

THÈSE
DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE VERSAILLES
SAINT-QUENTIN-EN-YVELINES

École Doctorale des Sciences de L'Environnement d'Île-de-France



présentée par **Véronique MARIOTTI**
pour obtenir le grade de **Docteur de l'UVSQ**

**Le cycle du carbone en climat
glaciaire : état moyen et variabilité**

Soutenue le 16 octobre 2013 devant le jury composé de :

Pr. Fortunat JOOS	Rapporteur	- University of Bern
Pr. Birgit SCHNEIDER	Rapporteur	- Universität Kiel
Dr. Laurent BOPP	Directeur de thèse	- LSCE, Gif-sur-Yvette
Dr. Laurence VIDAL	Examineur	- CEREGE, Aix-en-Provence
Dr. Didier PAILLARD	Co-encadrant de thèse	- LSCE, Gif-sur-Yvette
Pr. Matthieu ROY-BARMAN	Président du jury	- UVSQ, Versailles

et préparée au

Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement

Table des matières

Liste des Figures	iii
Liste des Tableaux	vii
Résumé / Abstract	xi
Introduction	1
1 Le cycle du carbone en période glaciaire : état des connaissances	5
1.1 Les variations du cycle du carbone au Quaternaire	5
1.1.1 Les variations du climat au Quaternaire	5
1.1.2 Les variations du carbone dans l'atmosphère	7
1.1.3 Les variations du carbone dans l'océan	10
1.2 Rappels sur le cycle du carbone	12
1.2.1 Les mécanismes responsables des variations du CO_2	13
1.2.2 Les mécanismes responsables des variations du $\Delta^{14}\text{C}$	16
1.2.3 Les mécanismes responsables des variations de la productivité marine	17
1.3 Les mécanismes proposés pour expliquer les variations du cycle du carbone	
en climat glaciaire	22
1.3.1 Les mécanismes proposés pour les variations glaciaire-interglaciaire	22
1.3.2 Les mécanismes proposés pour les variations rapides en climat glaciaire	26
2 Modélisation des variations abruptes du cycle du carbone en climat glaciaire avec un GCM	29
2.1 Couplage de PISCES au modèle de circulation générale IPSL-CM4 dans le	
cadre de la simulation d'un événement de Heinrich	29
2.1.1 Intérêt du modèle couplé du climat IPSL-CM4 pour la simulation	
d'un événement de Heinrich	29
2.1.2 Intérêt du modèle PISCES pour simuler la réponse de la biogéochimie	
marine à un événement de Heinrich	32
2.1.3 Présentation des simulations	35
2.2 Comparaison des simulations aux données	36

2.2.1	Etude de la réponse de la productivité marine à un événement de Heinrich	36
2.2.2	Etude des variations du CO ₂	55
2.3	Discussion	56
3	Validation du mécanisme de plongée de la saumure avec les données de $\Delta^{14}\text{C}$ pour représenter le cycle du carbone au glaciaire	61
3.1	Intégration d'un $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ variable dans le modèle CLIMBER-2	61
3.1.1	Intérêt du modèle couplé climat-carbone CLIMBER-2	61
3.1.2	Implémentation du nouveau code du ^{14}C	63
3.1.3	Comparaison de nouveau code du ^{14}C avec les données actuelles et les autres modèles	64
3.2	Simulations du mécanisme de plongée de la saumure avec la nouvelle représentation du ^{14}C dans CLIMBER-2	67
3.3	Discussion	76
3.3.1	Carbone océanique stratifié au glaciaire	76
3.3.2	Importance de la biologie marine sur l'échelle de temps glaciaire-interglaciaire ?	76
4	Mise en évidence de l'importance du mécanisme de plongée de la saumure sur les variations abruptes du cycle du carbone	79
4.1	Choix des périodes de temps considérées	79
4.2	Modélisation de la dernière déglaciation en mode couplé climat-carbone	80
4.2.1	Détermination d'un scénario de plongée de la saumure adéquat pour la dernière déglaciation	80
4.2.2	Simulation de la déglaciation avec le modèle CLIMBER-2 en mode couplé climat-carbone	83
4.2.3	Plongée de la saumure et oxygène lors de la déglaciation	106
4.3	Variations abruptes du cycle du carbone pendant MIS3	108
4.3.1	Modélisation de l'événement du Laschamp	108
4.3.2	Tests de sensibilité de variations du mécanisme de plongée de la saumure pendant MIS3	110
4.4	Discussion	117
4.4.1	La dernière déglaciation	117
4.4.2	Les événements abrupts pendant MIS3	117
5	Evaluation de l'impact de la productivité marine sur les reconstructions de SST au LGM avec un GCM	119
5.1	Présentation des reconstructions de SST au LGM	119
5.1.1	Les différents proxies utilisés pour reconstruire les SST	119
5.1.2	Biais possibles sur les reconstructions de SST	121
5.2	Evaluation de la représentation de la NPP au LGM par PISCES	123
5.2.1	Description globale	123
5.2.2	L'Océan Atlantique Nord	125
5.2.3	L'Océan Pacifique Nord	125
5.2.4	L'Océan Pacifique Equatorial	127
5.2.5	L'Océan Indien et l'Océan Pacifique Ouest	128
5.3	Cadre théorique	130
5.4	Application à la zone tropicale	131

5.4.1	L'Océan Pacifique tropical Nord	133
5.4.2	L'Océan Atlantique tropical Nord	133
5.5	Discussion	139
6	Discussion générale et perspectives	141
6.1	Discussion générale	141
6.1.1	Résultats	141
6.1.2	Des modèles et des données	144
6.2	Perspectives pour le mécanisme de plongée de la saumure	145
6.2.1	Implémentation de la paramétrisation de la plongée de la saumure dans des modèles plus sophistiqués	145
6.2.2	Simulation de la dernière déglaciation avec un modèle de circulation générale qui inclut le mécanisme de plongée de la saumure	151
6.2.3	Tests de sensibilité du mécanisme de plongée de la saumure avec un modèle régional	151
6.3	Perspectives pour les méthodes de comparaison modèles-données	151
6.3.1	De nouvelles mesures dans les sédiments	151
6.3.2	Vers une meilleure représentation du climat et des cycles biogéochim- iques dans le passé : une approche multiproxies et multivariables	152
	Conclusion	155
	Bibliographie	159
	Annexes	170
A	Synthèse des simulations	171
A. 1	Simulations réalisées avec PISCES associé au modèle IPSL-CM	171
A. 2	Simulations réalisées avec CLIMBER-2	172
B	Compilations de données	173
B. 1	Compilation des données de changement de paléopproductivité pendant les événements de Heinrich	173
B. 2	Compilation des données de $\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ au LGM	175
C	Résultats du ^{14}C dans les simulations de la base de données OCMIP2	177
D	Articles en collaboration	183
D. 1	Kageyama et al. 2012a	183
D. 2	Kageyama et al. 2012b	206
	Liste des acronymes	235
	Remerciements	237

Table des figures

1	Courbes de CO ₂ et de température sur les derniers 140 milliers d'années . .	2
2	Schéma de l'agencement des chapitres	4
1.1	Températures et calottes de glace pour les climats glaciaire et interglaciaire	5
1.2	Effet de différents facteurs sur le forçage radiatif	7
1.3	Variations du CO ₂ et de la température en Antarctique sur les 800 000 dernières années	8
1.4	Variations du $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ sur les 25 000 dernières années	9
1.5	Variations du $\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ dans l'Atlantique Nord pendant la dernière déglaciation	10
1.6	Variations de la productivité marine exportée au glaciaire	11
1.7	Le cycle du carbone au préindustriel	12
1.8	Répartition des espèces carbonatées en fonction du pH.	14
1.9	Impact de différents facteurs sur le carbone inorganique dissous, l'alcalinité et la pCO _{2ocn}	15
1.10	Le ¹⁴ C dans le système climatique	17
1.11	Exemples de phytoplancton et zooplancton	18
1.12	Schéma simplifié de la biologie marine.	19
1.13	Carte de la NPP à l'actuel	20
1.14	Bilan des mécanismes proposés pour expliquer les variations de CO ₂ sur l'échelle glaciaire-interglaciaire et pour les événements abrupts en climat glaciaire	23
1.15	Schéma du mécanisme de plongée de la saumure	24
1.16	Illustration de l'accord entre mécanisme de plongée de la saumure, CO ₂ et $\delta^{13}\text{C}$ glaciaires	25
2.1	Modèle couplé du climat IPSL-CM4.	30
2.2	Comparaison du modèle IPSL-CM4 aux données de température et de salinité de surface de WOA2009	31
2.3	Modèle de biogéochimie marine PISCES.	33
2.4	Comparaison du modèle PISCES aux données actuelles de NPP et de ΔpCO_2	34
2.5	Flux de CO ₂ air-mer des simulations glaciaires avec et sans flux d'eau douce	55

2.6	Variations du $\Delta p\text{CO}_2$ entre les simulations glaciaires avec et sans flux d'eau douce : impacts relatifs du DIC, de l'alcalinité, des températures et salinités de surface	57
3.1	Schéma du modèle CLIMBER-2	62
3.2	Schéma récapitulatif du développement du ^{14}C dans CLIMBER-2.	64
3.3	Comparaison de la nouvelle paramétrisation du ^{14}C dans CLIMBER-2 avec les données GLODAP	65
3.4	Comparaison de la nouvelle paramétrisation du ^{14}C dans CLIMBER-2 avec les modèles de la base de données OCMIP2	66
3.5	Comparaison du DIC entre les simulations glaciaires avec CLIMBER-2 et IPSL-CM4	76
4.1	Choix des simulations transitoires à mener en fonction de l'évolution du CO_2 et du $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ mesurés	80
4.2	Précédents scénarios de plongée de la saumure pour simuler la dernière déglaciation	81
4.3	CO_2 et température mesurés en Antactique pendant la dernière déglaciation	82
4.4	Scénario de plongée de la saumure en fonction du flux d'opale pendant la dernière déglaciation	83
4.5	Anomalies d'oxygène simulées entre le LGM et le début de l'Holocène . . .	106
4.6	Anomalies d'oxygène mesurées entre le début de Holocène et le LGM . . .	107
4.7	Agés réservoir et circulation méridienne de renversement dans l'Océan Atlantique Nord pour le LGM et le début de l'Holocène	108
4.8	$\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ modélisé avec le modèle BoxKit pour différents algorithmes de reconstruction de la production cosmogénique pendant l'événement du Laschamp (Cauquoin et al., 2014)	109
4.9	$\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ simulé avec CLIMBER-2 pour l'événement du Laschamp	110
4.10	Séries temporelles du CH_4 , du CO_2 , d'une reconstruction de la température en Antarctique, du $\Delta\delta^{13}\text{C}$ marin et de la productivité marine dans l'Océan Austral de -110 000 à -40 000 ans	111
4.11	Evolution du CO_2 et du gradient vertical du $\delta^{13}\text{C}$ océanique en réponse à un scénario de plongée de la saumure en créneaux	113
4.12	Réponse de la NADW et du gradient interhémisphérique de densité à un scénario de plongée de la saumure en créneau avec ou sans flux d'eau douce en Atlantique Nord	115
4.13	Evolution de la NADW, du CO_2 et de la salinité de surface dans l'Océan Atlantique en réponse au scénario de plongée de la saumure en créneau avec et sans flux d'eau douce	116
5.1	Anomalies moyennes annuelles de SST au LGM par rapport à l'actuel pour la bande tropicale 30°S – 30°N (Waelbroeck et al., 2009)	120
5.2	Changements de l'export de matière organique à 100 mètres entre le LGM, l'Holocène moyen et le préindustriel	124
5.3	Analyse des mécanismes expliquant les changements de productivité marine entre le LGM et le préindustriel en Atlantique Nord	126
5.4	Analyse des mécanismes expliquant les changements de productivité marine entre le LGM et le préindustriel dans le Pacifique Nord	127

5.5	Changements d'export de matière organique et de pompage d'Ekman entre le LGM et le préindustriel dans l'Océan Pacifique	128
5.6	Changements de NPP entre le LGM et l'Holocène Moyen dans l'Océan Indien comparés aux reconstructions de NPP basées sur les coccolithophoridés	129
5.7	Anomalies de température entre LGM et préindustriel dans la zone tropicale	132
5.8	Anomalies de températures pondérées par la productivité marine entre LGM et préindustriel dans la zone tropicale, rôles respectifs de la température et de la biologie dans les changements observés	134
5.9	Analyse de la gyre subtropicale du Pacifique Nord	135
5.10	Analyse de l'Atlantique tropical Nord-Est	137
5.11	Analyse de l'Atlantique tropical Nord-Ouest	138
5.12	Analyse du gradient Est-Ouest de température dans l'Atlantique tropical Nord	139
6.1	Simulations de plongée de la saumure en conditions préindustrielles avec le modèle IPSL-CM4	147
6.2	Modèle <i>i</i> LOVECLIM avec ses différentes composantes	148
6.3	Simulations glaciaires avec et sans plongée de la saumure avec <i>i</i> LOVECLIM : évolution du CO ₂ et de l'AMOC	149
6.4	Simulations glaciaires avec et sans plongée de la saumure avec <i>i</i> LOVECLIM : évolution de la salinité et du DIC dans l'Atlantique et de l'oxygène dans le Pacifique	150
6.5	Bilan des mécanismes proposés pour expliquer les variations de CO ₂ sur l'échelle glaciaire-interglaciaire et pour les événements abrupts en climat glaciaire : ajout des simulations réalisées dans cette thèse	157
C.1	$\Delta^{14}\text{C}$ simulé dans l'Océan Atlantique par les modèles qui ont participé au projet d'intercomparaison OCMIP2 comparé aux données de GLODAP dans l'Océan Atlantique (1/2)	178
C.2	$\Delta^{14}\text{C}$ simulé dans l'Océan Atlantique par les modèles qui ont participé au projet d'intercomparaison OCMIP2 comparé aux données de GLODAP dans l'Océan Atlantique (2/2)	179
C.3	$\Delta^{14}\text{C}$ simulé dans l'Océan Pacifique par les modèles qui ont participé au projet d'intercomparaison OCMIP2 comparé aux données de GLODAP dans l'Océan Pacifique (1/2)	180
C.4	$\Delta^{14}\text{C}$ simulé dans l'Océan Pacifique par les modèles qui ont participé au projet d'intercomparaison OCMIP2 comparé aux données de GLODAP dans l'Océan Pacifique (2/2)	181

Liste des tableaux

1.1	Proxies de la productivité mesurés dans les sédiments.	21
6.1	Liste des données sédimentaires utiles pour améliorer la compréhension du cycle du carbone au glaciaire	152
A.1	Simulations réalisées avec le modèle PISCES.	171
A.2	Simulations réalisées avec le modèle CLIMBER-2.	172
B.1	Compilation des données de changement de paléopproductivité pendant les événements de Heinrich	173
B.2	Compilation des données de $\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ au LGM	176

Les variations du CO₂ atmosphérique, de l'ordre de 100 ppm, entre glaciaire et interglaciaire, ainsi que celles du ¹⁴C, ne sont toujours pas bien comprises. C'est aussi le cas des variations de 20 ppm du CO₂ associées à des événements abrupts en climat glaciaire. En utilisant une approche combinant modèles et données, j'ai montré (1) que le mécanisme de plongée de la saumure – poches de sel rejetées lors de la formation de la banquise – autour de l'Antarctique, susceptible d'expliquer les variations du CO₂ à l'échelle glaciaire-interglaciaire selon des études précédentes, permettait aussi d'expliquer le ¹⁴C, (2) qu'une oscillation de ce mécanisme pouvait être à l'origine des variations de 20 ppm du CO₂ lors des événements abrupts, (3) que la productivité marine était correctement simulée sur l'échelle glaciaire-interglaciaire et lors des événements abrupts et (4) que pour les deux types de variations, elle avait un rôle limité sur le CO₂.

Mots clés

CO₂, productivité marine, $\Delta^{14}\text{C}$, cycle glaciaire-interglaciaire, événements de Heinrich, événements de Dansgaard-Oeschger

Atmospheric CO₂ variations, of around 100 ppm, between glacial and interglacial climates, and ¹⁴C variations, are not well understood. This is also the case for the 20 ppm variations of CO₂ associated to abrupt events at glacial times. Combining both models and data, I have shown (1) that the sinking of brines mechanism – pockets of salt rejected by sea-ice formation – around Antarctica, likely able to explain glacial-interglacial CO₂ variations according to previous studies, could also explain the ¹⁴C, (2) that an oscillation of this mechanism could also induce the 20 ppm variations of CO₂ during abrupt events, (3) that marine productivity was correctly simulated on the glacial-interglacial time scale and during abrupt events and (4) that for both kinds of variations, it had a limited role on CO₂.

Key words

CO₂, marine productivity, $\Delta^{14}\text{C}$, glacial-interglacial cycle, Heinrich events, Dansgaard-Oeschger events

Le changement climatique actuel, en grande partie imputé à l'Homme, a fait prendre conscience du lien étroit entre climat et cycle du carbone. Ce lien se retrouve non seulement sur les dernières décennies, mais aussi quand on remonte plus loin dans le passé. Les carottes de glace en Antarctique montrent ainsi des variations conjointes de la température et du dioxyde de carbone (CO_2) de l'atmosphère sur les derniers 800 000 ans. Ces variations indiquent que le climat a oscillé entre un état froid, le climat glaciaire, et un état chaud, le climat interglaciaire tous les 100 000 ans environ. Parallèlement, le CO_2 a oscillé entre un état bas, avec des valeurs autour de 180 ppm (parties par million), et un état haut, avec des valeurs autour de 280 ppm (Fig. 1). A ces larges variations du climat et du CO_2 s'ajoutent des variations plus rapides, sur quelques centaines d'années, exclusivement en climat glaciaire. Il s'agit de variations du CO_2 de l'ordre de 20 ppm associées à des variations de température pouvant aller jusqu'à 4°C en Antarctique sur quelques centaines d'années et jusqu'à 16°C au Groenland en seulement quelques décennies. Sur l'échelle de temps climatique, on parle alors d'événements abrupts. Deux types d'événements abrupts ont été identifiés dans les enregistrements climatiques : les événements de Dansgaard-Oeschger caractérisés par les variations abruptes de l'isotope 18 de l'oxygène mesuré dans les carottes de glace du Groenland (Fig. 1) et les événements de Heinrich caractérisés par de larges débâcles d'icebergs en Atlantique Nord. Ces deux types d'événements ont des caractéristiques communes : une phase froide dans l'hémisphère nord est contemporaine d'une phase de réchauffement dans l'hémisphère sud et d'une augmentation du CO_2 .

Comment expliquer qu'en climat glaciaire la concentration de CO_2 était 100 ppm plus basse qu'en climat interglaciaire ? Pourquoi l'état glaciaire était-il particulièrement propice à des variations abruptes du climat et du CO_2 ? L'enjeu de ces dernières années pour les climatologues et les biogéochimistes a été d'établir les liens majeurs qui existent entre climat et cycle du carbone. Du point de vue de la modélisation, il s'agit de déterminer les mécanismes à développer dans les modèles du système Terre pour représenter au mieux climat et cycle du carbone, et leurs interactions. Identifier les mécanismes qui expliquent les variations du CO_2 au glaciaire permettrait de coupler de manière satisfaisante climat et cycle du carbone. A l'heure actuelle, la concentration de CO_2 , nécessaire au bilan radiatif des modèles de climat, est le plus souvent prescrite en climat glaciaire, la plupart des modèles étant incapables de simuler le carbone au glaciaire avec une approximation suffisante.

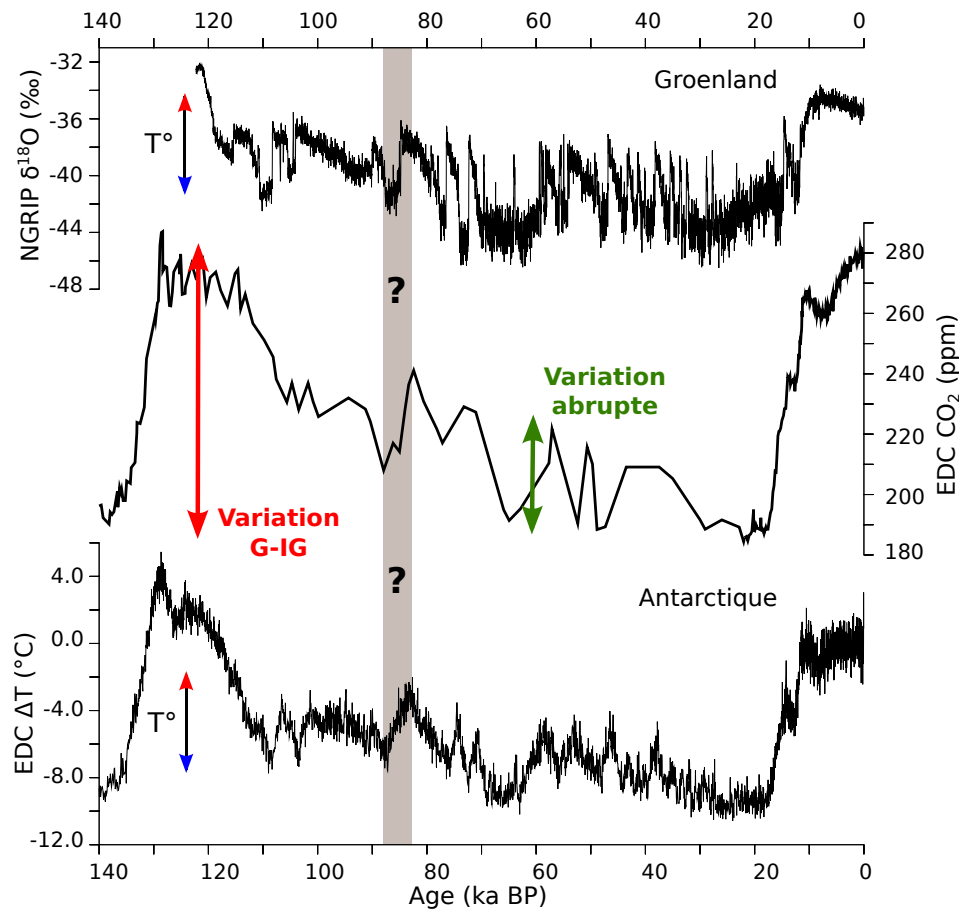


FIGURE 1 – De haut en bas : Variations du $\delta^{18}\text{O}$ de la glace au site NGRIP (75°N , 42°W) au Groenland (Andersen et al., 2004), variations du CO_2 et de l'anomalie de température mesurées au site EDC (75°S , 123°E) en Antactique (Lüthi et al., 2008). kaBP signifie milliers d'années avant le présent (année 1950 par convention).

