_{obs}}$ - and efficiency - Eff) for the discharge seasonal cycle of two simulations performed respectively by ORCHIDEE (top) and ORCHIDEE-SAT (bottom). The value of the criterion of each watershed is defined as the value of this criterion at the basin outlet. A value of ratio close to 1 means that the model reproduces the observed annual runoff with a good agreement. Eff is negative if the simulated discharge is very poor and equal to 1 for a perfect model. See Appendix for more details.

Fig. 4: Mean annual cycle (left) and time series of monthly anomalies (right) for simulated and observed discharges over the Yenisey, the Ob, the Amur, the Danube, the Mississippi, the Ganges and the Rio-Amazonas. Simulated discharges are given for ORCHIDEE (black), ORCHIDEE-FRZ (green) and ORCHIDEE-SAT (red). Values of the skill score for each simulation using the different criteria are reported into Table 1. Simulated riverflow for a sensitivity test on the rooting depth density of C3 grass performed with ORCHIDEE-SAT is also added (red dot curve).

Fig. 5: a) Annual maximum fractional inundation averaged over the 8 years regardless of the month of maximum. To compare FSAT and FWET, each grid-cell is coloured according to its belonging to ten percentiles classes. For FWET (left panel), the values of the 10th, the 20th and the 30th percentiles are the same (=0); thus a same colour.

b) Distribution of the grid-cell inundated (saturated) fractions at annual maximum for FWET (respectively FSAT) at the annual maximum regardless the month of maximum.

Fig. 6: Relative contribution of each region (see Fig. 2 for the regions delimitation) to the global inundated/saturated area, both for the yearly mean (a), for mean January (b), for mean July and annual maximum (d) over 1993-2000. For each part of the Fig., the regions are ranged in descending order of contribution to global inundation (FWET). Error-bars of FWET come from deviation between initial P07 data product and P07 data product where lakes or lakes + rice-paddies were excluded. The correlation between the global distribution among the different regions of FWET and FSAT (i.e. between the black and red curves), $r_{FWET, FSAT}$, is also given for each Fig. part (a,b,c, and d). Spearman correlation is added

for d part. The spatial variance among the different regions for FWET and FSAT (σ_{FWET} and σ_{FSAT} respectively) is indicated for a, b, c and d.

Fig. 7: Spatial distribution of the most probable month of maximum inundation/saturation (a) and relationship between the time variation of inundation/saturation and one of precipitations (b). Grid-cells whose seasonal amplitude is too weak are masked for a. b displays the lag in month to obtain the maximum correlation between inundation/precipitation and the precipitations.

Fig. 8: Mean seasonal cycle for each region and at global scale for FWET and FSAT. Seasonality of snowfall and rainfall (both in relative way compared to snowfall+rainfall) as well as the soil water content seasonality simulated by ORCHIDEE-SAT are too added. All the curves are divided by their maximum value to obtain the same upper limit for all the curves. The FMT between FWET and FSAT (see Appendix for FMT definition) is given in each region's plot.

Fig. 9: Year-to-year variability of FWET, FSAT and of snowfall + rainfall. Each curve is obtained using moving average over 12 month on monthly anomalies. These anomalies were obtained by removing the mean seasonal cycle over 1993-2000 then dividing by the maximum value. Correlation between FWET and FSAT is given in each region's plot.

Fig. 10: a) Relationship between mean seasonal cycle over 1993-2000 of riverflow and one of the inundated/saturated area extents over three boreal basins (Lena, Yenisey and Ob basins). b) Hysteresis relationship between riverflow and inundation/saturation for both observations and simulations.

Fig. S1: Spatial variability in soil water holding capacity introduced in the initial version of ORCHIDEE (RU). Spatial RU computed using both soil texture and soil organic content (b) is used in the ORCHIDEE version. Spatial RU computed using only soil texture is given in (a).

Appendix

The Efficiency criterion (Eff) [Nash and Sutcliffe, 1970] measures the model ability to capture the monthly discharge dynamics. This skill score is defined as follows:

$$Eff = 1.0 - \frac{\sum (Q_{sim}(t) - Q_{obs}(t))^2}{\sum (Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}})^2}$$

where $\overline{Q_{obs}}$ represents the observed temporal mean. Eff can be negative if the simulated discharge is very poor, is above 0.5 for a reasonable simulation, above 0.7 for a good one, and 1 for a perfect model (Boone et al. 2004)

The Figure of merit in Time (FMT) [Hourdin et al., 1999; Krinner et al., 2005] is defined as:

$$FMT = 100\% \frac{\sum \min(Q_{sim}(t), Q_{obs}(t))}{\sum \max(Q_{sim}(t), Q_{obs}(t))}$$

Tables and Figures :

		Yenisey (Igarka)			Ob (Salekhard)			Amur (Komsomolsk)			Danube (Ceatal Izmail)			Mississippi (Vicksburg)			Ganges (Hardinge Bridge)			Rio-Amazonas (Obidos)		
		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Seasonal Cycle	Q_{sim}/Q_{obs}	0,72	0,96	0,73	1,15	1,40	1,10	1,10	1,41	0,92	1,23	1,23	0,97	1,38	1,42	0,99	1,93	1,99	1,35	1,0	1,0	0,95
	Eff	0,48	0,46	0,49	0,52	-2,7	-1,76	0,71	0,36	0,77	0,31	-0,06	0,72	-0,06	-0,09	0,55	0,01	-0,04	0,63	0,71	0,71	0,33
Year-to- year variability	$r_{sim,obs}$	0,47	0,49	0,57	0,62	0,2	0,16	0,87	0,85	0,73	0,85	0,82	0,83	0,75	0,76	0,81	0,22	0,22	0,27	0,69	0,69	0,67
	RMSE	5613	5835	5251	3113	6704	5936	1495	1840	1915	1167	1278	903	4365	4336	3818	5867	5892	5713	18618	18618	21195

— ORCHIDEE
— ORCHIDEE-FRZ
— ORCHIDEE-SAT

Table 1

Region	1 – Boreal North America	2 – North Europa	3 – Boreal Eurasian	4 – North America	5 – South Europa	6 – Temperate Eurasian	7 – Tropical South America	8 – Northern Africa	9 – Tropical Asia	10 – Temperate South America	11 – Southern Africa	Global
$r_{FSAT,FWET}^{Spearman}$	0.357	-0.149	0.302	0.442	0.241	0.451	0.166	0.648	0.282	0.195	-0.103	0.329

Table 2

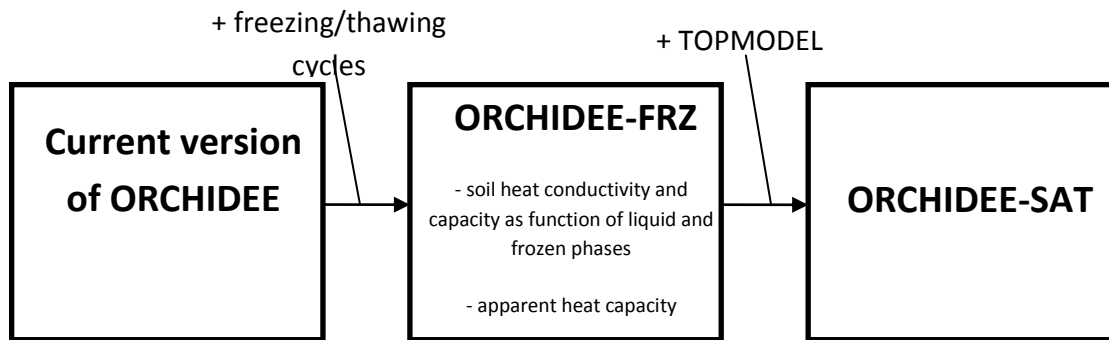


Figure 1

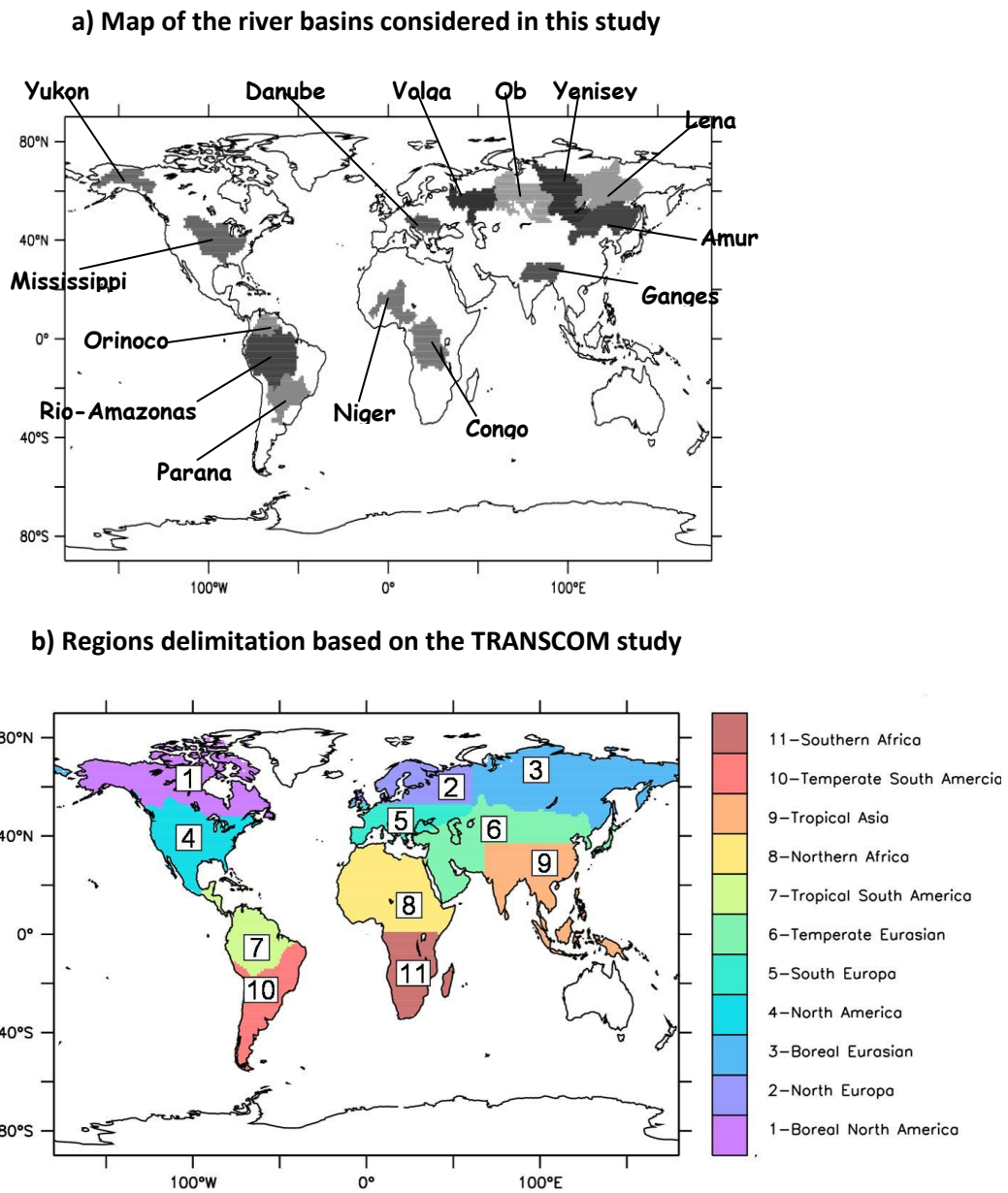


Figure 2

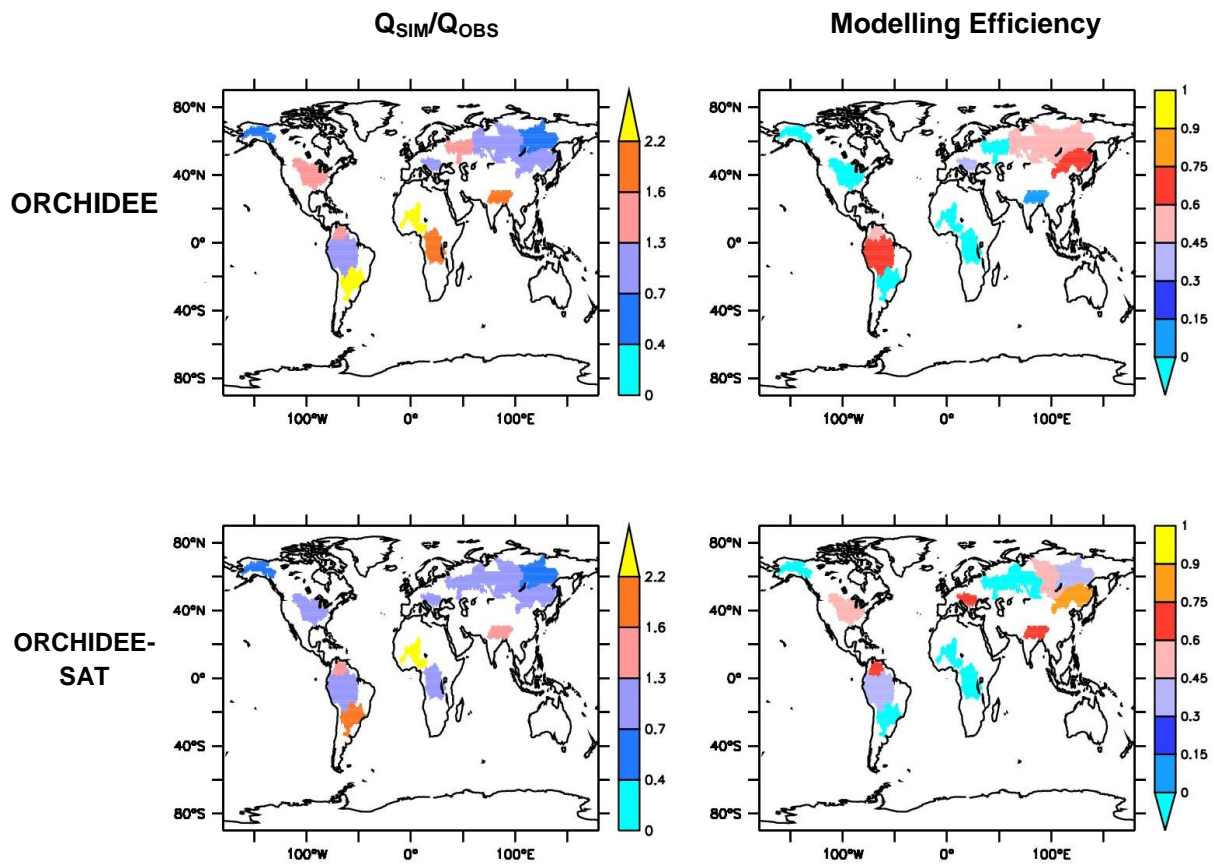


Figure 3

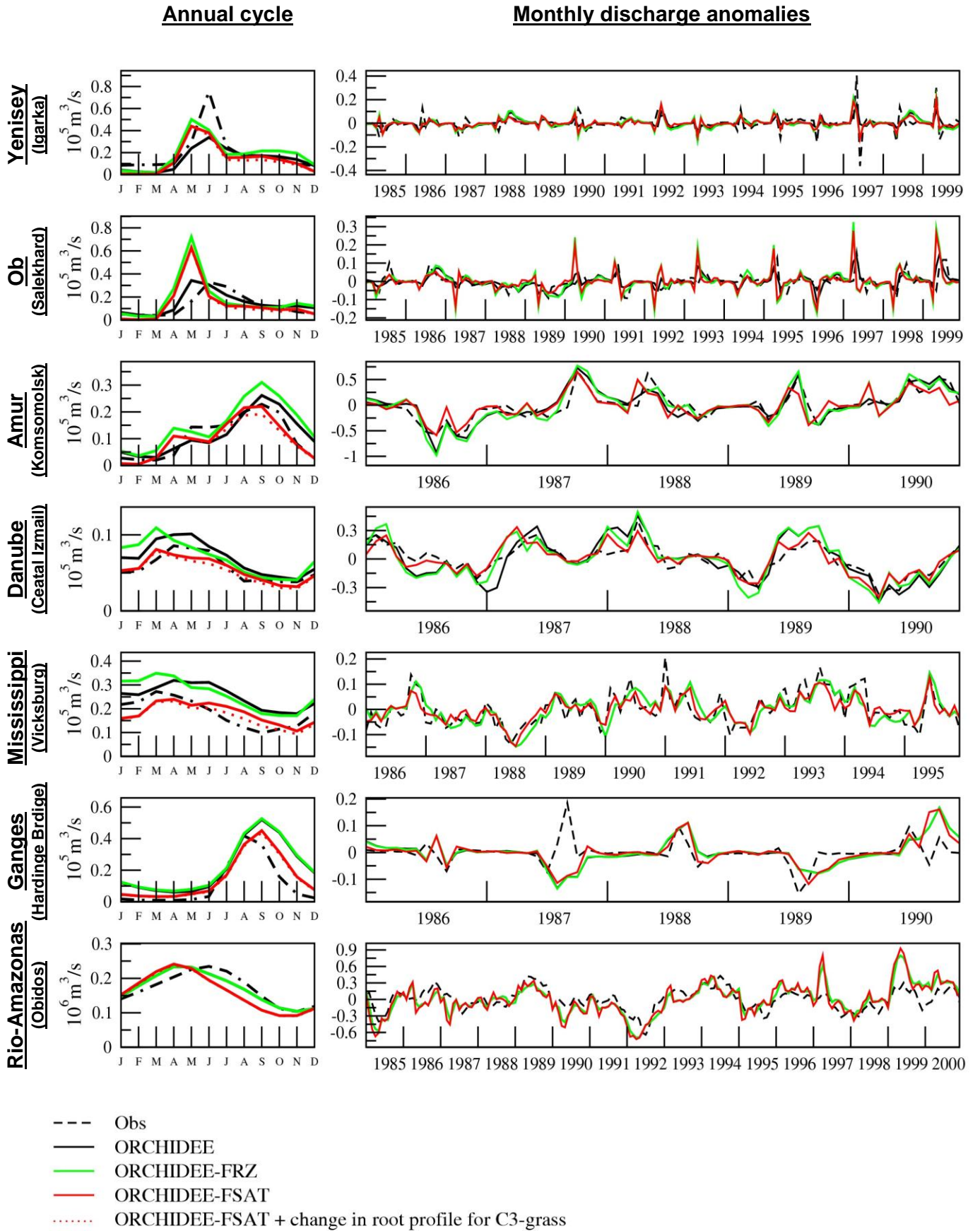
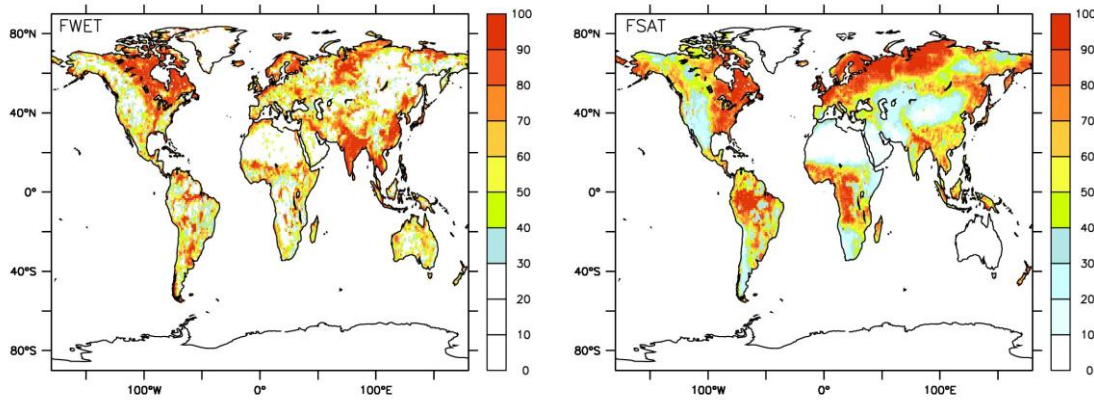


Figure 4

**FWET satellite observed
flooded area fraction**

**FSAT modelled
saturated area fraction**

a) Spatial distribution of the most contributory regions to the annual maximum
global inundated/saturated area



b) Distribution function

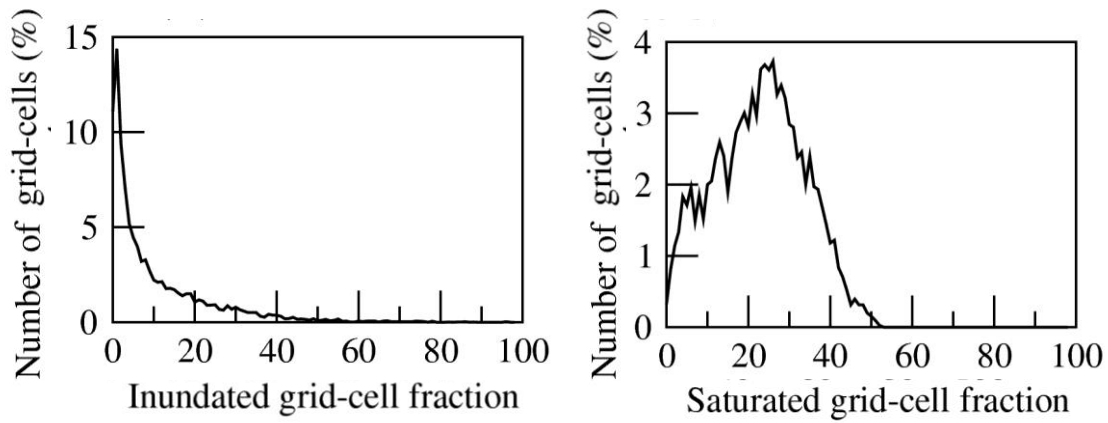


Figure 5

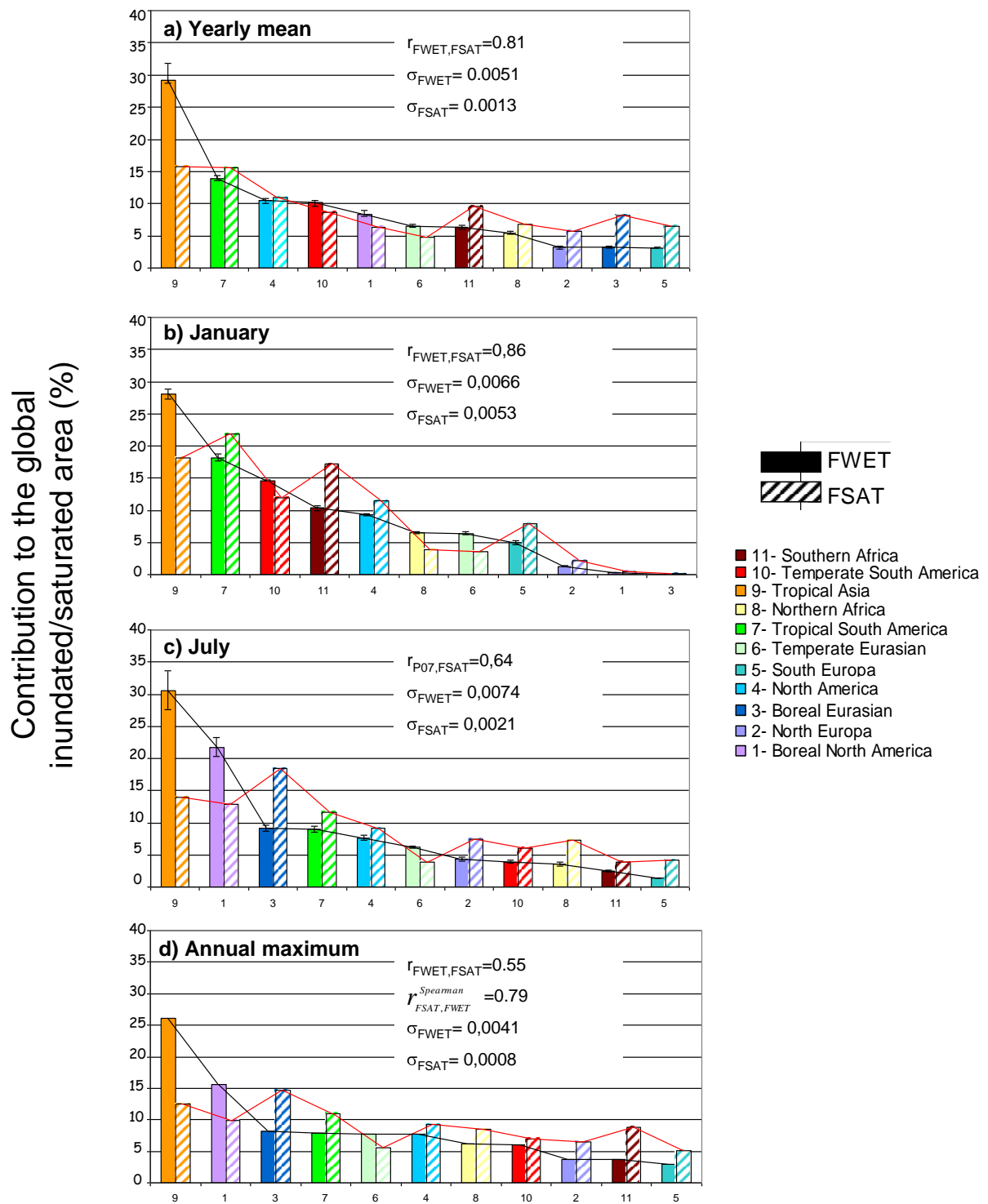


Figure 6

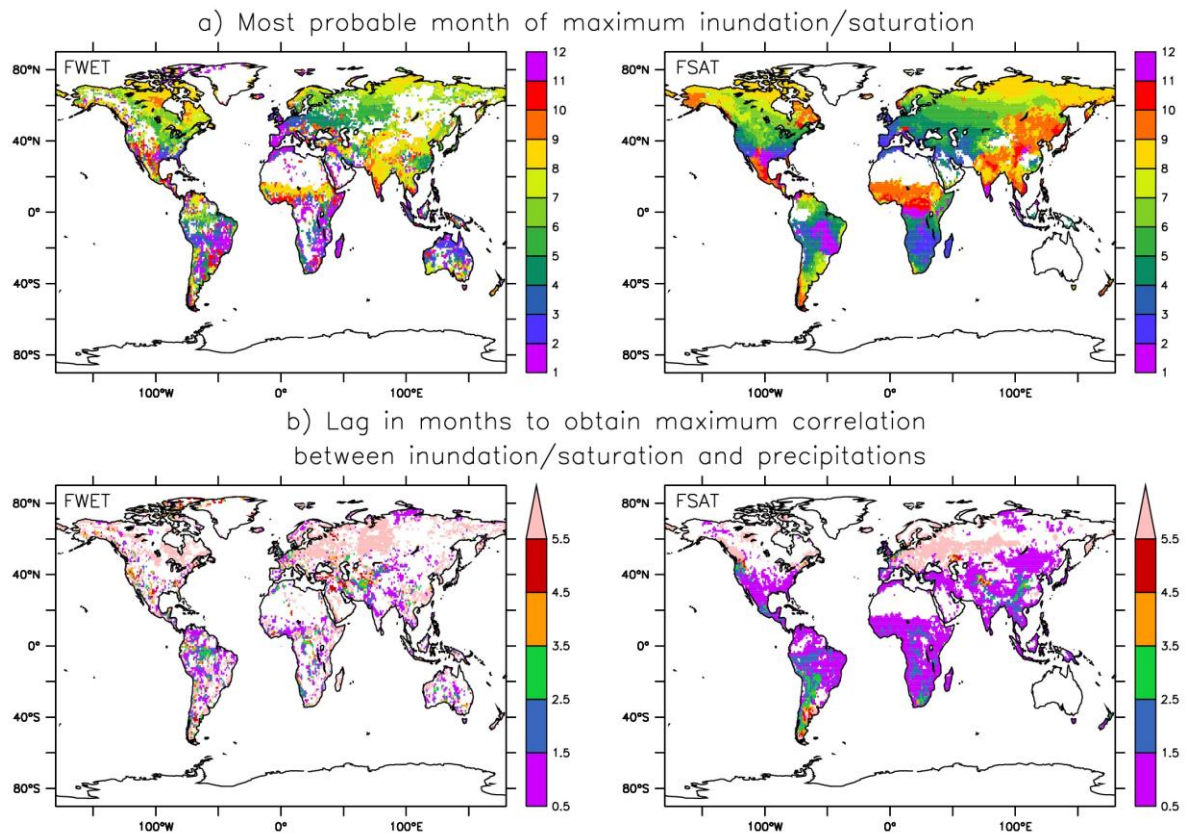


Figure 7

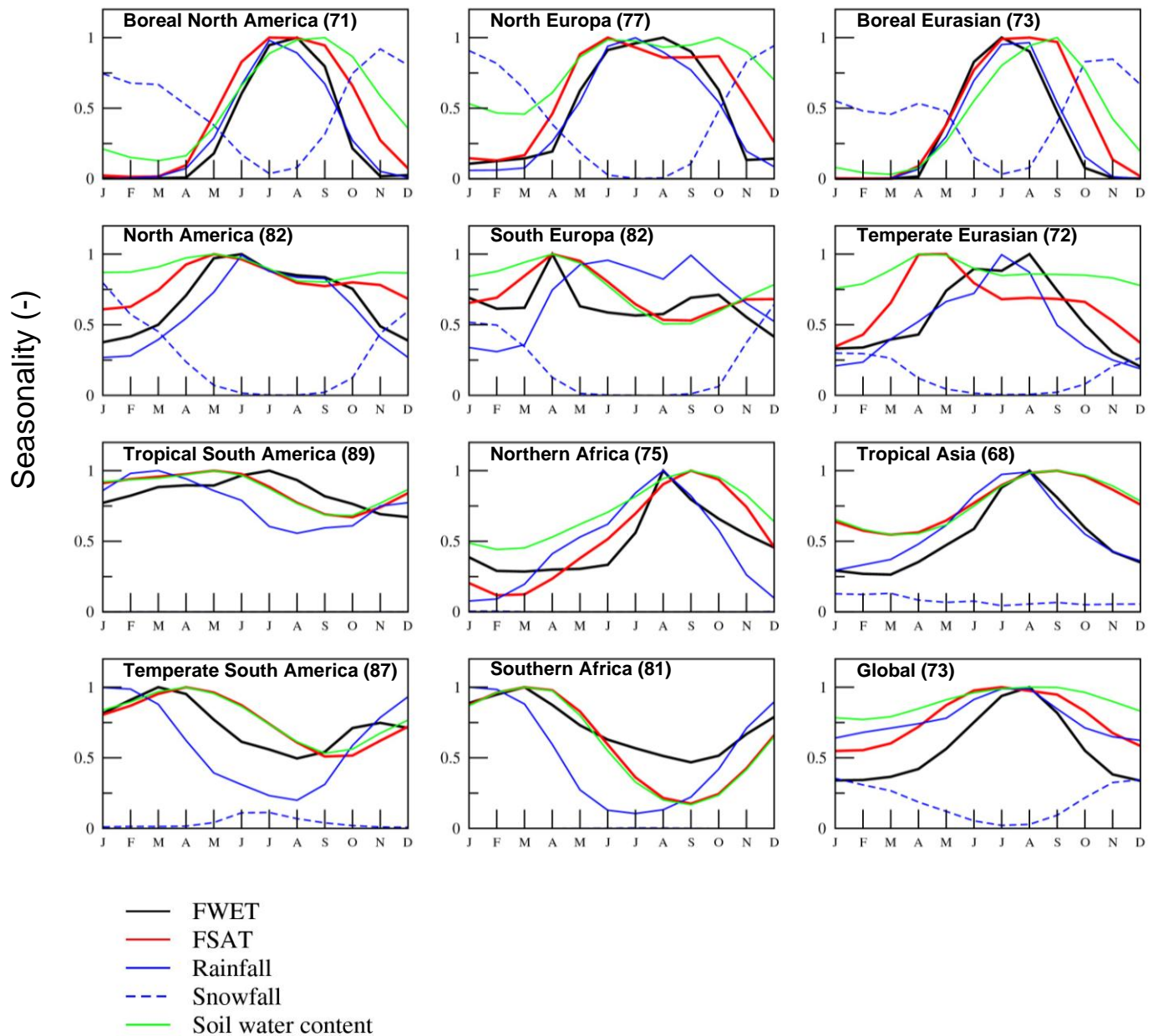


Figure 8

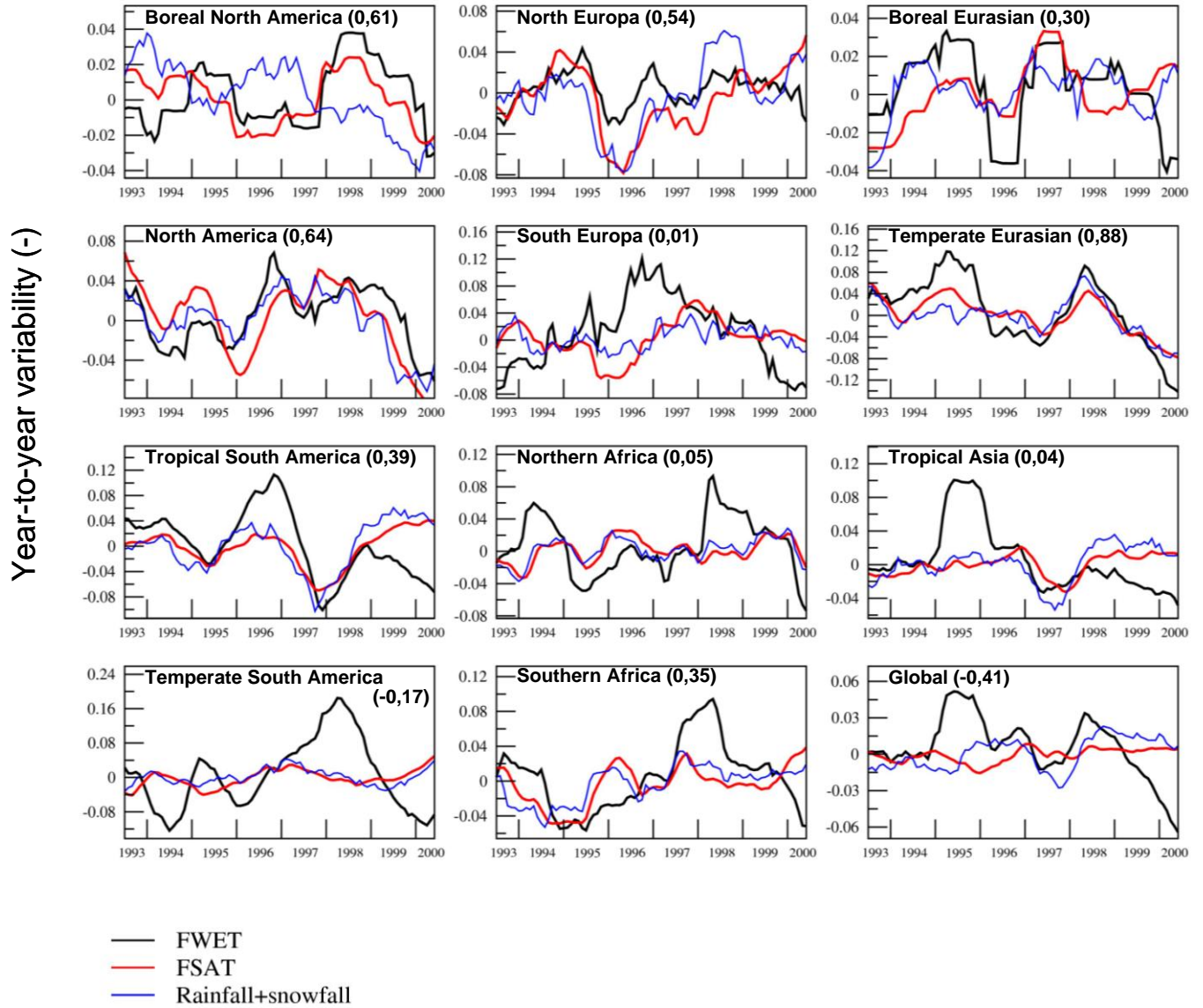


Figure 9

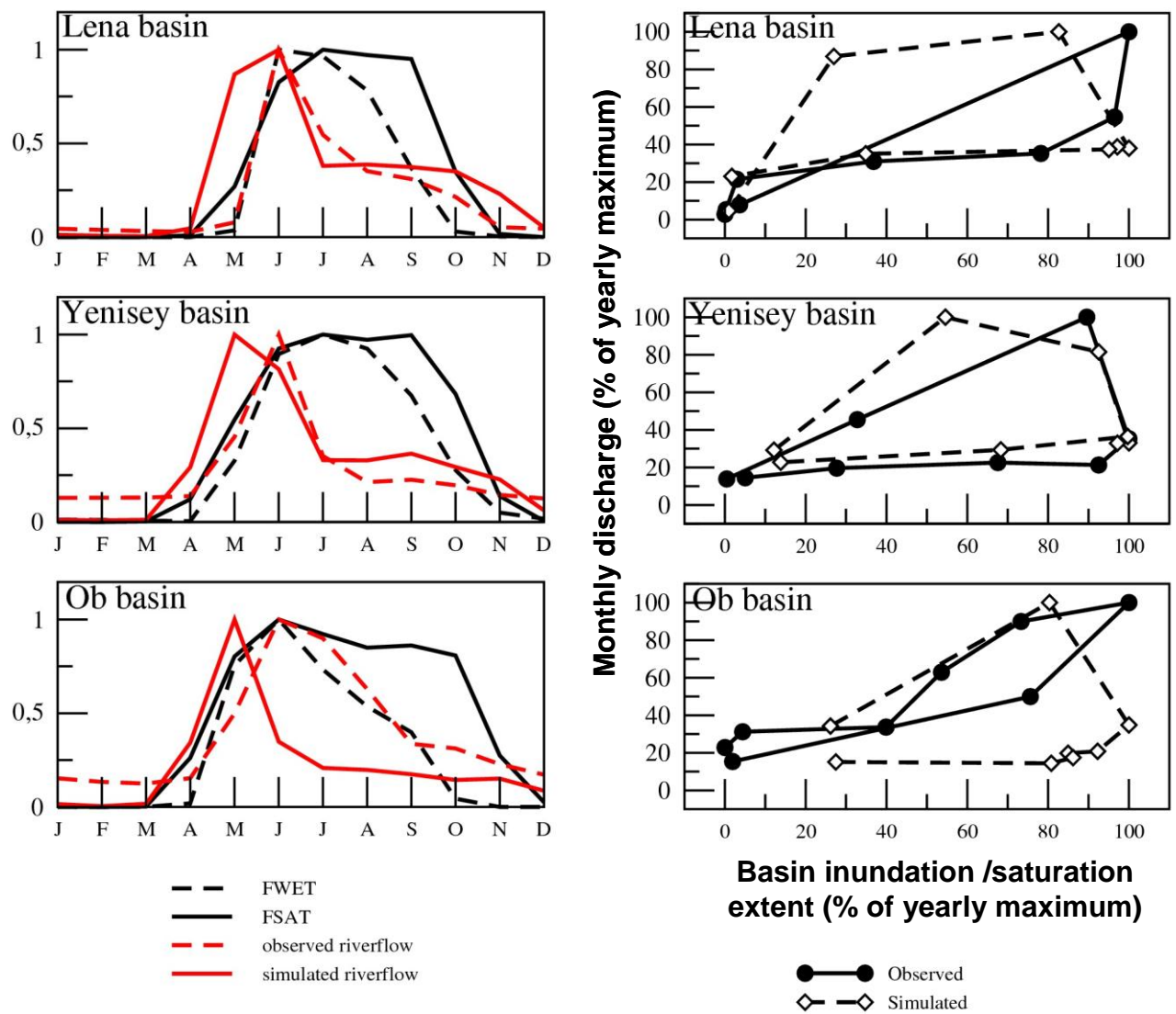


Figure 10

RU (in Kg.m^{-3}) using

a) Soil texture

b) Soil texture and MOS

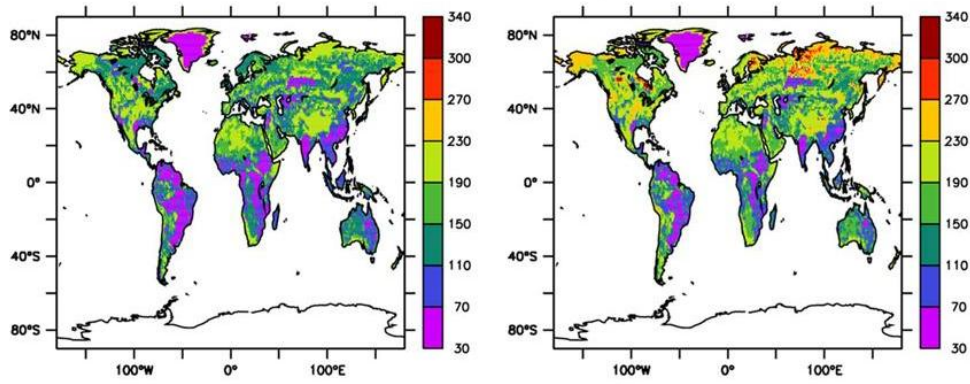


Figure S1

2.4) Résumé

Le modèle ORCHIDEE a été modifié afin qu'il puisse simuler les émissions de CH₄ par les wetlands. Ceci s'est fait en deux étapes, consistant à y incorporer un calcul des densités de flux de CH₄ d'une part et des étendues de wetlands d'autre part. La méthodologie d'obtention des émissions est résumée en Figure 2.7. Les différentes « briques » de la version d'ORCHIDEE modifiée ont été évaluées indépendamment. Nous allons dans la suite utiliser l'outil ainsi obtenu pour étudier la sensibilité des émissions de CH₄ par les wetlands sur la variabilité interannuelle récente (Chapitre 3) et les interactions entre le climat et ces émissions dans le cadre du changement climatique futur (Chapitre 4).

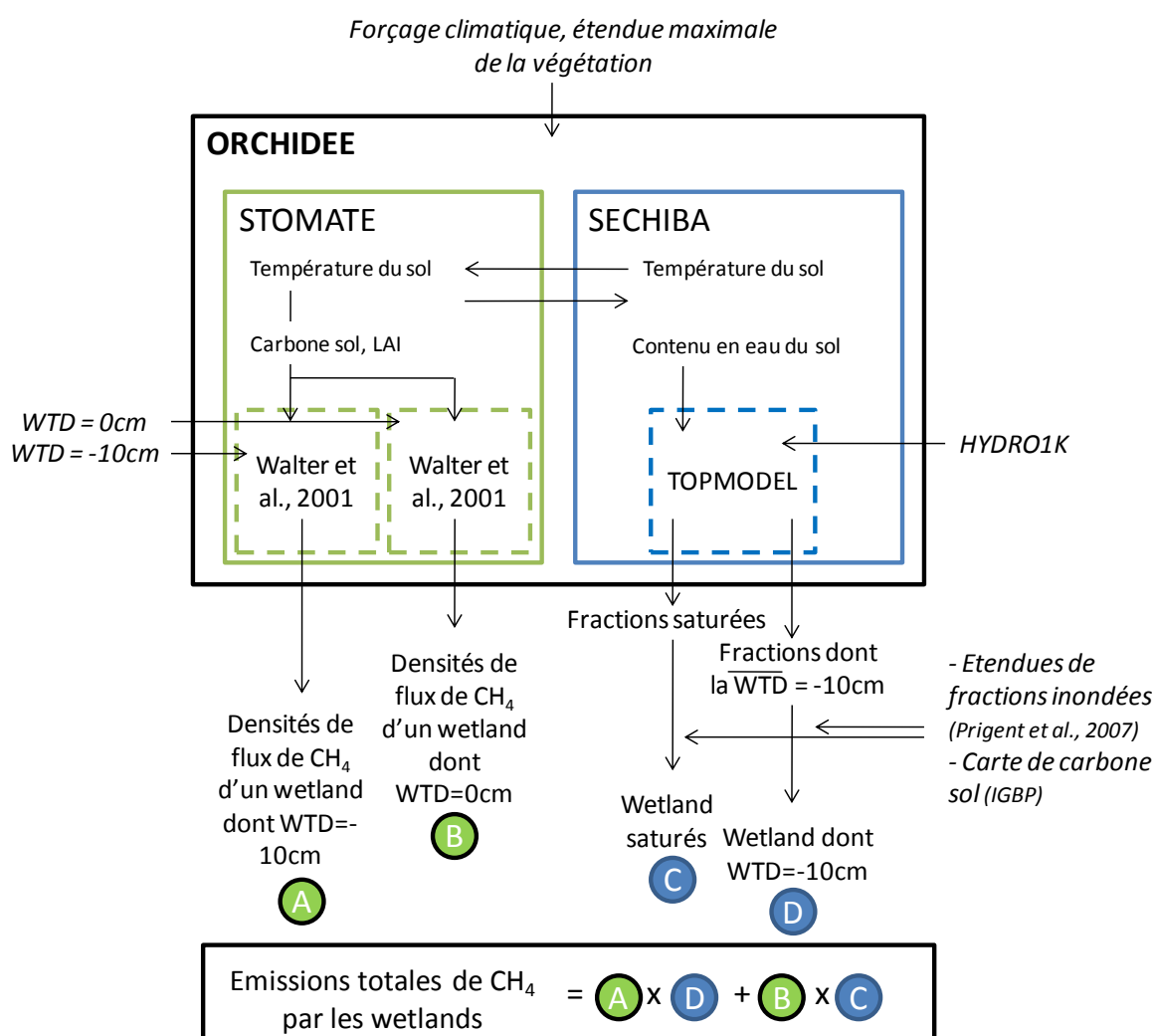


Figure 2.7 : Schéma récapitulatif de la méthodologie employée pour simuler, via ORCHIDEE, les émissions de CH₄ par les wetlands. Le modèle ORCHIDEE a été modifié afin de simuler à la fois les densités de flux de CH₄ et les étendues de wetlands. La simulation des densités de flux de CH₄ est permise par l'intégration d'une version modifiée du modèle de [Walter et al., 2001] au sein de STOMATE (encadrés verts pointillés). Les densités de flux de CH₄ d'un wetland saturé et dont la hauteur de nappe phréatique (WTD) vaut -10 cm sont ainsi obtenues (respectivement B et A). Les étendues de wetlands sont simulées via l'incorporation d'une approche TOPMODEL au sein de SECHIBA (encadré bleu pointillé) puis par la correction des étendues simulées par les données de [Prigent et al., 2007]. Les étendues de wetlands dont la WTD est au niveau du sol et celles dont la WTD vaut en moyenne -10 cm (déficit compris entre 0 et 20 cm) sont ainsi obtenues (respectivement C et D). Les émissions de CH₄ sont finalement obtenues par la formule AxD+BxC.

Chapitre 3. Variabilité interannuelle récente (1990-2008) des émissions de CH₄ par les wetlands : processus sous-jacents et impact sur la concentration atmosphérique

Le taux d'accroissement de la concentration atmosphérique en CH₄ dans l'atmosphère a globalement diminué du milieu des années 1980 (en 1984, ce taux était de 1%/an) jusqu'à la fin des années 1990 ($\sim 0\%/an$)²⁵ puis est resté relativement proche de zéro sur la période 2000-2006. Superposée à ces tendances, une forte variabilité interannuelle du taux d'accroissement est observée [Forster *et al.*, 2007]. La compréhension des processus régissant ces variations est nécessaire : elle permettrait notamment de prédire si l'état d'équilibre observé au début des années 2000 est une « pause temporaire dans les variations observées ou un nouvel état stable » [Dlugokencky, 2003]. Cette question est d'autant plus d'actualité que le taux d'accroissement est reparti à la hausse, avec en 2007 puis en 2008, des valeurs positives respectivement de 7.6 ± 0.6 et 6.9 ± 0.6 ppb/an [Dlugokencky *et al.*, 2009].

Comme expliqué en introduction, la variabilité du taux d'accroissement est due à une variabilité des puits et des sources. L'apparente décroissance du taux d'accroissement (1990-2000) semble liée à une diminution des émissions anthropiques ; cette diminution étant notamment à rattacher à l'effondrement de l'économie du bloc soviétique [Bousquet *et al.*, 2006]. A la fin des années 1990, les émissions anthropiques ré-augmentent, en particulier sous l'impulsion de pays émergent tels que la Chine, mais cette augmentation serait contrebalancée par la diminution des émissions de CH₄ par les wetlands [Bousquet *et al.*, 2006]. Les approches inverses [Bousquet *et al.*, 2006; Chen and Prinn, 2006] ont également souligné le rôle joué par les wetlands sur la forte variabilité interannuelle observée de la concentration atmosphérique, bien que de nombreuses incertitudes existent, en particulier sur la contribution de wetlands *versus* celui du biomass burning [Bousquet *et al.*, 2006; Langenfelds, 2002] et du puits OH [Dalsoren *et al.*, 2009; Rigby *et al.*, 2008]. Les variations des émissions de CH₄ par les wetlands sont essentiellement dues à la variabilité interannuelle du climat [Walter *et al.*, 2001b]. Par exemple, la diminution des émissions de CH₄ par les wetlands à la fin des années 1990 et au début des années 2000 pourrait être reliée aux conditions sèches qu'ont connu certaines régions de l'hémisphère Nord [Bousquet *et al.*, 2006; Hoerling and Kumar, 2003]. D'après [Dlugokencky *et al.*, 2009], l'anomalie positive du taux d'accroissement de la concentration en 2007 aux hautes latitudes serait reliée à la forte anomalie positive de température et celles en 2007 et 2008 dans les Tropiques coïncident avec des anomalies positives de précipitations. La variabilité

²⁵ Le lecteur se rapportera à la Figure 4 du Chapitre 1 qui donne l'évolution de la concentration et du taux d'accroissement sur la période 1983-2005

interannuelle des émissions de CH₄ par les wetlands est donc un cadre idéal pour une meilleure compréhension de la sensibilité de ces émissions au climat.

Dans la première section de ce chapitre (section 3.1), les principales caractéristiques des émissions de CH₄ par les wetlands simulées par ORCHIDEE (total annuel émis, distribution latitudinale, saisonnalité) seront analysées et comparées à un jeu d'inversions de [Bousquet *et al.*, 2006]. Dans les deux sections suivantes (3.2 et 3.3), nous étudierons la variabilité interannuelle des émissions de CH₄ par les wetlands simulées par ORCHIDEE. Dans la section 3.2, nous décrirons cette variabilité et quantifierons la contribution de différents processus à cette variabilité. En particulier, nous nous focaliserons sur le rôle joué par la dynamique des étendues de wetlands. Les approches directes permettent ainsi d'évaluer la sensibilité des émissions à la variabilité interannuelle du climat. En parallèle, les inversions conduisent aux émissions les plus compatibles avec un système de contraintes issues directement des observations atmosphériques de CH₄. La section 3.3 sera ainsi centrée sur la comparaison entre la variabilité interannuelle des émissions simulée par ORCHIDEE et celle issue des inversions [Bousquet *et al.*, 2006]. Enfin, dans la section 3.4, la contribution des wetlands aux anomalies du taux d'accroissement observées en 2006-2008 sera évaluée. Pour cela, nous nous appuierons sur une comparaison entre les anomalies d'émissions de CH₄ par les wetlands (issues d'ORCHIDEE et des inversions) et celles de l'ensemble des sources (issues de deux inversions différentes).

3.1) Caractéristiques générales des émissions actuelles simulées par ORCHIDEE

Dans cette section, les principales caractéristiques (quantité totale émise, distribution latitudinale, saisonnalité) des émissions de CH₄ par les wetlands simulées par ORCHIDEE sur la période 1993-2000 sont décrites succinctement et comparées à celles issues des inversions de [Bousquet et al., 2006]. Le système d'inversion est décrit précisément en section 3.4. Un jeu de onze inversions correspondant à différents tests de sensibilité est ici pris en compte. Ces inversions diffèrent via des variations : de l'estimation des émissions *a priori*, du nombre d'observations utilisées, du puits OH (variable ou constant), etc. [Bousquet et al., 2006; Supp. Inf]. Dans la suite du Chapitre, le terme *Bousq_ref* renvoie à l'une de ces 11 inversions : l'inversion de référence. Notons dès à présent que, bien que les résultats d'inversions soient les émissions par les wetlands les plus compatibles avec les concentrations atmosphériques, elles sont issues de modèles au même titre que le sont les émissions simulées par ORCHIDEE. L'utilisation d'un ensemble de simulations permettra toutefois d'appréhender une certaine incertitude liée à ces inversions. Les simulations d'ORCHIDEE sont, quant à elles, obtenues en forçant la version décrite dans le chapitre précédent par des données climatiques CRU/NCEP [Viovy and Ciais, 2009] au pas de temps mensuel et sur la période 1990-2008. Avant 2002, ce forçage est basé sur la climatologie du CRU [http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/]. Lorsque ce forçage a été élaboré, les données du CRU s'arrêtaient en 2002. Après cette année-là, la moyenne mensuelle m d'une année donnée X , notée $CRU/NCEP(m_X)$ est obtenue selon :

$$CRU/NCEP(m_X) = CRU(m_{2002}) - NCEP(m_{2002}) + NCEP(m_X) \quad (3.1)$$

où CRU et NCEP sont relatifs aux forçages du même nom et m_{2002} correspond au même mois que m_X pour l'année 2002. Des tests relatifs au forçage seront réalisés dans la section 3.2.3. Avant la simulation 1990-2008, les différentes variables du modèle et en particulier les réservoirs de carbone sol ont été mises à l'équilibre via une mise à l'équilibre préindustrielle et une simulation transitoire 1860-1990. Celles-ci ont été réalisées en utilisant les sorties de simulations du modèle couplé IPSL-CM4 corrigées par le CRU. La climatologie moyenne de ce climat étant le CRU comme c'est le cas pour le forçage CRU/NCEP, la transition entre les deux simulations (1860-1990 puis 1990/2008) est cohérente.

Dans le reste de cette section (3.1), nous restreignons à la période 1993-2000 la description des émissions simulées par ORCHIDEE et leur comparaison avec les simulations inverses. Cette période de temps est en effet choisie comme référence pour le calcul des anomalies interannuelles dans la suite du chapitre : c'est la période de temps commune à toutes les simulations, et en particulier à celle utilisant les données de [Prigent et al., 2007] comme étendues prescrites de wetlands.

3.1.1) Distribution spatiale des émissions

La Figure 3.1 (a et b) donne les densités de flux de CH₄ simulées par ORCHIDEE pour des wetlands dont la WTD est respectivement au niveau de la surface du sol et 10 cm en dessous de celle-ci. La Figure 3.1 donne également l'étendue simulée de tels wetlands (c : wetland saturées ; d : wetland dont la WTD = -10 cm). Les fractions de wetlands ayant une WTD positionnée à 10 cm en-dessous de

la surface du sol et données en Figure 3.1-d sont les fractions directement issues du couplage ORCHIDEE-TOPMODEL (c.à.d. sans corrections : le lecteur se référera au Tableau 2.3 pour une description des différentes configurations d'étendues de wetlands utilisées). Le produit des densités de flux et des étendues correspondantes (a par c et b par d) permet d'aboutir aux émissions de CH₄ pour les différentes « classes » de wetlands.

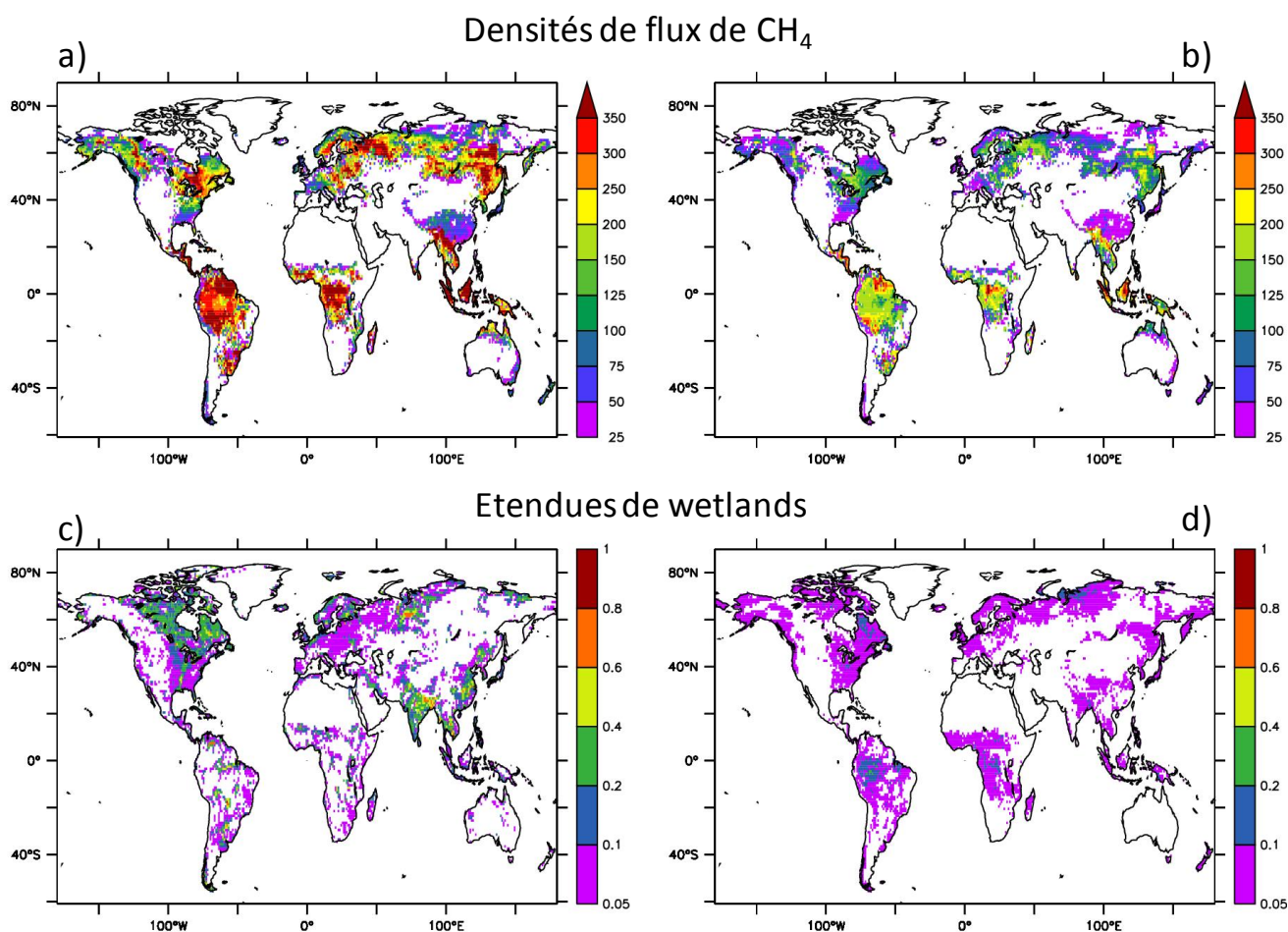


Figure 3.1 : Densités de flux annuelles ($\text{mg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) (haut : a et b) et maximum annuel moyen d'étendues de wetlands sur la période 1993-2000 (fraction de maille) (bas : c et d). Ces grandeurs sont données respectivement pour les wetlands saturés (a et c) et les wetlands dont la WTD vaut -10 cm (b et d).

La Figure 3.2 (a et b) donne les émissions annuelles moyennées sur la période 1993-2000 des wetlands saturés obtenues respectivement avant et après utilisation d'une carte de carbone sol pour diminuer l'étendue des wetlands aux hautes latitudes (cf. Tableau 2.3). La Figure 3.2-c donne la distribution des émissions lorsque nous ajoutons, à ce dernier cas, les émissions simulées par les wetlands dont la WTD vaut -10 cm (étendues non corrigées, cf. Tableau 2.3). Enfin, la Figure 3.2-d donne les émissions obtenues sur la même période pour *Bousq_ref*. La distribution globale des émissions (3.2-a,b ou c) est plutôt en bon accord avec *Bousq_ref*, excepté en ce qui concerne le sud-est de l'Asie. L'utilisation d'une carte de carbone sol aux hautes latitudes (passage de la Figure 3.2-a à 3.2-b) entraîne une diminution globale et homogène des émissions de CH₄ dans la région boréale. Elle ne permet pas d'obtenir une différence d'intensité d'émissions entre la zone Est du Canada et celles de la plaine de l'Ob et des pays scandinaves, comme obtenue via les inversions (*Bousq_ref*; Figure 3.2-d). La prise en compte des émissions par les wetlands dont la WTD vaut -10 cm (passage

de 3.2-b à 3.2-c) augmente considérablement les émissions dans les Tropiques (partie nord de l'Amérique du Sud et Afrique centrale) pour atteindre des valeurs proches de celles obtenues par *Bousq_ref*. Dans les trois configurations (a, b et c), les émissions simulées par ORCHIDEE pour l'Asie du Sud-Est sont supérieures à celles de *Bousq_ref*. Cette discordance est sans doute à rapprocher des émissions de CH₄ par les rizières et peuvent, par exemple, s'expliquer par (i) une mauvaise correction des données de [Prigent et al., 2007] en ce qui concerne les étendues de rizières ou (ii) à une mauvaise séparation des émissions par les wetlands naturels/artificiels au sein des inversions.

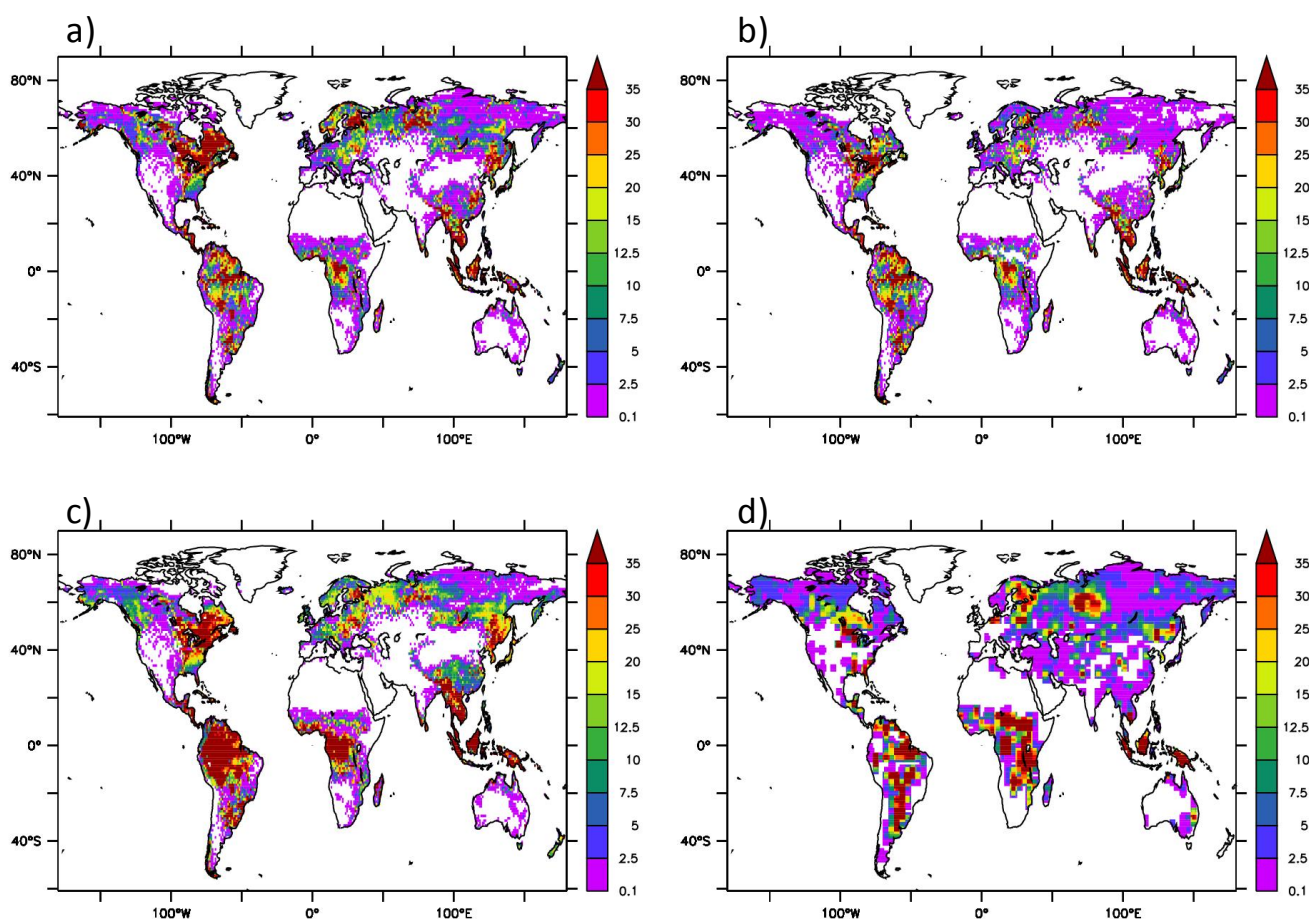


Figure 3.2 : Emissions annuelles moyennes sur la période 1993-2000 en 10^{-3} Tg/an simulées par ORCHIDEE selon différentes « configurations » d'étendues de wetlands prises en compte (a, b et c) et par *Bousq_ref* (d). En (a) et (b), sont tracées les émissions obtenues lorsque les wetlands saturés sont pris en compte seuls; respectivement avant (a) et après (b) utilisation d'une carte de carbone sol aux hautes latitudes (cf. Tableau 2.3). En (c) sont tracées les émissions obtenues à la fois par les wetlands saturés (b) et par les wetlands dont la WTD=-10 cm. Les différentes cartes (a,b,c et d) sont à la même résolution spatiale (1°x1°).

Le Tableau 3.1 donne les émissions de CH₄ émises par les différentes fractions de wetlands (saturés et dont la WTD=-10 cm) et selon les différentes bandes de latitudes (>50°N, 20°N-50°N, 30°S-20°N et global). La Figure 3.3 donne la distribution latitudinale des émissions annuelles de CH₄ par les wetlands sur la période 1993-2000.

			Global	Boréal (>50°N)	Tempéré (20°N-50°N)	Tropical (30°S-20°N)
O R C H I D E E	Wetlands saturés (WTD=0 cm)	Issues d'ORCHIDEE-TOPMODEL + correction par Prigent et al., 2007	226	67 (30%)	47 (21%)	107(47%)
		Idem + Multiplication par la fraction de sol organique aux hautes latitudes	165	22(13%)	36 (22%)	102(62%)
	Wetlands dont la WTD=-10 cm	Directement issues d'ORCHIDEE-TOPMODEL	97	23	14	59
		Issues d'ORCHIDEE-TOPMODEL + correction par le même biais que celui utilisé dans la 1 ^{ère} ligne de ce tableau	15	0	0	15
[Bousquet et al., 2006] ²⁶	<i>Bousq_ref</i>		159	32 (20%)	21 (13%)	99 (62%)
	Moyenne des 11 inversions +/- std		165 +/- 17	32 +/- 1	22 +/- 5	103 +/- 14

Tableau 3.1 : Répartition latitudinale des émissions de CH₄ par les wetlands (moyenne annuelle sur 1993-2000 en Tg/an). Les émissions sont données pour les wetlands saturés et les wetlands dont la WTD=-10 cm, ainsi que pour les diverses inversions de Bousquet et al. (2006). Entre parenthèses est indiquée la contribution de la bande de latitudes considérée aux émissions globales annuelles (en %).

Les émissions globales simulées par ORCHIDEE pour les wetlands saturées (226 Tg/an) se trouvent dans la gamme haute des émissions données par [Denman et al., 2007] (100-230 Tg/an). L'utilisation d'une carte de carbone sol aux hautes latitudes conduit à des émissions globales plus faibles (165 Tg) et à une contribution relativement plus importante (62%) de la région tropicale (30°S-20°N) ; ces deux caractéristiques étant plus proches de celles des émissions *Bousq_ref*. Comme mentionnée dans le Chapitre 2, la distribution latitudinale des émissions de wetlands est assez mal contrainte que ce soit par inversion (Figure 3.3) ou par approche directe [e.g. Spahni et al., 2010]. Les incertitudes relatives à la répartition spatiale des émissions (Figure 3.3) est à rapprocher de celles relatives à la distribution latitudinale des étendues de wetlands [Petrescu et al., 2010] et à la variabilité des écosystèmes regroupés dans le terme « wetlands » non prise en compte dans les approches directes ou de manière très rudimentaire via une paramétrisation différente selon la latitude ou le type de végétation [Spahni et al., 2010]. Dans la suite du Chapitre, les étendues de wetlands saturées issues d'ORCHIDEE-TOPMODEL seront toujours multipliées par les fractions de peatlands déterminées par la carte de carbone sol IGBP-DIS [Global Soil Data Task Group, 2000] (Tableau 2.3).

La prise en compte des émissions par les wetlands dont la WTD vaut -10 cm (cas non corrigé) augmente considérablement les émissions (+97 Tg/an) mais modifie peu la contribution des différentes bandes de latitudes aux émissions globales (Tableau 3.1). Les émissions relatives à ces wetlands non-saturés ont été obtenues en i) utilisant le couplage entre ORCHIDEE et TOPMODEL pour obtenir la fraction de chaque maille ayant un déficit compris entre 0 et 20 cm puis en ii) multipliant cette fraction par la densité de flux calculée par le modèle de [Walter et al., 2001a] en imposant en entrée une WTD de -10 cm (cf. Chapitre 2). Cependant, sur une gamme aussi large de WTD (0 ; -20 cm), les densités de flux ne varient pas linéairement en fonction de la WTD. Ceci peut

²⁶ Notons que les inversions de [Bousquet et al., 2006] étant basées sur un découpage du globe en régions TRANSCOM [Gurney et al., 2002], la délimitation en bande de latitudes présentée dans ce Chapitre peut conduire à couper certaines régions de l'inversion en deux ce qui n'est pas le plus fortuit. Cela n'est pas le cas dans l'étude présentée en section 3.2.2.

expliquer que les émissions des fractions de maille considérées soient surestimées. La correction des étendues de wetlands ayant une WTD de -10 cm par le même biais que celui enlevé au niveau des wetlands saturés tend à annuler complètement les émissions de ces fractions sous le climat actuel (Tableau 3.1) et aura donc peu d'impact sur à la fois la distribution latitudinale et la saisonnalité des émissions.

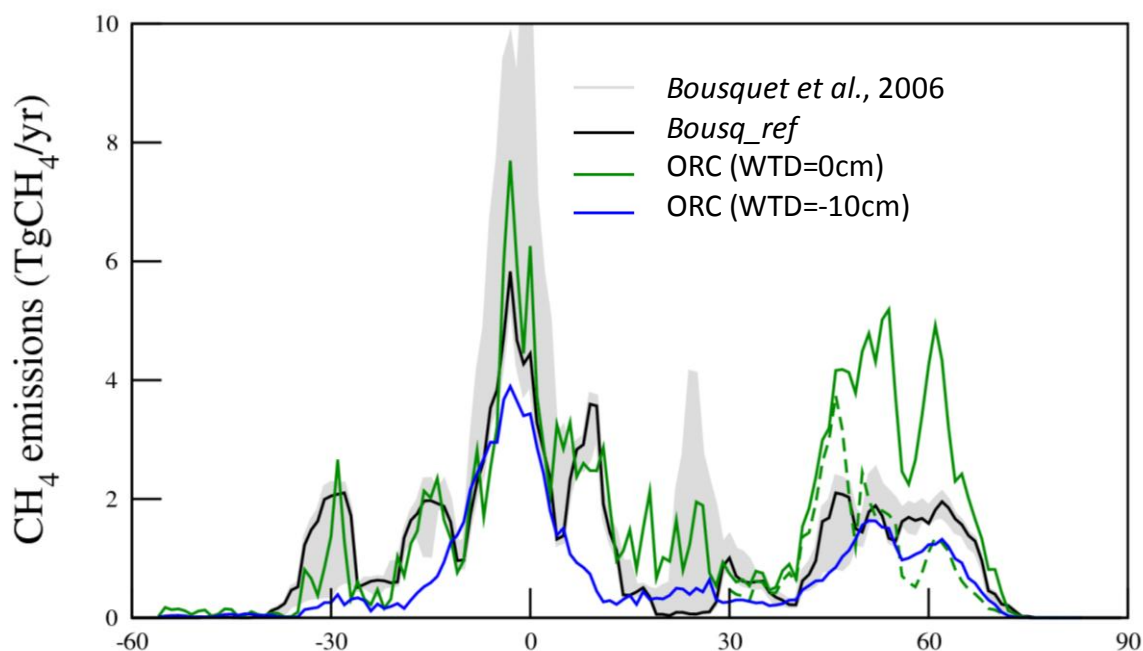


Figure 3.3 : Distribution latitudinale des émissions annuelles moyenne sur 1993-2000 selon différentes configurations d'étendues de wetlands modélisées par ORCHIDEE et pour les inversions. Pour ORCHIDEE, sont tracées les émissions des wetlands saturés seuls sans (vert) et avec (vert pointillés) utilisation de la carte de carbone sol aux hautes latitudes (cf. Tableau 2.3) et pour les wetlands ayant une WTD égale à -10 cm uniquement (bleu). La zone grisée représente la dispersion entre les différentes inversions. Les différents jeux d'émissions ont été ramenés au même total annuel (200 Tg/an), sauf pour les émissions des wetlands non-saturés dont la quantité totale émise a été multiplié par 200/226 (cf. Tableau 3.1).