De nombreuses études ont été menées pour identifier les mécanismes fondamentaux qui expliquent les variations du cycle du carbone sur les échelles de temps glaciaire-interglaciaire et lors des événements abrupts en climat glaciaire. Le carbone atmosphérique, représenté par la variable CO_2 , échange avec les deux autres réservoirs de carbone à la surface de la Terre : l'océan et la biosphère continentale. En climat glaciaire, la biosphère continentale est moins étendue en raison des conditions rigoureuses et de la surface occupée par les calottes de glace, son contenu en carbone est donc plus faible qu'en climat interglaciaire (Adams et al., 1990; Ciais et al., 2011). L'océan reste donc le seul réservoir capable d'absorber l'essentiel des 100 ppm de carbone en provenance de l'atmosphère en climat glaciaire, mais par quels mécanismes ? De nombreux mécanismes ont été proposés : augmentation de la solubilité du CO_2 dans l'océan glaciaire, compensation des carbonates, augmentation de la pompe biologique océanique via la fertilisation par le fer et changements de la circulation océanique via un déplacement des vents dans l'Océan Austral (Sigman and Boyle, 2000). Cependant ces processus, proposés sur la base de modèles conceptuels, ne permettent pas de reproduire les 100 ppm de différence du CO_2 quand on les teste avec des modèles plus sophistiqués (Menviel et al., 2008a; Bopp et al., 2003). Récemment, Bouttes et al. (2011) ont réussi à simuler les 100 ppm de différence en CO_2 , en intégrant un mécanisme nouveau à leur modèle : la plongée de la saumure.

Ce mécanisme est basé sur la constitution d'un réservoir de carbone isolé au fond de l'océan via la production d'une masse d'eau très dense formée autour de l'Antarctique qui plonge jusqu'au fond de l'océan. Ce mécanisme est très prometteur car il a permis à la fois d'expliquer la différence glaciaire-interglaciaire de CO_2 , mais surtout la distribution stratifiée de l'isotope 13 du carbone dans l'océan Atlantique glaciaire. Or le ^{13}C est l'une des variables les plus difficiles à simuler et une des contraintes les plus fortes du cycle du carbone avec le ^{14}C . Il reste donc à vérifier que ce mécanisme est compatible également avec la distribution de ^{14}C dans l'océan et dans l'atmosphère.

Les études sur le cycle du carbone pendant les événements abrupts sont moins nombreuses et plus récentes en raison de l'amélioration de la résolution temporelle des archives sédimentaires dernièrement. Il est généralement admis que les événements abrupts sont associés à des réorganisations de la circulation océanique, c'est pourquoi les modélisateurs perturbent cette dernière – en ajoutant un flux d'eau douce en Atlantique Nord, pour représenter la débâcle d'icebergs des événements de Heinrich – pour étudier la réponse du cycle du carbone à cette réorganisation. Le rôle de l'océan dans l'augmentation du CO_2 de 20 ppm n'est pas clair. Pour Menviel et al. (2008b), l'océan a plutôt tendance à pomper du carbone alors que pour Schmittner and Galbraith (2008), l'océan a plutôt tendance à dégazer du carbone dans l'atmosphère à cause d'une réduction de la pompe biologique marine. Ces études de modélisation sont menées avec des modèles de biogéochimie marine simplifiés en partant de conditions initiales du climat et du cycle du carbone variées – climats préindustriel et glaciaire pour Menviel et al. (2008b) et climat intermédiaire entre glaciaire et interglaciaire avec CO_2 à 255 ppm pour Schmittner and Galbraith (2008). Or, Bouttes et al. (2012b) ont montré qu'en appliquant un flux d'eau douce en climats préindustriel et glaciaire sans ou avec le mécanisme de plongée de la saumure – qui dans leur modèle permet un CO_2 initial à 215 ppm –, ils n'obtenaient une augmentation du CO_2 que dans le cas glaciaire avec le mécanisme de plongée de la saumure. Les conditions initiales – climat et carbone – semblent donc avoir une importance dans la réponse du cycle du carbone aux événements abrupts.

Les études précédentes ont proposé différents mécanismes pour expliquer les variations de 100 ppm du CO_2 sur l'échelle de temps glaciaire-interglaciaire. Le mécanisme de plongée de la saumure est le seul à expliquer la majeure partie des variations du CO_2 et du ^{13}C . Mais ce mécanisme a également besoin d'être validé avec le troisième et dernier isotope naturel du carbone, le ^{14}C . Par ailleurs, les études menées précédemment sur les variations abruptes du CO_2 ont des résultats mitigés. L'importance de la pompe biologique lors de tels événements est questionnée, tout comme celle de la nécessité d'avoir un cycle du carbone initial glaciaire. Le mécanisme de plongée de la saumure et les changements de la pompe biologique méritent d'être étudiés de manière plus approfondie pour vérifier leurs contributions respectives au cycle du carbone au glaciaire.

C'est dans ce cadre que s'inscrit mon étude. L'objectif de ma thèse consiste à modéliser le cycle du carbone en période glaciaire, en représentant à la fois son état moyen et les événements abrupts qui le caractérisent pendant cette période.

Ma démarche a consisté dans un premier temps à examiner les événements abrupts du cycle du carbone pour comprendre si la pompe biologique océanique avait un rôle à jouer dans l'augmentation de 20 ppm du CO_2 . Pour cela, l'idée a été de simuler la

réponse du cycle du carbone à un événement de Heinrich avec un modèle de circulation générale en configuration glaciaire associé à un modèle de biogéochimie marine sophistiqué (**chapitre 2**). Cette partie de l'étude a donné lieu à la publication *Marine productivity response to Heinrich events : a model-data comparison* dans la revue *Climate of the Past*. La nature des résultats m'a contrainte à questionner l'état du cycle du carbone au glaciaire dans la simulation et à me tourner vers l'étude des variations glaciaire / interglaciaire du CO_2 . J'ai donc décidé d'examiner si le mécanisme de plongée de la saumure était nécessaire à l'établissement d'un cycle du carbone en état glaciaire. Pour ce faire, j'ai cherché à vérifier si ce mécanisme, cohérent avec les données de CO_2 et de ^{13}C , l'était également avec le ^{14}C (**chapitre 3**). Cette seconde partie de l'étude a été publiée dans la revue *Radiocarbon* sous le titre *Simulated Last Glacial Maximum $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ and the Deep Glacial Ocean Carbon Reservoir*. L'étape suivante a été d'interroger l'importance du mécanisme de plongée de la saumure sur les variations abruptes du cycle du carbone, en modélisant en particulier la dernière déglaciation – caractérisée à son début par l'événement abrupt Heinrich 1 bien documenté – et la période glaciaire dite "Marine Isotope Stage 3" (entre -60 000 et -30 000 ans) – caractérisée par plusieurs événements abrupts (**chapitre 4**). Ce volet de l'étude a donné lieu à l'article *A model for carbon and radiocarbon evolution during the last deglaciation* soumis à la revue *Nature*. Enfin, après avoir étudié l'impact du mécanisme de plongée de la saumure avec un modèle de complexité intermédiaire et l'impact de la pompe biologique avec un modèle de circulation générale, j'ai eu l'intention d'étudier ces deux mécanismes au sein du même modèle pour évaluer leurs contributions relatives sur le cycle du carbone au glaciaire. La réponse du cycle du carbone étant sensible aux conditions initiales du climat, j'ai décidé de vérifier tout d'abord si le modèle de circulation générale en configuration glaciaire était en accord avec les reconstructions de température de surface de l'océan au glaciaire. Ces reconstructions pouvant être biaisées par des processus biologiques, j'ai donc évalué l'impact de la productivité marine sur les reconstruction de températures de surface de l'océan avec le modèle de circulation générale (**chapitre 5**). Cette dernière partie de mon travail m'a conduite à participer à l'étude de Masa Kageyama dans *Climate Dynamics* intitulée *Mid-Holocene and last glacial maximum climate simulations with the IPSL model : part II : model-data comparisons*.

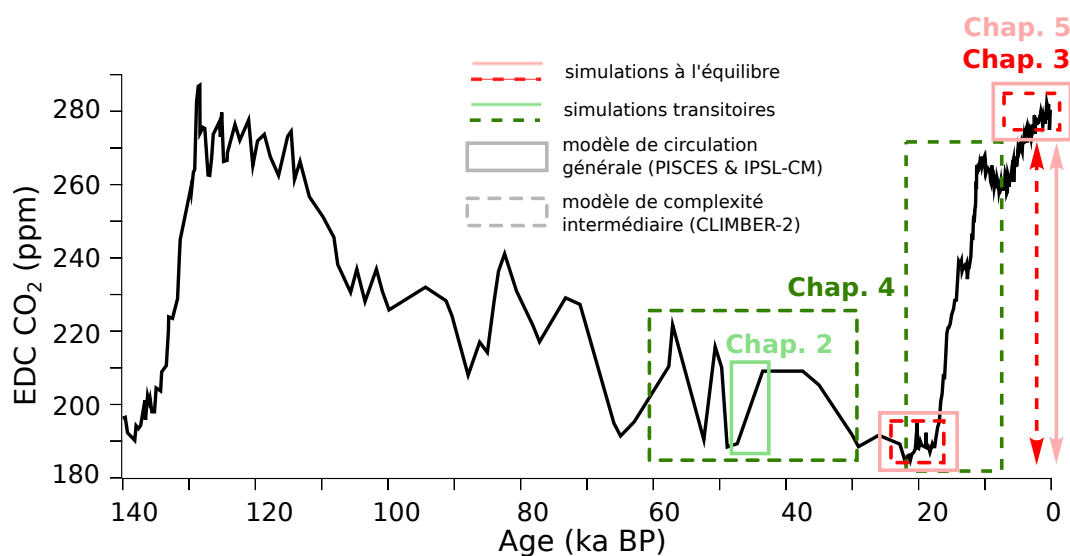


FIGURE 2 – Représentation schématique des différents chapitres de cette thèse et de leur agencement les uns par rapport aux autres.

Le cycle du carbone en période glaciaire : état des connaissances

1.1 Les variations du cycle du carbone au Quaternaire

1.1.1 Les variations du climat au Quaternaire

Pour bien comprendre les variations du cycle du carbone à l'âge glaciaire, il convient de replacer l'époque glaciaire dans son contexte général, la période géologique du Quaternaire. C'est en effet à partir de cette période géologique qu'apparaissent les cycles dits "glaciaire-interglaciaire" il y a environ 2,6 millions d'années. Le climat oscille alors entre un climat plutôt chaud, le climat "interglaciaire", et un climat plutôt froid, le climat "glaciaire". En climat glaciaire, la température moyenne globale est environ 4 à 7°C plus froide qu'en climat interglaciaire (Jansen et al., 2007). Les calottes de glace et la couverture de glace de mer sont également plus étendues (exemple de résultat, cf. Fig. 1.1).

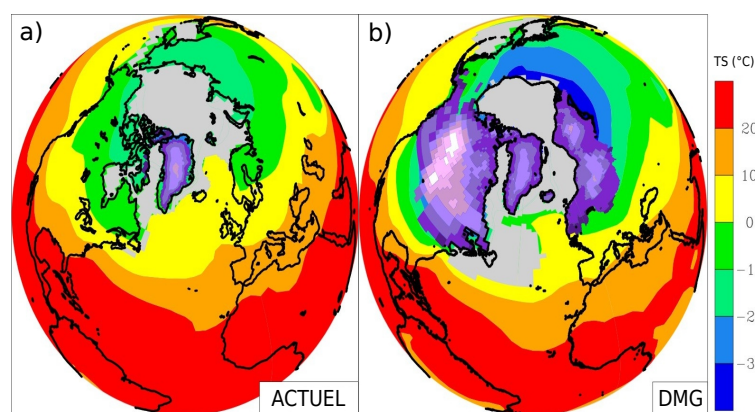


FIGURE 1.1 – Illustration des deux états du climat au Quaternaire avec la température de surface (TS) simulée (couleurs bleues à rouges), l'étendue de glace de mer simulée (en gris) et les reconstructions de calottes de glace (du violet au blanc) pour a) l'actuel (illustration d'un "interglaciaire") et b) le DMG ou Dernier Maximum Glaciaire (illustration d'un "glaciaire"). Les données simulées sont issues du modèle CCSM3.0. Les reconstructions des calottes de glaces sont issues de l'étude de Peltier (2004).

Les variations du climat peuvent s'expliquer soit par (1) une modification du rayonnement entrant dans les enveloppes terrestres – via des changements d'énergie émise par le Soleil ou via une modification de la distance Terre-Soleil – soit par (2) un changement de l'albédo¹ soit par (3) un changement de la capacité de l'atmosphère à laisser s'échapper dans l'espace le rayonnement infra-rouge émis par les surfaces terrestres – cette capacité est pilotée par la concentration en gaz à effet de serre dans l'atmosphère, soit par une combinaison de tous ces mécanismes. Les modifications du rayonnement incident sont un forçage externe du système Terre, alors que les changements d'albédo et de gaz à effet de serre sont des rétroactions internes au système Terre.

Lors des variations glaciaire-interglaciaire, les variations du forçage externe orbital ont un impact radiatif quasi-nul sur le système terrestre (Fig. 1.2), ce sont en fait les rétroactions internes au système qui pilotent le refroidissement global du climat observé au glaciaire. Si le bilan global du forçage externe varie peu, la répartition du rayonnement incident selon les latitudes et les saisons, elle, varie de manière importante. Cette répartition temporelle et spatiale de l'énergie incidente est régie par trois paramètres orbitaux (excentricité, obliquité et précession) qui ont une cyclicité propre à chacun (respectivement environ 100 000, 40 000 et 20 000 ans). L'excentricité module la distance Terre-Soleil, l'obliquité module l'inclinaison de l'axe de la Terre, ce qui induit des changements de contrastes saisonniers, et la précession change la position des équinoxes et des solstices sur l'orbite de la Terre, ce qui induit également des changements saisonniers selon les latitudes. La théorie de Milankovitch propose que certaines configurations de ces trois paramètres peut favoriser une moindre insolation locale aux alentours de la latitude 65°N, permettant à la neige de persister pendant l'été boréal et ainsi de s'accumuler d'année en année jusqu'à ériger les immenses calottes présentes dans l'hémisphère Nord au glaciaire (Fig. 1.1).

La présence d'imposantes calottes de glace au glaciaire explique une partie de la diminution globale de température (Fig. 1.2). Il est aussi largement admis que la diminution de l'effet de serre induit par la diminution du CO₂ explique environ 1/3 du refroidissement au glaciaire (Fig. 1.2). D'où l'importance de comprendre quels sont les mécanismes internes au système Terre qui induisent les variations du CO₂. La diminution du CO₂ peut venir soit d'un transfert de carbone de l'atmosphère à l'océan, soit d'un transfert de carbone de l'atmosphère à la biosphère terrestre, soit des deux. Or le stock de carbone de la biosphère terrestre était moins important au glaciaire qu'à l'actuel (Shackleton, 1977; Adams et al., 1990; Ciais et al., 2011). L'océan est donc le seul réservoir en mesure d'avoir stocké le surplus de carbone atmosphérique en période glaciaire, permettant ainsi une concentration de CO₂ plus faible de 100 ppm (Fig. 1). Il n'y a pas de consensus sur les mécanismes qui ont permis ce transfert de carbone entre l'atmosphère et l'océan.

A ces variations glaciaire-interglaciaire du climat s'ajoutent des variations plus rapides, exclusivement en climat glaciaire, qu'on nomme événements abrupts (cf. Fig. 1). On compte au moins deux types d'événements abrupts au glaciaire : les événements de Dansgaard-Oeschger (D-O) et les événements de Heinrich. Lors des événements de Dansgaard-Oeschger, les carottes de glace du Groenland enregistrent des changements abrupts de température de 10 à 16 ± 3 °C, et ce, en seulement quelques décennies (Landais et al., 2004; Masson-Delmotte et al., 2005). Les événements de Heinrich sont eux caractérisés par de grandes débâcles d'icebergs en Atlantique Nord, dont on détecte la manifes-

1. pouvoir réfléchissant du rayonnement ultra-violet incident

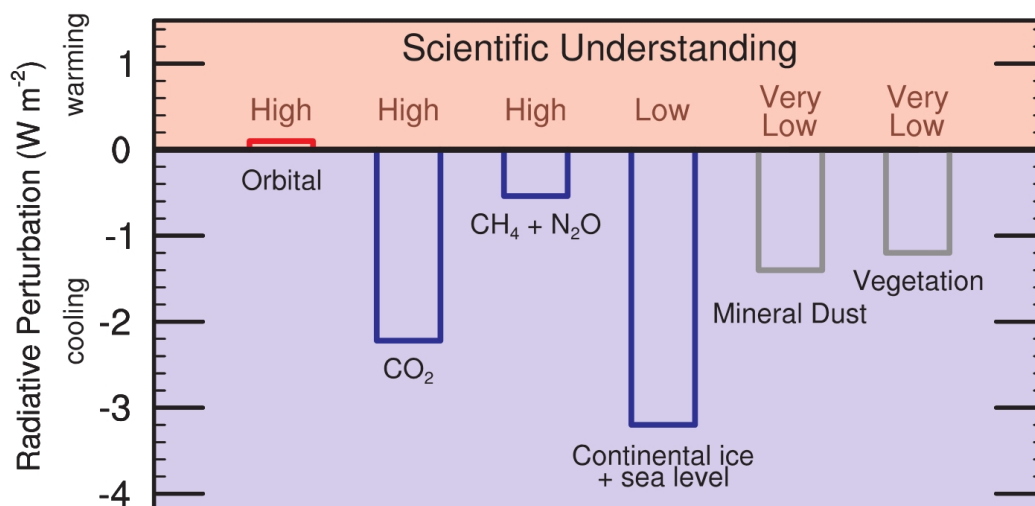


FIGURE 1.2 – Forçage radiatif relatif de différents facteurs (forçage orbital, CO₂, CH₄ + N₂O, calottes de glace + niveau de la mer, poussières, végétation) pour expliquer la différence de climat glaciaire-interglaciaire (figure extraite de Jansen et al. (2007)).

tation grâce aux éléments détritiques d'origine continentale transportés par les icebergs et qui se déposent dans les sédiments lors de la fonte des icebergs (Hemming, 2004). Ces débâcles sont associées à un affaiblissement de la circulation océanique dans l'Atlantique qui transporte de la chaleur des tropiques vers les pôles (McManus et al., 2004), induisant un refroidissement de l'hémisphère nord et un réchauffement de l'hémisphère sud. La phase froide de ces événements abrupts est accompagnée d'un réchauffement de l'hémisphère sud et d'une augmentation d'environ 20 ppm du CO₂ (Fig. 1). Il est encore mal compris pourquoi ces variations abruptes n'ont lieu qu'en climat glaciaire et quels sont les liens entre variations climatiques et géochimiques pendant ces événements. La circulation océanique profonde est cependant connue pour avoir un comportement non-linéaire et osciller abruptement entre deux états stables (Rahmstorf, 2002), ce qui permettrait de générer les variations abruptes du climat et du cycle du carbone au glaciaire.

L'océan apparaît comme une composante majeure des variations climatiques et géochimiques au glaciaire. C'est pourquoi dans le cadre de ma thèse, je me suis plus particulièrement intéressée aux mécanismes possibles d'échange de carbone entre l'océan et l'atmosphère pour modéliser les variations du cycle du carbone au glaciaire.

1.1.2 Les variations du carbone dans l'atmosphère

Pour caractériser les variations du carbone dans l'atmosphère, on peut s'intéresser aux variations du CO₂ et de l'isotope 14 du carbone, ¹⁴C, qui présente l'avantage de véhiculer une signature de l'origine des différents réservoirs de carbone. Le ¹³C de l'atmosphère donne également des informations sur le cycle du carbone. Dans le cadre de ma thèse, j'ai étudié plus particulièrement le CO₂ et le ¹⁴C, car le ¹³C a déjà été étudié dans le cadre de la thèse de Nathaëlle Bouttes (Bouttes, 2010). Je n'en parlerai donc pas ici.

Les variations du CO₂

Les variations du CO₂ sur les 800 000 dernières années sont connues grâce aux mesures réalisées dans les carottes de glace en Antarctique (Fig. 1.3). Les bulles d'air piégées dans la glace donnent en effet accès à de l'air ancien dans lequel on peut mesurer la concentration en CO₂. Ces mesures ont permis d'établir que le CO₂ a varié conjointement avec la température en Antarctique sur les cycles glaciaire-interglaciaire. Plus précisément, le CO₂ a oscillé entre ~ 180 ppm en période glaciaire et ~ 280 ppm en période interglaciaire, soit une amplitude d'environ 100 ppm sur la variabilité glaciaire-interglaciaire. Lorsqu'on regarde de plus près la courbe de CO₂ au glaciaire, entre -80 000 et -20 000 ans par exemple, on s'aperçoit qu'il existe aussi une variabilité plus rapide, de l'ordre du millier d'années où le CO₂ varie de 20 ppm.

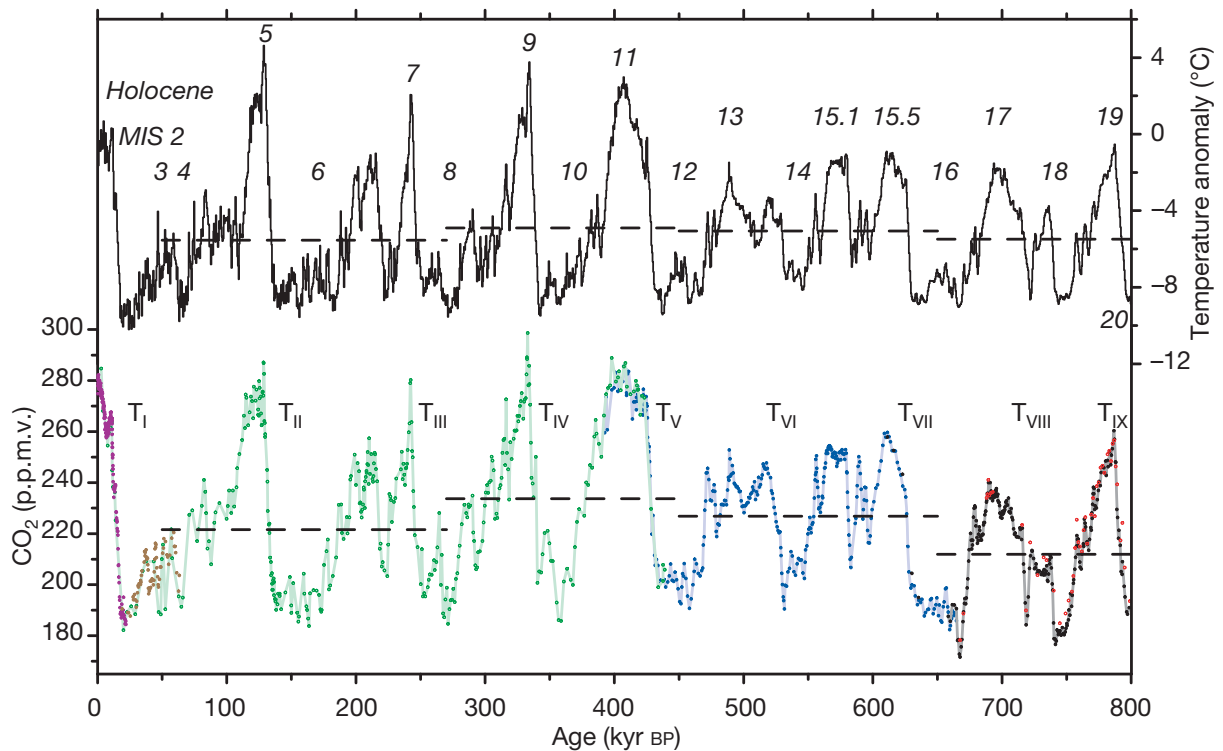


FIGURE 1.3 – Variations du CO₂ sur les 800 000 dernières années comparées aux variations de la température en Antarctique reconstruite à partir du deutérium (figure issue de Lüthi et al. (2008)).