3.1.2) Saisonnalité

Les cycles saisonniers des différents jeux de simulations sont donnés pour chaque bande de latitudes en Figure 3.4. A l'échelle globale (Figure 3.4-d), le cycle saisonnier des émissions de CH₄ simulé par ORCHIDEE pour les wetlands saturés (courbe verte) et celui issu des inversions sont plutôt en bon accord. Toutefois, le mois de maximum absolu diffère dans les deux estimations (Juillet pour ORCHIDEE et Aout pour l'ensemble des inversions). De plus, un maximum local représenté dans les inversions (Mars) n'est pas simulé par ORCHIDEE. Ces deux divergences s'expliquent par une différence de saisonnalité des émissions au sein de la bande 30°S-20°N (Figure 3.4-c). L'amplitude saisonnière dans cette région est très peu marquée dans ORCHIDEE (2.4 contre 6.6 Tg pour *Bousq_ref*). Le cycle saisonnier des émissions de la bande 30°S-20°N est la résultante de deux cycles saisonniers opposés des deux sous-parties 0°-20°N (pointillés courts) et 30°S-0° (pointillés longs) constituant la bande tropicale. Le cycle saisonnier des émissions de chacune des sous-parties commence au printemps de l'hémisphère auquel elles appartiennent. La faible amplitude du cycle saisonnier d'émissions simulé par ORCHIDEE dans les Tropiques s'explique par (i) une plus forte contribution de la sous-partie 0°-20°N (52% contre 44% pour *Bousq_ref*) et (ii) une plus faible

amplitude de la saisonnalité des émissions de chaque sous-partie par rapport à *Bousq_ref* (pour la sous-région 30°S-0°, amplitude de 10 Tg pour *Bousq_ref* contre 4 Tg pour ORCHIDEE). Le cycle saisonnier des émissions obtenu pour chacune de ces sous-parties est à rapprocher de celui des étendues de wetlands (cf. 3.2.2). La saisonnalité des émissions estimées par approche directe et par inversions est plutôt en bon accord dans les autres régions (c.à.d. hors Tropiques) bien que la différence de contribution des différentes régions dans chaque estimation interfère sur l'amplitude des cycles saisonniers. Il y a ainsi une compensation entre les différences d'amplitudes simulées par les deux approches pour les régions boréales et tempérées. La prise en compte des étendues de wetlands non saturés ne modifie pas la saisonnalité des différentes bandes de latitudes mais change leur contribution respective (cf. section 3.1.1).

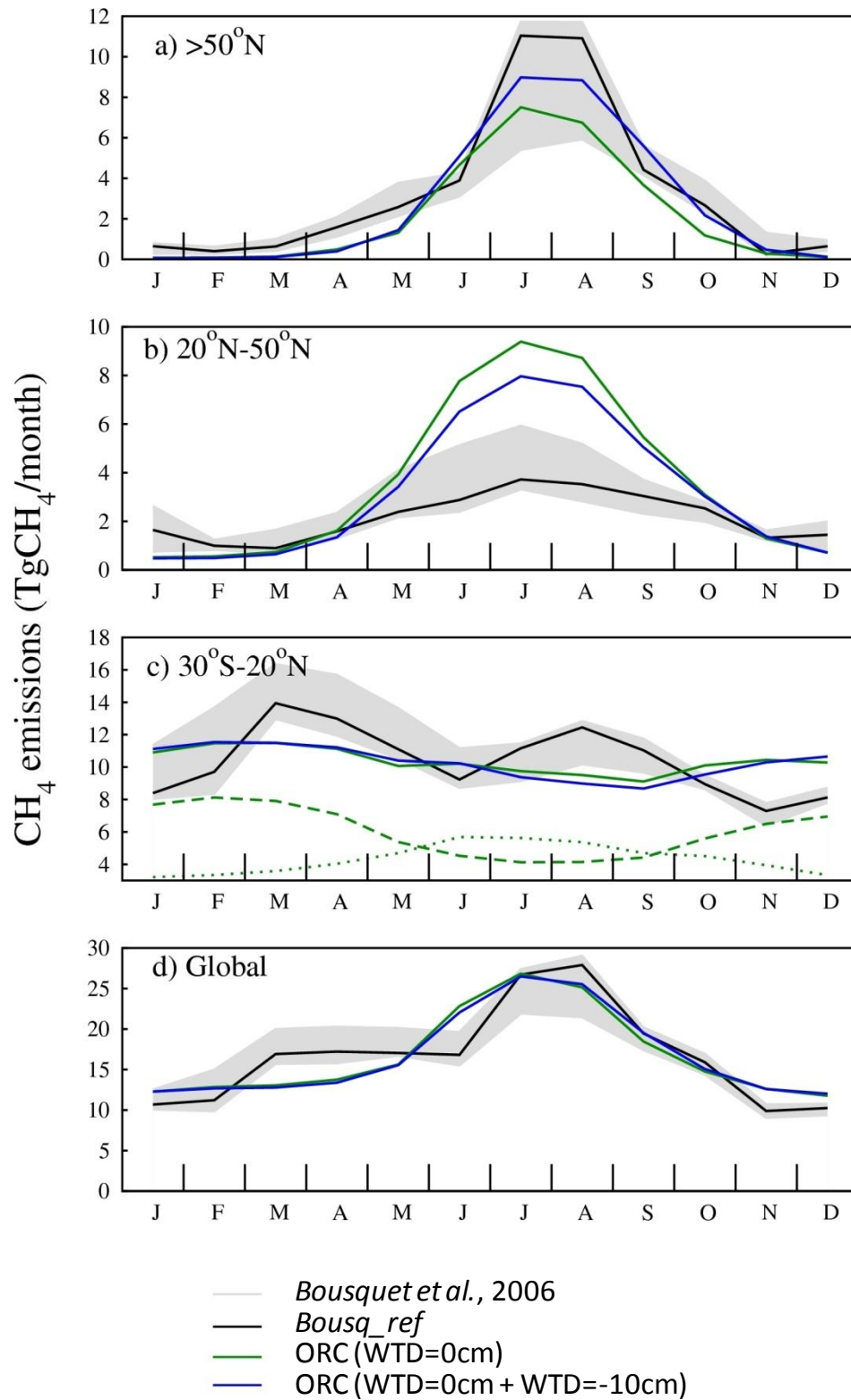


Figure 3.4 : Cycles saisonniers moyen sur 1993-2000 simulés par ORCHIDEE (avec et sans prise en compte des wetlands dont la WTD vaut -10 cm) et issus des inversions. Le total global émis est ramené à 200 Tg/an pour l'ensemble des émissions. Les pointilles verts de la sous-figure c) correspondent aux cycles saisonniers des bandes 30°S-0° et 0°-20°N (respectivement, pointillés longs et courts)

3.2) Variabilité interannuelle des émissions de CH₄ par les wetlands simulées par ORCHIDEE et rôle joué par les processus hydrologiques

3.2.1) Variabilité interannuelle simulée par ORCHIDEE

Les émissions simulées par ORCHIDEE présentent une forte variabilité interannuelle sur la période 1990-2008. La Figure 3.5 donne la variabilité des émissions calculées lorsque les surfaces saturées seules sont prises en compte via TOPMODEL (courbe verte). Cette courbe est obtenue en réalisant une moyenne glissante annuelle sur les émissions puis en enlevant les émissions moyennes annuelles sur la période 1993-2000²⁷. A l'échelle globale (Figure 3.5-d), deux périodes peuvent être distinguées : la période 1990-2002 et la période 2003-2008, selon la valeur des anomalies d'émissions simulées. Pendant cette première période, les anomalies d'émissions prennent des valeurs comprises entre -33 et +19 Tg/an. Les anomalies sont négatives et minimales en 1992 (-24 Tg en moyenne sur l'année) puis augmentent pour atteindre des valeurs positives durant les années 1998-2001. L'anomalie 2002 correspond à un minimum local (-3.5 Tg/an). Les années 2003-2008 sont, quant à elles, caractérisées par une forte augmentation des émissions, les anomalies atteignant des valeurs très élevées en 2007-2008 (+63 Tg/an en 2007).

Intéressons-nous maintenant aux contributions latitudinales de ces anomalies (Figure 3.5-a, b et c). Sur la période 1990-2002, les anomalies d'émissions moyennes des régions boréales et tempérées sont du même ordre de grandeur (2.5 Tg/an pour la région boréale, 1.3 Tg/an pour la région tempérée) et sont nettement plus faibles que celles de la région tropicale (8.3 Tg/an) : ce sont les Tropiques qui, au sein des émissions simulées par ORCHIDEE, pilotent la variabilité des émissions à l'échelle globale (9.9 Tg/an). Sur la période 2003-2008, les anomalies d'émissions simulées dans la région boréale augmentent fortement et atteignent des valeurs (22.6 Tg/an) supérieures à celles des régions tropicales sur la période 1990-2002. En 2003, s'opère ainsi un basculement de la contribution des différentes régions au signal global : les régions boréales contribuent pour 74% aux anomalies globales sur la période 2003-2005. Après fin 2005, l'anomalie d'émissions dans les Tropiques augmente fortement à son tour : les contributions des régions boréales et tropicales s'équilibrent. En 2007, les Tropiques contribuent ainsi pour 52 % à l'anomalie globale et les régions boréales pour 44%. La variabilité des régions tempérées reste du même ordre de grandeur tout au long de la période 1990-2008 et ne semble impacter que faiblement les anomalies d'émissions à l'échelle globale. La manière dont le forçage CRU/NCEP a été généré et notamment l'application d'une anomalie NCEP au climat du CRU après 2002 (cf. section 3.2.1) contribue sans doute au basculement observé dans les émissions de CH₄ simulées par ORCHIDEE. En particulier, le calcul d'une anomalie NCEP relativement à l'année 2002 uniquement peut conduire à la mise en place d'un biais s'il s'avère que la différence NCEP – CRU est anormalement élevée pour l'année 2002. Des simulations obtenues en réalisant des tests sur le forçage en précipitations seront notamment décrites en section 3.2.3.

L'amplitude des anomalies d'émissions par les wetlands simulées à l'échelle globale durant la période 2005-2008 (54.5 Tg/an) est peu compatible avec celle des anomalies de concentrations de CH₄ observées (par exemple, +7 ppb/an en 2007²⁸ équivaut à une masse de 20 Tg/an ; [Dlugokencky et al., 2009]). Ces anomalies d'émissions pourraient toutefois être compensées par (i) une diminution

²⁷ Comme expliquée auparavant, 1993-2000 est la période commune à l'ensemble des simulations.

²⁸ Bien que les deux anomalies soient calculées par rapport à des périodes différentes.

des autres sources de CH₄ à l'échelle globale et/ou par (ii) une augmentation de l'intensité du puits OH. La variabilité interannuelle des émissions par les wetlands simulée par ORCHIDEE sera comparée en section 3.3 à celle issue des inversions ; c.à.d. comme expliqué au début de ce Chapitre, aux résultats de simulations qui prennent en compte la variabilité observée de la concentration atmosphérique en CH₄. La contribution des wetlands à l'anomalie de la concentration atmosphérique sur la période 2006-2008 sera discutée en section 3.4.

La variabilité des émissions simulées lorsque les données de [Prigent *et al.*, 2007] sont utilisées pour prescrire les étendues de wetlands (plutôt que celles dérivées de TOPMODEL) est également donnée sur la période 1993-2000 (Figure 3.5, courbe rouge). A l'échelle globale, la corrélation entre les deux variabilités simulées (notée ORC-TOP et ORC-P07 dans le reste de cette section) est faible ($r=-0.17$; $p=0.113$). Les anomalies d'émissions simulées dans ces deux configurations diffèrent sur deux points principaux. Le premier concerne la valeur de l'anomalie simulée en 1995 : elle est positive pour ORC-P07 (+17.0 Tg/an) et négative pour ORC-TOP (-8.3 Tg/an). Cette différence à l'échelle globale s'explique par des discordances pour l'ensemble des bandes de latitudes. Le deuxième point concerne la tendance des anomalies d'émissions simulée sur la période 1998-2000 : elle est fortement négative pour ORC-P07 (de 17 à -24 Tg/an) et nulle pour ORC-TOP. Cette tendance simulée par ORC-TOP s'explique principalement par la diminution des émissions dans les régions tempérées et les tropiques. Ces deux points sont à rapprocher des différences soulignées dans le Chapitre 2 entre la variabilité interannuelle des surfaces saturées simulées par ORCHIDEE-TOPMODEL et celle des surfaces inondées issues de [Prigent *et al.*, 2007].

Notons que les caractéristiques générales des émissions simulées quand les étendues de [Prigent *et al.*, 2007] sont utilisées à la place des étendues de wetlands saturées issues d'ORCHIDEE-TOPMODEL n'ont pas été données dans la section précédente (3.1). Les deux jeux d'émissions (ORC-TOP et ORC-P07) sont très proches l'une de l'autre en termes de cycle saisonnier et de distribution latitudinale sur la période 1993-2000. En effet, les étendues de wetlands saturées issues de TOPMODEL ont été corrigées via un calcul d'anomalies par rapport aux données de [Prigent *et al.*, 2007] (équations 2.51 et 2.52). Toutefois, la quantité totale d'émissions simulées varie entre ces deux jeux d'émissions (20%) : lors du calcul d'anomalies, les surfaces de wetlands obtenues sont bornées de sorte qu'elles ne puissent être supérieures à 1 ou inférieures à 0. Cette différence est homogène spatialement et n'impacte pas le cycle saisonnier et la distribution spatiale des émissions de CH₄.

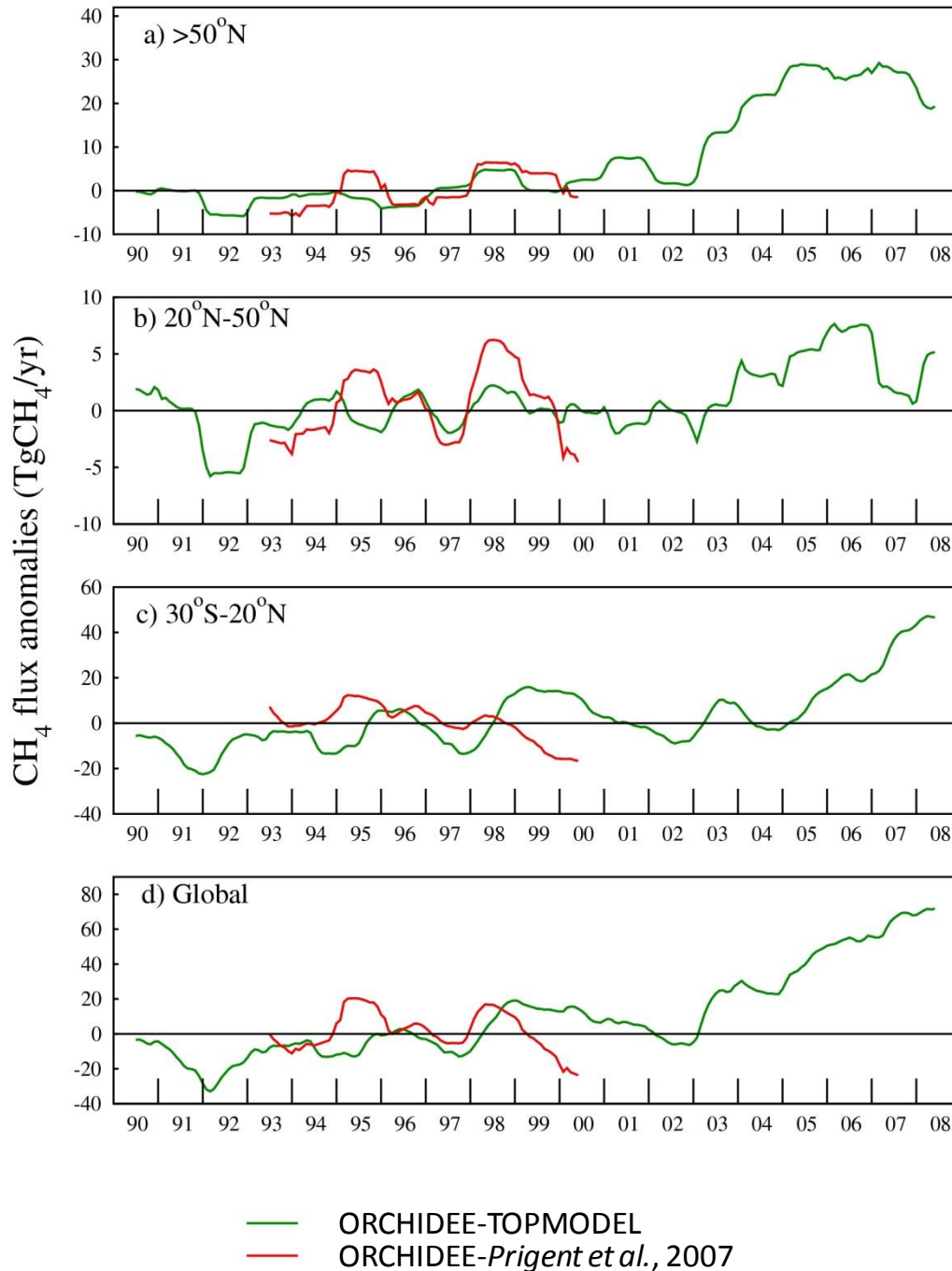


Figure 3.5 : Variabilité interannuelle des émissions de CH_4 par les wetlands saturées simulées par ORCHIDEE. Les étendues de wetlands proviennent du couplage ORCHIDEE-TOPMODEL (ORC-TOP, courbe verte) ou sont issues des données de [Prigent et al., 2007] (ORC-P07, courbe rouge). Les différentes courbes sont obtenues en effectuant une moyenne glissante puis en enlevant la valeur moyenne des émissions annuelles sur la période 1993-2000. (Attention, les axes des ordonnées diffèrent d'une bande de latitudes à l'autre, pour augmenter l'effet visuel).

La variabilité interannuelle des émissions simulées par ORCHIDEE s'explique par la sensibilité de ces émissions au climat et par la variabilité interannuelle de ce dernier. Les différences de variabilité des émissions obtenues sur la période 1993-2000 quand les étendues de wetlands sont issues de [Prigent et al., 2007] ou du couplage ORCHIDEE-TOPMODEL laissent présager un rôle important des étendues de wetlands. Nous allons nous focaliser dans le reste de cette section sur le rôle joué par les processus hydrologiques sur la variabilité d'émissions simulée. La section 3.2.2 sera centrée sur la

variabilité interannuelle des émissions obtenues sur la période 1993-2000 en utilisant les données de [Prigent *et al.*, 2007] comme étendues prescrites de wetlands. La section 3.2.3 sera centrée sur la variabilité des émissions obtenue sur période 1990-2008 en utilisant les surfaces issues d'ORCHIDEE-TOPMODEL.

3.2.2) Contribution de la variabilité des étendues des wetlands à la variabilité interannuelle des émissions : estimation sur la période 1993-2000 via l'utilisation de données satellites d'étendues de wetlands

Dans l'étude qui suit [Ringeval *et al.*, 2010, GBC] (nommée RGBC2010 dans le reste du Chapitre), les étendues de wetlands sont prescrites en utilisant les surfaces inondées données par [Prigent *et al.*, 2007]. De même, lors de cette étude, le modèle d'émissions de CH₄ de [Walter *et al.*, 2001a] n'était pas incorporé au sein d'ORCHIDEE mais les deux modèles ont été utilisés successivement; les sorties de simulations d'ORCHIDEE servant d'entrées au modèle de [Walter *et al.*, 2001a]. La méthodologie utilisée est représentée schématiquement Figure 6.

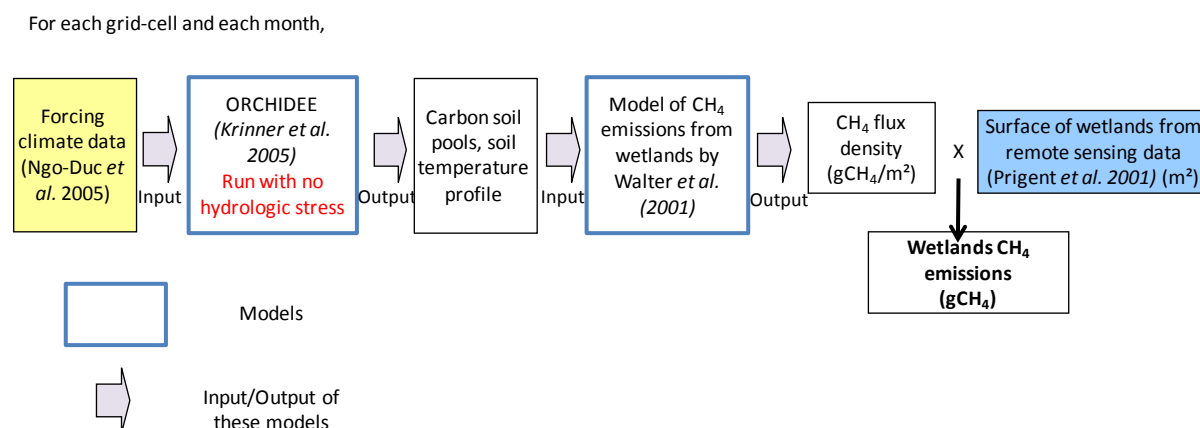


Figure 3. 6 : Représentation schématique de la méthodologie utilisée dans RGBC2010. ORCHIDEE et le modèle de [Walter *et al.*, 2001a] sont utilisés successivement. Les densités de flux de CH₄ ainsi obtenues sont combinées avec les surfaces inondées de [Prigent *et al.*, 2007]. Des « opérations » effectuées sur ces surfaces (suppression de la variabilité saisonnière et interannuelle) nous ont permis d'évaluer le rôle joué par l'extension/rétraction des étendues de wetlands sur la variabilité des émissions de CH₄.

i) Article

Article 2: Ringeval, B., N. de Noblet-Ducoudré, P. Ciais, P. Bousquet, C. Prigent, F. Papa, and W. B. Rossow (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(2), 1-12, doi:10.1029/2008GB003354



An attempt to quantify the impact of changes in wetland extent on methane emissions on the seasonal and interannual time scales

Bruno Ringeval,¹ Nathalie de Noblet-Ducoudré,¹ Philippe Ciais,¹ Philippe Bousquet,¹ Catherine Prigent,² Fabrice Papa,^{3,4} and William B. Rossow^{3,4}

Received 29 August 2008; revised 23 October 2009; accepted 9 November 2009; published 17 April 2010.

[1] Climate variability impacts CH₄ wetland sources as changes in flux density per unit area and via expansion or contraction of wetland areas in response to surface hydrological processes. This paper is a first attempt to isolate the role of varying wetland area on the seasonal and interannual variability of CH₄ wetland emissions over the past decade. Wetland area extent at monthly intervals was provided over the period 1993–2000 by a suite of satellite observations from multiple sensors. The regionally variable fraction of wetland area was optimized using satellite observations of flooded area as a first estimate and further adjusted to match the seasonal cycle of CH₄ fluxes retrieved from a global atmospheric inversion. Wetland flux densities of CH₄ were calculated by coupling the ORCHIDEE global vegetation model with a process-based wetland CH₄ emission model, calibrated by optimizing its parameters at the site level against representative CH₄ flux time series. For boreal bogs north of 50°N, we found that variations in area contributed about 30% to the annual flux. For temperate and tropical wetlands, the variations in area has almost no influence on the annual CH₄ emissions but contributes significantly to the seasonal behavior, accounting for 40% and 66% of the seasonal amplitude of fluxes, respectively. In contrast, the interannual variability of wetland area appears to be the dominant cause of interannual variations in regional CH₄ emissions from wetlands at all latitudes (largest in the tropics), with up to 90% of annual flux anomalies explained by wetland area anomalies in some years. For example, in 1998, boreal wetlands north of 50°N contributed to approximately 80% of the positive anomaly according to our calculations. We also found that climate anomalies can lead to both increased emitting areas and decreased flux densities at the same time, with opposite effects on the total CH₄ flux entering the atmosphere. With a view to forecasting the future trajectory of atmospheric methane content, our results point to the absolute necessity to be able to predict the variations in wetland extent, a hydrological problem, in order to affirm the reliability of simulations of changing methane emissions perturbed by climate.

Citation: Ringeval, B., N. de Noblet-Ducoudré, P. Ciais, P. Bousquet, C. Prigent, F. Papa, and W. B. Rossow (2010), An attempt to quantify the impact of changes in wetland extent on methane emissions on the seasonal and interannual time scales, *Global Biogeochem. Cycles*, 24, GB2003, doi:10.1029/2008GB003354.

1. Introduction

[2] Atmospheric methane (CH₄) plays a key role in climate both as a greenhouse gas and as a reduced compound

controlling the global oxidizing capacity of the atmosphere [Houghton *et al.*, 2001]. Its growth rate in the atmosphere decreased since the early 1990s, but shows considerable interannual variation [Dlugokencky *et al.*, 2001; Bousquet *et al.*, 2006]. Natural wetland emissions are the largest single source in the global CH₄ budget and also the most uncertain, ranging from 115 [Fung *et al.*, 1991] up to 237 TgCH₄/yr [Hein *et al.*, 1997], representing 20 to 40% of the global source. Wetland CH₄ emissions seem to dominate the interannual variability of the global CH₄ source [Walter *et al.*, 2001b; Bousquet *et al.*, 2006], and they are even suspected to be the main cause of the stalled CH₄ growth rate since 1999 [Bousquet *et al.*, 2006]. Wetland CH₄ emissions arise from the combination of changes in the flux density

¹Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Unité mixte CEA, UVSQ, CNRS, Gif-sur-Yvette, France.

²Laboratoire d'Etudes du Rayonnement et de la Matière en Astrophysique, Observatoire de Paris, CNRS, Paris, France.

³Cooperative Remote Sensing Science and Technology Center, NOAA, City College of New York, New York, New York, USA.

⁴NASA Goddard Institute for Space Studies, New York, New York, USA.

and in the wetland area, both driven by changing weather and climate [Christensen *et al.*, 2003]. For instance, temperature fluctuations will control the rates of methanogenesis and the length of the growing season in northern wetlands but also the area of wetlands through surface evaporation. Similarly, precipitation controls variations in CH₄ flux density through changes in the water table depth, but also the regional wetland area. Finally, both temperature and rainfall determine Net Primary Productivity (NPP), which contributes to substrate availability for CH₄ production under anaerobic conditions.

[3] In previous global modeling studies of CH₄ emissions from wetlands, the variability of wetland area was calculated with simple assumptions. Walter *et al.* [2001b] assumed a fixed spatial distribution of wetlands [Matthews and Fung, 1987] and introduced seasonality by computing the water table depth using a 1-D hydrological model. Shindell *et al.* [2004] diagnosed the wetland spatial distribution using thresholds for climate parameters. Kaplan [2002] used an algorithm combining topography with calculated soil moisture. The goal of our study is to separate the contribution of area from that of flux density in the seasonal and interannual variability of CH₄ emissions by wetlands over the past decade. To do so, we use two models: the ORCHIDEE global vegetation model [Krinner *et al.*, 2005] and the process-oriented wetland emission model of Walter *et al.* [2001b]. We optimize some parameters using a dual constraint approach. The parameters controlling the flux density were optimized against site-level observations. The parameters controlling the seasonal cycle of wetland area in each region were optimized using a global remote sensing data set of flooded area [Prigent *et al.*, 2001, 2007] and atmospheric inverted fluxes [Bousquet *et al.*, 2006]. The optimized CH₄ emission model was then integrated globally over the period 1993–2000 to separate the role of climate-induced varying area from varying flux density in the seasonal and interannual variability of wetland CH₄ emissions over the globe.

2. Methodology and Experimental Design

2.1. Methane Production at the Site Level

[4] We used the process-based model developed by Walter *et al.* [2001a] and hereafter referred as W01. This model simulates methane flux densities from natural wetlands and calculates methanogenesis in the saturated deeper soil horizons, methanotrophic oxydation in the aerated upper soil, and upward transport by diffusion, ebullition and/or plant-mediated transport [Walter and Heimann, 2000]. In the original W01 formulation, the methane production rate R_{prod} , in each pixel for time t and depth z , is a function of NPP and temperature given by

$$R_{prod}(t, z) = R_0 * f(NPP) * f(T(t, z)) * Q_{10}^{\frac{T(t, z) - T_{mean}}{10}} \quad (1)$$

[5] The base rate of methanogenesis R_0 ($\mu\text{mol L}^{-1} \text{h}^{-1}$) provides the amount of substrate available for methanogenesis. $f(NPP)$ (dimensionless) is a function describing the

seasonal fluctuations of the available substrate as well as its vertical distribution; this function is based on the seasonal cycle of NPP, and $f(T)$ (dimensionless) is a step function equal to 0 if $T(t, z) < 0^\circ\text{C}$ and equal to 1 in all other cases; if the soil temperature drops below 0°C in one of the soil layers, there can be no methane production from this specific layer. This function only controls the ability of a specific soil layer to produce or not CH₄. The Q_{10} parameter then defines the temperature dependency of methane production. The strategy of W01 was to calibrate the value of R_0 using data from six field sites, regressing R_0 versus soil temperature and NPP. There is, however, no direct process-related relationship between NPP and R_0 [Christensen *et al.*, 2003; Conrad, 1989; Whiting and Chanton, 1993] except, perhaps for the exudation of sugars by roots which should be in lockstep with NPP [Hütsch *et al.*, 2002]. Regardless, some previous studies have shown that the contribution of recent photosynthates to emissions is relatively low [i.e., King and Reeburgh, 2002].

[6] We modified the global calculation of R_{prod} according to equation (2) and replaced R_0 by a linear function of the labile soil carbon pool, C_L , as suggested by Cao *et al.* [1996] and Khvorostyanov *et al.* [2008]. Daily values of C_L (expressed in $\mu\text{mol dm}^{-2}$), and some other inputs necessary for W01, are computed at each grid point by the ORCHIDEE global vegetation model [Krinner *et al.*, 2005] run here in a non-water-stress configuration (see section 2.2). The base rate of methanogenesis (α_0 , in $\text{dm}^{-1} \text{h}^{-1}$) is a parameter that we have optimized. In equation (2), we have kept the function that vertically distributes the carbon in the soil, $f_{org}(z)$, which was part of f (NPP) in equation (1), because this distribution cannot be computed by ORCHIDEE.

$$R_{prod}(t, z) = \alpha_0 * f_{org}(z) * C_L(t) * f(T(t, z)) * Q_{10}^{\frac{T(t, z) - T_{mean}}{10}} \quad (2)$$

[7] We have also optimized the Q_{10} value, a parameter which was initially set to 6 at all sites and even globally by W01, although its reported values in the literature range from 1.6 to 16 [Valentine *et al.*, 1994]. This large reported range encompasses the temperature response of at least two processes: the substrate production and methanogenesis itself. Studies which measured Q_{10} for methanogenesis only report values in the range 1.2 to 3.5 [Conrad, 1989; Kelly and Chynoweth, 1981]. Thus the temperature dependency for methanogenesis derived from C_L is expected to be different than the one regressed from NPP by W01. We decided not to optimize the methanotrophy-related parameters and hence to restrict our calibration only to the flooded phase of the wetlands, i.e., when the water table depth reaches soil surface and methanotrophy can be neglected (see details in sections 2.2 and 2.3).

2.2. Simulations Carried Out With the ORCHIDEE Global Vegetation Model

[8] We calculated the CH₄ flux density over each wetland grid point on the basis of our updated version of the model developed by W01. Key input data are the water table depth,

Table 1. Sites Selected for the Optimization of the Two Parameters Chosen^a

Site Name	Coordinates	Reference	Chosen (α_0 , Q_{10}) Pair	α_0 ($10^{-6} \text{ m}^{-1} \text{ month}^{-1}$)	Q_{10}	RMSE ($\text{mg m}^{-2} \text{ month}^{-1}$)
Abisko	68°N, 19°E	M. Jackowicz-Korczynski (unpublished data, 2006)	Optimal	2.63	2.60	1128
			Pair with highest α_0	3.94	1.60	1194
			Pair with highest Q_{10}	1.84	4.00	1153
			Pair with lowest α_0	1.66	4.00	1212
			Pair with lowest Q_{10}	3.94	1.40	1201
Michigan	42°N, 84°W	Shannon and White [1994]	Mean	2.80 (± 0.98)	2.72 (± 1.12)	1178
			Optimal	2.45	3.20	1791
			Pair with highest α_0	2.98	2.60	1946
			Pair with highest Q_{10}	1.93	4.00	1942
			Pair with lowest α_0	1.93	4.00	1942
			Pair with lowest Q_{10}	2.89	2.60	1929
			Mean	2.44 (± 0.45)	3.28 (± 0.63)	1910
Panama	9°N, 80°W	Keller [1990] (data used from Walter publication)	Optimal	13.75	1.20	5592
			Pair with highest α_0	14.89	1.20	5834
			Pair with highest Q_{10}	13.40	2.60	6042
			Pair with lowest α_0	12.26	1.20	5980
			Pair with lowest Q_{10}	13.75	1.20	5592
			Mean	13.61 (± 0.84)	1.48 (± 0.56)	5808
			Added pair	13.32	3.2	6174

^aProduction rate, α_0 . Temperature dependency of methanogenesis, Q_{10} .

the soil temperature profile, and the labile soil carbon. For the water table depth, we made the assumption that it remains close to soil surface all year-round. This is the main hypothesis of our work: CH₄ emissions by wetlands are dominated by the time periods during which the water table depth is at the surface. This assumption results from the use in the following (section 3.1) of remote sensing data which only detects water-logged areas [Prigent *et al.*, 2001, 2007]. Soil temperature and carbon were computed by the global vegetation model ORCHIDEE [Kriner *et al.*, 2005]. In ORCHIDEE, the soil temperature profile is calculated with a seven layers scheme and soil carbon depends on plant functional type and climate. We ran a global $1^\circ \times 1^\circ$ simulation assuming no water stress at any grid point in order to better represent the wetlands soil carbon (via better representation of NPP) and soil temperature computation: soil water content was prescribed at its maximum value throughout the entire length of the simulation. ORCHIDEE was forced with the present-day vegetation map of Loveland *et al.* [2000], the soil color map of Zobler [1999] for soil albedo, and the hourly climate forcing data of Ngo-Duc *et al.* [2005]. A spin-up run of several thousands of years was run to bring all carbon pools to their long-term equilibrium values. The 1993–2000 interannual simulation was then carried out. Since there is no specific plant functional type (PFT) for wetlands in ORCHIDEE, any flooded PFT (boreal, temperate and tropical forest or grassland) is assumed to be a potential wetland. Crops areas, however, are excluded in our calculations of CH₄ emission and so are rice paddies (not represented in ORCHIDEE). Oxygen limitations on plant growth are not accounted and the simulated wetland NPP is likely to be high-biased. Other inputs of the Walter's model are root depth, soil depth, and the efficiency of plant-mediated transport. These data were derived by matching the 11 plant functional types of ORCHIDEE with the biome-specific values given by W01.

2.3. Site-Level Model Optimization

[9] The α_0 and Q_{10} parameters have been optimized against local time series of CH₄ flux measurements at three different sites listed in Table 1 in a strategy similar to that of Petrescu *et al.* [2008]. These sites are a bog site in northern Finland (the Abisko site, M. Jackowicz-Korczynski, unpublished data, 2006), a peatland site in Michigan [Shannon and White, 1994], and a swamp site in Panama [Keller, 1990]. They represent the three main categories of wetland areas as defined by Fung *et al.* [1991] and Cao *et al.* [1996] as the boreal bogs ($>50^\circ\text{N}$), the temperate bogs (20°N – 50°N), and the tropical swamps (30°S – 20°N), respectively.

[10] We first sampled the output from the global simulation of ORCHIDEE (described above) at the location of each calibration site. CH₄ emissions were then calculated and parameters α_0 and Q_{10} were adjusted in order to minimize the root mean square error (RMSE) between observed and modeled monthly emissions. Optimization was only carried out at time periods during which the water table depth was at the surface or above to be consistent with our main hypothesis (section 2.2). We assume, too, that there is no longer delay than a few days between potential emissions and the beginning of inundation. Figure 1 provides, for Abisko, a map of the RMSE in the α_0 and Q_{10} plane. This map, or cost function to be minimized, shows that the (α_0 , Q_{10}) couple corresponding to absolute minimum of RMSE (as reported in Table 1) is located in a flat “valley” of (α_0 , Q_{10}) couples that all share a RMSE close to the minimum (10% above absolute minimum area is shaded in the Figure 1). In order to derive an uncertainty range on α_0 and Q_{10} parameters value that will be propagated into regional CH₄ flux calculations, we also tested four other couples (α_0 , Q_{10}) within the low-RMSE valley. These couples have the highest α_0 , the highest Q_{10} , the lowest α_0 , or lowest Q_{10} values, respectively, within the $\text{RMSE} \leq 1.1 * \text{RMSE}_{\min}$

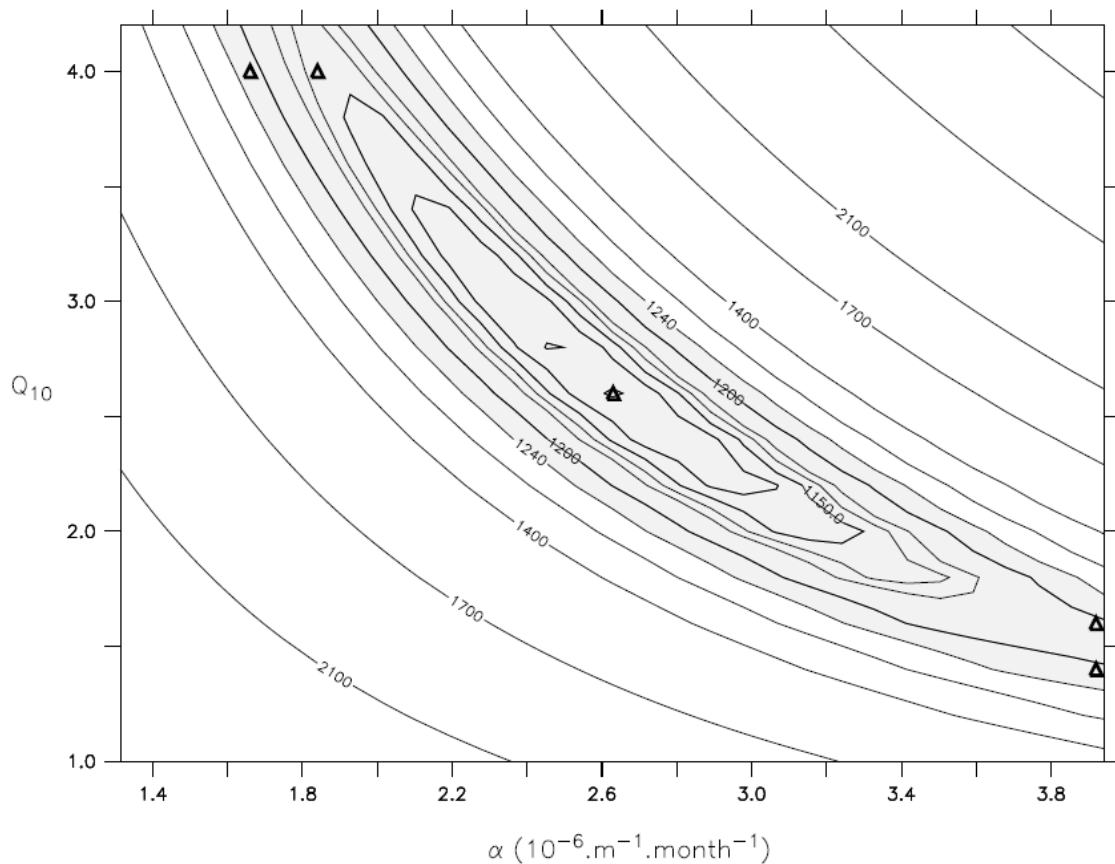


Figure 1. Root mean square error (RMSE) in $\text{mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ month}^{-1}$ between modeled and observed daily CH_4 fluxes at Abisko ($68^\circ\text{N}, 19^\circ\text{E}$) for different pairs of our calibration parameters: Q_{10} is the temperature dependency of methanogenesis, and α_0 is the production rate. Gray part represents (α_0, Q_{10}) pairs with a RMSE lower than the absolute minimum of RMSE +10%. Black triangles symbolize both the optimal pair and additional pairs used to test the sensibility of our results.

valley. These different pairs are reported in Table 1, are represented by triangles in Figure 1, and will be used in the following to estimate error ranges for the simulated fluxes.

[11] At both the Abisko and Michigan sites, the Q_{10} value is close to 3, i.e., half the value chosen by W01, but close to the maximum value measured for methanogenesis [Conrad, 1989; Kelly and Chynoweth, 1981]. At the tropical (Panama) site, the optimized Q_{10} is found to be only of 1.48 ± 0.56 , and this low value is rather well constrained by the flux data. It is also imposed by the lowest bound of the range given by Conrad [1989]. This low Q_{10} value results from the anticorrelation between temperature and flux density at this specific site: when temperature increases, flux density decreases and vice versa. Because we are looking at only one site that may not be representative of the whole tropics, and since having a higher Q_{10} in the tropics could change the relative importance of the flooding mechanism in terms of its contribution to variability of CH_4 emission, we have chosen another (α_0, Q_{10}) pair to be tested, with a Q_{10} value that is closer to the boreal one and the associated α_0 that minimizes RMSE (Table 1).

[12] Contrary to Q_{10} , the optimized value of α_0 is larger for the tropical site than for the other sites (by a factor of ~ 5). This order of magnitude between the tropical site and

the others concerning the amount and the quality of substrate is consistent with what Walter and Heimann [2000] also discussed for R_0 . The larger discrepancy between sites at different latitudes may also result from the very weak number of carbon soils pools in ORCHIDEE (e.g., not accounting for the exudates pool) and the simple way in which carbon dynamics is computed.

[13] Figure 2 (left) (Figures 2a, 2c, and 2e) compares the seasonal cycle of simulated and observed CH_4 emissions at each site, with their respective error bars when available. At the Abisko site, the amplitude of the seasonal cycle of the CH_4 flux, as well as the length of the emission season, are well captured by the optimized model. However, the peak of CH_4 emissions is about 1 month early compared to the site observations. The ORCHIDEE model lacks a parameterization of frozen soils, which qualitatively explains this earlier maximum. At the temperate (Michigan) site, the modeled flux agrees quite remarkably with the observed one.

[14] At the tropical (Panama) site, the optimized model shows no seasonal cycle of CH_4 flux over the 7 month flooded period of selected observations, although the data suggest higher emissions from October to November ($\sim 20 \text{ gCH}_4/\text{m}^2/\text{month}$) than from May to August ($\sim 12 \text{ gCH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ month}^{-1}$). Errors associated to the observed fluxes are

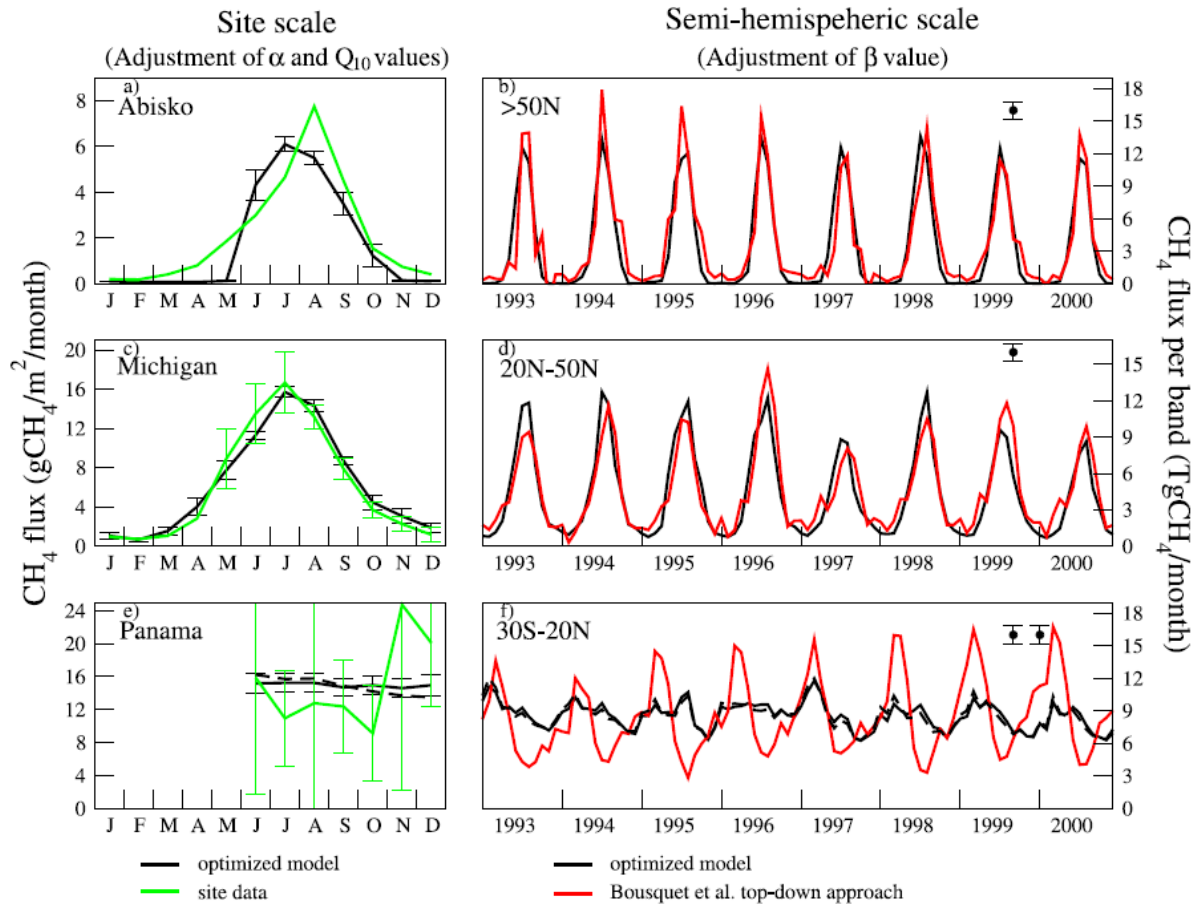


Figure 2. (left) Mean seasonal cycle of methane emission ($\text{g CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ month}^{-1}$) observed and simulated at three different wetland sites located in the (top) boreal, (middle) temperate, and (bottom) tropical regions, respectively. The adjustment at site scale is done between the simulated fluxes (black curve) and sites data (green curve) for years where the last one is observed (or for mean year if the observations are done on many years). The adjustments are done for periods where the water table depth is close to the soil surface (i.e., all the year for boreal and temperate sites and only March–December period for tropical site). The different pairs of (α_0 , Q_{10}) obtained with the optimization procedure are used to define error bars on the simulated fluxes. Fluxes obtained at Panama site for the 6th tropical pair with increased Q_{10} (3.2) are plotted in dashed. Error bars in the observations were only available for two sites (Michigan and Panama). (right) Interannual variations of the seasonal cycle of methane emitted from the natural wetland areas ($\text{Tg CH}_4/\text{month}$) simulated (black line) and resulting from the Bousquet et al. [2006] inversion approach (red line) for three different latitudinal bands ((top) boreal, (middle) temperate, and (bottom) tropical). The different triplets of (α_0 , Q_{10} , β_{area}) are used to draw error bars. As above, emissions obtained for tropics using an increased Q_{10} (3.2) are plotted in dashed.

too large to provide a tight constraint of the model parameters. At this site, ORCHIDEE simulates no seasonal variations of NPP, nor of the labile carbon and of soil temperature, which is the reason why the modeled CH₄ flux remains constant all year-round at this site.

3. Methane Emission Upscaling to the Global Level

3.1. Satellite Observed Wetland Area Distribution

[15] We integrated our optimized emission model over the globe, forced with outputs from our $1^\circ \times 1^\circ$ ORCHIDEE

run. The seasonal and interannual variability of wetland extent comes from the remote sensing product developed by Prigent et al. [2001, 2007] at a horizontal resolution of 0.25° by 0.25° . This data set provides us with the fractional inundated area per pixel and per month, and covers the 1993–2000 time period. It therefore quantifies the existence of stagnant water throughout the globe, but not of methane production (that we compute according to equation (2)). It is the only data set (to our knowledge) providing global and temporal information on the variability of natural wetland areas. It is constructed using a combination of satellite data including passive microwave observations and a linear

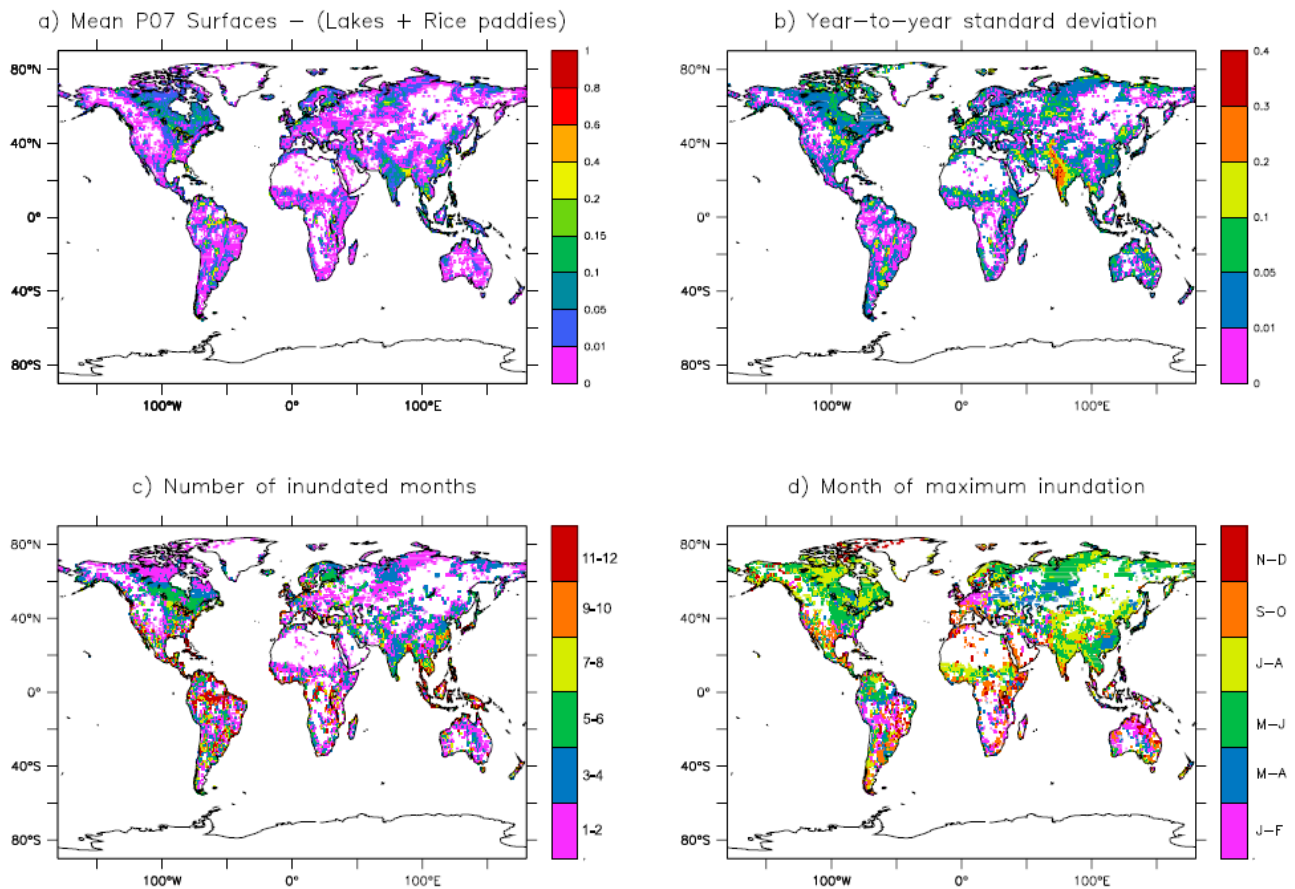


Figure 3. *Prigent et al.* [2001, 2007] data set interpolated at 1° resolution and filtered in order to exclude lakes (IGBP land cover data set [Loveland *et al.*, 2000]) and rice paddies areas [Matthews *et al.*, 1991]: (a) global map of wetland extent, (b) year-to-year variability (dimensionless), (c) the mean annual number of inundated months, and (d) timing of maximum flooding in calendar month.

mixture model to account for vegetation [Prigent *et al.*, 2001, 2007]. For the boreal regions, as the microwave measurements are sensitive to the snow cover, snow masks were used to edit the results and avoid any confusion with snow covered pixels. The weekly North Hemisphere and South Hemisphere snow mask from the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) is adopted and averaged on a monthly basis [Armstrong and Brodzik, 2005].

[16] We have filtered the Prigent *et al.* [2001, 2007] data set interpolated at 1° resolution in order to exclude lakes (IGBP land cover data set [Loveland *et al.*, 2000]). In lakes, most of the CH₄ produced in the sediment is oxydized before reaching the surface [Walter and Heimann, 2000], except maybe for Arctic thermokarst lakes that are subject to warming in winter [Zimov *et al.*, 1997; Walter *et al.*, 2006] and for some tropical dams established over flooded forests [Abril *et al.*, 2005]. We have also excluded all rice paddy areas [Matthews *et al.*, 1991]. The resulting global map of wetland extent is shown in Figure 3, together with its interannual variability, the mean annual number of inundated months, and the timing of maximum flooding. More detailed information concerning the seasonal and interannual

behavior of specific regions can be found in the work of Papa *et al.* [2006] and Papa *et al.* [2007, 2008a] for the Indian subcontinent and the boreal regions, respectively.

3.2. Optimization Approach

[17] Flooded areas from Prigent *et al.* [2007], once filtered for lakes and rice paddies, were further adjusted to only retain those inundated pixels that are CH₄ emitters. Flooded river valleys, for example, or inundated nonorganic soils will not emit CH₄. This implies the active wetland area to be smaller than the satellite-observed area. At the face value, the multisatellite approach has difficulty to detecting small, isolated water patches in areas with a large dry fraction. This may imply the active wetland area to be higher than satellite observed. We thus have more confidence on the variability, on seasonal and year-to-year scales, of flooded area than on the mean average value. Accordingly, we tuned the flooded area by a regionally uniform multiplier β_{area} that is calculated in order to minimize the RMSE between our bottom-up model fluxes and the top-down monthly fluxes aggregated into large latitudinal bands (boreal, temperate, and tropical; see below) from the

Bousquet et al. [2006] atmospheric inversion (hereafter referred to as B06).

[18] The B06 inverse modeling quantitatively links atmospheric CH₄ measurements and regional sources and sinks. For the period 1984–2003, the CH₄ concentration responses to the action of OH sinks and regional surface sources were simulated for each month with the three-dimensional chemistry transport model LMDZ-INCA [*Hauglustaine et al.*, 2004]. The model was forced with interannual analyzed winds [*Uppala et al.*, 2005] and interannually varying OH concentrations as constrained by methyl-chloroform observations [*Bousquet et al.*, 2005]. Emissions of CH₄ from different regions of the globe by distinct processes, together with the photochemical sinks, were inferred and their uncertainties reduced by matching atmospheric observations within their uncertainties in a Bayesian formalism [*Bousquet et al.*, 2005]. Long-term measurements of the ¹³C/¹²C ratio in CH₄ ($\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$) were also used as an additional constraint on the partitioning of microbial-, biomass-burning-, and fossil-fuel-related CH₄ sources. Prior sources were from inventories [*Fung et al.*, 1991; *Van der Werf et al.*, 2003, 2004; *Olivier and Berdowski*, 2001]. Note that no interannual variability was assigned to the prior sources, so interannual variations of atmospheric concentrations were built through the inversion procedure. B06 performed a control inversion, which is used in this work, supplemented by an ensemble of 17 sensitivity inversions (varying a priori error of regional fluxes, etc.). B06 shows a very good fit to observations both for interannual and seasonal variations, demonstrating that the seasonality of inverted emissions is consistent with atmospheric measurements of methane.

[19] The optimization of β_{area} was carried out for three major latitudinal zones. Each one consists of the grouped continental regions that were used in the TRANSCOM3 model intercomparison experiment [*Gurney et al.*, 2002]. This choice is made to be consistent with the top-down approach results (B06) used. The boreal band includes Boreal North America, Europe, and Boreal Eurasian TRANSCOM regions. The temperate band includes temperate North America, northern Africa, and temperate Eurasia. The tropical band includes South America, southern Africa, tropical Asia, and Australia. Each of the three zones has a separate and unique set of methane flux parameters (α and Q_{10}) that is derived from the optimizations carried out at the site level located within each band (see section 2.3). This breakdown into three categories sharing the same parameters is obviously idealized compared to reality where wetlands cover a large diversity of ecosystems with distinct Redox, pH, or nutrient status [*Mitsch and Gosselink*, 2000]. However, given the lack of site-level data, it would have been unreasonable to try to include more details.

[20] For each major group of regions and each of the five (α_0 , Q_{10}) pairs selected (six in the tropics) in our sensitivity tests (section 2.3), we have optimized β_{area} for each individual year (1993 to 2000). The CH₄ fluxes presented hereafter were calculated, for each (α_0 , Q_{10}) pair, using three different values of β_{area} : the mean over the 8 years and the mean ± 1 standard deviation. The optimized values of β_{area}

are 0.68 ± 0.08 , 1.19 ± 0.17 , and 1.04 ± 0.12 for the boreal ($>50^\circ\text{N}$), the temperate ($20^\circ\text{N}-50^\circ\text{N}$), and the tropical ($30^\circ\text{S}-20^\circ\text{N}$) latitudinal belts, respectively. The sixth tropical pair of (α_0 , Q_{10}) chosen, with increased Q_{10} value, does not change the β_{area} value. In the temperate belt, β_{area} is larger than one, suggesting that emitting areas should be increased compared to the prior satellite value. This may reflect wet areas that have not been detected by the satellite product, or wet areas where the water table depth lies just below the soil surface.

3.3. Comparison With *Bousquet et al.* [2006] Top-Down Approach

[21] The monthly emission of methane per pixel, $f_{\text{CH}_4}(x, t)$, in g CH₄/month, is finally calculated according to

$$f_{\text{CH}_4}(x, t) = [\beta_{\text{area}} * S(x, t)] * F_{\text{CH}_4}(x, t) \quad (3)$$

where $S(x, t)$ and $F_{\text{CH}_4}(x, t)$ are the fraction of the pixel x that is inundated during month t and the flux density for pixel x and month t , respectively. $F_{\text{CH}_4}(x, t)$ is taken from the output of W01 after modification of methanogenesis production rates following equation (2) and optimization of α_0 and Q_{10} . The resulting space and time varying maps of wetland CH₄ fluxes are thus compatible with the measured CH₄ fluxes at the three calibration sites, the satellite observed patterns of flooded surfaces, and the latitudinally averaged B06 inversion fluxes. Figure 2 (right) (Figures 2b, 2d, and 2f) shows the seasonal and interannual variability of wetland emissions for each latitudinal band. The agreement between $f_{\text{CH}_4}(x, t)$ and the inversions of B06 is very good at boreal and temperate latitudes, although the minimum value of the top-down CH₄ flux in winter is always larger than the one we simulate. In the tropical belt, however, there is no agreement between the top-down and bottom-up estimates, even after adjustment of β_{area} . Not only is the amplitude of the seasonality of our simulated $f_{\text{CH}_4}(x, t)$ much smaller than the one estimated by B06 ($\sim 50\%$), but the timing of maximum emissions is shifted.

[22] If we focus, for instance, on the tropical South American TRANSCOM region, variations of CH₄ emissions from B06 follow precipitation (the correlation (r^2) equals to 0.38 over 1993–2000). This could be partly explained by nudging of the inversion results to their a priori flux temporality. The a priori flux of B06 comes from a combination of the *Fung et al.* [1991] flux density and the *Matthews and Fung* [1987] static data for wetland surface extent. CH₄ emissions are maximum in the work of *Fung et al.* [1991] when monthly precipitation exceeds monthly potential evaporation. The inversion has changed the magnitude, but not the timing of the emissions. Oppositely, in the P07 area data set which underpins our bottom-up modeling, precipitation often precedes inundation by a few months. For example, over the tropical South American TRANSCOM region, we have calculated that the best correlation ($r^2 = 0.6$) between rainfall and P07 wetland extent is obtained with a lag of 3 months. In these tropical regions, inundation, through the floodplain mechanisms, is likely due to precipitation events upstream. For a region as tropical South America, this may explain the shift of emissions between B06 and our approach. Discrepancy between B06 and our

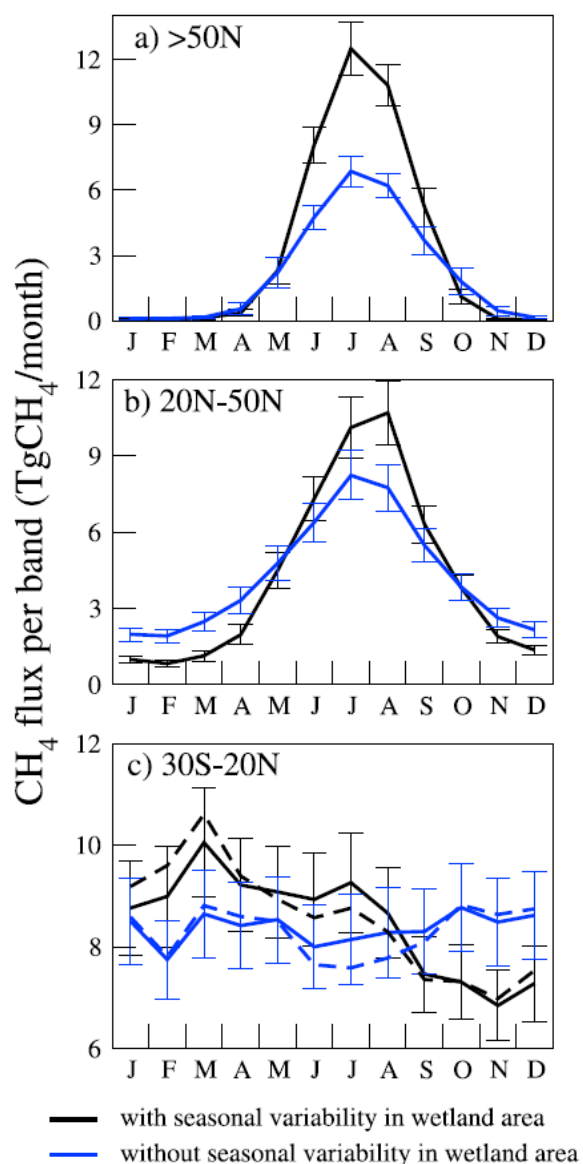


Figure 4. Mean seasonal cycle, averaged over the period 1993–2000, of methane emitted from the natural wetland areas ($\text{Tg CH}_4 \text{ month}^{-1}$) simulated for three different latitudinal bands ((a) boreal, (b) temperate, and (c) tropical). The VAR simulation, that accounts for the observed seasonal variations of wetland extent, is shown in black while the FIXED simulation that uses a prescribed mean seasonal cycle is drawn using the blue line. The different triplets (α_0 , Q_{10} , β_{area}) defined with the optimization procedure are used to draw the error bars. For tropics, VAR and FIXED simulations realized with an increased Q_{10} are in dashed.

results at larger space scales (30°S–20°N belt) could be also explained by the fact that the northern and southern hemisphere contributions to the flux are weighted differently in the different estimates of wetland area used [Matthews and Fung, 1987; Prigent et al., 2007]. Despite these differences,

the total annual emissions coming from the tropics is of the same order of magnitude in both B06 and our approach.

4. How Much Do the Fluctuations in Wetland Area Contribute to the Seasonal and Interannual Variability of CH₄ Fluxes?

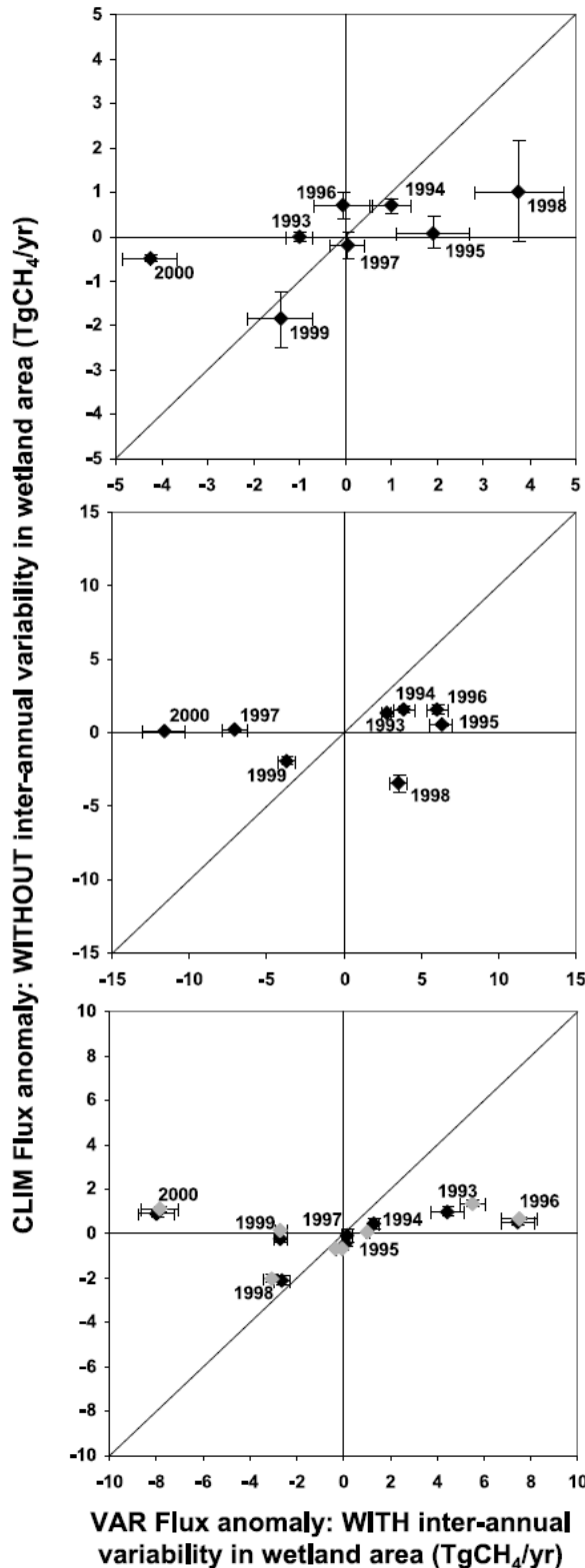
[23] We have carried out three sensitivity simulations to assess the contribution of seasonal and interannual variations of wetland extent to the total CH₄ wetland flux to the atmosphere. The first simulation, called VAR, is forced by the variable wetland extent of Prigent et al. [2001, 2007] over 1993–2000. The second simulation, called FIXED, is forced monthly by a fixed climatological wetland area (mean annual area or mean area over the emitting season). The third simulation called CLIM is forced by a climatological (averaged over the 8 years of satellite observations), seasonally variable, wetland area. The range of sensitivity tests with varied parameters (sections 2.3 and 3.2) are used to derive errors bars in those calculations. The percent change of total annual CH₄ emissions (per latitude band per year) is used to evaluate the contribution of wetland extent variations at both time scales: seasonal and interannual.

4.1. Annual Mean and Seasonal Variability (VAR Versus FIXED Simulations)

[24] The mean seasonal cycle of wetland CH₄ emissions, averaged over the period 1993–2000, is illustrated in Figure 4. A mean annual flux of $40.8 \text{ Tg CH}_4 \text{ yr}^{-1}$ is emitted by bogs in the boreal belt, of which $33.7\% (\pm 2.9\%)$ is attributed to the seasonal increase in flooded area, with larger emitting surfaces in July and August and almost no active surfaces from November to April. If we had prescribed, as W01 did previously, the maximum extent of wetland area to run our FIXED run instead of the mean value over the flooded season, we would have simulated a larger mean annual boreal CH₄ flux, but the variability explained by changes in area would still have been larger than 30%. If we use another metric for this evaluation: the variation of amplitude of the mean seasonal cycle (rather than the total annual flux) to measure the contribution of changing area to CH₄ emissions, we obtain a decrease of $45.7\% (\pm 0.6\%)$ in amplitude from VAR to FIXED. In all cases, the contribution of wetland extent to methane emissions (annual values and seasonal cycle) is significant and range between 30 and 50%.

[25] A flux of $51.0 \text{ Tg CH}_4 \text{ yr}^{-1}$ is emitted by wetlands in the temperate belt, but the contribution of area extent changes to the mean annual flux is close to 0%. This results from reduced amplitude of the seasonal cycle of flooded areas and the longer emitting season in temperate regions that leads to increased winter values and decreased summer ones. For both temperate and boreal wetlands, the flux density is positively correlated with the extent: when the extent is maximum during summer, the density is also maximum mainly driven by temperature. This is why the VAR and FIXED fluxes are perfectly in phase (Figure 4). However, in the temperate belt, flux densities are not zero during winter unlike boreal regions. Thus, removing wetland seasonality (from VAR to FIXED simulations) results in an

increase in wetland area during winter and a decrease during summer that compensate each other. This leads, however, to a decrease in mean seasonal cycle amplitude of 40.0% ($\pm 1.0\%$).



[26] For tropical wetlands where we simulate the largest annual CH₄ flux ($\sim 102 \text{ Tg CH}_4 \text{ yr}^{-1}$), the situation is quite similar: seasonal variations of the extent do not significantly contribute to the mean annual flux ($\sim 1.4\% \pm 1.0$). Accounting explicitly for variable area (VAR compared to FIXED) introduces a seasonality in the fluxes, with larger (smaller, respectively) fluxes during the February–August (September–January, respectively) period of the year, resulting in small changes of the annual mean but leads to a decrease of 66.4% ($\pm 1.4\%$) for seasonal amplitude. The seasonality of tropical CH₄ fluxes is hence dominated by the seasonality of wetland area (Figure 4), regardless of the value of Q_{10} : if it is low as derived from the optimization procedure or it is as large as that of the boreal regions.

4.2. Interannual Variability (VAR Versus CLIM Simulations)

[27] We now analyze the effect of interannually variable versus interannually fixed but seasonally variable wetland area. The CLIM flux anomalies are plotted versus the VAR ones in Figure 5 for each latitudinal band. In the three latitudinal bands, no simple relationship with good statistical significance (measured using a r^2 regression coefficient) that correlates the CLIM and the VAR anomalies was found. This indicates that interannual changes in wetland CH₄ emissions result from a nontrivial combination between climate induced changes in flux densities and changes in wetland areas, with a little covariance between these two factors.

[28] The points that lie near the origin of the CLIM-VAR scatterplot exhibit a small interannuality and will therefore not be further discussed (e.g., years 1993, 1994, 1996, and 1997 in the boreal regions). The points that lie between the x axis and the 1:1 line mark the years when the anomaly in CH₄ flux is amplified by the anomaly in wetland area. The climate anomaly that drives an increase (resp. a decrease) in CH₄ flux is at the same time driving a larger (a smaller, respectively) extent of emitting areas. Examples of this positive covariance between area and flux density are 1998 and 2000 in the boreal belt, during which $79.1 \pm 26.2\%$ and

Figure 5. Evaluation of the impact of changes in wetland extent on the simulated annual methane emissions at the interannual time scale. Yearly anomalies (with respect to the mean over the years 1993 to 2000) of annual methane emissions ($\text{Tg CH}_4 \text{ yr}^{-1}$) simulated without accounting for interannual fluctuations of wetland extent (simulation CLIM) are plotted against the anomalies simulated in the VAR simulation. This is done for each of the three different latitudinal bands selected ((top) boreal, (middle) temperate, and (bottom) tropical). During the years that are located between the x axis and the 1:1 line, the anomaly in CH₄ flux is amplified by the anomaly in wetland area. Elsewhere the impacts of changing flux density and changing wetland extent have contradictory effects on the total anomaly simulated. The different triplets (α_0 , Q_{10} , β_{area}) defined by the optimization procedure are used to draw the error bars. For tropics, points obtained with increased Q_{10} are symbolized by gray markers.

$88.3 \pm 0.6\%$, respectively, of the total methane flux anomaly is explained by anomalies in wetland areas when compared to the climatology, the rest being caused by anomalous flux density. In the temperate belt, close to or more than 50% of the CH₄ anomaly is explained by changes in area for years 1995 ($90.7 \pm 2.0\%$), 1996 ($73.7 \pm 3.6\%$), and 1999 ($49.9 \pm 1.1\%$). In the tropics, changes in area explain most of the interannual variability in wetland CH₄ fluxes emissions, most of the points being next to the x axis. Even with increased Q_{10} , our conclusion is not altered (gray markers in Figure 5). Moreover, quantification of the contribution of wetland extent to interannual variability of CH₄ emissions is independent of the chosen β .

[29] There are some years, however, in the boreal and temperate zones when climate anomalies drive increases (decreases, respectively) in CH₄ flux per unit area, while they drive a decrease (increase, respectively) in wetland extent. Accounting for such a negative covariance therefore dampens or even compensates for the effects of changing flux density. In 1998, for example, in the temperate belt, climate forcing alone led to negative flux density anomalies, while the resulting flux shows a positive anomaly when variable area is considered. In 1999, in the boreal belt, the flux anomaly has a lower magnitude when the variability of area is included. The CLIM anomalies are quite similar between years 1996 and 2000 in the tropical zone (small anomalies), while the VAR anomalies between these 2 years are opposite in sign and quite large. All these examples suggest that climate variability can affect areas and flux densities in different and complex ways. The climate dependency of processes controlling inundated area (rainfall and potential evaporation) and CH₄ flux density (labile carbon production and temperature) are indeed different. This finding is parallel to the observation that there is no simple relationship between wetland area and rainfall or temperature [Prigent *et al.*, 2007], suggesting that nonclimatic factors, or other variables controlling the surface water budget may also play an important role in the establishment and resilience of wetlands (destruction of peat soils by fires like in Indonesia in 1997 [Page *et al.*, 2002] or in the Moscow region in 2002). Flooding can occur in response to locally intense precipitation. However, they can also be driven by snowmelt or heavy precipitation at upstream locations [Prigent *et al.*, 2007; Papa *et al.*, 2007]. In these cases, inundation and precipitation are separated in both time and space. For instance, relations between precipitation, wetlands extent, and water storage (using GRACE satellite) were explored by Papa *et al.* [2008b].

[30] If we specifically focus on the year 1998, Dlugokencky *et al.* [2001] attributed the high positive flux anomaly in atmospheric CH₄ content to wetlands located north of 30°N ($\sim 11.6 \text{ Tg CH}_4 \text{ yr}^{-1}$) and in the tropics ($\sim 13 \text{ Tg CH}_4 \text{ yr}^{-1}$), while our calculations are quite different from those ($5.4 \text{ Tg CH}_4 \text{ yr}^{-1}$ and $-0.8 \text{ Tg CH}_4 \text{ yr}^{-1}$, respectively). If we assume their anomalies were most probably overestimated by up to 40% as the authors themselves seem to suggest, we end up with quite similar anomalies for northern wetlands but quite different and even oppositely sign values for the tropics. For wetlands located north of 30°N, change in wetland extent explains

almost all of the positive anomaly during the considered year (from VAR to CLIM the anomaly becomes close to zero or negative according to the parameters' value). Our negative anomaly in tropical regions results both from the changes in wetland extent (decrease) and in flux density (decrease). In our simulation, it is a negative anomaly in the active carbon stock that drives the simulated fluxes. This negative anomaly results from increased heterotrophic respiration (caused by increased surface temperature) that overcompensates the increased growth primary productivity and leads to decreased carbon accumulation. This negative anomaly is obtained even with a large Q_{10} . In the original version of Walter *et al.*'s [2001a] model and in its adaptation used by Dlugokencky *et al.* [2001], the amount of substrate (R_0) is mainly dependent on temperature, and thus, flux densities always increase when temperature increases.

5. Conclusion

[31] We have developed a global process-based CH₄ emission model forced globally by input from the ORCHIDEE global vegetation model and driven by varying climate. The modeled fluxes are calibrated at local scale against flux measurements from three sites, and at the scale of large latitude bands using remote sensing data on seasonally flooded areas. We showed that over the time period 1993–2000, variability in wetland area strongly influences in the seasonal and interannual variability of CH₄ emissions. At the seasonal time scale, variable flooded area mainly plays a role in controlling variable fluxes at boreal latitudes ($\sim 30\%$). In the temperate regions and in the tropics, variations in area do not influence the annual emissions ($\sim 0\%$ in the temperate zone and less than 2% in the tropics) but explain a large part of the seasonality amplitude. At the interannual time scale, however, variable area is the main source of interannual variability in the global CH₄ wetland source at all latitudes, especially in the tropics. Because regional patterns of climate variability can affect in opposite (and nontrivial) ways the wetland area and the CH₄ flux density, it is absolutely necessary to compute the changes in extent to correctly predict the current and future behavior of CH₄ emissions in response to climate.

[32] We have, however, neglected variations of the water table depth, an important factor controlling CH₄ fluxes [Liblik and Moore, 1997; Shurpali and Verma, 1998] in nonsaturated wetlands. Indeed, the wetland extent data set that we used does not sense those areas. Not accounting for this factor could (1) amplify the importance played by wetland areas fluctuations in our results and (2) explain some disagreement between our approach and top-down results in tropics where changes in the water table seem to dominate seasonal cycle of wetland CH₄ emissions [Walter *et al.*, 2001a]. Moreover, P07 inundation fractions can include areas where the water table is well above the soil surface such that oxidation can occur in a standing water column [Walter and Heimann, 2000]. In a following work, we can match information given by P07 and information about the value of water table depth given by satellite altimeters on continental water bodies. An improvement in

W01 would also be necessary to account for the oxidation in a water column.

[33] Our approach could also be refined, since labile carbon has been computed by ORCHIDEE assuming soils to be water saturated all year long, while in reality, the plant production and soil carbon decomposition rates during the flooded and nonflooded period may be different. Moreover, we need to better account for the limitation of carbon decomposition under anoxic conditions in ORCHIDEE.

[34] **Acknowledgments.** This research was supported by the project Impact-Boreal, funded by the Agence Nationale pour la Recherche (ANR). We also thank M. Jackowicz-Korczynski and T. Christensen for the Abisko data. Computing support was provided by Commissariat à l'Energie Atomique (CEA).

References

- Abril, G., F. Guérin, S. Richard, R. Delmas, C. Galy Lacaux, P. Gosse, A. Tremblay, L. Varfalvy, M. A. Dos Santos, and B. Matvienko (2005), Carbon dioxide and methane emissions and the carbon budget of a 10-year old tropical reservoir (Petit Saut, French Guiana), *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, GB4007, doi:10.1029/2005GB002457.
- Armstrong, R. L., and M. J. Brodzik (2005), Northern Hemisphere EASE-Grid weekly snow cover and sea ice extent, version 3, Natl. Snow and Ice Data Cent., Boulder, Colo.
- Bousquet, P., D. A. Hauglustaine, P. Peylin, C. Carouge, and P. Ciais (2005), Two decades of OH variability as inferred by an inversion of atmospheric transport and chemistry of methyl chloroform, *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 2635–2656.
- Bousquet, P., et al. (2006), The contribution of anthropogenic and natural sources to the variability of atmospheric methane, *Nature*, **443**, 439–443, doi:10.1038/nature05132.
- Cao, M., S. Marshall, and K. Gregson (1996), Global carbon exchange and methane emissions from natural wetlands: Application of a process-based model, *J. Geophys. Res.*, **101**, 399–414.
- Christensen, T. R., A. Ekberg, L. Ström, M. Mastepanov, N. Panikov, M. Öquist, B. H. Svensson, H. Nykänen, P. J. Martikainen, and H. Oskarsson (2003), Factors controlling large scale variations in methane emissions from wetlands, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(7), 1414, doi:10.1029/2002GL016848.
- Conrad, R. (1989), Control of methane production in terrestrial ecosystems, in *Exchange of Trace Gases Between Terrestrial Ecosystems and the Atmosphere*, edited by M. Andreas and D. Schimel, pp. 39–58, John Wiley, Hoboken, N. J.
- Dlugokencky, E. J., B. P. Walter, K. A. Masarie, P. M. Lang, and E. S. Kasichke (2001), Measurements of an anomalous global methane increase during 1998, *Geophys. Res. Lett.*, **28**(3), 499–502, doi:10.1029/2000GL012119.
- Fung, I., J. John, J. Lerner, E. Matthews, M. Prather, L. P. Steele, and P. J. Fraser (1991), Threedimensional model synthesis of the global methane cycle, *J. Geophys. Res.*, **96**, 13,033–13,065, doi:10.1029/91JD01247.
- Gurney, K. R., et al. (2002), Towards robust regional estimates of CO₂ sources and sinks using atmospheric transport models, *Nature*, **415**, 626–630, doi:10.1038/415626a.
- Hauglustaine, D. A., et al. (2004), Interactive chemistry in the Laboratoire de Meteorologie Dynamique general circulation model: Description and background tropospheric chemistry evaluation, *J. Geophys. Res.*, **109**, D04314, doi:10.1029/2003JD003957.
- Hein, R., P. J. Crutzen, and M. Heimann (1997), An inverse modeling approach to investigate the global atmospheric methane cycle, *Global Biogeochem. Cycles*, **11**, 43–76, doi:10.1029/96GB03043.
- Houghton, J. T., et al. (Eds.) (2001), *Projection of Future Climate Change. Climate Change 2001: The Scientific Contribution Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 881 pp., Cambridge Univ. Press, New York.
- Hütsch, B. W., J. Augustin, and W. Merbach (2002), Plant rhizodeposition: An important source for carbon turnover in soils, *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, **165**, 397–408, doi:10.1002/1522-2624(200208)165:4<397::AID-JPLN397>3.0.CO;2-C.
- Kaplan, J. O. (2002), Wetlands at the Last Glacial Maximum: Distribution and methane emissions, *Geophys. Res. Lett.*, **29**(6), 1079, doi:10.1029/2001GL013366.
- Keller, M. (1990), Biological sources and sinks of methane in tropical habitats and tropical atmospheric chemistry, Ph.D. diss., *Coop. Thesis 126*, Princeton Univ., Princeton, N. J.
- Kelly, C. A., and D. P. Chynoweth (1981), The contributions of temperature and of the input of organic matter in controlling rates of sediment methanogenesis, *Limnol. Oceanogr.*, **26**(5), 891–897.
- Khvorostyanov, D. V., G. Krinner, P. Ciais, M. Heimann, and S. A. Zimov (2008), Vulnerability of permafrost carbon to global warming. Part 1. Model description and role of heat generated by organic matter decomposition, *Tellus, Ser. B*, **60**, 265–275.
- King, J. Y., and W. S. Reeceburgh (2002), A pulse-labeling experiment to determine the contribution of recent plant photosynthates to net methane emission in arctic wet sedge tundra, *Soil Biol. Biochem.*, **34**(2), 173–180, doi:10.1016/S0038-0717(01)00164-X.
- Krinner, G., N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch, and I. C. Prentice (2005), A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, GB1015, doi:10.1029/2003GB002199.
- Liblik, L. K., and T. R. Moore (1997), Methane emissions from wetlands in the zone of discontinuous permafrost: Fort Simpson, Northwest Territories, Canada, *Global Biogeochem. Cycles*, **11**, 485–494, doi:10.1029/97GB01935.
- Loveland, T. R., B. C. Reed, J. F. Brown, D. O. Ohlen, Z. Zhu, L. Yang, and J. W. Merchant (2000), Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data, *Int. J. Remote Sens.*, **21**(6/7), 1303–1330.
- Matthews, E., and I. Fung (1987), Methane emission from natural wetlands: Global distribution, area, and environmental characteristics of sources, *Global Biogeochem. Cycles*, **1**, 61–86, doi:10.1029/GB001i001p00061.
- Matthews, E., I. Fung, and J. Lerner (1991), Methane emission from rice cultivation: Geographic and seasonal distribution of cultivated areas and emissions, *Global Biogeochem. Cycles*, **5**, 3–24, doi:10.1029/90GB02311.
- Mitsch, W. J., and J. G. Gosselink (2000), *Wetlands*, 3rd ed., John Wiley, Hoboken, N. J.
- Ngo-Duc, T., J. Polcher, and K. Laval (2005), A 53-year forcing data set land surface models, *J. Geophys. Res.*, **110**, D06116, doi:10.1029/2004JD005434.
- Olivier, J. G. J., and J. J. M. Berdowski (2001), Global emissions sources and sinks, in *The Climate System*, edited by J. Berdowski, R. Guichert, and B. Heij, pp. 33–78, A. A. Balkema, Lisse, Netherlands.
- Page, S. E., F. Siegert, J. O. Rieley, H.-D. V. Boehm, A. Jaya, and S. Limin (2002), The amount of carbon released from peat and forest fires in Indonesia during 1997, *Nature*, **420**, 61–65, doi:10.1038/nature01131.
- Papa, F., C. Prigent, F. Durand, and W. B. Rossow (2006), Wetland dynamics using a suite of satellite observations: A case study of application and evaluation for the Indian Subcontinent, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L08401, doi:10.1029/2006GL025767.
- Papa, F., C. Prigent, and W. B. Rossow (2007), Ob' River flood inundations from satellite observations: A relationship with winter snow parameters and river runoff, *J. Geophys. Res.*, **112**, D18103, doi:10.1029/2007JD008451.
- Papa, F., C. Prigent, and W. B. Rossow (2008a), Monitoring flood and discharge variations in the large Siberian rivers from a multi-satellite technique, *Surv. Geophys.*, **29**, 297–317, doi:10.1007/s10712-008-9036-0.
- Papa, F., A. Güntner, F. Frappart, C. Prigent, and W. B. Rossow (2008b), Variations of surface water extent and water storage in large river basins: A comparison of different global data sources, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L11401, doi:10.1029/2008GL033857.
- Petrescu, A. M. R., J. van Huissteden, M. Jackowicz-Korczynski, A. Yurova, T. R. Christensen, P. M. Crill, K. Backstrand, and T. C. Maximov (2008), Modelling CH₄ emissions from arctic wetlands: Effects of hydrological parameterization, *Biogeosciences*, **5**, 111–121.
- Prigent, C., E. Matthews, F. Aires, and W. B. Rossow (2001), Remote sensing of global wetlands dynamics with multiple satellite data sets, *Geophys. Res. Lett.*, **28**(24), 4631–4634, doi:10.1029/2001GL013263.
- Prigent, C., F. Papa, F. Aires, W. B. Rossow, and E. Matthews (2007), Global inundation dynamics inferred from multiple satellite observations, 1993–2000, *J. Geophys. Res.*, **112**, D12107, doi:10.1029/2006JD007847.
- Shannon, R. D., and J. R. White (1994), A 3-year study of controls on methane emissions from two Michigan peatlands, *Biogeochemistry*, **27**, 35–60, doi:10.1007/BF00002570.

- Shindell, D. T., B. P. Walter, and G. Faluvegi (2004), Impacts of climate change on methane emissions from wetlands, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L21202, doi:10.1029/2004GL021009.
- Shurpali, N. J., and S. B. Verma (1998), Micrometeorological measurements of methane flux in a Minnesota peatland during two growing seasons, *Biogeochemistry*, **40**, 1–15, doi:10.1023/A:1005875307146.
- Uppala, S. M., et al. (2005), The ERA-40 Reanalysis, *J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 2961–3012, doi:10.1256/qj.04.176.
- Valentine, D. W., E. A. Holland, and D. S. Schimel (1994), Ecosystem and physiological controls over methane production in northern wetlands, *J. Geophys. Res.*, **99**(D1), 1563–1571, doi:10.1029/93JD00391.
- Van der Werf, G. R., J. T. Randerson, G. J. Collatz, and L. Giglio (2003), Carbon emissions from fires in tropical and subtropical ecosystems, *Global Change Biol.*, **9**, 547–562, doi:10.1046/j.1365-2486.2003.00604.x.
- Van der Werf, G. R., et al. (2004), Continental-scale partitioning of fire emissions during the 1997 to 2001 El Niño/La Niña period, *Science*, **303**, 73–76, doi:10.1126/science.1090753.
- Walter, B. P., and M. Heimann (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 Biogeochem. Cycles*, **14**(3), 745–765, doi:10.1029/1999GB001204.
- Walter, B. P., M. Heimann, and E. Matthews (2001a), Modelling modern methane emissions from natural wetlands: 1. Model description and results, *J. Geophys. Res.*, **106**(D24), 34,189–34,206, doi:10.1029/2001JD900165.
- Walter, B. P., M. Heimann, and E. Matthews (2001b), Modeling modern methane emissions from natural wetlands: 2. Interannual variations 1982–1993, *J. Geophys. Res.*, **106**(D24), 34,207–34,219, doi:10.1029/2001JD900164.
- Walter, K. M., S. A. Zimov, J. P. Chanton, D. Verbyla, and F. S. Chapin (2006), Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming, *Nature*, **443**, 71–75, doi:10.1038/nature05040.
- Whiting, G. J., and J. P. Chanton (1993), Primary production control of methane emissions from wetlands, *Nature*, **364**, 794–795, doi:10.1038/364794a0.
- Zimov, S. A., Y. V. Voropaev, I. P. Semiletov, S. P. Davidov, S. F. Prosiannikov, F. S. Chapin III, M. C. Chapin, S. Trumbore, and S. Tyler (1997), North Siberian lakes: A methane source fueled by Pleistocene carbon, *Science*, **277**, 800–802, doi:10.1126/science.277.5327.800.
- Zobler, L. (1999), Global Soil Types, 1-Degree Grid (Zobler), data set, Oak Ridge Natl. Lab. Distrib. Act. Arch. Cent., Oak Ridge, Tenn., doi:10.3334/ORNLDAAAC/418. (Available at <http://www.daac.ornl.gov>)
- P. Bousquet, P. Ciais, N. de Noblet-Ducoudré, and B. Ringeval, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Unité mixte CEA, UVSQ, CNRS, Orme des Merisiers, F-91191 Gif-sur-Yvette CEDEX, France. (bruno.ringeval@lsce.ipsl.fr)
- F. Papa and W. B. Rossow, NASA Goddard Institute for Space Studies, 2880 Broadway, New York, NY 10025, USA.
- C. Prigent, Laboratoire d'Etudes du Rayonnement et de la Matière en Astrophysique, Observatoire de Paris, CNRS, F-75014 Paris, France.

ii) Discussion

Le paragraphe suivant concerne une analyse de la sensibilité des résultats de l'étude RGBC2010 à la formulation de la dépendance de la méthanogenèse à la température. Dans le modèle de [Walter *et al.*, 2001a], comme expliqué au Chapitre 2, la sensibilité de la méthanogenèse à la température est donnée, pour une maille donnée, par une fonction $g(T)$:

$$g(T(t, z)) = f(T(t, z)) \cdot Q_{10}^{\frac{T(t, z) - T_{\text{mean}}}{10}} \quad (3.2)$$

où $f(T)$ est une fonction escalier valant un si la température de la couche de sol considérée est positive et zéro sinon. La variable T_{mean} représente la température de référence à partir de laquelle l'effet de la température est d'augmenter la production de base (la fonction Q_{10} est supérieure à 1 pour $T > T_{\text{mean}}$). Dans RGBC2010, ORCHIDEE et le modèle de [Walter *et al.*, 2001a] sont utilisés successivement, comme mentionné en Figure 3.5. Pour une maille donnée, T_{mean} est constante pour une année considérée mais varie d'une année à l'autre. Pour chaque année, elle est obtenue à partir de la moyenne annuelle des températures de surface journalières données par ORCHIDEE. Comme expliqué dans la section 2.2.3, le fait que T_{mean} puisse ou non varier d'une année sur l'autre n'est pas clairement défini dans les publications relatives au modèle de [Walter *et al.*, 2001a]. Un T_{mean} variable permet de représenter une adaptation des micro-organismes à leur environnement. Cette même hypothèse est faite quand T_{mean} varie spatialement. La vitesse à laquelle T_{mean} évolue représente une adaptation plus ou moins rapide des bactéries méthanogènes à leur milieu. L'impact sur les résultats de la configuration choisie dans RGBC2010 (T_{mean} variable d'une année sur l'autre) est exposé dans le paragraphe suivant. Nous nous focaliserons sur la variabilité interannuelle, seule variabilité sensible au passage d'une configuration à l'autre (c.à.d. T_{mean} constant/variable d'une année sur l'autre).

Nous avons, pour cela, d'abord tracé les anomalies mensuelles des émissions de CH_4 calculées dans les deux cas (Figure 3.7). Dans la configuration RGBC2010, les densités de flux sont obtenues avec un T_{mean} variable d'une année à l'autre (courbe noire). Dans l'autre configuration, T_{mean} est constant au cours de la totalité de la période 1993-2000 (courbe verte)²⁹. Dans les deux cas, les anomalies tracées sont calculées à partir d'émissions obtenues sans prendre en compte la variabilité interannuelle des étendues de wetlands : le cycle saisonnier climatologique 1993-2000 des étendues de [Prigent *et al.*, 2007] est utilisé chaque année. A l'échelle globale (Figure 3.7-d), la variabilité des densités de flux obtenues avec un T_{mean} variable est plus faible que celle obtenue quand T_{mean} est constant : l'anomalie mensuelle moyenne sur 1993-2000 est respectivement de 0.35 Tg/an et 0.56 Tg/an. Utiliser un T_{mean} variable d'une année sur l'autre conduit à diminuer la sensibilité des densités de flux à la température. Cet écart à l'échelle globale est principalement expliqué par une différence de sensibilité dans la bande de latitude tropicale (anomalie mensuelle moyenne de 0.14 .vs. 0.30 Tg/an). En effet, la variabilité des densités de flux est assez proche pour les deux configurations dans les autres bandes de latitudes et notamment dans la bande boréale. Aux hautes latitudes nord ($>50^\circ\text{N}$), l'anomalie mensuelle moyenne est de 0.18 pour un T_{mean} variable constant .vs. 0.23 Tg/an pour un T_{mean} constant. Cela s'explique par le fait que, malgré un T_{mean} variable d'une année sur l'autre, les densités de flux restent sensibles à la température du fait de la prise en compte de la fonction en

²⁹ Dans ce dernier cas, les densités de flux ont été obtenues avec la version du modèle ORCHIDEE décrite dans le Chapitre 2 et non via la méthodologie décrite Figure 3.6.

escalier $f(T)$ (équation 3.1). Cette fonction permet de prendre en compte le changement d'épaisseur de la couche active de sol d'une année sur l'autre. Ceci confère une sensibilité aux densités de flux à la température dans la région $>50^\circ\text{N}$ indépendamment de la fonction Q_{10} .

Un cas intermédiaire aux deux configurations précédentes est également tracé en Figure 3.7: il s'agit de laisser T_{mean} varier au cours du temps, non plus via une fonction en escalier (comme dans RGBC2010), mais graduellement. T_{mean} est alors calculé au sein d'ORCHIDEE selon l'équation 3 de [Krinner *et al.*, 2005] avec $\tau=365$ (courbe verte pointillée). La différence de variabilité avec la configuration T_{mean} constant est assez faible. L'impact de ces différentes configurations sera testé sur de plus grandes échelles de temps (cf. Chapitre 4).

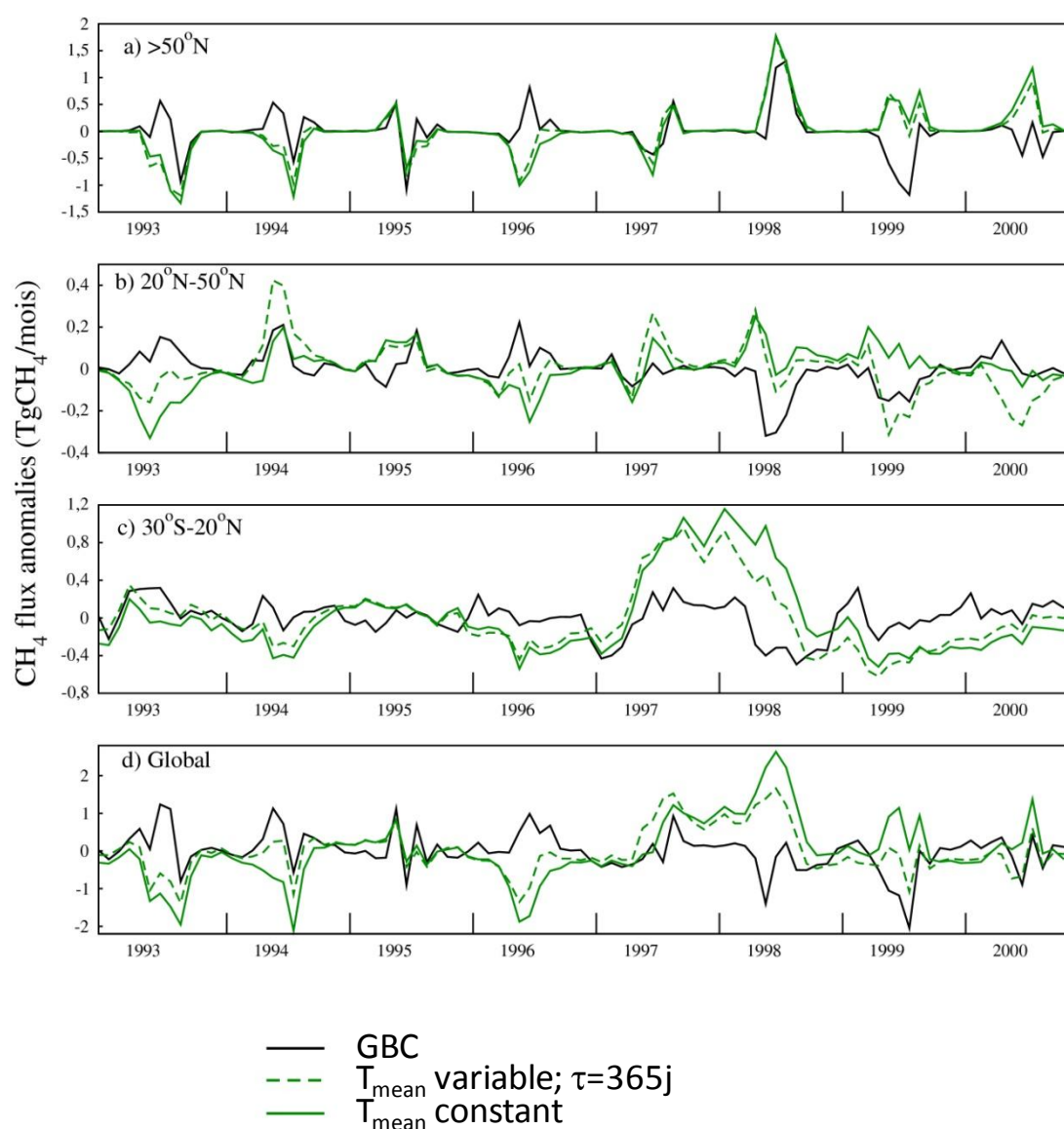


Figure 3.7 : Pour chaque bande de latitudes, anomalies d'émissions mensuelles obtenues en enlevant, chaque année, le cycle saisonnier moyen d'émission sur la période 1993-2000. Les émissions ont été calculées sans tenir compte de la variabilité interannuelle des étendues de wetlands. Les courbes noire et verte correspondent à des anomalies calculées respectivement avec un T_{mean} variable (constant durant une année mais variable d'une année sur l'autre) et un T_{mean} constant sur la totalité de la période. Un cas intermédiaire est également tracé (cf. le texte) (courbe verte pointillée).

La Figure 4 de RGBC2010 est donnée ci-dessous (Figure 3.8) en prenant en compte un T_{mean} constant au cours du temps. Les étendues de wetlands sont issues, comme dans RGBC2010, des données de [Prigent et al., 2007].³⁰

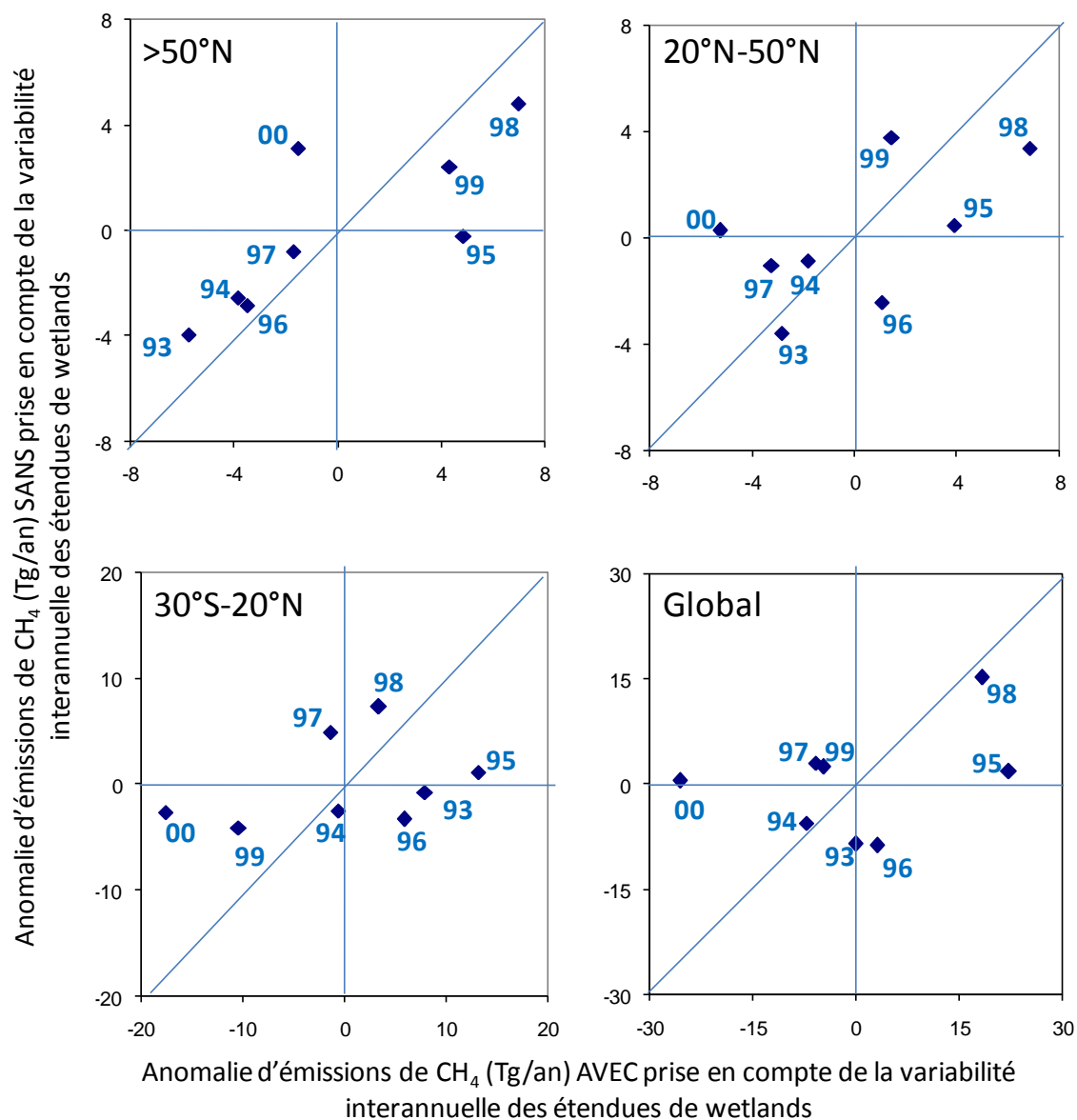


Figure 3. 8 : Equivalent de la Figure 4 de RGBC2010 avec un T_{mean} constant pour chaque maille au cours du temps. Pour chaque bande de latitudes, un point correspond à une année décrit par, en abscisse, l'anomalie d'émissions de CH_4 obtenue lorsque nous prenons en compte à la fois la variabilité interannuelle des densités de flux et de étendues de wetlands et, en ordonnée, l'anomalie obtenue lorsque nous ne prenons en compte que la variabilité des densités de flux.

³⁰ Les densités de flux ont été calculées via le couplage ORCHIDEE-Walter et non plus via la méthodologie décrite Figure 3.6. De même, contrairement à RGBC2010, une valeur de 3 pour le Q_{10} de la méthanogenèse a été appliquée globalement (proche de la valeur moyenne des valeurs optimisées pour les latitudes boréales et tempérées de RGBC2010). Les simulations d'ORCHIDEE réalisées ont été lancées en tenant compte d'un stress hydrologique. Enfin la valeur β de RGBC2010 est ici fixée à 1 pour chaque bande de latitudes.

Dans la région boréale ($>50^{\circ}\text{N}$), la prise en compte d'un T_{mean} constant conduit à diminuer, de manière globale sur 1993-2000, le rôle joué par les extensions/rétractions des étendues de wetlands sur la variabilité interannuelle des émissions. Par exemple, les étendues de wetlands ne contribuent plus que pour 30% à l'anomalie de surface en 1998 (contre 78% avec un T_{mean} variable). Le rôle joué par les surfaces reste toutefois central certaines années (par exemple, 1995). Pour la région tempérée, il peut y avoir des divergences sur les années pour lesquelles les surfaces semblent jouer un rôle important selon la configuration choisie (1995, 1996, 1999 avec un T_{mean} variable ; 1995, 1997, avec un T_{mean} constant) mais le poids des surfaces sur la période 1993-2000 semble tout aussi important ces années-là (T_{mean} constant : 88% en 1995; 70% en 1997). Pour la région tropicale, de nombreux points sont proches de l'axe des abscisses: l'anomalie d'étendues de wetlands joue un rôle prépondérant dans l'anomalie d'émissions de CH_4 (91% en 1995, 61% en 1999, 85% en 2000). A la manière de [Walter *et al.*, 2001b], les processus hydrologiques semblent jouer un rôle central sur la variabilité des émissions dans les Tropiques.

Comme dans la conclusion de la Figure 4 de RGBC2010, les anomalies de densités de flux et de surfaces peuvent être de signe opposées certaines années. C'est le cas, par exemple, en 2000 dans la région boréale, en 1996 et 1999 dans la zone tempérée et en 1997 et 1998 dans la bande 30°S - 20°N . Si nous nous focalisons maintenant sur l'année 1998, nous trouvons toujours, dans les régions boréales et tempérées, une anomalie positive d'émissions de CH_4 avec une forte contribution des étendues de wetlands (respectivement 31 et 50%). Par contre, l'anomalie de densités de flux trouvée dans le Tropiques est désormais positive en 1998 (+7.3 Tg) (cf. également la courbe verte de la Figure 3.7). La rétraction des étendues de wetlands (anomalie négative) cette année-là contribue à tamponner l'anomalie de densité de flux. Au final, la prise en compte à la fois de la variabilité des densités de flux et des surfaces conduit à une anomalie d'émissions positive mais faible dans la bande 30°S - 20°N (+3.4 Tg).

En conclusion, la configuration choisie (T_{mean} constant ou variable) contribue à diminuer légèrement le rôle des étendues de wetlands dans la région boréale. Elle peut également conduire à une modification des années où l'anomalie de surface joue un rôle prépondérant. Malgré tout, quelque que soit l'hypothèse choisie, l'étude persiste à montrer que (i) la variabilité des étendues de wetlands jouent un rôle prépondérant sur celle des émissions et (ii) la prise en compte de la variabilité de ces étendues est nécessaire dans les approches de modélisation directe des émissions de CH_4 .

Les données satellites de [Prigent *et al.*, 2007] étant limitée à la période 1993-2000, leur utilisation restreint à cette période l'étude du rôle des étendues de wetlands sur la variabilité des émissions. La simulation des étendues de wetlands via ORCHIDEE-TOPMODEL permet de palier à cette limitation. De plus, elle permet également de s'affranchir d'une autre limitation des données satellites : non seulement les wetlands saturés mais aussi ceux ayant une WTD en-dessous de la surface du sol seront considérés.

3.2.3) Contribution des processus hydrologiques à la variabilité interannuelle des émissions : estimation sur la période 1990-2008 à partir de simulations basées sur le couplage ORCHIDEE-TOPMODEL

Dans cette section, la contribution des processus hydrologiques à la variabilité interannuelle des émissions est étudiée sur la période 1990-2008. Les différentes étendues de wetlands sont toutes issues du couplage ORCHIDEE-TOPMODEL. Seules les étendues de wetlands saturées sont prises en compte dans un premier temps. La variabilité des émissions obtenue avec et sans prise en compte de la variabilité interannuelle des étendues de wetlands saturés est tracée en Figure 3.9 (barres vertes et blanches). Dans ce dernier cas, le cycle saisonnier moyen 1993-2000 des étendues de wetlands est utilisé chaque année. La variabilité des émissions calculées en prenant en compte non seulement les wetlands saturés mais également ceux dont la WTD vaut -10 cm est également donnée³¹ (Figure 3.9 ; barres bleues). Dans ce cas, pour que l'amplitude des ces anomalies puisse être comparée aux autres anomalies, les émissions totales annuelles ont été normalisées pour atteindre la même valeur que sans prise en compte des wetlands ayant une WTD=-10 cm.

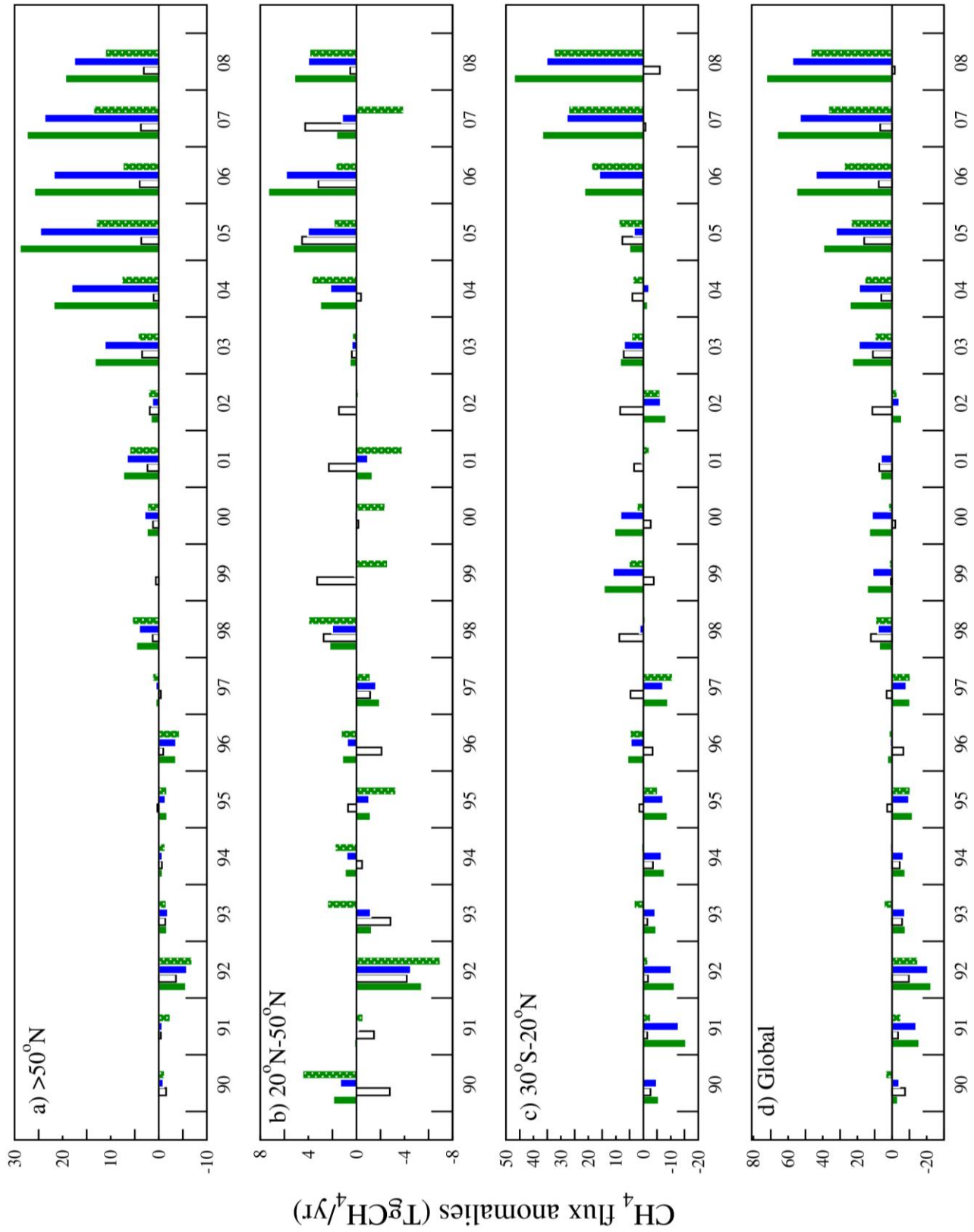
Sur la période 1990-2002, les étendues de wetlands semblent jouer un rôle important (Figure 3.9 ; comparaison barres vertes/barres blanches) avec, selon la prise en compte ou non de la variabilité interannuelle des étendues, des anomalies de signes contraires (par ex, respectivement -9.0 et +4.6 Tg/an en 97 dans les Tropiques) ou d'amplitude très différente (par ex, respectivement +4.7 et +1.3 Tg/an en 98 dans les régions boréales). Cette conclusion est cohérente avec celle donnée dans la précédente section.

Focalisons-nous maintenant d'avantage sur la période 2002-2008. Aux hautes latitudes, les étendues de wetlands semblent jouer un rôle primordial dans les anomalies positives d'émissions sur la période 2003-2008. Les anomalies d'émissions diminuent d'environ 85% sur cette période quand la variabilité des étendues de wetlands n'est plus prise en compte (22.8 .vs. 3.2 Tg/an). Dans les Tropiques, les surfaces semblent jouer, de la même manière, un rôle prépondérant sur les anomalies d'émissions pendant la période 2002-2008: la non-prise en compte de la variabilité interannuelle des étendues de wetlands annule presque totalement les anomalies d'émissions simulées. La variabilité interannuelle des surfaces expliquent ainsi le basculement de la contribution des différentes régions au signal global simulé en 2003 et décrit dans la section 3.2.1. Elle explique également l'augmentation des émissions dans les Tropiques en 2006-2008 et l'émergence d'anomalies de même ordre de grandeur entre régions boréales et tropicales sur ces années.

La prise en compte des étendues de wetlands dont la WTD est égale à -10 cm jouent un rôle modéré sur la variabilité des émissions de CH₄ (comparaison des barres vertes et bleues). Les anomalies d'émissions globales diminuent d'environ 20% sur la période 2003-2008 quand ces surfaces sont considérées. Ces zones semblent ainsi jouer un rôle tampon. Une augmentation (resp. diminution) des surfaces saturées contribuent à diminuer (augmenter) celles des wetlands non-saturés. Or dans notre approche, ces deux types de wetlands sont à l'origine d'émissions de CH₄. La prise en compte simultanée des wetlands saturés et non saturés conduit ainsi à un « lissage » les anomalies. Ce résultat est à rapprocher de l'étude de [Bohn and Lettenmaier, 2010] qui montre l'importance de la prise en compte d'une continuité de la WTD au sein de chaque maille plutôt qu'un caractère binaire (fraction saturée émettrice/fraction non-saturée non émettrice).

³¹ Sans correction

Figure 3.9 (page suivante): Variabilité interannuelle des émissions de CH₄ par les wetlands et rôle joué par les processus hydrologiques. Les wetlands saturés seuls sont pris en compte pour les barres vertes et blanches. Les barres blanches sont obtenues quand la variabilité interannuelle des étendues de wetlands n'est pas prise en compte. Celles en vert pointillé sont issues d'une simulation d'ORCHIDEE dont le forçage en précipitation a été modifié. Les barres bleues correspondent à la variabilité calculée quand les étendues de wetlands dont la WDT=-10cm sont prises en compte. Dans ce dernier cas, les émissions globales annuelles émissions ont été normalisées.



L'extension/rétraction des étendues de wetlands semble être un processus clé via lequel le climat agit sur les émissions de CH₄. Nous avons quantifié la sensibilité des émissions aux étendues de wetlands. Pour bien comprendre la sensibilité des émissions de CH₄ au climat, il nous est nécessaire d'appréhender la sensibilité des étendues de wetlands au climat (cf. flèches noires Figure 1.9). Nous nous sommes ici limités à la sensibilité aux précipitations. Ce choix s'explique, en particulier, par la forte corrélation, soulignée dans l'article [Ringeval *et al.*, 2010, soumis à JGR] (section 2.3.7), entre les surface saturées simulées par ORCHIDEE-TOPMODEL et les précipitations. Pour cela, en plus de la simulation d'ORCHIDEE réalisée en utilisant le forçage CRU/NCEP (barres vertes sur la Figure 3.9), nous avons réalisé une simulation d'ORCHIDEE-TOPMODEL où les précipitations de ce forçage ont été remplacées par les précipitations ECMWF [<http://www.ecmwf.int/products/>]. Les émissions ont été obtenues en combinant les étendues de wetlands issues de cette simulation avec les densités de flux issues de la simulation CRU/NCEP. La variabilité interannuelle de ces émissions est donnée en Figure 3.9 (barres vertes pointillées). Nous avons pu ainsi évaluer l'impact de la sensibilité des étendues de wetlands aux précipitations sur les émissions de CH₄. Nous avons pu également évaluer la sensibilité des émissions aux incertitudes du forçage en précipitations. Dans le reste de la section, les termes « variabilité CRU/NCEP » et « variabilité ECMWF » se référeront à ces deux simulations.

A l'échelle globale, l'amplitude de la variabilité des émissions change de manière importante selon le forçage en précipitation choisi. La variabilité des émissions est plus faible sur 1990-2008 lorsque les précipitations ECMWF sont utilisées : la moyenne des anomalies sur 1990-2008 est de 21.6 Tg/an pour CRU/NCEP *versus* 12.2 Tg/an pour ECMWF. L'amplitude des anomalies est notamment 1.8 fois plus importante pour les simulations CRU/NCEP que pour ECMWF au cours des années 2003-2008. Sur la période 1990-2002, la variabilité CRU/NCEP est supérieure à celle d'ECMWF dans les Tropiques mais inférieure ailleurs. Sur la période 2003-2008, les anomalies CRU/NCEP sont supérieures à celles d'ECMWF et cela, à toutes les latitudes. Les anomalies climatiques (température et précipitations), celles des fractions de wetlands ainsi que des émissions obtenues dans les deux simulations sont données pour l'année 2005 pour les régions boréales (Figure 3.10) et les Tropiques (Figure 3.11).

En ce qui concerne les régions boréales (Figure 3.10), l'anomalie de précipitations est de bien plus faible intensité dans le forçage ECMWF que dans celui CRU/NCEP : elle est même de signe opposé en ce qui concerne la région à l'Ouest de la plaine de l'Ob (zone entourée en violet sur la Figure 3.10) : négative pour le forçage CRU/NCEP (Figure 3.10-b) et positive pour le forçage ECMWF (Figure 10-c). Dans les deux cas, une anomalie positive d'étendue de wetlands est simulée sur cette région mais d'amplitude très différente selon le forçage (Figure 3.10-d,e). Cette anomalie d'étendues semble être générée par une anomalie positive de température pour le forçage ECMWF et par une combinaison d'anomalie positive de température et de précipitations pour le forçage CRU/NCEP. La différence d'amplitude de l'anomalie d'étendues de wetlands entre les deux forçages se répercutent sur les anomalies positives d'émissions simulées (Figure 3.10-f,g).

Pour la région Tropicale, les anomalies de précipitations (Figure 3.11-b,c) sont de même amplitude à l'échelle de la bande de la latitude mais peuvent, localement, être très différentes. C'est le cas de la région de l'Amazonie. Cette différence conduit à des anomalies d'étendues (Figure 3.11-d,e) puis d'émissions (Figure 3.11-f,g) significativement différentes dans cette région. La forte sensibilité des étendues de wetlands simulées aux précipitations dans les tropiques est à rapprocher de la sensibilité des étendues saturées issues d'ORCHIDEE-TOPMODEL discutée dans le Chapitre 2. La non-prise en compte des processus de plaines d'inondation peut contribuer à cette forte sensibilité. Nous

reviendrons dans le Chapitre 5 sur ces notions. Les années récentes semblent être marquées par des anomalies de précipitations fortement positives dans les Tropiques : par exemple, les anomalies de 2007 et 2008 sont respectivement les 3^{ème} et 1^{ère} anomalies positives les plus importantes de 1986 à 2008 pour les régions de wetlands [Dlugokencky *et al.*, 2009]. Cependant, nous soulignons ici la grande incertitude qui subsiste sur leur amplitude (30% de différence locale en Amazonie par exemple en 2005 entre les deux forçages utilisés ici) et leur localisation exacte ainsi que l'impact de ces incertitudes sur les émissions de CH₄ simulées par ORCHIDEE.

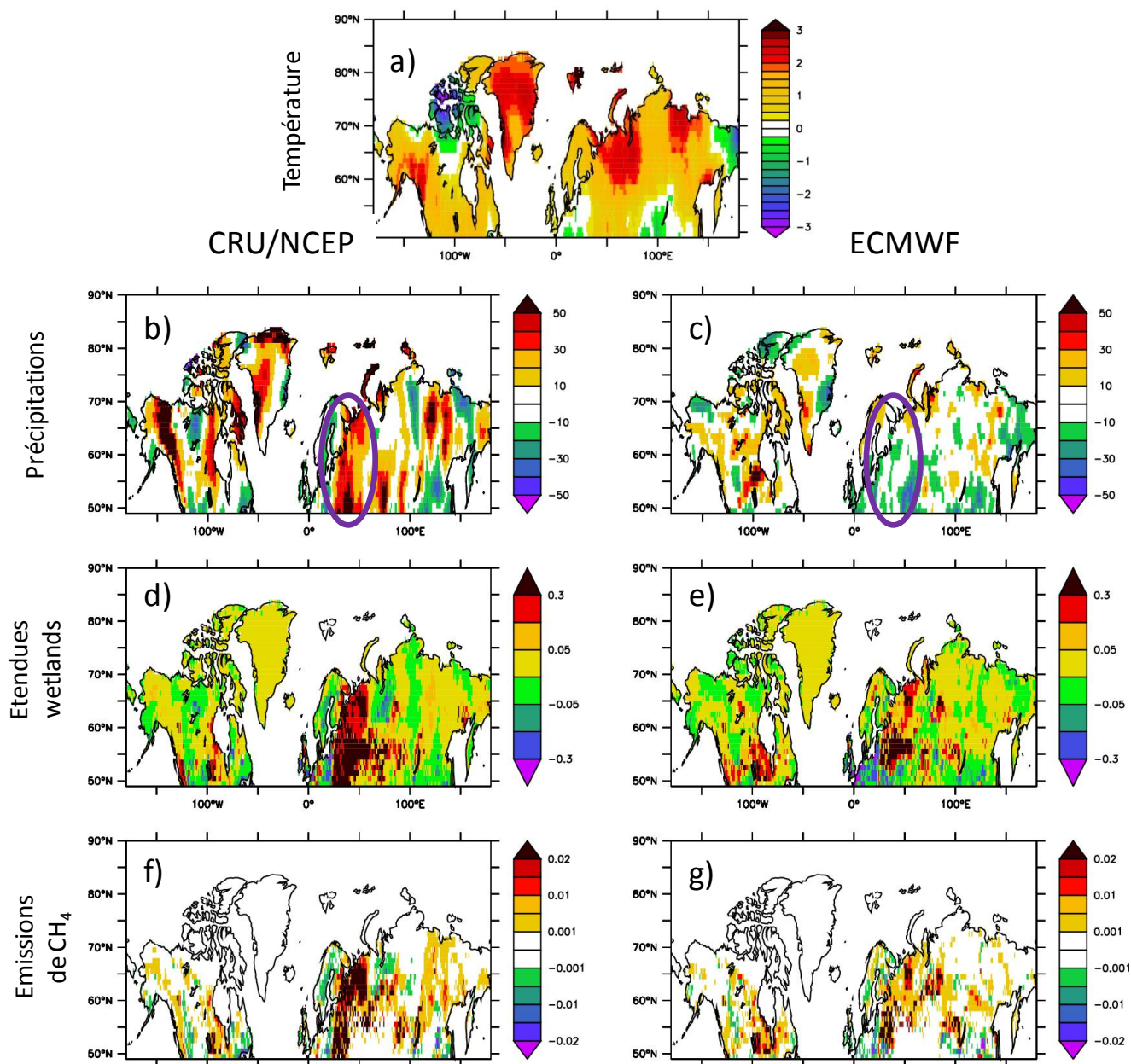


Figure 3.10 : Pour la région boréale, anomalies de 2005 par rapport à la période 1993-2000 : (a) de température (°C) et, pour chaque forçage (CRU/NCEP et ECMWF), (b et c) de précipitations (%), (d et e) d'étendues de wetlands moyennes (fractions de maille) et (f et g) d'émissions (Tg/an)

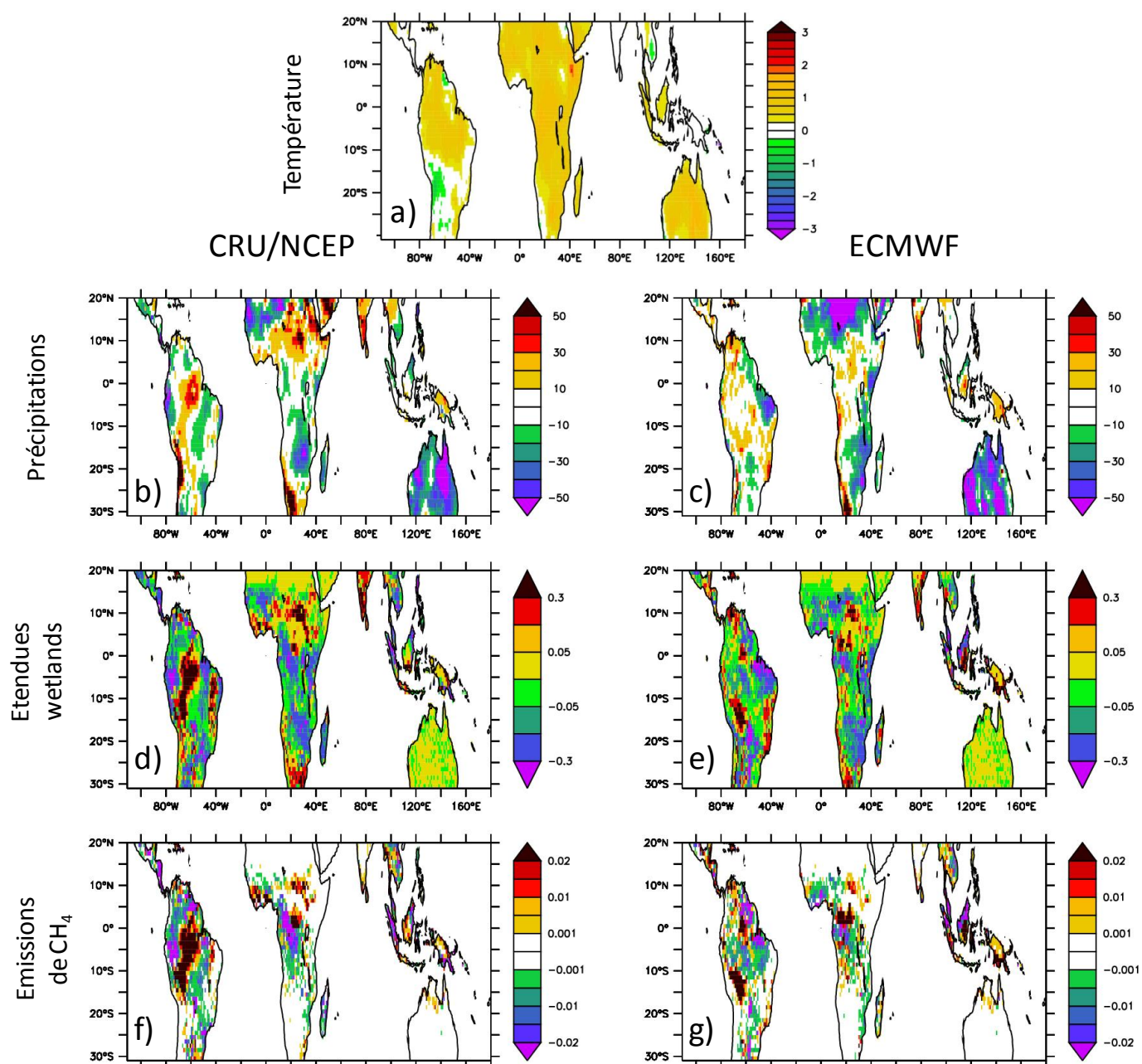


Figure 3.11 : Idem que pour la Figure 3.10 mais pour la région tropicale

3.3) Comparaison de la variabilité interannuelle des émissions simulées par ORCHIDEE et issues des inversions

La Figure 3.12 reprend la Figure 3.5 en y ajoutant les courbes de (i) la variabilité des émissions simulées par ORCHIDEE quand les étendues de wetlands sont issues du forçage ECMWF (courbe verte pointillée) et (ii) la variabilité des émissions par les wetlands simulées par inversions (zone grisée et courbe noire pour *Bousq_ref*). A l'échelle globale (Figure 3.12-d), la corrélation obtenue entre ORCHIDEE et *Bousq_ref* est faible sur la période 1990-2008 : ($r=-0.023$; $p=0.734$) et ($r=-0.11$; $p=0.112$) respectivement pour la simulation CRU/NCEP et ECMWF. Toutefois, cette corrélation augmente considérablement si l'on se restreint à la période 1990-2002 : respectivement ($r=0.80$; $p\sim 0$) et ($r=0.57$; $p\sim 0$). Notons cependant que les corrélations obtenues à l'échelle globale sont supérieures à celles obtenues pour chaque bande de latitudes ; ce qui laisse entendre une bonne cohérence à l'échelle globale par compensation de désaccords à plus petite échelle. A l'échelle globale, les deux estimations (approche directe et approche inverse) sont en accord sur la période 1990-2002 ; notamment en ce qui concerne l'anomalie négative en 1997, les anomalies positives en 1996 et l'anomalie positive durant 1998-2000. Ensuite, durant les années 2000-2006, les émissions simulées par ORCHIDEE augmentent considérablement ; contrairement à la tendance négative des anomalies obtenue par *Bousq_ref* mais non-commune à l'ensemble des inversions. Sur la période 2006-2008, les anomalies continuent d'augmenter graduellement pour ORCHIDEE et re-deviennent positives pour *Bousq_ref* avec un maximum local en 2007.

En 2003-2006, l'amplitude des anomalies tropicales simulées par ORCHIDEE est cohérente avec la dispersion du jeu d'inversions utilisé (Figure 3.12-c) mais leur est supérieure en 2007-2008 quand le forçage CRU/NCEP est utilisé. Dans les hautes latitudes, quelque soit le forçage utilisé, les anomalies sur la période 2003-2008 simulées par ORCHIDEE sont d'amplitude bien supérieure à celles obtenues par inversions. Cette augmentation des émissions par ORCHIDEE dans les régions boréales est en particulier à relier à une augmentation importante des étendues de wetlands (cf. section 3.2) qui répondent très sensiblement à l'augmentation des précipitations des différents forçages. Des investigations supplémentaires sont toutefois nécessaires pour évaluer la contribution des anomalies de température aux augmentations des étendues de wetlands simulées. En particulier, des tests sont à réaliser afin de quantifier l'incertitude liée à la mise en place d'un éventuel biais sur la température dans le forçage CRU/NCEP suite au calcul d'anomalies NCEP après 2002.

La corrélation entre variabilité interannuelle des émissions obtenues par ORCHIDEE et *Bousq_ref* est supérieure quand les étendues de wetlands sont simulées par ORCHIDEE-TOPMODEL plutôt qu'issues de [Prigent et al., 2007] : ($r=0.68$; $p\sim 0$) et ($r=0.30$; $p=0.005$) pour respectivement les forçages CRU/NCEP et ECMWF versus ($r=0.057$; $p=0.60$) avec les étendues de [Prigent et al., 2007].

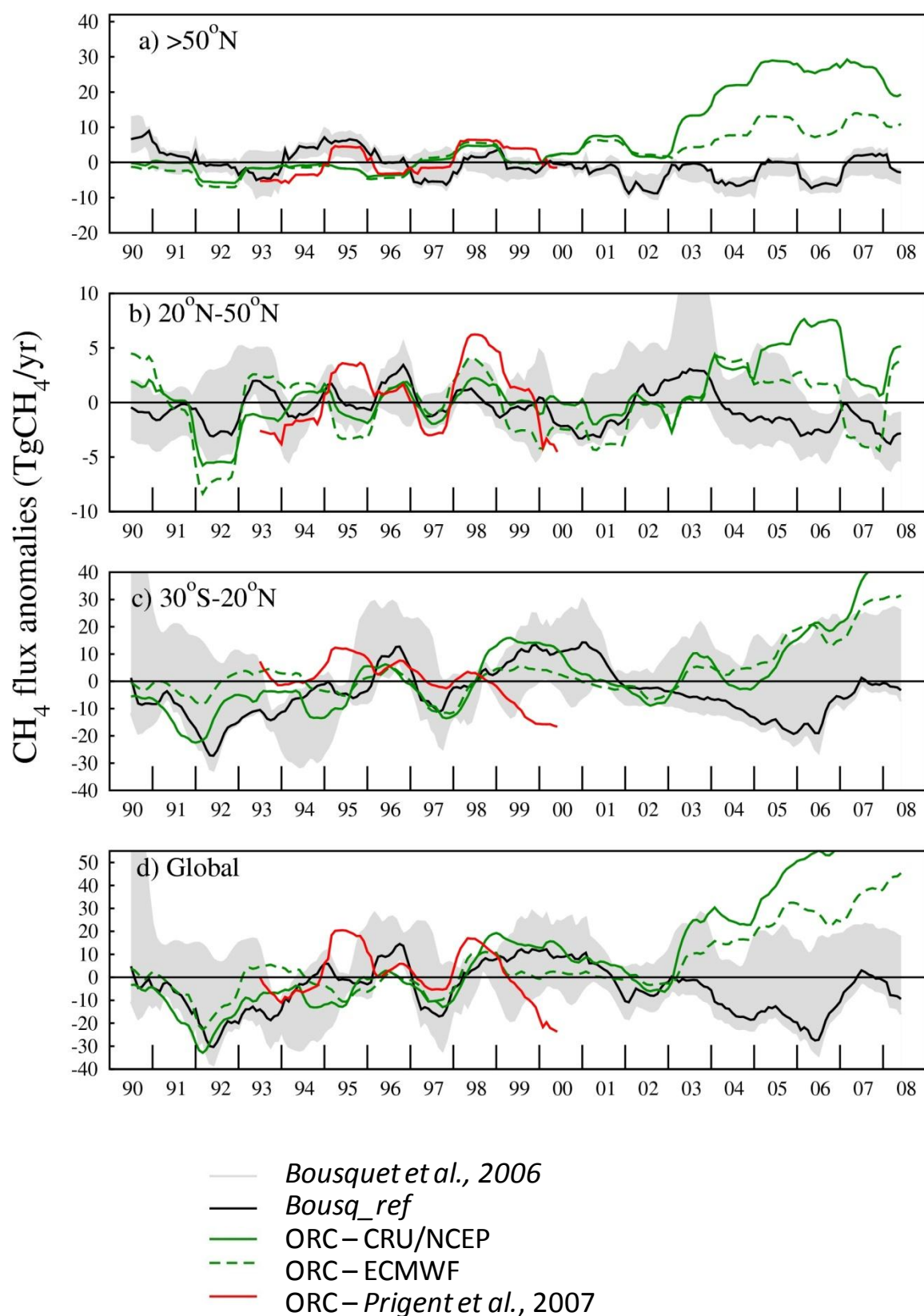


Figure 3.12 : Variabilité interannuelle des émissions simulées par ORCHIDEE et issues des inversions. Les courbes sont obtenues en réalisant une moyenne glissante annuelle des émissions puis en enlevant pour chaque courbe la moyenne annuelle des émissions sur la période 1993-2000. Les anomalies issues d'ORCHIDEE sont tracées quand les étendues de wetlands sont calculées via ORCHIDEE-TOPMODEL (vert et vert pointillée pour respectivement les forçages CRU/NCEP et ECMWF) et issues de de [Prigent et al., 2007] (courbe rouge).

Ainsi, un bon accord concernant la variabilité interannuelle des émissions de CH₄ par les wetlands simulées par approche directe et par inversion est obtenu sur la période 1990-2002. La corrélation entre les deux variabilités diminue ensuite sur la période 2003-2008 principalement à cause de fortes anomalies positives d'émissions boréales et tropicales simulées par ORCHIDEE et non simulées par l'ensemble des inversions. Ces anomalies positives s'expliquent, au sein des simulations d'ORCHIDEE, par une forte augmentation des étendues de wetlands suite à l'anomalie positive des précipitations dans les Tropiques et suite à celles des précipitations et des températures dans les régions boréales. De fortes incertitudes subsistent sur l'amplitude des anomalies climatiques, et en particulier de précipitations, au sein des différents forçages utilisés. Des investigations sont nécessaires pour étudier la sensibilité des étendues de wetlands à la température dans les régions boréales. De plus, de nouvelles simulations en utilisant des forçages cohérents sur l'ensemble de la période 1990-2008, désormais disponibles, pourront être réalisées. Nous avons montré, néanmoins, que les émissions simulées par ORCHIDEE sont très sensibles aux précipitations. Un changement même minime des précipitations semble impacter significativement les émissions via la sensibilité des étendues, à la fois dans les régions boréales et tropicales.

3.4) Contribution des émissions par les wetlands à la variabilité interannuelle récente du taux d'accroissement de la concentration atmosphérique : focus sur la période 2006-2008

L'étude présentée ci-dessous prend la forme d'un article soumis à *Atmospheric Chemistry and Physics* dont le premier auteur est Philippe Bousquet. Elle a pour but de quantifier la contribution des différentes sources (notamment des émissions par les wetlands) à l'augmentation du taux d'accroissement de la concentration atmosphérique en CH₄ sur la période 2006-2008. Pour cela, les anomalies des émissions par les wetlands et de l'ensemble des sources ont été comparées (Figure 1 de l'article suivant). L'intensité de l'ensemble des sources a été estimée via deux inversions basées respectivement sur [Bousquet et al., 2006] (notée INV1 dans la suite) et une approche dite « variationnelle » de [Pison et al., 2009] (notée INV2). Cette première permet de séparer les émissions des différentes sources contrairement à la seconde dont, par contre, la résolution spatiale est bien meilleure. Les émissions par les wetlands sont quant à elles issues (i) de simulations d'ORCHIDEE (cf. section 3.2) et (ii) des inversions INV1 (cf. section 3.3).

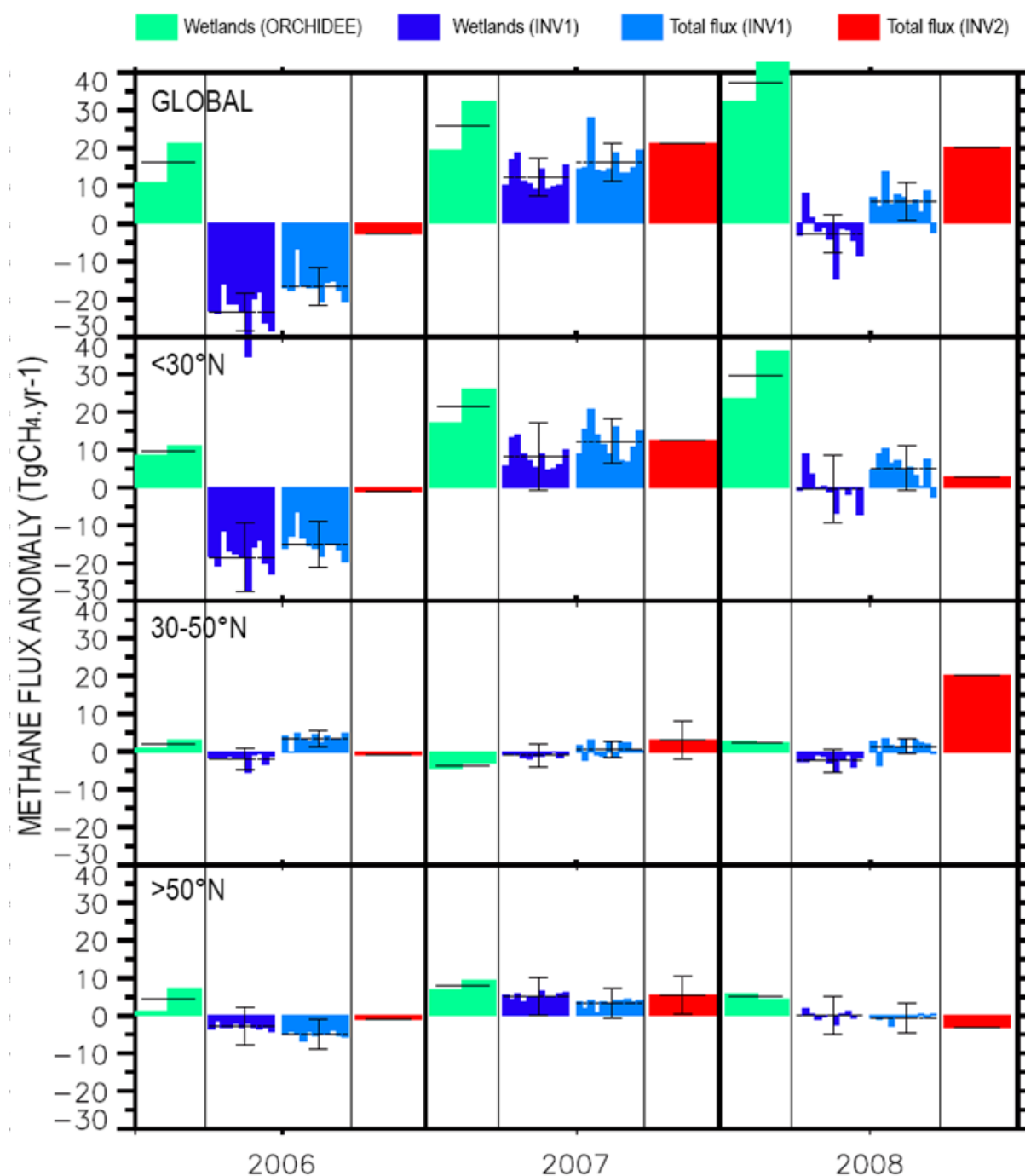


Figure 3.13 : Evaluation des anomalies des émissions par les wetlands (ORCHIDEE et INV1) et de l'ensemble de sources (INV1 et INV2) sur la période 2006-2008. Notons que les émissions des différentes estimations ont été normalisées par rapport à INV1 et que le calcul des anomalies a été réalisé par rapport à la période 2000-2006. Ceci explique la différence d'amplitude des anomalies d'émissions par les wetlands simulées par ORCHIDEE présentées sur cette figure et celles obtenue dans les sections 3.2 et 3.3.