Les variations du ¹⁴C

Les variations du ¹⁴C de l'atmosphère sont particulièrement bien contraintes sur les derniers 25 000 ans grâce à l'effort de la communauté d'intercalibration INTCAL (Reimer et al., 2009). Le $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ ² est reconstruit à partir de cernes d'arbres sur les 12 550 premiers milliers d'années, puis les mesures sont effectuées sur des archives marines, les coraux et les foraminifères. Les mesures appliquées aux enregistrements marins ont une barre d'erreur plus importante que celles sur les enregistrements terrestres, à cause du phénomène d'âge réservoir. En effet, lorsque les arbres se développent, ils incorporent directement le CO₂

2. écart du ratio $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ par rapport à un ratio standard, notation précisément définie par l'égalité 1.14

avec une signature atmosphérique du $\Delta^{14}\text{C}$. Ce n'est pas le cas des organismes marins qui incorporent eux du $\text{CO}_{2(\text{aq})}$ avec une signature en $\Delta^{14}\text{C}$ océanique. Le $\Delta^{14}\text{C}$ océanique en surface n'est pas égal au $\Delta^{14}\text{C}$ atmosphérique, il est en fait plus "vieux" à cause du temps d'équilibration à l'interface air-mer (Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001) et du mélange avec les eaux sous-jacentes appauvries en ^{14}C car isolées de l'atmosphère depuis plus longtemps. Par la relation de décroissance radioactive, cette différence de $\Delta^{14}\text{C}$ entre l'atmosphère et l'océan peut être convertie en âge, c'est ce qu'on appelle l'âge réservoir. L'âge réservoir en surface est d'environ 400 ans actuellement, avec une variabilité spatiale et des âges réservoir plus anciens dans l'Océan Austral par exemple. Les âges réservoir sont très difficiles à évaluer dans le passé, d'où l'incertitude plus importante sur le $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ et surtout sur les datations à partir de 12 550 ans, lorsqu'il est reconstruit à partir des données marines.

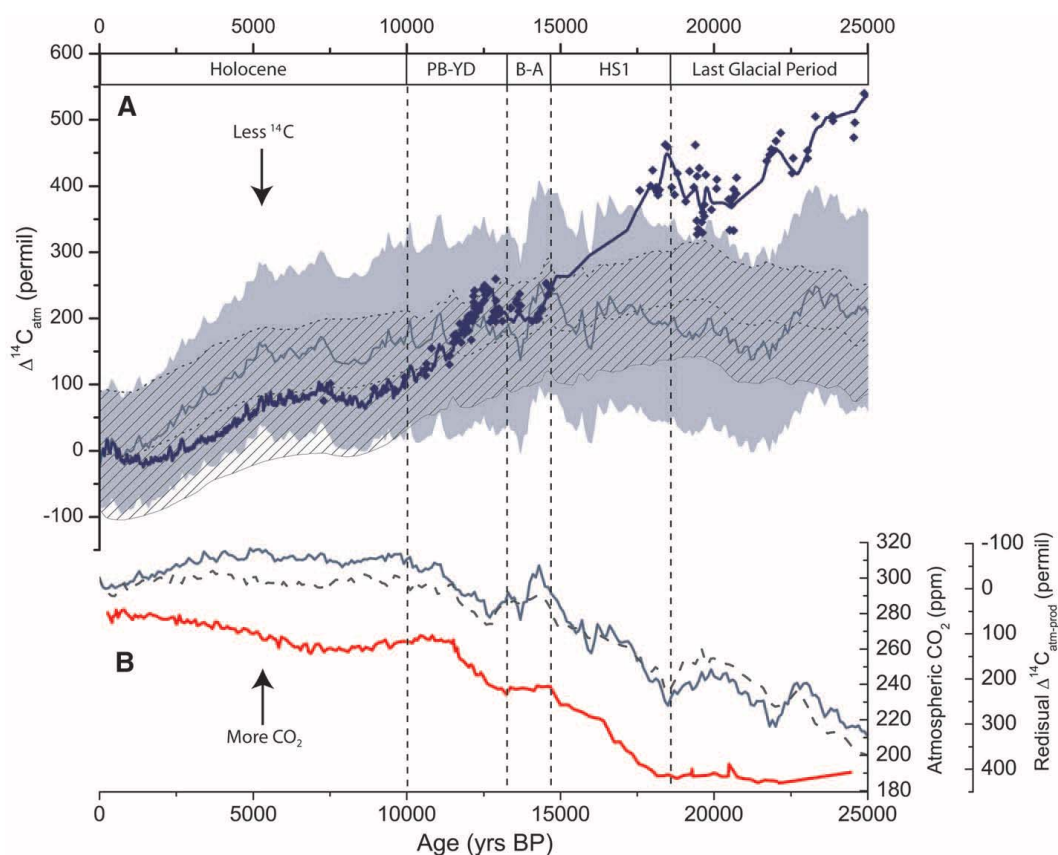


FIGURE 1.4 – Variations du $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ (courbe A bleue foncée) conjointement au CO_2 (courbe B rouge) sur les 25 000 dernières années (figure issue de Skinner et al. (2010)). Les deux courbes grises avec barre d'erreur sur la partie A de la figure représentent deux reconstructions différentes de la part du $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ expliquée par la production cosmogénique. Les deux courbes grises sur la partie B représentent le résidu $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}} - \Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}|_{\text{prod}}}$.

Au Dernier Maximum Glaciaire, entre -18 000 et -24 000 ans environ, le $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ vaut environ 450 ‰, alors qu'il vaut environ 0 ‰ en période préindustrielle (Fig. 1.4). Cette diminution du $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ au cours de la déglaciation (période qui relie le Dernier Maximum Glaciaire à l'Holocène, l'Interglaciaire actuel) se fait de manière particulièrement abrupte pendant l'événement de Heinrich 1 (de -18 000 à -15 000) avec une diminution d'environ 190 ‰, puis forme un plateau pendant l'événement de Bølling-Allerød (de -14 600 à

-12 800) et continue à diminuer sur la fin de la déglaciation. La figure 1.4B montre une nette covariation du CO_2 et de la partie des variations du $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ d'origine non cosmogénique.

1.1.3 Les variations du carbone dans l'océan

On ne peut pas reconstruire directement le carbone de l'océan dans le passé, mais le ^{14}C et les flux de carbone comme la production biologique (cf. section 1.2) peuvent en donner une estimation. Le ^{13}C donne comme le ^{14}C des indications sur la circulation océanique, mais je ne présenterai pas en détails cet isotope car il a déjà été étudié précédemment par Bouttes et al. (2011) dans le cadre des variations glaciaire-interglaciaire du cycle du carbone.

Les variations du ^{14}C

Le $\Delta^{14}\text{C}$ n'est pas seulement mesuré dans l'atmosphère, il est aussi mesuré dans l'océan. En Atlantique Nord (Fig. 1.5), le $\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ présente de larges variations au cours du temps. Par exemple, à une même profondeur, 3700 mètres, on peut estimer des valeurs très faibles au LGM (inférieures à -300‰ de différence avec le $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ contemporain) et des valeurs beaucoup moins faibles vers -14500 ans (supérieures à -100‰ de différence avec le $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ contemporain).

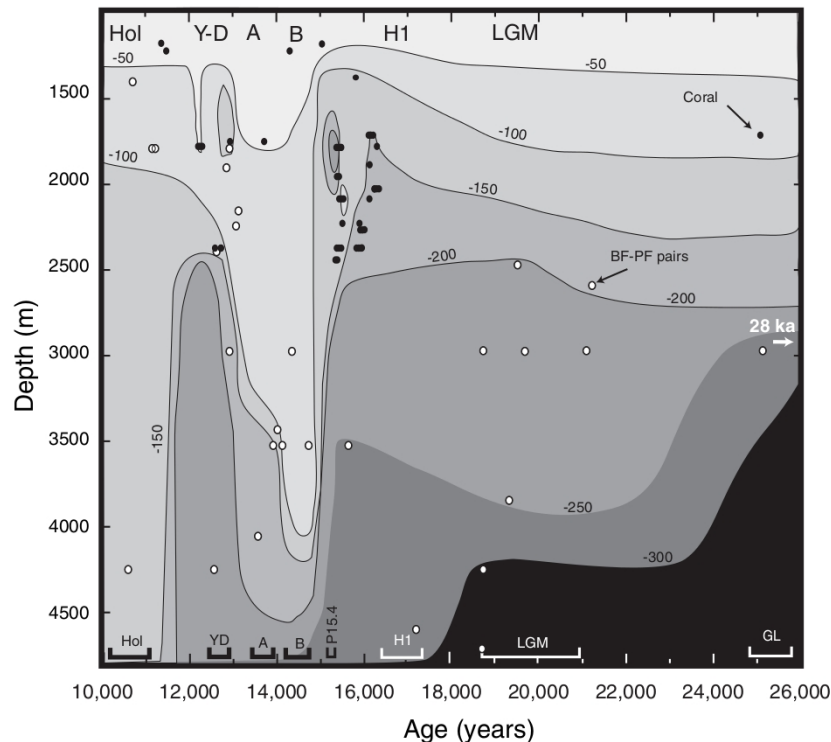


FIGURE 1.5 – Contours des anomalies de $\Delta^{14}\text{C}$ par rapport au $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ contemporain en fonction du temps et de la profondeur en Atlantique Nord (entre 33 et 39°N). Les cercles blancs sont des données de $\Delta^{14}\text{C}$ mesurées sur des foraminifères benthiques et planctoniques alors que les cercles noirs sont des données de $\Delta^{14}\text{C}$ mesurées sur des coraux profonds (figure issue de Robinson et al. (2005)).

Les variations de la productivité marine

La productivité marine donne également des indications sur les modifications du carbone dans l'océan au cours des changements glaciaire-interglaciaire (Fig. 1.6a) ou abrupts (Fig. 1.6b). Pour les changements glaciaire-interglaciaire, les motifs les plus robustes de la productivité marine sont une diminution au sud de 60°S et une augmentation dans l'Océan austral au nord de 60°S. Pour les changements abrupts, on remarque une diminution de la productivité marine présente dans la majorité des reconstructions de l'Océan Atlantique Nord. Pour avoir une idée de la rapidité et de l'intensité de ces changements, on peut considérer par exemple l'enregistrement des variations du carbone organique en mer d'Arabie (Fig. 1.6c).

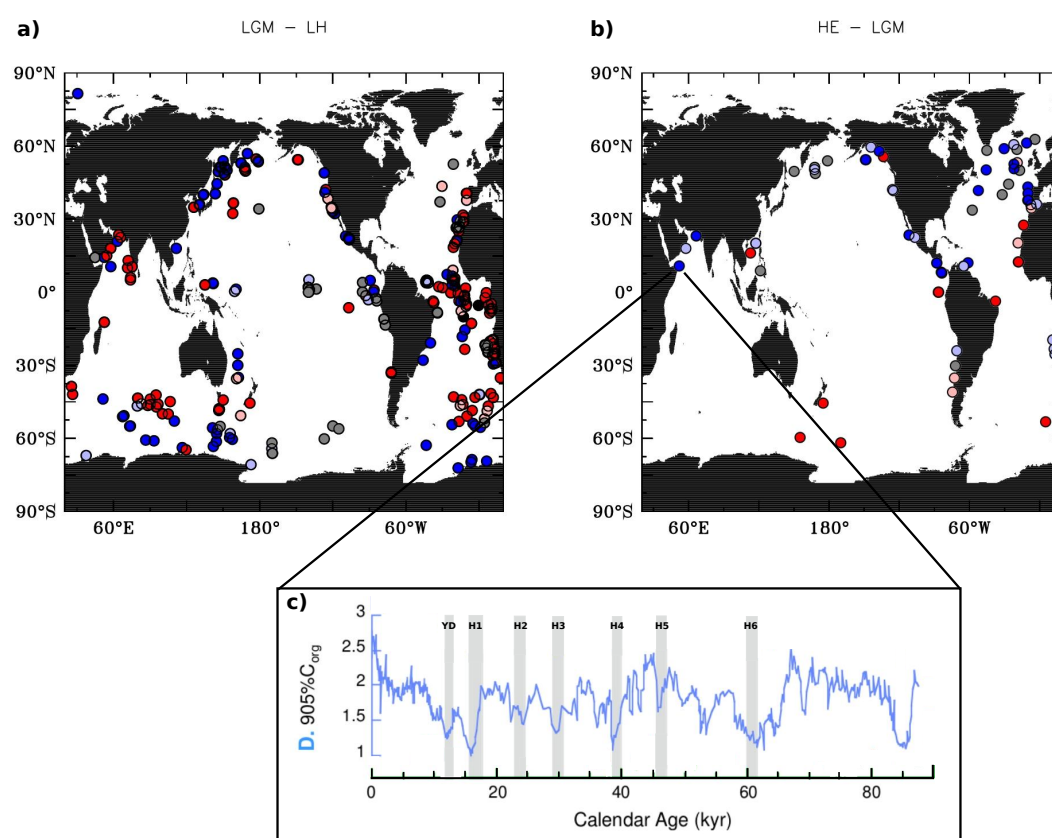


FIGURE 1.6 – Variations de l'export de matière organique (un indicateur de productivité marine) a) entre le LGM (18 000 à 22 000 ans avant aujourd'hui) et l'Holocène récent (base de données issue de Kohfeld et al. (2005)) et b) entre un événement de Heinrich et un état glaciaire (Mariotti et al., 2012). Un cercle rouge foncé (clair) indique une augmentation très probable (probable) de l'export. Un cercle bleu foncé (clair) indique une diminution très probable (probable) de l'export. Les cercles gris indiquent que la différence entre les deux états considérés ne permet pas de conclure à une augmentation ou à une diminution. c) Variations temporelles du carbone organique en mer d'Arabie (carotte sédimentaire 905 à (10°N, 51°E), Ivanochko et al. (2005)). Pendant les événements de Heinrich (H1... H6), la productivité marine diminue.

1.2 Rappels sur le cycle du carbone

Au Quaternaire, le cycle du carbone est caractérisé par un certain nombre de réservoirs qui contiennent du carbone et par les échanges qui ont lieu entre ces réservoirs (Fig. 1.7). Aux échelles de temps qui nous intéressent (inférieures à la centaine de milliers d'années), on peut négliger les variations du réservoir de la croûte terrestre et les mécanismes qui l'accompagnent (activité volcanique et altération des silicates). Il reste donc dans notre système d'étude les trois réservoirs superficiels que sont l'atmosphère, l'océan et la biosphère terrestre.

En période préindustrielle, ces trois réservoirs contiennent respectivement environ 600 GtC (ou 280 ppm), 38 000 GtC et 2 500 GtC (où GtC signifie Gigatonne de carbone). On remarque que l'océan est de loin le réservoir de carbone le plus important de notre système d'étude. On distingue trois échanges majeurs entre ces réservoirs. L'atmosphère échange environ 120 GtC/an avec la biosphère terrestre via la photosynthèse et la respiration / dégradation) et 70 GtC/an avec l'océan par échange gazeux entre le CO_2 atmosphérique et le CO_2 dissous. Par ailleurs, au sein de l'océan, il existe un flux d'environ 50 GtC/an entre le carbone inorganique dissous et le carbone sous forme organique, via la productivité primaire nette (photosynthèse - respiration autotrophe).

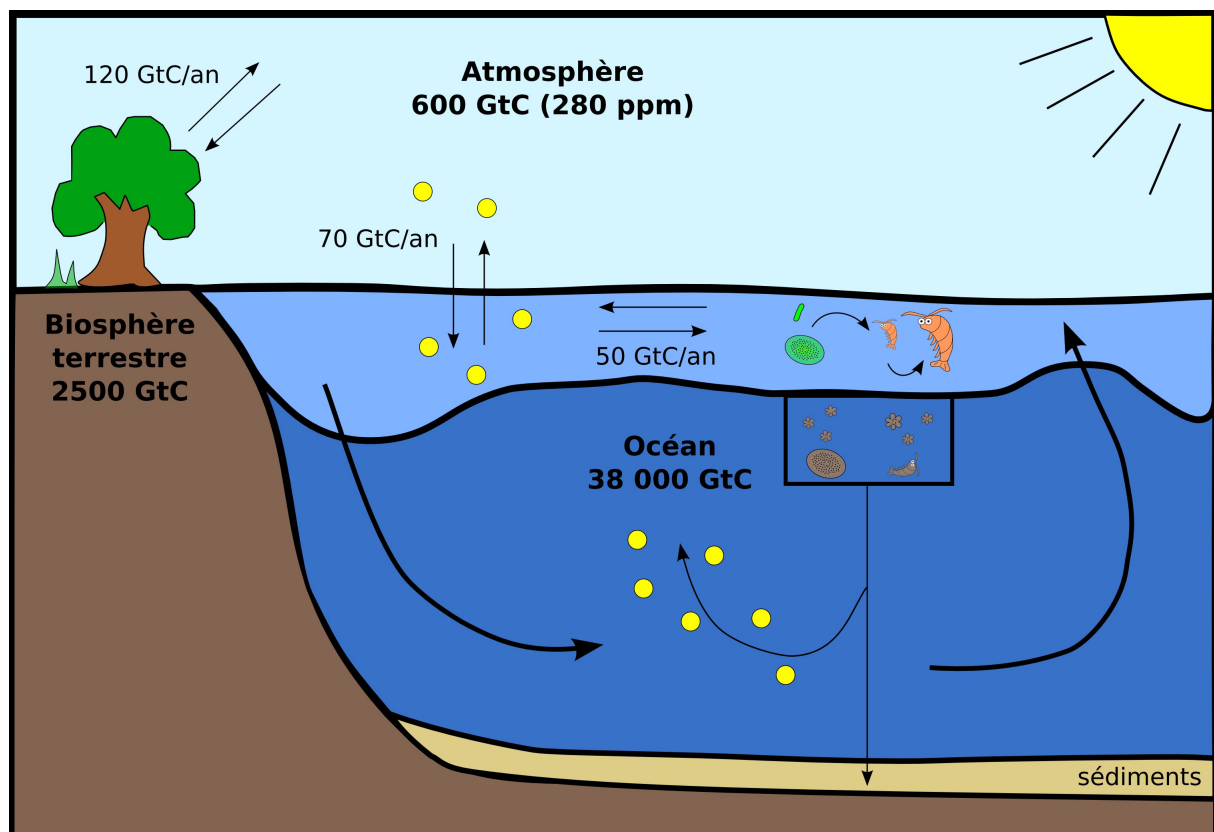


FIGURE 1.7 – Représentation simplifiée des différents réservoirs et flux du cycle du carbone en période préindustrielle.

1.2.1 Les mécanismes responsables des variations du CO₂

Le CO₂ atmosphérique dépend des échanges avec la biosphère continentale – via les processus de photosynthèse et de respiration –, et des échanges gazeux avec l’océan. Comme précisé plus haut, nous n’aborderons pas ici les échanges avec la biosphère continentale. Les échanges gazeux avec l’océan se font via la loi de Henry. Selon cette loi, un gaz tend à avoir la même pression partielle de chaque côté d’une interface. On définit ainsi le flux de carbone air-mer comme suit :

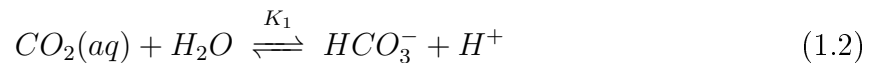
$$F_{CO_2} = k_w \alpha (pCO_{2atm} - pCO_{2ocn}) \quad (1.1)$$

où k_w est la vitesse de transfert du gaz, fonction de la vitesse du vent (Wanninkhof, 1992) et α est la solubilité du CO₂ dans l’eau de mer, fonction de la température et de la salinité de l’océan (Weiss, 1974).

Pour que l’océan pompe du carbone à pCO_{2atm} constante, il faut donc soit augmenter sa solubilité soit diminuer la pression partielle en CO₂ dans l’océan de surface. L’effet de la solubilité est illustré dans les régions polaires. Lors de leur trajet vers les hautes latitudes, les masses d’eau se refroidissent et incorporent donc de plus en plus de CO₂. Lorsque ces masses d’eau sont suffisamment denses, elles plongent en profondeur, emportant avec elles le carbone dissous. C’est ce qu’on appelle la pompe de solubilité. Une autre manière de pomper du carbone est de diminuer la pCO_{2ocn} , et pour ce faire, trois processus de nature différente entrent en jeu : des processus chimiques, des processus dynamiques et des processus biologiques.

La chimie des carbonates

Lorsque le CO₂ atmosphérique entre sous forme gazeuse dans l’océan, il s’hydrate en formant de l’acide carbonique (H₂CO₃). Celui-ci donne ensuite des ions bicarbonates (HCO₃⁻) et carbonates (CO₃²⁻) dont les concentrations sont régulées par les équilibres suivants :



Pour évaluer l’influence de la chimie des carbonates sur la pCO_{2ocn} , on définit deux grandeurs, le carbone inorganique dissous (ou Dissolved Inorganic Carbon (DIC) en anglais) et l’alcalinité (ALK), qui correspond à la capacité de l’eau à neutraliser les acides :

$$DIC = [CO_{2(aq)}] + [CO_3^{2-}] + [HCO_3^-] \quad (1.4)$$

$$ALK = 2 \times [CO_3^{2-}] + [HCO_3^-] + [B(OH)_4^-] + [OH^-] - [H^+] + \text{ions mineurs d'acides faibles} \quad (1.5)$$

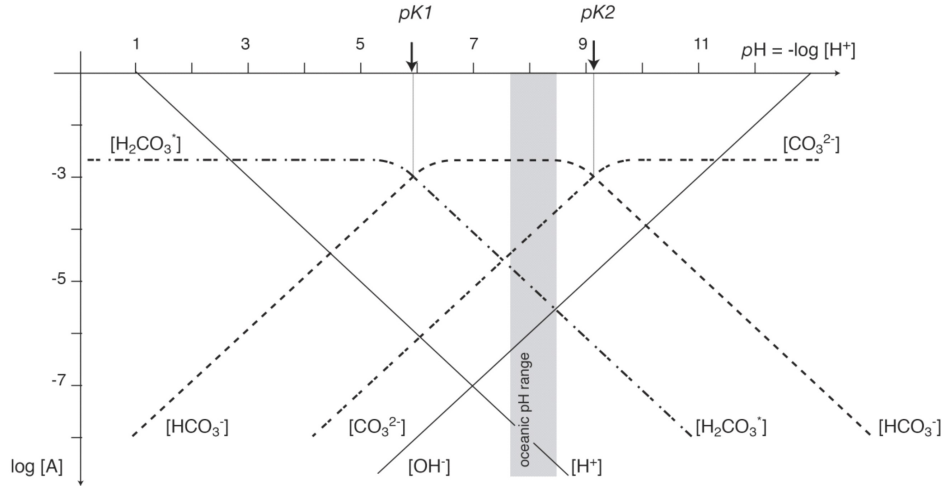


FIGURE 1.8 – Répartition des espèces carbonatées en fonction du pH.