Article 3: Bousquet P., B. Ringeval, I. Pison, C. Yver, E. J. Dlugokencky et al. (2010), Source attribution of the changes in atmospheric methane for 2006-2008, under review for Atmospheric Chemistry and Physics

Source attribution of the changes in atmospheric methane for 2006-2008

P. Bousquet^{1,2*}, B. Ringeval¹, I. Pison¹, E. J. Dlugokencky³, E-G. Brunke⁴, C. Carouge¹, F. Chevallier¹, A. Fortems-Cheiney¹, C. Frankenberg⁵, D. A. Hauglustaine¹, P.B. Krummel⁶, R. L. Langenfelds⁵, M. Ramonet¹, M. Schmidt¹, L. P. Steele⁵, S. Szopa¹, C. Yver¹, and P. Ciais¹

¹Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, IPSL-LSCE, CEA-CNRS-UVSQ, F-91191, France

²Université de Versailles Saint Quentin en Yvelines, France

³NOAA Earth System Research Laboratory, Global Monitoring Division, Boulder, CO, USA

⁴South African Weather Service, Stellenbosch, South Africa

⁵Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, USA

⁶Centre for Australian Weather and Climate Research/CSIRO, Marine and Atmospheric Research, Victoria, Australia

*corresponding author: philippe.bousquet@lsce.ipsl.fr

Status: under review for *Atmospheric Chemistry and Physics*

Abstract

The recent increase of atmospheric methane is investigated by using two atmospheric inversions to quantify the global distribution of sources and sinks for the 2006-2008 period, and a process-based model of CH₄ emissions by natural wetland ecosystems. Global emissions derived from inversions are found to have increased by 19 Tg on average in 2007 (16 to 21 Tg) and by 13 Tg in 2008 (6 to 20 Tg), as compared to the 1999-2006 period. A positive anomaly of tropical emissions is found to be the main contributor to the global emission anomaly of 2007 (~60-75%), with a dominant share attributed to natural wetlands (~66%). Abnormally high wetlands emissions from high latitudes are also detected by both inversions in 2007, contributing 15-30% of the global anomaly. Good agreement is found between the results of the wetland ecosystem model and the inversions for 2007. The inferred distribution of the source anomaly in 2007 is shown to be consistent with the observation of a more pronounced increase in near surface methane atmospheric growth rate at high latitudes, because the dilution of surface fluxes by convection is strong in the tropics and weak at high latitudes. The source anomaly in 2008 is found to be much larger in the wetland ecosystem model than in the inversions, suggesting a too strong sensitivity of bottom-up modeled emissions to precipitation. Changes in OH radicals during 2006-2008 are found to be less than 1% in inversions, with only a small impact on the inferred methane emissions.

1. Introduction

Atmospheric methane (CH_4) is a major greenhouse gas and plays a key role in the production of tropospheric ozone (IPCC, 2007). After a decade of near stable concentrations, the growth rate of atmospheric methane has started to increase again, with changes of 8.0 ± 0.6 ppb in 2007 and 6.3 ± 0.6 ppb in 2008 (update from Dlugokencky et al., 2009). The main sources of CH_4 are natural wetlands, anthropogenic activities (livestock production; rice cultivation; production, storage, transmission, and distribution of fossil fuels; waste waters and landfills), and biomass burning, both natural and human-induced. Global emissions are between 500 and 600 $\text{TgCH}_4\cdot\text{yr}^{-1}$, with 60-70% being of anthropogenic origin (IPCC, 2007). The destruction of CH_4 by OH in the troposphere represents about 90% of CH_4 loss in the atmosphere, making the atmospheric CH_4 budget very sensitive to OH changes. The rest of the sink is due to an uptake of CH_4 by soils, reaction with Cl in the marine boundary layer, and to destruction in the stratosphere by reactions with OH, Cl, and $\text{O}(^1\text{D})$ (IPCC, 2007).

Because anthropogenic CH_4 emissions only change gradually with time, the year-to-year variability of CH_4 emissions is controlled by wetland emissions (Bousquet et al., 2006; Chen and Prinn, 2006) and by biomass burning emissions, the latter being estimated to play a significant (Bousquet et al., 2006) or a dominant role (Langenfelds et al., 2002) in particular during climate events such as the 1997-98 El Niño or the 2002-03 dry period over the northern mid-latitudes (Simmonds et al., 2005). The role of the OH sink in atmospheric CH_4 variations may be significant (Bousquet et al., 2005; Prinn et al., 2005; Rigby et al., 2008) but it is still controversial, given discrepancies in the magnitude of OH interannual variations calculated by atmospheric chemistry models ($\sim 1-3\%$, (Dentener et al., 2003; van Weele et al., 2009)) or estimated by atmospheric inversions based on 1,1,1-trichloroethane ($\sim 4-10\%$, Bousquet et al., 2005; Krol et Lelieveld, 2003; Prinn et al., 2001).

Several studies have addressed the question of the apparent stabilization of atmospheric methane during 1990s. The collapse of the former USSR economy led to a decrease of CH_4 emissions in the 1990s (Dlugokencky et al., 2003). Indeed, the EDGAR4 inventory of anthropogenic emissions (EDGAR4 database : European Commission, 2009) do show a decrease in CH_4 emissions from continental Europe (including western Russia) between 1990 and 2005, and a stagnation in North America, but a significant increase from emerging countries, especially China, contributing to an increase in tropical and East Asian CH_4 emissions. Overall, global anthropogenic CH_4 emissions are estimated to have increased by 32 Tg since 1990 in the EDGAR4 inventory, especially after 1999. In the global inversion of Bousquet et al. (2006), the low growth rates of the late 1990s and early 2000s, is attributed to competing influences of increasing anthropogenic emissions and decreasing natural wetland emissions, consistent with the EDGAR4 inventory trends and with drier conditions encountered in various regions of the Northern Hemisphere in the late 1990s/early 2000s (Hoerling and Kumar, 2003).

Various lines of evidence point out to natural wetlands playing a dominant role in the recent increase of CH_4 atmospheric growth rate since 2007. Surface temperature and precipitation anomalies during years 2007 and 2008 were large and positive over the main wetland regions emitting CH_4 . A very high annual mean temperature was recorded over Siberia in 2007 mainly in autumn ($+4^\circ\text{C}$ compared to 1961–1990, National Climatic Data Center, 2008), a region with large wetland areas. Tropical areas, strong contributor of wetlands area at global scale, experienced the 3rd-largest (2007) and the

largest (2008) positive precipitation anomalies from 1986 to 2008 (Dlugokencky et al., 2009; Schneider et al., 2008). In the tropics, processes relative to hydrology appear to be the dominant driver of wetland CH₄ emissions, whereas temperature leads at high latitudes (Walter et al., 2001; Ringeval et al., 2010c). An analysis of CO observations, a tracer used as a proxy for biomass burning emissions, further indicates that the 2007 positive CH₄ growth rate anomaly is not related to biomass burning in northern latitudes (Dlugokencky et al., 2009). Biomass burning in the Tropics could have contributed to the 2007-08 CH₄ growth rate anomaly, but not as a dominant factor (Dlugokencky et al., 2009; Rigby et al., 2008). Based on analysis of observations of CH₃CCl₃, Dlugokencky et al., (2009) suggest no significant contribution to the CH₄ anomaly in 2007 from decreasing [OH], contrary to Rigby et al. [2008] who inferred a -4% decrease of OH from 2006 to 2007 but with a large uncertainty ($\pm 14\%$) that make the two estimates statistically compatible.

Atmospheric inversion is a powerful tool to infer the time-varying distribution of regional sources and sinks of CH₄ by assimilating atmospheric observations in a model of atmospheric chemistry-transport using prior information of the surface CH₄ fluxes (Bousquet et al., 2006; Chen and Prinn, 2006; Bergamaschi et al., 2005; Hein et al., 1997; Houweling et al., 1999). However, as with most top-down approaches using atmospheric observations, atmospheric inversions can hardly provide insights on the underlying processes causing the emissions. On the other hand, ecosystem models calculating wetland or fire emissions incorporate knowledge of local processes, but often need additional constraints to up-scale their local estimates to regional and global scales for producing CH₄ large-scale emissions that are compatible with the global atmospheric signals (Ringeval et al., 2010a).

In this paper, we investigate of the changes in atmospheric CH₄ for 2006-2008 using the results of two atmospheric inversion models (Bousquet et al., 2006; Pison et al., 2009) and of a new ecosystem model for CH₄ wetland emissions (Ringeval et al., 2010b).

2. Methods

2.1 Inversion models.

We use two different inversion models, both based on the Bayesian formalism. CH₄ observations are assimilated into an atmospheric chemical-transport model together with prior information on the spatio-temporal distribution and uncertainties of CH₄ sources and sinks to estimate the magnitude and the uncertainties of optimized surface emissions.

The first inversion model (hereafter referred as INV1) is an analytical inversion that has been used to infer the sources and sinks of CO₂ and CH₄ (Bousquet et al., 2000; Peylin and Bousquet, 2005; Bousquet et al., 2005, 2006) and recently H₂ (Bousquet et al., 2010). Briefly, it solves for monthly surface CH₄ emissions for the different processes source types and for 11 large regions (10 land regions + 1 ocean), using monthly mean observations at up to 68 surface stations from the NOAA/ESRL, CSIRO and IPSL/LSCCE surface monitoring networks. The offline version LMDZt version 3 of the LMDZ-GCM, nudged on analysed winds (Uppala, 2005), is used to model atmospheric transport (Hourdin and Talagrand, 2006; Hourdin et al., 2002). Prior emissions are taken from inventories (Matthews and Fung, 1987; Olivier and Berdowski, 2001; van der Werf et al., 2006). The OH three-dimensional fields are pre-optimized by an inversion of CH₃CCl₃ (MCF) observations as

described in *Bousquet et al.* (2005). Monthly uncertainties are prescribed for prior CH₄ emissions of $\pm 150\%$ for each region, and for CH₄ observations (from ± 5 ppb to ± 50 ppb, with a median of ± 10 ppb), with no error correlations. A simple filter is also added in the time domain: changes of the inferred fluxes from one month to the next are limited to $\pm 150\%$ (sources with a seasonal cycle in the prior) or to $\pm 10\%$ (sources with no seasonal cycle in the prior) of the prior month-to-month differences, according to *Peylin et al.* (2002). This noise filter avoids the creation of unrealistic large month-to-month flux differences. A more complete description of the method can be found in *Bousquet et al.*, (2005). We define a reference inversion scenario (S_0) based on these assumptions, complemented by 10 additional scenarios using: climatological instead of interannually varying OH (S_1), prior natural wetland emissions based on (Kaplan, 2002) (S_2), only observations from the NOAA/ESRL surface network, representing roughly 50 sites (S_3), only sites with valid observations along the 1984-2008 period (S_4), all sites with at least 5 years of measurements (S_5), uncertainties on observations divided by two (S_6) or multiplied by two (S_7), uncertainties on prior fluxes divided by two (S_8) or multiplied by two (S_9), and no filtering to limit the month-to-month noise in inferred fluxes (S_{10} , see *Peylin et al.*, 2002). This ensemble of 11 inversions provides monthly optimized CH₄ emissions per region and per emitting process, and the residual uncertainties.

The second inversion model (here after referred to as INV2) is a variational inversion based on (Chevallier et al., 2005) coupled with the Simplified Assimilation Chemical System (SACS) developed by (Pison et al., 2009) and the LMDZt transport model version4, which has an improved parametrization of mixing in the planetary boundary layer (Hourdin and Talagrand, 2006) as compared to version3 used in INV1. The SACS assimilation package represents a simplified methane oxidation chain, keeping only the main reactions linking CH₄ to CO and H₂, through reactions with hydroxyl radicals (OH) and formaldehyde (HCHO). The reaction between OH and methyl-chloroform (CH₃CCl₃) is also represented within the SACS as a constraint on OH concentrations. Only the total CH₄ flux is inferred in INV2, and not the individual source types as in INV1. The prior variance of fluxes in each grid cell are set to $\pm 100\%$ of the maximum flux over the eight neighboring grid cells and the current grid cell each month (Pison et al., 2009). The error correlations of the CH₄ fluxes are modeled using correlation lengths of 500km on land and 1000km on oceans, without time correlations (Chevallier et al., 2005). Daily mean CH₄ observations at continuous measurement stations and individual flask observations at flask stations are assimilated for the same stations as in INV1 to estimate weekly CH₄ emissions at the model resolution. The relevant cost function and the norm of its gradient computed by the adjoint of LMDZt and SACS are minimized with the algorithm M1QN3 (Gilbert and Lemaréchal, 1989). The inversion results consist in eight-day maps (7081 cells) of CH₄ emission fluxes and of four correction coefficients for the OH column abundances of four latitudinal bands of the same surface (90°S/30°S, 30°S-0°, 0°-30°N, 30°N-90°N). INV2 was run from up to mid 2009, to avoid border effects, with 43 iterations and more than 99% reduction of the norm of the gradient of the cost function. A complete description on INV2 can be found in *Pison et al.*, (2009). For comparison, global flux from INV2 was scaled to have the same mean value as in the INV1 inversion for the 1999-2006 period (515 TgCH₄.yr⁻¹).

The main advantage of INV1 is the low computing cost because of the large-region approach and of the pre-calculation of transport and chemistry, that allows many sensitivity tests to be performed. Also, in INV1, we separate the different source types. The main advantage of INV2 is the estimation of CH₄ emissions on a fine grid, the same than the transport model, which avoids aggregation errors in the flux domain (Kaminski et al., 2001), and the assimilation of observations at the time of the

measurements (and not as monthly means), which limits the aggregation error in the time domain.

2.2 Model of natural wetlands emissions

Wetland CH₄ emissions were computed using the global vegetation model ORCHIDEE, which simulates land energy budgets, hydrology and carbon cycling (Krinner et al., 2005), and which was further developed to calculate CH₄ emissions from natural wetlands (Ringeval et al., 2010a; Ringeval et al., 2010b). CH₄ emissions are calculated monthly for each 1°x1° model grid cell as the product of an emitting water saturated area by a flux density for the period 1990-2008 (see appendix A). The saturated areas within each grid cell are computed by the subgrid hydrology model TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979; Ringeval et al., 2010c) and scaled globally to the inundated areas derived from a suite of satellite observations from multiple sensors of (Prigent et al., 2001, 2007). The wetland CH₄ flux density is computed in each grid point using an update of *Ringeval et al.* (2010a) model, which was adapted from the Walter et al. (2001) model. Three pathways of transport (diffusion, plant-mediated transport and ebullition) and oxidation are included. Two different climate forcing datasets are used to drive the wetland emission model, one based on the CRUNSEP dataset developed by *Viovy and Ciais* (2009), and one with ECMWF precipitation replacing NCEP precipitation (see appendix A). For comparison, global wetland emissions from ORCHIDEE were scaled to have the same mean value as in the INV1 inversion for the 1999-2006 period (165 TgCH₄.yr⁻¹).

3. Results

We use the 8-year period 1999-2006 during which atmospheric CH₄ abundance was rather stable (table 1), as a reference period to calculate annual emission anomalies each year between 2006 and 2008 (figure 1, table 2) for natural wetland CH₄ emissions (ORCHIDEE and INV1) and for total CH₄ emissions (INV1 and INV2). As INV2 do not separates source types, only the total CH₄ flux can be compared with INV1 total CH₄ flux.

3.1 Global scale

At the global scale, a positive anomaly of CH₄ emissions in 2007 (resp. 2008) is inferred by both inversions, of 16±4 (resp. 6±4) Tg for INV1, and of 21 (resp. 20) Tg for INV2 (figure 1, table 2). The makes an average emission anomaly of +19 Tg in 2007 and of +13 Tg in 2008, as seen by the two inversions. These anomalies are statistically significant considering the estimated uncertainties. In INV1, the global source variations are dominated by natural wetlands in 2006 and 2007, and by a mix of non-wetland sources in 2008. The emission anomaly from natural wetlands represents ~75% of the 2007 global flux anomaly in INV1. This result is robust across the 11 inversions of the INV1 ensemble. Only the inversion (S2 in INV1) using another wetland prior distribution and prior values of the wetland fluxes produces a dominant positive anomaly for wetlands in 2008, illustrating the importance of the choice of the prior estimates and distributions (Figure 1). A possible underestimation of the 2008 global emission anomaly in INV1 may be due to an end effect in INV1, with no observations assimilated after 2008. Inversion INV2, which assimilates observations until March 2009, enables to better constrain fluxes towards the end of 2008 than inversion INV1, and produces a positive anomaly in 2008 (+20 Tg) comparable to the 2007 anomaly (+21 Tg).

The optimized OH fields are lower by 1% and 0.5% in INV1 and INV2 respectively in 2007 and 2008,

as compared to 2006. Therefore less CH₄ emissions are required to match the global growth rate constraint than when accounting for OH changes. This is qualitatively, but not quantitatively, in agreement with the results of *Rigby et al.* (2008), as they find a much larger decrease in OH in 2007 (-4%), implying a smaller increase in methane emissions in 2007 than in our study. Neither the simultaneous MCF inversion performed in INV2, nor the offline MCF inversion performed in INV1, supports large variations of OH from one year to the next as in *Rigby et al.* (2008). If OH radicals are maintained constant from one year to the next (sensitivity inversion S1 of INV1), we do find a larger positive anomaly for INV1 in 2007 (+27 Tg) and 2008 (+12 Tg) than with varying OH.

ORCHIDEE model provides a global positive flux anomaly for the three years 2006-2008 (as compared to the reference period 1999-2006). There is a good agreement of ORCHIDEE with the INV1 wetland flux anomaly in 2007. In 2008 the wetland flux positive anomaly given by the ecoystsem model (+38 Tg) is much larger than the global anomaly of INV1 (+6Tg) and of INV2 (+21 Tg), even when considering the estimated uncertainties. In 2006, ORCHIDEE does not agree on the sign of the anomaly with both INVERSIONS (see the analysis next section). Over 2006-2008, the ORCHIDEE run using ECMWF precipitation data is in better agreement with inversions, with significantly less anomaly than the one with NCEP precipitation, indicating a large sensitivity of ORCHIDEE to precipitation.

Finally, in INV1, other sources than natural wetlands contributing to the 2007 flux anomaly are biomass burning (+2±5 Tg, mostly in South America) and anthropogenic sources (+2±6 Tg). Contributions from landfills, mostly in Asia, dominate the anthropogenic flux anomaly in 2007 (not shown). In 2008, the anthropogenic flux anomaly (+8±6 Tg) explains the positive flux anomaly in INV1, as natural wetlands contribute a negative flux anomaly (-3±4 Tg, table 2), with contributions from landfills, fossil fuels, and rice in Asia. The rest of the 2008 anomaly is due to biomass burning (+1±5 Tg). The partition between these sources may be uncertain because of the negative correlations of error existing between them. Error correlations can be calculated using the posterior covariance matrix calculated during the inverse procedure in INV1. If one assumes that errors are proportional to fluxes, as error correlations between two source types/regions get closer to -1, these two source types/regions are less and less well separated by the atmospheric observations. We find rather small error correlations between individual source types at global scale, as they range from 0 to -0.55. This result, although only qualitative, indicates a rather good capacity of INV1 to separate the different methane source types at global scale.

3.2 Tropics

Tropical emissions are the largest contributor to the global anomalies of methane emissions for 2006-2008 for all models with one exception for INV2 in 2008. In 2007, higher emissions from tropical regions explain between 60% (INV2) and 75% (INV1) of the global flux anomaly. Natural wetlands dominate the tropical flux anomalies. INV1 attributes 67% of the Tropical flux anomaly and 50% of the global flux anomaly in 2007 to natural tropical wetlands (table 2). In 2008, INV1 (+5±7 Tg) and INV2 (+3 Tg) agree on a smaller tropical anomaly, which is, in INV1, not attributed to wetlands but is spread over different type of sources.

The two INV1 scenarios with an alternative distribution of wetlands (S2) and with constant OH (S1) show the best agreement with the ORCHIDEE simulation driven by ECMWF precipitation in 2007 (figure 1). The small contribution of tropical wetlands in 2008 found in INV1 differs from the large

positive anomaly calculated by ORCHIDEE (+32 Tg), which is directly linked to higher precipitation over tropical lands (+20% between 2005 and 2008) in both NCEP and ECMWF forcing datasets, although slightly smaller in ECMWF. The large increase of wetland emissions from 2006 to 2008 calculated by ORCHIDEE is not consistent with the smaller observed growth rate in 2008, unless another source is reduced or OH is increased, but neither possibility is supported by INV1 or INV2. ORCHIDEE may overestimate CH₄ emission changes from three main reasons. First, tropical floodplains are not explicitly represented in the model. Second, wetland extent can increase drastically in response to a positive anomaly of precipitation while “in reality”, this expansion does not necessary lead to a raise in methane emissions, for instance if inundation happens over a non-rich carbon soil. Third, larger precipitations may lead to an increase of CH₄ oxidation in the water above the ground, thus limiting methane emissions to the atmosphere. This effect is not included in *Walter et al.* (2001) model and thus in ORCHIDEE yet.

Another striking result for the tropics is the large negative anomaly of tropical wetland (and consequently of global) emissions inferred in 2006 by INV1 (-20 Tg for wetlands, -17 Tg for total emissions). INV2 also provides a negative flux anomaly, but smaller than in INV1 (-2 Tg) whereas ORCHIDEE provides a positive anomaly (+10 Tg). In INV1, the negative flux anomaly is mainly found over South America and Africa. Little surface observations are available to constrain the inversion over these two regions, making the inversion estimate more uncertain than for other regions. In this context, the space-based instrument SCIAMACHY on ENVISAT can provide independent information on the variability of CH₄ atmospheric column-averaged mixing ratios particularly over tropical regions (Frankenberg et al., 2008). The SCIAMACHY retrievals from *Frankenberg et al.* (2008) show a negative anomaly over South America and Africa of about 5-6 ppb in 2006 (as compared to 2003-2009 average), which is qualitatively consistent with the negative emission anomaly inferred by INV1 and INV2 for these tropical regions. We further compared the SCIAMACHY CH₄ column anomaly over South America with the CH₄ column anomaly calculated by LMDZt using optimized fluxes from INV1 and INV2 (figure 2) for the period 2006-2008. Both inversions show a minimum in tropical CH₄ column-averaged mixing ratio in mid-2006, which is consistent with the SCIAMACHY data, albeit less pronounced and shifted by 2-3 months. After 2006, the two inversions and SCIAMACHY retrievals agree very well on the relative magnitude of the methane increase in the atmosphere for South America (figure 2) and also for other tropical regions (not shown). This shows a consistency between tropical CH₄ flux changes inferred from surface-based inversions and from independent satellite data of column-averaged mixing ratios. However, this agreement also reveals that we cannot really discriminate a large negative anomaly (INV1) from a small negative anomaly (INV2) over South America in 2006 using SCIAMACHY data.

3.3 Mid latitudes

At mid latitudes (30-50°N), the CH₄ anomalies are not statistically different from zero for the different models. This is interesting because the mid-latitudes contain 30% of the global source, but this source seems to vary little from one year to the next. One exception is inversion INV2 in 2008 (+20 Tg). This large anomaly is hard to explain because there is less wetland area present at mid latitudes (only 14% of the global wetland source) and anthropogenic emissions are unlikely to vary that much from one year to the next. INV2 may produce more variability at mid latitudes because of the assimilation of daily data from 5 continuous stations at these latitudes. These continuous data increase the relative weight of mid latitudes in the cost function from less than 25% in INV1 to more

than 33% in INV2, as compared to other latitudes. When tightening the prior uncertainties on these five sites in INV2 from ± 15 ppb (reference case) down to ± 3 ppb, the variability at mid-latitudes increases even more (not shown). As we assimilate an increasing number of types of observation in atmospheric inversions (flasks, continuous, aircraft, and satellites), the relative weights among these data appears to be an issue that will have to be further investigated as initiated in *Bergamaschi et al.*, (2009).

3.4 High latitudes

At high latitudes ($> 50^\circ\text{N}$), a consistent positive wetland emission anomaly of $+5 \pm 5$ Tg (INV1) and $+8$ Tg (ORCHIDEE) is found in 2007, explaining the total boreal positive anomaly of INV1 ($+3 \pm 4$ Tg) and possibly explaining the one of INV2 ($+5$ Tg). In inversions, the high latitude anomaly represents 15-30% of the global anomaly in 2007. In 2008, no significant anomaly is found at high latitudes (considering estimated uncertainties). In ORCHIDEE, the 2007 positive anomaly is due to higher temperatures impacting both methane flux densities and wetland extent, especially during summer and autumn. In INV1, boreal America and boreal Eurasia are found to have contributed almost equally to the positive flux anomaly. This may reflect a difficulty for the inversion to partition emissions between these two regions with regional error correlations reaching $-0.3/-0.4$ in INV1. In 2007, wetland or total CH_4 flux anomalies are smaller at high latitudes than in the tropics.

For INV1, the high latitudes wetland flux anomaly is about half of the tropical anomaly (37% for ORCHIDEE). Further, in INV1, the total flux anomaly at high latitudes is less than three times the tropical one (half in INV2). These results may appear contradictory with the larger anomaly in atmospheric surface growth rate found by *Dlugokencky et al.* (2009) at high latitudes as compared to the tropics. To investigate this issue, we have performed a test with LMDZt model. A pulse of 1 Tg of CH_4 was emitted over one month for each of the two regions: Boreal Eurasia (13 millions km^2) and tropical Asia (6 millions km^2). After the month of emission, the flux pulses were transported for 11 months, with no chemistry applied. The resulting mean atmospheric surface CH_4 mixing ratios induced by each pulse are very different (figure 3ab), because atmospheric transport is horizontally efficient at high latitudes but vertically efficient in the tropics to disperse CH_4 . (figure 3c, black and red lines). Note that, for this analysis, the calculated surface CH_4 mixing ratios were rescaled on a grid with cells of equal surface. As a consequence, the maximum impact of a 1 Tg pulse at neighboring surface stations is found to be 2 to 3 times larger at high latitudes as compared to the tropics (figure 3c). Inversions account for these regional differences in vertical mixing, and place accordingly the inferred wetland anomaly more in the tropics than at high latitudes. In fine, the inferred bottom-up and top-down flux anomalies inferred in 2007 are consistent with the larger atmospheric surface growth rate observed at high latitudes. This shows that flux anomalies cannot be just deduced from inspection of surface atmospheric data, but that atmospheric transport must be explicitly and properly modelled.

4. Conclusions

We have analyzed recent changes in the CH_4 budget from two atmospheric inversions and the wetland ecosystems emission model ORCHIDEE over the period 2006-2008:

- a consistent picture between inversions was obtained for 2007 with a positive flux anomaly of 16-21 Tg, characterized by a dominant tropical contribution (60-75%) and a significant contribution from high latitudes (~15-30%).
- natural wetlands are found to explain ~2/3 of the 2007 global anomaly, in good agreement with the ORCHIDEE model that explains the positive anomaly of natural wetlands by wetter than normal conditions in the tropics and by unusually warmer temperatures at high latitudes in 2007.
- In 2008, both inversions produce a positive anomaly in total CH₄ emissions, but of different magnitude, giving a large range of 6-21 Tg. On the other hand, ORCHIDEE gives a large positive flux anomaly in 2008 even higher than in 2007, due to increasing tropical precipitation. Additional constraints both on inversions (more atmospheric observations assimilated in 2009) and on ORCHIDEE (to better quantify the sensitivity to precipitation) are required to reduce the uncertainties on the 2008 flux anomaly.
- The atmospheric CH₄ variations calculated with the optimized emissions of the two inversions for 2006-2008 are shown to be consistent with independent CH₄ column-averaged mixing ratio retrieved by SCIAMACHY satellite instrument. The observed drop of atmospheric CH₄ columns in 2006, associated to a tropical flux negative anomaly in inversions, and the increase in 2007-2008 are reproduced consistently by both inversions.
- Finally, OH changes remain small (<1%) in both inversions and only slightly modulate methane fluxes.

Natural wetlands can largely modulate the atmospheric growth rate of methane over a few years, or even a decade, depending on regional temperature and precipitation trends, and on natural climate oscillations. Nevertheless, as long as global methane anthropogenic emissions increase, as estimated by bottom-up inventories such as EDGAR4 (+32 Tg globally from 1990 to 2005), one should not forget that, even without counting possible future releases from marine hydrates or permafrost, methane should continue to increase in the atmosphere on decadal time scales. In 2009, atmospheric methane increased by ~5 ppb, slight lower than the increases of 8.0 ppb in 2007 and 6.3 ppb in 2008 based on updated NOAA global averages (1 σ uncertainties are \pm 0.6 ppb). It is too soon to tell if the 2007 to 2008 period was a temporary positive anomaly such as 1997-1998 or 2002-2003, but, at this stage, this recent anomaly is the largest and most persistent since systematic observations began.

Appendices

Appendix A: ORCHIDEE ecosystem model for methane wetland emissions

CH₄ emissions are computed monthly (mass per month) for each model grid cell as the product of an emitting area (surface per month) and of a temperature- and precipitation dependent emission factor (mass per month and per surface) for the period 1990-2008. Wetland area dynamics are computed by the inclusion of TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979) with bias correction of *Saulnier and Datin* (2004) into ORCHIDEE. For each grid cell, using both topographic heterogeneities and soil moisture computed by ORCHIDEE, a sub-grid saturated fraction (i.e. water table at the soil surface) is computed, as well as fractions with water table at various depths. The simulated space-time distribution of saturated soils is evaluated globally (Ringeval et al., 2010c) against inundated area derived from a suite of satellite observations from multiple sensors of *Prigent et al.* (2001, 2007). As done in *Ringeval et al.*, (2010b), we use *Prigent et al.* (2001) satellite data to represent wetland areas and calculate anomalies from the saturated area given by TOPMODEL, relatively to the 1993-2000 climatology of the satellite data. Moreover, in the present work, for boreal ecosystems, resulting wetlands are further filtered using soil organic carbon data as done by *Wania et al.* (2009) to diagnose the presence of peatlands. In boreal regions, wetlands are assimilated to peatlands with a large soil carbon content. Soil carbon accumulates under anaerobic conditions is necessary as a substrate for methanogenic microbes. Thus not only saturated conditions but also soil carbon is required to have CH₄ emissions at high latitudes. Because ORCHIDEE is not able to produce peat accumulation yet (see Koven et al., 2009), resulting wetlands fractions are further multiplied, for boreal ecosystems, by a map giving fractional peatland cover per grid-cell. This map is obtained using soil organic carbon data from IGBP DIS as done by *Wania et al.* (2009). Hypothesis behind multiplication of the two products is that the inundated fraction is the same for an entire grid-cell as for a sub-grid peatland into this grid-cell.

CH₄ fluxes are computed using an update of the process-based model of *Walter et al.*, (2001)] for each sub-grid water-table class given by TOPMODEL. The model simulates CH₄ production, three pathways of transport (diffusion, plant-mediated transport and ebullition) and oxidation. Contrary to initial version of *Walter et al.* (2001), the substrate for methanogenesis is computed from active soil organic carbon calculated by ORCHIDEE (see (Ringeval et al., 2010a) for more details). Identification of each grid-cell to a wetland type is based on preponderant vegetation type.

After a spin-up using pre-industrial conditions and transient simulations over 1860-1990 (Ringeval et al., 2010b), ORCHIDEE is run over the 1990-2008 period to analyse recent year-to-year variability. Over this last period, two sets of meteorological forcings are used. First, ORCHIDEE is forced by the monthly value of Climatic Research Unit from University of East Anglia before 2003, and NCEP analysis anomalies relative to 2002 CRU data after 2003 (Viovy and Ciais, 2009], together with a weather generator (Krinner et al., 2005). Relative humidity comes from the NCEP analysis (Sheffield et al., 2003). In the second set of forcing conditions, a sensitivity test is performed by replacing the precipitation fields from NCEP by the ones from the ERA40 reanalysis (Uppala et al., 2005).

Global mean wetland CH₄ emissions simulated by ORCHIDEE are ~205 TgCH₄.yr⁻¹ over the 1999-2006 period. This is at the upper end of the IPCC range (IPCC, 2007). The distribution over latitude bands is 36, 31, and 138 TgCH₄.yr⁻¹ for boreal (>50°N), temperate (30°N-50°N) and tropical wetlands (30°S-30°N), respectively.

For comparison, the global emissions of ORCHIDEE ($\sim 205 \text{ TgCH}_4\cdot\text{yr}^{-1}$) are scaled each year according to the global emission from natural wetlands estimated by INV1 for the reference period 1999-2006 ($\sim 165 \text{ TgCH}_4\cdot\text{yr}^{-1}$). A scaling ratio of 0.8 is therefore applied for the years 2005 to 2008 to ORCHIDEE wetland emissions.

Acknowledgements

French Atomic agency (CEA) and Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) are to be thanked for providing computing time to this work. Part of this work is funded by French CNRS and by EU projects HYMN (Peter van Velthoven) and NITROEUROPE (inversion component : Peter Bergamaschi). We acknowledge G. Van der Werf for providing CH₄ emissions from fires and J. Kaplan for providing the CH₄ emission maps from wetlands, to the NITROEUROPE project. We acknowledge the TRANSCOM community for the region map used in this work. Nathalie de Noblet (LSCE) and Pierre Friedlingstein (University of Bristol / LSCE) must be thanked for fruitful discussion on ORCHIDEE model. Nicolas Viovy from LSCE has to be thanked for providing the CRU+NCEP climate forcing for ORCHIDEE. Dr. C. Prigent (Paris observatory) and Dr. F. Papa (GISS/USA) can be thanked to have provided the inundation maps used in ORCHIDEE model for 1993-2000.

References

- Bergamaschi, P., Frankenberg, C., Meirink, J. F., Krol, M., Villani, M. G., Houweling, S., Dentener, F., Dlugokencky, E. J., Miller, J. B., Gatti, L. V., Engel, A., and Levin, I.: Inverse modeling of global and regional CH₄ emissions using SCIAMACHY satellite retrievals, *J. Geophys. Res.-atmos.*, 114, D22301, doi:10.1029/2009JD012287, 2009.
- Bergamaschi, P., Krol, M., Dentener, F., Vermeulen, A., Meinhardt, F., Graul, R., Ramonet, M., Peters, W., and Dlugokencky, E. J.: Inverse modelling of national and European CH₄ emissions using the atmospheric zoom model TM5, *Atmos Chem Phys*, 5, 2431-2460, 2005.
- Beven, K., and Kirkby, M.: A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrological Sciences Journal*, 24, 43 – 69, 1979.
- Bousquet, P., Peylin, P., Ciais, P., Le Quere, C., Friedlingstein, P., and Tans, P. P.: Regional changes in carbon dioxide fluxes of land and oceans since 1980, *Science*, 290, 1342-1346, 2000.
- Bousquet, P., Hauglustaine, D. A., Peylin, P., Carouge, C., and Ciais, P.: Two decades of OH variability as inferred by an inversion of atmospheric transport and chemistry of methyl chloroform, *Atmos Chem Phys*, 5, 2635-2656, 2005.
- Bousquet, P., Ciais, P., Miller, J. B., Dlugokencky, E. J., Hauglustaine, D. A., Prigent, C., Van der Werf, G. R., Peylin, P., Brunke, E. G., Carouge, C., Langenfelds, R. L., Lathiere, J., Papa, F., Ramonet, M., Schmidt, M., Steele, L. P., Tyler, S. C., and White, J.: Contribution of anthropogenic and natural sources to atmospheric methane variability, *Nature*, 443, 439-443, 2006.
- Bousquet, P., Yver, C., Pison, I., Li, Y. S., Fortems, A., Hauglustaine, D., Szopa, S., Rayner, P., Novelli, P. C., Langenfelds, R., Steele, L. P., Ramonet, M., Schmidt, M., Foster, P., Morfopoulos, C., and Ciais, P.: A 3D synthesis inversion of the molecular hydrogen cycle: sources and sinks budget and implications for the soil uptake., accepted in *JGR*, 2010.
- Chen, Y. H., and Prinn, R. G.: Estimation of atmospheric methane emissions between 1996 and 2001 using a three-dimensional global chemical transport model, *J. Geophys. Res.-atmos.*, 111, D10307, doi:10.1029/2005JD006058, 2006.
- Chevallier, F., Fisher, M., Peylin, P., Serrar, S., Bousquet, P., Bréon, F.-M., Chédin, A., and Ciais, P.: Inferring CO₂ sources and sinks from satellite observations: Method and application to TOVS data, *J. Geophys. Res.*, 110, D24309, doi:10.1029/2005JD006390, 2005.
- Chevallier, F., Bréon, F.-M., and Rayner, P. J.: Contribution of the Orbiting Carbon Observatory to the estimation of CO₂ sources and sinks: Theoretical study in a variational data assimilation framework, *J. Geophys. Res.*, 112, D09307, doi:10.1029/2006jd007375, 2007.
- Dentener, F., Peters, W., Krol, M., van Weele, M., Bergamaschi, P., and Lelieveld, J.: Interannual variability and trend of CH₄ lifetime as a measure for OH changes in the 1979-1993 time period, *J. Geophys. Res.-atmos.*, 108, 4442, doi:10.1029/2002JD002916, 2003a.
- Dlugokencky, E. J., Bruhwiler, L., White, J. W. C., Emmons, L. K., Novelli, P. C., Montzka, S. A., Masarie, K. A., Lang, P. M., Crotwell, A. M., Miller, J. B., and Gatti, L. V.: Observational constraints on recent increases in the atmospheric CH burden, *J. Geophys. Res. Lett.*, 36, L18803, doi:10.1029/2009GL039780, 2009.
- Emission Database for Global Atmospheric Research (EDGAR), release version 4.0. European Commission, Joint Research Centre (JRC)/Netherlands Environmental Assessment Agency (PBL), <http://edgar.jrc.ec.europa.eu>, 2009.
- Frankenberg, C., Bergamaschi, P., Butz, A., Houweling, S., Meirink, J. F., Notholt, J., Petersen, A. K., Schrijver, H., Warneke, T., and Aben, I.: Tropical methane emissions: A revised view from SCIAMACHY onboard ENVISAT, *J. Geophys. Res. Lett.*, 35, L15811, doi:10.1029/2008GL034300, 2008.
- Gilbert, J.-C., and Lemaréchal, C.: Some numerical experiments with variable-storage quasi-Newton algorithms, *Mathematical programming*, 45, 407-435, 1989.
- Hein, R., Crutzen, P. J., and Heimann, M.: An inverse modeling approach to investigate the global atmospheric methane cycle, *Global. Biogeochem. Cycles*, 11, 43-76, 1997.
- Hoerling, M., and Kumar, A.: The perfect ocean for drought, *Science*, 299, 691-694, 2003.
- Hourdin, F., and Talagrand, O.: Eulerian backtracking of atmospheric tracers. I: Adjoint derivation and parametrization of subgrid-scale transport, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132, 567-583, 2006.
- Hourdin, F. D., Couvreux, F., and Menut, L.: Parameterization of the dry convective boundary layer based on a mass flux representation of thermals, *J Atmos Sci*, 59, 1105-1123, 2002.

- Houweling, S., Kaminski, T., Dentener, F., Lelieveld, J., and Heimann, M.: Inverse modeling of methane sources and sinks using the adjoint of a global transport model, *J. Geophys. Res.-atmos.*, 104, 26137-26160, 1999.
- IPCC: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment : Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by: Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, Tignor, M., and Miller., H. L., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp, 2007.
- Kaminski, T., Rayner, P. J., Heimann, M., and Enting, I. G.: On aggregation errors in atmospheric transport inversions, *J. Geophys. Res.-atmos.*, 106, 4703-4715, 2001.
- Kaplan, J. O.: Wetlands at the Last Glacial Maximum: Distribution and methane emissions, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1079, 10.1029/2001gl013366, 2002.
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudre, N., Ogee, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S., and Prentice, I. C.: A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, *Global. Biogeochem. Cycles*, 19, GB1015, doi:10.1029/2003GB002199, 2005.
- Krol, M., and Lelieveld, J.: Can the variability in tropospheric OH be deduced from measurements of 1,1,1-trichloroethane (methyl chloroform)?, *J. Geophys. Res.-atmos.*, 108, 4125, doi:10.1029/2002JD002423, 2003.
- Langenfelds, R. L., Francey, R. J., Pak, B. C., Steele, L. P., Lloyd, J., Trudinger, C. M., and Allison, C. E.: Interannual growth rate variations of atmospheric CO₂ and its delta C-13, H-2, CH₄, and CO between 1992 and 1999 linked to biomass burning, *Global. Biogeochem. Cycles*, 16, 1048, doi:10.1029/2001GB001466, 2002.
- Matthews, E., and Fung, I.: Methane emissions from natural wetlands, global distribution, area and environmental characteristics of sources, *Global. Biogeochem. Cycles*, 1, 61-86, 1987.
- National Climatic Data Center databasis, <http://www.ncdc.noaa.gov/climate-monitoring/>, 2008.
- Olivier, J. G. J., and Berdowski, J. J. M.: Global emissions sources and sinks, in: *The Climate System*, edited by: J. Berdowski, R. Guichert, and B. Heij, p. 33-37 2001.
- Peylin, P., Baker, D., Sarmiento, J., Ciais, P., and Bousquet, P.: Influence of transport uncertainty on annual mean and seasonal inversions of atmospheric CO₂ data, *J. Geophys. Res.-atmos.*, 107, 4385, doi:10.1029/2001JD000857, 2002.
- Peylin, P., and Bousquet, P.: Multiple constraints on regional CO₂ flux variations over land and oceans, *Global. Biogeochem. Cycles*, 19, GB1011, doi:10.1029/2003GB002214, 2005.
- Pison, I., Bousquet, P., Chevallier, F., Szopa, S., and Hauglustaine, D.: Multi-species inversion of CH₄, CO and H-2 emissions from surface measurements, *Atmos Chem Phys*, 9, 5281-5297, 2009.
- Prigent, C., Matthews, E., Aires, F., and Rossow, W. B.: Remote sensing of global wetland dynamics with multiple satellite data sets, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4631-4634, doi:10.1029/2001GL013263, 2001.
- Prigent, C., Papa, F., Aires, F., Rossow, W. B., and Matthews, E.: Global inundation dynamics inferred from multiple satellite observations, 1993-2000, *J. Geophys. Res.-atmos.*, 112, DOI 10.1029/2006jd007847, 2007.
- Prinn, R. G., Huang, J., Weiss, R. F., Cunnold, D. M., Fraser, P. J., Simmonds, P. G., McCulloch, A., Harth, C., Salameh, P., O'Doherty, S., Wang, R. H. J., Porter, L., and Miller, B. R.: Evidence for substantial variations of atmospheric hydroxyl radicals in the past two decades (vol 292, pg 1882, 2001), *Science*, 293, 1048-1048, 2001.
- Prinn, R. G., Huang, J., Weiss, R. F., Cunnold, D. M., Fraser, P. J., Simmonds, P. G., McCulloch, A., Harth, C., Reimann, S., Salameh, P., O'Doherty, S., Wang, R. H. J., Porter, L. W., Miller, B. R., and Krummel, P. B.: Evidence for variability of atmospheric hydroxyl radicals over the past quarter century, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L07809, doi:10.1029/2004GL022228, 2005.
- Rigby, M., Prinn, R. G., Fraser, P. J., Simmonds, P. G., Langenfelds, R. L., Huang, J., Cunnold, D. M., Steele, L. P., Krummel, P. B., Weiss, R. F., O'Doherty, S., Salameh, P. K., Wang, H. J., Harth, C. M., Muhle, J., and Porter, L. W.: Renewed growth of atmospheric methane, *Geophys. Res. Lett.*, 35, DOI 10.1029/2008gl036037, 2008.
- Ringeval, B., de Noblet-Ducoudre, N., Ciais, P., Bousquet, P., Prigent, C., Papa, F., and Rossow, W. B.: An attempt to quantify the impact of changes in wetland extent on methane emissions at the seasonal and interannual time scales, *Global Biogeochem. Cycles*, 24, doi:10.1029/2008GB003354, 2010a.
- Ringeval, B., Friedlingstein, P., Koven, C., Ciais, P., de Noblet, N., Decharme, B., and Cadule, P.: Climate-CH₄ feedback from wetlands and its interaction with the climate-CO₂ feedback., submitted to *Tellus*, 2010b.
- Ringeval, B., Decharme, B., Piao, S.L., Ciais, P., Papa, F., De-Noblet Ducoudré, N., Prigent, C., Friedlingstein, P., Gouttevin, I., Modelling sub-grid soil moisture saturation in the ORCHIDEE global land surface model: evaluation against river discharges and remotely sensed data, submitted to *J. Geophys. Res.-biogeo.*, 2010c
- Global precipitation analysis products of the GPCC, Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), DWD, Internet Publikation, 1-12., 2008.

- Saulnier G-M and Datin R 2004 Analytical solution to a bias in the TOPMODEL framework balance Hydrol. Process. 18 1195-218
- Schneider, U., T. Fuchs, A. Meyer-Christoffer, and B. Rudolf (2008), Global precipitation analysis products of the GPCC, Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), DWD, Internet Publikation, 1-12.
- Simmonds, P. G., Manning, A. J., Derwent, R. G., Ciais, P., Ramonet, M., Kazan, V., and Ryall, D.: A burning question. Can recent growth rate anomalies in the greenhouse gases be attributed to large-scale biomass burning events?, *Atmos. Environ.*, 39, 2513-2517, 2005.
- Uppala, S. M., Koallberg, P. W., Simmons, A. J., U. Andrae, V. da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. S., R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. D., M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, H. E., 'olm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. A. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, and Woollen, J.: The ERA-40 Reanalysis, *J. Roy. Met. Soc.*, 131, 2961-3012, 2005.
- Van der Werf, G. R., Randerson, J. T., Giglio, L., Collatz, G. J., Kasibhatla, P. S., and Arellano, A. F.: Interannual variability in global biomass burning emissions from 1997 to 2004, *Atmos Chem Phys*, 6, 3423-3441, 2006.
- van Weele, M., Neef, L., and van Velthoven, P.: Observation-based constraints on the present-day atmospheric methane budget, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 19th Annual VM Goldschmidt Conference Davos, SWITZERLAND, JUN 21, 73, A1374-A1374, 2009.
- Viovy, N., and P. Ciais, A combined dataset for ecosystem modelling, <http://dods.extra.cea.fr/data/p529viov/cruncep/readme.htm>, 2009.
- Walter, B. P., Heimann, M., and Matthews, E.: Modeling modern methane emissions from natural wetlands 2. Interannual variations 1982-1993, *J. Geophys. Res.-atmos.*, 106, 34207-34219, 2001.
- Wania, R., Ross, I., and Prentice, I. C.: Implementation and evaluation of a new methane model within a dynamic global vegetation model: LPJ-WHyMe v1.3, *Geosci. Model Dev. Discuss.*, 3, , 1-59, 2010

Tables

Table 1:

Methane surface fluxes averaged for the 1999-2006 period, in $\text{TgCH}_4\cdot\text{yr}^{-1}$. From left to right, CH_4 fluxes are given: for natural wetlands from ORCHIDEE model, for four categories of emissions inferred by INV1 (wetlands, other natural, biomass burning, total), and for the total emissions inferred by INV2. From top to bottom: global, $<30^\circ\text{N}$, $30-50^\circ\text{N}$, $>50^\circ\text{N}$. Total fluxes are the sum of surface emissions and soil uptake. The uncertainty assigned to INV1 is the residual uncertainty returned by the inversion procedure (1-sigma). For INV1, regional anomalies are not shown for sources other than wetlands as generally very small. *: ORCHIDEE global emissions for the 1999-2006 period ($205 \text{ TgCH}_4\cdot\text{yr}^{-1}$) were scaled to the wetland emissions estimate from scenario S_0 of INV1 for the same period ($165 \text{ TgCH}_4\cdot\text{yr}^{-1}$). **: INV2 global total flux for the 1999-2006 period ($529 \text{ TgCH}_4\cdot\text{yr}^{-1}$) was scaled to the global total flux from the scenario S_0 of INV1 for the same period ($515 \text{ TgCH}_4\cdot\text{yr}^{-1}$).

$\text{TgCH}_4\cdot\text{yr}^{-1}$	1999-2006 period						
REGION	ORCHIDEE	INV1 NATURAL WETLANDS	INV1 OTHER NATURAL	INV1 BIOMASS BURNING	INV1 ANTHROPIC	INV1 TOTAL	INV2 TOTAL
GLOBAL	165*	165 ± 9	17 ± 9	36 ± 5	297 ± 15	515 ± 3	515**
$<30^\circ\text{N}$	110	115 ± 9	-	-	-	304 ± 6	290
$30-50^\circ\text{N}$	25	19 ± 4	-	-	-	136 ± 6	143
$>50^\circ\text{N}$	29	31 ± 5	-	-	-	76 ± 4	86

Table 2:

Methane surface flux anomalies for 2007 (a) and for 2008 (b), relative to the 1999-2006 period (see table 1), in $\text{TgCH}_4.\text{yr}^{-1}$. From left to right, CH_4 fluxes are given: for natural wetlands from ORCHIDEE model, for four categories of emissions inferred by INV1 (wetlands, other natural, biomass burning, total), and for the total emissions inferred by INV2. From top to bottom: global, $<30^\circ\text{N}$, $30-50^\circ\text{N}$, $>50^\circ\text{N}$. Total fluxes are the sum of surface emissions and soil uptake. The first uncertainty assigned to INV1 is the residual uncertainty returned by the inversion procedure (1-sigma). The second uncertainty is the spread of the 11 inversions of INV1 (1-sigma). For INV1, regional anomalies are not shown for sources other than wetlands as generally very small.

$\text{TgCH}_4.\text{yr}^{-1}$	a: 2007 anomaly						
REGION	ORCHIDEE	INV1 NATURAL WETLANDS	INV1 OTHER NATURAL	INV1 BIOMASS BURNING	INV1 ANTHROPIC	INV1 TOTAL	INV2 TOTAL
GLOBAL	26	$12\pm9\pm3$	$0\pm1\pm1$	$2\pm5\pm1$	$2\pm6\pm2$	$16\pm4\pm4$	21
$<30^\circ\text{N}$	22	$8\pm9\pm3$	-	-	-	$12\pm6\pm4$	12
$30-50^\circ\text{N}$	-4	$-1\pm4\pm<1$	-	-	-	$1\pm6\pm2$	3
$>50^\circ\text{N}$	8	$5\pm5\pm<1$	-	-	-	$3\pm4\pm4$	5

$\text{TgCH}_4.\text{yr}^{-1}$	b: 2008 anomaly						
REGION	ORCHIDEE	INV1 NATURAL WETLANDS	INV1 OTHER NATURAL	INV1 BIOMASS BURNING	INV1 ANTHROPIC	INV1 TOTAL	INV2 TOTAL
GLOBAL	38	$-3\pm6\pm5$	$0\pm1\pm1$	$1\pm5\pm2$	$8\pm6\pm4$	$6\pm4\pm4$	20
$<30^\circ\text{N}$	30	$0\pm9\pm4$	-	-	-	$5\pm7\pm4$	3
$30-50^\circ\text{N}$	3	$-2\pm3\pm1$	-	-	-	$1\pm7\pm2$	20
$>50^\circ\text{N}$	5	$0\pm5\pm1$	-	-	-	$-1\pm5\pm1$	-3

Figure captions

Figure 1:

Anomalies of annual methane emissions in $\text{TgCH}_4\cdot\text{yr}^{-1}$ for 2006 to 2008. The reference period for the anomaly calculation is 1999-2006. From left to right, each year: wetland anomalies from ORCHIDEE model (green), wetland anomalies from INV1 (11 inversions, dark blue), total anomalies from INV2 (11 inversions, light blue), and total anomalies from INV2 (red). ORCHIDEE is plotted in green with two simulations: CRU/NCEP+ECMWF precipitations (left green bar), and CRU+NCEP (right green bar). The dark line for each model represents the mean of the performed simulations. From top to bottom: global, $<30^\circ\text{N}$, $30-50^\circ\text{N}$, $>50^\circ\text{N}$. Error bars represent the residual uncertainty returned by the inversion (1-sigma).

Figure 2:

Mean CH_4 column-averaged mixing ratio anomalies for South America for the 2005-2008 period (in ppb), as retrieved by SCIAMACHY on ENVISAT (solid black), by INV1 (dotted blue) and by INV2 (dashed red). A 12-month running mean was applied to the monthly column-averaged mixing ratios, and their mean over 2006-2008 was subtracted to calculate the anomaly.

Figure 3:

Impact at the surface of a 1TgCH_4 pulse emitted from two regions (see text): boreal Asia and tropical Asia. a/ Mean cumulative plume after one year (1 month of emissions + 11 months of transport in the atmosphere) in ppb/ TgCH_4 for boreal Asia. b/ Same as a/ for tropical Asia. c/ Maximum increase in mixing ratio detected for all transport model pixels, at the surface, for emissions in boreal Asia (black line) or in tropical Asia (red line). Model pixels have the same surface and are sorted by increasing values for each emitting region. Only pixels with the largest mixing ratios are kept for the plot. Maximum values at model pixels containing atmospheric measurement stations used in the inversion are plotted above the lines, as the name of the stations. The month when the maximum is reached is plotted as a number in parentheses. Locations of the stations are shown in a/ and b/.

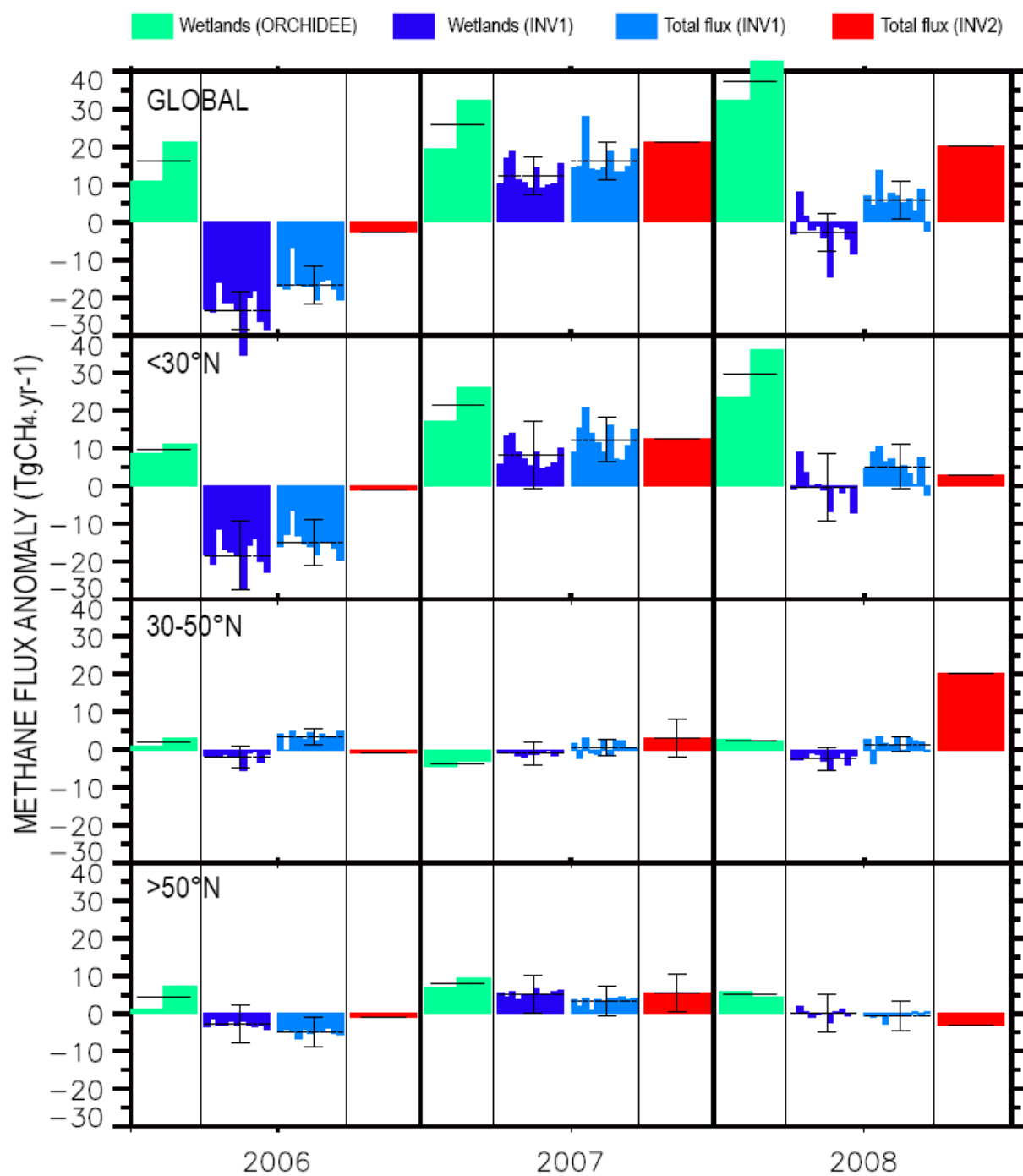


Figure 1

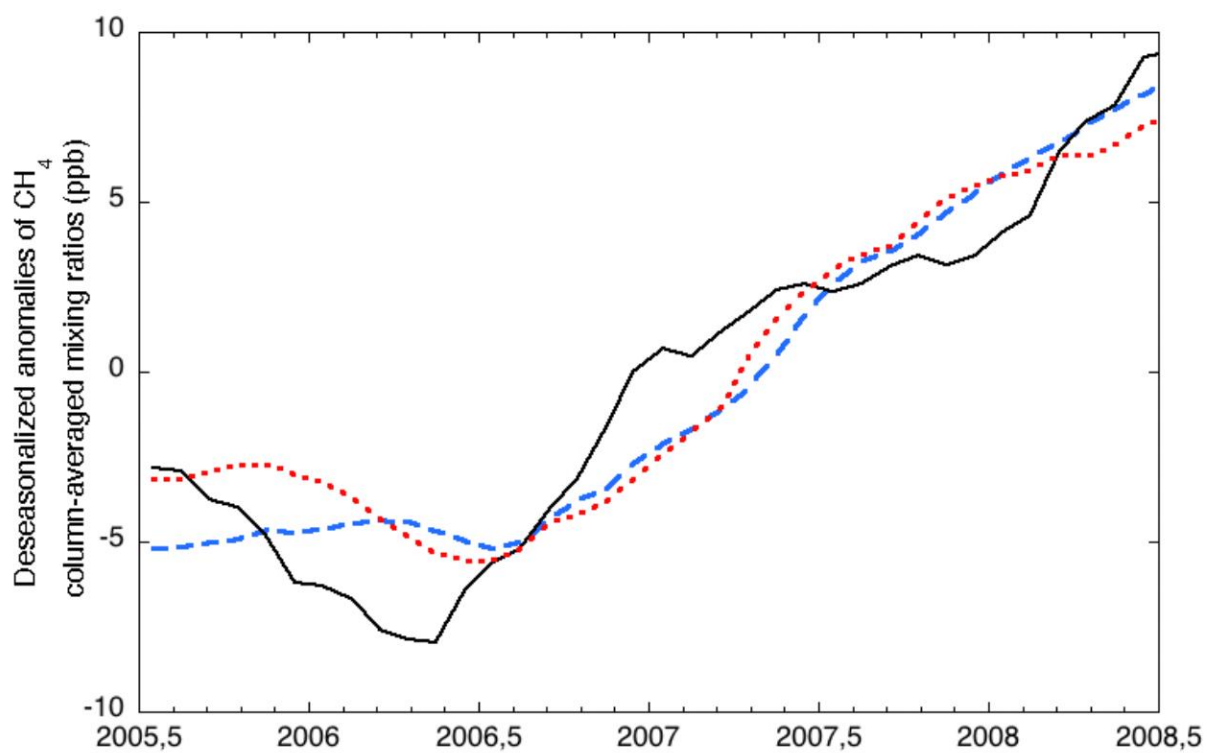
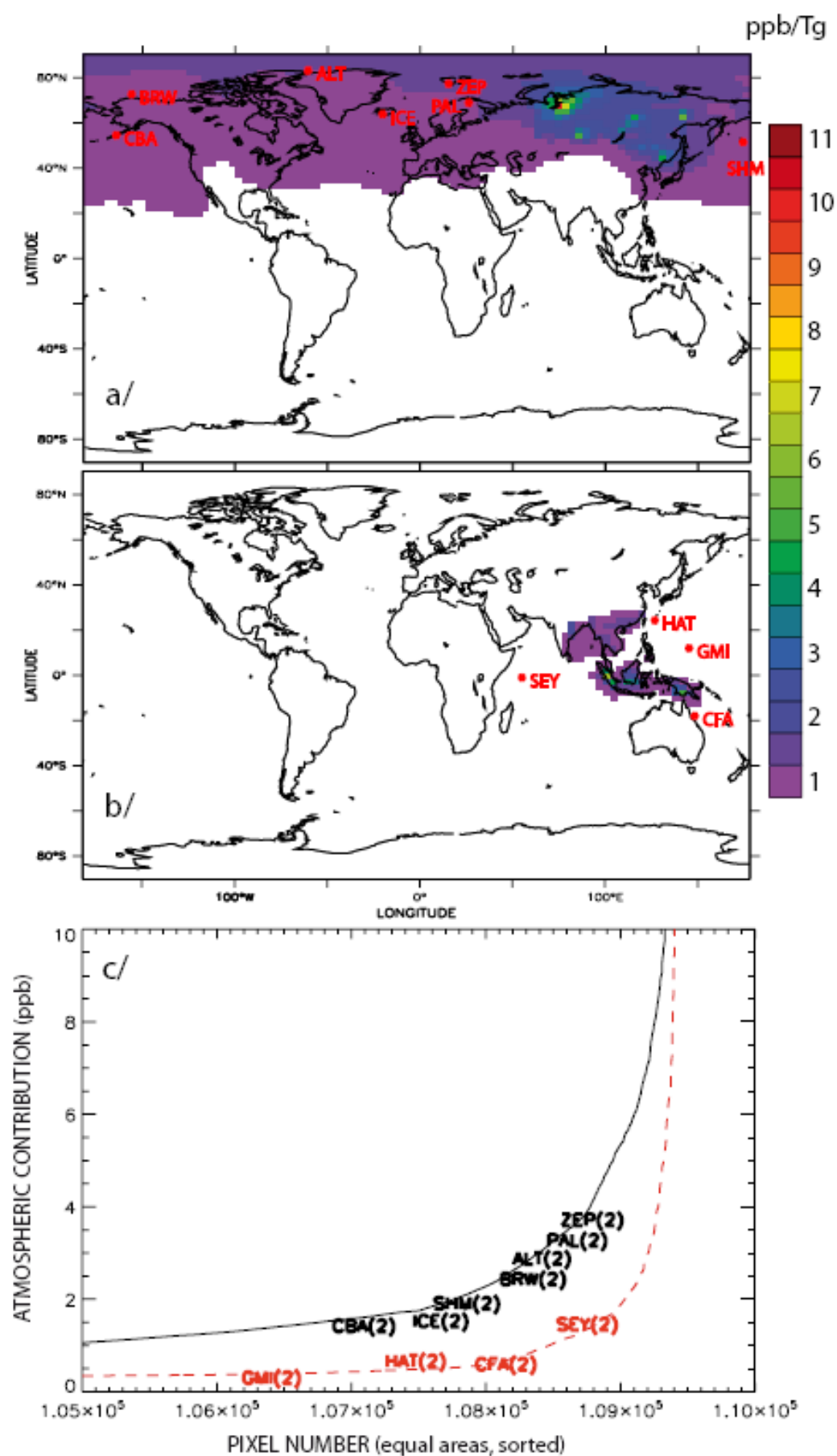


Figure 2

Figure 3 →



Chapitre 4. Emissions de CH₄ par les wetlands sous changement climatique futur et rétroaction avec le climat

Nous nous sommes focalisés dans le Chapitre 3 sur la variabilité interannuelle récente des émissions de CH₄ par les wetlands. Cette période de temps était un cadre idéal pour étudier la sensibilité de ces émissions aux variabilités du climat à l'échelle globale. Nous allons désormais nous pencher sur la sensibilité des émissions de CH₄ par les wetlands sur une échelle de temps plus grande : celle du siècle dans le cadre du changement climatique actuel et futur. Plus précisément nous allons étudier la sensibilité des émissions au climat sur la période 1860-2100, c'est-à-dire une période où le climat est passé d'un état peu impacté par les activités anthropiques à un état fortement impacté. En 2100, la température globale moyenne de la Terre pourrait être entre 1.1 et 6.4°C plus élevée qu'en 1900. Cette gamme importante de température est liée : (i) aux différents scénarios d'émissions anthropiques de gaz à effet de serre utilisés pour la période 2000-2100 et (ii) à la différence de sensibilité des modèles dont les projections sont issues [Solomon *et al.*, 2007]. Ces scénarios d'émissions (scénarios dit 'SRES' pour 'Special Report on Emissions Scenarios' au sein du 4^{ème} rapport de l'IPCC) se basent sur différentes hypothèses relatives au développement économique, aux efforts réalisés pour rendre les technologies plus propres, etc. Le scénario retenu pour le reste de ce chapitre est le scénario SRES-A2. Le scénario A2 décrit « un monde très hétérogène (autosuffisance, préservation des identités locales). Les taux de fécondité des différentes régions convergent lentement ce qui fait que la population globale continue de croître. Le développement économique a une orientation principalement régionale et selon une croissance économique *per capita*. Le changement technologique est assez fragmenté et plus lent que dans les autres scénarios. » Cela signifie que c'est un scénario assez pessimiste en termes d'effort de réduction des émissions anthropiques de gaz à effet de serre. Les simulations des différents modèles de l'IPCC prévoient, pour le scénario SRES-A2, une augmentation de température globale entre 2.0 et 5.4°C (meilleure estimation : 3.4°C).

Dans la suite de ce chapitre, nous étudierons la sensibilité des émissions globales de CH₄ par les wetlands au changement climatique sur la période 1860-2100 (section 4.1). La potentielle rétroaction climat/émissions de CH₄ par les wetlands ainsi que ses interactions avec la rétroaction climat/CO₂ seront étudiées. Dans la section 4.2, nous nous focaliserons, sur la même période de temps (1860-2100), sur les évolutions des émissions boréales de CH₄ par les wetlands et celles associées aux stocks importants de carbone du sol du permafrost.

4.1) Etude de la rétroaction climat/émissions de CH₄ par les wetlands et interaction avec la rétroaction climat/CO₂

Les émissions de CH₄ par les wetlands sont sensibles au climat : elles peuvent donc être impactées par le changement climatique présent et à venir. Le CH₄ étant un puissant gaz à effet de serre, cette modification des émissions de CH₄ par les wetlands est susceptible de rétroagir sur le climat. Cette rétroaction, initiée par le changement climatique d'origine anthropique, est représentée en Figure 4.1 (flèches vertes). Jusqu'alors, peu d'études se sont focalisées sur l'évolution des émissions sous changement climatique futur [Gedney et al., 2004; Shindell, 2004] et une seule a traité de cette rétroaction [Gedney et al., 2004]. Cette dernière conclut à une augmentation des émissions par les wetlands de 60-100% d'ici 2100 selon le scénario IS92a (scénario utilisé au sein du 3^{ème} rapport de l'IPCC ; correspond à une augmentation de la concentration en CO₂ de 1%/an). La rétroaction climat/émissions de CH₄ par les wetlands ainsi obtenue est positive, mais faible, conduisant à une amplification entre 3.5 et 5% du forçage radiatif anthropique total en 2100. Cependant, cette étude est basée sur une représentation très simplifiée des émissions de CH₄ par les wetlands. De plus, elle ne prend pas en compte l'ensemble des interactions entre cette rétroaction et la rétroaction climat/CO₂ (Figure 4.1 ; flèches bleues). Cette dernière a été mise en évidence dans le passé [Cox et al., 2000; Friedlingstein et al., 2001] et est désormais prise en compte dans de nombreux modèles couplés climat-DGVM. Elle a fait l'objet d'une inter-comparaison [Friedlingstein et al., 2006]. Malgré de nombreuses incertitudes, cette étude conclut à une rétroaction climat/CO₂ positive simulée par tous les modèles participant à l'inter-comparaison. Cette rétroaction conduit à une augmentation supplémentaire de la concentration atmosphérique en CO₂ entre 20 et 200ppm d'ici 2100 sous le scénario SRES-A2. Cette augmentation pourrait conduire à réchauffement additionnel allant jusqu'à 1.5°C en 2100.

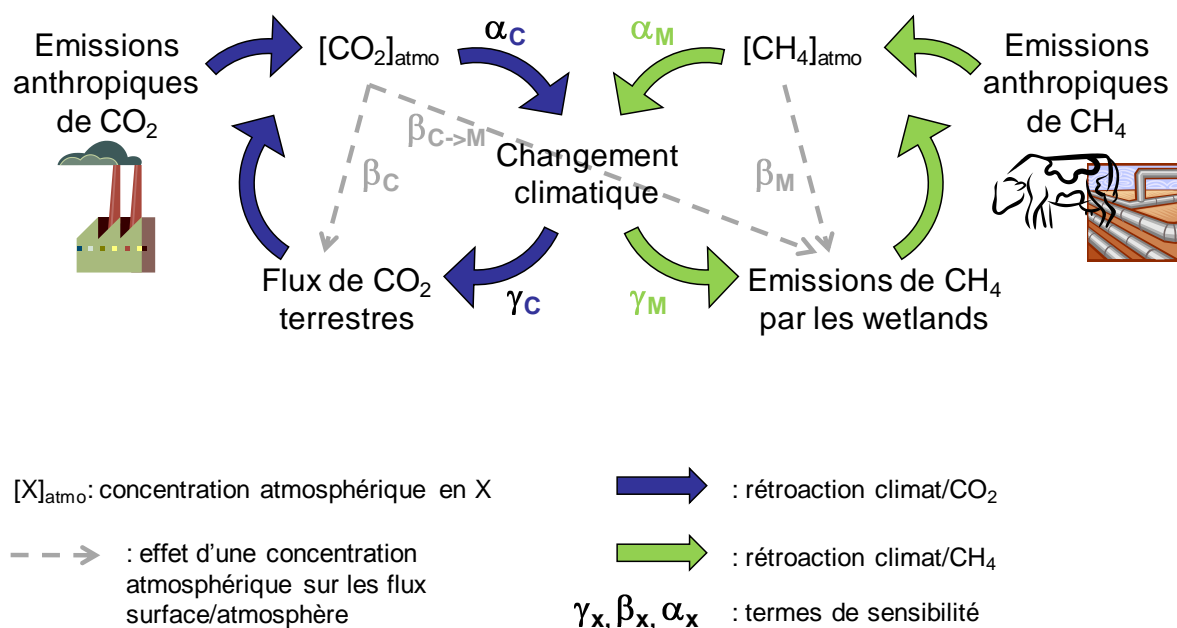


Figure 4.1: Représentation schématique des rétroactions : climat/CO₂ (bleu), climat/CH₄ (vert) et des interactions entre ces rétroactions. Les flèches grises symbolisent l'effet des concentrations atmosphériques en CO₂ et CH₄ sur les différents flux à l'interface surface/atmosphère. Les termes indiqués près des flèches (α, β, γ) représentent les termes de sensibilité utilisés dans l'approche théorique décrite dans la publication [Ringeval et al., 2010, soumis à Tellus].

Dans l'étude présentée ici, soumise à Tellus, nous prenons en compte les interactions entre climat, CO₂ et CH₄ pour étudier leur impact potentiel sur le climat futur. L'augmentation de la concentration atmosphérique en CO₂, de part son effet fertilisant sur la productivité, est susceptible d'impacter le substrat de la méthanogenèse et donc les émissions de CH₄ par les wetlands (Figure 4.1, flèche grise notée $\beta_{C \rightarrow M}$). Une autre interaction entre les deux boucles de rétroactions concerne le fait qu'une modification du climat, quelle qu'en soit l'origine (augmentation de la concentration atmosphérique en CO₂ ou en CH₄), impacte les flux de CO₂ surface/atmosphère et les émissions de CH₄ par les wetlands.

Article 4: Ringeval, B., P. Friedlingstein, C. Koven, P. Ciais, N. de Noblet-Ducoudré, B. Decharme, P. Cadule, (2010) Climate-CH₄ feedback from wetlands and its interaction with the climate-CO₂ feedback, under review for Tellus

Climate-CH₄ feedback from wetlands and its interaction with the climate-CO₂ feedback

Bruno Ringeval^{1*}, Pierre Friedlingstein^{1,2}, Charles Koven^{1,3}, Philippe Ciais¹, Nathalie de Noblet-Ducoudré¹, Bertrand Decharme³, Patricia Cadule¹

¹ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement,

Unité mixte CEA-CNRS-UVSQ, CE-Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette ; France

² College of Engineering, Mathematics and Physical Sciences, University of Exeter, Exeter, EX4 4QF, UK

³ Lawrence Berkeley National Lab, 1 Cyclotron Rd., Berkeley, CA, USA

⁴ Météo-France, CNRM/GMGEC/UDC, 31000 Toulouse ; France

*Corresponding author: bruno.ringeval@lsce.ipsl.fr

Status: under review for Tellus

Abstract

The existence of a feedback between climate and methane (CH₄) emissions from wetlands has previously been hypothesized, but both its sign and amplitude remain unknown. Moreover, this feedback could interact with the climate-CO₂ cycle feedback, which has not yet been accounted for at the global scale.

We present a theoretical analysis of these interactions, which makes it possible to express the magnitude of the feedback for CO₂ and CH₄ alone, the additional gain due to interactions between these two feedbacks and the effects of these feedbacks on the difference in atmospheric CH₄ and CO₂ between 2100 and pre-industrial time (respectively ΔCH_4 and ΔCO_2). These gains are expressed as functions of different sensitivity terms, which we estimate based on prior studies and from experiments performed with the global terrestrial vegetation model ORCHIDEE.

Despite high uncertainties on the sensitivity of wetland CH₄ emissions to climate, we found that the absolute value of the gain of the climate-CH₄ feedback from wetlands is relatively low (<30% of climate-CO₂ feedback gain), with either negative or positive sign within the range of estimates. Whereas the interactions between the two feedbacks have low influence on ΔCO_2 , the ΔCH_4 could increase by 475 to 1400 ppb based on the sign of the C-CH₄ feedback gain.

Our study suggests that it is necessary to better constrain the evolution of wetland area and the substrate for methanogenesis under future climate change, as these are the dominant sources of uncertainty in our model.

1. Introduction

Increased atmospheric CO₂ due to anthropogenic emissions is expected to lead to significant climate change in the 21st century [IPCC, 2007]. Such climate change may indirectly affect the atmospheric CO₂ concentration by modifying the exchange of carbon between the atmosphere and the land and ocean. Several models have evaluated this climate-carbon cycle interaction, generally finding a positive feedback between climate change and the global carbon cycle [Friedlingstein et al., 2006]. Methane (CH₄) is a very efficient greenhouse gas, with a Global Warming Potential of 25 (for given time horizon to 100 years) [IPCC, 2007], and is currently the second anthropogenic greenhouse gas after CO₂. Very few studies have investigated the potential feedback between CH₄ emissions by wetlands and climate.

CH₄ emissions from wetlands, the largest natural source in the present-day global CH₄ budget, are directly controlled by climatic conditions [e.g. Christensen et al., 2003]. CH₄ emissions from wetlands depend on the global areal extent of wetlands [Ringeval et al., 2010; Bloom et al., 2010] and on the emission rate of these wetlands [e.g. Conrad, 1989; Fung et al., 1991]. Both of these terms are controlled by, among other variables, soil temperature and hydrology. For instance, temperature controls the rate of methanogenesis, exerts a control on the quality and quantity of organic material substrate for CH₄ production and has an influence on the area of wetlands through control of surface evaporation and the soil water budget. There is a large uncertainty in current global wetland emissions (estimates range from 115 [Fung et al., 1991] up to 237 TgCH₄/yr [Hein et al., 1997]). Because the sensitivity of wetland CH₄ emissions to the environmental control factors is poorly understood, the behavior of wetland CH₄ emissions under future climate change [e.g. Updegraff et al., 2001] and the amplitude of the resulting climate-CH₄ emission feedback is far from being well understood.

Both Shindell et al [2004] (hereinafter SWF04) and Gedney et al. [2004] (hereinafter GCH04) estimated changes in CH₄ emissions from wetlands under future climate change. They both found an increase in CH₄ emissions (~ +70% relative to current emissions) largely driven by an increase in the per-unit-area emission rate of wetlands. In addition, GCH04 also estimated the resulting climate-CH₄ feedback and found it to be relatively small. The additional warming induced by this feedback is small (only 3.7-4.9% of the total projected warming by 2100 under the IS92a scenario). SWF04 accounts for changes in wetland area, using thresholds for variables they define as influencing wetland CH₄ emissions while GCH04 use a more realistic approach using a subgrid topographical model. In both approaches, base CH₄ emissions are calculated using an empirical approach: parameterization for GCH04 and correlations between climate anomalies and wetland CH₄ emissions derived under current conditions for SWF04. None of these studies accounts for increasing CO₂ and its effect on plant productivity and hence on soil carbon available for methanogenesis. Similarly, they do not account for the climate change (driven by CO₂ or CH₄) effect on soil carbon dynamics and hence on CH₄ emission rates.

In fact there is a tight coupling between the climate-CO₂ feedback and the climate-CH₄ feedback. As mentioned before, increasing atmospheric CO₂ has a direct concentration effect on wetland CH₄ emissions. Moreover, CO₂-induced climate change will affect CH₄ emissions, and hence CH₄ concentration and climate. CH₄-induced climate change will in turn affect the land and ocean CO₂ cycle and hence atmospheric CO₂ and climate. The combined effect of these two feedbacks (climate-CO₂ and climate-CH₄) needs to be explicitly accounted for in order to estimate the overall response of the coupled CO₂ cycle – CH₄ cycle – climate system.

Friedlingstein et al. [2003] expressed mathematically the magnitude of the climate-carbon cycle feedback using a gain formalism following Hansen et al. [1984]. Here, we revisit this theoretical framework, first applying it to the climate-CH₄ gain in the absence of CO₂ perturbation; then generalizing it to the climate, CO₂ and CH₄ interactions. These gains and the interaction between the feedbacks are expressed as functions of sensitivity terms that we estimate from the values reported in the literature and from simulations performed with the ORCHIDEE global terrestrial carbon cycle model. Once these terms are estimated, we quantify the different gains and the increase of atmospheric CH₄ and CO₂ due to the feedbacks and their interactions.

2. Theoretical analysis

In the following, the climate-CH₄ emissions by wetlands feedback will be referred hereafter as “C-CH₄ feedback” as well as “C-CO₂ feedback” for climate-carbon cycle feedback (both terrestrial and oceanic) in the sense of Friedlingstein et al., [2006].

2.1 C-CH₄ feedback analysis

Similarly to the C-CO₂ feedback analysis by Friedlingstein et al. [2003], we assume that the coupling between CH₄ emissions by wetlands and the climate system can be linearized by the following set of equations:

$$\Delta\text{CH}_4 = F_{\text{MF}} + F_{\text{NAT}}^{\text{add}} - F_{\text{MA}}^{\text{add}} \quad (1)$$

$$\Delta T = \alpha_{\text{M}} \Delta\text{CH}_4 \quad (2)$$

where ΔCH_4 (in GtC) is the difference of CH₄ concentration in the atmosphere between a given time, t_1 , and the initial state, t_0 , defined here as the preindustrial state estimated at 1860. ΔT (in K) is the change in global air temperature due to the change in CH₄ concentration. F_{MF} (GtC) represents the integral over the period since t_1 of the anthropogenic emissions of CH₄. $F_{\text{NAT}}^{\text{add}}$ (GtC) represents the integral of the change in natural CH₄ emissions relative to the preindustrial emissions baseline. As the focus of this study is on wetlands, we assume here that $F_{\text{NAT}}^{\text{add}}$ represents the change in CH₄ emissions by wetlands only. Even though other natural sources (such as biomass burning) are also

climate dependent, and the general framework presented here applies to other CH₄ sources and sinks as well, we will focus only on the wetland component as assessment of climate-CH₄ feedbacks from all natural sources and sinks is beyond the scope of this paper.

The last term of equation (1), F_{MA}^{add} (GtC), is the integral of the atmospheric sink of CH₄ through reaction with OH radicals (again relative to the preindustrial baseline) and closes the CH₄ budget. For the pre-industrial state, we assume here that CH₄ concentration was constant (apart from interannual to decadal variations), and hence natural sources were balanced by the atmospheric OH sink (and the minor soil sink neglected in equation (1)). Departure from that steady-state equilibrium can be represented by equation (1), using a perturbation approach, accounting only for additional sources and sinks. The change in CH₄ emissions, integrated over time t_1 - t_0 , can be driven by a change in climate and by a change in CH₄ concentration. As in Friedlingstein et al. [2003], we use a single global ΔT as a proxy for climate change. It is clear that a change in emissions could be also driven by changes in hydrology, and that regional variations in both the magnitude of ΔT and hydrology will also occur, but we assume here that these other climate variables change would scale with global temperature.

The integral of additional natural sources of CH₄ is then expressed by:

$$F_{NAT}^{add} = \beta_M \Delta CH_4 + \gamma_M \Delta T \quad (3)$$

where β_M (unitless) and γ_M (in GtC/K) are the CH₄ flux sensitivities to the atmospheric CH₄ concentration and to climate, respectively. The β_M term results from the CH₄ atmospheric concentration affecting the CH₄ flux through its control on diffusion (via soil air or plants) from wetland soils to the atmosphere. The equation (3) is constructed by analogy with that for CO₂ given by Friedlingstein et al. (2006, equation 7a). Even if the effect of increased atmospheric CH₄ concentration on concentration gradient between soil and atmosphere (and thus the value of β_M) is presumed small (atmospheric concentration in CH₄ ~ 1% of wetland soil concentration), we keep it to be consistent with CO₂. Although there is evidence that, at the site scale and on sub-annual timescales, an exponential dependence of CH₄ flux to temperature is observed [e.g. Christensen et al., 2003], equation (3) here aims to represent the overall global response of wetlands to climate (not just temperature). To remain simple and comparable to the CO₂ framework, we thus assume that a linear relationship is appropriate. More investigations concerning i) the relationship between global climate and global wetland CH₄ emissions and ii) the range of temperature over which such a relationship may be valid are required. These investigations would be based, for instance, on long-term or interannual time scales.

Finally, the integral of the additional atmospheric sinks can be expressed by:

$$F_{MA}^{add} = \int_{t_0}^{t_1} \frac{\Delta CH_4(t)}{\tau} \cdot dt \quad (4)$$

as the additional sink at each time step is assumed here to be equal to $\frac{\Delta CH_4(t)}{\tau}$, where τ is the atmospheric lifetime of CH₄. We assume here that τ is constant in time. There is a slight dependency of τ on CH₄ concentration and on climate [IPCC, 1994] which is neglected here. In doing so, we de facto assume that there is neither year-to-year variability nor any trend in atmospheric OH concentration. In order to solve the set of equations (1) to (3), one must linearize the sink term. Here by applying the mean value theorem, the integral of the changes of CH₄ sink over time (between the time t_1 and preindustrial period t_0) can be written as proportional to the change of CH₄ at time t_1 .

$$F_{MA}^{add} = \mu \frac{\Delta CH_4(t)}{\tau} (t_1 - t_0) \quad (4b)$$

with μ considered here as a constant for a given scenario of CH₄ increase. For instance, μ would be equal to 0.5 if CH₄ concentration increases linearly with time. For a given scenario of atmospheric CH₄ increase, μ can be diagnosed as the ratio of the cumulative changes of CH₄ along the full length of the scenario to the change of CH₄ at the end of the scenario (equating the right members of equations (4) and (4b)).

Equation (1) now reads:

$$\Delta CH_4 = F_{MF} + \beta_M \Delta CH_4 + \gamma_M \Delta T - \mu \frac{\Delta CH_4}{\tau} \Delta t \quad (1b)$$

We can now express the amplitude of the feedback using a “gain” as Friedlingstein et al. [2003] did for CO₂. Combining equations (2) and (1b) we have:

$$\Delta CH_4^{cou} = \frac{1}{1 - g_M} \Delta CH_4^{unc} \quad (5)$$

with

$$\Delta CH_4^{unc} = \frac{F_{MF}}{\left(1 + \frac{\mu}{\tau} \Delta t - \beta_M\right)} \quad (6)$$

and

$$g_M = \alpha_M \gamma_M / \left(1 + \frac{\mu}{\tau} \Delta t - \beta_M\right) \quad (7)$$

ΔCH_4^{cou} is the change of atmospheric CH₄ concentration in the case of C-CH₄ feedback while ΔCH_4^{unc} is the change of atmospheric CH₄ concentration in the absence of C-CH₄ feedback (i.e. $\gamma_M = 0$). g_M is the gain of this feedback and it is larger if: α_M and γ_M are positive and large and if β_M is positive and low. This is analogous to the C-CO₂ feedback gain defined in Friedlingstein et al. [2003] as:

$$g_C = -\alpha_C \gamma_C / (1 + \beta_C) \quad (7b)$$

2.2. Cross feedbacks

The previous feedback analysis was done for the case of a changing CH₄ concentration alone, together with climate. Here we extend the gain formalism in the more realistic case where both CO₂ and CH₄ vary at the same time.

First, as mentioned before, both CO₂ and CH₄ will affect the climate through their radiative forcing. ΔT should be now expressed as:

$$\Delta T = \alpha_C \Delta CO_2 + \alpha_M \Delta CH_4 \quad (2b)$$

As a consequence, F_{NAT}^{add} is affected by the change in climate (equation 3) regardless of whether this climate change is induced by an increase in atmospheric CH₄ (as showed before) or by an increase in atmospheric CO₂. The same applies to a climate-induced change in land CO₂ sinks. Interactions resulting from the equation (2b) will be referred to as the “*climate interaction*” below.

The second interaction comes from the dependence of CH₄ emissions to atmospheric CO₂. Increasing atmospheric [CO₂] is believed to enhance plant photosynthesis (fertilization effect) [eg. Norby et al., 2005]. As a result, rising CO₂ should increase the amount of available organic substrate for methanogenesis and hence CH₄ emissions from wetlands (see discussion). This effect is expressed by an additional term (β_C) in the original equation (3):

$$F_{NAT}^{add} = \beta_M \Delta CH_4 + \gamma_M \Delta T + \beta_{C \rightarrow M} \Delta CO_2 \quad (3b)$$

This interaction will be called the “*fertilization interaction*” hereafter.

Other minor interactions could be expressed between CO₂ and CH₄ (-e.g., oxidation of CH₄ in atmosphere or in the oxic part of wetland soils releases CO₂) but these are not accounted for in our modelling approach below and are not quantified here.

One can introduce equation (2b) into (3b) then combine the resulting expression with (4b) into (1) to obtain the following equation (8). Then, doing the same work for CO₂ (see Appendix 1), we can obtain a two equations system with 2 unknowns (ΔCO_2 and ΔCH_4).

$$\begin{cases} -(\beta_{C \rightarrow M} + \gamma_M \alpha_C) \Delta CO_2 + (1 + \frac{\mu}{\tau} \Delta t - \beta_M - \gamma_M \alpha_M) \Delta CH_4 = F_{MF} & (8) \\ (1 + \beta_C + \gamma_C \alpha_C) \Delta CO_2 + \gamma_C \alpha_M \Delta CH_4 = F_{CF} & (9) \end{cases}$$

Using this system, we can express ΔCO_2 (and ΔCH_4) as a function of F_{CF} and F_{MF} (or ΔCO_2^{unc} and ΔCH_4^{unc} ; using equation (6) and its equivalent for CO₂). We show in the following the CH₄ and CO₂ gains for the idealized (and simpler) case where $\beta_{C \rightarrow M}$ is null (i.e. no fertilization

interaction). This allows keeping symmetry between CO₂ and CH₄. The more realistic case, accounting for this $\beta_{C \rightarrow M}$ term and the introduced asymmetry is given in Appendix 2. Although not shown until the Appendix, this term was taken into account in all the calculations of the next sections.

For the coupled climate-CO₂-CH₄ system neglecting fertilization interaction, we obtain now:

$$\Delta CH_4^{COU} = \frac{1}{1 - \left[g_M + \frac{g_C g_M}{1 - g_C} \right]} \Delta CH_4^{UNC} + \frac{1}{1 - \left[g_M + \frac{g_C g_M}{1 - g_C} \right]} \frac{\alpha_C}{\alpha_M} \frac{g_M}{1 - g_C} \Delta CO_2^{UNC} \quad (10)$$

and

$$\Delta CO_2^{COU} = \frac{1}{1 - \left[g_C + \frac{g_C g_M}{1 - g_M} \right]} \Delta CO_2^{UNC} + \frac{1}{1 - \left[g_C + \frac{g_C g_M}{1 - g_M} \right]} \frac{\alpha_M}{\alpha_C} \frac{g_C}{1 - g_M} \Delta CH_4^{UNC} \quad (11)$$

Equation 10 shows that the interaction between CO₂ and CH₄ results in an additional gain in the first term of the right hand side of the equation. For CH₄, this additional gain is $g_C g_M / (1 - g_C)$ and is in addition to the initial gain considering CH₄ alone, g_M . It represents the overall contribution on the CH₄ concentration of the positive climate-CO₂ feedback initiated by the original emission-induced change in CH₄ concentration (climate interactions loop) in the case of no CO₂ anthropogenic emissions, i.e. when $\Delta CO_2^{UNC} = 0$.

If we then account for anthropogenic CO₂ emissions, an additional contribution to ΔCH_4 appears: the second term in the right hand side of the equation (10). This originates from the anthropogenic emissions of CO₂, which induces an increase in the CO₂ concentration (ΔCO_2^{UNC}). This CO₂ increase induces a climate change that will affect CH₄ emissions and hence CH₄ concentrations. In equation (10), ΔCO_2^{UNC} is multiplied by $\frac{\alpha_C}{\alpha_M} \frac{g_M}{1 - g_C}$ to obtain

its equivalent in ΔCH_4 . Finally, it is multiplied by the same net feedback factor as one in the front of ΔCH_4^{UNC} . Anthropogenic emissions of CO₂ are independent of CH₄ and thus cannot be expressed as a function of ΔCH_4 . This prevents us from fully expressing the total additional gain of each feedback in the case of coupling between CO₂, CH₄ and climate. Obviously, the same interpretation can be done to C-CO₂ feedback in presence of CH₄ with equation (11).

Changes in CO₂ and CH₄ can hence be computed from equations (10) and (11), once the different sensitivity terms (α , β , γ) are estimated. This is the aim of the next section.

3. Estimates of the gain components

In this section, we will first use simulations performed with ORCHIDEE, a dynamic global vegetation model (DGVM), to estimate the wetland emission sensitivity terms (β_M , $\beta_{C \rightarrow M}$ and γ_M) as well as terms relative to C-CO₂ cycle. We will also make use of previous estimate of future changes in CH₄ emissions taken from the available literature. This will allow us to estimate the range of the climate-CH₄ gain and its effect on the projection of atmospheric CH₄, CO₂ and global temperature (section 4).

3.1. Based on an ORCHIDEE modelling approach

3.1.1. Wetland CH₄ emissions modelling into ORCHIDEE

ORCHIDEE simulates the land energy, hydrology and the carbon cycle [Krinner et al., 2005]. The version used here was further developed to incorporate CH₄ emissions from wetlands. The computation of wetlands CH₄ emissions is based on the modelling of wetland area dynamics as well as one of the CH₄ flux by surface unit. The resulting model will be named ORCHIDEE-WET hereafter.

In ORCHIDEE-WET, wetland area dynamics were computed using the TOPMODEL [Beven and Kirkby, 1979] approach of Decharme et al. [2006]. For each gridcell, using both topographic heterogeneities and soil moisture computed by ORCHIDEE-WET, the TOPMODEL subroutine computes a sub-grid saturated fraction. The simulated space-time distribution of saturated soils was evaluated globally against data from a suite of satellite observations from multiple sensors [Prigent et al., 2001, 2007] interpolated at 1° resolution. Details about this evaluation will be found in Appendix 3 and more in Ringeval et al. [2010, under review]. Saturated areas as simulated by ORCHIDEE-WET do not correspond necessarily to water-logged soil and emitting wetland areas. Gedney and Cox [2003] used also a TOPMODEL approach to diagnose wetland area and raised the same issue. They introduced a global scaling factor in order to simulate a global wetland extent in agreement with observations taken from Aselmann and Crutzen [1989]. Here, we opted for a different method and used a climatology (1993-2000) constructed from the Prigent et al. [2007] dataset as a baseline for our present day estimate. Future simulated wetland extent was then calculated from the ORCHIDEE-WET simulations, corrected to subtract the systematic biases between the present day simulated saturated area and observed wetland distributions. The way in which we compute anomalies (absolute or relative) has no influence on the role played by wetland extent in the following (see 3.2.3). Finally, the TOPMODEL approach was improved here in order to diagnose, for each grid-cell, not only a water-saturated fraction (i.e. water table at the soil surface) but also a fraction with water table between 0 and 10 cm below the soil surface [Ringeval et al., in prep]. The similar bias correction as done for water-saturated fraction is applied for these regions.

At each time step, CH₄ flux densities (per unit area of emitting surface) were computed using a process-based model [Walter et al., 2001] for each sub-grid water-table class calculated as above. The model simulates CH₄ flux from natural wetlands based on the calculation of: a) the methanogenesis in the saturated deeper soil horizons; b) the methanotrophic oxidation in the aerated upper soil; and c) the upward transport by diffusion, ebullition and/or plant-mediated transport [Walter and Heimann, 2000]. When

including the Walter et al. [2001] CH₄ emission model in ORCHIDEE, we made the same following modification, described in Ringeval et al., [2010]. The substrate for methanogenesis is computed from the active soil organic carbon pool computed by ORCHIDEE rather than using linear regression against soil temperature and Net Primary Productivity (NPP) as is done in Walter et al. [2001] based on 6 sites. More information can be found in Appendix 4. As in the initial Walter et al. model, methanogenesis sensitivity to temperature for each grid-cell is expressed by a function g as followed:

$$g = f(T(t, z)) \cdot Q_{10}^{T(t, z) - T_{mean}} \quad (12)$$

Where $T(t, z)$ is the soil temperature at time t and depth z and $f(T)$ is a step-function equal to 0 if temperature is negative and 1 otherwise. A Q_{10} of 3, close to the mean value found in Ringeval et al., 2010, was used for all wetlands. As there is a high uncertainty about the value of Q_{10} [e.g. Valentine et al., 1994], a sensitivity test with a Q_{10} of 5.5 (in rough agreement with higher value of range used by GCH04) is also performed. Relative to Walter and Heimann, “the temperature function describes the response to the seasonal variation of the soil temperature [...] relative to the annual mean temperature T_{mean} at the site”. As it is not clear if T_{mean} evolves in time or not, we have tested both configurations. Such a changing T_{mean} in time corresponds to the hypothesis that micro-organisms adapt relatively quickly to their environment (see Discussion).

The computation of a carbon stock whose active pool is used as a proxy for methanogenesis substrate is explained in a detailed way in Krinner et al. [2005]. Briefly, in ORCHIDEE, the parameterizations of litter decomposition and soil carbon dynamics essentially follow Parton et al. [1988]. Carbon dynamics are described through the exchanges of carbon between the atmosphere and the different carbon pools in plants and soils. Metabolic activity in the soil results in carbon fluxes within the three carbon pools (active, slow, and passive). Optimal residence times are prescribed for each pool, with temperature and moisture inhibition multipliers in order to parameterize the decrease of soil metabolic activity under cold or dry conditions. No modification is brought to ORCHIDEE-WET as regards soil wetlands conditions (see discussion below).

For each sub-grid water-table class given by TOPMODEL, ORCHIDEE-WET computes CH₄ fluxes with the corresponding mean water table depth value (respectively 0 and -5 cm). Other water table ranges could be calculated as well but would increase the time for calculation of the simulation. In the model, oxidation happens only in the second case, i.e. in the oxic soil layer between -5 cm and 0 for soils where the water table is 5 cm below the surface. The Q_{10} for methanotrophy is kept equal to the initial value (=2) of Walter et al. [2001]. The model accounts also for oxidation when CH₄ entering the roots of plants has to pass through the small oxic zone around the root tips. A value of 50% of the methane entering in the plant is considered as oxidized in the model [[see equation (16) of Walter and Heimann, 2000]. The CH₄ flux due to plant-mediated transport is a function of the Leaf Area Index (LAI) computed in ORCHIDEE-WET. As in the Walter et al. model, computation of a CH₄ flux which reaches the atmosphere by diffusive transport is based on the Crank-Nicolson scheme to resolve Fick’s first law. CH₄ atmospheric concentration serves as the

upper boundary condition. Ebullition and transport by plant are not functions of the CH₄ atmospheric concentration in the model.

Under current climate forcing (the monthly NCEP climate forcing data corrected by CRU - Viovy, personal communication, <http://dods.extra.cea.fr/data/p529viov/cruncep/readme.htm>, 2009), ORCHIDEE-WET simulates a global mean wetland CH₄ emission flux of ~251 Tg/yr over the 1990-2000 period. This is slightly above the upper end of IPCC range of estimates (100 to 231 TgC/yr) [IPCC, 2007]. The distribution over latitude bands is 68, 53 and 125 Tg/yr for boreal (>50°N), temperate (20°N-50°N) and tropical wetlands (30°S-20°N), respectively. High uncertainty remains for both total wetland emissions and their distribution. Wetland CH₄ emissions diagnosed from one atmospheric inversion Bousquet et al. [2006] give an estimation of 155 Tg at the global scale over the same period with a distribution of: 32, 21 and 95 Tg for the same latitude bands as above. Comparison of the year-to-year variability of wetland CH₄ emissions given by ORCHIDEE-WET and Bousquet et al. [2006] is shown on Figure 1.

This modelling approach will allow us to estimate the wetlands CH₄ emissions sensitivities to climate and to atmospheric CO₂ and CH₄ concentrations for a transient run over the period 1860-2100. Some hydrological processes such as floodplain storage of water [Decharme et al., 2009] are not included in the model. Concerning the representation of permafrost, we account here for the freeze of the soil water content and decrease in soil carbon decomposition and soil water holding capacity under these conditions but not for high carbon content in deep soil horizons which could be decomposed under warming, nor for the possible effects of thermokarst on lake and wetland expansion.

3.1.2. Experimental design

We forced the ORCHIDEE-WET model with climate fields taken from coupled ocean-atmosphere general circulation model (OAGCM) simulations and with the associated time-varying atmospheric CO₂ and CH₄ concentrations scenarios. This allows us to estimate the different sensitivity terms of equations (10) and (11) (or equations in Appendix 2 in the most general feedback calculation framework). Four ORCHIDEE-WET simulations have been performed over the period 1860-2100. Each ORCHIDEE-WET simulation needs as forcing: climate, atmospheric CO₂ and CH₄ concentration values. For each forcing, we use either the pre-industrial state or a transient evolution from 1860 to 2100 following SRES-A2 scenario. The four ORCHIDEE-WET simulations are varied from one to the next by the combining pre-industrial or transient forcing values as summarized in Table 1. This experimental design does not allow the testing of each term independently, nor their interaction effects, but is chosen to keep computational costs reasonable. Simulations 1 and 3 are also realized with a Q₁₀ of 5.5 for methanogenesis to test the sensitivity of our results to this parameter. They will be called respectively Simulation 1-Q₁₀ and Simulation 3-Q₁₀ in the following. We performed all these simulations twice: first, considering a constant T_{mean} (see equation 12) and second, considering a T_{mean} varying in time.

The transient climate (1860-2100) is obtained from the IPSL-CM4 OAGCM simulations [Marti et al., 2006] obtained under SRES-A2 scenario for greenhouse gas and sulfate aerosols

atmospheric concentrations. For the pre-industrial climate forcing, we use a random succession of climate data taken from the first ten years (1860-1869) of the OAGCM simulation. The same climate data succession was used for all simulations with preindustrial climate forcing. To remove systematic biases, all the OAGCM outputs were corrected by applying an anomaly method, using the observed 1961-1990 climatology (Sheffield et al., [2006] forcing data for air humidity and CRU - University of East Anglia's Climate Research Unit, <http://www.cru.uea.ac.uk/> - for all other variables). Before the different simulations, ORCHIDEE-WET was first brought to equilibrium using preindustrial climate forcing. The simulation forced by pre-industrial climate, CO₂ and CH₄ concentration can be considered as the control simulation (CTRL hereafter).

By calculating the difference of the CH₄ emissions between the different simulations, we can isolate the CH₄ flux sensitivities to atmospheric CO₂, CH₄ and climate. The same is done with the net terrestrial CO₂ flux in order to get the carbon sensitivity terms. The difference between simulation 1 (change in atmospheric CO₂ only) and CTRL gives the sensitivity of CO₂ and wetland CH₄ emissions to atmospheric CO₂ (resp. β_C and $\beta_{C \rightarrow M}$). The difference between simulation 2 (change in atmospheric CH₄ only) and CTRL gives the wetland CH₄ flux sensitivity to atmospheric CH₄ (β_M); and the difference between simulation 3 (change in CO₂ and climate) and simulation 1 gives the sensitivities of CO₂ and wetland CH₄ flux to climate (γ_C and γ_M).

Furthermore, we also estimated the contribution of changes in wetland extent vs. changes in CH₄ emission rate. To do so, we remove *a posteriori*, the evolution of the wetland extent from the previous estimates. For each simulation and each year, the CH₄ flux densities calculated per unit wetland area are combined with the climatological pre-industrial (but seasonally varying) wetland area to compute the wetland CH₄ emissions in the absence of changes to the wetland extent. Comparison as described above of such emissions gives an estimate of $\beta_{C \rightarrow M}^f$ and γ_M^f , respectively the wetland CH₄ flux sensitivity to atmospheric CO₂ and to climate under constant wetland area. Regardless, using CH₄ flux densities and wetland area from two different simulations to compute wetland CH₄ emissions does not allow the possibility of removing the indirect effects of the variation of wetland extent on CH₄ fluxes (via changes in soil water content and thus changes in temperature, soil carbon, etc).

Finally, the difference between Simulation 1-Q₁₀ and 3-Q₁₀, after removing wetland area evolution, gives us the wetland CH₄ flux densities sensitivity to global climate with a higher Q₁₀: γ_{M-Q10}^f .

The different γ_M terms were computed for two cases: first, from simulations performed considering a constant T_{mean} and second, from simulations considering a T_{mean} that varies with climate. In the case where a constant T_{mean} is chosen, mean climatological pre-industrial surface temperature is used. If T_{mean} varies in time, it is computed in ORCHIDEE-WET by a slow relaxation method, as described by the equation (5) of Krinner et al., 2005 with a $\tau = 365$ days.

3.1.3. Response of ORCHIDEE wetlands CH₄ emissions to CO₂, CH₄ and climate

Figure 2a-d shows the mean annual CH₄ emissions by wetlands for the CTRL simulation over the period 2090-2099 (Figure 2a) as well as the changes in emissions (2090-2099 average relative to the control) due to the change in atmospheric CO₂ (Figure 2b), climate (Figure 2c) and both atmospheric CO₂ and climate (Figure 2d). Changes in CH₄ emissions due to an increase in atmospheric CH₄ are negligible (not shown). The changes in emissions shown in Figure 2a-d are obtained by ORCHIDEE-WET simulations considering a methanogenesis Q_{10} of 3, a time-constant T_{mean} and accounting for variation in wetland extent, which is considered below as the basic configuration. The climate effect on CH₄ flux densities alone (i.e. without accounting for wetland extent evolution, as above) is given in Figure 2e. Figure 2f displays the change in CH₄ flux densities due to climate, as in Figure 2e, but obtained with a time-varying T_{mean} .

The global averaged pre-industrial wetland CH₄ emission amounts to 253 TgC/yr which is, as for present-day, slightly higher than previous estimates [e.g. Chappellaz and Fung, 1993]. Changes in CH₄ emissions due to the various forcing show a large spatial variability. The overall effect of CO₂ and climate (Figure 2d) is an increase in high latitudes, in the northern half of the Amazon basin, in South-east Asia and in some parts of central Africa. Elsewhere, the emissions decrease under future climate and CO₂. This pattern is a combination of a widespread increase due to CO₂ alone (Figure 2b) and of a general decrease due to climate change alone (Figure 2c).

The atmospheric CO₂ concentration and the climate affect CH₄ wetland emissions via two main pathways: one due to changes in wetland areas (resulting from changes in the soil water balance); and one due to changes in CH₄ flux per unit of wetland area (resulting from changes in methanogenesis rate, in the contribution of each sort of transport, etc.). Production of CH₄ can be affected by changes in the temperature-dependant methanogenesis rate but also by changes in substrate quantity.

Removing the wetland extent evolution leads to reducing the increase of CH₄ emissions under elevated CO₂ (not shown). The mechanism underlying this is that elevated CO₂ reduces the transpiration of plants, and therefore leads to an increase in soil water content given by ORCHIDEE-WET and thus an increase in the wetlands CH₄ emissions via an increase of the wetland areas. Wetland CH₄ flux densities also increase with atmospheric CO₂ increases. As mentioned before, this response can be explained by the fertilization effect. Increased atmospheric CO₂ stimulates plant productivity, which leads to a rise in the active soil carbon pool and hence to more substrate available for methanogenesis. The effect of CO₂ fertilization increasing productivity in ORCHIDEE-WET is similar to one of the four other DGVM models analyzed by Sitch et al. [2008].

Except for the north of South-America, the north and the north-east of Siberia, the west of China as well as the west of Canada the effect of climate change is to reduce CH₄ emissions (Figure 2c). Removing the wetland area's sensitivity to climate decreases largely the reduction in CH₄ emissions (Figure 2e). The region of the Amazon river is an exception as

climate change leads to an extension in wetlands area. In high latitudes, the emission decrease is primarily driven by a decrease of wetland extension. In spite of extension of the active season and thus of the inundated period in this regions, the climate change would lead to a decrease in the maximum of inundated area that coincides with the period of maximum CH₄ flux density. In some places, the increase in methanogenesis rate, through its temperature dependence seems counterbalanced by a decrease in methanogenesis substrate.

Considering a T_{mean} that changes with climate over time restricts to high latitudes the places where we find an increase of CH₄ flux density due to climate (Figure 2f). A varying T_{mean} reduces the CH₄ flux density sensitivity to temperature represented by Q_{10} formulation (Equation 12; last term of right member). Thus, reduction in methanogenesis substrate drives the decrease displayed below 40°N. In high latitudes regions, the increase in active soil depth (switch of $f(T)$ from 0 to 1 for some soil layers) counterbalance the evolution of carbon soil and explain the obtained increase in CH₄ flux densities (Equation 12; first term of right member).

From these simulations, we can now calculate the CO₂ and CH₄ flux sensitivity terms of equation 7 and 7b in order to estimate the climate-CH₄-CO₂ gains (Figure 3). The Figure 3a-e displays the integral of changes over 1860-2100 for CO₂ uptake and wetland CH₄ emissions as function of atmospheric CO₂ (a-b), atmospheric CH₄ (c) and climate (d-e) and the slopes of these different curves give the sensitivity terms' values. The results shown in Figure 3 shows a linear relation between additional CH₄ and CO₂ flux and atmospheric CH₄, atmospheric CO₂, or climate over the period modeled here is supported by the model. This supports the assumption of a first-order linear relation in the theoretical analysis of Section 2. The ORCHIDEE-WET computed sensitivity values in 2100 are summarized in the Table 2 in the same units for CO₂ and CH₄. We note that these sensitivity terms would depend on the rate of perturbation -e.g., on the assumed emissions scenario. We also note that the global net terrestrial CO₂ flux sensitivity to rising atmospheric CO₂ (β_c) and to climate change (γ_c), depend also on the ocean carbon response. We used ocean sensitivity terms (β_o and γ_o) from Friedlingstein et al. [2006] for the IPSL coupled-climate-carbon model to account for the ocean CO₂ uptake feedbacks. Thus, β_c (respectively γ_c) in the Table 2 is the sum of the land flux sensitivity β_c (resp. γ_c) computed using Figure 3a (resp. Figure 3d) and of the ocean flux sensitivity β_o (resp. γ_o).

The individual sensitivity of the land CO₂ flux to atmospheric CO₂ (Figure 3a) as well as its response to global warming (Figure 3d) is not discussed here. A comprehensive analysis can be found in Friedlingstein et al. [2003].

Concerning CH₄ emissions from wetlands, as mentioned above, we obtain an increase of emissions when atmospheric CO₂ increases (Figure 3b). $\beta_{c \rightarrow M}$ amounts to 0.0142 by 2100. ORCHIDEE-WET simulates a negative effect of atmospheric CH₄ on wetland CH₄ emissions, β_M (Figure 3c). The increase in atmospheric CH₄ leads to a decrease in the concentration gradient between wetland soil and the atmosphere, which drives a decline in the diffusive flux of CH₄ from soil, and thus a larger proportion of the CH₄ created is consumed by

methanotrophy within the soils. However, the negative value of the sensitivity of emissions to atmospheric CH₄ is very low ($\beta_M = -0.0040$) as assumed before and is explained by the fact that the CH₄ atmospheric concentrations always remains much lower than the CH₄ concentration in wetland soils.

As mentioned before (Figure 2c), the simulated overall effect of climate changes is to reduce CH₄ emissions from wetlands (Figure 3e). We find a sensitivity γ_M of -1.83 GtC/K. Assuming constant wetland area would change the sign of the sensitivity term, with a γ_M^f of +1.27 GtC/K. Hence, the overall climate-driven decline in CH₄ emission from wetlands is mainly driven by a decrease in wetland area. The negative value of γ_M obtained in the case where we consider a varying T_{mean} and do not include the dynamics of wetland area changes ($\gamma_M^f = -0.84$ GtC/K) shows that a reduction of the methanogenesis substrate reinforces the negative effect of climate on emissions driven by wetland extent. If a constant T_{mean} is used, taking a higher methanogenesis Q_{10} value ($Q_{10}=5.5$) leads to few changes when accounting for wetland extent (+17%; from -1.83 to -1.51) but a large change when not accounting for (more than 3 times; from +1.27 to +5.37).

When T_{mean} varies in time, changing the Q_{10} tends to increase γ_M in high latitudes (not shown) due to the activation of some soil layers. At the global scale, this effect is hidden by small changes in contribution of the different latitudes bands to the total emissions from simulation with $Q_{10}=3$ to simulation with $Q_{10}=5.5$ (not shown).

3.2. Literature based estimates of $\beta_{C \rightarrow M}$ and γ_M

As mentioned before and despite some remaining uncertainty (e.g. because of interaction with nitrogen cycle), the CO₂ flux sensitivities to climate and atmospheric CO₂ have been already studied and estimated (notably the C⁴MIP intercomparison; Friedlingstein et al., 2006). In the present study, most uncertainty concerns terms relative to the sensitivity of wetlands CH₄ emissions.

A pair of previous studies investigated the future changes in CH₄ emissions from wetlands. Although these studies did not quantify the CH₄ emissions sensitivity to climate and atmospheric CO₂ (respectively γ_M and β_{CM}) one can use their results to derive these quantities.

Neither of the previous studies (SWF04 and GCH04) explicitly accounted for changes in CH₄ concentration and its effect on CH₄. To our knowledge there are also no site-level manipulative experiments with increased CH₄ concentration conditions. Therefore we cannot provide a literature based estimate of β_M . However, we found this term to be negligible (see previous section).

A first-order estimate of γ_M is possible from SWF04 and GCH04. Their approach does not account for the fertilizing effect of high CO₂ atmospheric level on wetland CH₄ emissions but only for the effect of the climate change induced by it. Thus, they allow for a direct estimate of γ_M . SWF04 estimate a rise of 78% of wetlands CH₄ emissions (from 156 to 277 Tg/yr)

under a transient 2xCO₂ climate with a global warming of 3.4°C. The calculation of γ_M needs the time evolution of the wetland CH₄ emission, as it is the ratio of the cumulated emissions divided by the related warming. Not having this time evolution, we assume here that the growth of CH₄ emission is linear, as the warming is close to linear in such transient 2xCO₂ climate simulations [eg. Cubasch et al., 2001]. This gives a value of 0.93 GtC/K for γ_M . The same estimate of γ_M can be done with GCH04 where they simulate a wetland CH₄ emission increase of 255 Tg/yr over 110 years for a warming of 4.2K (in their reference case, CTRL). This gives a value of 2.70 GtC/K for γ_M . The evolution of the global temperature in these studies is not the same as one simulated by the ISPL-CM4 OAGCM under SRES-A2. As we focus on the accumulated CH₄ emissions, the speed of perturbation (through the evolution of atmospheric CO₂) is an important factor for γ_M , as well it is for γ_C [Gregory et al., 2009]. Thus, the ORCHIDEE-WET and literature based estimates are not really comparable. Finally, wetland CH₄ emissions sensitivity to temperature derived through warming manipulation on sites [e.g. Updegraff et al., 2001; White et al., 2008] could not be used to estimate γ_M because this term represents the overall global response of wetlands to climate and not just to temperature.

The published global modeling approaches do not give an estimate of the relationship between atmospheric CO₂ level and global wetlands CH₄ emissions. However, there are wetlands site level manipulative experiment where emissions are measured under ambient and elevated CO₂ [e.g. Dacey et al., 1994; Megonigal and Schlesinger, 1997; Kang et al., 2001; Vann and Megonigal, 2003, Pancotto et al., 2010]. The measured response varies between 0% [Pancotto et al., 2010] and 136% under 2xCO₂ [Megonigal and Schlesinger, 1997] according to the wetland type and the experimental conditions. ORCHIDEE-WET simulated wetland CH₄ emissions increase by +80% (respectively ~+50% with no evolution of wetland extent) when atmospheric CO₂ concentration given by SRES-A2 scenario grows from 355 to 716 ppm. The speed of the CO₂ perturbation of the manipulations experiment is totally different from that under the SRES-A2 scenario. Moreover, the relationship between atmospheric CO₂ concentration and wetland CH₄ emissions estimated at sites is extrapolated to global scale with difficulty. Thus we retain only the ORCHIDEE-WET based $\beta_{C \rightarrow M}$ in the following. In next section (4), the effect of the different interactions on atmospheric CH₄ and CO₂ will be added successively. The effect without CO₂ fertilization on CH₄ emissions could be seen as lowest boundary of the uncertainty range for accounting for $\beta_{C \rightarrow M}$.

In summary, we find an estimate for β_M , based on ORCHIDEE-WET, of -0.0040 and for $\beta_{C \rightarrow M}$ of 0.0142. For γ_M , we find, based on both ORCHIDEE-WET and literature based estimates, a range from -1.83 to +2.70. The value of γ_M chosen as representative of ORCHIDEE-WET simulation corresponds to the best estimate (i.e. accounting for variation in wetland extent, $Q_{10}=3$ and a constant T_{mean}). ORCHIDEE-WET gives a negative value for γ_M while the estimates based on GCH04 and SWF04 give a positive γ_M . An analysis on the reasons for the uncertainty on the sign of γ_M will be given in the discussion section.

3.3. Other terms

In order to estimate the gains, we finally have to calculate the climate sensitivity to CO₂ and to CH₄ (α_C and α_M respectively) as well as μ , the atmospheric OH sink scaling term (equation 4b).

For α_C , we used the transient global warming of the IPSL-CM4 model from an idealized simulation with changes in atmospheric CO₂ only (CMIP 1%/yr) (Figure 3f). This gives a α_C of 0.0029 K/ppm. For α_M we have no parallel climate simulation with change in CH₄ concentration only. Thus, we used the standard CO₂ radiative forcing equations [IPCC, 2001, Table 6.2] to derive a climate sensitivity to changes in radiative forcing (ΔRF) from the previous simulation. The same standard radiative forcing equations, but for CH₄, allow us to go from ΔRF to an equivalent of atmospheric CH₄ concentration, if we assume the same climate sensitivity for ΔRF whether it is due to CO₂ or CH₄. We can also estimate the warming due to CH₄ only (Figure 3f). This gives a α_M of 0.0840 K/ppm,

We compute μ , the atmospheric OH sink scaling term, as the ratio of the cumulative changes of atmospheric CH₄ along the SRES-A2 scenario to its change at the end of the scenario. We find a μ of 0.322. Anthropogenic emissions of CH₄, F_{MF} , come from the EDGAR database (<http://www.sec.gov/edgar.shtml>) for the historical period and from the SRES-A2 scenario for the 21st century. The CH₄ atmospheric lifetime, τ , is assumed constant with a value of 9 years [Houghton et al., 2001]. This lifetime is sensitive to the atmospheric composition (e.g. COV, see Valdes et al.) and in particular to CH₄ concentration itself, leading to a feedback. IPCC, 2004 gives an adjustment time [Lelieveld et al.,] of 12 years to account for indirect effects of increase in CH₄ emissions. Not using of a coupled climate-chemistry model, we cannot account for dependency of τ on CH₄ concentration and on climate.

4. Estimation of the feedbacks' gains and their interaction

4.1. C-CH₄ and C-CO₂ feedbacks' gains

Once the sensitivity terms are estimated, we computed the gains of the C-CO₂ and C-CH₄ feedbacks when each gas is considered alone (equation (7) and (7b)), as well as the interaction between these feedbacks as defined in equations (10) and (11). Combining our range of γ_M (from -1.83 to 2.70 GtC/K; see above) we find the C-CH₄ feedback gain, g_M , when CH₄ is considered alone, ranging between -0.016 and 0.024 by 2100, respectively obtained for the best ORCHIDEE-WET estimated γ_M and literature estimated γ_M . The sign of the gain is controlled by the γ_M . Negative gains are due to the negative wetland emission sensitivity to climate found in ORCHIDEE-WET. For the C-CO₂ feedback gain, using our ORCHIDEE-WET simulations, we find a value of 0.113, slightly higher than the value found in Friedlingstein et al. [2006].

Going back to equations 10 and 11, we can now calculate the cross-gains terms when not accounting for the fertilization interaction. For CH₄ concentration changes (equation 10), the g_M gain is augmented by $g_C \cdot g_M / (1 - g_C)$, the additional gain due to the interaction between CO₂

and CH₄. Using a γ_M of -1.83 GtC/K, this cross-gain is equal to -0.0017 which represents a correction of ~10% of the initial gain g_M . Similarly, for CO₂ (equation 11), the cross-gain term $g_C \cdot g_M / (1 - g_M)$ amounts to - 0.0015 -which represents only ~1.5% % of g_C . The CO₂ contribution to CH₄ is larger than the reciprocal because climate has a larger absolute effect on the net CO₂ flux than on the CH₄ emissions from wetlands. If we use the upper estimate of g_M , the cross-gains due to the interactions between C-CO₂ and C-CH₄ feedbacks have similar effects on g_M and g_C (cross-gain ~ 13% of g_M and ~3% of g_C).

4.2. Effect on atmospheric CO₂, CH₄ and global temperature

We compute the changes of CH₄ in the atmosphere between future (2100) and pre-industrial time, ΔCH_4 , in the case of C-CH₄ feedback alone, and then with cross-feedbacks accounted, for using equations (10) (or equations from Appendix 2 for the most general case). ΔCH_4 and ΔCO_2 are expressed in the following in ppbv and ppmv, respectively. Figure 4a shows the incremental changes in the calculated ΔCH_4 when accounting for successive gains. ΔCH_4^{unc} is the change in CH₄ in the absence of any retroaction, as given by equation 6. Then we account successively for the climate-CH₄ feedback (i.e. CH₄ emissions dependence on CH₄ induced temperature change), the *climate interaction* as explained in part 2.2 (i.e. temperature dependence to atmospheric CO₂; $\alpha_C \neq 0$) and the *fertilization interaction* (i.e. CH₄ emissions dependence to atmospheric CO₂; $\beta_{C \rightarrow M} \neq 0$). Figure 4b shows the same calculation, but for ΔCO_2 . For each gas, we plotted both the case with (solid line) and without (dashed line) anthropogenic emissions of the other gas. All calculations were done with the ORCHIDEE-WET based estimated $\beta_{C \rightarrow M}$. However, given the high uncertainty on γ_M , we plotted also the case with the positive γ_M derived from literature (in grey) or with the negative γ_M based on the best ORCHIDEE-WET estimation (in green). We add also the case where T_{mean} is variable in time (in blue). As a first check on our framework, we compared the uncoupled estimates of ΔCH_4^{unc} and ΔCO_2^{unc} to the values given by the SRES-A2 scenario, where none of the feedbacks presented here were accounted for. We find a CH₄ concentration increase by 2100 of 3030 ppb and a CO₂ concentration change of 496 ppm, not far from the SRES-A2 concentration changes [IPCC, 2001]. This indicates that, for CH₄, the assumption of a constant lifetime and the use of the scaling parameter μ are appropriate.

Concerning CH₄ (Figure 4a), accounting for the different feedbacks does not have a large effect on the calculated CH₄ concentration as long as anthropogenic CO₂ emissions are neglected (dashed lines). This is because the climate effect of CH₄ anthropogenic emissions alone is too weak to generate a non-negligible C-CH₄ or C-CO₂ feedback. Only the CO₂ emissions induced climate change leads to a large effect on CH₄ emissions and CO₂ sinks and hence modify the calculated CH₄ concentration. This is clearly different for the CO₂ (Figure 4b) for which its own feedback with the climate explains most of the ΔCO_2 (at least 80% of the ΔCO_2 given with all interactions).

When anthropogenic CO₂ emissions are included, the large change in atmospheric CO₂ affects CH₄ emissions through (1) the climate effect on CH₄ emissions and (b) the fertilization effect on substrate. Figure 4a shows that these two terms are important. Depending on the

sign of γ_M , the CO₂ induced climate effect will enhance (grey line) by 457 ppb or reduce (green line) by 310 ppb the calculated CH₄ concentration. This *climate interaction* includes temperature change due modification of ΔCO_2 caused by both anthropogenic emissions and C-CO₂ feedback. The CO₂ fertilization effect is always positive and, depending on the previous value of γ_M , further increase (grey line) or compensate (green line) the CO₂ induced climate effect.

When accounting for all interactions between CO₂ and CH₄, ΔCH_4 is 1400 ppb larger than the uncoupled $\Delta\text{CH}_4^{\text{unc}}$ in the case of positive γ_M and 475 ppb larger in the negative case (with constant T_{mean}). Variable T_{mean} leads to an increase of only 190 ppb.

For CO₂ (Figure 4b), as mentioned above, most of the change in the calculated concentration comes from the C-CO₂ gain, where ΔCO_2 rise from 495 to 560 ppm. Accounting for the interactions with CH₄ slightly changes this value and can lead to an increase of 15 ppm. The climate change induced by anthropogenic CH₄ emissions is preponderant to the C-CO₂-CH₄ effect on the ΔCO_2 (comparison between dash and plain lines) while the C-CH₄ feedback induced climate change has only a small effect. In all the cases, the increase in wetland CH₄ emissions induced by the *fertilization interaction* has a little effect on ΔCO_2 (~3 ppm).

The change in global temperature, ΔT that would follow these different changes in atmospheric CO₂ and CH₄ can be estimated using Equation 2b. Several combinations of ΔCH_4 and ΔCO_2 are possible, according to the interactions that are accounted for. Here, we limit the ΔT computation to specific cases. In the absence of anthropogenic CH₄ emissions, accounting for C-CO₂ feedbacks leads ΔT to rise from 3.05 to 3.44K. Accounting for anthropogenic CH₄ emissions in addition leads ΔT to rise to 3.98K. In the case where γ_M is negative, adding the C-CH₄ feedback and its interactions with C-CO₂ leads to a ΔT of 4.14K. The same addition with positive γ_M leads to a ΔT of 4.33K. The estimate of ΔT when accounting for the C-CH₄ feedback and its interaction with CO₂ is non-negligible (in comparison with the warming directly due to anthropogenic CH₄ emissions) but strongly depends on the sensitivity of wetland CH₄ emissions to climate.

5. Discussion

In the above calculations, the highest uncertainty comes from the sensitivity of wetland CH₄ emissions to climate (γ_M). Contrary to SWF04 or GCH04 we find a negative value for γ_M . In our ORCHIDEE-WET based estimation, the climate-driven change in wetland extent plays a large role in the overall emission reduction. GCH04 obtained also a weak wetland reduction, while SWF04 simulates a small increase in wetland extent. However, as both GCH04 and our study use a mechanistic approach (TOPMODEL) as opposed to the empirical approach used by SWF04, we have a higher confidence in a reduction of wetland surfaces. Regardless, large uncertainty remains on the representation of wetland extent [e.g. Bohn et al., in press, Ringeval et al., under review]. Despite a decrease in wetland extension, GCH04 shows an

increase in overall emissions. That is to say their emission rate increases and compensates for the reduction of emitting surface, a feature we do not find with ORCHIDEE-WET.

GCH04 tested a large range of methanogenesis Q_{10} values with an upper range higher than the standard value we used in this study. Even if there is a clear evidence that methanogenesis rates increase with temperature [e.g. Conrad et al., 1989], much uncertainty about the Q_{10} value remains [Valentine et al., 1994]. To investigate the role played by this parameter and to test the case in which a higher Q_{10} can counterbalance the decrease in wetland extent, we performed an additional simulation with a Q_{10} of 5.5 in accordance with greatest value of GCH04 (see 3.2). But even then, we find a smaller but still negative value for γ_M at the global scale, contrary to GCH04.

In ORCHIDEE-WET, the evolution of CH₄ flux density is explained by a balance between an increase of methanogenesis rate due to its temperature dependence and a decrease of substrate. In our results, with the exception of some locations where the increase due to temperature dependence seems to be the predominant factor, the decrease of substrate contributes to limit this increase. Neither GCH04 nor SWF04 account for a climate-induced change in substrate, they only account for a methanogenesis dependence on temperature. For the sake of comparison, we calculate the change in wetland CH₄ emissions which ORCHIDEE would simulate by 2100 if soil carbon pools were unchanged (i.e. held at the initial pre-industrial value). We estimate roughly this for each simulation by multiplying the CH₄ flux densities at each year and at each grid-cell by the ratio of pre-industrial active soil carbon to the stock of the simulation considered. The different effects are summarized in Table 3. In the $Q_{10}=5.5$ case, removing the variability in soil carbon switches the climate effect on the difference between wetland CH₄ emissions in 2100 and pre-industrial time from a decrease of 10% to an increase of 84%. Hence, we find that if we assume no change in substrate, we also find a positive γ_M as in GCH04.

Thus, a crucial question for understanding changes to the CH₄ flux density is whether methanogenesis substrate will change in the future as a response to global warming. In ORCHIDEE-WET, we account for this change, which we model as the active soil carbon pool, whereas GCH04 and SWF04 do not account for any change.

The ORCHIDEE modeled reduction of active soil carbon pools by future warming is driven by a change in inputs (NPP) and outputs (CO₂ heterotrophic respiration). The active soil carbon used as a CH₄ production substrate is the total active carbon stock of all natural plant functional types in each grid-cell. The current parameterization may not capture realistically productivity and decomposition processes in northern wetlands soil [Ise et al., 2008; Bridgman et al., 2006]. In particular, in some regions, NPP decreases under future climate change because of a decrease of plant water availability. This might not be realistic for the water-saturated fraction of such grid-cell.

Regarding heterotrophic respiration, in a wetland, the rate of soil organic carbon decomposition is lower due to anoxic conditions. In fact, data from permanently inundated sites shows a slow-down of decomposition processes [Freeman et al., 2001] yielding to carbon accumulation in the soil, i.e. peat growth [Clymo et al., 1998]. In those wetlands

which are saturated throughout the year, the direct respiration of soil carbon into CO₂ is thus strongly inhibited. Despite this inhibition, the decomposed carbon in a wetland is mainly turned into CO₂ and not to CH₄. The observed range of CH₄/CO₂ ratios in anaerobic conditions is large (from 0.0001 to 1.7, see e.g. Wania et al. [2010], Updegraff et al. [2001], Rinne et al., [2007]). Neither the inhibition of decomposition into CO₂ nor the effect of CH₄ decomposition on soil carbon pool is accounted for in ORCHIDEE-WET.

Lastly, CO₂ heterotrophic respiration in our model does increase with temperature in the model ($Q_{10}=2$). Again, we might overestimate this effect over wetlands, as one would expect the wetland soils decomposers to be less responsive to temperature because of the anoxic conditions. Flooding contributes to decrease the apparent temperature sensitivity of decomposition [Davidson and Janssens, 2006]. Nevertheless, it seems unlikely that the methanogenesis substrate in wetland soils would not respond at all to climate as in GCH04 and SWF04.

Our results point to the necessity of being able to accurately simulate the changes in methanogenesis as well as its available substrate as it was suggested by Kaplan [2002] over other time periods. Having wetland-specific plant functional types with their own productivity and soil decomposition parameters as done by Wania et al. [2009] seems necessary. It enables the model to also account for changes in wetland vegetation composition under future climate change [Ström et al., 2003]. Regardless, large uncertainties remain on how to represent the methanogenesis substrate in global models, mainly because of the challenge of upscaling local information on, for example, substrate available for methanogenesis [Limpens et al., 2008, Zona et al., 2009] to large scale quantities such as productivity or soil carbon active pool production [Christensen et al., 2003].

The difference of results obtained for simulations performed with constant or variable T_{mean} underlines the effect of the uncertainty in the micro-organisms response to change in environment on global wetland CH₄ emissions. As underlined by lots of studies [e.g. Rainey and Travisano, 1998], microorganisms are likely to adapt to changing conditions. This adaptation could be done either by mutation or by change in communities, and implies that the microbial community is already highly optimized for a given site and can thus benefit (or suffer) less from changing climate than if adaptation is not accounted for. But we found that accounting or not for this adaptation will not change the sign of the climate effect on wetland CH₄ emissions as much as the variation in wetland extent accounts for.

Another uncertainty relates to the wetland CH₄ emissions' sensitivity to atmospheric CO₂ ($\beta_{C \rightarrow M}$). Large increases in CH₄ emissions in response to elevated CO₂ can occur in a wide variety of wetland ecosystems [Vann and Megonigal, 2003]. One hypothesis to explain this increase in CH₄ emissions is the rise of photosynthates that become available for fermentation through root exudation or rapid root turnover via enhanced photosynthesis [Dacey et al. 1994, Vann and Megonigal, 2003]. In herbaceous dominated wetland, another possibility is the increase of the plant-mediated transport via an increase in plant biomass and thus in tiller number/stem weight at maturity [Vann and Megonigal, 2003]. In our modelling approach, we represent increase in substrate for methanogenesis only through

variation in active carbon pool. We do not represent roots exudates in ORCHIDEE. The increase in plant transport is indirectly accounted for via the CO₂-induced increase in LAI modelling by ORCHIDEE. Further investigation is needed to quantify the contribution of each of these processes to the response to CO₂ we simulate and how they agree with observations. Moreover, experimentation had underlined many uncertainties linked to interactions with nutrient cycle, which are not accounted currently for in the model. Indeed, direct fertilization effects of CO₂ could be balanced by their effects on the substrate quality and thus on the decomposition rate [Pancotto et al., 2010]. Other uncertainties are linked to the change in wetland plant physiology (e.g. modification of the turnover rate under high CO₂ level [Meronigal and Schelsinger, 1997]) or to modification of oxidation rate in the case of change in transport by plant (higher supply of oxygen transport into the rhizosphere [Hang et al., 2001])

Another limitation of our approach is that we did not account for permafrost carbon decomposition and associated CO₂ and CH₄ emissions. The release of CH₄ by decomposition of thawed deep soil carbon under increase of active layer [Khvorostyanov et al., 2008] could dramatically increase to the CH₄ emissions sensitivity to climate.

6. Conclusion

In this study, we have generalized the theoretical analysis of Friedlingstein et al. [2003] for the interplay between the climate-carbon cycle and the climate-CH₄ feedback. These two feedbacks are not independent, instead they interact through two processes. The first is that a warming due to a CO₂ release would have an effect on wetland CH₄ emissions through changes in available substrate, methanogenesis rate, and the extent of wetland areas. Reciprocally, a CH₄-induced warming would affect carbon storage and hence atmospheric CO₂. The second is that increased atmospheric CO₂ would increase the amount of available organic substrate for methanogenesis (via enhancement of plant photosynthesis), in the absence of other limitations or dynamic vegetation responses, and modify the plant-mediated transport intensity and hence increase CH₄ emissions from wetlands. Our theoretical approach makes it possible to express the additional gains arising from these interactions and to quantify the effect on atmospheric CH₄ and CO₂ concentrations. High uncertainty remains, even for the sign and amplitude of the C-CH₄ feedback gain essentially due to the lack of knowledge about wetland extent evolution as well as the representation of wetland soil carbon dynamics in global models. Nevertheless, we find that, when each gas is considered alone, the gain of the C-CH₄ feedback (-0.016 to 0.024) is much lower than the C-CO₂ feedback gain (~0.113). Concerning the interaction between the two feedbacks, because of the much larger radiative forcing associated with CO₂ than CH₄ (in the scenario used here), the cross feedback effects are only significant on atmospheric CH₄ concentration when anthropogenic CO₂ emissions are included. The different interactions between the two feedbacks can offset or add up, based on the sign of the C-CH₄ feedback gain. Thus, ΔCH_4 could be between 475 and 1400 ppb due to feedbacks, with various effects on ΔT .

Still, large uncertainties remain in the C-CH₄ feedback gain mainly arising from the wetland CH₄ emissions' sensitivity to climate change. Our results suggest that the representation of methanogenesis substrate and its specific local-scale response to the larger scale climate change is an area that deserves further development.

Acknowledgments: We thank two anonymous reviewers for their constructive comments. This research was supported by the project Impact-Boreal, funded by the Agence Nationale pour la Recherche (ANR). Computing support was provided by Commissariat à l'Energie Atomique (CEA).

References

- Beven, K. and Kirkby, M. 1979. A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin* 24, 43--69.
- Bloom, A.A., Palmer, P.I., Fraser, A., Reay, D.S., Frankenberg, C., 2010, Large-scale controls of methanogenesis inferred from methane and gravity spaceborne data, *Science*, 327, 322; DOI: 10.1126/science.1175176
- Bohn, T. J., and D. P. Lettenmaier. 2010. Systematic biases in large-scale estimates of wetland methane emissions arising from water table formulations, *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2010GL045450, (in press).
- Bousquet, P., Ciais, P., Miller, J., Dlugokencky, E., Hauglustaine, D., and co-authors. 2006. Contribution of anthropogenic and natural sources to atmospheric CH₄ variability. *Nature* 443, 439--443.
- Bridgman, S. D., Megonigal, J. P., Keller, J. K., Bliss, N. B., and Trettin, C. 2006. The carbon balance of North American wetlands. *Wetlands* 26:889-916.
- Conrad, R. 1989. Control of methane production in terrestrial ecosystems, in Exchange of Trace Gases Between Terrestrial Ecosystems and the Atmosphere, edited by M. Andreas and D. Schimel, pp. 39--58, John Wiley, Hoboken, N. J.
- Christensen, T. R., Ekberg, A., Strom, L., Mastepanov, M., Panikov, N., and co-authors. 2003. Factors controlling large scale variations in CH₄ emissions from wetlands. *Geophysical Research Letters* 30, 1414.
- Clymo, R., Turunen, J. and Tolonen, K. 1998. Carbon accumulation in peatland. *Oikos* 81, 368--388
- Dacey, J.W.H., Drake, B.G., Klug, M.J.. 1994. Stimulation of methane emission by carbon dioxide enrichment of marsh vegetation. *Nature* 1994;370:47-49.
- Decharme, B. and Douville, H., 2006. Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model. *Climate Dynamics* 26: 65--78, doi:10.1007/s00382-005-0059-7
- Cubasch, U., G. A. Meehl, G. J. Boer, R. J. Stouffer, M. Dix, and co-authors. 2001: Projections of future climate. In "Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change" (Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. A. Johnson, eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 525-582.
- Decharme, B., H. Douville, C. Prigent, F. Papa, and F. Aires. 2008. A new river flooding scheme for global climate applications: Off-line evaluation over South America, *J. Geophys. Res.*, 113, D11110, doi:10.1029/2007JD009376.
- Freeman, C., Nevison, G. B., Kang, H., Hughes, S., Reynolds, B. and Hudson, J. A. 2002. Contrasted effects of simulated drought on the production and oxidation of CH₄ in a mid-Wales wetland. *Soil Biology and Biochemistry*, vol. 34-1, doi:10.1016/S0038-0717(01)00154-7
- Friedlingstein, P., Bopp, L., Ciais, P., Dufresne, J., Fairhead, L., and co-authors. 2001. Positive feedback between future climate change and the carbon cycle. *Geophysical Research Letters* 28, 1543-1546.
- Friedlingstein, P., Cox, P., Betts, R., Bopp, L., von Bloh, W., and co-authors. 2006. Climate-Carbon Cycle Feedback Analysis: Results from the C4MIP Model Intercomparison. *Journal of Climate* 19, 3337--3353.
- Friedlingstein, P., Dufresne, J., Cox, P. and Rayner, P. 2003. How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle? *Tellus* 55B, 692-700.
- Fung, I., John, J., Lerner, J., Matthews, E., Prather, and co-authors. 1991. Three-dimensional model synthesis of the global CH₄ cycle. *J. Geophys. Res.*, 96, 13033-13065, doi:10.1029/91JD01247

- Gedney, N., Cox, P., Betts, R., Boucher, O., Huntingford, C. and Stott, P. 2006. Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records. *Nature* 439, 835--838.
- Gedney, N., Cox, P. and Huntingford, C. 2004. Climate feedback from wetland CH₄ emissions. *Geophysical Research Letters* 31.
- Gregory, J. M., Jones, C. D., Cadule, P., & Friedlingstein, P. 2009. Quantifying Carbon Cycle Feedbacks. *Journal of Climate*, 22(19), 5232. doi: 10.1175/2009JCLI2949.1.
- Gurney, K., Law, R., Denning, A., Rayner, P., Baker, D., and co-authors. 2003. TransCom 3 CO₂ inversion intercomparison: 1. Annual mean control results and sensitivity to transport and prior flux information. *Tellus* 55B, 555-579.
- Hansen, J., Lacis, A., Rind, D., Russell, G., Stone, P., and co-authors. 1984. Climate Processes and Climate Sensitivityeds. J. E. Hansen and T. Takahashi). AGU.
- Hein, R., Crutzen, P. and Heimann, M. 1997. An inverse modelling approach to investigate the global atmospheric CH₄ cycle. *Global Biogeochemical Cycles* 11, 43-76
- Houghton, J. T., and co-authors. 2001. (Eds.) Projections of future climate change, Climate Change. The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 881pp., *Cambridge Univ. Press*, New York.
- IPCC, 1994. *Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios*, J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, J. Bruce, Hoesung Lee, B.A. Callander, E. Haites, N. Harris and K. Maskell (eds), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 339 pp.
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA,, Cambridge University Press.
- Ise, T., Dunn, A. L., Wofsy, S. C. and Moorcroft, P. R. 2008. High sensitivity of peat decomposition to climate change through water-table feedback. *Nature Geosci.* 1, 763-766.
- Kang, H., Freeman, C., Ashendon, T.W. 2001. Effects of elevated CO on fen peat biogeochemistry. *The Science of the Total Environment* 279. 45-50
- Kaplan, J. (2002), Wetlands at the Last Glacial Maximum: Distribution and methane emissions, *Geophysical Research Letters*, 29(6), 3-6.
- Keller, M., (1990), Biological sources and sinks of CH₄ in tropical habitats and tropical atmospheric chemistry, dissertation, cooperative thesis 126, Princeton Univ., Princeton, N.J.
- Khvorostyanov, D., Krinner, G., Ciais, P., Heimann, M. and Zimov, S. 2008. Vulnerability of permafrost carbon to global warming. Part I: model description and role of heat generated by organic matter decomposition. *Tellus* 60B, 250 - 264.
- Krinner, G., N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch, and I. C. Prentice, 2005. A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, *Global Biogeochem. Cycles*, 19, GB1015, doi:10.1029/2003GB002199.
- Limpens, J., Berendse, F., Blodau, C., Canadell, J. G., Freeman, and co-authors. 2008. Peatlands and the carbon cycle: from local processes to global implications – a synthesis, *Biogeosciences*, 5, 1475–1491,
- Marti, O., Braconnot, P., Bellier, J., Benshila, R., Bony, S., and co-authors. 2006. The new IPSL climate system model: IPSL-CM4. (Institut Pierre Simon Laplace des Sciences de l'Environnement Global.)
- Megonigal J.P. and Schlesinger W.H. 1997. Enhanced CH₄ emissions from a wetland soil exposed to elevated CO₂. *Biogeochemistry* 37: 77–88.
- Norby RJ and co-authors (2005) Forest response to elevated CO₂ is conserved across a broad range of productivity. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA* 102, 18052-18056.

- Pancotto, V. A., P. M. van Bodegom, J. van Hal, R. S. P. van Logtestijn, P. Blokker, S. Toet, and R. Aerts (2010), N deposition and elevated CO₂ on methane emissions: Differential responses of indirect effects compared to direct effects through litter chemistry feedbacks, *J. Geophys. Res.*, 115, G02001, doi:10.1029/2009JG001099.
- Parton, W., J. Stewart, and C. Cole (1988), Dynamics of C, N, P, and S in grassland soil: A model, *Biogeochemistry*, 5, 109–131.
- Prigent, C., Matthews, E., Aires, F. and Rossow, W. B. 2001. Remote sensing of global wetland dynamics with multiple satellite data sets. *Geophysical Research Letters* 28, 4631–4634.
- Prigent, C., Papa, F., Aires, F., Rossow, W. B. and Matthews, E. 2007. Global inundation dynamics inferred from multiple satellite observations, 1993-2000. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 112.
- Rainey and Travisano, 1998, Adaptive radiation in a heterogeneous environment, *Nature*, 24, 69-72
- Ringeval, B., de Noblet-Ducoudre, N., Ciais, P., Bousquet, P., Prigent, C., and co-authors 2010. An attempt to quantify the impact of changes in wetland extent on methane emissions on the seasonal and interannual time scales. *Global Biogeochem. Cycles* doi:10.1029/2008GB003354
- Ringeval B., B. Decharme, S.L. Piao, P. Ciais, F. Papa, N. de Noblet-Ducoudré, C. Prigent, P. Friedlingstein, I. Gouttevin (2010b, submitted), Modelling sub-grid soil moisture saturation in the ORCHIDEE global land surface model: evaluation against river discharges and remotely sensed data, *under review for Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*.
- Shannon, R.D. and J.R. White. 1994. A 3-year study of controls on methane CH₄ emissions from two Michigan peatlands. *Biogeochemistry* 27, pp. 35–60
- Sheffield, J., Goteti, G. and Wood, E. F. 2006. Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modelling. *J. Clim.* 19, 3088-3111.
- Shindell, D., Walter, B. and Faluvegi, G. 2004. Impacts of climate change on methane emissions from wetlands. *Geophysical Research Letters* 31.
- Sitch, S., Huntingford, C., Gedney, N., Levy, P. E., Lomas, M., and co-authors 2008. Evaluation of the terrestrial carbon cycle, future plant geography and climate-carbon cycle feedbacks using five Dynamic Global Vegetation Models (DGVMs). *Global Change Biology* 14, 2015-2039.
- Smith, L., MacDonald, G., Velichko, A., Beilman, D., Borisova, O., and co-authors 2004. Siberian peatlands a net carbon sink and global CH₄ source since the early Holocene. *Science* 303, 353-356.
- Strom, L., Ekberg, A., Mastepanov, M., & Rojle Christensen, T. (2003). The effect of vascular plants on carbon turnover and methane emissions from a tundra wetland. *Global Change Biology*, 9(8), 1185-1192. doi: 10.1046/j.1365-2486.2003.00655.x.
- Updegraff K., Bridgham S.D., Pastor J., Weishampel P. and Harth C. 2001. Response of CO₂ and CH₄ emissions from peatlands to warming and water table manipulation. *Ecol. Appl.* 11: 311–326.
- Valentine, D., Holland, E., Schimel, D., 1994. Ecosystem and physiological controls over CH₄ production in northern wetlands. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 99, 1563-1571.
- Vann, C.D., and Megonigal, J.P., 2003. Elevated CO₂ and water depth regulation of methane emissions: Comparison of woody and non-woody wetland plant species. *Biogeochemistry* 63: 117–134, 2003
- Walter, B. P. and Heimann, M. 2000. A process-based, climate-sensitive model to derive CH₄ emissions from natural wetlands: Application to five wetland sites, sensitivity to model parameters, and climate. *Journal of Geophysical Research* 105, 20227–20244

- Walter, B., Heimann, M. and Matthews, E. 2001. Modelling modern CH₄ emissions from natural wetlands. I- Model description and results. *Journal of Geophysical Research. D. Atmospheres* 106, 34.
- Walter, B. P., Heimann, M. and Matthews, E. 2001. Modelling modern CH₄ emissions from natural wetlands 2. Interannual variations 1982-1993. *Journal of Geophysical Research* 106, 34207--34220.
- Wania, R., Ross, I., Prentice, I. C., and co-authors. 2009. Integrating peatlands and permafrost into a dynamic global vegetation model: 2. Evaluation and sensitivity of vegetation and carbon cycle processes, *Global Biogeochem. Cycles* doi: 10.1029/2008GB003413
- White, J. R., R. D. Shannon, J. F. Weltzin, J. Pastor, and S. D. Bridgham. 2008. Effects of soil warming and drying on methane cycling in a northern peatland mesocosm study, *J. Geophys. Res.*, 113, G00A06, doi:10.1029/2007JG000609.
- Zona, D., W. C. Oechel, J. Kochendorfer, K. T. Paw U, A. N. Salyuk, P. C. Olivas, S. F. Oberbauer, and D. A. Lipson. 2009. Methane fluxes during the initiation of a large-scale water table manipulation experiment in the Alaskan Arctic tundra, *Global Biogeochem. Cycles*, 23, GB2013, doi:10.1029/2009GB003487.