Pour une valeur donnée de DIC, la proportion de chacune des espèces carbonatées dépend du pH (cf figure 1.8). Dans l'océan, le pH vaut environ 8,2. A cette valeur, la concentration de $CO_{2(aq)}$ est négligeable par rapport aux autres espèces carbonatées. On peut donc simplifier l'expression du DIC comme suit :

$$DIC \approx [CO_3^{2-}] + [HCO_3^-] \quad (1.6)$$

Pour comprendre les effets de DIC et ALK sur la pCO_{2ocn} , on peut considérer en première approximation l'alcalinité des carbonates uniquement (sachant que les modèles de biogéochimie marine utilisés dans cette thèse représentent l'alcalinité totale) :

$$ALK \approx 2 \times [CO_3^{2-}] + [HCO_3^-] \quad (1.7)$$

En combinant les égalités 1.6 et 1.7 aux relations d'équilibre chimique des équations 1.2 et 1.3, on obtient ainsi la relation :

$$[CO_{2(aq)}] \approx \frac{(2DIC - ALK)^2}{ALK - DIC} \times \frac{K_2}{K_1} \quad (1.8)$$

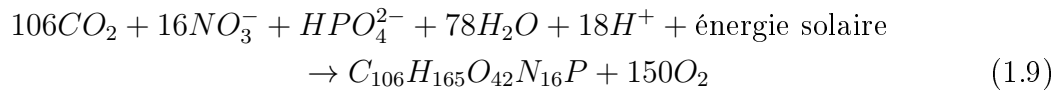
On remarque que le carbone inorganique dissous et l'alcalinité ont des effets contraires sur le $CO_{2(aq)}$ et par suite, sur la pCO_{2ocn} . Quand l'alcalinité augmente, la pCO_{2ocn} diminue, alors que quand le DIC augmente, la pCO_{2ocn} augmente également.

La circulation océanique

La dynamique de l'océan peut modifier les concentrations de surface en carbone inorganique dissous et en alcalinité et ainsi faire varier la pCO_{2ocn} . En effet, l'océan profond est plus riche en DIC et en ALK que l'océan de surface. Dans les zones d'upwelling, comme dans l'Océan Austral ou dans le Pacifique Equatorial, des eaux riches en carbone dissous sont remontées à la surface, ce qui augmente la pCO_{2ocn} et induit un dégazage de l'océan vers l'atmosphère. Le degré de stratification de l'océan peut aussi jouer un rôle sur la pCO_{2ocn} . Si l'océan est stratifié, les eaux de subsurface, plus riches en carbone dissous, se mélangent moins facilement avec les eaux de surface, ce qui peut contribuer à diminuer la pCO_{2ocn} . La stratification saisonnière a un rôle particulièrement important sur la productivité marine, mais nous l'aborderons en détails dans la section 1.2.3.

La biologie marine

La biologie a un effet contrasté sur la $p\text{CO}_{2\text{ocn}}$. D'une part, le phytoplancton se développe par le processus de photosynthèse en assimilant du carbone inorganique dissous et en le transformant en carbone organique, ce qui a pour effet de diminuer à la fois le DIC et, par suite, la $p\text{CO}_{2\text{ocn}}$. Une partie de cette matière organique est exportée dans l'océan profond, où elle est reminéralisée et remonte partiellement vers l'océan de surface. La compensation entre cette matière organique exportée et la portion de matière organique reminéralisée qui remonte à la surface est ce qu'on appelle la pompe biologique. La photosynthèse peut s'écrire de manière simplifiée ainsi (avec C :N :P :O₂, les rapports de Redfield (Redfield et al., 1963)) :



D'autre part, certaines espèces planctoniques utilisent des ions carbonates CO_3^{2-} pour fabriquer leurs tests calcaires, diminuant ainsi l'alcalinité en surface (cf équation 1.10). Au bilan, DIC et ALK sont tous deux consommés, avec un rapport de 1 : 2 (2 moles d'alcalinité pour 1 mole de de DIC), ce qui augmente la $p\text{CO}_{2\text{ocn}}$. Une partie de ce carbone inorganique particulaire est exportée dans l'océan profond où il sera dissous et une partie de cette phase dissoute pourra remonter à la surface. La compensation entre ce flux exporté descendant et ce flux remontant à la surface est ce qu'on appelle la contre-pompe des carbonates.



Lorsque les organismes meurent, ils tombent au fond de l'océan où leurs test calcaires sont dissous pour redonner des ions carbonates CO_3^{2-} , ce qui augmente l'alcalinité en profondeur. Les processus chimiques et biologiques qui modifient la $p\text{CO}_{2\text{ocn}}$ sont résumés dans la figure 1.9.

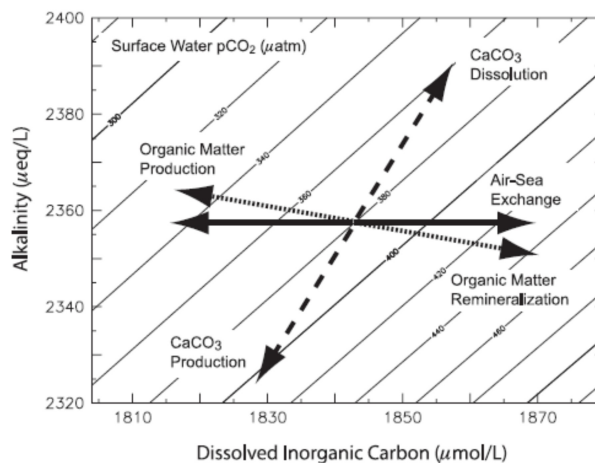


FIGURE 1.9 – Diagramme vectoriel montrant l'impact des échanges air-mer (vecteurs en traits pleins), de la production de matière organique et de la reminéralisation (vecteurs en points-tillés) et de la production et dissolution de carbonate de calcium (vecteurs tiretés) sur le DIC, l'alcalinité et la $p\text{CO}_{2\text{ocn}}$. Figure de Bopp and Le Quere (2009).

1.2.2 Les mécanismes responsables des variations du $\Delta^{14}\text{C}$

Le ^{14}C est l'un des trois isotopes naturels du carbone, avec le ^{12}C et le ^{13}C . C'est l'isotope minoritaire : il représente 10^{-12} du carbone total des couches superficielles, par opposition à 98,9% pour le ^{12}C et 1,1% pour le ^{13}C . C'est un isotope instable, qui subit la loi de décroissance radioactive avec une période d'environ 5730 ans. L'équation de désintégration radioactive qui transforme le ^{14}C en atome d'azote est rappelée ici :



Le ^{14}C est produit en haute atmosphère par la collision de neutrons libres avec les atomes d'azote :



Ces neutrons libres sont générés par le rayonnement cosmique, qui lui-même dépend de l'activité du soleil et du champ magnétique terrestre. L'activité solaire influence le rayonnement cosmique par le biais du vent solaire qui est constitué d'un flux de particules et de propriétés magnétiques. Ce vent solaire, via ses propriétés magnétiques, dévie le rayonnement cosmique de la Terre. Lorsque l'activité solaire augmente, on a donc une diminution du rayonnement cosmique. Le champ magnétique terrestre a aussi un effet protecteur sur la Terre en déviant les rayons cosmiques. Lorsque le champ magnétique terrestre augmente, le rayonnement cosmique diminue.

Les atomes de ^{14}C ainsi produits en haute atmosphère sont ensuite oxydés pour former du $^{14}\text{CO}_2$. Celui-ci subit tous les transferts entre réservoirs que subissent ses homologues $^{13}\text{CO}_2$ et $^{12}\text{CO}_2$ dans le cadre du cycle du carbone (figure 1.10). Comme les concentrations en ^{14}C sont très faibles, on étudie plutôt un rapport de concentrations. Le $\delta^{14}\text{C}$ d'un échantillon est ainsi défini comme la déviation de son ratio $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ par rapport à un échantillon standard (Olsson, 1970) en ‰ :

$$\delta^{14}\text{C} = \left(\frac{^{14}\text{C}/^{12}\text{C}}{(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{std}} - 1 \right) \times 1000 \quad (1.13)$$

Les reconstructions du ^{14}C dans le passé

Pour reconstruire le $\delta^{14}\text{C}$ atmosphérique ou océanique dans le passé, on procède de manière indirecte. On mesure en fait le $\delta^{14}\text{C}$ d'un être vivant qui a vécu à l'époque qui nous intéresse et qui à sa mort a arrêté tous les échanges avec l'extérieur. Après correction du temps de désintégration – l'âge de l'organisme est connu par une autre méthode de datation différente de celle du ^{14}C –, on obtient le $\delta^{14}\text{C}$ de l'époque dans cet échantillon. Or, le $\delta^{14}\text{C}$ de l'échantillon est différent du $\delta^{14}\text{C}$ de l'environnement qui entourait son développement. En effet, lors de la photosynthèse, la biomasse incorpore préférentiellement l'isotope léger du carbone, le ^{12}C . On dit alors qu'il y a fractionnement isotopique. Ce fractionnement est deux fois plus important pour le ^{14}C que pour le ^{13}C .

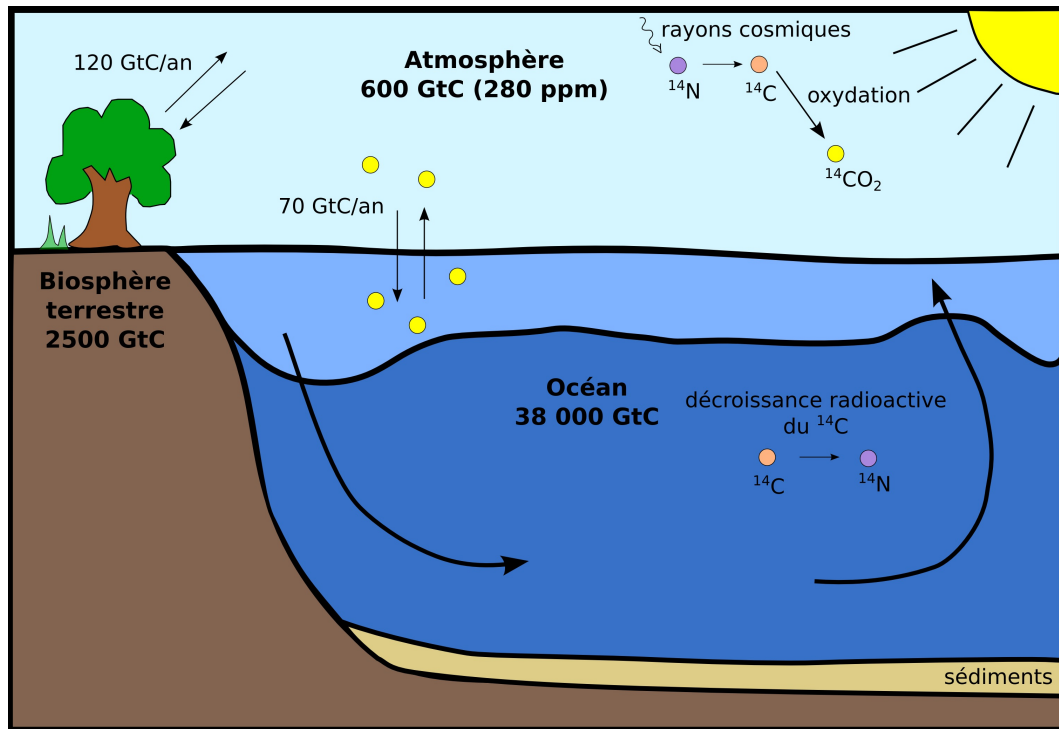


FIGURE 1.10 – Le ¹⁴C dans le système climatique. Production en haute atmosphère, distribution dans les différents réservoirs atmosphérique, biosphérique et marin et désintégration radioactive.

In fine, pour obtenir le $\delta^{14}\text{C}$ de l'environnement (atmosphérique ou océanique), on applique la correction suivante :

$$\Delta^{14}\text{C} = \delta^{14}\text{C} - 2(\delta^{13}\text{C} + 25)(1 + \delta^{14}\text{C}/1000) \quad (1.14)$$

La valeur -25‰ correspond au fractionnement isotopique moyen du $\delta^{13}\text{C}$ mesuré dans le bois (Stuiver and Polach, 1977). Pour que la correction isotopique soit valable pour tout type d'organisme vivant, on corrige de la différence avec le $\delta^{13}\text{C}$ de l'échantillon concerné. Dans la suite de ce manuscrit, nous emploierons uniquement la notation $\Delta^{14}\text{C}$.

Pour résumer, en excluant la décroissance radioactive qui est bien connue, les deux mécanismes qui font varier le $\Delta^{14}\text{C}$ de l'atmosphère sont les variations du terme de production cosmogénique et les échanges de carbone entre les différents réservoirs superficiels.

1.2.3 Les mécanismes responsables des variations de la productivité marine

Diversité des micro-organismes marins

La productivité biologique marine est basée sur une multitude d'espèces phytoplanktoniques. Parmi elles, on peut citer trois espèces d'algues unicellulaires : les diatomées, les dinoflagellés et les coccolithophoridés (Fig. 1.11). Les diatomées ont un squelette externe constitué de silice et leur développement est favorisé dans les zones riches en sels nutritifs à cause de leur grande taille (2-200 μm) relativement aux autres espèces de phytoplankton. Les dinoflagellés sont des microalgues de couleur rouge orangé dont la taille varie

entre 3 et 50 μm et qui ont la particularité de produire des kystes au cours de leur cycle de vie. Ces kystes sont particulièrement résistants et sont donc bien préservés lorsqu'ils sont enfouis dans les sédiments. Les coccolithophoridés ont une carapace constituée de carbonate de calcium et ont une taille qui varie entre 5 et 50 μm . Le picophytoplancton – dont la taille est inférieure à 2 μm – représente également une part importante des flux de carbone liés à la biologie, mais les sédiments ne conservent pas de trace de ses variations car il ne produit pas de test, il ne peut donc être utilisé dans le cadre des reconstructions de paléoproduktivité. La biologie marine ne se résume pas au phytoplancton, on compte également des espèces de zooplancton qui se nourrissent du phytoplancton ou d'autres zooplanctons plus petits. Parmi les nombreuses espèces de zooplancton, on peut citer les foraminifères planctoniques, constitués d'une carapace en calcaire et dont la taille varie entre 0.05 et 0.5 mm.

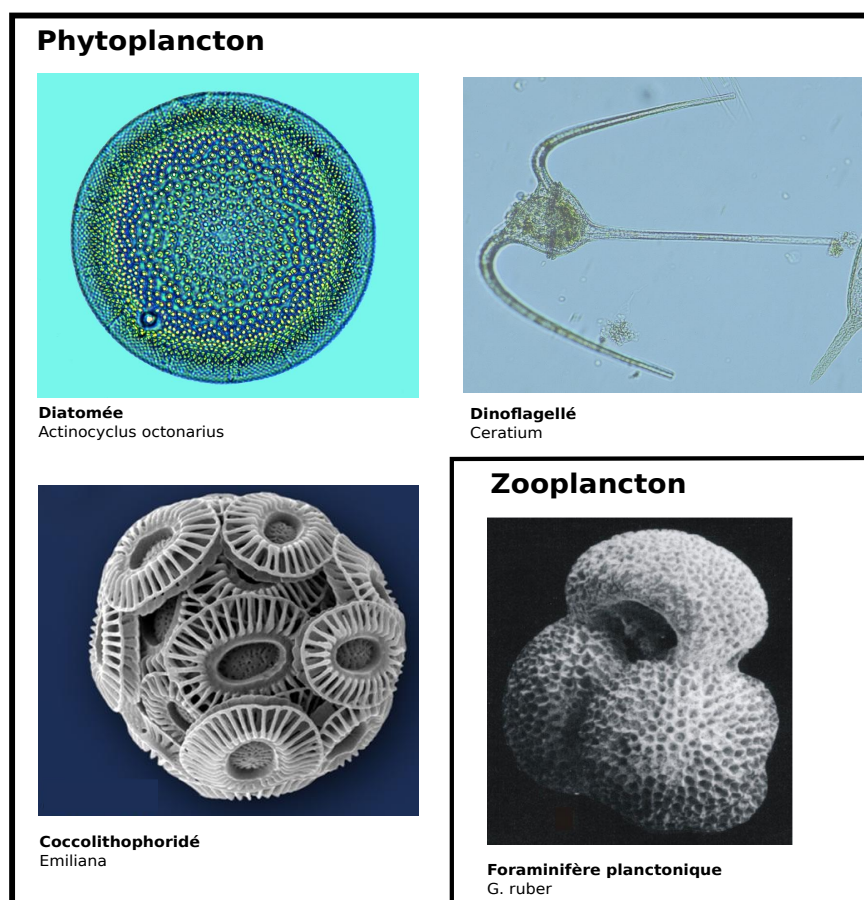


FIGURE 1.11 – Quelques expemples de plancton (phytoplancton et zooplancton). Photographies du phytoplancton issues du site <http://www.plancton-du-monde.org> et photographie du zooplancton issue du site <http://www.epoc.u-bordeaux.fr/>.

Pour étudier l'effet de la biologie marine sur le carbone océanique, on définit la productivité primaire nette (NPP), qui est la proportion de carbone inorganique dissous transformé en carbone organique par le processus de photosynthèse, après avoir soustrait l'effet de la respiration autotrophe. La respiration augmente avec la température. Quant à la photosynthèse (équation 1.9), elle dépend de la température (Eppley, 1972), et de la présence de lumière et de nutriments.

La présence de lumière dépend elle-même de plusieurs facteurs qui sont reliés les uns aux autres : la profondeur où se situe le phytoplancton, la présence ou non de glace de mer en surface et la profondeur de la couche de mélange. La pénétration de lumière dans l'océan s'atténue avec la profondeur (Fig. 1.12). On distingue une zone en surface (100 à 200 premiers mètres) où la lumière pénètre, la zone photique³, et une zone en profondeur, où il n'y a plus de lumière, la zone aphotique. Pour que la photosynthèse ait lieu, il faut que le phytoplancton se situe dans la zone photique. La lumière pénètre plus difficilement dans l'océan en présence de glace de mer en surface. Les zones polaires, recouvertes de glace de mer, ont donc une productivité biologique moins importante (voir Fig. 1.13). La couche de mélange a un impact indirect sur la présence de lumière. Lorsque la couche de mélange est plus profonde que la zone photique, la probabilité augmente que le phytoplancton soit emporté sous la zone photique par le mélange intense. Cette limitation par la lumière entraîne une diminution de la productivité biologique. *A contrario*, lorsque la couche de mélange est peu profonde, la productivité biologique n'est pas limitée par la lumière, et est donc favorisée.

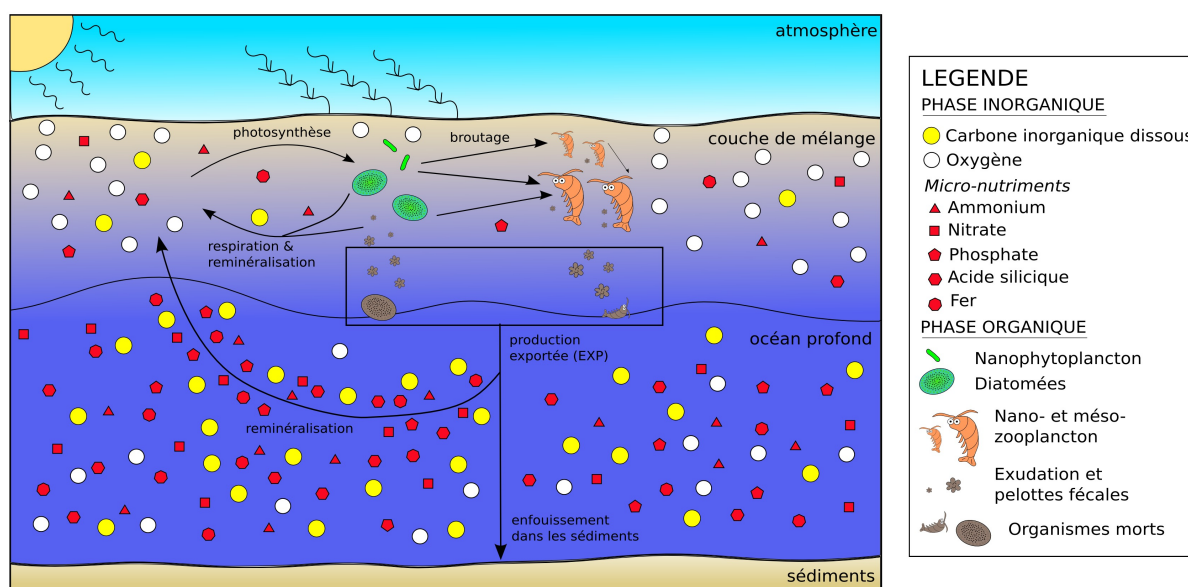


FIGURE 1.12 – Schéma simplifié de la biologie marine.

La productivité peut également être limitée par la disponibilité en nutriments. Pour que la photosynthèse ait lieu, il faut que tous les nutriments nécessaires à la réaction biochimique (1.9) soient présents en proportions suffisantes. Il suffit qu'un seul nutriment vienne à manquer pour que la photosynthèse soit fortement ralentie. On parle de colimitation par les nutriments. Ce phénomène est particulièrement visible dans les zones *HNLC* (High-Nutrient, low-Chlorophyll) comme dans le Pacifique Nord, le Pacifique équatorial ou l'Océan Austral. Ces régions océaniques sont riches en nitrates mais ont une concentration de chlorophylle faible (Fig. 1.13). Elles sont en fait limitées par le fer dissous. La distribution spatiale des nutriments dépend de la dynamique océanique et des apports continentaux. La productivité biologique est importante sur les zones côtières grâce aux apports des rivières en nutriments. Dans les zones d'upwelling, remontent des eaux profondes riches en nutriments (Fig. 1.12). La signature des upwellings est très visible sur

3. La zone photique est définie comme la couche de l'océan qui sépare la surface de la profondeur où seulement 1% de la lumière est disponible.

les bords ouest des continents africains et sud-américains. Les gyres subpolaires, où le pompage d'Ekman est positif, rendent disponibles plus de nutriments en subsurface que dans les gyres subtropicales où le pompage d'Ekman est négatif. Enfin, comme pour la lumière, la couche de mélange joue un rôle sur les concentrations de nutriments. Plus la couche de mélange s'approfondit, plus elle se charge en nutriments provenant des eaux de subsurface. Dans le cas du fer, il faut aussi ajouter un effet atmosphérique. Les concentrations de surface du fer peuvent être alimentées par des dépôts aériens de poussière d'origine continentale qui contiennent du fer. Ces dépôts aériens dépendent de la force des vents et du taux de sécheresse de la région d'origine de la masse d'air.