Figures and Tables:

Table 1:

Set of ORCHIDEE-WET simulations. Performed ORCHIDEE-WET simulations are defined by climate, atmospheric CO₂ and CH₄ concentration values used as forcing. For each forcing, pre-industrial values (PI) or transient following SRES-A2 scenario (T) can be used.

Table 2:

Values of the CO₂ and CH₄ flux sensitivity in 2100 (top) as well as climate one (bottom). Given global net terrestrial CO₂ flux sensitivities are sum of ocean sensitivity terms from Friedlingstein et al. [2006] and the estimation of land flux sensitivity based on ORCHIDEE-WET simulations (cf. Figure 3). Wetland CH₄ emissions sensitivity reported in this Table are only based on ORCHIDEE-WET simulations and are also consistent to each other.

Table 3:

CO₂ alone, climate alone and combined effect on difference in global wetland CH₄ emissions between 2099-2090 and 1860-1869. Results are done for simulations with a constant T_{mean} . CH₄ emissions with pre-industrial soil carbon (last line of the Table) correspond to a sensitivity test done *a posteriori* (cf. discussion). Results are done in percent of global pre-industrial emissions. In our study, CO₂ effect and climate alone are considered independent and are derived from only 3 simulations (cf. Table 1) thus last row of the Table 3 is the sum of the two previous rows.

Figure 1:

Year-to-year variability of simulated CH₄ wetlands emissions (red curve) and comparison with a top-down approach [Bousquet et al., 2006] (black curve) over 1990-2002 period. The anomalies obtained by 12 months-shift mean are divided by the global annual average of each estimation (Bousquet et al. or ORCHIDEE-WET).

Figure 2:

Mean annual CH₄ emissions by wetlands over 2090-2099 period for CTRL simulation and changes in emissions due to increase in atmospheric CO₂ (b), climate change (c) and both (d). The shown changes in emissions are obtained by ORCHIDEE-WET simulations with $Q_{10}=3$, constant in time T_{mean} and accounting for wetland extents variation, which is the basic configuration. Climate effect on CH₄ flux densities alone (i.e. without accounting for wetland extent evolution, see above) is given in Figure 2e. Figure 2f displays the change in CH₄ flux densities due to climate but obtained with a T_{mean} variable in time.

Figure 3:

a-e: Evolution of the integral of change in CO₂ land uptake and CH₄ wetlands emissions as function to atmospheric CO₂ concentration (a and b), atmospheric CH₄ concentration (c) and global air temperature (e). Be careful for the different y-axis unit for c). Blue curves of b) and

e) correspond to the evolution of the integral of change in CH₄ wetlands emissions after removing the wetland extent evolution (i.e. using for all the time step the pre-industrial wetland extent). Red curve of e) is the same as blue one but with a higher Q₁₀ for the methanogenesis.

f-g: Temperature sensitivity to atmospheric CO₂ and CH₄

Figure 4:

Evolution of the difference in CH₄ (a) and CO₂ (b) atmospheric concentration between future and pre-industrial time accounting or not for feedback with climate and interactions with the other feedback. “*Climate interaction*” and “*Fertilization interaction*” report to definitions into 2.2. part of the manuscript. To reminder, concerning CH₄ (respectively CO₂), “climate interaction” means that climate is also a function of CO₂ (respectively CH₄). Accounting for “fertilization interaction” consists in accounting for wetland CH₄ emissions dependence to atmospheric CO₂.

Table 1:

	CO ₂	CH ₄	Climate
CTRL	PI	PI	PI
Simulation 1	T	PI	PI
Simulation 2	PI	T	PI
Simulation 3	T	PI	T

PI: Pre-industrial ; T: Transient over 1860-2100

Table 2:

		Flux sensitivity in 2100			
		CO ₂ flux	CH ₄ flux		
to atmospheric CO ₂ (unitless)	$\beta_c = 1.11$	With dynamic wetland		$\beta_{c \rightarrow M} = 0.0142$	
		Without dynamic wetland		$\beta_{c \rightarrow M}^f = 0.0155$	
to atmospheric CH ₄ (unitless)		$\beta_M = -0.0040$			
to climate (in GtC/K)	$\gamma_c = -82.3$			Constant T _{mean}	Variable T _{mean}
		Q ₁₀ =3	With dynamic wetland	$\gamma_M = -1.83$	$\gamma_M = -3.27$
		Q ₁₀ =3	Without dynamic wetland	$\gamma_M^f = +1.27$	$\gamma_M^f = -0.84$
		Q ₁₀ =5.5	With dynamic wetland	$\gamma_{M-Q10} = -1.51$	$\gamma_{M-Q10} = -4.85$
		Q ₁₀ =5.5	Without dynamic wetland	$\gamma_{M-Q10}^f = +5.37$	$\gamma_{M-Q10}^f = -0.17$
		Climate sensitivity			
to atmospheric CO ₂ (in K/GtC)	$\alpha_c = 0.0029$				
to atmospheric CH ₄ (in K/GtC)	$\alpha_M = 0.0840$				

Table 3:

CH ₄ Flux densities		Wetland extent	CO ₂ effect	Climate effect	CO ₂ + Climate effect
Q ₁₀	Soil carbon				
3	F	F	+134 %	-64	+69
3	F	PI	+83	+64	+148
3	PI	F	+34	+25	+59
3	PI	PI	+3	+134	+137
5.5	F	F	+138	-10	+128
5.5	F	PI	+85	+209	+294
5.5	PI	F	+33	+84	+117
5.5	PI	PI	+1	+274	+275

PI: Pre-industrial ; T: Transient over 1860-2100

Appendix:

Appendix 1: Getting of Equation (9) using equations relative to C-CO₂ feedback

The only one modification of the following equations as compared as Friedlingstein et al. [2003] is the CH₄-dependance of ΔT. In the following equations, F_c^{add} (GtC) is the integral of the change in natural net fluxes between surface and atmosphere. We had brought together ocean and continental surface.

$$\begin{cases} \Delta CO_2 = F_{CF} - F_c^{add} \\ F_c^{add} = \beta_c \Delta CO_2 + \gamma_c \Delta T \\ \Delta T = \alpha_c \Delta CO_2 + \alpha_M \Delta CH_4 \end{cases}$$

$$\Rightarrow (1 + \beta_c + \gamma_c \alpha_c) \Delta CO_2 + \gamma_c \alpha_M \Delta CH_4 = F_{CF} \quad (9)$$

Appendix 2: Equations in the most general feedback calculation framework (i.e. with fertilization interaction)

$$\Delta CH_4^{COU} = \frac{1}{1 - \left[g_M - \frac{\beta_{C \rightarrow M} \alpha_M \gamma_C}{(1 + \beta_C + \alpha_C \gamma_C) \left(1 + \frac{\mu}{\tau} \Delta t - \beta_M \right)} + \frac{g_C g_M}{1 - g_C} \right]} \Delta CH_4^{UNC}$$

$$+ \left(\frac{\beta_{C \rightarrow M}}{1 + \frac{\mu}{\tau} \Delta t - \beta_M} + \frac{\alpha_C}{\alpha_M} g_M \right) \frac{1}{(1 - g_C)} \frac{1}{1 - \left[g_M - \frac{\beta_{C \rightarrow M} \alpha_M \gamma_C}{(1 + \beta_C + \alpha_C \gamma_C) \left(1 + \frac{\mu}{\tau} \Delta t - \beta_M \right)} + \frac{g_C g_M}{1 - g_C} \right]} \Delta CO_2^{UNC}$$

$$\Delta CO_2^{COU} = \frac{1}{1 - \left[g_C + \frac{\beta_{C \rightarrow M} \alpha_M}{\alpha_C \left(1 + \frac{\mu}{\tau} \Delta t - \beta_M - \gamma_M \alpha_M \right)} g_C + \frac{g_C g_M}{1 - g_M} \right]} \Delta CO_2^{UNC}$$

$$+ \frac{\alpha_M}{\alpha_C} \frac{g_C}{1 - g_M} \frac{1}{1 - \left[g_C + \frac{\beta_{C \rightarrow M} \alpha_M}{\alpha_C \left(1 + \frac{\mu}{\tau} \Delta t - \beta_M - \gamma_M \alpha_M \right)} g_C + \frac{g_C g_M}{1 - g_M} \right]} \Delta CH_4^{UNC}$$

Appendix 3: Details about evaluation of TOPMODEL incorporation into ORCHIDEE-WET

Multi-satellite data gives information about inundated fraction (i.e, water-logged soil) whereas our ORCHIDEE-WET model gives the saturated fraction. Thus, the two variables are not comparable in absolute value; saturated area being not necessary free-water surface/stagnant water-logged (over 1993-2000, mean Prigent et al. areas = 2.8% of global surface, mean ORCHIDEE-WET areas = 11.2%). Moreover, absolute values of Prigent et al. data is prone to some uncertainties: multi-satellite approach has difficulty to catch small, isolated water patches in areas with large dry fraction; as well as small dry patch in areas with large wet fraction. The product could be also affected by ocean contamination on the coast. That is why we focus our evaluation step only comparing normalized variability of Prigent et al. data and one of ORCHIDEE-WET areas. We show in next Figure comparison between year-to-year variability for these two distributions for the period 1993-2000 for three large regions.

Figure S1: Comparison between year-to-year variability for inundated area of Prigent et al., (2007) (black curve) and saturated area simulated by ORCHIDEE-WET (red curve) over 1993-2000 for three regions for instance (Boreal North America, North America and Tropical South America). Regions definitions come from the TRANSCOM atmospheric inversions intercomparison project [Gurney et al. 2003]. Anomalies of precipitations from Sheffield et al. (2006) climate forcing data are also added (blue curve).

Appendix 4: Incorporation of Walter et al. [2001] model into ORCHIDEE

As mentioned in 3.1.1, when including the Walter et al. CH₄ emission model in ORCHIDEE, we made the same following modification as in Ringeval et al., [2010]: substrate for methanogenesis is computed from active soil organic carbon computed by ORCHIDEE rather using linear regression versus soil temperature and Net Primary Productivity (NPP) based on 6 sites as it was done by Walter et al. [2001]. Contrary to Ringeval et al [2010], ORCHIDEE-WET was run here not assuming absence of water stress for vegetation. Thus ORCHIDEE carbon stocks are different in the two studies and new optimization for the base rate of methanogenesis parameter is necessary (α_0 in Equation (2) of Ringeval et al. [2010]). To do so, same approach as in Ringeval et al. [2010] is used: simulated CH₄ fluxes with ORCHIDEE-WET were performed on 3 sites (Abisko [Jackowicz-Korczynski, 2010], Michigan [Shannon and White, 1994] and Panama [Keller, 1990]) using the monthly NCEP climate forcing data corrected by CRU [Viovy and Ciais, <http://dods.extra.cea.fr/data/p529viov/cruncep/readme.htm>, 2009] and compared to the site level observations. Optimized values are respectively: 3.51, 2.63 and 15.77 $10^{-6} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{month}^{-1}$. Only three sites are chosen because we did not optimize the metanotrophy-related parameters and hence we restrict our calibration only to the flooded sites (i.e., sites where the water table depth reaches soil surface) and flooded period. Contrary to Ringeval et al., 2010, identification of each grid-cell to a wetland type (i.e, sharing the same optimized parameter as Abisko, Michigan or Panama) is not based on latitudinal criteria yet but on a criteria of vegetation type.

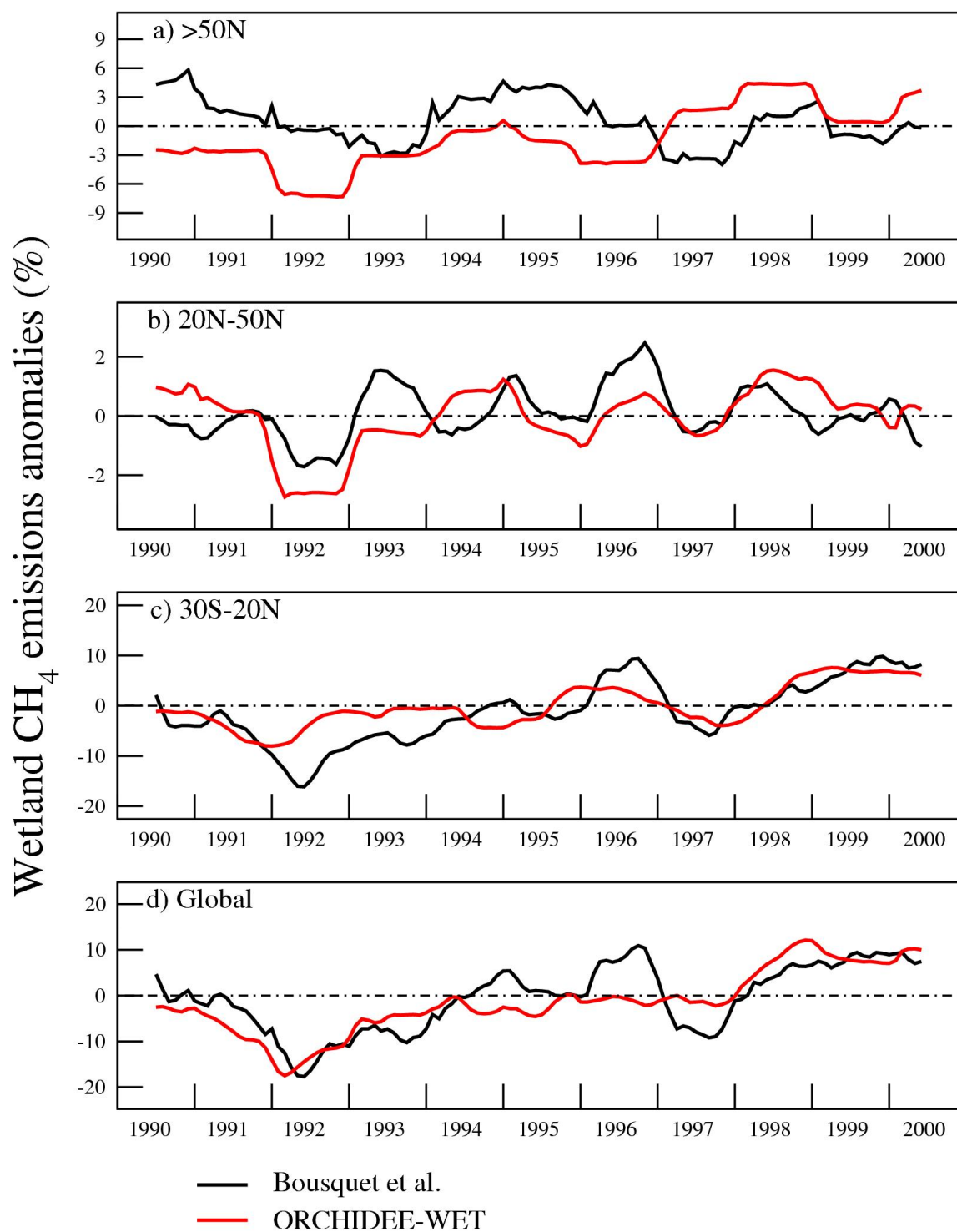


Figure 1

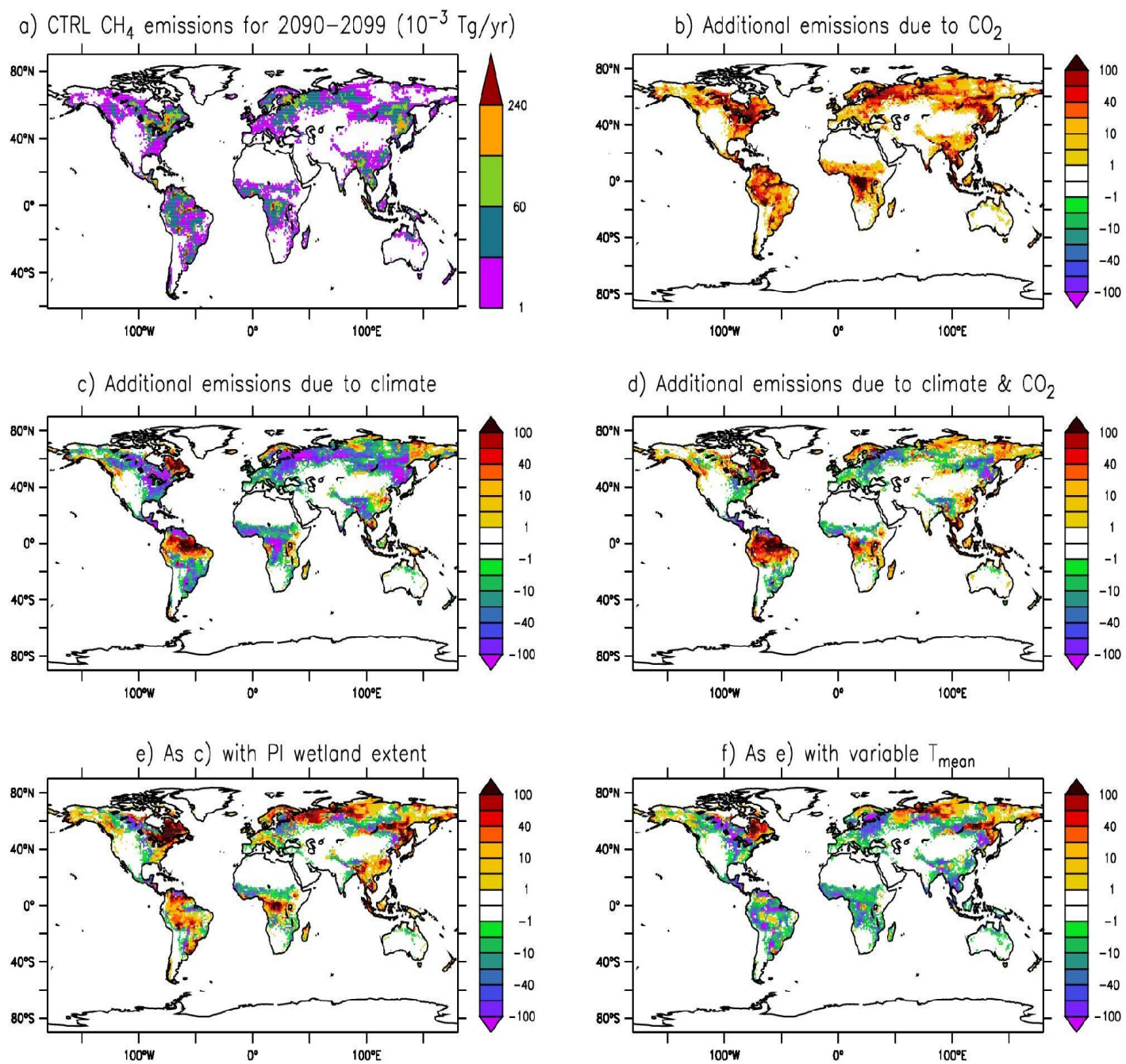
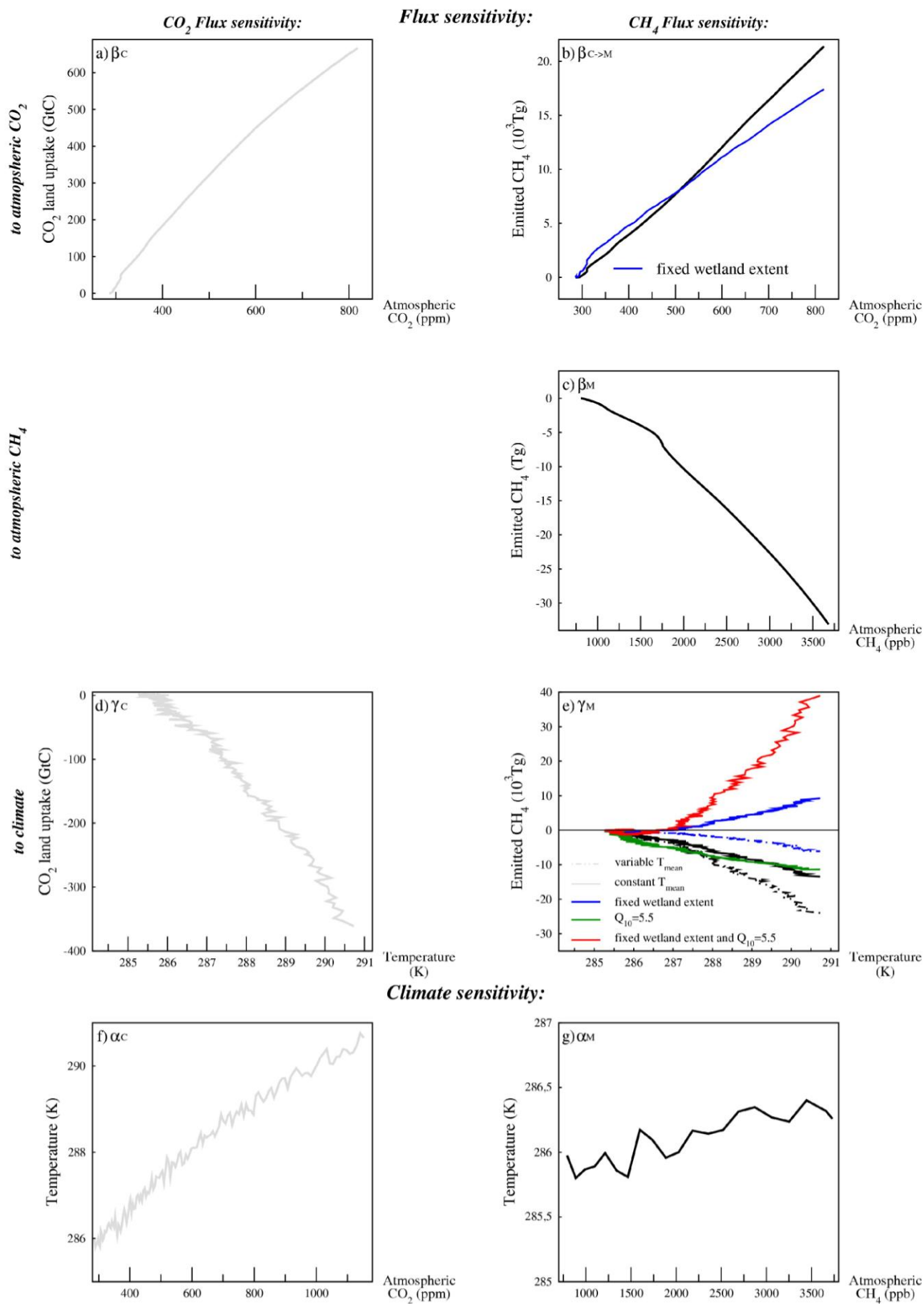
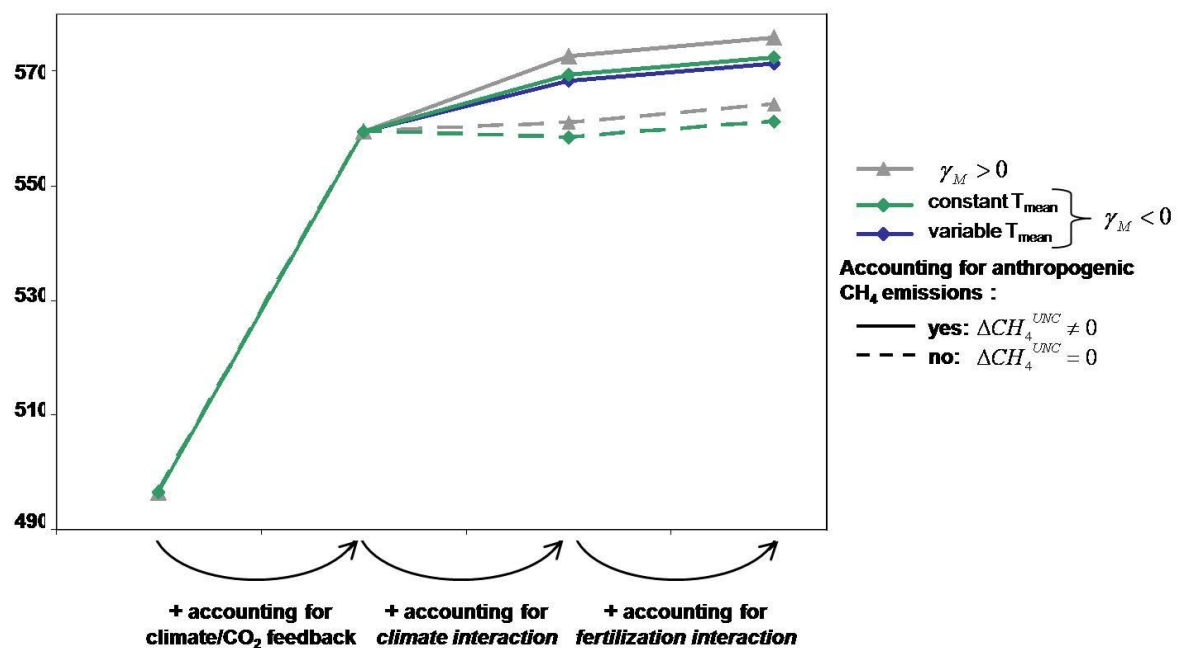


Figure 2

Figure 3 : →



b) ΔCO_2 (ppm)



a) ΔCH_4 (ppbv)

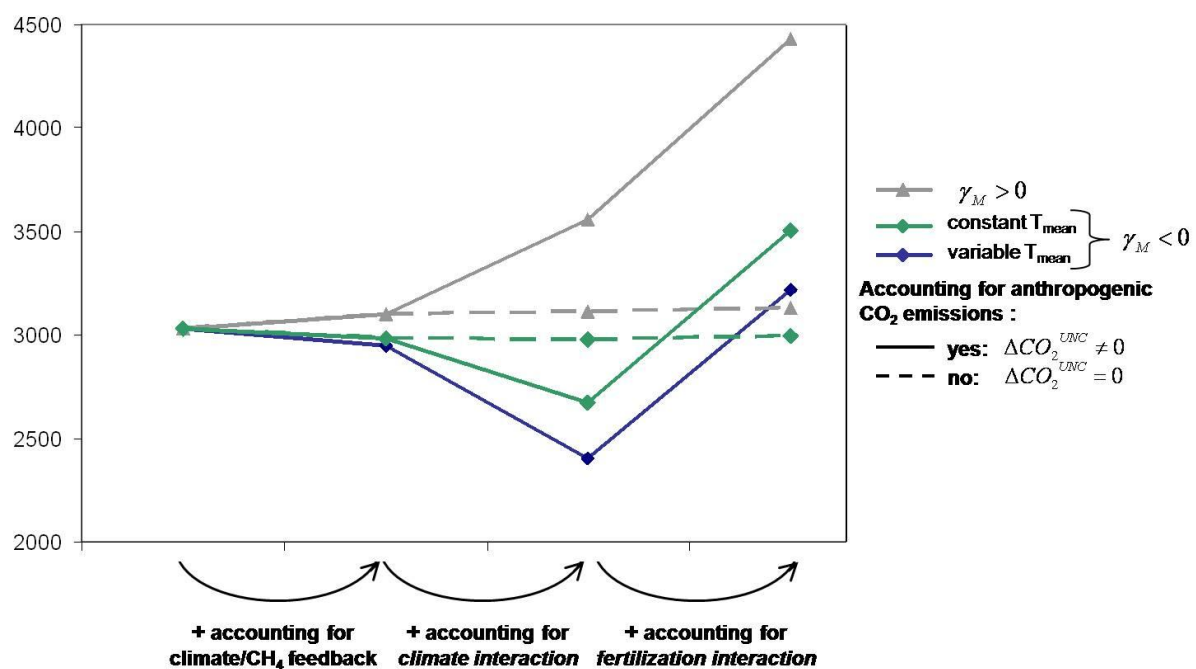


Figure 4

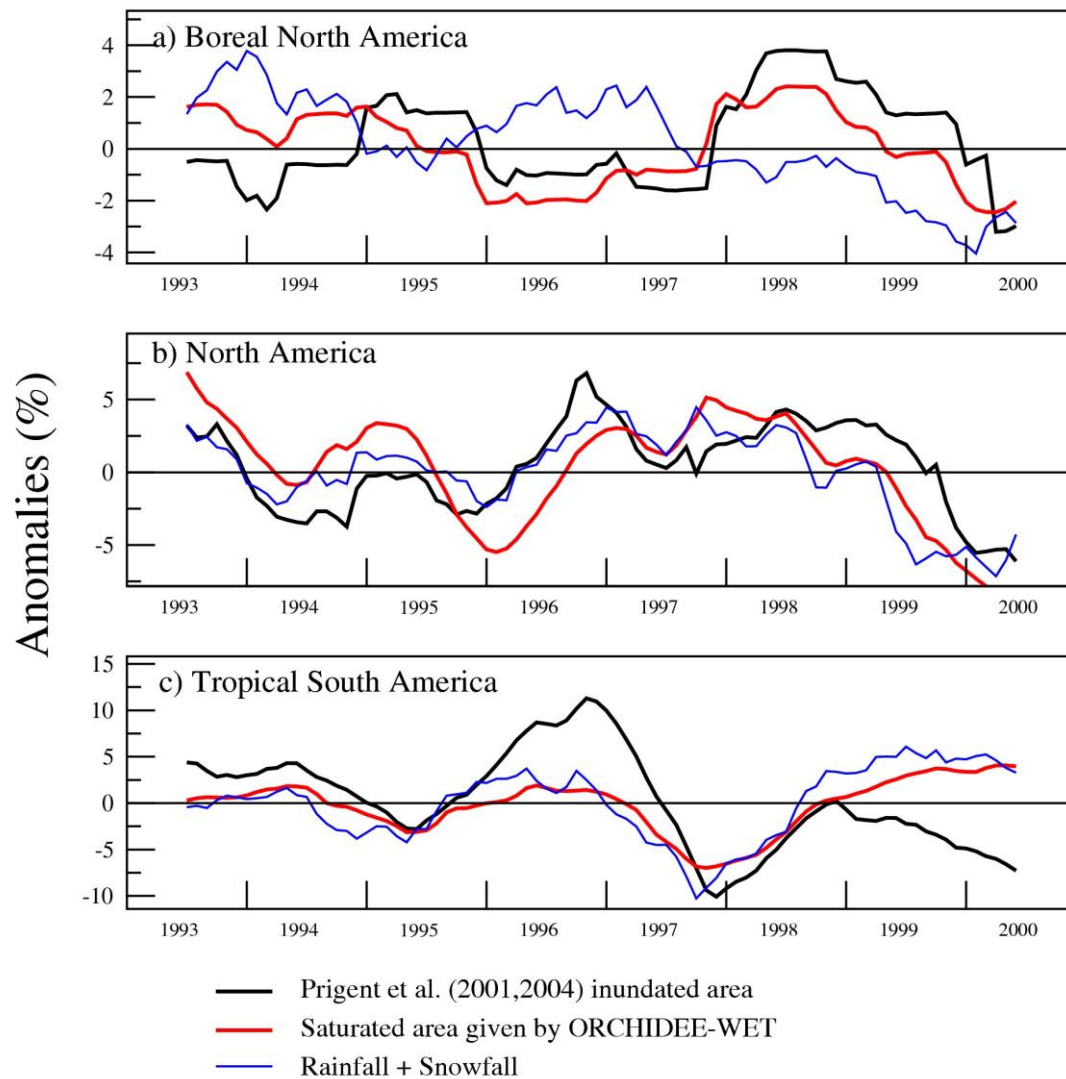


Figure S1

ii) Discussion

Nous venons de voir que la sensibilité au climat des étendues de wetlands joue un rôle important sur l'évolution des émissions de CH₄ simulée sur la période 1860-2100 suite au changement climatique actuel et futur. Cependant, comme explicité dans le Chapitre 2, les étendues de wetlands sont dérivées d'un calcul d'anomalies par rapport aux données d'inondation de [Prigent et al., 2007]. Nous discutons dans le paragraphe suivant de la confiance que nous pouvons avoir dans l'évolution des étendues simulées étant donné cette correction par anomalies.

Le calcul d'anomalies effectué sur les étendues de surface saturées données par ORCHIDEE-TOPMODEL par rapport aux surfaces de [Prigent et al., 2007] peut être appréhendé de deux manières distinctes. La première d'entre elle consiste à considérer ce travail en anomalies comme la correction d'un biais systématique entre deux variables représentant la même chose (fraction donnée par ORCHIDEE-TOPMODEL et fraction donnée par [Prigent et al., 2007]). Dans ce cas, il paraît important de comparer l'amplitude de ce « biais » à la différence d'étendues de wetlands simulées entre le futur (2100) et la période préindustrielle (1860). La Figure 4.2 compare ces deux variables. La Figure 4.2-a donne la différence entre le maximum annuel moyen de la période 2090-2100 et celui de la période 1860-1870 suite aux modifications du climat seul. Cette différence est notée « *diff* » dans la suite de cette section. La Figure 4.2-b donne l'écart, noté *E*, en pourcentage, entre cette différence et le « biais » par lequel les fractions saturées d'ORCHIDEE-TOPMODEL sont corrigées.

$$E = 100. \frac{|diff| - |f_{max}^{P07} - f_{max}^{ORC-TOP}|}{|diff|} \quad (4.1)$$

où f_{max}^{P07} et $f_{max}^{ORC-TOP}$ sont respectivement les maxima moyens annuels sur la période 1993-2000 pour respectivement les données de [Prigent et al., 2007] et les étendues de surfaces saturées données par le couplage ORCHIDEE-TOPMODEL. La Figure 4.2-b met en évidence le fait que de nombreuses zones ont une valeur de « biais » supérieure à la différence d'étendues de wetland entre futur et préindustriel causée par l'évolution du climat (régions de couleur violette). Les principales zones de wetlands actuelles (Nord du Canada, plaine de l'Ob et nord de l'Inde), excepté l'Amazonie, présentent toutefois une valeur de *diff* supérieur à celle du biais. Cela signifie que nous avons une meilleure confiance dans l'évolution des zones de wetlands actuelles que dans la création de nouveaux wetlands. L'important « biais » actuel en Amazonie peut-être lié à la non-prise en compte des processus de floodplains.

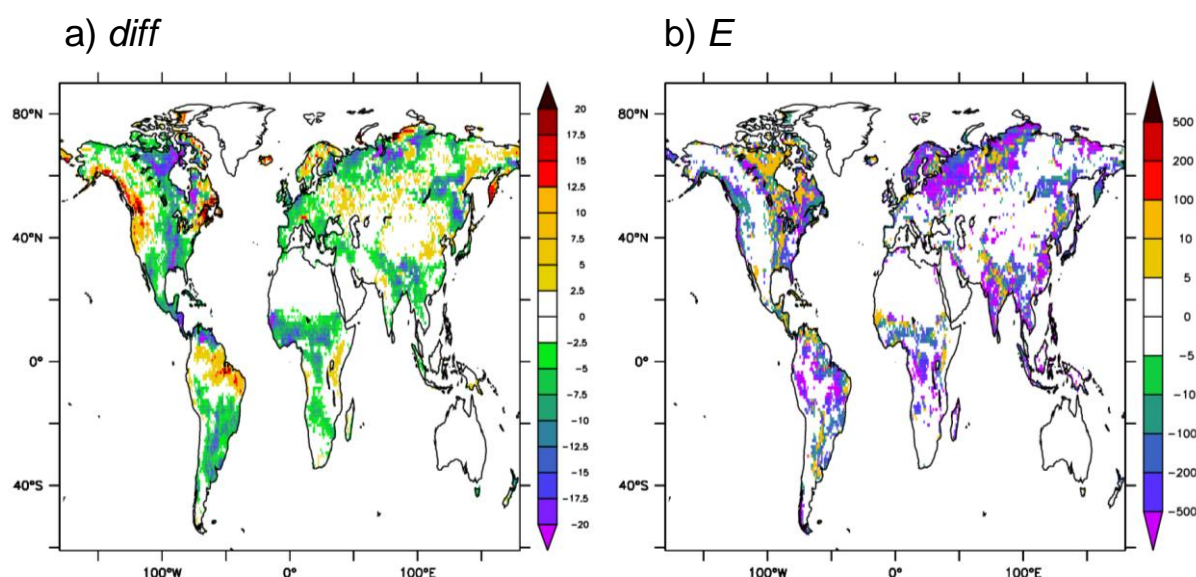


Figure 4.2 : (a) Différence d'étendues maximales annuelles de wetlands simulées entre 2090-2100 et 1860-1870 sous l'effet du climat seul (en pourcentage de maille). (b) Ecart entre cette différence et le biais utilisé pour corriger les fractions saturées données par ORCHIDEE-TOPMODEL (%). Le biais est estimé par la différence du maximum annuel moyen sur 1993-2000 entre les fractions saturées d'ORCHIDEE-TOPMODEL et les fractions inondées de [Prigent et al., 2007]. En (b) les mailles dont, à la fois, le maximum annuel moyen préindustriel et celui dans le futur sous l'effet du climat sont inférieurs à 10%, sont masquées.

La seconde manière d'appréhender le calcul d'anomalies est de le considérer comme une opération permettant de passer des fractions saturées aux fractions de wetlands, ces deux variables étant différentes mais supposées reliées entre elles. Dans ce cas, la comparaison entre « correction » (le terme de « biais » ne convient plus) et différence « futur – présent » des étendues de wetlands n'a plus de sens. En fait, le choix de l'une ou l'autre manière de considérer ces anomalies renvoie à la difficulté (i) de savoir exactement ce que représentent les étendues de [Prigent et al., 2007] (surfaces d'eau libre, sols saturés, sols ayant une WTD très proches du sol) et (ii) de définir précisément quelles sont les caractéristiques requises pour définir une zone donnée comme un wetland qui émet du CH_4 (saturation ou eau libre). Cette question n'est pas tranchée.

Sans remettre totalement en cause l'évolution des étendues de wetlands que nous simulons sous changement climatique futur (et donc celle des émissions de CH_4), ce paragraphe souligne la nécessité de s'affranchir de ce calcul d'anomalies dans les études postérieures.

4.2) Focus sur les émissions de CH₄ par les wetlands boréaux et associées au permafrost

Comme expliqué dans [Ringeval *et al.*, 2010, soumis à Tellus], "Another limitation of our approach is that we did not account for permafrost carbon decomposition and associated CO₂ and CH₄ emissions. The release of CH₄ by decomposition of thawed deep soil carbon under increase of active layer could dramatically increase to the CH₄ emissions sensitivity to climate." Cette section tend à dépasser cette limitation en prenant en compte la dynamique des réservoirs de carbone de sol profond associés au permafrost. Dans la région boréale, les sols (hors peatlands) affectés par le gel contiendraient environ 370 PgC dans l'horizon 1-3m auxquels il convient d'ajouter 407 PgC au-delà de cette horizon dans la région de Yedoma [Tarnocai *et al.*, 2009]. Les stocks de carbone actuellement en-dessous de la limite de la couche active de sol pourraient être dégradés dans le cadre du changement climatique futur et conduire à des émissions de CO₂ et de CH₄ [Khvorostyanov *et al.*, 2008].

Pratiquement, les émissions de CH₄ par les wetlands boréaux (>60°N) issues des simulations décrites dans [Ringeval *et al.*, 2010, soumis à Tellus] ont été couplées avec celles simulées par une version d'ORCHIDEE où des processus relatifs au permafrost ont été inclus [Khvorostyanov *et al.*, 2008; Koven *et al.*, 2009]. La version d'ORCHIDEE utilisée dans [Ringeval *et al.*, 2010, soumis à Tellus] sera notée ORC-Wet dans la suite de la section alors que celle, développée par C.Koven, contenant les processus relatifs au permafrost sera notée ORC-Perm. Les mêmes simulations ont été réalisées pour chaque version d'ORCHIDEE (une simulation de contrôle, une simulation où le CO₂ seul varie, une simulation où le CO₂ et le climat varient) et selon la même procédure (mise à l'équilibre en période préindustrielle puis simulations transitoires 1860-2100). Le même jeu de forçage pour le CO₂ et le climat ont été utilisés. Le scénario SRES-A2 a été choisi sur la période 2000-2100 dans le cas où le CO₂ et/ou le climat varient. Les résultats sont présentés dans l'article ci-dessous, soumis à *Science* [Koven *et al.*, 2010] et noté CK2010 dans la suite. Un résumé des résultats obtenus concernant les émissions de CH₄ est d'abord donné.

Dans la version ORC-Perm, certains processus relatifs aux réservoirs de carbone sol du permafrost ont été implémentés. Ces processus concernent une représentation verticale des réservoirs de carbone sol, la diminution de la respiration hétérotrophe pour des températures négatives, la prise en compte de la plus grande isolation du carbone par rapport aux sols minéraux et la cryoturbation. Ces derniers conduisent à la mise en place d'un réservoir de carbone sol profond (c.à.d. sous la limite de la couche active) propre au permafrost et à un meilleur accord modèle/données ([Koven *et al.*, 2009] et cf. Figure S3 de CK2010). Les flux de CO₂ et de CH₄ associés aux stocks de carbone profonds du permafrost sont calculés via l'intégration du modèle de [Khvorostyanov *et al.*, 2008] au sein d'ORC-Perm. Le modèle de [Khvorostyanov *et al.*, 2008] permet de prendre en compte la respiration hétérotrophe (anaérobie et aérobie) dans les couches profondes, la diffusion de l'O₂ et du CH₄ dans le sol et la méthanotrophie. Ce modèle a également la particularité de pouvoir prendre en compte la libération de chaleur dégagée lors des réactions exothermiques de décomposition de la matière organique. Les émissions de CH₄ ont été simulées dans deux configurations d'ORC-Perm, notées « Permafrost » et « Heating » dans la suite. Ces deux cas diffèrent par la prise en compte ou non du processus de libération de chaleur par la dégradation microbienne (respectivement pour le cas « Heating » et le cas « Permafrost »). Dans les deux cas, les autres processus relatifs au permafrost (distribution verticale du carbone, diminution de la respiration hétérotrophe pour des températures négatives, isolation du carbone, cryoturbation) sont considérés.

Les émissions de CH₄ du permafrost ainsi obtenues ont été ajoutées à celles des wetlands issues des simulations d'ORC-Wet décrites dans [Ringeval *et al.*, 2010, soumis à Tellus]. Ceci permet d'obtenir l'évolution de la totalité (wetlands + permafrost) des émissions de CH₄ pour la région >60°N sur la période 1860-2100 et leur sensibilité au CO₂ et au climat. La Figure 4.3 est issue de CK2010 : elle montre l'évolution des émissions de CH₄ pour la bande >60°N sur la période 1860-2100 obtenues dans différentes configurations : effet du CO₂ seul (Figure 4.3-a) ; effet du CO₂+climat lorsque les surfaces d'étendues de wetlands sont considérées constantes (Figure 4.3-b) et effet du CO₂+ climat lorsque ces surfaces de wetlands varient (Figure 4.3-c). Pour aider le lecteur, l'équivalent de la Table 3 de [Ringeval *et al.*, 2010, soumis à Tellus] est donnée en Tableau 4.1 pour les émissions de CH₄ par les wetlands >60°N et pour celles relatives au permafrost. Ce tableau donne l'évolution des émissions moyennes annuelles sur la période 2090-2100 en Tg/an relativement à celles de la période 1860-1870. Les émissions de CH₄ préindustrielles pour la bande >60°N sont de 33 Tg/an pour les wetlands. Celles relatives au permafrost sont nulles.

De manière générale, l'évolution des émissions de CH₄ de la bande de latitude >60°N est dictée par celles des émissions par les wetlands. Seule la prise en compte de la libération de la chaleur par les bactéries aboutit à une augmentation significative des émissions liées au permafrost (+14 Tg/an) à la fin du 21^{ème} siècle. Dans le cas « Permafrost », seules les couches supérieures du réservoir de carbone profond du permafrost voient leur température devenir positive conduisant à de faibles émissions supplémentaires de CH₄. De plus, le réservoir de carbone profond du permafrost est essentiellement constitué de carbone « passif » et « lent ». Or dans le modèle de [Khvorostyanov *et al.*, 2008] (comme dans l'approche retenue dans le reste de ce manuscrit), seul le carbone actif peut servir de substrat à la méthanogenèse. La « fonte » du réservoir profond de carbone conduit donc à peu d'émissions de CH₄. La faible inondation des couches de sol supérieures du permafrost limite aussi la production de CH₄ et favorise plutôt sa dégradation sous forme de CO₂ (+0.2 PgC/an en moyenne sur 2090/2100). Au contraire la prise en compte du dégagement de chaleur lors des réactions exothermiques de dégradation microbienne (cas « Heating ») conduit à une dégradation des réservoirs de carbone profond de la région Yedoma principalement constitués de carbone actif. Ceci entraîne des émissions supplémentaires de 14 TgCH₄/an. L'activation de ce réservoir commence aux alentours de 2070 (Figure 4.3). Le lecteur se rapportera à CK2010 pour une meilleure compréhension de la sensibilité au climat des réservoirs profonds de carbone associés au permafrost et des flux de CO₂ associés.

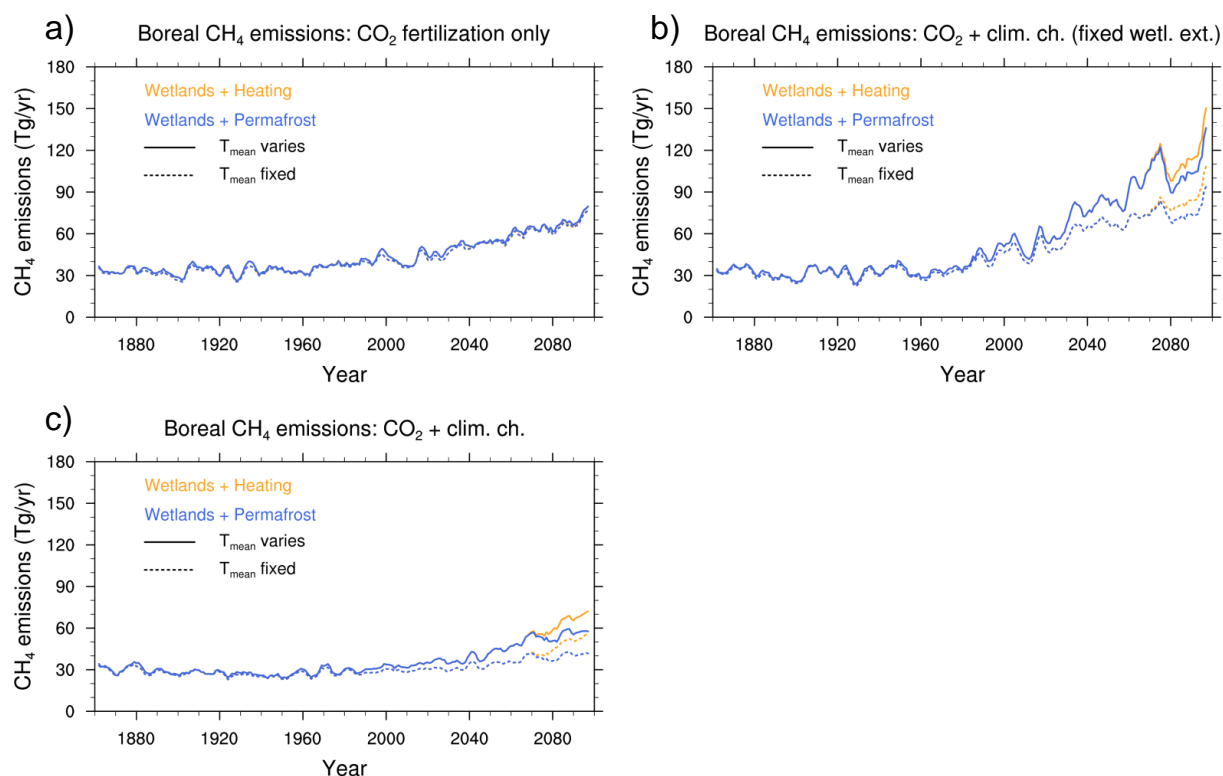


Figure 4.3: Evolution des émissions de CH_4 par les wetlands et le permafrost sur la période 1860-2100 : (a) sensibilité au CO_2 seul, (b) au CO_2 + climat lorsque les étendues de wetlands sont fixées et (c) au CO_2 + climat quand les étendues de wetlands varient. Les deux cas « T_{mean} constant » et « T_{mean} variable » sont pris en compte pour le calcul des émissions de CH_4 par les wetlands de même que les cas « Permafrost » et « Heating » pour les émissions associées au permafrost.

En ce qui concerne les émissions par les wetlands, une modification conjointe du climat et du CO_2 conduit à une augmentation dans le futur des émissions de CH_4 d'environ 83 Tg/an lorsque les étendues de wetlands sont insensibles au climat et au CO_2 . Au contraire prendre en compte cette sensibilité conduit à des émissions supplémentaires de seulement 25 Tg/an (Tableau 4.1). L'effet fertilisant du CO_2 sur les émissions s'explique via une augmentation de la quantité de substrat (Tableau 4.1). La prise en compte d'un T_{mean} constant (cf. comparaison des courbes « T_{mean} fixed » de la Figure 4.3-a et 4.3-b) n'annule pas la sensibilité des émissions à la température dans les hautes latitudes. Sur ce point de vue, le comportement des hautes latitudes est différent de celui du reste du globe [Ringeval *et al.*, 2010, soumis à Tellus]. Ceci s'explique par la fonction « escalier » utilisée dans la formule de production de CH_4 au sein du modèle de [Walter *et al.*, 2001a] (terme $f(T)$ de l'équation 2.13) : l'augmentation de l'épaisseur de sol dont les couches ont une température positive conduit à augmenter les émissions de CH_4 simulées et ceci bien que T_{mean} soit constant. Notons qu'une augmentation des émissions de CH_4 suite à une augmentation de l'épaisseur de la couche de sol active est simulée dans ORC-Wet car, dans le modèle de [Walter *et al.*, 2001a], le contenu en carbone du sol est distribué selon la verticale indépendamment de la position de la limite de la couche active (terme $f(\text{NPP})$ de l'équation 2.13).

				Effet du CO ₂	Effet du climat	Effet du CO ₂ + Climat
Augmentation des émissions moyennes de CH ₄ (Tg/an) par les wetlands en 2090-2100 par rapport aux émissions préindustrielles	Densités de flux de CH ₄		Etendues des wetlands			
	Q ₁₀	Carbone du sol				
	3	F	F	+68	-43	+25
	3	F	PI	+40	+43	+83
	3	PI	F	+15	+4	+19
	3	PI	PI	+1	+58	+59
Augmentation des émissions moyennes de CH ₄ (Tg/an) liées au permafrost en 2090-2100	Cas « Permafrost »			0	+0.5	+0.5
	Cas « Heating »			0	+14	+14

Tableau 4.1 : Evolution, pour la bande de latitudes >60°N, des émissions de CH₄ des wetlands (1^{ère} ligne) et associées au permafrost (2nd ligne) en 2090-2100 par rapport à 1860-1870. Les chiffres sont donnés en Tg/an (contrairement à la Table 3 de [Ringeval *et al.*, 2010, soumis à Tellus], donnée en pourcentage). Le cas « Permafrost » correspond aux émissions obtenues lorsque les différents processus relatifs au permafrost incorporés dans ORCHIDEE, excepté celui concernant la libération de chaleur par les bactéries, sont pris en compte. Le cas « Heating » correspond aux émissions obtenues lorsque tous les processus incorporés sont considérés. « PI » signifie que la variable en question est considérée constante et fixée à sa valeur PréIndustrielle durant toute la période 1860-2100 alors que « T » signifie qu'elle varie au cours du temps (« Transitoire »). Les émissions de CH₄ préindustrielles pour la bande >60°N sont de 33 Tg/an pour les wetlands. Celles associées au permafrost sont nulles.

En conclusion, la prise en compte des émissions de CH₄ associées aux réservoirs profonds de carbone du permafrost d'ici 2100 et selon le scénario SRES-A2 aura peu d'influence sur la sensibilité des émissions globales de CH₄ au climat. Cela impactera donc peu, au sein des simulations d'ORCHIDEE, à la fois le signe et l'amplitude du gain de la rétroaction climat/émissions de CH₄. Toutefois, cette prise en compte pourrait avoir un effet via ses interactions avec la rétroaction climat/CO₂. En effet, les émissions de CO₂ cumulées associées au permafrost étant de 85 Pg sur la période 1860-2100, elles conduiront à une augmentation de la concentration atmosphérique d'environ 20 ppm dans l'atmosphère, ce qui peut contribuer à amplifier les interactions CO₂/CH₄/climat.

Article 5: Koven C., B. Ringeval, P. Friedlingstein, P. Ciais, P. Cadule, D. Khvorostyanov, G. Krinner, C. Tarnocai (2010), The response of frozen soil respiration to warming controls the 21st century high-latitude CO₂ and CH₄ balance, submitted to Science

The response of frozen soil respiration to warming controls the 21st century high-latitude CO₂ and CH₄ balance

Charles Koven^{1,2*}, Bruno Ringeval¹, Pierre Friedlingstein^{1,3}, Philippe Ciais¹, Patricia Cadule¹, Dmitry Khvorostyanov⁴, Gerhard Krinner⁵, Charles Tarnocai⁶

1. Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), CNRS/CEA Gif-sur-Yvette, France
2. now at Lawrence Berkeley National Laboratory (LBNL), Berkeley, CA, USA
3. University of Exeter, Exeter, UK
4. Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD), Palaiseau, France
5. Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE), Grenoble, France
6. Agriculture and Agri-Foods Canada, Ottawa, Canada

*Corresponding author: cdkoven@lbl.gov

Status: Submitted to *Science*

Abstract

Permafrost soils contain an enormous quantity of organic carbon(1), which has the potential to act as a positive feedback to global climate change due to enhanced respiration rates with warming. We have added permafrost carbon dynamics, including the inhibition of respiration in frozen soil layers and the vertical translocation of soil carbon from surface to permafrost layers, to a terrestrial carbon cycle model in order to better match new pan-boreal inventories of soil carbon stocks. Here we show that the addition of these processes turns terrestrial ecosystems north of 60°N into a net source of CO₂ to the atmosphere by the end of the century, under an anthropogenic climate change (SRES A2) scenario. Between 1860 and 2100, the climate-induced cumulative terrestrial carbon stock change shifts from near zero, which is within the range of previous model estimates(2), to a source in the range of 25+-3 to 85+-16 Pg C, depending on the specific processes included in the model, with a best estimate of 62 Pg C and a 1-sigma uncertainty of 7 Pg reflecting uncertain model parameters. Also, methane emissions from high-latitude wetlands are calculated to increase from 34 Tg CH₄/yr to 84-133 Tg CH₄/yr due to CO₂ fertilization, permafrost thaw, and the warming effect on CH₄ flux densities, but decrease due to a reduction of wetland extent, for a total change to 41-70 Tg CH₄/yr. Previous studies hypothesized that while tropical ecosystems would act as a climate change-induced carbon source, mid- and high-latitude ecosystems could be regions where climate change would enhance carbon storage. When accounting for more realistic high latitude soil carbon dynamics, arctic and boreal ecosystems have a large potential to show important CO₂ and CH₄ losses in response to global change, leaving only the mid latitudes as potential climate regulators.

Boreal and Arctic terrestrial ecosystems are particularly sensitive to future warming(3). These cold regions are crucial to the global carbon cycle because they are rich in organic carbon, which has built up in frozen soils, litter, and peat layers. Laboratory incubation experiments(4) and field studies(5) suggest that this old carbon could be lost rapidly through decomposition in response to warming. In particular, the burial of soil carbon below the base of seasonally thawed surface layers (the active layer) into deeper permafrost layers has led to the formation of an enormous stock of carbon that is presently not actively cycling, but will be available for respiration if these soils thaw. Estimates of the total northern carbon pool are 495 Pg for the top meter of soils, 1024 Pg to three meters, and an additional 648 Pg for deeper carbon stored in Yedoma (frozen, carbon-rich sediments) and alluvial deposits(1). This permafrost carbon pool, formed during the Pleistocene and Holocene, exists because decomposition is strongly inhibited in frozen soils, thus allowing old, otherwise labile carbon to persist and accumulate slowly to the present.

In the recent Coupled Carbon-Climate Change Model Intercomparison Project (C⁴MIP)(2), and other studies (e.g. (6)) that examine the effects of CO₂ fertilization and climate change on the net carbon balance of terrestrial and ocean ecosystems, most terrestrial biosphere models predict an enhanced carbon sink due to warming in high latitudes (fig. 2c)(7), through longer growing seasons and enhanced productivity that offsets the warming-induced increase in heterotrophic respiration. However, these coupled models did not explicitly account for carbon made available to decomposition by thawing permafrost. In addition to the total carbon balance, northern wetlands are a known strong source of methane (CH₄) to the atmosphere, averaging 35-45 Tg CH₄/yr (8, 9), which may change due to changes in permafrost, wetlands, or ecosystem productivity. The models of C⁴MIP did not account for emission of CH₄, which is a very efficient greenhouse gas (GWP = 25 on 100 year timescale)(10).

We selected the ORCHIDEE model as a representative land component of the C⁴MIP ensemble, and performed 4 separate sets of simulation experiments to examine the sensitivity of the northern high-latitude CO₂ and CH₄ balance to the inclusion of critical soil carbon processes (table S1). In all cases we use a vertically-discretized soil carbon model(11), with decomposition rates calculated for each soil level, in order to dynamically model the steep vertical gradient in soil carbon residence time that occurs at the permafrost table in permafrost-affected soils (fig. S1).

In addition to the CO₂ balance, we model emissions of CH₄ by both deep permafrost layers and wetlands. For deep permafrost layers, we incorporate the model of (12), in which (a) methanogenesis can occur in oxygen-poor deep permafrost horizons, and methanotrophy in the aerated upper soil profile; (b) soil gas (O₂ and CH₄) diffusion is calculated to trigger methanotrophy vs. aerobic decomposition ; (c) heat release due to exothermic decomposition reactions (decomposition and methanogenesis) can be included in the soil thermal budget.

For CH₄ emissions by wetlands in regions outside permafrost area and in upper soil layers of permafrost regions, using the wetland-CH₄ enabled version of ORCHIDEE(13, 14), in which wetland extent (saturated soil fraction and fraction with water table less than 10cm at each gridcell) is calculated prognostically using the TOPMODEL(15, 16) sub-grid approach, and methane emission rates are calculated for a given wetland extent, following an approach similar to *Walter et al.*(17). We model the temperature sensitivity of methanogenesis using a Q_{10} of 3, relative to an initial location-dependent mean annual temperature T_{mean} , based on a site-level optimization (13). We calculate two separate sets of wetland CH₄ runs, allowing the base T_{mean} to change with changing climate, or remain fixed, in order to bracket the uncertainty associated with possible microbial adaptation to climate. Wetland simulations are also calculated with separate biochemical CO₂ fertilization effect alone, and with the combined fertilization and climate effect of CO₂. We then add these to the deep permafrost CH₄ emissions calculated from the permafrost model for total high latitude CH₄ emissions.

In each we experiment add a new mechanism to test its effect on the modeled carbon balance. The “Control” case uses the standard ORCHIDEE soil carbon temperature sensitivity to respiration, with a ‘classic’ temperature sensitivity Q_{10} of 2 (ref. (2)). In the “Freeze” experiment, we inhibit soil carbon decomposition by seasonal freezing. We test the sensitivity of prescribing different specific low frozen respiration rate using several functions (see supplementary material and figure S2). In all cases, carbon is input only within the active layer. In the Control and Freeze cases, there is no vertical movement of soil carbon; thus no permafrost carbon stocks exist. In the “Permafrost” experiment, we add an initial permafrost carbon pool beneath the active layer by including the thermal insulation by soil carbon and a cryoturbation algorithm described in ref. (11); this leads to the downward movement of soil carbon from seasonally thawed soil layers into the upper permafrost (to ~3m; fig. S5), allowing a more realistic model initialization. In addition, deeper permafrost layers in Yedoma areas are initialized with observed carbon stocks(1) to include the presence of relic frozen-but-labile Pleistocene carbon. Finally, in the “Heating” experiment, the soil thermal budget of the model accounts for the exothermic heat released by decomposition, as described by ref. (12). We estimate uncertainty of each process using an ensemble of runs and varying key parameters over a given range.

We perform a series of model simulations over the period 1860-2100. Here, we run ORCHIDEE offline, forced by anomalies (relative to a climatological period 1961-1990) of the IPSL-CM4 climate system model(18) for prescribed GHG-forced historical and future (SRES A2) scenarios added to a base climatology(19, 20). For each experiment, we calculate a control run with preindustrial CO₂ levels and climate, a CO₂-only run with increasing CO₂ but fixed climate, and a CO₂+climate run where both CO₂ concentration and climate vary. We calculate the effect of CO₂ (fig. 2b) as the difference between the CO₂-only and the control runs, and the effect of climate change (fig. 2c) as the difference between the CO₂+climate and the CO₂-only runs.

The initial soil carbon stocks in equilibrium with the climate change for each experiment as a function of the processes included, with a trend toward more carbon with each of the first three experiments (figure S3 and Table S1), leading to better agreement with soil carbon observations(1), however a substantial underestimate of carbon stocks still exists, because we do not model the buildup of peatlands or organic soils. The large increase in soil C stocks (from ~200 Pg to ~500 Pg C in the top 3m of soil) demonstrates the large sensitivity of ecosystem carbon storage to the representation of soil processes in the model, despite these effects having only a weak influence on the behavior of the modeled carbon fluxes on interannual-to-seasonal timescales due to the slow response time of the soil C pool.

We run the ORCHIDEE model fitted with these new mechanisms in a transient climate change scenario. This leads to significant warming at high latitudes (fig. 1), with mean high-latitude surface soil temperature rising ~8C by 2100—much larger than the global mean—and permafrost extent (within the top 3 m) reduced by 30%. In addition, where permafrost does still exist at 2100, the active layer is deepened, implying a large mobilization of soil carbon from inert permafrost layers into the more rapidly cycling active layer.

The modeled carbon fluxes of the region north of 60°N (fig. 2) change as a result of both the effect of CO₂ fertilization on photosynthesis, and the warming due to climate change. In all experiments, the effect of CO₂ fertilization is to increase vegetation productivity and thus create a carbon sink relative to the control, while that of climate change is a net loss of carbon relative to the CO₂-only case, whose magnitude differs strongly between experiments. We also show the model range for the C⁴MIP experiments in figs. 2b-c, with a cumulative sink ranging from 0 to 60 Pg (mean 29 Pg) due to CO₂ fertilization alone, and from a sink of 77 Pg to a source of 20 Pg (mean 14 Pg sink) due to warming. The uncertainty evidenced by the large spread between the C⁴MIP models relates to their different parameterizations, their initial carbon storage as well as their remaining climate drifts (due to low-frequency variance and initial model disequilibrium) and associated drifts in the carbon fluxes.

In the Control case given the ORCHIDEE model, the effect of warming is to lead to a large increase in vegetation productivity through longer growing seasons (+37 days over 1990-2100) that offsets the increase in heterotrophic respiration during the 21st century. Thus, this simulation gives only a small loss due to warming of 1 Pg C by 2100, a result within the range of C⁴MIP models(2), as seen in figure 2c. In the Freeze experiment, the larger initial soil carbon stocks and higher effective temperature sensitivity of decomposition lead to a cumulative source due to warming of 25 (+-3) Pg, which occurs mainly in the spring and fall (fig. S4) due to a lengthened unfrozen soil carbon “decomposing season” (to a mean of 165 days relative to 130 in 1990). The Permafrost experiment shows an even larger cumulative source of CO₂ of 62 (+-6) Pg due to warming over the 21st century. This is caused by partial decomposition of the old permafrost carbon pool, with the largest changes in the summer. Lastly, in the Heating experiment, the extensive thawing of permafrost carbon stocks is accelerated by soil microbes releasing heat within the bottom of the active layer, which leads to a cumulative carbon loss due

to warming of 85 (+16) Pg. On an annual basis, the Arctic ecosystems shifts from a CO₂ fertilization driven sink to a climate change driven source in both the Heating and Permafrost experiments before 2100.

Figure 3 shows the spatial distribution of the climate-induced CO₂ flux anomalies for each of the model experiments during the period 2090-2100. The Control case shows widespread sink, which is partially attenuated in the Freeze case. In the Permafrost and Heating cases, the region becomes a net source, with CO₂ emissions highest in regions that lie at the margins of the current permafrost zone, where permafrost is lost or the active layer substantially deepened in the future.

Figure 4 shows the CH₄ balance for the Permafrost and Heating cases, also accounting for CH₄ emissions from wetlands. The effect of CO₂ fertilization is to increase the productivity of wetland plants and thus the methanogenesis substrate, leading to increased CH₄ emissions, to 71-74 Tg/yr from 34 Tg/yr. Including warming as well, but holding wetland extent fixed, leads to enhanced emissions of 84-120 Tg/yr, with the large value for the runs in which T0 is held fixed. However warming leads to a reduction of wetland area due to increased soil water storage with increased thaw depth, and more evapotranspiration, leading to less summer inundation and thus less CH₄ emission, for an increase to only 41-57 Tg/yr. A similar shrinking of Arctic lakes has already been observed(21), however this term is a large source of uncertainty in the CH₄ model. In the Permafrost simulation, the deep permafrost carbon stores that could serve as the basis for extra methane emissions(22) are thawed only partially and in their upper layers in the time frame considered, thus not leading to large upland permafrost CH₄ emissions; in addition, because we assume here that only the active carbon pool is available as a substrate for methanogenesis, the residence time of this carbon is short relative to its mixing time by cryoturbation, and thus the stock of this pool is minor relative to the wetland sources. Therefore the change in CH₄ emissions is almost entirely realized from changes of wetland areas and flux intensity. By contrast, in the Heating simulation, a fraction of 0-30% of deep permafrost thaws by the self-heating feedback that is described by ref. (12), leading to methanogenesis because of the deeper Yedoma carbon that is decomposed. This leads to an additional methane source of up to 14 Tg CH₄ / year, 40% of the current total high latitude CH₄ natural source (gas hydrates non-modelled) although with large uncertainties.

The version of ORCHIDEE used here for testing the sensitivity of high-latitude CO₂ and CH₄ fluxes to warming does not include C-N interactions, which may affect both the CO₂-fertilization and climate response to plant growth (23, 24). In particular, mineralization of nitrogen from thawing permafrost soil organic matter could lead to both enhanced plant growth and decomposition, with an uncertain sign on the net carbon balance response to the added N (25, 26). Inclusion of these interactions in ORCHIDEE without permafrost representation¹⁸ leads to almost cancellation of the high latitude carbon sink due to CO₂ fertilization. By contrast, when including C-N interactions and warming, the balance at high latitudes between increased growth and respiration is only shifted slightly. Including C-N interactions in our simulations should similarly

strongly reduce the CO₂-induced sink potential of high latitude ecosystems, turning all of our experiments into carbon sources by 2100; however the uncertainty associated with the warming-induced increase in N mineralization is unresolved here. In addition, several other processes, not modelled here, could also affect the high-latitude CO₂ balance, including northerly expansion of the boreal forest(27), changes to the fire regime(28), or other disturbance mechanisms.

While we attempted to incorporate in this study some of the latest mechanistic understanding about the mechanisms controlling soil CO₂ respiration and wetland CH₄ emissions, uncertainties remain large, due to incomplete understanding of biogeochemical and physical processes and our ability to encapsulate them in large-scale models. In particular, small-scale hydrological effects and interactions between warming and hydrological processes are only crudely represented in the current generation of terrestrial biosphere models. Fundamental processes such as thermokarst erosion or the effects of drying on peatland CO₂ emissions are lacking, causing uncertainty on future high latitude carbon-climate feedbacks. In addition, large uncertainty arises from our ability to model wetland dynamics or the microbial processes that govern CH₄ emissions, and in particular how the complicated dynamics of permafrost thaw would affect these processes.

The control of changes in the carbon balance of terrestrial regions by production vs. decomposition has been explored by a number of authors, with differing estimates of whether vegetation or soil changes have the largest overall effect on carbon storage changes(29-31). These results demonstrate that with the inclusion of two well observed mechanisms: the relative inhibition of respiration by soil freezing (32, 33), and the vertical motion in arctic soils that buries old but labile carbon in deeper permafrost horizons, which can be remobilized by warming (5, 34, 35), the high latitude terrestrial carbon response to warming can tip from near equilibrium to a sustained source of CO₂ over the 21st century. We repeat that uncertainties on these estimates of CO₂ and CH₄ balance are large, due to the complexity of high latitude ecosystems versus the simplified process treatment used here.

The 61 Pg C difference in cumulative carbon fluxes due to warming at 2100 between our Permafrost and Control cases imply that taking frozen soil processes into account leads to large net losses due to climate change for high latitude regions, with 24 Pg due to seasonally frozen soil carbon and the rest to permafrost processes. Thus, for terrestrial ecosystems, only the mid-latitudes may act as stabilizing feedbacks to climate change. We note as well that significant permafrost stocks exist and a steep loss continues at 2100, so that beyond the time horizon considered here there is still a potential for enormous carbon losses from high latitude soils to continue.

Acknowledgements

This research was supported by the project Impact-Boreal funded by the Agence Nationale pour la Recherche (ANR) and by the EU project COMBINE. Computing support was provided by CEA. We thank Soenke Zaehle for helpful discussion.

Figures and Tables

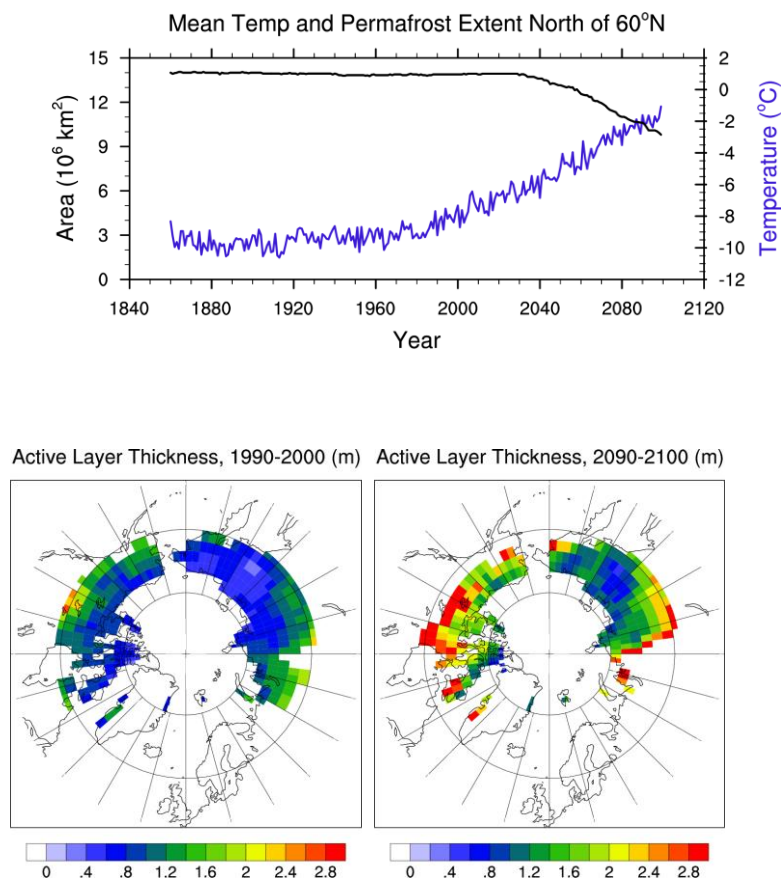


Figure 1. Change in permafrost extent and properties over the model simulation period, for the region 60N-90N. (a) black line: Permafrost extent (to 50m); blue line: mean annual temperature for the high-latitude terrestrial region. (b) Active layer thickness (maximum depth of seasonally thawed soils), 1990-2000. (c) Active layer thickness, 2090-2100. Blank gridcells in (b-c) are those where we do not calculate permafrost within the top 50m.