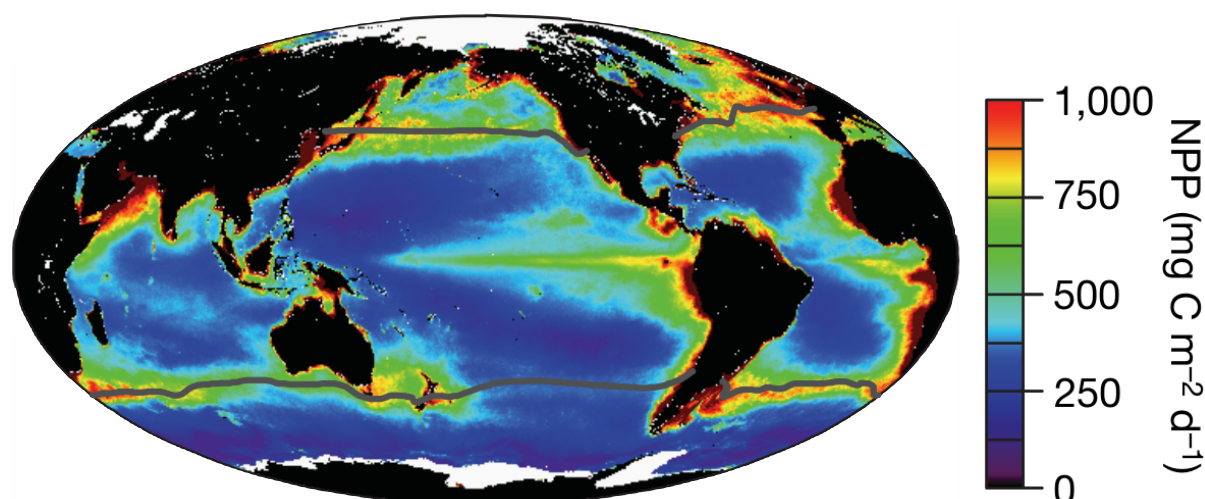


FIGURE 1.13 – Reconstruction – à partir de données satellitaires de couleur de l'eau – de la distribution moyenne annuelle de NPP (en $\text{gC}/\text{m}^2/\text{jour}$), moyennée sur les années 1997-2006 (figure issue de Behrenfeld et al. (2006)).

Pour résumer, les variations de la productivité marine sont dues aux variations de la température, et de la disponibilité en lumière et en nutriments, avec un rôle important de la couche de mélange pour moduler ces variations.

Les reconstructions de la productivité marine dans le passé

Pour étudier les variations de la productivité marine dans le passé, on ne dispose pas de satellite pour mesurer la concentration de NPP mais de carottes sédimentaires au fond de l'océan qui nous donnent des informations indirectes sur la productivité marine. Les reconstructions de la productivité mesurées dans les sédiments marins sont basées sur différents types d'enregistrements. Il peut s'agir soit de mesures du taux d'accumulation d'espèces planctoniques, soit de mesures d'éléments constitutifs des espèces planctoniques, soit d'éléments produits par les espèces planctoniques ou encore de mesures de rapports isotopiques basés sur le principe du fractionnement isotopique biologique (Tab. 1.1).

Pour comparer la productivité simulée à la productivité reconstruite, on s'intéresse généralement soit à la productivité marine soit à l'export de matière organique, suivant le proxy de productivité mesuré dans les sédiments.

Proxies de la productivité		Description
Espèces planctoniques		
Foraminifères planctoniques		taux d'accumulation des foraminifères planctoniques
Coccolithophores		taux d'accumulation des coccolithophores
Diatomées		taux d'accumulation des diatomées
Les éléments constitutifs des espèces planctoniques		
C_{org}		taux d'accumulation du carbone organique
$CaCO_3$		taux d'accumulation de carbonate de calcium, élément constitutif des tests des foraminifères par exemple
Dinokystes		kystes formés par les dinoflagellés
Opale		minéral composé de silice, un indicateur du développement des diatomées
Les éléments produits par les espèces planctoniques		
Composés organiques	or-	les alkénones ou le brassicastérol en sont des exemples, ces molécules sont produites au cours de la vie de certains phytoplanctons
Chlorines		pigments issus de la chlorophylle
Les rapports isotopiques		
$\delta^{13}C_{CaCO_3}$		indicateur du processus de photosynthèse : le fractionnement isotopique qui a lieu lors de la photosynthèse laisse plus d'isotopes lourds du carbone ^{13}C dans l'eau, donc une augmentation de la productivité marine peut entraîner une augmentation du $\delta^{13}C$
$\delta^{15}N_{bulk}$		même raisonnement que pour le $\delta^{13}C$ mais cette fois avec l'isotope lourd de l'azote
Les indicateurs de régénération de matière organique dans la colonne d'eau		
Ba/Al		la baryte semble se former uniquement dans les milieux riches en matière organique en décomposition, et particulièrement les restes de tests siliceux, mais l'exact mécanisme de formation est inconnu (Bishop, 1988)

TABLE 1.1 – Proxies de la productivité mesurés dans les sédiments.

1.3 Les mécanismes proposés pour expliquer les variations du cycle du carbone en climat glaciaire

1.3.1 Les mécanismes proposés pour les variations glaciaire-interglaciaire

Les variations conjointes de CO_2 et de $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ comparées aux reconstructions de production cosmogénique de ^{14}C montrent que la production ne peut expliquer à elle seule la différence glaciaire-interglaciaire de $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$, et que le reste de la variation doit être expliquée par le cycle du carbone.

De nombreux mécanismes ont été proposés pour expliquer les variations glaciaire-interglaciaire du cycle du carbone. Sigman and Boyle (2000) et Kohfeld et al. (2005) ont passé en revue certains de ces mécanismes, qui sont synthétisés dans la Fig. 1.14 :

1. dégazage de carbone dans l'atmosphère par la biosphère continentale qui perd une partie de sa masse de carbone en raison des conditions plus rigoureuses en climat glaciaire et de l'extension des calottes de glace : $\nearrow \text{CO}_2$
2. augmentation de la solubilité de l'océan de surface à cause de la diminution de température en climat glaciaire : $\searrow \text{CO}_2$
3. baisse du niveau de la mer qui entraîne une augmentation de la salinité ($\nearrow \text{CO}_2$), une augmentation de la concentration en DIC ($\nearrow \text{CO}_2$) et une augmentation de la concentration en nutriments, ce qui favorise la productivité marine ($\searrow \text{CO}_2$),
4. fertilisation par le fer qui se caractérise par une augmentation des dépôts aériens de fer – en raison des conditions glaciaires plus sèches qui favorisent la formation de poussières – qui entraîne une augmentation de la productivité marine, notamment dans l'Océan Austral (au nord de 60°S) : $\searrow \text{CO}_2$
5. compensation des carbonates : rétroaction positive des changements du CO_2
6. diminution de la ventilation de l'océan : $\searrow \text{CO}_2$.

Le mécanisme de compensation des carbonates (Broecker and Peng, 1987) est lié à la chimie des carbonates dans l'océan. Lorsque le flux de CO_2 de l'atmosphère vers l'océan augmente, cela entraîne une diminution de la concentration en ions CO_3^{2-} (cf. équations 1.2 et 1.3). Le mécanisme de compensation des carbonates tend à maintenir la concentration de CO_3^{2-} à sa valeur initiale et entraîne donc une dissolution du CaCO_3 contenu dans les sédiments (cf. équation 1.10). Le surplus de CO_3^{2-} ainsi rendu disponible permet d'absorber davantage de CO_2 . Le mécanisme de compensation des carbonates a donc un effet amplificateur sur les échanges de CO_2 entre océan et atmosphère.

En ce qui concerne les modifications de la dynamique océanique, Toggweiler et al. (2006) ont par exemple proposé qu'un déplacement des vents d'ouest de moyenne latitude en direction de l'équateur pouvait diminuer la ventilation de l'océan et stocker plus de carbone dans l'océan. Menviel et al. (2008a) ont testé cette hypothèse et n'obtiennent qu'une diminution de 5 ppm du CO_2 . Par ailleurs, Stephens and Keeling (2000) ont proposé que l'augmentation de la couverture de glace dans l'Océan Austral en climat glaciaire pouvait induire une diminution de la ventilation des eaux profondes riches en CO_2 , ce qui pourrait diminuer la CO_2 atmosphérique par isolation du carbone dans l'océan profond. Cependant, Archer et al. (2003) ont montré que des modèles plus complexes

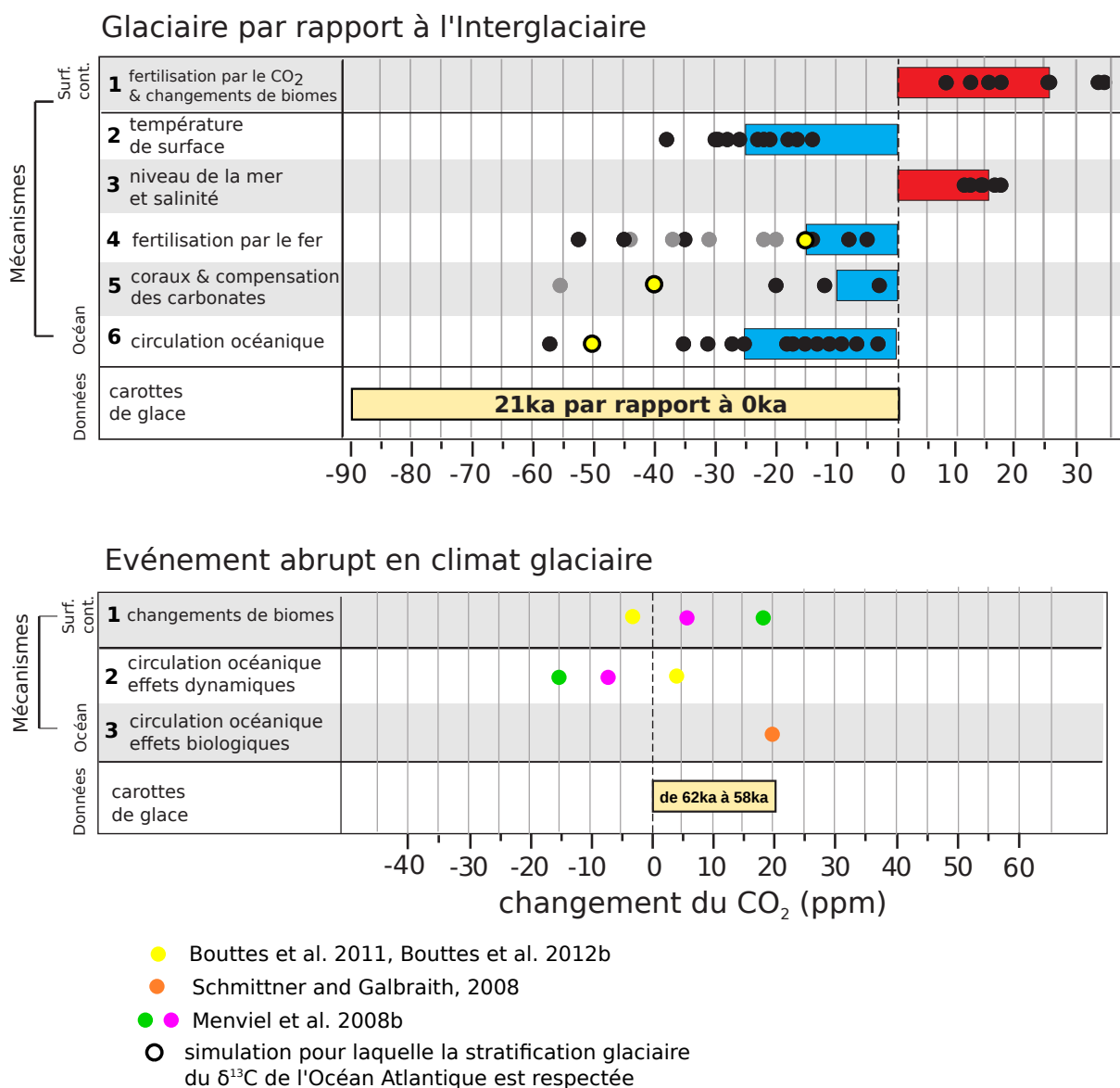


FIGURE 1.14 – Bilan des mécanismes proposés pour expliquer les variations de CO₂ sur l'échelle glaciaire-interglaciaire et pour les événements abrupts en climat glaciaire. Tous les cercles correspondent à des simulations. Les références des études de modélisation correspondant aux cercles noirs et gris peuvent être trouvées dans l'étude de Kohfeld and Ridgwell (2009). Pour les autres cercles, chaque couleur correspond à une même simulation. Figure adaptée de Kohfeld and Ridgwell (2009).

n'obtenaient pas une diminution de CO_2 notable en réponse à ce mécanisme. Enfin, un mécanisme prometteur a été proposé dernièrement par Bouttes et al. (2010) : le mécanisme de plongée de la saumure.

La stratification de l'océan induite par la plongée de la saumure

Lorsque la glace de mer se forme, des poches de sel sont rejetées dans l'eau sous-jacente. Ces poches de sel sont ce qu'on appelle la saumure. Autour de l'Antarctique, la saumure coule jusqu'au plateau continental où elle vient enrichir la formation d'une masse d'eau très dense car très froide et surtout très salée. Lorsque la formation de glace de mer est très intense, dans les zones de polynies par exemple où les surfaces libres de glace dégagées par les vents catabatiques sont rapidement recouvertes à nouveau de glace de mer, il peut arriver que la masse d'eau très dense déborde du plateau continental et commence à couler le long du talus continental. Ce phénomène a été mesuré de nos jours en mer de Weddell où les eaux denses atteignent des profondeurs de 2000 mètres en conservant leurs caractéristiques de densité (Foldvik et al., 2004).

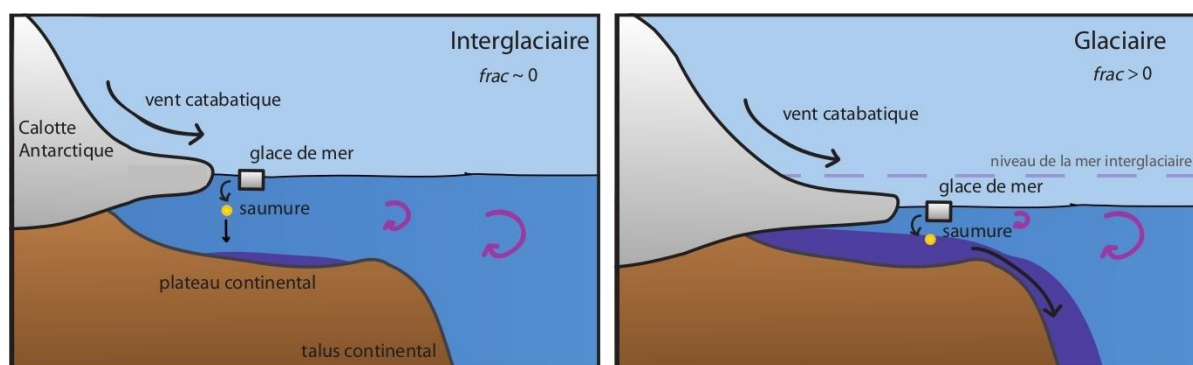


FIGURE 1.15 – Schéma de formation et de plongée d'eau dense par rejet de saumure lors de la formation de la glace de mer en fonction de l'avancée de la calotte Antarctique en période interglaciaire et glaciaire (Figure : Nathaëlle Bouttes).

Bouttes et al. (2010) ont émis l'hypothèse que le passage d'un climat interglaciaire à un climat glaciaire pouvait considérablement augmenter ce processus de formation d'eau dense, et que cette masse d'eau pouvait atteindre le fond de l'océan et y construire petit à petit un réservoir d'eau très dense, très vieille et enrichie en CO_2 . Plusieurs raisons orientent en effet vers une augmentation de cette formation d'eau dense (Fig. 1.15) :

- une diminution de la température de surface, favorisant la formation de glace de mer,
- une potentielle augmentation des vents catabatiques augmentant la formation de polynies, et donc favorisant la formation de glace de mer,
- une baisse du niveau de la mer favorisant une préservation du signal de forte salinité car ce signal serait moins mélangé sur la colonne d'eau,
- une calotte Antarctique plus étendue qui, associée à un océan plus froid et à la baisse du niveau de la mer, entraîne moins de fonte basale.

Une donnée de salinité particulièrement élevée – bien plus élevée que l'augmentation de 3,3% des traceurs liée à la baisse du niveau marin – mesurée au fond de l'Océan Austral (Adkins et al., 2002) soutient l'hypothèse de la présence d'un réservoir d'eau dense très

salée au fond de l'océan en période glaciaire.

En simulant ce mécanisme – associé à la compensation des carbonates et à la fertilisation par le fer –, Bouttes et al. (2011) ont non seulement réussi à reproduire les 100 ppm de la différence glaciaire-interglaciaire du CO_2 mais aussi la stratification de l'océan glaciaire observée dans les données de $\delta^{13}\text{C}$ ⁴ (Curry and Oppo, 2005; Curry et al., 1988) (Fig. 1.16b et d). C'est la première fois qu'un modèle est capable de reproduire à la fois le CO_2 et surtout la distribution verticale du $\delta^{13}\text{C}$ océanique au glaciaire, ce qui fait du mécanisme de plongée de la saumure un mécanisme très prometteur pour expliquer le cycle du carbone au glaciaire. Il reste cependant à vérifier que ce mécanisme fonctionne également pour le $\Delta^{14}\text{C}$.

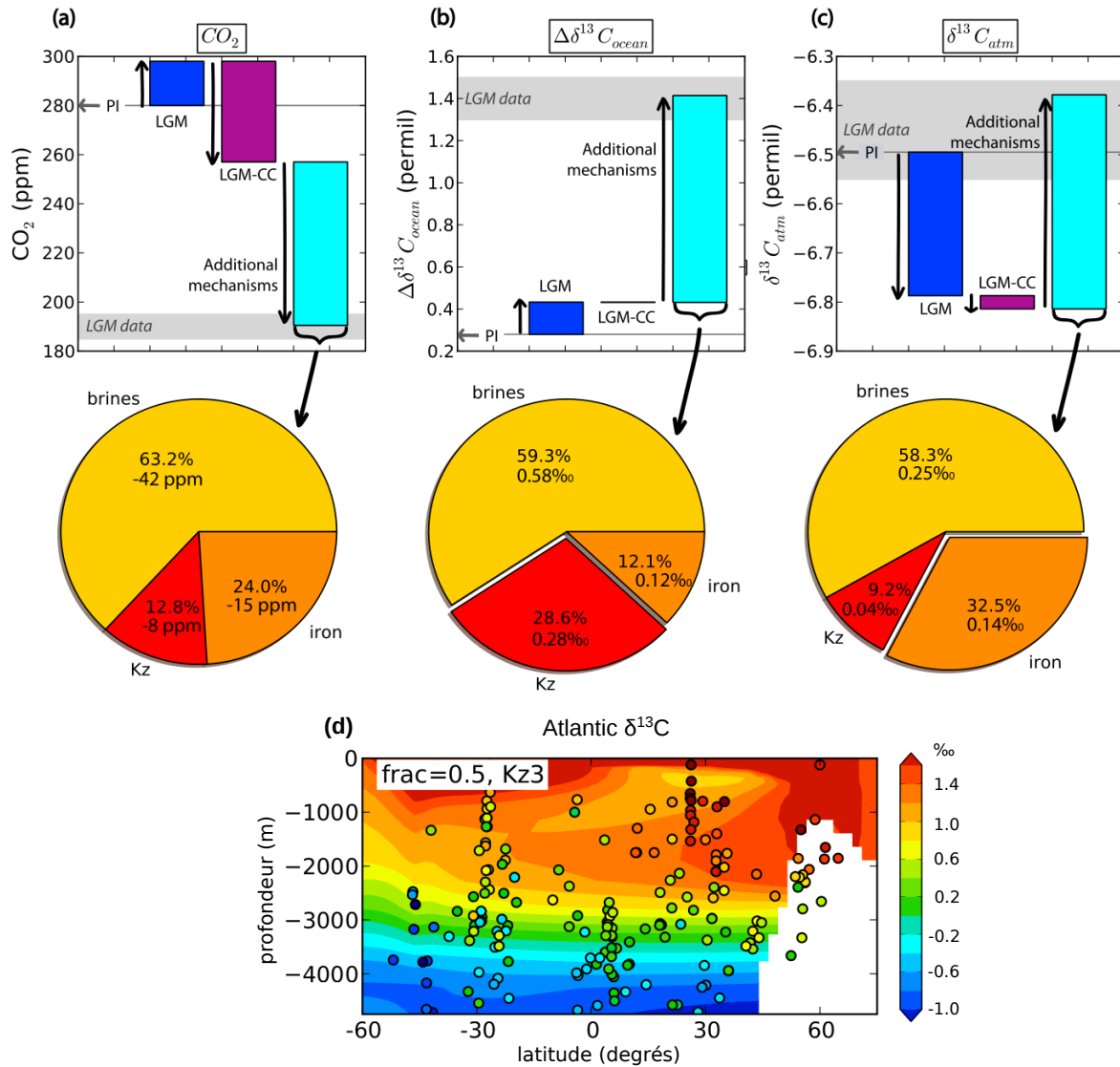


FIGURE 1.16 – Illustration de l'accord entre le mécanisme de plongée de la saumure (représenté sous le nom anglais *brines* ou sous le nom de paramètre *frac*), le CO_2 et le $\delta^{13}\text{C}$ glaciaires. K_z représente le coefficient de diffusion verticale. Figures (a), (b) et (c) extraites de Bouttes et al. (2011) et (d) extraite de Bouttes et al. (2010).

4. $\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{^{13}\text{R}}{^{13}\text{R}_{\text{std}}} - 1 \right) \times 1000$ avec $^{13}\text{R} = \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}$.

1.3.2 Les mécanismes proposés pour les variations rapides en climat glaciaire

La variabilité rapide du cycle du carbone a été moins étudiée que la variabilité glaciaire-interglaciaire car les archives climatiques et géochimiques n'avaient pas jusqu'à très récemment une résolution temporelle suffisante – notamment dans les données sédimentaires – pour tester des hypothèses sur ces échelles de temps avec les modèles climat-carbone. Ces dernières années, de plus en plus de données haute résolution ont été publiées, et ces échelles de temps concentrent de plus en plus l'attention de la communauté.

Pour simuler les variations rapides du climat, les modélisateurs perturbent la circulation océanique globale, en ajoutant un flux d'eau douce en Atlantique Nord, ce qui déstabilise la formation d'eaux profondes, moteur de la circulation thermohaline, et induit une réorganisation de la circulation océanique globale. Ensuite, il suffit de forcer un modèle de biogéochimie marine pour voir quel est l'effet sur le cycle du carbone. L'origine des variations abruptes du climat n'est pas bien comprise, les flux d'eau douce imposés sont largement *ad hoc*. Si cette méthode n'est pas idéale, elle est cependant la seule à ce jour capable de reproduire les variations de température – diminution dans l'hémisphère nord, augmentation dans l'hémisphère sud – observées pendant les événements rapides au glaciaire que sont les événements de Heinrich.