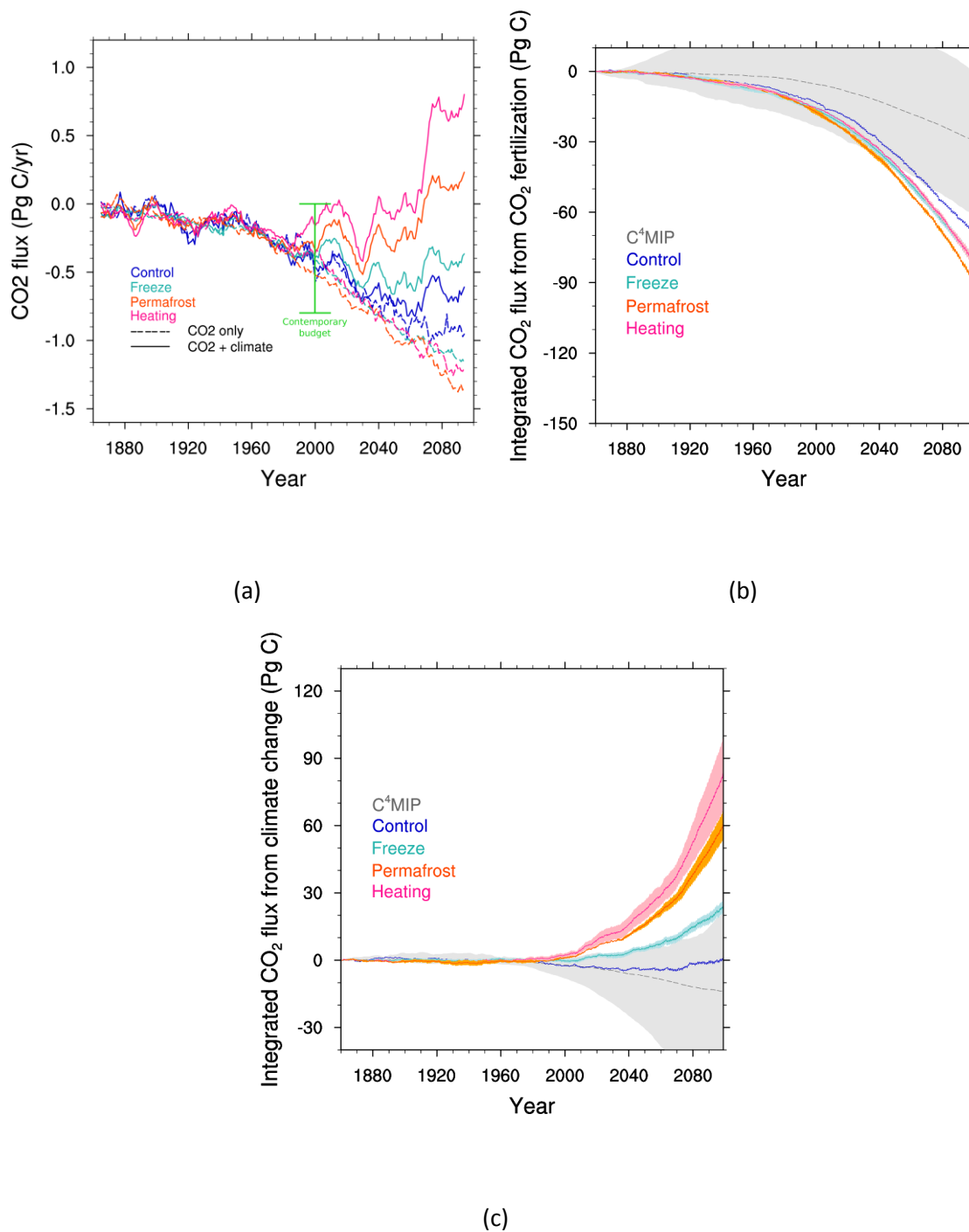


Figure 2. Change in carbon fluxes over the model run. (a) mean fluxes over modelled period. Contemporary budget estimate from McGuire et al. (3) (b) integrated change in carbon balance due to rising CO₂ concentration alone. (c) integrated change in carbon balance due to climate change alone (difference between CO₂ -only and CO₂ +climate change).

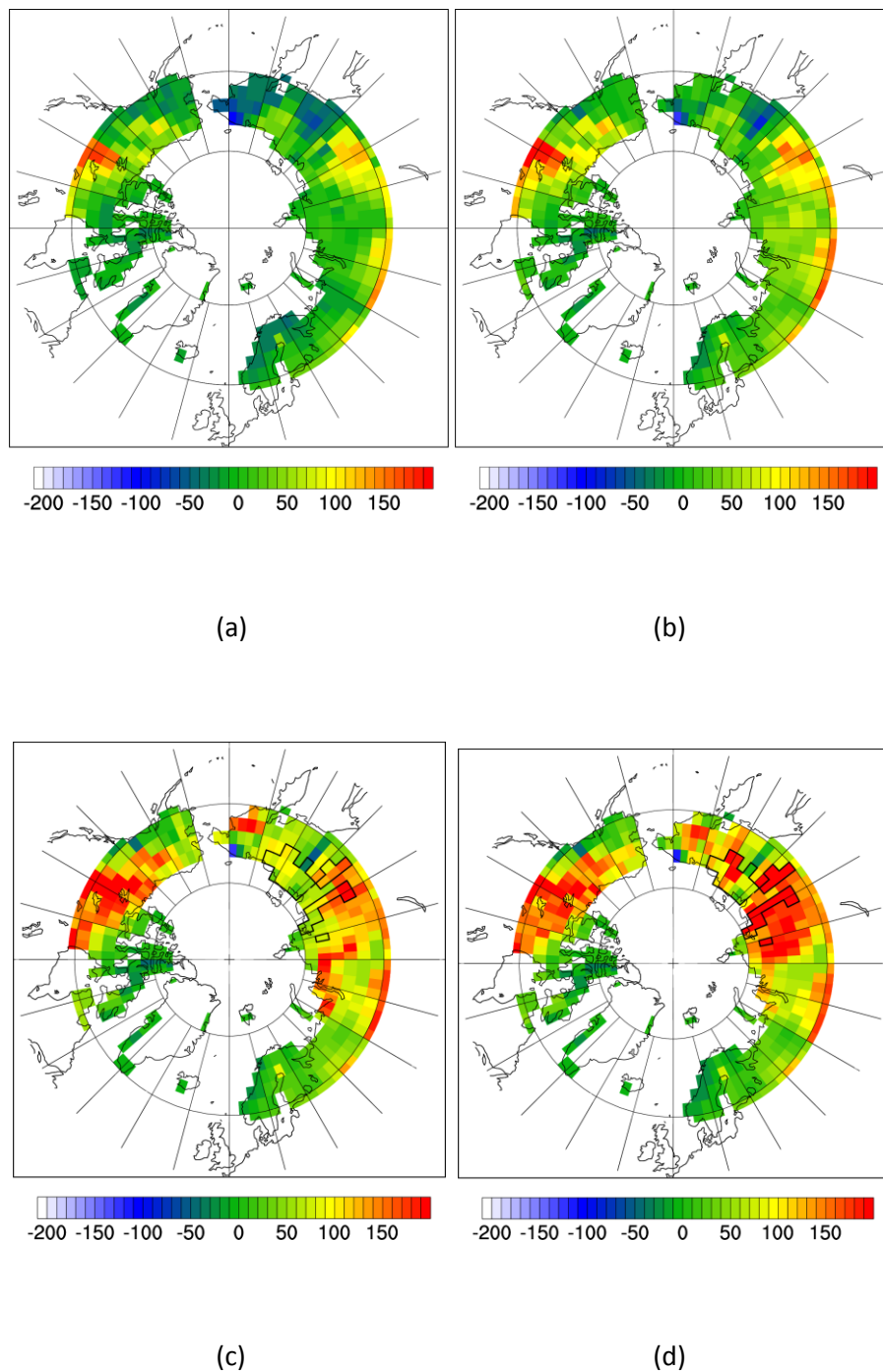


Figure 3. Spatial patterns of net CO₂ fluxes due to climate change at end of 21st century, for (a) Control (b) Freeze (c) Permafrost (d) Heating experiments. Units are in gC/m²/yr. Outlined cells are initialized as containing deep Yedoma carbon.

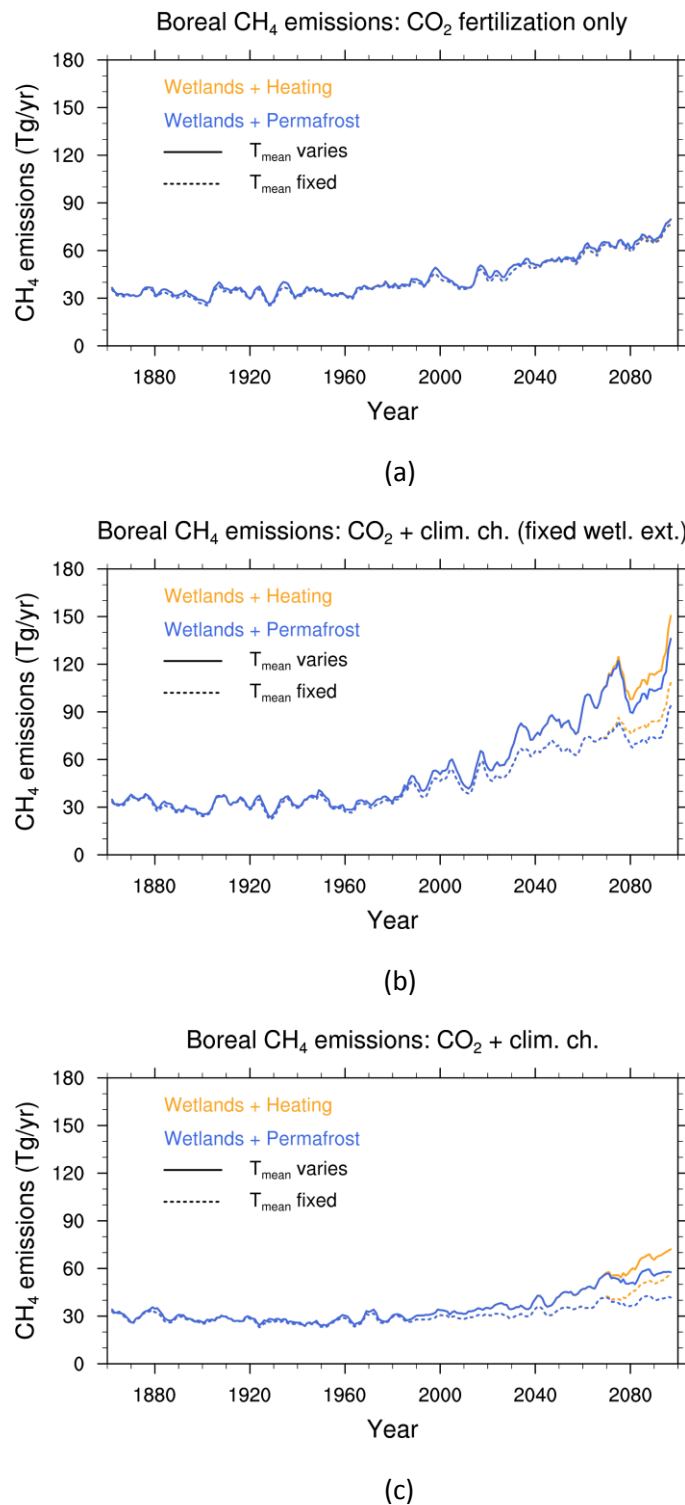


Figure 4. CH₄ fluxes from high-latitude region over model runs (Tg CH₄). (a) CH₄ emissions under CO₂ fertilization alone; (b) CH₄ emissions under combined CO₂ increase and climate change, but holding wetland extent fixed; (c) CH₄ emissions under full climate change experiment with CO₂, climate and its effect on wetland extent all varying. For each case, two separate wetland CH₄

experiments were carried out, with the reference temperature for methanogenesis, T_{mean} , remaining fixed or changing with climate. In addition, two separate permafrost CH₄ experiments were carried out, corresponding to the “permafrost” and “heating” experiments for the carbon balance.

References

1. C. Tarnocai *et al.*, *Global Biogeochem. Cy.* **23**, GB2023 (2009).
2. P. Friedlingstein *et al.*, *Journal of Climate* **19**, 3337 (2006).
3. A. D. McGuire *et al.*, *Ecological Monographs* **79**, 523 (11, 2009).
4. W. Knorr, I. Prentice, J. House, E. Holland, *Nature* **433**, 298 (2005).
5. E. A. G. Schuur *et al.*, *Nature* **459**, 556 (2009).
6. S. Sitch *et al.*, *Ecological Applications* **17**, 213 (2007).
7. H. Qian, R. Joseph, N. Zeng, *Global Change Biology* **16**, 641 (2009).
8. P. Bousquet *et al.*, *Nature* **443**, 439 (2006).
9. I. Fung *et al.*, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **96**, 13033 (1991).
10. IPCC. (IPCC, 2007).
11. C. Koven *et al.*, *Geophys. Res. Lett.* **36**, L21501 (2009).
12. D. Khvorostyanov, G. Krinner, P. Ciais, M. Heimann, S. Zimov, *Tellus B* **60**, 250 (2008).
13. B. Ringeval *et al.*, *Global Biogeochem. Cycles* **24**, (2010).
14. B. Ringeval *et al.*, *Tellus B*, (In Review).
15. B. Decharme, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **112**, (OCT 12, 2007).
16. K. Beven, M. Kirkby, *Hydrological Sciences Bulletin* **24**, 43 (1979).
17. B. Walter, M. Heimann, E. Matthews, *Journal of Geophysical Research. D. Atmospheres* **106**, 34 (2001).
18. O. Marti *et al.*, "The new IPSL climate system model: IPSL-CM4" *Note du Pole de Modelisation* (Institut Pierre Simon Laplace des Sciences de l'Environnement Global, 2006).
19. P. Brohan, J. Kennedy, I. Harris, S. Tett, P. Jones, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **111**, (JUN 24, 2006).
20. J. Sheffield, G. Goteti, E. F. Wood, *J. Clim.* **19**, 3088 (JUL, 2006).
21. B. Riordan, D. Verbyla, A. D. McGuire, *J. Geophys. Res.* **111**, (2006).
22. D. V. Khvorostyanov, P. Ciais, G. Krinner, S. A. Zimov, *Geophysical Research Letters* **35**, (2008).
23. G. B. Bonan, S. Levis, *Geophys. Res. Lett.* **37**, (04, 2010).
24. S. Zaehle, P. Friedlingstein, A. D. Friend, *Geophys. Res. Lett.* **37**, (01, 2010).
25. C. Waelbroeck, P. Monfray, W. Oechel, S. Hastings, G. Vourlitis, *Geophysical Research Letters* **24**, 229 (FEB 1, 1997).
26. M. Mack, E. Schuur, M. Bret-Harte, G. Shaver, F. Chapin, *Nature* **431**, 440 (SEP 23, 2004).
27. E. Euskirchen, A. McGuire, F. Chapin III, S. Yi, C. Thompson, *Ecological Applications* **19**, 1022 (2009).
28. J. J. Carrasco, J. C. Neff, J. W. Harden, *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences* **111**, (2006).
29. H. D. Matthews, M. Eby, T. Ewen, P. Friedlingstein, B. J. Hawkins, *Global Biogeochemical Cycles* **21**, (2007).
30. P. Friedlingstein, J. Dufresne, P. Cox, P. Rayner, *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology* **55**, 692 (2003).
31. C. Jones, P. Cox, C. Huntingford, *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology* **55**, 642 (APR, 2003).
32. R. Monson *et al.*, *Nature* **439**, 711 (FEB 9, 2006).
33. C. J. Mikan, J. P. Schimel, A. P. Doyle, *Soil Biology & Biochemistry* **34**, 1785 (Nov, 2002).
34. C. Kaiser *et al.*, *J. Geophys. Res.-Biogeosciences* **112**, G02017 (2007).
35. K. Dutta, E. A. G. Schuur, J. C. Neff, S. A. Zimov, *Global Change Biology* **12**, 2336 (2006)

Supplementary Material to

The response of frozen soil respiration to warming controls the 21st century high-latitude CO₂ and CH₄ balance

Charles Koven, Bruno Ringeval, Pierre Friedlingstein, Philippe Ciais, Patricia Cadule, Dmitry Khvorostyanov, Gerhard Krinner, Charles Tarnocai

Model and experimental setup

The vertical discretization of soil temperature and soil carbon in this version of ORCHIDEE uses a 32 layer exponential grid, with a maximum depth of 51.2m. At each timestep, soil carbon is input from a fraction of decomposed litter following standard ORCHIDEE², and vertically discretized to an exponential profile with e-folding depth based on the PFT-specific rooting depth profile. Where permafrost layers exist, soil carbon inputs are set to zero below the permafrost table, and the total profile is adjusted so that the integral of carbon stocks in the active layer is conserved. The temperature-dependant soil carbon residence time is based on the standard ORCHIDEE scheme, except that it is calculated separately for each soil layer based on the temperature at that layer.

For the arctic region, we assume that the only moisture limitations to soil carbon respiration are those that accompany freezing. For the “freeze” and subsequent experiments, we do this by modifying the temperature dependence of respiration to take into account this limitation by liquid water availability that occurs in frozen soils. Respiration thus becomes lower than in our “control” case, in which we use only a constant Q₁₀ of 2 throughout the temperature range. A variety of frozen respiration functions have been proposed(1, 2), for example spanning Q₁₀ range from 10²-10⁶ (ref. (1)). Here we perform 4 separate sensitivity experiments (fig. S2): 2 with a second exponential with Q₁₀ values; and 2 with a linear dropoff between the fixed respiration rate at 0C and a T_{crit} where respiration goes to 0. For the Q₁₀ experiments, we use Q₁₀ of 100 and 1000 for temperatures below 0°C; for the T_{crit} experiments, we use T_{crit} values of -1C and -3C. We report the mean and standard deviation of all four sets of runs for the “freeze” experiment; for the “freeze” and “permafrost” experiments we use the runs with a T_{crit} of -1C.

For the “permafrost” experiment, we perform a sensitivity test to the vertical diffusion constant that we use to model processes such as cryoturbation that transport organic material from surface or active layer into the permafrost layers of the soil. The rate of such diffusion is poorly known, however radiocarbon dates of subducted organic material(3) suggest a centennial to millennial timescale. Thus we try to bracket this range, with diffusion constants of 1e-2m²/yr and 1e-3 m²/yr.

For the “heating” experiment, we also try to bracket the range of potential values for the exothermic heat release term described by Khvorostyanov et al (4). We implicitly use a value of zero for all prior experiments; for the “heating” experiment, we additionally test the model with values of 20 and 40 MJ/kg C, which covers the range used by Khvorostyanov et al (4).

The surface carbon stocks are initialized iteratively for 10,000 years as described by Koven et al.(5). For the simulations that involve permafrost carbon, i.e. “permafrost” and “heating”, we also include carbon in deeper soil layers where Yedoma soils exist in Eastern Siberia. We define the Yedoma geographic extent following Walter et al.(6); we use initial Yedoma carbon concentrations of 17.6 Kg C/m³ following Zimov et al.(7) and a bulk lability set by partitioning the Yedoma carbon between the three ORCHIDEE carbon lability pools to match the carbon residence time of the 5°C soil incubation data of Dutta et al.(8).

Mean and error estimates for the freeze, permafrost, and heating experiments are found as the mean and standard deviation of an ensemble of model runs with varied parameter values. For each ensemble member, a chosen parameter value is used in the initial model equilibration and for the subsequent transient experiments (control, CO₂-only, CO₂+climate). For the Freeze experiment, we vary the frozen respiration function; for the permafrost experiment, we vary the SOM vertical diffusion constant; and for the Heating experiment, we vary the exothermic heat per unit carbon consumption term.

Comparison of modelled and observed carbon stocks

A strong difference between the experiments tested here is seen in the size of the carbon stocks that are initially in equilibrium with the model (fig. S3 and Table S1), where inclusion of the freeze-induced inhibition of respiration leads to larger equilibrium soil carbon stocks and brings the model in closer agreement with inventories of high-latitude soil carbon in the Northern Circumpolar Soil Carbon Database (NCSCD)(9). This is particularly true in the Eastern Siberian region, where high carbon stocks are associated with cryoturbated permafrost-affected soils (turbels). Because peat formation processes are not included in ORCHIDEE, we strongly underestimate the substantial carbon stocks associated with peat deposits, particularly those in western Siberia and Canada.

Sensitivity of results to model parameters and processes

For the ensemble of runs performed with different frozen respiration functions, initial carbon stocks ranged 246 to 264 for the top 1m of soils, with larger carbon stocks associated with lower frozen respiration rates. Lower respiration rates also translated to higher sensitivity of the carbon pools to warming, with a standard deviation of 3 Pg between the ensemble members.

For the permafrost experiment, we vary the vertical diffusion constant by an order of magnitude. For the faster diffusion case ($k=10^{-2}$ m²/yr), total carbon stocks are larger than the slower diffusion case ($k=10^{-3}$ m²/yr) after the initial 10,000 yr “spinup” period due to faster equilibration between the active layer carbon and permafrost carbon. In addition, the lability of the permafrost carbon was higher, with a higher proportion of active pool to slow pool carbon in the permafrost layers. This leads to a higher vulnerability of the permafrost carbon stocks to warming, and thus higher loss rates (69 Pg vs 55 Pg, respectively).

We perform two scenarios with nonzero values of the microbial heat release term; at 20 MJ/kg C and 40 MJ/kg C. The overlap with the error shading in figure 2b between the lower range of the heating case and the upper range of the permafrost case is due to the fact that the middle estimate of the microbial heat release parameter leads to only a minor change in the model behavior, it is only the upper estimate, in which the heat released is enough to lead to further thaw of deeper permafrost, that large carbon emissions occur.

Our results also show that the heat release from organic carbon decomposition can increase both the CO₂ and CH₄ release. The idea of microbial heat release playing a role in permafrost carbon cycling was first proposed by *ref. (10)*. This idea has strong theoretical justification—in that thermodynamics dictates that the energy differential between organic substrate and inorganic carbon will eventually become thermal energy—and is supported by some field evidence(11). The actual quantity of heat released per unit carbon respired (H) is not well constrained (here we vary H between 0 and 40 MJ/kg C)(4), and more investigation is needed to determine the strength of this mechanism in actual permafrost soils. In particular, this mechanism has a very weak effect on the steady-state dynamics of the model (fig. S3); instead it only becomes important when the system is perturbed far out of equilibrium. Thus we cannot reject the hypothesis that microbial heat production could dramatically accelerate permafrost carbon melting (e.g. figures 2b and S5) as obtained in local field experiments (11). However, we note that the ‘Heating’ process has a strong threshold behavior relative to the heat release parameter H (4) and only acts to create a significant extra source of CO₂ if the parameter H is above 20 MJ/kg C. Therefore, this process will only be important if the heat release is at the upper end of what is thermodynamically possible; because of the strong threshold behavior, lack of quantitative observations, and overall large uncertainty of this process, we consider the “permafrost” case, which does not include the heating term, our best estimate.

The large source of CO₂ and CH₄ that results from climate change in the model experiment with the upper estimate of microbial heat decomposition is qualitatively similar to that described by *Khvorostyanov et al.(4)*: in certain gridcells, the heat released results in a positive feedback that leads to thawing to the base of the C-rich soil (25 m). In reality, however, the impact of a biological heat source in soils may be quite different. A particular simplification inherent in this modeling framework is that we model heat transfer as 1-D heat conduction; real soils will have 3-D heat transport, and advection of heat by groundwater and vapor flow may be critical to the thawing processes(12). However, while these processes may damp any positive feedbacks loops

such as the one we calculate here for the microbial heat release experiment, they may also act to destabilize and accelerate thaw through processes such as thermokarst.

The wetland CH₄ results are calculated with the ORCHIDEE-WET model, separately, forced by the same scenario, and added to the CH₄ emissions from the permafrost model. The CH₄ submodel of ORCHIDEE-WET is based on the *Walter et al.*(13) CH₄ model, in which methanogenesis, methanotrophy, and CH₄ transport are calculated for saturated soil columns(14, 15). The temperature sensitivity of methanogenesis for a given substrate availability in *Walter et al.*(13) and ORCHIDEE-WET is based on a modified Q₁₀ formulation:

$$g = f(T(t, z))Q_{10}^{T(t, z) - T_{\text{mean}}}$$

where $f(T)$ is a step function that halts methanogenesis in frozen soils, and the term T_{mean} is the location-dependant mean annual temperature. In the original *Walter et al.*(13) formulation, Q₁₀ was set to 6; here it is set to 3 based on an optimization of the model at several sites and against global inversions, as described by Ringeval et al (14). In addition, we test alternate hypotheses about microbial adaptation to climate change in order to assess the uncertainty associated with this, by allowing T_{mean} to vary or stay fixed.

Supplementary Figures and Tables

Experiment Name	Processes included	Parameters varied and range tested	Initial soil carbon sock for region N of 60N to 1m	Initial soil carbon sock for region N of 60N to 3m	Integrated net CO ₂ flux by end of 21 st century due to climate change
Control	Standard ORCHIDEE + vertical discretization of soil carbon; improved snow insulation and ice latent heat		191 Pg	211 Pg	1 Pg
Freeze	Control + Inhibition of soil C decomposition when frozen	Frozen respiration function (see fig. S2 for functions tested)	254 Pg	280 Pg	25 +- 3 Pg
Permafrost	Freeze + Insulation by SOM, vertical mixing of soil carbon, and Yedomas	Cryoturbation diffusion constant k: .01-.001 m ² /yr	306 Pg	504 Pg	62 +- 7 Pg
Heating	Permafrost + exothermic heat release with decomposition	Exothermic heat release H: 20- 40 MJ / kg C	294 Pg	476 Pg	85 +- 16 Pg

Table S1. List of experiments presented here, with description of processes added in each experiment, parameter ranges tested, and total CO₂ flux resulting from climate change alone at end of each experiment.

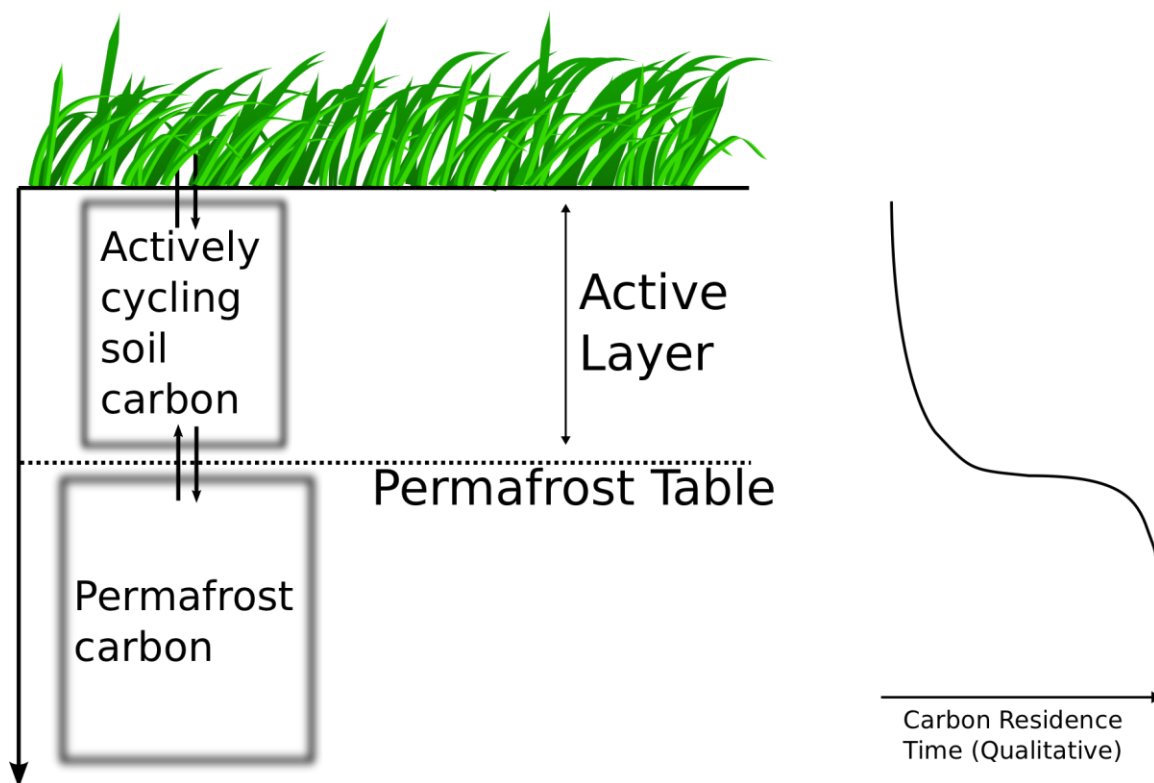


Figure S1. Schematic of permafrost carbon pool and its relation to overall carbon cycle in high latitude regions.

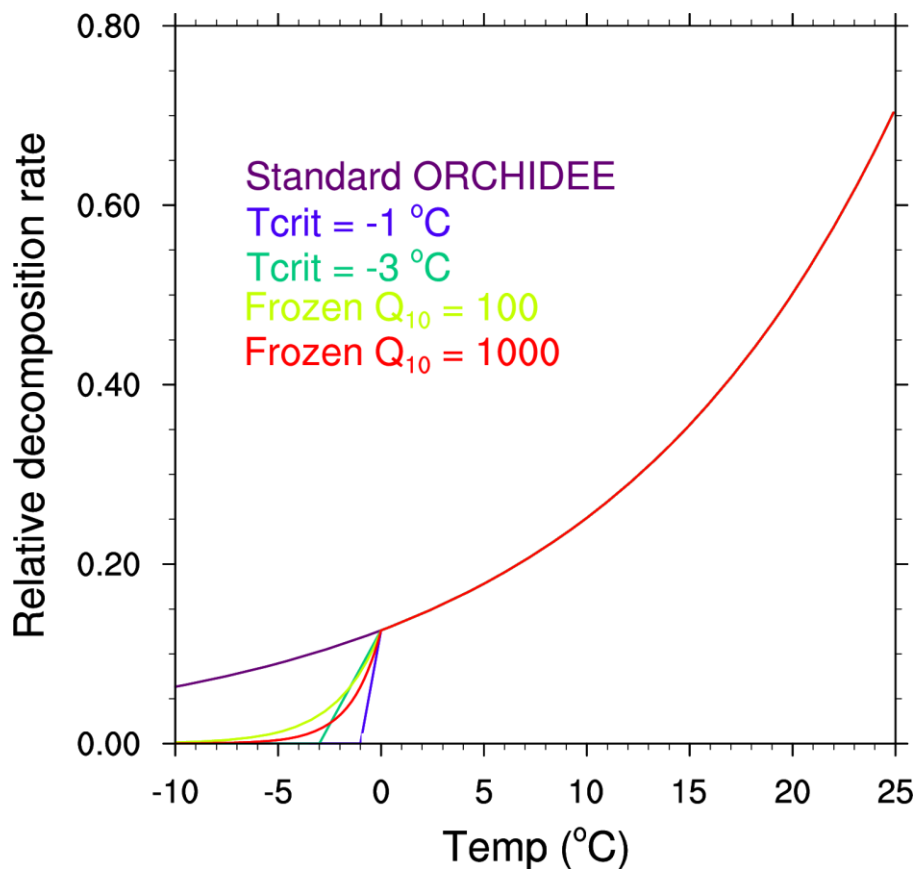


Figure S2. Modelled frozen respiration functions. All follow the standard ORCHIDEE respiration control function ($Q_{10} = 2$) for unfrozen soils; two curves follow a second exponential function ($Q_{10} = 100, 1000$) for frozen soils, and two use a linear dropoff to zero respiration at a temperature $T_{crit} = -1$ or $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$.

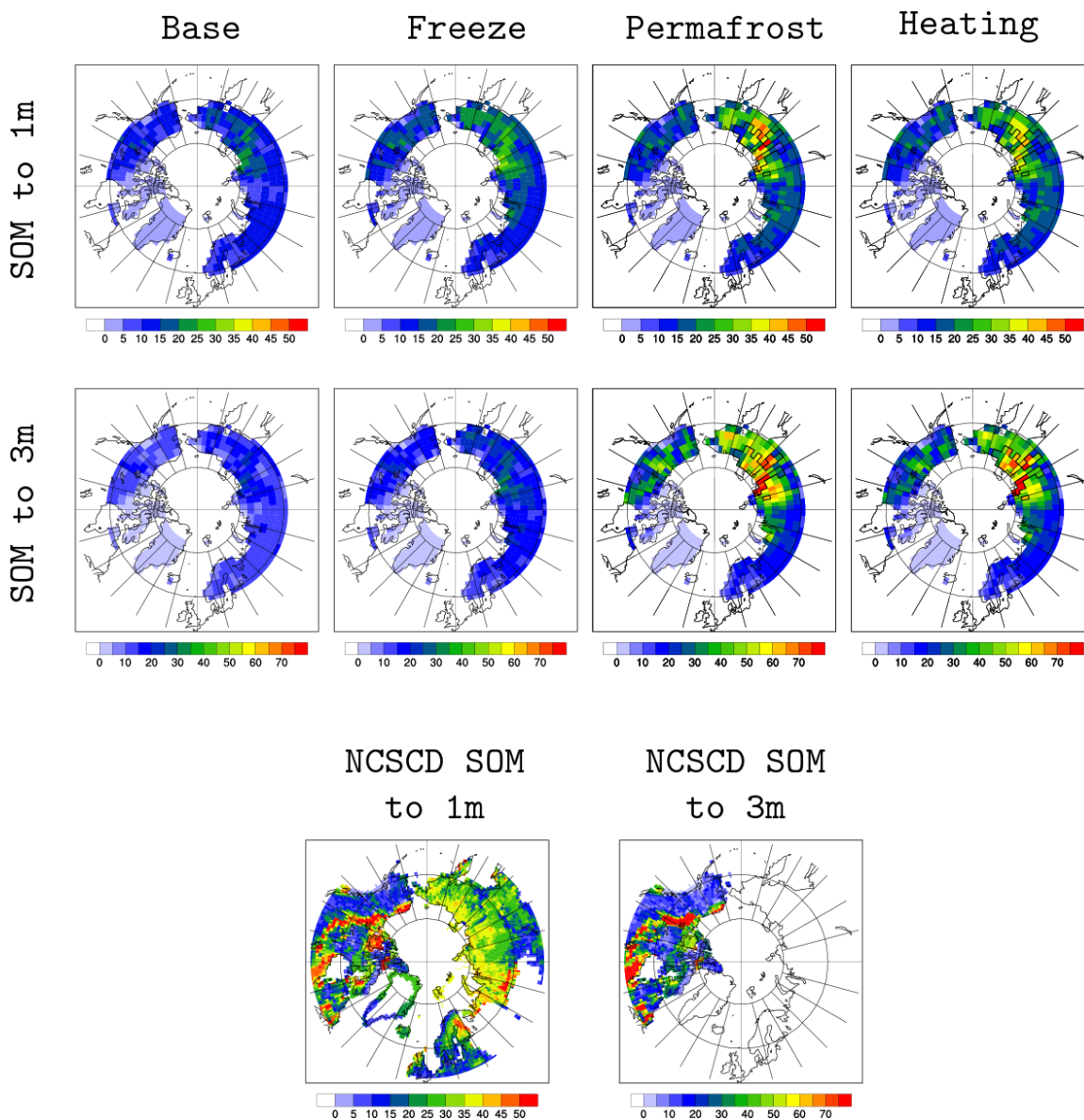


Figure S3. Maps of initial soil carbon (kg C/m²) to depths of 1m and 3m for each experiment, and for comparison, observations from the Northern Circumpolar Soil Carbon Database(9). Outlined gridcells in Permafrost and Heating experiments are those where Yedoma carbon stocks are present in model.

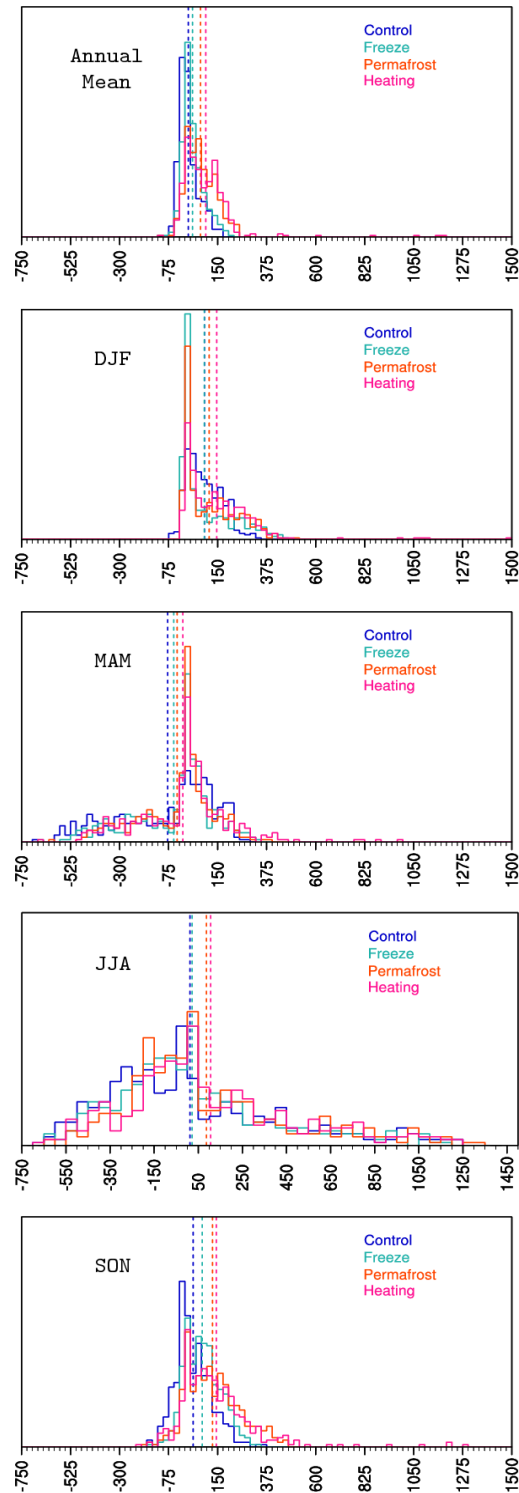


Figure S4. Histograms of CO₂ balance for each case at the end of the modelled period, for annual mean and for each season.

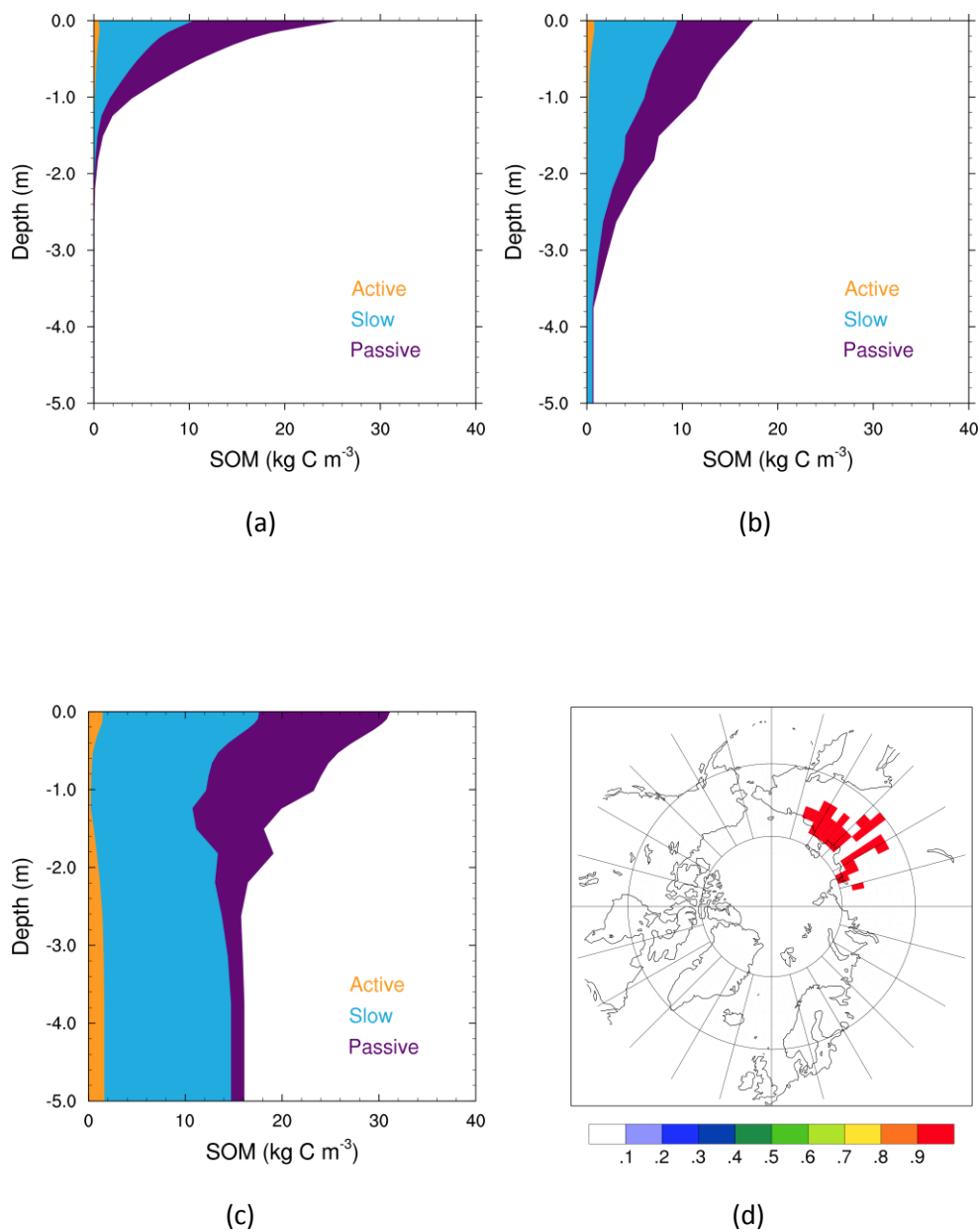


Figure S5. Modelled soil C vertical profiles. (a) mean over all permafrost gridcells in Freeze case. (b) mean over permafrost gridcells in Permafrost case. (c) Mean over all Yedoma gridcells in Permafrost case. (d) map of gridcells where Yedoma is initialized to be present.

1. R. Monson *et al.*, *Nature* **439**, 711 (FEB 9, 2006).
2. C. J. Mikan, J. P. Schimel, A. P. Doyle, *Soil Biology & Biochemistry* **34**, 1785 (Nov, 2002).
3. C. Kaiser *et al.*, *J. Geophys. Res.-Biogeosciences* **112**, G02017 (2007).
4. D. Khvorostyanov, G. Krinner, P. Ciais, M. Heimann, S. Zimov, *Tellus B* **60**, 250 (2008).
5. C. Koven *et al.*, *Geophys. Res. Lett.* **36**, L21501 (2009).
6. K. M. Walter, M. E. Edwards, G. Grosse, S. A. Zimov, F. S. Chapin, III, *Science* **318**, 633 (2007).
7. S. Zimov *et al.*, *Geophysical Research Letters* **33**, (2006).
8. K. Dutta, E. A. G. Schuur, J. C. Neff, S. A. Zimov, *Global Change Biology* **12**, 2336 (2006).
9. C. Tarnocai, D. Swanson, J. Kimble, G. Broll, "Northern Circumpolar Soil Carbon Database" *Digital database* (Research Branch, Agriculture and Agri-Food Canada, Ottawa, Canada., 2007).
10. S. Zimov *et al.*, *Climatic Change* **33**, 111 (1996).
11. S. A. Zimov *et al.*, *Geophysical Research Letters* **33**, L20502 (2006).
12. D. Kane, K. Hinkel, D. Goering, L. Hinzman, S. Outcalt, *Global and Planetary Change* **29**, 275 (JUN, 2001).
13. B. Walter, M. Heimann, E. Matthews, *Journal of Geophysical Research. D. Atmospheres* **106**, 34 (2001).
14. B. Ringeval *et al.*, *Global Biogeochem. Cycles* **24**, (2010).
15. B. Ringeval *et al.*, *Tellus B*, (In Review).

Chapitre 5. Conclusion et discussion générales

5.1) Conclusion

Pour étudier la sensibilité des émissions de CH_4 par les wetlands au climat, j'ai modifié le modèle ORCHIDEE [Krinner *et al.*, 2005] afin qu'il prenne en compte ces émissions. Ceci s'est fait en deux étapes permettant la simulation (i) de la dynamique des étendues de wetlands et (ii) des densités de flux de CH_4 , le produit de ces deux variables conduisant aux émissions. La modélisation diagnostique des étendues de wetlands se base sur le couplage entre ORCHIDEE et une approche TOPMODEL [Beven and Kirkby, 1979; Decharme and Douville, 2005] : pour chaque maille et à chaque pas de temps, le contenu en eau moyen donné par ORCHIDEE est redistribué en se basant sur la topographie sous-maille afin de calculer la fraction de la maille saturée en eau. Ce couplage a été évalué en comparant la dynamique temporelle et la répartition spatiale des surfaces saturées simulées, à celles de surfaces inondées, issues de produits satellites [Prigent *et al.*, 2007]. Les étendues de wetlands où l'eau est affleurante (c.à.d. où la hauteur de nappe phréatique, WTD, est située au niveau de la surface du sol) ont ensuite été dérivées de ces fractions saturées en effectuant un calcul d'anomalies par rapport aux données satellites. L'approche TOPMODEL a également été modifiée pour prendre en compte la dynamique des wetlands non affleurant, ayant une WTD située 10 cm en dessous de la surface du sol. En ce qui concerne les densités de flux, elles ont été simulées en intégrant au sein d'ORCHIDEE une version modifiée du modèle de [Walter *et al.*, 2001]. Ce modèle, basé sur une approche « processus », simule les densités de flux wetlands/atmosphère comme la résultante de trois procédés : (i) la production de CH_4 dans les couches de sol anaérobies, (ii) le transport du CH_4 ainsi produit vers l'atmosphère (via la diffusion, l'ébullition et le transport par les plantes) et (iii) l'oxydation du CH_4 durant ce transport dans les couches de sol aérobie. La modification du modèle initial concerne la représentation du substrat disponible pour la méthanogenèse : dans mon approche, le réservoir de carbone actif simulé par ORCHIDEE sert d'indicateur de la quantité de ce substrat. Les densités de flux ainsi obtenues ont été comparées à des mesures de densités de flux effectuées sur différents sites. J'ai ensuite utilisé la version d'ORCHIDEE ainsi modifiée pour étudier la sensibilité des émissions de CH_4 par les wetlands au climat sur deux échelles de temps distinctes : la variabilité interannuelle récente (1990-2008) et la période 1860-2100, sous changement climatique actuel et futur.

Je me suis d'abord focalisé sur la variabilité interannuelle de ces émissions sur la période 1990-2008. J'ai montré que la variabilité des étendues de wetlands (extensions/rétractions) joue un rôle prépondérant sur la variabilité simulée des émissions de CH_4 par les wetlands. Ce rôle clé a été démontré quelque soit les étendues de wetlands utilisées : les données de [Prigent *et al.*, 2007] sur la période 1993-2000 ou les surfaces saturées issues du couplage ORCHIDEE-TOPMODEL sur la période 1990-2008. La contribution des étendues de wetlands à la variabilité interannuelle des émissions est plus élevée dans les Tropiques ; l'anomalie d'étendues pouvant expliquer, certaines années, jusqu'à 90% de l'anomalie d'émissions. J'ai également montré que les anomalies climatiques pouvaient

conduire, une même année, à une augmentation (resp. une diminution) des densités de flux et une diminution (resp. une augmentation) des étendues de wetlands avec, par conséquent, un effet opposé sur l'émission totale de CH_4 vers l'atmosphère. Cela montre la nécessité de prendre en compte la variabilité des étendues de wetlands dans les approches de modélisation directe des émissions de CH_4 par les wetlands. J'ai ensuite montré que les émissions simulées par ORCHIDEE augmentent fortement sur la période 2003-2008 à l'échelle globale : les anomalies d'émissions annuelles moyennes augmentent de $\sim +20\%$ par rapport aux émissions globales annuelles sur la période 1993-2000. Géographiquement, ces anomalies s'expliquent par une forte augmentation de la contribution des émissions boréales au signal global sur la période post-2003 puis par une augmentation des émissions tropicales en 2007-2008. Les émissions interannuelles ont été comparées à celles déduites d'inversion de champs de concentration atmosphérique [Bousquet *et al.*, 2006]. La corrélation entre les variabilités simulées par les deux approches est élevée sur la période 1990-2002, mais se dégrade nettement après 2002. Ceci est notamment lié à de fortes incertitudes sur le forçage en précipitations. L'utilisation d'un jeu de deux forçages différents a notamment permis de montrer une forte sensibilité des émissions simulées aux précipitations. Un changement même faible de celles-ci semble impacter très fortement les émissions via la sensibilité des étendues de wetlands. L'incertitude liée au forçage mentionnée ci-dessus rend difficile la quantification précise de la contribution des wetlands aux anomalies positives de concentration atmosphérique en CH_4 observées en 2007-2008.

Enfin, j'ai étudié l'évolution des émissions de CH_4 par les wetlands sous changement climatique futur. J'ai également étudié la rétroaction climat/émissions de CH_4 par les wetlands. En effet, le CH_4 étant un gaz à effet de serre ayant un GWP important, une modification des émissions pourrait à son tour impacter le climat et conduire à une rétroaction dont le signe et l'amplitude restent très incertains. Un jeu de différentes simulations d'ORCHIDEE a été réalisé ; faisant varier, au cours du temps, la concentration atmosphérique en CO_2 et/ou le climat. Le scénario SRES-A2 a été choisi pour la période 2000-2100. Les émissions de CH_4 par les wetlands simulées par ORCHIDEE augmentent de 70% en 2100 par rapport à la période préindustrielle, sous l'effet combiné de l'augmentation du CO_2 et du climat. Contrairement aux études antérieures [Gedney *et al.*, 2004; Shindell, 2004] qui ne prennent pas en compte d'évolution du substrat de la méthanogenèse, c'est, ici, l'effet du CO_2 seul qui explique cette augmentation ; son effet fertilisant sur la production végétale conduisant à une augmentation de ce substrat. L'effet climatique seul diminuerait les émissions de CH_4 en 2100 par rapport aux émissions préindustrielles (-64%), principalement en raison d'une diminution des étendues de wetlands sous changement climatique futur.

J'ai ensuite développé un cadre théorique de calcul de l'amplitude de la rétroaction climat/émissions de CH_4 par les wetlands et de ses interactions avec la rétroaction climat/ CO_2 . Ces interactions concernent (i) l'effet fertilisant du CO_2 sur le substrat de la méthanogenèse cité ci-dessus et (ii) le fait qu'une perturbation du climat engendrée par le forçage radiatif du CO_2 (resp. du CH_4) a un impact sur les flux de CH_4 (resp. de CO_2) à l'interface surface/atmosphère. L'utilisation conjointe de la littérature [Gedney *et al.*, 2004; Shindell, 2004] et des simulations d'ORCHIDEE citées ci-dessus m'a permis d'estimer l'incertitude associée à la sensibilité des émissions de CH_4 au climat (notée ici γ_M). La valeur du gain de la rétroaction climat/émissions de CH_4 par les wetlands considérée seule est faible (- 0.016 à +0.024, inférieure à 30% du gain climat/ CO_2) mais son signe est peu contraint à cause des incertitudes qui règnent sur la valeur de γ_M . Malgré cela, j'ai montré que la prise en compte conjointe

des différentes rétroactions et des interactions entre ces rétroactions pourraient augmenter de 475 à 1400 ppb la concentration atmosphérique de CH₄ prévue en 2100 par le scénario SRES-A2.

5.2) Perspectives techniques de développement du modèle ORCHIDEE

5.2.1) Liées à l'hydrologie

TOPMODEL a été initialement développé pour simuler la dynamique des fractions saturées [Beven and Kirkby, 1979; Decharme and Douville, 2005] et son utilisation pour simuler la dynamique des wetlands soulève plusieurs problèmes. Certaines de ces limitations ont été abordées en discussion de l'article [Ringeval et al., 2010, soumis à JGR] (Chapitre 2). Elles concernent notamment la surestimation des étendues simulées par rapport aux inventaires d'étendues de wetlands et la non prise en compte de la diversité hydrologique de types de wetlands (plaines d'inondation, bogs ombrotrophiques et wetlands perchés, etc.). Dans ce paragraphe, je reviens brièvement sur, à mon sens, la plus importante de cette limitation : le fait que les surfaces saturées dérivées du couplage ORCHIDEE-TOPMODEL à l'échelle globale soient largement supérieures aux surfaces de wetlands issues des inventaires habituellement utilisés [Matthews et al., 1991; Prigent et al., 2007] (~11% vs. 4% de la surface totale du globe). Ceci conduit à une surestimation de la contribution des émissions par les wetlands aux sources globales de CH₄. Une telle valeur d'étendue globale des surfaces saturées est commune à d'autres couplages LSM-TOPMODEL [e.g. Decharme and Douville, 2005; Gedney and Cox, 2003]. Elle ne semble donc pas être causée par la représentation, simple, de l'hydrologie du sol d'ORCHIDEE. D'autres éléments peuvent expliquer cette surestimation ; ils concernent : des incertitudes liées aux données d'entrée du modèle, des différences de définition entre les variables simulée/observée ou encore des processus relatifs aux wetlands et non pris en compte via TOPMODEL.

Tout d'abord, des investigations sur la sensibilité des étendues globales au choix de la base de données d'indices topographiques (HYDRO1K) ou à la résolution spatiale [Ducharne, 2009] pourraient s'avérer nécessaires pour quantifier dans quelle mesure les entrées/résolution du modèle impactent les étendues simulées.

Ensuite, la différence intrinsèque qui existe entre une surface saturée (variable simulée par TOPMODEL) et une surface de wetland permanent (variable issues des inventaires) contribue à cette surestimation. Cette incompatibilité de définition ne peut être résolue via l'utilisation de TOPMODEL. Que ce soit par l'approche utilisée par [Gedney and Cox, 2003] ou celle choisie dans ce manuscrit (anomalie), le passage d'une variable à l'autre est, à l'heure actuelle, prise en compte de manière peu mécaniste. Je ne vois pas, pour l'instant, de stratégie plus adaptée permettant la transition de l'une à l'autre.

L'origine de cette surestimation peut aussi être liée à certains processus non pris en compte dans le couplage ORCHIDEE-TOPMODEL pour lesquels des pistes d'améliorations peuvent être retenues. Ces processus sont relatifs aux actions anthropiques et autres perturbations ou aux différentes origines de formation d'un wetland. Tout d'abord, l'action de l'Homme a engendré de fortes diminutions des étendues de wetlands via leur drainage et leur conversion en terres agricoles [Hirano et al., 2007]. 53% des étendues de wetlands aux USA auraient été ainsi drainées depuis 200 ans [Mistch and

Gosselink, 2000]³². Une telle diminution pourrait expliquer une part de la surestimation des surfaces simulées par le couplage ORCHIDEE-TOPMODEL. Cette hypothèse pourrait être testée en élaborant une carte d'étendues de wetlands drainés et en utilisant cette dernière pour diminuer d'autant les surfaces saturées simulées par ORCHIDEE-TOPMODEL. C'est, à mon avis, une piste intéressante. Toutefois, l'élaboration d'une telle base de données s'avèrera ardue par manque de données (même locales) sur ces conversions wetlands/cultures. Des « perturbations » autres que le drainage peuvent contribuer à la surestimation des surfaces simulées par rapport aux inventaires habituels. Par exemple, [Turetsky, 2002] estiment à 13% la proportion des étendues de wetlands de l'Ouest du Canada qui ont subi une « perturbation » récente, principalement sous la forme de feu de tourbe. Ces perturbations restent néanmoins difficiles à prendre en compte étant donné leur caractère variable, à la fois spatialement et temporellement ; contrairement au drainage d'origine anthropique. D'autre part, la différence d'origine de formation des wetlands non prise en compte via TOPMODEL peut expliquer une partie de la surestimation décrite au début de ce paragraphe. Dans les régions où les wetlands sont principalement générés par des plaines d'inondation (e.g. plaine de l'Ob ou l'Amazonie), TOPMODEL, simulant la genèse de wetlands par la remontée d'un front de saturation, n'est pas adapté. Son utilisation peut conduire à une mauvaise estimation des étendues de wetlands. Une perspective d'amélioration serait alors de séparer les régions du globe en fonction du régime hydrologique des wetlands, et d'utiliser dans chacune des régions le modèle le plus approprié : dans les régions où les wetlands sont générés par des plaines d'inondation, c.à.d. en présence de grands fleuves, je pourrai utiliser une approche similaire à celle développée par [Decharme et al., 2008], tandis que dans les autres régions, je continuerai d'utiliser une approche TOPMODEL. L'approche de [Decharme et al., 2008] permet de prendre en compte le transport horizontal de l'eau d'une maille à l'autre via les fleuves et la formation de plaines d'inondation par débordement de ceux-ci. La délimitation des régions « plaine d'inondation » ou « wetlands formés par la remontée d'un front de saturation » serait fixe dans le temps et l'utilisation de l'une ou l'autre approche dans une région donnée se ferait de manière exclusive afin de ne pas compter deux fois les mêmes surfaces. La prise en compte des processus de plaines d'inondation est, à mon sens, une des perspectives les plus intéressantes à mettre en œuvre dans la continuité de cette thèse.

Au-delà des limitations citées ci-dessus, l'utilisation de TOPMODEL permet de prendre en compte la dynamique spatiale et temporelle des étendues de wetlands saturés. J'ai également développé l'approche TOPMODEL afin de simuler la dynamique des étendues de wetland ayant une WTD en-dessous du sol. Dans l'état actuel de ma méthodologie, la prise en compte des étendues de wetlands ayant une WTD située 10 cm en-dessous du sol a un impact faible sur la variabilité interannuelle des émissions. De même, elle semble peu impacter la sensibilité simulée des émissions de CH₄ au changement climatique futur. Pourtant, je suppose qu'une diminution des étendues de wetlands saturées sous changement climatique futur pourrait se faire au profit d'étendues de wetlands dont la WTD est en-dessous du sol mais qui continuent d'émettre du CH₄. Cela pourrait alors diminuer la contribution des étendues de wetlands à la variabilité des émissions de CH₄ que je simule (effet tampon). Dans ce manuscrit, les étendues de wetlands ayant une WTD en moyenne égale à -10 cm correspondent aux surfaces diagnostiquées par TOPMODEL dont le déficit est compris entre 0 et 20 cm. Les densités de flux de ces étendues sont approchées par le couplage entre ORCHIDEE et [Walter et al., 2001] en imposant en entrée une WTD de -10 cm. Sur une gamme aussi large de WTD (0 ; -20 cm), les densités de flux ne varient pas linéairement en fonction de la WTD, si bien que la densité de

³² Bien qu'une convention empêche leur destruction depuis 1970 : convention de Rasmar.

flux simulée avec une WTD=-10 cm n'est pas représentative de la densité de flux moyenne d'une zone dont le déficit va de 0 à 20cm. Cela peut entraîner une estimation erronée (i) de l'intensité des émissions des wetlands non saturés à l'échelle globale et (ii) de leur rôle sur la variabilité des émissions. Je préconise de prendre en compte une discrétisation plus fine de la WTD. Ce développement peut se faire très facilement et permettra de tester l'hypothèse selon laquelle la prise en compte des étendues de wetlands non saturées diminue la contribution des étendues de wetlands à la variabilité des émissions de CH₄. Se pose toutefois le problème de l'évaluation et d'une éventuelle correction de ces étendues de wetlands non affleurants.

La variabilité interannuelle des émissions de CH₄ simulée sur la période 1990-2000, lorsque les étendues de wetlands sont dérivées d'ORCHIDEE-TOPMODEL, est bien corrélée avec la variabilité interannuelle issue des inversions [Bousquet *et al.*, 2006]. L'accord avec [Bousquet *et al.*, 2006] diminue de manière importante après 2002 : l'approche directe conduit à une importante augmentation des émissions dans les régions boréales et tropicales sur la période 2003-2008 ; non simulée dans l'ensemble des inversions de [Bousquet *et al.*, 2006]. En premier lieu, j'aimerais réaliser une nouvelle simulation avec un forçage cohérent sur l'ensemble de la période (1990-2008) afin, notamment, de supprimer l'incertitude liée à l'existence d'un éventuel biais concernant les températures aux hautes latitudes sur la période 2003-2008 dans le forçage utilisé dans ce manuscrit. J'ai également mis en avant, au sein des simulations d'ORCHIDEE, une forte sensibilité des émissions aux précipitations, quelque soit la bande de latitude considérée. La variabilité simulée par inversion est, comme au sein de mon approche, le résultat de simulations : elle ne peut être utilisée comme des mesures. Malgré cela, j'aimerais évaluer l'accord entre approches directe/inverse en fonction de la sensibilité des émissions de CH₄ simulées par ORCHIDEE aux précipitations. La sensibilité des émissions de CH₄ aux précipitations se fait via l'extension/rétraction des étendues de wetlands : à la fois la sensibilité des étendues de wetlands aux précipitations et celle des émissions de CH₄ à ces étendues (cf. Figure 1-9) peuvent être modifiées.

En ce qui concerne une modification de la sensibilité des étendues de wetlands aux précipitations, plusieurs pistes peuvent être retenues. Je préconise, tout d'abord, des tests simples : par exemple, évaluer, dans les Tropiques particulièrement, l'évolution de la variabilité du contenu en eau du sol et donc des fractions saturés simulées par TOPMODEL, qu'entraîne une augmentation de la profondeur du sol d'ORCHIDEE. Une meilleure prise en compte de la dynamique temporelle de l'eau du sol au sein d'ORCHIDEE via l'utilisation d'une nouvelle version d'ORCHIDEE ayant une discrétisation verticale (11 couches) pour l'hydrologie serait elle aussi susceptible de modifier la sensibilité des émissions aux précipitations. Enfin, la prise en compte des processus de plaines d'inondations [Decharme *et al.*, 2008] (cf. ci-dessus) peut impacter la sensibilité des étendues de wetlands aux précipitations.

En ce qui concerne la sensibilité des émissions aux étendues de wetlands, un meilleur couplage hydrologie/carbone pourrait être testé. Les wetlands d'intérêt dans ce manuscrit sont ceux qui émettent du CH₄. Les émissions de CH₄ sont liées non seulement à la présence d'eau mais également à celle de carbone sol servant de substrat. Il semble probable que, dans la réalité, une forte augmentation des étendues de wetlands ne conduise pas nécessairement à une augmentation d'émissions si le contenu en carbone des nouveaux sols inondés est faible. Ce processus n'est pas pris en compte dans le modèle où la densité de carbone du sol n'est pas discrétisée au sein d'une maille. Une idée pourrait être de borner l'extension des wetlands au sein de chaque maille via une fraction maximale de wetlands émetteurs. Cette fraction serait calculée en utilisant une base de

données de contenu en carbone sol à forte résolution³³. De plus, je pourrai lier la distribution sous-maille de la topographie (issues de TOPMODEL) avec la distribution à fine échelle des caractéristiques des sols. Les sols de peatlands ayant une porosité beaucoup plus importante que celles des sols minéraux aux alentours [Lawrence and Slater, 2007], leur inondation peut-être moins sensible aux précipitations (effet tampon). La mise en place d'une relation entre la topographie sous-maille et la distribution sous-maille du contenu en carbone sol [Global Soil Data Task Group, 2000] pourrait ainsi être utilisée pour filtrer les étendues de wetlands simulées par ORCHIDEE-TOPMODEL. C'est, à mon avis, une perspective à court terme très intéressante. Cette stratégie n'est cependant pas judicieuse en vue d'études sur des périodes de temps où le contenu en carbone sol est différent de l'actuel et pour lesquelles je ne dispose pas d'informations sur ce contenu.

5.2.2) Liées au carbone

Au sein de l'approche développée dans ce manuscrit, le substrat de la méthanogenèse est approché par une fraction (α_0) du réservoir de carbone actif d'ORCHIDEE. Aucune modification n'a été apportée à ORCHIDEE afin de prendre en compte les spécificités du cycle du carbone associé aux wetlands. Cela peut engendrer des doutes sur la sensibilité simulée du substrat de la méthanogenèse au climat et ne permet pas d'améliorer la représentation des flux de CO₂ et des stocks de carbone sol associés aux wetlands [Koven et al., 2009; Tarnocai et al., 2009]. Par exemple, la diminution de substrat de la méthanogenèse simulée dans ORCHIDEE sous climat futur (Chapitre 4) est due à la fois à une augmentation de la respiration hétérotrophe, suite à l'augmentation de la température, mais également à une diminution de la productivité végétale suite à la diminution de la disponibilité en eau du sol. Dans mon approche, la diminution du contenu en eau du sol est prise en compte via TOPMODEL et la rétraction des étendues de wetlands simulés. En ce qui concerne le calcul des densités de flux, la méthodologie que j'utilise consiste à simuler les densités de flux pour un wetland ayant une WTD fixe (au niveau de la surface du sol ou 10 cm en-dessous) : la diminution du contenu en eau du sol simulé par ORCHIDEE ne devrait donc pas avoir d'impact sur la quantité de substrat simulé.

Pour remédier à ces problèmes et mieux représenter les stocks de carbone sol des wetlands, je préconise d'ajouter un ou plusieurs PFTs « wetlands » représentant la végétation d'un wetland dans des conditions de saturation. A la fois la productivité et la dégradation du carbone sol seraient indépendants du contenu en eau du reste de la maille simulé par ORCHIDEE, afin d'être cohérent avec l'approche que j'ai choisie actuellement (variation horizontale au cours du temps de l'étendue d'un wetland dont la saturation est constante). Plusieurs PFTs caractéristiques des wetlands devraient être incorporés afin de prendre en compte une partie de la forte variabilité de productivité des écosystèmes regroupés sous le terme « wetland » (végétation mousse, herbacée, ...) [Mistch and Gosselink, 2000; Wania et al., 2009]. Les paramètres relatifs à la productivité de ces PFTs pourraient être issus d'études sur sites [Arneeth et al., 2006] ou s'inspireraient de [Wania et al., 2009]. En ce qui concerne la dégradation du stock de carbone sol associée à ces PFTs, j'imposerai une fonction de sensibilité à l'humidité de la dégradation du carbone sol (notée R_{moist}) indépendante du contenu en eau du sol (par exemple, $R_{\text{moist}}=0.35$ comme dans [Wania et al., 2009]). Un ratio production de

³³ Plutôt que de multiplier, pour chaque maille, les fractions saturées issues de TOPMODEL et celles construites à partir des cartes de carbone sol, comme cela est fait actuellement.

CH₄/production de CO₂, fixe pour une WTD donnée, serait imposé. Les différents flux résultant de ces productions impacteraient les réservoirs de carbone sol associés aux PFTs « wetland ».

Toutefois, il est important de parvenir à coupler l'étendue de ces PFTs avec l'étendue de fraction « wetlands » simulée par ORCHIDEE-TOPMODEL et sa variabilité à la fois saisonnière et interannuelle. Je pourrai imaginer que deux sous-PFTs coexistent : un wetland dit « humide » et un wetland dit « sec ». L'étendue du PFT « humide » serait égale, à tout moment, à la fraction saturée donnée par TOPMODEL tandis que l'étendue du PFT « sec » correspondrait à la différence entre une fraction maximale de wetland (notée f_{sat}^{max}) et la fraction « humide ». Pour chaque maille, f_{sat}^{max} serait calculée au sein d'ORCHIDEE comme la moyenne sur le long terme (par exemple, sur une dizaine d'année) des étendues maximales annuelles du PFT « humide ». Les réservoirs de carbone du sol du PFT « humide » et du PFT « sec » échangent du carbone par « dilution » lorsque leurs étendues respectives évolueraient au cours du temps³⁴. Cela permettrait de prendre en compte explicitement le réservoir de carbone des étendues qui sont, au cours du temps, tantôt wetlands, tantôt non. Les stocks de carbone du sol engendrés par ces modifications pourront être comparés aux bases de données actuelles de carbone sol [Tarnocai et al., 2009].

³⁴ Le processus de « dilution » du carbone sol d'un PFT à l'autre est actuellement réalisé lorsque la dynamique de la végétation est activée au sein d'ORCHIDEE.

5.3) Positionnement scientifique et perspectives générales

5.3.1) Relatives aux cycles hydrologique et du carbone des wetlands

A travers cette thèse et notamment [Ringeval *et al.*, 2010, GBC], j'ai renforcé l'idée selon laquelle la dynamique des étendues de wetlands semble être un processus clé par lequel le climat agit sur les émissions de CH₄. Cette idée avait été avancée sur des échelles de temps paléo [Chappellaz *et al.*, 1993; Kaplan, 2002] mais j'ai montré que c'est également un processus important à l'échelle de la variabilité interannuelle. J'ai montré également qu'il pourrait avoir un rôle prépondérant sur les émissions à l'échelle du siècle sous changement climatique futur (Chapitre 4). Les études précédentes sur les périodes actuelle et future ne prenaient pas en compte la variabilité des extensions de wetlands mais introduisaient une variabilité verticale de la WTD. Depuis [Ringeval *et al.*, 2010, GBC], certaines études ont montré que la prise en compte à la fois d'une variabilité hydrologique horizontale et verticale était nécessaire [Bohn and Lettenmaier, 2010]. J'ai commencé ce travail à l'échelle globale via la méthode présentée dans la section 2.3.4. Je prévois de raffiner la prise en compte de la variabilité de la WTD comme explicité ci-dessus (section 5.2.2). Une perspective à plus long terme concernant l'hydrologie serait de parvenir à prendre en compte la WTD, quand elle est au-dessus du sol, afin d'estimer l'oxydation du CH₄ lors de son transport dans la couche d'eau au-dessus de la surface du sol. Cela pourrait contribuer à modifier la saisonnalité des émissions dans les Tropiques ainsi que la variabilité interannuelle des émissions : en effet, une forte anomalie positive de précipitations conduirait à une augmentation de l'épaisseur de la couche d'eau au-dessus du sol et donc à une oxydation du CH₄ produite plus importante. Cela pourrait peut-être générer une meilleure cohérence entre approches directe/inverse dans cette région caractérisée par une forte incertitude en ce qui concerne le bilan global du CH₄. De plus, il a été montré que la prise en compte de la WTD quand elle est au-dessus du sol a pu avoir un impact sur les émissions de CH₄ sur des périodes de temps plus longues (distinction lac/wetland ; [de Noblet-Ducoudré *et al.*, 2002]). Toutefois, la prise en compte d'une WTD au-dessus du sol n'est pas compatible avec la version de TOPMODEL utilisée ici [Saulnier and Datin, 2004]. Des investigations supplémentaires sur la manière dont ce processus peut être approché sont nécessaires.

Une des études menées dans le Chapitre 4 [Ringeval *et al.*, 2010, soumis à Tellus] a souligné l'impact des incertitudes liées à la sensibilité de la méthanogenèse au climat (valeur du Q_{10} , variation ou non dans le temps du T_{mean}) sur l'évolution dans le futur des émissions de CH₄ par les wetlands. Un parallèle avec les incertitudes relatives à la production de CO₂ par respiration hétérotrophe aérobie peut être fait et m'apporter un certain éclairage. En effet, les incertitudes relatives à la minéralisation par les micro-organismes de la matière organique semblent communes aux deux processus de respirations, qu'ils soient à l'origine de CO₂ (aérobie) ou de CH₄ (anaérobie). Ainsi, un changement des propriétés physiologiques des micro-organismes [Allison *et al.*, 2010], leur adaptation à une modification du milieu [Rainey and Travisano, 1998] ou une évolution des communautés bactériennes sont susceptibles d'influencer très significativement la sensibilité au climat des émissions de CH₄ ou les flux de CO₂ issus de la respiration hétérotrophe. L'évolution de la température de référence de la méthanogenèse (T_{mean}) peut être une manière très simple d'appréhender la sensibilité des résultats à ces différents processus.