Menviel et al. (2008b) ont ainsi simulé une augmentation de 20 ppm du CO₂ en réponse à un flux d'eau douce en Atlantique Nord. Cette augmentation est expliquée par un dégazage du carbone de la biosphère terrestre. Mais cette simulation, réalisée avec le modèle de complexité intermédiaire LOVECLIM, est menée en conditions climatiques préindustrielles ; la même expérience réalisée avec des conditions climatiques glaciaires occasionne au contraire une diminution de CO₂, à cause de la prédominance du stockage de carbone dans l'océan. En fait, que ce soit en conditions préindustrielles ou glaciaires, le modèle LOVECLIM répond au flux d'eau douce par une augmentation du carbone océanique et une diminution du carbone terrestre, les conditions climatiques initiales pondèrent simplement différemment ces changements opposés. De leur côté, Schmittner and Galbraith (2008) simulent une augmentation de CO₂ en réponse à leur expérience de flux d'eau douce. Cette augmentation est due à une diminution de la pompe biologique marine mais leur simulation a une valeur initiale du CO₂ à 255 ppm, ce qui n'est pas représentatif d'un climat glaciaire. Cependant, la diminution de la pompe biologique reste une piste intéressante. Schmittner (2005) avait déjà montré que l'ajout d'un flux d'eau douce en Atlantique Nord occasionnait une diminution de la productivité marine globale avec ce même modèle UVic ; l'auteur liait cette diminution de la pompe biologique à une augmentation de la stratification de l'océan liée à l'affaiblissement de la circulation thermohaline. L'hypothèse d'une diminution de la pompe biologique suppose une diminution du stock de carbone dans l'océan ce qui n'est pas trouvé avec le modèle LOVECLIM. Si l'on écarte la pompe biologique comme moteur des variations abruptes du CO₂, quels autres processus océaniques pourraient occasionner une diminution du stock de carbone de l'océan ?

L'étude du $\Delta^{14}\text{C}$ dans les carottes sédimentaires (Skinner et al., 2010; Burke and Robinson, 2012) fournit un mécanisme océanique possible pour expliquer à la fois l'augmentation de CO₂ et la diminution de $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ pendant l'événement Heinrich 1. Il s'agit

d'un dégazage de carbone appauvri en ^{14}C via l'Océan Austral. Cette hypothèse suppose l'existence d'un réservoir de carbone isolé au fond de l'océan, et qui se serait progressivement appauvri en ^{14}C via la décroissance radioactive. Pendant l'événement Heinrich 1, l'Océan Austral serait soudain davantage ventilé qu'en climat glaciaire, entraînant le dégazage du réservoir isolé vers l'atmosphère. L'existence de ce réservoir appauvri en ^{14}C pendant le Dernier Maximum Glaciaire a été appuyée par un enregistrement très pauvre en ^{14}C mesuré au fond de l'Océan Austral (Skinner et al., 2010). Par ailleurs, Burke and Robinson (2012) ont démontré la ventilation progressive de l'Océan Austral pendant l'événement Heinrich 1 à l'aide d'une compilation de données de $\Delta^{14}\text{C}$. Si l'existence d'un réservoir de carbone ancien au fond de l'océan glaciaire a été confirmée, les mécanismes qui ont bâti ce réservoir puis l'ont dégazé dans l'atmosphère ne sont pas bien établis. Toggweiler et al. (2006) ont proposé qu'un déplacement des vents d'ouest pendant la déglaciation pouvait générer une augmentation de l'upwelling pendant l'événement Heinrich 1. Cette hypothèse a été testée par Menviel et al. (2008a) avec un autre modèle et n'occasionne que 5 ppm d'augmentation du CO_2 . L'hypothèse d'une diminution de la stratification océanique induite par une diminution de l'intensité de plongée de la saumure a été simulée (Bouttes et al., 2012a) et permet d'expliquer l'augmentation de CO_2 pendant l'événement Heinrich 1. Cependant cette hypothèse n'a pas encore été testée avec le $\Delta^{14}\text{C}$ pour voir si celui-ci correspond aux données atmosphériques (Reimer et al., 2009) et océaniques (Robinson et al., 2005; Skinner et al., 2010; Burke and Robinson, 2012).

En résumé, les mécanismes proposés pour expliquer les variations abruptes en climat glaciaire et synthétisés dans la Fig. 1.14 sont :

1. changements de la biosphère terrestre,
2. effets dynamiques des changements de la circulation océanique,
3. effets biologiques des changements de la circulation océanique.

La variété des réponses selon les modèles et le peu d'études réalisées à ce jour sur cette échelle de temps ne permettent pas de savoir avec certitude si ces mécanismes entraînent une augmentation ou une diminution du CO_2 .

Approche : Pour modéliser le cycle du carbone en période glaciaire, je vais utiliser une hiérarchie de modèles de complexité plus ou moins grande selon les processus à représenter, associée à des compilations de données appropriées. Je vais en particulier tester deux mécanismes qui me paraissent pertinents sur les échelles de temps qui m'intéressent : la pompe biologique et la plongée de la saumure. La pompe biologique sera étudiée avec le modèle de biogéochimie marine PISCES associé au modèle de circulation générale de l'IPSL. La plongée de la saumure sera quant à elle étudiée avec le modèle CLIMBER-2 via une nouvelle représentation du ^{14}C que j'ai implémentée. Les modèles seront présentés de manière détaillée dans les chapitres suivants, et l'ensemble des simulations utilisées dans cette thèse sont consultables dans l'Annexe A, ainsi que les compilations de données que j'ai réalisées en Annexe B.

Modélisation des variations abruptes du cycle du carbone en climat glaciaire avec un GCM

Objectif : décrire la façon dont évolue le cycle du carbone lors des événements abrupts en climat glaciaire avec un GCM et évaluer l'importance de la pompe biologique lors de ces événements.

✍ Pour cela, j'ai étudié les événements de Heinrich sachant que les modèles sont capables de les simuler au moyen d'un flux d'eau douce en Atlantique Nord et que ces événements sont bien documentés dans les archives climatiques.

2.1 Couplage de PISCES au modèle de circulation générale IPSL-CM4 dans le cadre de la simulation d'un événement de Heinrich

2.1.1 Intérêt du modèle couplé du climat IPSL-CM4 pour la simulation d'un événement de Heinrich

Le modèle IPSL-CM4 (Marti et al., 2010) est un des modèles couplés du climat qui a participé aux projections futures présentées dans les rapports du GIEC¹. C'est un modèle de circulation générale, couplé océan-atmosphère, ce qui signifie en particulier qu'une modification des conditions de surface de l'océan, comme l'ajout d'un flux d'eau douce, va avoir un impact sur l'atmosphère, en modifiant les gradients de température et la distribution des précipitations et des vents. Et inversement, des modifications de la répartition des précipitations ou des vents vont générer des modifications de la circulation océanique. Une vue générale du modèle est présentée dans la Fig. 2.1.

1. Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

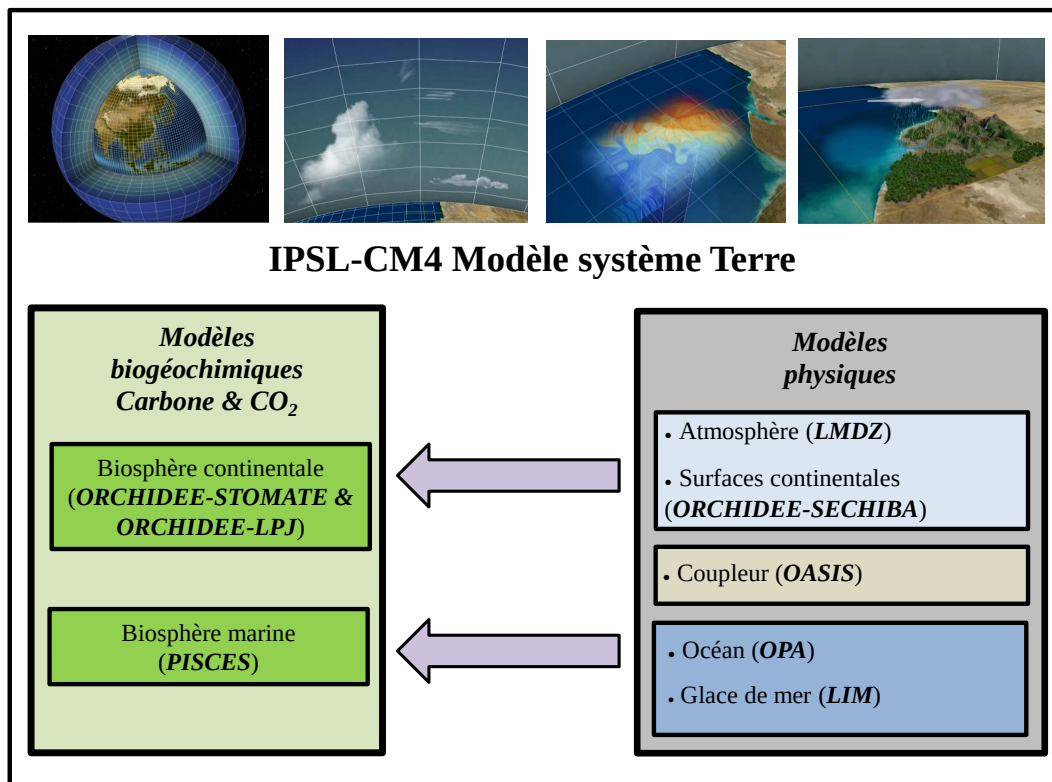


FIGURE 2.1 – Modèle couplé du climat IPSL-CM4.

Le modèle d'atmosphère est le modèle LMDZ (Hourdin et al., 2006) dans sa version LMDZ3.3. Il représente à la fois la dynamique atmosphérique basée sur les équations primitives, et les processus physiques sous-maille, comme la prise en compte des aérosols, l'effet des montagnes, des ondes de gravité ou encore le système de couche limite et de convection des nuages. Les équations de la dynamique sont discrétisées selon la méthode des différences finies sur une grille horizontale régulière de résolution 96×72 en latitude $\times$ longitude soit $2,5^\circ \times 3,75^\circ$ et sur 19 niveaux verticaux entre 1000 et 100 hPa. Pour représenter les échanges à la base de l'atmosphère, LMDZ comporte pour chaque point de grille une fraction des différents types de surface possibles : surface continentale, calotte, océan libre et glace de mer. Les échanges d'eau et d'énergie avec la surface continentale sont simulés par le modèle ORCHIDEE-SECHIBA (de Rosnay and Polcher, 1998; Ducoudré et al., 1993). Les flux de chaleur sensible et latente sont calculés en fonction des paramètres de rugosité, d'albédo et d'évapo-transpiration qui sont prescrits aux valeurs actuelles, y compris pour des simulations en climat glaciaire. Il existe aussi un module de végétation dynamique, ORCHIDEE-LPJ (Sitch et al., 2003), qui calcule entre autres l'établissement et la disparitions des différents types fonctionnels de plantes et un autre module, ORCHIDEE-STOMATE (Krinner et al., 2005), qui calcule le cycle du carbone dans la biosphère continentale, ainsi que la conductance stomatique (capacité des plantes à absorber l'eau et le CO_2 en fonction des conditions extérieures d'humidité et de concentration en CO_2). Ces deux dernières composantes du modèle ne sont pas incluses dans les simulations présentées ci-après, mais leur réponse à un événement de type Heinrich a été étudiée dans le cadre de la thèse de Marie-Noëlle Woillez (Woillez et al., 2013).

Le modèle d'océan est le modèle OPA (Madec et al., 1998) dans sa version OPA8.2.

C'est un modèle de dynamique océanique basé sur les équations primitives qui sont discrétisées sur la grille ORCA2. A la différence de la grille atmosphérique qui est régulière, la grille ORCA2 est irrégulière avec la présence de deux pôles dans l'hémisphère nord (un au-dessus du Canada et un en Sibérie) pour éviter la singularité au pôle nord. La résolution spatiale de $2^\circ \times 2^\circ \cos(\phi)$ en moyenne (où ϕ est la latitude) est affinée dans les tropiques à 0.5° pour une meilleure prise en compte du forçage dynamique des vents dans cette région. Le modèle OPA est couplé à un modèle de glace de mer, le modèle LIM (Fichefet and Maqueda, 1997), qui simule la dynamique et la thermodynamique de la banquise. A ces deux modèles s'ajoute un modèle de biogéochimie marine, le modèle PISCES, que nous allons détailler dans la suite de ce chapitre. Les températures et salinités de surface (SST et SSS) du modèle OPA en version pré-industrielle sont comparées aux données de World Ocean Atlas 2009 (WOA2009) dans la Fig. 2.2. Les structures spatiales globales de SST et de SSS sont bien représentées, avec néanmoins une légère surestimation du gradient est-ouest de salinité en Atlantique nord.

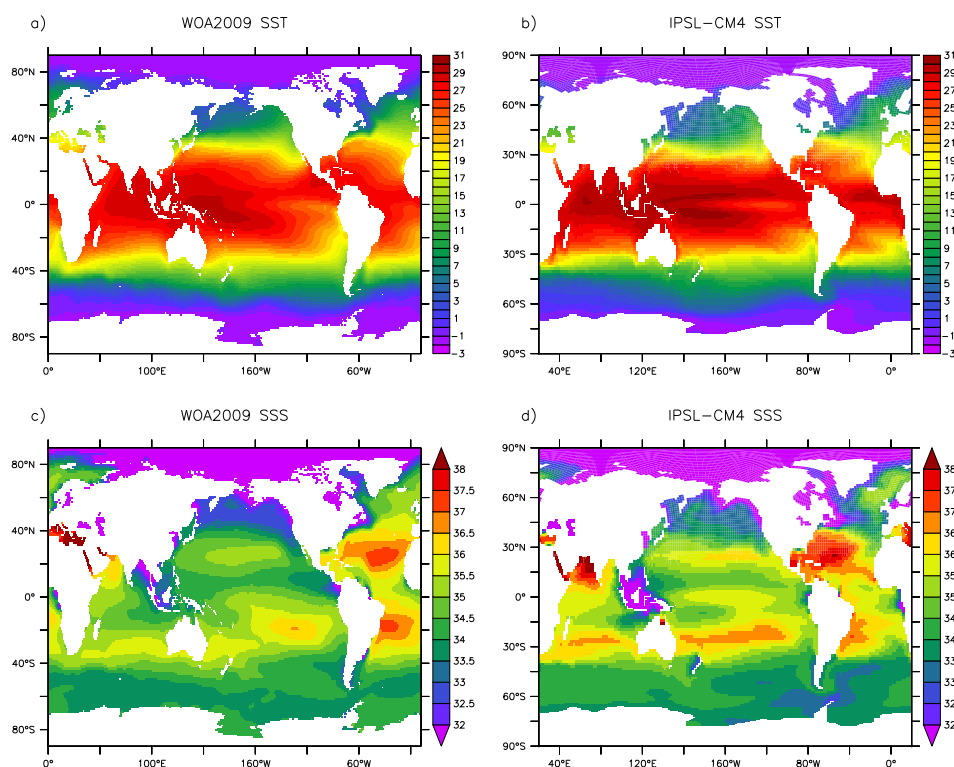


FIGURE 2.2 – Comparaison du modèle IPSL-CM4 aux données de World Ocean Atlas 2009. a) WOA2009 SST (Locarnini et al., 2010); b) IPSL-CM4 SST; c) WOA2009 SSS (Antonov et al., 2010); d) IPSL-CM4 SSS.

Pour simuler un événement de Heinrich, il est nécessaire de bien représenter le flux d'eau douce généré par la fonte de la débâcle d'icebergs, et les changements climatiques associés, qui sont bien documentés dans les archives climatiques : refroidissement de l'hémisphère nord, réchauffement de l'hémisphère sud, modification des zones de précipitations et des vents, notamment dans les tropiques. Le modèle IPSL-CM4, avec son couplage océan-atmosphère et sa haute résolution dans les tropiques semble donc tout approprié pour simuler un événement de Heinrich.

2.1.2 Intérêt du modèle PISCES pour simuler la réponse de la biogéochimie marine à un événement de Heinrich

Le modèle PISCES (Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies) est un modèle de biogéochimie marine qui représente de manière simplifiée les différents réservoirs et flux en jeu dans les cycles biogéochimiques. La majorité des variables sont représentées sous forme de traceurs passifs. On parle de traceurs passifs par opposition aux traceurs actifs que sont la température et la salinité, qui ont une influence sur la dynamique océanique. Ces traceurs passifs évoluent selon l'équation suivante :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla C + \nabla \cdot (\kappa \nabla C) + \text{Sources}(C) - \text{Puits}(C) \quad (2.1)$$

où C désigne un traceur passif, $\mathbf{v}$ est le champ de vitesse des courants océaniques, κ est le coefficient de diffusivité et "Sources(C) et Puits(C)" sont les termes sources et puits liés à l'activité chimique et biologique.

Dans cette version IPSL-CM4 du modèle, PISCES fonctionne "offline" ou hors-ligne, c'est-à-dire que les champs de vitesse et de diffusion nécessaires à la résolution de l'équation 2.1 sont extraits des simulations dynamiques du modèle couplé après que celui-ci ait tourné. En plus des champs de vitesse et de diffusion, PISCES prend en entrée la température, la salinité, la profondeur de la couche de mélange, les flux d'eau douce et les flux radiatifs à l'interface air-mer, variables nécessaires à l'établissement des termes sources et puits d'origine biologique et chimique.

Le modèle PISCES est composé de 24 compartiments au total (présentés sur le schéma de la figure 2.3). Parmi ces 24 compartiments, on peut identifier cinq nutriments limitants (phosphate, ammonium, nitrate, fer, silicate) et un non limitant (carbone inorganique dissous), deux classes de phytoplancton de différentes tailles (nanophytoplancton qui inclut une proportion de calcificateurs et diatomées), deux classes de zooplancton de différentes tailles (nano- et méso-zooplancton), deux types de particules de carbone organique (petites et grosses particules, ces dernières ayant une vitesse de chute plus importante que les premières) et une phase dissoute du carbone organique. A cela s'ajoutent l'oxygène et le système des carbonates (alcalinité et CaCO_3). A la différence des autres compartiments qui suivent l'équation 2.1, la matière organique particulaire et le carbonate de calcium chutent dans la colonne d'eau sous l'effet de leur poids.

Les différents nutriments sont consommés par le phytoplancton, avec une distinction pour l'acide silicique qui n'est consommé que par les diatomées. Le phytoplancton est à son tour brouté par le zooplancton. Ensuite, une partie du plancton se retrouve sous forme de carbone organique dissous et l'autre partie sous forme de matière organique particulaire. Ces deux derniers réservoirs sont reminéralisés dans la colonne d'eau, excepté une faible proportion de la matière organique particulaire qui est enfouie dans les sédiments. Pour toutes les espèces de phytoplancton, les ratios C/N/P/O₂ sont constants. Dans certains compartiments de la matière organique, les variables carbone, fer, chlorophylle et acide silicique sont calculées explicitement en raison d'un découplage dans l'évolution de ces variables au sein d'un même compartiment organique (ces variables sont indiquées en noir dans les compartiments concernés de la figure 2.3). Ce découplage est en particulier intéressant dans le cas de l'acide silicique. En effet, des expériences en laboratoire ont montré que le rapport Si/C des diatomées pouvait augmenter en cas de limitation locale

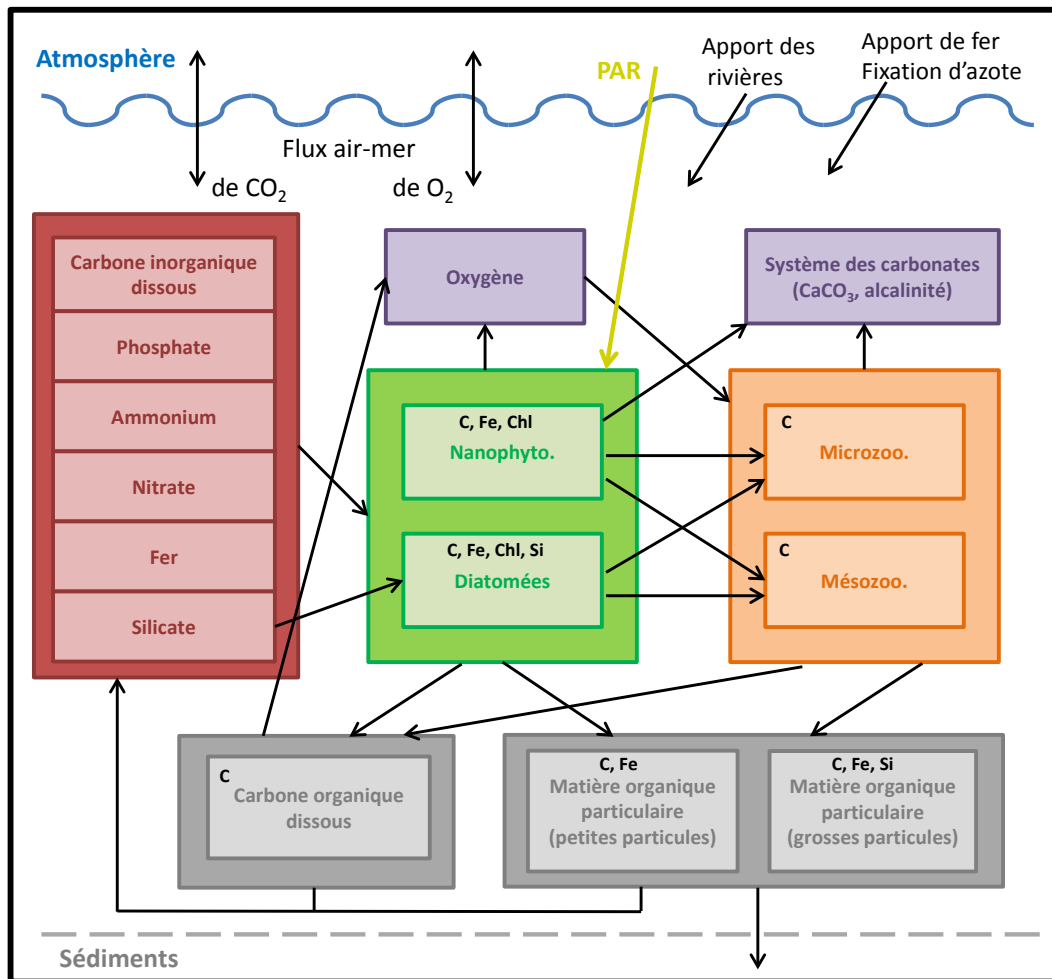


FIGURE 2.3 – Modèle de biogéochimie marine PISCES.

en fer, azote, phosphate ou lumière (Hutchins and Bruland, 1998; Takeda, 1998). Ces potentielles variations peuvent donc être représentées dans les simulations avec PISCES. Enfin, il existe quatre sources externes pour les nutriments limitants : l'apport des rivières, la fixation d'azote atmosphérique, l'apport éolien de fer contenu dans les poussières désertiques portées par le vent et la resuspension du fer contenu dans les sédiments. Une description très détaillée de toutes les variables du modèle se trouve dans Aumont and Bopp (2006).

Dans PISCES, la productivité primaire nette (NPP) est limitée par la lumière et par les nutriments. Les nutriments jouent en colimitation, c'est-à-dire qu'il suffit que l'un d'eux soit limitant pour qu'il y ait arrêt de la photosynthèse. L'apport en lumière dépend de la couverture de glace de mer et de la profondeur de la couche de mélange. En présence de glace de mer, la proportion de lumière qui entre dans l'océan est limitée. Lorsque la couche de mélange est trop profonde, le phytoplancton peut être transporté vers des profondeurs en-dessous de la couche photique. Dans l'analyse des simulations menées, nous parlerons d'export de matière organique. Comme son nom l'indique, il s'agit de la quantité de carbone organique exportée à 100 mètres de profondeur de l'océan de surface vers l'océan profond. Ce flux de matière organique est donc un bon indicateur de la pompe biologique. L'export et la productivité sont sensés être positivement corrélés même s'il arrive que la productivité augmente alors que l'export diminue. C'est en particulier ce

qu'ont démontré Taucher and Oschlies (2011) en réponse au changement climatique. En effet, l'augmentation de la stratification liée à la température diminue à la fois la productivité et l'export à cause de la diminution de l'apport en nutriments, mais quand on prend seulement l'effet de la température, la productivité augmente alors que l'export diminue. L'augmentation de la productivité est en fait liée à l'augmentation de la régénération de la matière organique par les bactéries dans la zone photique sous l'effet de l'augmentation de la température. Quand la production régénérée est importante, c'est autant de matière organique qui n'est pas exportée vers le fond, d'où la diminution de l'export.

Le modèle PISCES représente bien les principales structures actuelles de la productivité – même si le modèle sous-estime légèrement les valeurs dans les zones de forte productivité – et de la $\Delta p\text{CO}_2$ ² (Fig. 2.4). Le modèle a également été évalué en conditions glaciaires (Bopp et al., 2003; Tagliabue et al., 2009) et reproduit les tendances principales des changements de productivité entre glaciaire et interglaciaire mesurées dans les sédiments marins (Kohfeld et al., 2005). Une des structures les plus robustes est le dipôle de productivité dans l'Océan Austral : au nord de 60°S, le modèle simule bien une augmentation de la productivité liée à la fertilisation par le fer ; au sud de 60°S, le modèle simule bien une diminution de la productivité liée à l'augmentation de la limitation de la lumière à cause de l'augmentation de glace de mer en climat glaciaire.

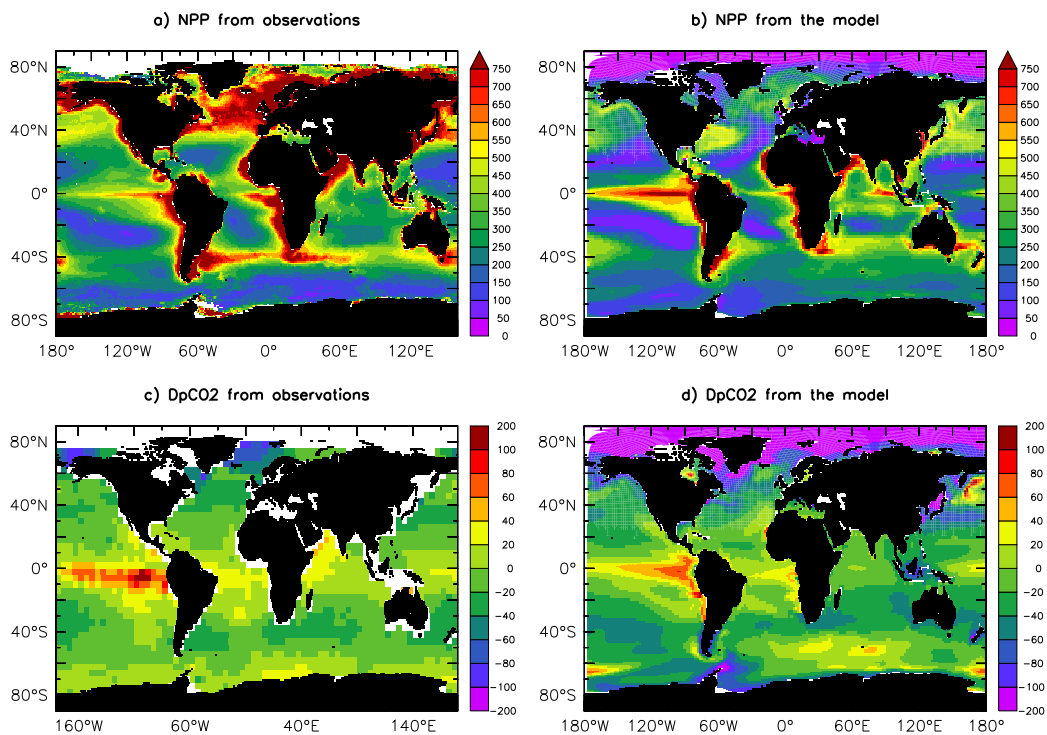


FIGURE 2.4 – Comparaison du modèle PISCES au préindustriel aux données actuelles de NPP et de $\Delta p\text{CO}_2$. A gauche les données, à droite le modèle. a) et b) représentent la NPP (en gC/m²/an); c) et d) représentent le $\Delta p\text{CO}_2$ (en ppm).

En résumé, PISCES est un modèle de biogéochimie marine complexe, avec deux types de phytoplancton (diatomées et nanophytoplancton incluant des calcificateurs), colim-

2. $\Delta p\text{CO}_2 = p\text{CO}_{2\text{ocn}} - p\text{CO}_{2\text{atm}}$

itation des nutriments, découplage de la silice et du fer dans certains compartiments organiques. Il est forcé par le modèle couplé IPSL-CM4 qui simule les vents et a une haute résolution dans les Tropiques. Enfin, il est en accord avec les données actuelles de productivité et de $\Delta p\text{CO}_2$ et a été testé avec succès en climat glaciaire. PISCES semble donc être un modèle adapté pour représenter la réponse du cycle du carbone à un événement de Heinrich.

2.1.3 Présentation des simulations

Pour simuler l'impact d'un événement de Heinrich sur la biogéochimie marine, nous avons utilisé deux simulations dynamiques pour forcer PISCES (Kageyama et al., 2009). Ces deux simulations ont toutes deux les conditions aux limites du climat au LGM (Last Glacial Maximum, ou Dernier Maximum Glaciaire). Les événements de Heinrich ayant eu lieu essentiellement en période glaciaire, ces conditions aux limites sont plus proches de la réalité que des conditions aux limites interglaciaires. Les conditions au bord du LGM sont définies suivant le protocole PMIP2 (Braconnot et al., 2007) : les calottes glaciaires suivent la reconstruction ICE-5G (Peltier, 2004) ; le forçage radiatif induit par les gaz à effet de serre CO_2 , CH_4 et N_2O est basé sur les reconstructions issues des carottes de glace (respectivement 185 ppm (Monnin et al., 2001), 350 ppb (Dällenbach et al., 2000) et 200 ppb (Flückiger et al., 1999)) ; les paramètres orbitaux utilisés sont ceux calculés pour 21 ka BP (21 000 ans avant aujourd'hui) selon la méthode de Berger (1978). Le routage des rivières a été adapté aux conditions du LGM (Alkama et al., 2008). La végétation est maintenue constante dans sa distribution préindustrielle.

Une des deux simulations, que nous nommerons "GLA" dans la suite, sert de simulation de contrôle, c'est-à-dire que la simulation est équilibrée à un état du climat proche de celui du LGM. Ce type d'équilibre est idéalisé car en réalité le système climatique n'est jamais vraiment à l'équilibre. La deuxième simulation est une simulation perturbée, que nous nommerons "FWF" dans la suite. On ajoute en effet un flux d'eau douce de 0.1 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) dans l'océan Atlantique (au nord de 40°N) et dans l'océan Arctique pour représenter la fonte des icebergs lors d'un événement de Heinrich. Ce flux d'eau douce, caractéristique des événements de Heinrich, est donc la seule différence entre les deux simulations, ce qui permet d'isoler l'impact d'un événement de Heinrich sur le système climatique. C'est, entre autres, l'objet de l'étude de Kageyama et al. (2009). Nous nous intéresserons dans ce chapitre uniquement à la réponse de la biogéochimie marine à ce changement de dynamique du climat. L'essentiel de la réponse dynamique du climat nécessaire à la compréhension des changements biogéochimiques marins est toutefois présentée dans notre article *"Marine productivity response to Heinrich events : a model-data comparison"* ci-après. Une étude de l'impact de ces mêmes simulations sur la biosphère continentale a été menée dans le cadre de la thèse de Marie-Noëlle Woillez (Woillez et al., 2013), qui obtient un dégazage global du carbone biosphérique vers l'atmosphère en réponse au flux d'eau douce.

2.2 Comparaison des simulations aux données

Pour vérifier si la pompe biologique a un rôle sur l'augmentation de CO_2 observée dans les données pendant les événements de Heinrich, je me suis intéressée à deux variables-clé : la productivité marine et le CO_2 . Les variables simulées sont comparées aux données à ce jour disponibles dans les archives climatiques.

2.2.1 Etude de la réponse de la productivité marine à un événement de Heinrich

L'étude de la pompe biologique via les changements de productivité en réponse à un événement de Heinrich a donné lieu à une publication dans le journal *Climate of the Past*. Cette étude montre qu'à l'échelle globale, la productivité diminue en réponse à un événement de Heinrich. La réponse régionale est quant à elle plus diverse et en accord avec les données. L'Océan Atlantique Nord présente une diminution de la productivité alors que l'Océan Austral présente une augmentation de celle-ci. C'est la première fois qu'une étude de la réponse de la productivité à un événement de Heinrich est réalisée avec un AOGCM³ muni d'une composante biogéochimique dans l'océan, et ce, en climat glaciaire. Dans cet article, j'ai également compilé toutes les données de productivité marine disponibles dans les archives sédimentaires pour les événements de Heinrich.

3. Atmosphere Ocean General Circulation Model

Clim. Past, 8, 1581–1598, 2012
www.clim-past.net/8/1581/2012/
doi:10.5194/cp-8-1581-2012
© Author(s) 2012. CC Attribution 3.0 License.



Marine productivity response to Heinrich events: a model-data comparison

V. Mariotti¹, L. Bopp¹, A. Tagliabue^{1,2,3}, M. Kageyama¹, and D. Swingedouw¹

¹Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR8212,
IPSL-CEA-CNRS-UVSQ – Centre d'Etudes de Saclay, Orme des Merisiers bat. 701, 91191 Gif Sur Yvette, France

²Dept. of Oceanography, Upper Campus, University of Cape Town, Cape Town, 7701, South Africa

³Southern Ocean Climate and Carbon Observatory, CSIR, Stellenbosch, 7599, South Africa

Correspondence to: V. Mariotti (veronique.mariotti@lsce.ipsl.fr)

Received: 26 January 2012 – Published in Clim. Past Discuss.: 14 February 2012

Revised: 31 July 2012 – Accepted: 9 September 2012 – Published: 16 October 2012

Abstract. Marine sediments records suggest large changes in marine productivity during glacial periods, with abrupt variations especially during the Heinrich events. Here, we study the response of marine biogeochemistry to such an event by using a biogeochemical model of the global ocean (PISCES) coupled to an ocean-atmosphere general circulation model (IPSL-CM4). We conduct a 400-yr-long transient simulation under glacial climate conditions with a freshwater forcing of 0.1 Sv applied to the North Atlantic to mimic a Heinrich event, alongside a glacial control simulation. To evaluate our numerical results, we have compiled the available marine productivity records covering Heinrich events. We find that simulated primary productivity and organic carbon export decrease globally (by 16 % for both) during a Heinrich event, albeit with large regional variations. In our experiments, the North Atlantic displays a significant decrease, whereas the Southern Ocean shows an increase, in agreement with paleo-productivity reconstructions. In the Equatorial Pacific, the model simulates an increase in organic matter export production but decreased biogenic silica export. This antagonistic behaviour results from changes in relative uptake of carbon and silicic acid by diatoms. Reasonable agreement between model and data for the large-scale response to Heinrich events gives confidence in models used to predict future centennial changes in marine production. In addition, our model allows us to investigate the mechanisms behind the observed changes in the response to Heinrich events.

1 Introduction

Marine primary productivity (PP) is a key component of climate-active biogeochemical cycles such as the carbon cycle. It also sustains upper trophic levels and marine resources (Pauly and Christensen, 1995) and is the first level of marine food web impacted by climate change. The response of PP to future climate change is largely uncertain (e.g. Taucher and Oschlies, 2011) and natural variability hampers the detection of unequivocal trends from the 15-yr ocean colour satellite record (Henson et al., 2010). Coupled climate – marine biogeochemical models are used to simulate the evolution of marine PP over the historical period and under future scenarios. Four models (Steinacher et al., 2010) show a global decrease in PP and in the export production of organic carbon at the base of the euphotic layer (EXP) to deeper waters of between 2 and 20 % by 2100, relative to preindustrial conditions, notwithstanding regional variability in the response. A reduced input of nutrients to the euphotic zone from subsurface waters due to increased stratification decreases PP in the North Atlantic and tropical regions, whereas lower light limitation increases Southern Ocean PP (Bopp et al., 2001; Steinacher et al., 2010). Another model (Schmittner et al., 2008) shows an increase in PP and a decrease in EXP due to enhanced remineralisation in response to increasing temperature. Nevertheless, evaluation of these models on such decadal-to-centennial time scales is still difficult due to sparse data covering these time scales (Schneider et al., 2008) and relatively moderate climatic change.

Turning to the geologic past, the last 70 000 yr of paleorecords may permit the evaluation of such climate-marine biogeochemical models on centennial time scales. These records show large and rapid variations linked to abrupt events such as Heinrich events (HEs) (Heinrich, 1988). During these events, massive iceberg discharges occur in the North Atlantic Ocean (Broecker et al., 1992), affecting the global ocean circulation through a collapse of the Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) (McManus et al., 2004). At the same time, there is a cooling over the North Atlantic Ocean both seen in data (Voelker, 2002; Bard et al., 2000; Cacho et al., 1999) and reproduced in climate model experiments (Kageyama et al., 2010; Swingedouw et al., 2009; Ganopolski and Rahmstorf, 2001). Alongside the climate and ocean circulation changes, there is ample evidence of abrupt variations in biogeochemical variables. From ice cores, we know that atmospheric N_2O concentrations decreased during HEs (Flückiger et al., 2004; Stocker and Schilt, 2008). Schmittner and Galbraith (2008) explain this decrease by a global reduction in primary productivity, especially in the Indo-Pacific region, which induces increased subsurface oxygen concentrations and then reduced N_2O production. We can also find biogeochemical variations such as EXP variations in marine sediments (e.g. Anderson et al., 2009; Nave et al., 2007). While marine paleo-records give a picture of regional processes during HEs, such as a decrease in North Atlantic EXP and an increase in the Southern Ocean, they cannot give an integrated view of the global response of marine biogeochemistry to such events due to their sparse distribution.

Biogeochemical models can provide information concerning centennial-scale marine carbon cycle dynamics. Until now, most “paleo” setting studies aimed at understanding glacial–interglacial variations of atmospheric $p\text{CO}_2$ observed in ice core data (Monnin et al., 2001). To explain the lower $p\text{CO}_2$ during glacial times compared to interglacial times, different mechanisms have been investigated, such as Southern Hemisphere westerly-wind modification (Toggweiler et al., 2006), sinking of brines (Bouttes et al., 2010), marine biology enhancement through iron fertilisation (Bopp et al., 2003) or larger nutrient availability (Matsumoto et al., 2002). Alongside past CO_2 concentrations, recent models have also been used to understand changes in marine productivity between glacial and interglacial times (Kageyama et al., 2012; Oka et al., 2011; Tagliabue et al., 2009; Bopp et al., 2003). In agreement with the marine productivity compilation of Kohfeld et al. (2005), they all find a dipole effect in the Southern Ocean with enhanced EXP in the middle latitudes due to increased iron deposition and decreased EXP in the high latitudes due to increased light limitation following enhanced glacial sea-ice. The response in the other regions of the ocean are model dependent.

Nonetheless, on submillennial time scales, three model studies using Earth system models of intermediate complexity (EMICs) (Schmittner, 2005; Menviel et al., 2008;

Schmittner and Galbraith, 2008) and two model studies using atmosphere-ocean general circulation models (AOGCMs) (Obata, 2007; Bozbiyik et al., 2011) have investigated the response of marine biogeochemistry to Heinrich-like events. Schmittner (2005), Obata (2007) and Bozbiyik et al. (2011) studies have been performed under preindustrial background climate, but as seen in Menviel et al. (2008) the structure of the marine productivity changes obtained under preindustrial and LGM conditions is fairly similar, so they can be compared to marine records of HEs. Bozbiyik et al. (2011) do not show changes in EXP, but the other studies do. They all simulate a global decrease of marine productivity and a common response in certain regions (North Atlantic Ocean, Benguela coast, Mauritanian coast) matching the data, whereas in other regions they do not agree with the marine response seen in data (Eastern Equatorial Pacific, Southern Ocean, see Table 1). These regional differences between model results and marine sediment records suggest that physical or biogeochemical processes might be missing or underestimated in these models. Such model-data mismatches need to be investigated further to understand the main mechanisms controlling key ocean regions.

Moreover, in the future, the Greenland ice sheet may melt, releasing an amount of freshwater that might resemble a HE, albeit smaller and released more to the North. The impact of such a release on the AMOC and marine biogeochemistry implies different opposing mechanisms with large uncertainties (Swingedouw et al., 2007). Validating climate models with marine biogeochemistry data from the past is clearly a key to properly evaluate the response of marine system to future freshwater input. Importantly, it is still rare that identical marine biogeochemical models are employed and tested in “paleo” settings, as well as being used for predictions of our future climate.

In this study, we investigate the global and regional response of marine biogeochemistry to a Heinrich-like event with the state of the art biogeochemical model PISCES, which has also been used for future climate projections (Steinacher et al., 2010). In a first section we present the data compilation gathered, the experimental design and the comparison method performed between model and data. Then a second section details the results of the simulations both globally and regionally. A third section both discusses the discrepancies between our results and previous model studies and give some insights on potential effect of future Greenland ice sheet melting on marine biology.

2 Data compilation, model and experimental design

2.1 Data compilation

In order to evaluate our numerical results, we have compiled existing marine sediment cores documenting millennial-scale paleoproductivity changes during the past 70 000 yr.

Table 1. Data compilation of paleoproductivity changes in response to Heinrich events (HEs). For each record and each event, we summarise the trend of the proxies for paleoproductivity by a certain number of “–” or “+” signs. Each “–” (resp. “+”) corresponds to a sensor indicating a significant decrease (resp. increase) in EXP. We discriminate between significant and not significant trend in sensors by applying a simple test on each time series. We compare the trend of the first 500 yr following a dated HE to the mean and variance of the 3000 yr preceding this dated HE (resp. 2000 yr for the Younger Dryas (YD)). If the value of the first 500 yr is higher (resp. lower) than the addition of the mean and the variance (resp. the difference between the mean and the variance) of the last 3000 yr, we consider it as a significant increase (resp. decrease). When there is not such a significant trend, we display an “x”. Some records, while having a sufficient time resolution (less than 500 yr between two measurements), had no dated HEs or YD. Would we have discarded them, only 52 out of the 74 studies would have remained. We decided to keep them and to date the HEs and YD ourselves on the time series, taking as an onset for these events –13 kyr for YD, –18 kyr for HE1, –26.5 kyr for HE2, –32.7 kyr for HE3, –40.2 kyr for HE4, –50 kyr for HE5 and –63.2 kyr for HE6 (following Sanchez Goni and Harrison (2010)). As there are time dating error bars issues on paleo-data, we consider these results as exploratory hypotheses, in the absence of a real timing for these events. To differentiate them from the well dated results we added a “?” in front of the concerned results. For each record, we summarise the results of all HEs and YD in one “value”: when we add all the “–” and “+”, if we obtain one “–” (resp. “+”), we write one “–” (resp. “+”), if we obtain more than two “–” (resp. “+”), we write “–” (resp. “+”) and finally if we have an equal number of “–” and “+” (or only “x”), we write an “x” because we consider that the records does not give a significant trend.

Core	Region	Latitude	Longitude	Water depth(m)	Productivity indicators	YD	HE1	HE2	HE3	HE4	HE5	HE6	Global	References
North Atlantic Ocean														
MD95-2008	–	62.74	–3.99	1016	C/N, Corg, diatoms	–	x	x	x	x	–	x	x	Nave et al. (2007)
ENAM33	NATL	61.26	–11.11	1217	forams	–	x	x	x	–	–	x	–	Rasmussen et al. (2002)
MD95-2014	NATL	60.58	–22.08	2397	C/N, Corg, diatoms	–	x	x	–	–	–	–	–	Nave et al. (2007)
D597-2P	NATL	58.93	–30.40	1685	forams	–	–	x	–	–	–	–	–	Rasmussen et al. (2002)
BOFS-14K	NATL	58.62	–19.44	1759	phytodetritus	?	?	?	–	–	–	?	?	Thomas et al. (1995)
SU90-16	NATL	58.22	–45.17	2100	C/N, Corg, diatoms	?	+	+	x	x	x	+	+	Nave et al. (2007)
M23415	NATL	53.18	–19.15	2472	chlorin	?	x	+	x	x	x	+	+	Weinelt et al. (2003)
SU90-39	NATL	52.57	–21.93	3955	C/N, Corg, diatoms	?	–	–	x	x	–	–	–	Nave et al. (2007)
BOFS-5K	NATL	50.69	–21.87	3547	phytodetritus	–	–	–	–	–	–	–	–	Thomas et al. (1995)
HU 91-045-094	NATL	50.20	–45.69	3448	Corg, $\delta^{13}C$, dinocysts	–	–	–	–	–	–	–	–	Radi and de Vernal (2008)
SU90-44	NATL	50.02	–17.10	4279	C/N, Corg, diatoms	–	x	x	x	x	–	x	x	Nave et al. (2007)
M15612	NATL	44.36	–26.54	3050	forams	?	x	–	–	x	+	+	x	Kiefer (1998)
SU92-03	NATL	43.20	–10.11	3005	Pexp (SIMMAX28 model)	?	x	–	–	x	–	–	–	Salgueiro et al. (2010)
MD95-2027	NATL	41.74	–52.41	4112	C/N, Corg, diatoms	–	–	x	–	–	–	–	–	Nave et al. (2007)
MD95-2040	NATL	40.58	–9.87	2465	Pexp (SIMMAX28 model)	–	x	–	x	x	–	–	–	Voelker et al. (2009)
MD95-2040	NATL	40.58	–9.87	2465	CaCO ₃ , C37, Pexp (SIMMAX28 model)	x	–	x	x	x	–	–	–	Paillet and Bard (2002), Salgueiro et al. (2010)
SU90-03	NATL	40.05	–32.00	2475	C/N, Corg, diatoms	–	x	–	x	x	–	–	–	Nave et al. (2007)
MD95-2041	–	37.83	–9.52	1123	Pexp (SIMMAX28 model)	–	–	–	–	–	–	–	–	Voelker et al. (2009)
MD95-2042	NATL	37.75	–10.17	3146	CaCO ₃ , C37, Pexp (SIMMAX28 model)	x	–	–	–	x	–	x	–	Paillet and Bard (2002), Salgueiro et al. (2010)
MD95-2043	NATL	36.14	–2.62	1841	Corg, Ba	–	–	–	–	x	–	–	–	Moreno et al. (2004)
MD99-2339	–	35.89	–7.53	1170	Pexp (SIMMAX28 model)	–	x	x	x	x	–	–	–	Voelker et al. (2009)
MD04-2805 CQ	MAU	34.51	–7.02	859	$\delta^{13}C$	+	x	x	x	x	–	–	–	Penaud et al. (2010)
OCE326GC6	NATL	33.69	–57.58	4541	diatoms	x	x	x	x	+	x	+	+	Gil et al. (2009)
GeoB5546-2	MAU	27.53	–13.73	1070	Corg, dinocysts	x	+	x	x	+	x	+	+	Holzwarth et al. (2010)
GeoB7926-2	MAU	20.22	–18.45	2500	Corg, opal, diatoms	+	+	+	+	+	+	+	+	Romero et al. (2008)
GeoB9526-5	MAU	12.44	–18.06	3231	Corg	?	+	+	+	+	+	+	+	Zarriess and Mackensen (2010)
GeoB9527-5	MAU	12.44	–18.22	3671	Corg	?	+	+	+	+	+	+	+	Zarriess and Mackensen (2010)
M35003-4	–	12.08	–61.25	1299	Corg, $\delta^{13}C$	–	–	–	–	–	–	–	–	Vink et al. (2001)
PL07-39PC	–	10.70	–64.94	790	Corg	–	–	–	–	–	–	–	–	Dean (2007)
PL07-57PC	–	10.68	–64.96	815	grey scale	+	+	+	+	+	+	+	+	Hughen et al. (1996)

V. Mariotti et al.: Marine productivity response to Heinrich events

Table 1. Continued.