[Ringeval *et al.*, 2010, soumis à Tellus] a, comme [Kaplan, 2002] sur d'autres échelles de temps, souligné l'importance de la sensibilité du substrat de la méthanogenèse au climat. Une estimation

réaliste de la sensibilité de ce substrat au climat nécessite une prise en compte de l'ensemble du cycle du carbone associé aux wetlands. Au sein d'un wetland, les flux de CH₄ mis en jeu sont souvent faibles par rapport aux flux de CO₂ bien que cela varie fortement d'un wetland à l'autre [Rinne et al., 2007; Updegraff et al., 2001]. Ainsi, une bonne estimation de l'évolution des émissions de CH₄ par les wetlands nécessite une bonne représentation des processus de production de CO₂ qui vont impacter la quantité de substrat. Les sensibilités des processus de production de CO₂ et de CH₄ au climat peuvent être différentes et il est important de prendre en compte ces différences. Par exemple, les valeurs du Q₁₀ des processus de respirations hétérotrophes aérobie et anaérobie semblent différentes (malgré les incertitudes relatives à la valeur de chacun [Ise and Moorcroft, 2006; Valentine et al., 1994]). De plus, dans des conditions anoxiques, seul le carbone le plus labile peut subir la méthanogenèse [Conrad, 1989] : il semble qu'une modification de la qualité du carbone du sol ait un impact plus important sur la production de CH₄ que sur celle de CO₂. La prise en compte de PFTs « wetlands » mentionnée ci-dessus serait un bon début de la prise en compte conjointe des flux de CH₄ et de l'ensemble du cycle du carbone.

Toutefois, il pourrait s'avérer nécessaire d'incorporer de nombreux processus relatifs au cycle du carbone spécifiques aux wetlands. Par exemple, l'effet fertilisant du CO₂ sur la productivité des wetlands serait, en fait, limitée : il est observé que la concentration atmosphérique en CO₂ est déjà plus élevée au-dessus de certains peatlands, la concentration atmosphérique étant influencée par des émissions de CO₂ issues de la tourbe [Wania et al., 2009]. Il me semble important (et assez simple) de prendre en compte, rapidement, cet effet car pouvant limiter fortement les interactions quantifiées dans le Chapitre 4. Ultérieurement, d'autres processus spécifiques au cycle du carbone des wetlands pourraient être approchés. Ils concernent : la mise en place de la tourbe, les flux latéraux ou les différentes « perturbations ». L'extension, à la version d'ORCHIDEE ici utilisée, de la discrétisation verticale du carbone sol réalisée par [Koven et al., 2009; Koven et al., 2010, soumis à Science] semble être un autre processus qu'il est nécessaire de prendre en compte pour une meilleure représentation de la sensibilité au climat des stocks importants de carbone des peatlands. Cependant, alors que, dans les sols affectés par le permafrost, la mise en place d'un stock de carbone profond est permise par cryoturbation, elle est permise, pour les peatlands, via une interaction WTD/accumulation de tourbe [Ise et al., 2008; Yu, 2001]. Enfin, la représentation au sein des modèles globaux des flux latéraux de carbone associés aux wetlands [Bouillon et al., 2008; Frey and Smith, 2005] et des différentes « perturbations » (e.g. les feux, [Turetsky, 2002]) pourrait fortement impacter les bilans de gaz à effet de serre des wetlands. Les représentations de ces différents processus sont autant de perspectives à long terme intéressantes.

5.3.2) Relatives au couplage avec d'autres cycles biogéochimiques

La thèse que je présente ici se place dans le contexte plus général de la prise en compte des gaz à effet de serre non-CO₂ sur le climat. Elle contribue à la prise en compte simultanée de plusieurs gaz/rétroactions comme le montre le Chapitre 4. J'ai montré que si les différents effets d'interactions existaient, ils pourraient avoir un impact important sur l'évolution, dans le futur, de la concentration atmosphérique en CH₄ et du climat. Des interactions entre le cycle du carbone et celui d'autres éléments pourraient également s'avérer primordiales et sont actuellement peu quantifiées. Par exemple, les interactions avec le cycle de l'azote (N) pourraient diminuer l'effet fertilisant du CO₂ [Zaehle et al., 2010]. Le couplage CO₂/CH₄/N pourrait se faire, relativement facilement, en couplant la version d'ORCHIDEE développé ici et celle de [Zaehle and Friend, 2010]. Toutefois, en plus de ces

incertitudes communes à l'ensemble des écosystèmes terrestres, des interactions N/cycle du carbone sont spécifiques aux flux de CH₄. Par exemple, une augmentation de la concentration en ions NO₃⁻ conduit à une oxydation du CH₄ [Flury *et al.*, 2010]. L'effet de dépôt azoté sur la qualité du substrat de la méthanogenèse est lui aussi très incertain [Pancotto *et al.*, 2010]. La prise en compte de ces mécanismes dans les modèles globaux est totalement inexistante. Enfin, d'autres éléments pourraient moduler les interactions climat/CO₂/CH₄ : c'est le cas du soufre [Gauci *et al.*, 2004]. Une des perspectives à long terme de cette thèse serait de développer l'approche théorique présentée en Chapitre 4 à ces autres interactions cycles biogéochimiques/climat.

5.3.3) Relatives aux climats anciens

Un des buts initiaux de cette thèse était d'améliorer nos connaissances sur la sensibilité des émissions de CH₄ par les wetlands au climat à l'échelle globale. J'ai trouvé que la contribution des différents processus sous-jacents à la sensibilité au climat des émissions de CH₄ par les wetlands variait selon l'échelle de temps considérée. Par exemple, la sensibilité du substrat au climat et à la concentration atmosphérique en CO₂ semble pouvoir jouer un rôle important sur l'évolution des émissions de CH₄ sous changement global futur alors qu'il contribue très peu à la sensibilité actuelle. Toutefois, sur les deux échelles de temps considérées, l'extension/rétraction des étendues de wetlands semble être un processus important par le biais duquel le climat agit sur les émissions de CH₄ par les wetlands. La trajectoire d'évolution des émissions sous changement climatique futur ne peut être évaluée actuellement. Je pourrai alors me tourner vers les échelles paléo où des mesures concernant à la fois le climat et relatives au bilan du CH₄ (concentration dans les carottes de glace) sont disponibles afin d'améliorer nos connaissances sur la sensibilité des émissions de CH₄ par les wetlands. L'échelle temporelle qui concerne certains des changements climatiques abrupts (tels les événements Dansgaard/Oeschger, D/O, [Dansgaard *et al.*, 1993]) est très intéressante par rapport aux échelles de temps relatives au changement climatique futur. De plus, la disponibilité récente et conjointe de plusieurs outils (modèle de climat, modèle d'émission de CH₄ par les wetlands comme présenté dans cette thèse) ouvre la perspective de nouvelles études concernant ces événements D/O.

Comme expliqué en introduction, ces événements, superposés aux variations climatiques glaciaires/interglaciaires, sont caractérisés par une augmentation de la température au Groenland entre 8 à 15°C et de la concentration atmosphérique en CH₄ entre 200 à 300 ppb [Brook *et al.*, 2000]. La relation entre climat et concentration atmosphérique en CH₄ varie d'un D/O à l'autre : par exemple, le D/O 8 et le D/O 16 correspondent à des changements climatiques de même amplitude, en termes d'augmentation de la température au Groenland, mais sont marqués par des changements de la concentration atmosphérique en CH₄ d'amplitude très différente [Wolff and Spahni, 2007]. Bien que de nombreuses incertitudes subsistent encore, l'évolution de la concentration atmosphérique en CH₄ lors de transitions glaciaires/interglaciaires a déjà fait l'objet d'études antérieures en modélisation. Il semble que les wetlands [Chappellaz *et al.*, 1993; Kaplan, 2002] et le puits OH [Valdes *et al.*, 2005] aient joué un rôle prépondérant. L'évolution de la concentration atmosphérique en CH₄ lors d'événements D/O n'a par contre jamais été étudiée via des approches de modélisation. C'est un cadre idéal pour continuer l'étude de la sensibilité des émissions de CH₄ au climat sur des échelles de temps courtes. Depuis peu, les modèles couplés de circulation générale océan-atmosphère (OAGCMs) ont été utilisés pour approcher de telles transitions climatiques. Les sorties climatiques de ces OAGCMs peuvent être utilisées en entrée de la

version d'ORCHIDEE développé au sein de cette thèse. Le transport, via un modèle de chimie-transport, des émissions ainsi simulées permettra une comparaison concentration atmosphérique en CH₄ simulée/mesurée et conduira à améliorer nos connaissances sur la sensibilité des émissions CH₄ par les wetlands au climat.

Le mécanisme le plus invoqué pour expliquer la variabilité à l'échelle millénaire des périodes glaciaires (D/O) concerne l'évolution de l'AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation). Même si de nombreuses incertitudes subsistent, les OAGCMS sont désormais utilisés pour étudier ces changements climatiques abrupts. Par exemple, [Kageyama *et al.*, 2009, Kageyama, communication personnelle] partent d'un état d'équilibre correspondant au dernier maximum glaciaire puis modifient l'AMOC en imposant des perturbations d'eaux douces dans l'Atlantique Nord. Ces perturbations permettent d'approcher les événements de Heinrich (c.à.d. une débâcle massive d'icebergs provenant de la calotte Laurentide dans les moyennes latitudes de l'Atlantique Nord) [Heinrich, 1988] qui précéderaient les D/O. Des changements abrupts de climat d'étendue hémisphérique sont ainsi simulés. Des tests de sensibilité en faisant varier l'intensité de perturbation d'eau douce ont été effectués avec ces OAGCMS. Les climats simulés lors de ces tests diffèrent par leur régime de mousson tropicale. Cette variabilité est susceptible d'impacter les émissions par les wetlands. Cela pourrait expliquer la différence de relation climat/émissions de CH₄ par les wetlands d'un D/O à l'autre. C'est cette hypothèse que j'aimerais tester avec la version d'ORCHIDEE dont il a été question dans ce manuscrit. ORCHIDEE sera forcé par les sorties climatiques issues des différents tests de perturbations d'eau douce. Les émissions de CH₄ par les wetlands simulées pourraient être transportées, avec des estimations des émissions de composés organiques volatiles [Lathière *et al.*, 2005], via un modèle de chimie atmosphérique pour quelques périodes clés des transitions D/O. Cela me permettrait de comparer les concentrations atmosphériques en CH₄ simulées avec les mesures réalisées dans les carottes de glace et ainsi de comprendre si la sensibilité au climat des émissions de CH₄ par les wetlands peut expliquer les variations de la concentration mesurée.

5.3.4) Relatives aux enjeux sociétaux

Le rôle prépondérant de la dynamique des étendues de wetlands que j'ai trouvé sous changement climatique futur pourrait être fortement impacté par le changement d'usage des terres d'origine anthropique. Dans un contexte où les terres agricoles vont manquer à cause de la pression exercée pour la production d'énergie, de nourriture et de textile, les wetlands, une fois asséchés, représentent des zones avec un potentiel agricole fort. De plus, à l'heure où les débats sur la manipulation délibérée du climat pour contrecarrer les effets du changement climatique ont lieu, la conversion des wetlands en terre agricoles pourrait être avancée par certains comme outil de géo-ingénierie afin de limiter leurs émissions de CH₄ et l'impact de celles-ci sur le climat. L'estimation de l'effet de tels changements d'usages des terres sur le climat implique en premier lieu d'estimer l'effet actuel global des wetlands sur le climat. Cela nécessite une prise en compte non seulement de l'ensemble des effets biogéochimiques [Frolking and Roulet, 2007; Frolking *et al.*, 2006, Turetsky *et al.*, 2002] mais également de leurs effets biophysiques [Krinner, 2003; Marshall *et al.*, 2003]. L'estimation des émissions de CO₂ suite au drainage d'un wetland est elle-aussi très incertaine et dépend du type de wetland [Hirano *et al.*, 2007; Roulet, 2000]. Enfin, il est important de replacer ce rôle par rapport au climat vis-à-vis des autres fonctions que remplissent les wetlands : hydrologique (régulation, épuration), biologique (réservoir de biodiversité) et socio-économique (exploitation de la tourbe, pêche).

Bibliographie

- Allison, S. D., M. D. Wallenstein, and M. A. Bradford (2010), Soil-carbon response to warming dependent on microbial physiology, *Nature Geoscience*, 3(5), 336-340, doi:10.1038/ngeo846.
- Archer, D. (2007), Methane hydrate stability and anthropogenic climate change, *Biogeosciences*, 4(4), 521-544, doi:10.5194/bg-4-521-2007.
- Arnth, A., E. M. Veenendaal, C. Best, W. Timmermans, O. Kolle, L. Montagnani, and O. Shibistova (2006), Water use strategies and ecosystem-atmosphere exchange of CO₂ in two highly seasonal environments, *Biogeosciences*, 3(4), 421-437, doi:10.5194/bg-3-421-2006.
- Aselmann, I., and P. J. Crutzen (1989), Global distribution of natural freshwater wetlands and rice paddies, their net primary productivity, seasonality and possible methane emissions, *Journal of Atmospheric Chemistry*, 8(4), 307-358, doi:10.1007/BF00052709.
- Bergamaschi, P., M. Krol, F. Dentener, A. Vermeulen, F. Meinhardt, R. Graul, M. Ramonet, W. Peters, and E. J. Dlugokencky (2005), Inverse modelling of national and European CH₄ emissions using the atmospheric zoom model TM5, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 5(1), 1007-1066, doi:10.5194/acpd-5-1007-2005.
- Beven, K. J., and M. J. Kirkby (1979), A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modele a base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant, *Hydrological Sciences Journal*, 24(1), 43-69, doi:10.1080/02626667909491834.
- Blunier, T., J. Chappellaz, J. Schwander, J. Barnola, T. Despertis, D. Stauffer, and D. Raynaud (1993), Atmospheric methane, record from a Greenland ice core over the last 1000 years, *Geophysical Research Letters*, 20(20), 2219-2222.
- Bohn, T. J., and D. P. Lettenmaier (2010), Systematic biases in large-scale estimates of wetland methane emissions arising from water table formulations, *Geophysical Research Letters*, 37(22), 1-6, doi:10.1029/2010GL045450.
- Bouillon, S. V. Borges, E. Castañeda-Moya, K. Diele, T. Dittmar, N. C. Duke et al. (2008), Mangrove production and carbon sinks: A revision of global budget estimates, *Global Biogeochemical Cycles*, 22(2), doi:10.1029/2007GB003052.
- Bousquet, P. et al. (2006), Contribution of anthropogenic and natural sources to atmospheric methane variability., *Nature*, 443(7110), 439-443, doi:10.1038/nature05132.
- Bouwman, A., I. Fung, E. Matthews, and J. John (1993), Global analysis of the potential for N₂O production in natural soils, *Global Biogeochemical Cycles*, 7(3), 557-597.
- Brook, E. J., S. Harder, J. Severinghaus, E. J. Steig, and C. M. Sucher (2000), On the origin and timing of rapid changes in atmospheric methane during the Last Glacial Period, *Global Biogeochemical Cycles*, 14(2), 559, doi:10.1029/1999GB001182.

- Bubier, J., T. Moore, K. Savagae, and P. Crill (2005), A comparison of methane flux in a boreal landscape between a dry and a wet year, *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1), doi:10.1029/2004GB002351.
- Bubier, J., P. Crill, R. Varner, and T. Moore (1998), BOREAS TGB-01/TGB-03 CH₄ chamber flux data: NASA fen data set, [online] Available from: <http://www.faac.ornl.gov>
- Cao, M., S. Marshall, and K. Gregson (1996), Global carbon exchange and methane emissions from natural wetlands: application of a process-based model, *Journal of Geophysical Research*, 101, 14399-14414.
- Carter, A., and R. Scholes (2000), Soil data v2.0: Generating a global database of soil properties, report, *Environ. CSIR*, (Pretoria).
- Catling, D. C., K. J. Zahnle, and C. McKay (2001), Biogenic methane, hydrogen escape, and the irreversible oxidation of early Earth., *Science (New York, N.Y.)*, 293(5531), 839-43, doi:10.1126/science.1061976.
- Chappellaz, J., T. Blunier, S. Kints, A. Dallenbach, J. Barnola, J. Schwander, D. Raynaud, and B. Stauffer (1997), Changes in the atmospheric CH₄ gradient between Greenland and Antarctica during the Holocene, *Journal of Geophysical Research*, 102(13), 15987-15997.
- Chappellaz, J., T. Blunier, D. Raynaud, and J. Barnola, J (1993a), Synchronous changes in atmospheric CH₄ and Greenland climate between 40 and 8 kyr BP, *Nature*, 366, 443-445.
- Chappellaz, J., I. Fung, and A. Thompson (1993b), The atmospheric CH₄ increase since the last glacial maximum, *Tellus Series B Chemical And Physical Meteorology*, 45(3), 228-241.
- Chen, Y.-H., and R. G. Prinn (2006), Estimation of atmospheric methane emissions between 1996 and 2001 using a three-dimensional global chemical transport model, *Journal of Geophysical Research*, 111(D10), 1-25, doi:10.1029/2005JD006058.
- Choisnel, E., S. Jourdain, and C. Jacquart (1995), Climatological evaluation of some fluxes of the surface-energy and soil-water balances over France, *Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences*, 13(6), 666-674.
- Christensen, T. R., A. Ekberg, L. Strom, and M. Mastepanov (2003), Factors controlling large scale variations in methane emissions from wetlands, *Geophysical Research Letters*, 30(7), 10-13, doi:10.1029/2002GL016848.
- Christensen, T., and P. Cox (1995), Response of methane emission from Arctic tundra to climatic change: results from a model simulation, *Tellus B*, 47(3), 301-309.
- Christensen, T., I. Prentice, and J. Kaplan, A (1996), Methane flux from northern wetlands and tundra, *Tellus B*, (48), 652-661.
- Clapp, R., and G. Hornberger (1978), Empirical equations for some soil hydraulic-properties, *Water Resources Research*, 14(4), 601-604.
- Coe, M. T. (1997), Simulating Continental Surface Waters: An Application to Holocene Northern Africa, *Journal of Climate*, 10(7), 1680-1689, doi:10.1175/1520-0442.

- Coe, M. T. (1998), A linked global model of terrestrial hydrologic processes: Simulation of modern rivers, lakes and wetlands, *Journal of Geophysical Research*, 103(D8), 8885-8899.
- Coe, M. T. (2000), Modeling Terrestrial Hydrological Systems at the Continental Scale: Testing the Accuracy of an Atmospheric GCM, *Journal of Climate*, 13(4), 686-704, doi:10.1175/1520-0442(2000)013.
- Cogley, J. (1998), Global hydrographic data, release 2.2, Tech. Rep.98-1, Trent Univ.
- Conrad, R. (1989), Control of methane production in terrestrial ecosystems, in *Exchange of trace gases between terrestrial ecosystems and the atmosphere*, edited by M. Andreas and D. Schimel, pp. 39-58.
- Conrad, R. (1999), Contribution of hydrogen to methane production and control of hydrogen concentrations in methanogenic soils and sediments, *FEMS Microbiology Ecology*, 28.
- Cox, P. M., R. A. Betts, C. D. Jones, S. A. Spall, and I. J. Totterdell (2000), Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model., *Nature*, 408(6809), 184-7, doi:10.1038/35041539.
- Cronk, J., and M. Fennessy (2001), *Wetland plants: biology and ecology*, CRC Press .
- Dallenbach, A., T. Blunier, J. Fluckiger, B. Stauffer, J. Chappellaz, and D. Raynaud (2000), Changes in the atmospheric CH₄ gradient between Greenland and Antarctica during the Last Glacial and the transition to the Holocene, *Geophysical Research Letters*, 27(7), 1005-1008.
- Dalsoren, S. B., I. S. A. Isaken, L. Li, and A. Richter (2009), Effect of emission changes in Southeast Asia on global hydroxyl and methane lifetime, *Tellus B*, 61(4), 588-601, doi:10.1111/j.1600-0889.2009.00429.x.
- Dansgaard, W., S. Johnsen, H. Clausen, D. Dahljensen, N. Gundestrup, C. Hammer, C. Hvidberg, A. Steffensen, J.P. Sveinbjornsdottir, J. Jouzel, and G. Bond (1993), Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, 364(6434), 218-220.
- Decharme, B., and H. Douville (2005), Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model, *Climate Dynamics*, 26(1), 65-78, doi:10.1007/s00382-005-0059-7.
- Decharme, B., H. Douville, A. Boone, F. Habets, and J. Noilhan (2006), Impact of an Exponential Profile of Saturated Hydraulic Conductivity within the ISBA LSM: Simulations over the Rhône Basin, *Journal of Hydrometeorology*, 7(1), 61, doi:10.1175/JHM469.1.
- Decharme, B., H. Douville, C. Prigent, F. Papa, and F. Aires (2008), A new river flooding scheme for global climate applications: Off-line evaluation over South America, *Journal of Geophysical Research*, 113(D11), 1-11, doi:10.1029/2007JD009376.
- Delmotte, M., J. Chappellaz, E. Brook, P. Yiou, J. Barnola, C. Goujon, D. Raynaud, and V. Lipenkov (2004), Atmospheric methane during the last four glacial-interglacial cycles: Rapid changes and their link with Antarctic temperature, *Journal of Geophysical Research*, 109(D12), 1-13, doi:10.1029/2003JD004417.

- Denman, K. L. et al. (2007), Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, edited by U. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom And New York, NY.
- Dise, N. (1993), Methane emissions from a Minnesota peatlands - spatial and seasonal variability, *Global Biogeochemical Cycles*, 7(1), 123-142.
- Dlugokencky, E. J. (2003), Atmospheric methane levels off: Temporary pause or a new steady-state?, *Geophysical Research Letters*, 30(19), 3-6, doi:10.1029/2003GL018126.
- Dlugokencky, E. J. et al. (2009), Observational constraints on recent increases in the atmospheric CH₄ burden, *Geophysical Research Letters*, 36(18), 1-5, doi:10.1029/2009GL039780.
- Dlugokencky, E., B. Walter, and K. Masarie, PM (2001), Measurements of an anomalous global methane increase during 1998, *Geophysical research*, 28(3), 499-502.
- Ducharne, A. (2009), Reducing scale dependence in TOPMODEL using a dimensionless topographic index, *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(12), 2399-2412, doi:10.5194/hess-13-2399-2009.
- Ducharne, A., R. D. Koster, M. J. Suarez, M. Stieglitz, and P. Kumar (2000), A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model: 2. Parameter estimation and model demonstration, *Journal of Geophysical Research*, 105.
- Ducharne, A., K. Laval, and J. Polcher (1998), Sensitivity of the hydrological cycle to the parametrization of soil hydrology in a GCM, *Climate Dynamics*, 14(5), 307-327, doi:10.1007/s003820050226.
- Ducharne, A. (1997), Le cycle de l'eau: modélisation de l'hydrologie continentale, étude de ses interactions avec le climat, These de Doctorat, Paris VI,
- Ducoudré, N., K. Laval, and A. Perrier (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*.
- Dunne, K., and C. Willmott (1996), Global distribution of plant-extractable water capacity of soil, *International Journal of Climatology*, 16(8), 841-859.
- Etheridge, D., L. Steele, and R. Francey, RL (1998), Atmospheric methane between 1000 AD and present: Evidence of anthropogenic emissions and climatic variability, *Journal of Geophysical*, 103, 15979-15993.
- European Commission (2009), EDGAR4, *Emission Database for Global Atmospheric Research (EDGAR), release version 4.0., Joint Research Centre (JRC)/Netherlands Environmental Assessment Agency (PBL)*. [online] Available from: <http://edgar.jrc.ec.europa.eu>
- Famiglietti, J., and E. Wood (1994), Multiscale modeling of spatially-variable water and energy-balance processes, *Water Resources Research*, 30(11), 3061-3078.

- Ferretti, D. F. et al. (2005), Unexpected changes to the global methane budget over the past 2000 years., *Science*, 309(5741), 1714-7, doi:10.1126/science.1115193.
- Ferretti, D. F., J. B. Miller, J. W. C. White, K. R. Lassey, D. C. Lowe, and D. M. Etheridge (2007), Stable isotopes provide revised global limits of aerobic methane emissions from plants, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(1), 237-241, doi:10.5194/acp-7-237-2007.
- Fischer, H. et al. (2008), Changing boreal methane sources and constant biomass burning during the last termination, *Nature*, 452(7189), 864-7, doi:10.1038/nature06825.
- Flury, S., D. F. McGinnis, and M. O. Gessner (2010), Methane emissions from a freshwater marsh in response to experimentally simulated global warming and nitrogen enrichment, *Journal of Geophysical Research*, 115(G1), 1-9, doi:10.1029/2009JG001079.
- Formisano, V., S. Atreya, T. Encrenaz, N. Ignatiev, and M. Giuranna (2004), Detection of methane in the atmosphere of Mars., *Science (New York, N.Y.)*, 306(5702), 1758-61, doi:10.1126/science.1101732.
- Forster, P. et al. (2007), Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, in *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*.
- Francois, L., C. Delire, P. Warnant, and G. Munhoven (1998), Modelling the glacial-interglacial changes in the continental biosphere, *Global and Planetary Change*, 16-17, 37-52, doi:10.1016/S0921-8181(98)00005-8.
- Frankenberg, C., J. F. Meirink, M. van Weele, U. Platt, and T. Wagner (2005), Assessing methane emissions from global space-borne observations., *Science (New York, N.Y.)*, 308(5724), 1010-4, doi:10.1126/science.1106644.
- Frankenberg, C., P. Bergamaschi, A. Butz, S. Houweling, J. F. Meirink, J. Notholt, A. K. Petersen, H. Schrijver, T. Warneke, and I. Aben (2008), Tropical methane emissions: A revised view from SCIAMACHY onboard ENVISAT, *Geophysical Research Letters*, 35(15), doi:10.1029/2008GL034300.
- Freeman, C., M. Lock, and B. Reynolds (1993), Fluxes of CO₂, CH₄ and N₂O from a Welsh peatland following simulation of water table draw-down: potential feedback to climatic change, *Biogeochemistry*, (Rodhe 1990).
- Frey, K. E., and L. C. Smith (2005), Amplified carbon release from vast West Siberian peatlands by 2100, *Geophysical Research Letters*, 32(9), 2-5, doi:10.1029/2004GL022025.
- Frey, K. E., and L. C. Smith (2007), How well do we know northern land cover? Comparison of four global vegetation and wetland products with a new ground-truth database for West Siberia, *Global Biogeochemical Cycles*, 21(1), doi:10.1029/2006GB002706.
- Friedlingstein, P., L. Bopp, P. Ciais, J.-L. Dufresne, L. Fairhead, P. Monfray, and J. Orr (2001), Positive feedback between future climate change and the carbon cycle Climate Impact on Land Uptake, *Geophysical Research Letters*, 28(8), 1543-1546.

- Friedlingstein, P., P. Cox, R. Betts, L. Bopp, W. von Bloh, and V. Brovkin (2006), Climate-carbon cycle feedback analysis: results from the C4MIP model intercomparison, *Journal of Climate*.
- Frolking, S., and N. T. Roulet (2007), Holocene radiative forcing impact of northern peatland carbon accumulation and methane emissions, *Global Change Biology*, 13(5), 1079-1088, doi:10.1111/j.1365-2486.2007.01339.x.
- Frolking, S., N. Roulet, and J. Fuglestad (2006), How northern peatlands influence the Earth's radiative budget: Sustained methane emission versus sustained carbon sequestration, *Journal of Geophysical Research*, 111(G1), 1-10, doi:10.1029/2005JG000091.
- Fung, I., J. John, J. Lerner, E. Matthews, M. Prather, L. P. Steele, and P. J. Fraser (1991), Three-Dimensional Model Synthesis of the Global Methane Cycle, *Journal of Geophysical Research*, 96(D7), 13033-13065, doi:10.1029/91JD01247.
- Gauci, V., E. Matthews, N. Dise, B. Walter, D. Koch, G. Granberg, and M. Vile (2004), Sulfur pollution suppression of the wetland methane source in the 20th and 21st centuries., *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 101(34), 12583-7, doi:10.1073/pnas.0404412101.
- Gedney, N., and P. M. Cox (2003), The Sensitivity of Global Climate Model Simulations to the Representation of Soil Moisture Heterogeneity, *Journal of Hydrometeorology*, 4(6), 1265, doi:10.1175/1525-7541(2003)004.
- Gedney, N., P. M. Cox, and C. Huntingford (2004), Climate feedback from wetland methane emissions, *Geophysical Research Letters*, 31(20), 1-4, doi:10.1029/2004GL020919.
- Gibson, J., P. Kallberg, A. Uppala, A. Hernandez, and E. Serrano (1997), The ECMWF Re-Analysis (ERA), 1, ERA description, ECMWF Re-Anal. Proj. Rep. Ser.,
- Global Soil Data Task Group (2000), Global gridded surfaces of selected soil characteristics (IGBP-DIS), [online] Available from: <http://www.daac.ornl.gov>
- Granberg, G., H. Grip, M. Lofvenius, I. Sundh, B. Svensson, and M. Nilsson (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.
- Grant, R. F., and N. T. Roulet (2002), Methane efflux from boreal wetlands: Theory and testing of the ecosystem model Ecosys with chamber and tower flux measurements, *Global Biogeochemical Cycles*, 16(4), doi:10.1029/2001GB001702.
- Gurney, K. R., R. Law, A. Denning, P. Rayner, D. Baker, P. Bousquet, L. Bruhwiler, Y. Chen, and P. Ciais (2002), Towards robust regional estimates of CO₂ sources and sinks using atmospheric transport models, *Nature*, 415(6872), 626-630.
- Habets, F., and G. Saulnier (2001), Subgrid runoff parameterization, *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 26(5-6), 455-459, doi:10.1016/S1464-1909(01)00034-X.
- Hanebuth, T., K. Stattegger, and P. Grootes (2000), Rapid flooding of the Sunda Shelf: A late-glacial sea-level record, *Science*, 288(5468), 1033-1035.

- Heinrich, H. (1988), Origin and consequence of cyclic ice rafting in the North-East Atlantic-Ocean During the past 130,000 year s, *Quaternary research*, 29(2), 142-152.
- Hirano, T., H. Segah, T. Harada, S. Limin, T. June, R. Hirata, and M. Osaki (2007), Carbon dioxide balance of a tropical peat swamp forest in Kalimantan, Indonesia, *Global Change Biology*, 13(2), 412-425, doi:10.1111/j.1365-2486.2006.01301.x.
- Hoerling, M., and A. Kumar (2003), The perfect ocean for drought, *Science*, 299(5607), 691-694.
- Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van Der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. Johnson (2001), *IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge .
- Houweling, S., G. R. van Der Werf, K. Klein Goldewijk, T. Röckmann, and I. Aben (2008), Early anthropogenic CH₄ emissions and the variation of CH₄ and ¹³CH₄ over the last millennium, *Global Biogeochemical Cycles*, 22(1), 1-9, doi:10.1029/2007GB002961.
- Houweling, S., T. Röckmann, I. Aben, F. Keppler, M. Krol, J. F. Meirink, E. J. Dlugokencky, and C. Frankenberg (2006), Atmospheric constraints on global emissions of methane from plants, *Geophysical Research Letters*, 33(15), 1-5, doi:10.1029/2006GL026162.
- Huber, C., M. Leuenberger, R. Spahni, J. Fluckiger, J. Schwander, T. Stocker, S. Johnsen, A. Landais, and J. Jouzel (2006), Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH₄, *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3-4), 504-519, doi:10.1016/j.epsl.2006.01.002.
- Hütsch, B. W., J. Augustin, and W. Merbach (2002), Plant rhizodeposition — an important source for carbon turnover in soils, *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 165(4), 397, doi:10.1002/1522-2624(200208)165:4.
- Ise, T., A. L. Dunn, S. C. Wofsy, and P. R. Moorcroft (2008), High sensitivity of peat decomposition to climate change through water-table feedback, *Nature Geoscience*, 1(11), 763-766, doi:10.1038/ngeo331.
- Ise, T., and P. R. Moorcroft (2006), The global-scale temperature and moisture dependencies of soil organic carbon decomposition: an analysis using a mechanistic decomposition model, *Biogeochemistry*, 80(3), 217-231, doi:10.1007/s10533-006-9019-5.
- Jackowicz-Korczyński, M., T. R. Christensen, K. Bäckstrand, P. Crill, T. Friborg, M. Mastepanov, and L. Ström (2010), Annual cycle of methane emission from a subarctic peatland, *Journal of Geophysical Research*, 115(G2), 1-10, doi:10.1029/2008JG000913.
- Jouzel, J. et al. (2007), Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years., *Science*, 317(5839), 793-6, doi:10.1126/science.1141038.
- Kageyama, M., J. Mignot, D. Swingedouw, C. Marzin, R. Alkama, and O. Marti (2009), Glacial climate sensitivity to different states of the Atlantic Meridional Overturning Circulation : results from the IPSL model, *Climate Of The Past*, 551-570.

- Kaplan, J. O., G. Folberth, and D.A. Hauglustaine (2006), Role of methane and biogenic volatile organic compound sources in late glacial and Holocene fluctuations of atmospheric methane concentrations, *Global Biogeochemical Cycles*, 20(2), doi:10.1029/2005GB002590.
- Kaplan, J. (2002), Wetlands at the Last Glacial Maximum: Distribution and methane emissions, *Geophysical Research Letters*, 29(6), 3-6.
- Kasting, J. F., and J. L. Siefert (2002), Life and the evolution of Earth's atmosphere., *Science (New York, N.Y.)*, 296(5570), 1066-8, doi:10.1126/science.1071184.
- Kennett, J., K. Cannariato, I. Hendy, and R. Behl (2000), Carbon isotopic evidence for methane hydrate instability during quaternary interstadials, *Science (New York, N.Y.)*, 288(5463), 128-33.
- Keppler, F., J. T. G. Hamilton, M. Brass, and T. Röckmann (2006), Methane emissions from terrestrial plants under aerobic conditions., *Nature*, 439(7073), 187-91, doi:10.1038/nature04420.
- Keppler, F., J. T. G. Hamilton, W. C. McRoberts, I. Vigano, M. Brass, and T. Röckmann (2008), Methoxyl groups of plant pectin as a precursor of atmospheric methane: evidence from deuterium labelling studies., *The New phytologist*, 178(4), 808-14, doi:10.1111/j.1469-8137.2008.02411.x.
- Khvorostyanov, D. V., P. Ciais, G. Krinner, and S. A. Zimov (2008), Vulnerability of east Siberia's frozen carbon stores to future warming, *Geophysical Research Letters*, 35(10), 1-5, doi:10.1029/2008GL033639.
- King, J., and W. Reeburgh (2002), A pulse-labeling experiment to determine the contribution of recent plant photosynthates to net methane emission in arctic wet sedge tundra, *Soil Biology and Biochemistry*, 34(2), 173-180, doi:10.1016/S0038-0717(01)00164-X.
- King, J. Y., W. Reeburg, K. Thiler, G. Kling, W. Loya, and L. Johnson, Nadelhoffer (2002), Pulse-labeling studies of carbon cycling in Arctic tundra ecosystems: The contribution of photosynthates to methane emission, *Global Biogeochemical Cycles*, 16(4), 1062, doi:10.1029/2001GB001456.
- Kirschbaum, A., A. Bruhn Dan, D. M. Etheridge, J. R. Evans, G. D. Farquhar, A. A. R. M. Gifford, F. K. I. Paul, and A. A. J. Winters (2006), A comment on the quantitative significance of aerobic methane release by plants, *Functional Plant Biology*, 521-530.
- Knorr, W., and M. Heimann (2001), Uncertainties in global terrestrial biosphere modeling 1. A comprehensive sensitivity analysis with a new photosynthesis and energy balance scheme, *Global Biogeochemical Cycles*, 15(1), 207-225.
- Koster, R. D., M. J. Suarez, A. Ducharne, M. Stieglitz, and P. Kumar (2000), A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model 1. Model structure, *Journal of Geophysical Research*, 105(D20), 24809-24822, doi:10.1029/2000JD900327.
- Koven, C., P. Friedlingstein, P. Ciais, D. Khvorostyanov, G. Krinner, and C. Tarnocai (2009), On the formation of high-latitude soil carbon stocks: Effects of cryoturbation and insulation by organic matter in a land surface model, *Geophysical Research Letters*, 36(21), 1-5, doi:10.1029/2009GL040150.

- Krinner, G., N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch, and I. C. Prentice (2005), A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1), doi:10.1029/2003GB002199.
- Krinner, G. (2003), Impact of lakes and wetlands on boreal climate, *Journal of Geophysical Research*, 108(D16), doi:10.1029/2002JD002597.
- Langenfelds, R. L. (2002), Interannual growth rate variations of atmospheric CO₂ and its $\delta^{13}\text{C}$, H₂, CH₄, and CO between 1992 and 1999 linked to biomass burning, *Global Biogeochemical Cycles*, 16(3), doi:10.1029/2001GB001466.
- Lathière, J., D. a Hauglustaine, N. De Noblet-Ducoudré, G. Krinner, and G. A. Folberth (2005), Past and future changes in biogenic volatile organic compound emissions simulated with a global dynamic vegetation model, *Geophysical Research Letters*, 32(20), 2-5, doi:10.1029/2005GL024164.
- Lawrence, D. M., and A. G. Slater (2007), Incorporating organic soil into a global climate model, *Climate Dynamics*, 30(2-3), 145-160, doi:10.1007/s00382-007-0278-1.
- Lelieveld, J., P. J. Crutzen, and F. J. Dentener (1998), Changing concentration, lifetime and climate forcing of atmospheric methane, *Tellus B*, 50(2), 128-150, doi:10.1034/j.1600-0889.1998.t01-1-00002.x.
- Levy, H. (1971), Normal Atmosphere - Large Radical and formaldehyde concentrations predicted, *Science*, 173(3992), 141.
- Limpens, J., F. Berendse, C. Blodau, J. G. Canadell, C. Freeman, J. Holden, N. Roulet, H. Rydin, and G. Schaepman-Strub (2008), Peatlands and the carbon cycle: from local processes to global implications – a synthesis, *Biogeosciences*, 5(5), 1475-1491, doi:10.5194/bg-5-1475-2008.
- Lloyd, J., and J. Taylor (1994), On the temperature-dependence of soil respiration, *Functional Ecology*, 8(3), 315-323.
- Loulergue, L., A. Schilt, R. Spahni, V. Masson-Delmotte, T. Blunier, B. Lemieux, J.-M. Barnola, D. Raynaud, T. F. Stocker, and J. Chappellaz (2008), Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800,000 years., *Nature*, 453(7193), 383-6, doi:10.1038/nature06950.
- Loveland, T. R., B. C. Reed, J. F. Brown, D. O. Ohlen, Z. Zhu, L. Yang, and A. J. W. Merchant (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.
- Manabe, S. (1969), Climate and the ocean circulation 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the Earth' surface, *Monthly Weather Review*, 97(11).
- Marshall, C. H., R. A. Pielke, and L. T. Steyaert (2003), Wetlands: crop freezes and land-use change in Florida., *Nature*, 426(6962), 29-30, doi:10.1038/426029a.
- Marti, O. et al. (2009), Key features of the IPSL ocean atmosphere model and its sensitivity to atmospheric resolution, *Climate Dynamics*, 34(1), 1-26, doi:10.1007/s00382-009-0640-6.

- Martinson, G. O., F. A. Werner, C. Scherber, R. Conrad, M. D. Corre, H. Flessa, K. Wolf, M. Klose, S. R. Gradstein, and E. Veldkamp (2010), Methane emissions from tank bromeliads in neotropical forests, *Nature Geoscience*, 3(11), 766-769, doi:10.1038/ngeo980.
- Matthews, E. (1983), Global Vegetation and Land Use: New High-Resolution Data Bases for Climate Studies, *J. Clim. Appl. Meteor.*, 22, 474-487.
- Matthews, E., and I. Fung (1987), Methane Emission From Natural Wetlands: Global Distribution, Area, and Environmental Characteristics of Sources, *Global Biogeochemical Cycles*, 1(1), 61-86.
- Matthews, E., I. Fung, and J. Lerner (1991), Methane emission from rice cultivation: Geographic and seasonal distribution of cultivated areas and emissions, *Global Biogeochemical Cycles*, 5(1), 3, doi:10.1029/90GB02311.
- Mitch, W. J., and J. G. Gosselink (2000), *Wetlands*, 3rd ed., edited by J. Wiley and N. J. Hoboken.
- Mumma, M. J., G. L. Villanueva, R. E. Novak, T. Hewagama, B. P. Bonev, M. A. Disanti, A. M. Mandell, and M. D. Smith (2009), Strong release of methane on Mars in northern summer 2003., *Science (New York, N.Y.)*, 323(5917), 1041-5, doi:10.1126/science.1165243.
- Nali, C., C. Pucciariello, and G. Lorenzini (2002), Ozone distribution in central Italy and its effect on crop productivity, *Agricultural Ecosystems Environment*, 90(3), 277-289.
- Ngo-Duc, T., J. Polcher, and K. Laval (2005), A 53-year forcing data set for land surface models, *Journal of Geophysical Research*, 110(D6), 1-13, doi:10.1029/2004JD005434.
- Nisbet, R. E. R. et al. (2009), Emission of methane from plants., *Proceedings. Biological sciences / The Royal Society*, 276(1660), 1347-54, doi:10.1098/rspb.2008.1731.
- De Noblet-Ducoudré, N., E. Poutou, J. Chappellaz, M. Coe, and G. Krinner (2002), Indirect relationship between surface water budget and wetland extent, *Geophysical Research Letters*, 29(4), 10-13, doi:10.1029/2001GL013929.
- Nungesser, M. (2003), Modelling microtopography in boreal peatlands: hummocks and hollows, *Ecological Modelling*, 165(2-3), 175-207, doi:10.1016/S0304-3800(03)00067-X.
- Page, S. E., F. Siegert, J. O. Rieley, H.D. V. Boehm, A. Jayak, and S. Limink (2002), The amount of carbon released from peat and forest fires in Indonesia during 1997, *Nature*, 1999(1), 61-65, doi:10.1038/nature01141.1.
- Pancotto, V. A., P. M. van Bodegom, J. van Hal, R. S. P. van Logtestijn, P. Blokker, S. Toet, and R. Aerts (2010), N deposition and elevated CO₂ on methane emissions: Differential responses of indirect effects compared to direct effects through litter chemistry feedbacks, *Journal of Geophysical Research*, 115(G2), 1-10, doi:10.1029/2009JG001099.
- Papa, F., C. Prigent, F. Aires, C. Jimenez, W. B. Rossow, and E. Matthews (2010), Interannual variability of surface water extent at the global scale, 1993–2004, *Journal of Geophysical Research*, 115(D12), 1-17, doi:10.1029/2009JD012674.
- Pavlov, A. A, M. T. Hurtgen, J. F. Kasting, and M. A. Arthur (2003), Methane-rich Proterozoic atmosphere?, *Geology*, 31(1), 87, doi:10.1130/0091-7613(2003)031

- Pavlov, A. A, J. F. Kasting, J. L. Eigenbrode, and K. H. Freeman (2001), Organic haze in Earth's early atmosphere: Source of low- ^{13}C Late Archean kerogens?, *Geology*, 29(11), 1003, doi:10.1130/0091-7613(2001)029.
- Peregon, A, S. Maksyutov, and Y. Yamagata (2009), An image-based inventory of the spatial structure of West Siberian wetlands, *Environmental Research Letters*, 4(4), 045014, doi:10.1088/1748-9326/4/4/045014.
- Petit, J. R. et al. (1999), Climate and atmospheric history of the past 420 , 000 years from the Vostok ice core , Antarctica, *Nature*, 399.
- Petrescu, A. M. R., L. P. H. van Beek, J. van Huissteden, C. Prigent, T. Sachs, C. A. R. Corradi, F. J. W. Parmentier, and A. J. Dolman (2010), Modeling regional to global CH_4 emissions of boreal and arctic wetlands, *Global Biogeochemical Cycles*, 24(4), 1-12, doi:10.1029/2009GB003610.
- Pison, I., P. Bousquet, F. Chevallier, S. Szopa, and D. Hauglustaine (2009), Multi-species inversion of CH_4 , CO and H_2 emissions from surface measurements, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(14), 5281-5297.
- Poutou, E. (2003), Etude numérique du rôle des interactions entre la surface et l'atmosphère dans le cadre d'un changement climatique aux hautes latitudes nord, Thèse de doctorat, Grenoble
- Prigent, C., F. Papa, F. Aires, W. B. Rossow, and E. Matthews (2007), Global inundation dynamics inferred from multiple satellite observations, 1993–2000, *Journal of Geophysical Research*, 112(D12), 1-13, doi:10.1029/2006JD007847.
- Raich, J., E. Rastetter, J. Melillo, D. Kicklighter, P. Steudler, B. Peterson, A. Grace, B. Moore, and C. Vorosmarty (1991), Potential net primary productivity in South-America - Application of a global-model, *Ecological Applications*, 1(4), 399-429.
- Rainey, P. B., and M. Travisano (1998), Adaptive radiation in a heterogeneous environment, *Nature*, 32, 69-72.
- Ramaswamy, V., O. Boucher, J. Haigh, D. Hauglustaine, J. Haywood, G. Myhre, T. Nakajima, G. Y. Shi, and S. Solomon (2001), *Radiative Forcing of Climate Change. In: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van d.*
- Rasmussen, R., and M. Khalil (1984), Atmospheric methane in the recent and ancient atmospheres - concentrations, trends, and interhemispheric gradient, *Journal of Geophysical Research*, 89(ND7), 1599-1605.
- Rigby, M. et al. (2008), Renewed growth of atmospheric methane, *Geophysical Research Letters*, 35(22), doi:10.1029/2008GL036037.
- Ringeval, B., N. de Noblet-Ducoudré, P. Ciais, P. Bousquet, C. Prigent, F. Papa, and W. B. Rossow (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(2), 1-12, doi:10.1029/2008GB003354.

- Rinne, J., T. Riutta, M. Pihlatie, M. Aurela, S. Haapanala, J.-P. Tuovinen, E.-S. Tuittila, and T. Vesala (2007), Annual cycle of methane emission from a boreal fen measured by the eddy covariance technique, *Tellus B*, 59(3), 449-457, doi:10.1111/j.1600-0889.2007.00261.x.
- Roulet, N., T. Moore, J. Bubier, and P. Lafleur (1992), Norther fens: methane flux and climatic change, *Tellus B*, 2.
- Roulet, N. T. (2000), Peatlands, carbon storage, greenhouse gases, and the Kyoto protocol: prospects and signifiacnce for Canada, *Wetlands*, 20(4), 605-615, doi:10.1672/0277-5212
- Ruddiman, W. F. (2003), The anthropogenic greenhouse era began thousands of year ago, *Climatic Change*, 261-293.
- Saarnio, S., J. Alm, J. Silvola, A. Lohila, H. Nykanen, and P. Martikainen (1997), Seasonal variation in CH₄ emissions and production and oxidation potentials at microsites on an oligotrophic pine fen, *Oecologia*, 110(3), 414-422.
- Sachs, T., C. Wille, J. Boike, and L. Kutzbach (2008), Environmental controls on ecosystem-scale CH₄ emission from polygonal tundra in the Lena River Delta, Siberia, *Journal of Geophysical Research*, 113, 1-12, doi:10.1029/2007JG000505.
- Saulnier, G.-M., and R. Datin (2004), Analytical solution to a bias in the TOPMODEL framework balance, *Hydrological Processes*, 18(7), 1195-1218, doi:10.1002/hyp.1346.
- Shannon, R., and J. White (1994), 3-year study of controls on methane emissions from two michigan peatlands, *Biogeochemistry*, 27(1), 35-60.
- Shannon, R., and J. White (1996), The effects of spatial and temporal variations in acetate and sulfate on methane cycling in two Michigan peatlands, *Limnology and Oceanography*, 41(3), 435-443.
- Shindell, D. T. (2004), Impacts of climate change on methane emissions from wetlands, *Geophysical Research Letters*, 31(21), doi:10.1029/2004GL021009.
- Siegel, D. I. (1988), Evaluating cumulative effects of disturbance on the hydrologic function of bogs, fens and mires, *Environmental Managament*, 12(5), 621-626.
- Simmonds, P., A Manning, R. Derwent, P. Ciais, M. Ramonet, V. Kazan, and D. Ryall (2005), A burning question. Can recent growth rate anomalies in the greenhouse gases be attributed to large-scale biomass burning events?, *Atmospheric Environment*, 39(14), 2513-2517, doi:10.1016/j.atmosenv.2005.02.018.
- Sitch, S. 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.
- Sivapalan, M., K. Beven, and E. Wood (1987), On hydrologic similarity 2. A scaled model of storm runoff production, *Water Resources Research*, 23(12), 2266-2278.
- Solomon, E. a, M. Kastner, I. R. MacDonald, and I. Leifer (2009), Considerable methane fluxes to the atmosphere from hydrocarbon seeps in the Gulf of Mexico, *Nature Geoscience*, 2(8), 561-565, doi:10.1038/ngeo574.

- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor, and H. Miller (2007), *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge .
- Spahni, R. et al. (2010), Constraining global net emissions of natural methane sources and sinks, *Biogeosciences Discussion*.
- Spahni, R. (2003), The attenuation of fast atmospheric CH₄ variations recorded in polar ice cores, *Geophysical Research Letters*, 30(11), 2-5, doi:10.1029/2003GL017093.
- Spahni, R. et al. (2005), Atmospheric methane and nitrous oxide of the Late Pleistocene from Antarctic ice cores., *Science*, 310(5752), 1317-21, doi:10.1126/science.1120132.
- Strom, L., A. Ekberg, M. Mastepanov, and T. Rojle Christensen (2003), The effect of vascular plants on carbon turnover and methane emissions from a tundra wetland, *Global Change Biology*, 9(8), 1185-1192, doi:10.1046/j.1365-2486.2003.00655.x.
- Szopa-Laval (2003), Développement d'une chaîne automatique d'écriture de schémas chimique explicites et réduits adaptés à l'étude de la pollution photooxydante aux différentes échelles, Thèse de doctorat
- Tarnocai, C., J. G. Canadell, E. A. G. Schuur, P. Kuhry, G. Mazhitova, and S. Zimov (2009), Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region, *Global Biogeochemical Cycles*, 23(2), 1-11, doi:10.1029/2008GB003327.
- Turetsky, M. R., C. C. Treat, M. P. Waldrop, J. M. Waddington, J. W. Harden, and a D. McGuire (2008), Short-term response of methane fluxes and methanogen activity to water table and soil warming manipulations in an Alaskan peatland, *Journal of Geophysical Research*, 113, doi:10.1029/2007JG000496.
- Turetsky, M. (2002), Current disturbance and the diminishing peatland carbon sink, *Geophysical Research Letters*, 29(11), 7-10, doi:10.1029/2001GL014000.
- Updegraff, K., S. Bridgman, J. Pastor, and P. Weishampel, C (2001), Response of CO₂ and CH₄ emissions from peatlands to warming and water table manipulation, *Ecological Applications*, 11(2), 311-326.
- Valdes, P. J., D. J. Beerling, and C. E. Johnson (2005), The ice age methane budget, *Geophysical Research Letters*, 32(2), 2-5, doi:10.1029/2004GL021004.
- Valentine, D., E. Holland, and D. Schimel (1994), Ecosystem and physiological controls over methane production in northern wetlands, *Journal of Geophysical*, 99, 1563-1571.
- Walter, B. P., M. Heimann, and E. Matthews (2001a), Modeling modern methane emissions from natural wetlands 1. Model description and results, *Journal of Geophysical Research*, 106(D24), 34189-34206, doi:10.1029/2001JD900165.
- Walter, B. P., M. Heimann, and E. Matthews (2001b), Modeling modern methane emissions from natural wetlands 2. Interannual variations 1982–1993, *Journal of Geophysical Research*, 106(D24), 34207-34219, doi:10.1029/2001JD900164.

- Walter, B., and M. Heimann (2000), A process-based, climate-sensitive model to derive methane emissions from natural wetlands: Application to five wetland sites, sensitivity to model parameters, and, *Global Biogeochemical Cycles*, 14, 745-765.
- Walter, B., M. Heimann, R. D. Shannon, and J. R. White (1996), A process-based model to derive methane emissions from natural wetlands, *Geophysical Research Letters*, 23(25), 3731-3734.
- Walter, K. M., L. C. Smith, and F. S. Chapin (2007), Methane bubbling from northern lakes: present and future contributions to the global methane budget., *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences*, 365(1856), 1657-76, doi:10.1098/rsta.2007.2036.
- Wang, W., Y. Yung, A. Lacis, T. MO, and J. Hansen (1976), Greenhouse effects due to man-made perturbations of trace gases, *Science*, 194(4266), 685-690.
- Wania, R., I. Ross, and C. Prentice (2010), Implementation and evaluation of a new methane model within a dynamic global vegetation model : LPJ-WHyMe v1 . 3, *Geosci. Model Dev. Discuss.*
- Wania, R. (2007), Modelling northern peatland land surface processes, vegetation dynamics and methane emissions, Thèse de doctorat
- Wania, R., I. Ross, and I. C. Prentice (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), 1-19, doi:10.1029/2008GB003412.
- Wania, R., I. Ross, and I. C. Prentice (2009b), Integrating peatlands and permafrost into a dynamic global vegetation model: 2. Evaluation and sensitivity of vegetation and carbon cycle processes, *Global Biogeochemical Cycles*, 23(3), 1-15, doi:10.1029/2008GB003413.
- Webb, R., K. Anderson, and T. Webb (1993), Pollen response-surface estimates of late-Quaternary changes in the moisture balance of the Northeastern United-States, *Quaternary research*, 40(2), 213-227.
- White, J. R., R. D. Shannon, J. F. Weltzin, J. Pastor, and S. D. Bridgham (2008), Effects of soil warming and drying on methane cycling in a northern peatland mesocosm study, *Journal of Geophysical Research*, 113, 1-18, doi:10.1029/2007JG000609.
- Whiting, G. J., and J. P. Chanton (1993), Primary Production control of methane emission from wetlands, *Nature*, 364(6440), 794-795.
- Wilson, M., and A. Henderson-Sellers (1985), A global archive of land cover and soils data for use in general-circulation climate models, *Journal of Climatology*, 5(2), 119-143.
- Wolff, E., and R. Spahni (2007), Methane and nitrous oxide in the ice core record., *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences*, 365(1856), 1775-92, doi:10.1098/rsta.2007.2044.
- Yu, Z. (2001), Modelling long-term peatland dynamics. I. Concepts, review, and proposed design, *Ecological Modelling*, 145(2-3), 197-210, doi:10.1016/S0304-3800(01)00391-X.

- Zaehle, S., and a D. Friend (2010), Carbon and nitrogen cycle dynamics in the O-CN land surface model: 1. Model description, site-scale evaluation, and sensitivity to parameter estimates, *Global Biogeochemical Cycles*, 24(1), 1-13, doi:10.1029/2009GB003521.
- Zaehle, S., P. Friedlingstein, and A. D. Friend (2010), Terrestrial nitrogen feedbacks may accelerate future climate change, *Geophysical Research Letters*, 37(1), 1-5, doi:10.1029/2009GL041345.
- Zhuang, Q., J. Melilo, W. Kicklighter, R. Prinn, A. McGuire, P. Steudler, B. Felze, and S. Hu (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), doi:10.1029/2004GB002239.
- Zobler, L. (1986), A World Soil File for Global Climate Modelling, *NASA technical memorandum 87802*, NASA, NY, USA.
- Zona, D., W. C. Oechel, J. Kochendorfer, K. T. Paw U, a N. Salyuk, P. C. Olivas, S. F. Oberbauer, and D. a Lipson (2009), Methane fluxes during the initiation of a large-scale water table manipulation experiment in the Alaskan Arctic tundra, *Global Biogeochemical Cycles*, 23(2), 1-11, doi:10.1029/2009GB003487.

Annexes

Annexe 2.1 : Comparaison de la stratégie utilisée pour approcher le substrat de la méthanogenèse entre [Wania et al., 2010] et le présent manuscrit

Comme dans les modèles de [Cao et al., 1996] et de [Wania et al., 2010], le substrat de la méthanogenèse dans cette étude est représenté par un réservoir de carbone sol. Certaines différences sont tout de même notables entre ces études et l'option choisie ici. La Figure A.2.1 compare notre manière d'approcher le substrat (Figure A.2.1-a) et celle utilisée par [Wania et al., 2010] (Figure A.2.2-b). [Wania et al., 2010] ont introduit un réservoir de carbone représentant le carbone pouvant subir potentiellement la méthanogenèse (encadré bleu Figure A.2.2-b). Les entrées de ce réservoir correspondent aux flux sortant des deux réservoirs de carbone sol de LPJ (carbone « slow » et « fast » ; encadrés verts Figure A.2.2-b) ainsi qu'à une fraction (fixe dans le temps) de la NPP censée représenter la production d'un carbone labile par exsudation racinaires. Les exsudats racinaires sont une source importante de carbone très labile [Hütsch et al., 2002], pouvant subir directement la méthanogenèse, et pourraient contribuer à la relation observée entre NPP et émissions de CH₄. Des incertitudes subsistent toutefois sur la contribution des photosynthétats récents aux émissions de CH₄ [par ex., King and Reeburgh, 2002; King et al., 2002]. Les flux sortant des deux réservoirs de carbone « slow » et « fast » constituent la respiration hétérotrophe pour les mailles non-peatlands. Dans des conditions anaérobies, 25 % du stock de carbone potentiel pour la méthanogenèse partent, instantanément, sous forme de CH₄ alors que le reste est émis sous forme de CO₂. Ce ratio est pondéré par $(1-f_{\text{air}})$ où f_{air} représente la fraction d'air dans la couche de sol considérée.

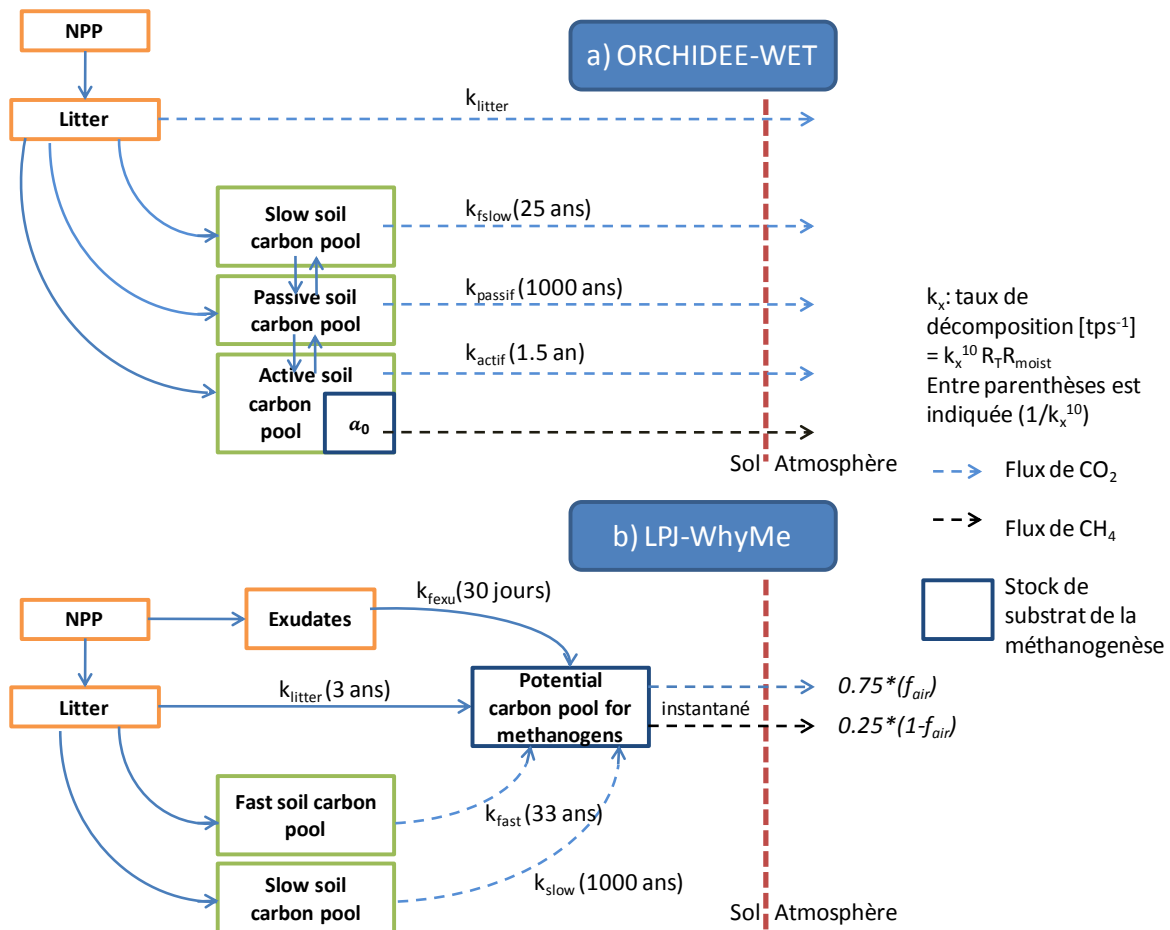


Figure A.2.1 : Comparaison de la stratégie adoptée au sein d'ORCHIDEE (a) et celle adoptée au sein de LPJ [Wania et al., 2010] (b) pour prendre en compte le substrat de la méthanogenèse et les flux associés

Alors qu'il existe, explicitement, dans [Cao et al., 1996] et [Wania et al., 2010], un paramètre représentant le ratio flux de CO₂/flux de CH₄ (0.25 chez [Wania et al., 2010]), celui-ci est inclus dans le paramètre α_0 de notre étude. α_0 peut en effet être vu comme le produit d'un temps de résidence par une fraction du réservoir de carbone sol (encadré bleu Figure A.2.1-a). ORCHIDEE ne simule pas d'exsudats mais le réservoir de carbone actif a un temps de résidence beaucoup plus petit que le réservoir « fast » initial de LPJ (Figure A.2.1). Notons aussi que, dans les approches de [Cao et al., 1996] et [Wania et al., 2010], les Q_{10} de la production de CO₂ et de la production de CH₄ sont les mêmes alors que, dans notre étude, ils diffèrent. Ceci fait que, bien que la production de CO₂ issue du stock de carbone actif et la méthanogenèse soient toutes deux proportionnelles au stock C_{actif} à un temps donné, elles peuvent évoluer différemment dans le temps en réponse à une modification de la température. Enfin, notons, que dans notre approche, le stock de carbone actif n'est pas modifié par la production de CH₄. Nous reviendrons plus en détails sur ces notions lors de la discussion générale (Chapitre 5).

Annexe 2.2 : Limitation liée à l'utilisation de conditions aux limites issues de données globales lors de l'optimisation sur sites de paramètres relatifs aux densités de flux

La Figure A.2.2 met en évidence une des limitations liées à l'utilisation de conditions aux limites issues de données globales lors de l'optimisation sur sites de paramètres relatifs aux densités de flux. La végétation au site de Michigan utilisé pour l'optimisation est issue d'une distribution spatiale globale [Loveland *et al.*, 2000]. La Figure A.2.2 donne la contribution simulée des différents types de transport aux densités de flux totales. La contribution du transport via les plantes est beaucoup plus faible (<50%) que celle obtenue sur le même site par [Walter and Heimann, 2000] (Figure 2b de la publication considérée) (~80%). Cette différence est liée à l'écart entre la valeur du T_{veg} (cf. équation 2.18) obtenue dans notre approche en utilisant la végétation issue de la carte globale pour la maille considérée ($T_{veg} \sim 2$) et celle imposée par [Walter and Heimann, 2000] sur le site ($T_{veg} = 15$). Pour un site dont la WTD est proche de la surface du sol³⁵, diminuer T_{veg} contribue à diminuer l'oxydation liée à la présence d' O_2 dans la rhizosphère (cf. variable P_{ox} de l'équation 2.11) et donc à augmenter les émissions. Des simulations forcées avec les données météorologiques du site et une végétation imposée plus proche de celle observée seraient envisageables, et vraisemblablement plus réalistes.

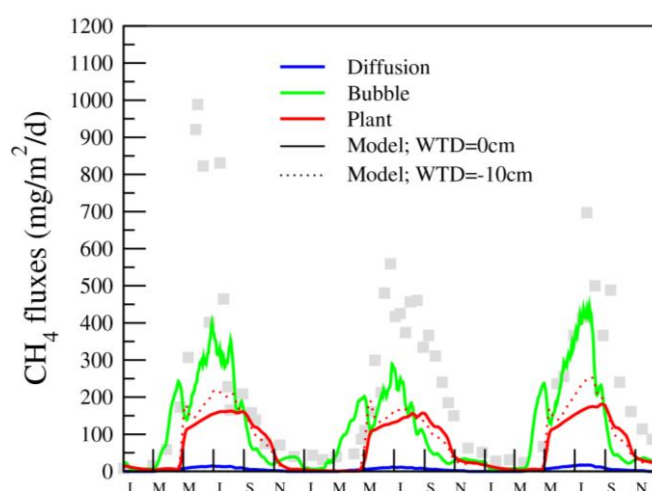


Figure A.2.2 : Contribution des différents types de transports au flux total simulé pour le site Michigan

³⁵ C'est différent pour les sites où la WTD est en-dessous du sol. Pour ces sites, une augmentation de T_{veg} contribue à favoriser le transport par les plantes au détriment du transport par diffusion et donc à diminuer l'oxydation du CH_4 lors de sa diffusion dans les couches de sol non saturées.

Annexe 2.3 : Généralisation de l'équation 2.36 à u surfaces déterminées entre A_0 et A_{sat}

Equation 2.32 (Encadré 2.1):

$$D_t = \frac{1}{A} \int_A d_{i,t} \cdot dA$$

Nous divisons l'aire A en différentes sous-parties : A_0 , A_{sat} , et l'aire restante (notée A' précédemment) en $\sum_u A_u$

$$D_t = \frac{1}{A} \left(\int_{\sum_u A_u} d_{i,t} \cdot dA + \int_{A_0} d_{i,t} \cdot dA + \int_{A_{sat}} d_{i,t} \cdot dA \right) \quad (1)$$

En remplaçant les valeurs des déficits des pixels de A_0 et A_{sat} par respectivement d_0 et 0, (1) devient :

$$D_t = \frac{1}{A} \int_{\sum_u A_u} d_{i,t} \cdot dA + \frac{A_0}{A} \cdot d_0 + 0 \quad (2)$$

$$\text{Or } d_{i,t} = M \left[\lambda_i + \ln \left(\frac{r_t}{T_0} \right) \right]$$

$$\Rightarrow \int_{\sum_u A_u} d_{i,t} \cdot dA = M \int_{\sum_u A_u} \lambda_i \cdot dA + M \cdot \ln \left(\frac{r_t}{T_0} \right) \sum_u A_u$$

$$\Rightarrow \int_{\sum_u A_u} d_{i,t} \cdot dA = M \int_{\sum_u A_u} \lambda_i \cdot dA + (d_{i,t} - M \cdot \lambda_i) \sum_u A_u \quad (3)$$

$$\text{Or, } \int_{\sum_u A_u} \lambda_i \cdot dA = \left(\sum_u \left(\int_{A_u} \lambda_i \cdot dA \right) \right) = \sum_u (A_u \cdot \overline{\lambda^u})$$

$$\text{d'où (3) } \Leftrightarrow \int_{\sum_u A_u} d_{i,t} \cdot dA = M \sum_u (A_u \cdot \overline{\lambda^u}) + (d_{i,t} - M \cdot \lambda_i) \sum_u A_u$$

En injectant (3) dans (2), on obtient :

$$D_t = \frac{1}{A} \left(M \sum_u (A_u \cdot \overline{\lambda^u}) + (d_{i,t} - M \cdot \lambda_i) \sum_u A_u \right) + \frac{A_0}{A} \cdot d_0$$

$$\text{D'où, } \frac{D_t}{M} = \frac{1}{A} \sum_u (A_u (\lambda_i - \overline{\lambda^u})) + \frac{\sum_u A_u}{A} \frac{d_{i,t}}{M} + \frac{A_0}{A} \frac{d_0}{M}$$

Ce qui est une généralisation de l'équation 2.36 à u surfaces déterminées entre A_0 et A_{sat}

Si on se place en 2 pixels, x et y, déterminés respectivement par (d_x, λ_x) et (d_y, λ_y) , nous aboutissons à :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{D_t}{M} = \frac{1}{A} \sum_u \left(A_u (\lambda_x - \overline{\lambda^u}) \right) + \frac{\sum_u A_u d_{x,t}}{A M} + \frac{A_0 d_0}{A M} \quad (4) \\ \frac{D_t}{M} = \frac{1}{A} \sum_u \left(A_u (\lambda_y - \overline{\lambda^u}) \right) + \frac{\sum_u A_u d_{y,t}}{A M} + \frac{A_0 d_0}{A M} \quad (5) \end{array} \right.$$

En réalisant la différence (4) –(5), on retrouve l'équation 2.42 :

$$\lambda_x - \lambda_y = \frac{d_{y,t} - d_{x,t}}{M}$$

Annexe 2.4 : Prise en compte de la WTD au sein des différents modèles de densités de flux de CH₄

Les approches décrites en section 2.2 utilisent des étendues de wetland fixes et introduisent une variabilité hydrologique verticale au sein de ces surfaces prescrites.

* Le modèle utilisé par [Walter et al., 2001a] pour simuler, au sein des étendues de wetland prescrites, la variabilité de ce qu'ils appellent WTD est un modèle « bucket » modifié pour capturer certaines spécificités liées aux wetlands :

- Le volume du « bucket » est égal à l'espace poreux entre la capacité au champ et la saturation. L'hypothèse derrière cette modification est que le contenu en eau du sol d'un wetland est toujours à la capacité au champ. Le volume ($\omega_{sat} - \omega_{fc}$) diminue avec la profondeur afin d'approcher le fait que le potentiel de rétention d'eau augmente avec celle-ci.
- le drainage à une certaine profondeur (ici n_{soil} , cf. l'équation 2.11) est supposé nul : à cette profondeur, l'hypothèse est faite que le sol du wetland est toujours à saturation.

* [Zhuang et al., 2004] et [Wania et al., 2010] utilisent une approche, basée sur [Granberg et al., 1999]. Le sol des fractions de maille prescrites comme wetland est divisé en deux parties selon la verticale : une couche de 0.3 m proche de la surface (l'acrotelm) dont la WTD peut varier et une couche plus profonde, de 1.7 m (le catotelm) considérée saturée à tout moment. Un bilan d'eau propre est réalisé pour ces fractions de maille et le volume total d'eau du sol obtenu (V_{tot}) est utilisé pour calculer la WTD :

$$WTD = \begin{cases} V_{tot} - z_{acro}\Phi, & WTD > 0 \\ -\sqrt{\frac{3(z_{acro}\Phi - V_{tot})}{2a_z}}, & -100 \leq WTD \leq 0 \\ -\frac{3(z_{acro}\Phi - V_{tot})}{2(\Phi - f_{water}^{surfmin})}, & WTD < -100 \end{cases}$$

où WTD, exprimée en mm, est positive si elle est au-dessus du sol, négative sinon. z_{acro} est la profondeur de l'acrotelm et Φ sa porosité (=0.9). a_z représente le gradient d'eau du contenu minimal d'eau à la surface ($f_{water}^{surfmin}$) jusqu'à la WTD. Le modèle de WTD et de profil d'humidité du sol de [Granberg et al., 1999] est un modèle empirique basé sur des mesures sur sites.

Dans les deux cas, le contenu en eau minimal du wetland est fixé : il vaut ω_{fc} sur la totalité du profil vertical de sol pour [Walter et al., 2001a] et ω_{sat} en dessous de 0.3 m pour [Zhuang et al., 2004] et [Walter et al., 2001a]. Chez [Walter et al., 2001a], la WTD décrit la frontière entre sol saturé et sol dont l'humidité vaut ω_{fc} . Chez [Wania et al., 2010] et [Zhuang et al., 2004], l'humidité du sol au-dessus de la WTD n'est pas fixe et varie selon la verticale. Cependant dans [Walter et al., 2001a] et [Zhuang et al., 2004], le contenu en eau du sol au-dessus de la WTD n'est pas pris en compte dans le calcul des flux de CH₄, que ce soit pour la production ou le transport : (1) la méthanogenèse est stoppée dans une couche de sol considéré dès que cette couche n'est plus à saturation, (2) les coefficients de diffusion dans les couches de sol au-dessus de la WTD sont égaux aux coefficients de diffusion dans l'air. Dans le modèle de [Wania et al., 2010], le contenu en eau au-dessus de la WTD est explicitement pris en compte à travers le calcul de la concentration en O₂ des couches de sol considérées.