Core	Region	Latitude	Longitude	Water depth(m)	Productivity indicators	YD	HE1	HE2	HE3	HE4	HE5	HE6	Global	References
North Pacific Ocean														
EW0408-851C	-	59.56	-144.15	682	diatoms, silicoflagellates	-							-	Barron et al. (2009)
EW0408-660C	-	57.87	-137.10	426	diatoms, silicoflagellates	--							--	Barron et al. (2009)
EW0408-111C	-	55.63	-133.51	183	diatoms, silicoflagellates	++							++	Barron et al. (2009)
MD02-2489	-	54.39	-148.92	3640	Corg, opal, chlorens	--							--	Gebhardt et al. (2008)
ODP Site 887	-	54.37	-148.45	3647	Ba/Al, opal	?+	?-						?x	Galbraith et al. (2007)
JPC17	-	53.93	178.70	2209	CaCO ₃ , Ba, opal	?x	?x						?x	Brunelle et al. (2010)
MD01-2416	-	51.27	167.73	2317	Corg, opal, chlorens	?--	x						x	Gebhardt et al. (2008)
ODP Site 882	-	50.35	167.58	3300	Ba/Al, opal	?--	?x						?--	Galbraith et al. (2007)
GC27	-	49.60	150.18	995	CaCO ₃ , Ba, opal	?x	?x						?x	Brunelle et al. (2010)
PC13	-	48.72	168.30	2393	CaCO ₃ , Ba, opal	?x	?x						?x	Brunelle et al. (2010)
W87-09-13PC	-	42.12	-125.75	2712	Corg, opal, $\delta^{15}N$	?--	?+	?-	?x	?-	?--	?+	?--	Kienast et al. (2002)
ODP Site 1019	-	41.68	-124.93	980	Corg	-	?-	?-	?x	?x			-	Dean (2007)
MY99 GC31/PC10	-	23.47	-111.60	700	Corg	?-	?-	?-	?x	?x			?--	Ortiz et al. (2004)
MD02-2508	-	23.47	-111.60	606	Br, forams	x	x	x	-	-	-	x	--	Cartapanis et al. (2011)
MD02-2519	-	22.51	-106.65	955	Corg, opal	?x	?x	?-	?x				?--	Arellano-Torres et al. (2011)
Core 17940-2	-	20.12	117.38	1727	Cd/Ca, opal	?-	x	x	x	x			x	Lin et al. (1999)
ODP Site 1144	-	20.05	117.42	2036	chlorn	?-	?x	?x	?x	?x	?x	?x	?-	Higginson et al. (2003)
Core 17950-2	-	16.09	112.9	1865	Cd/Ca, opal	?x	x	x	+	x	+	x	++	Lin et al. (1999)
MD02-2524	-	12.01	-87.91	863	Corg, opal	-	-	?x	?x				?x	Arellano-Torres et al. (2011)
MD02-2524	-	12.01	-87.91	863	Corg, opal	-	-	x	x	x	x	x	--	Pichevin et al. (2010)
MD97-2141	-	8.80	121.30	3633	coccolithophores	?x	?x						x	Dannemann et al. (2003)
MD02-2529	-	8.21	-84.12	1619	opal, diatoms	x	x	x	x	x	--	--	--	Romero et al. (2011)
ODP Site 1242	-	7.86	-83.61	1364	Corg	?x	?x	?x					?x	Martinez and Robinson (2010)
Eastern Equatorial Pacific Ocean														
ODP Site 1240	EEP	0.02	-86.46	2921	Corg, opal	?x	?x	?+					?+	Pichevin et al. (2009)
ODP Site 1240	EEP	0.02	-86.46	2921	Corg, opal	?x	?+	?+					?++	Arellano-Torres et al. (2011)
ODP Site 1240	EEP	0.02	-86.46	2921	alkenones, brassicasterol	?x	?-	?++	?+				+++	Calvo et al. (2011)
ME0005A-241C	EEP	0.02	-86.46	2941	Corg	+							+	Kienast et al. (2006)
ME0005A-241C	EEP	0.02	-86.46	2941	Corg, opal, $\delta^{15}N$					++	++	+	++	Dubois et al. (2011)
South Pacific Ocean														
GeoB7112-5	-	-24.03	-70.82	2507	Corg, opal	?--							?--	Mohiadi and Hebbeln (2004)
GeoB7139-2	-	-30.20	-71.98	3267	Corg, opal	?+	?+	?x	?-				?x	Mohiadi and Hebbeln (2004)
GeoB3359-3	-	-35.22	-72.81	678	Corg, opal	?+	?+						+++	Romero et al. (2006)
ODP Site 1233	-	-41.00	-74.45	838	coccolithophores	+	?+						+	Saavedra-Pellitero et al. (2011)

Table 1. Continued.

Core	Region	Latitude	Longitude	Water depth(m)	Productivity indicators	YD	HE1	HE2	HE3	HE4	HE5	HE6	Global	References
South Atlantic Ocean														
GeoB3912-1	–	–3.67	–37.72	767	Corg	x	+	x	+	x	x	x	++	Jenettahn et al. (2004)
GeoB1706-2	BEN	–19.56	11.18	980	Corg, opal, diatoms	?x	?x	?x	?-	?x	?-	?-	?-	Romero (2010)
GeoB1711-4	BEN	–23.32	12.38	1967	Corg, opal, diatoms	?+	?-	?-	?-	?-	?-	?-	?-	Romero (2010)
GeoB3606-1	BEN	–25.47	13.08	1785	Corg, opal, diatoms	?x	?+	?x	?-	?-	?-	?-	?-	Romero (2010)
Indian Ocean														
Core 136 KL	IND	23.12	66.50	568	Corg	?-	?x	?x	?x	?-	-	?x	-	Higginson et al. (2004)
Core 136 KL	IND	23.12	66.50	568	Corg, C37	?-	-	-	---	-	-	---	---	Schulte and Müller (2001)
RC27-23	IND	17.99	57.59	820	chlortin, nitrogen	?x	?-	?-	?x	?x	?x	?x	?-	Allabet et al. (2002)
Core 905	IND	10.77	51.95	1586	Corg, $\delta^{15}N$, Ba/Al	---	---	---	---	---	---	x	---	Ivanochko et al. (2005)
Southern Ocean														
MD97-2120	–	–45.53	174.93	1210	alkenones, brassicasterol	+	+	x	x	x	++	+	++	Sachs and Anderson (2005)
TN057-13-4PC	–	–53.20	5.10	2850	Pa/Th, opal	++	++	+	+	+	++	+	++	Anderson et al. (2009)
E27-23	NZL	–59.62	155.24	3182	Pa/Th, opal	++	++	++	++	++	++	++	++	Anderson et al. (2009)
NBP9802-6PC	NZL	–61.80	–170.00	3245	Pa/Th, opal	++	++	++	++	++	++	++	++	Anderson et al. (2009)

Following Kohfeld et al. (2005) for the choice in paleo-productivity proxies, we consider either products of direct biogenic origin such as organic carbon, biogenic opal and alkenones, or indicators of biological activity such as the ratio Ba/Al or the $\delta^{13}C$ in foraminifers. Like all the species measured in marine sediments, we need to keep in mind they are subject to degradation in the water column and in the sediments, so the initial process they relate to might be deteriorated.

Our compilation (Table 1) encompasses the last six HEs and the Younger Dryas (YD). We selected only high resolution cores (with less than 500 yr between two measurements) in order to capture the hypothetical change in biogeochemical variables induced by a HE and get a reasonable comparison with simulations at the centennial time scale.

Because paleoproductivity is reconstructed from different proxies that are not quantitatively comparable, our method is deliberately qualitative. We associate with each record a sign for productivity changes during HEs and a degree of confidence, which is deduced from a combination of the trend of the proxies, the number of proxies and the number of documented events. The details of our method are explained within the legend of Table 1. We end up with 74 data points that are gathered in Fig. 2 and will be discussed later.

2.2 The biogeochemical model PISCES

The Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies (PISCES) marine biogeochemical model includes a simple representation of marine ecosystem and of main biogeochemical cycles and is composed of 24 pools in total. Among them, there are two size classes of phytoplankton (nanophytoplankton and diatoms), two size classes of zooplankton, five pools of nutrients (phosphate, ammonium, nitrate, silicic acid, iron), small and large particulate organic carbon, one of dissolved organic carbon and another one of dissolved inorganic carbon. These pools interact with each other following the main biogeochemical processes such as photosynthesis, respiration, grazing, particle aggregation, particle sinking, remineralisation and sedimentation (for more details on the model, see Aumont and Bopp, 2006). Phytoplankton growth in the model is limited by five nutrients (nitrate, phosphate, ammonium, silicic acid, iron) and by light availability (a function of photosynthetically active radiation reaching the ocean surface, the optical properties of the water and the mixed-layer depth). The ratios for C/N/P are kept constant following the Redfield ratios. However, the ratio of silica and iron to carbon in phytoplankton biomass varies in function of nutrient availability and light. For instance, following culture experiments (Hutchins and Bruland, 1998; Takeda, 1998), the ratio of silica to carbon in diatom cells is modulated by the degree of iron limitation making diatoms more silicified under more severe iron limitation.

The model has already been evaluated under glacial conditions (Tagliabue et al., 2009; Bopp et al., 2003) and

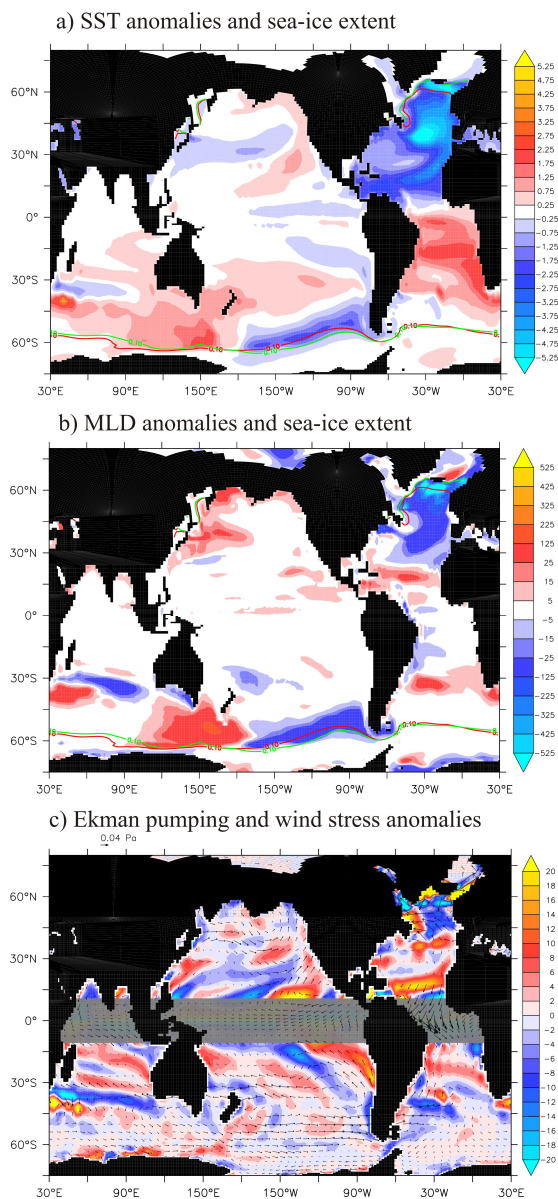


Fig. 1. Changes in some physical fields between the FWF and GLA simulations, averaged for the simulated years 350–399. **(a)** Sea surface temperatures (SST) anomalies (shaded area, in °C) and sea-ice extent (each contour represents the isoline of 10 % of sea-ice cover, respectively in green for the GLA run and in red for the FWF run), **(b)** Mixed-layer depth (MLD) anomalies (shaded area, in m) and sea-ice extent and **(c)** Ekman pumping (m yr⁻¹) and wind stress (Pa) anomalies. The Ekman pumping is masked between 10° S and 10° N because it is not defined (Coriolis parameter f is close to 0).

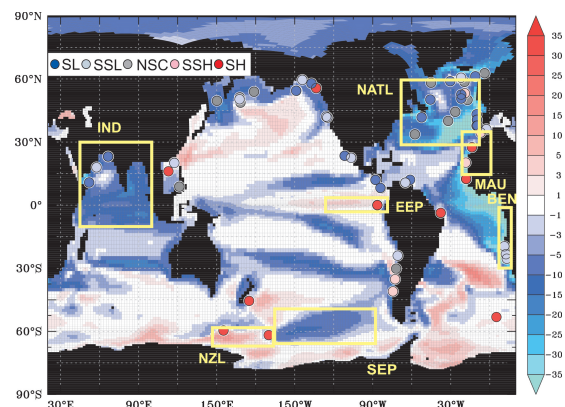


Fig. 2. FWF–GLA export differences (in gC m⁻² yr⁻¹) averaged for the simulated years 350–399 (filled field), alongside paleoproductivity changes during Heinrich events compared to glacial mean state reconstructed from our compilation (points). Dark and light blue points represent significantly lower (SL) and slightly significantly lower (SSL) export production respectively (equivalent to “-” and “-” or “?” in Table 1). Dark and light red points represent significantly higher (SH) and slightly significantly higher (SSH) export production respectively (equivalent to “++” and “+” or “?+”). The grey points represent no significant change (NSC) (equivalent to “x” or “?x”).

reproduces roughly the paleoproductivity reconstruction of Kohfeld et al. (2005). One of the more consistent patterns is a dipole effect in the Southern Ocean with enhanced EXP in the middle latitudes due to increased iron deposition and decreased EXP in the high latitudes due to increased light limitation following enhanced glacial sea ice.

2.3 Experimental design

PISCES is forced offline by the atmosphere–ocean general circulation model IPSL-CM4 (Marti et al., 2010), which includes the ocean dynamical model NEMO with $2^\circ \times 2^\circ$ – 0.5° horizontal resolution and 31 vertical levels, 10 being located in the first 100 m.

Two 400-yr-experiments have been performed under Last Glacial Maximum (LGM) conditions, with the orbital parameters, greenhouse gas concentrations and ice sheets from 21 000 yr before present (see Kageyama et al., 2009 for a detailed presentation of the climate setup). The biogeochemical simulations based on these experiments use a constant atmospheric CO₂ concentration fixed at LGM level (190 ppm) and constant LGM dust deposition distribution (Mahowald et al., 2006), which is important for aeolian iron interaction with marine biology. The first experiment is an equilibrated glacial run (GLA) used as a reference run. The second experiment is a hosing experiment (FWF), starting from year 100 of the reference run. In this experiment, the

freshwater implemented in the reference run to balance snow accumulating on the ice sheets is multiplied by 2.27. This results in an additional freshwater flux of 0.1 Sv ($1 \text{ Sverdrup} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) in the Atlantic Ocean (North of 40° N) and in the Arctic Ocean, which mimics the icebergs melting during an HE. In FWF simulation, the AMOC collapses in around 250 yr. This is a relatively long time response compared to the simulation time but a relatively short time response compared to the resolution of most of the marine records. Indeed these records do not allow to distinguish if the changes in the AMOC happened within 10 or 400 yr. One limitation of this experimental set-up is that it uses a full LGM reference state rather than a reference state closer to the MIS3 conditions, i.e. with smaller ice-sheets, less depleted atmospheric greenhouse gases and orbital parameters favouring more insolation in the summer hemisphere (e.g. Van Meerbeek et al., 2009). We chose an LGM reference state because it was closer to MIS3 conditions than a pre-industrial run and because we obtained an abrupt collapse of the AMOC for a rather small amount of freshwater hosing, which is relevant for the study of mechanisms occurring during Heinrich events. This is partly due to the AMOC of the reference state being rather strong and hence closer to an interstadial than to the full LGM. Besides, Heinrich events 1 and 2 did happen actually relatively close to the LGM so these conditions are also relevant for this reason.

For this study, we focus on the biogeochemical results of these simulations. Figure 1 gives an overview of the main dynamical fields (sea surface temperature, mixed-layer depth, wind stress and Ekman pumping anomalies, sea-ice extent) useful in the interpretation of the biogeochemical results. Further ocean atmosphere dynamics details of these simulations can be found in Kageyama et al. (2009) where our simulations GLA and FWF correspond respectively to the simulations LGMb and LGMc.

We first study EXP as it is clearly more relevant to be compared with sediment core observations. But, as Taucher and Oschlies (2011) have pointed out for projection simulations, there might be cases where the response of PP and EXP to climate can be decoupled, so we will examine this potential decoupling once the fidelity of the model performance has been assessed.

In the following, we define a typical Heinrich-like event in the model through the difference between the FWF and GLA simulations averaged over the last 50 yr of the 400-yr simulations. We compare such a signature with our data compilation, where the mean response of the 7 events is considered to represent a typical HE in the observations. Nonetheless, we need to keep in mind that those reconstructions span time periods that were very different in solar irradiance due to the changes in the Earth's orbit, which may have affected the response. The comparison between 50-yr averaged simulations and 500-yr resolution data is not ideal, but because of calculation time constraints, we could only run two simulations of 400 yr each. Schmittner (2005) and Schmittner and Galbraith

(2008) highlight the time dependence of the response in EXP to HEs. For example, full reduction in PP in the Indian and Pacific oceans is only expressed more than 1000 yr after the AMOC shutdown in their simulations. It would be interesting to consider the time component in longer simulations than what was possible in this study.

3 Results

3.1 Statistical match between model and data

In total, we found 74 marine records studies capturing at least one HE (or YD). In short, 35 record a decrease in EXP during this period, while 21 show an increase and 18 do not provide a significant trend (Table 1). If we consider the 56 records that display a significant trend, the model outputs match 35 of these cores (Fig. 2). Among the 21 model-data mismatches, 5 of the data points (ODP Site 1144, Core 17950-2, GeoB3359-3, MD97-2120 and NBP9802-6PC, see Table 1 for precise location) are located on a model front area. PISCES does represent the main features of nutrients distribution, but some fronts can be shifted, due to the biases of the model, so this could explain part of the mismatches. Six of the data points (MV99 GC31/PC10, MD02-2508, MD02-2519, MD02-2524, MD02-2529 and TN057-13-4PC) are located in an area where the model does not simulate a significant change in EXP (between -1 and $1 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$). Three data points (PL07-57PC, EW0408-11JC and M23415) are displaying an increase in EXP, while other data points (respectively M35003-4 and PL07-39PC for PL07-57PC; EW0408-85JC and EW0408-66JC for EW0408-11JC; SU9039 and BOFS-5K for M23415) within the same area display a decrease in EXP just as the model does. These last data points raise the problem of comparing local data records to regionally averaged model cells. Even if we consider that the signal captured by marine cores has been well preserved within both the water column and the sediments, each data record is nonetheless the addition of a regional signal and a local signal. The model simulates only the regional part of the signal, and we would need several data points for one cell of the model to be entirely confident with the statistical comparison. Five points (MD04-2805 CQ, GeoB5546-2, GeoB7925-2, GeoB9526-5 and GeoB9527-5) are located on the Mauritanian coast and are clearly in contradiction with the model results. We will discuss in more details the results for this region in the following section. Finally, the two remaining non-matching data points (GeoB3912-1 and ODP Site 1233) are both located on the coast, so there might have been continental influences on the results that are not included in our simulations.

In conclusion, if we exclude the cores located on the model front areas and the ones that do not agree regionally with other nearby records, we match the sign of the response of EXP in 73 % of the locations (35 over 48). Hence, our model

1588

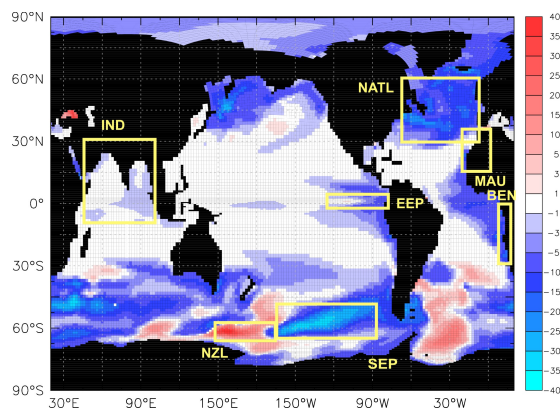


Fig. 3. FWF–GLA silica export differences (in $\text{gSi m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) averaged for the simulated years 350–399.

seems to be able to simulate the main response of EXP to HEs correctly, or at least its first order mechanisms.

3.2 Regional analysis

In order to use our model-data comparison to better understand the response of EXP in key regions, we define 7 box regions (NATL, BEN, EEP, IND, MAU, NZL and SEP, acronyms defined in Table 2 and regions visible in Fig. 2). We first focus on regions where proxy data is available: either model and data are in agreement as in NATL, BEN, EEP and IND, or there is a clear contradiction as in MAU. In addition, we also specifically focus on the Southern Ocean, because of its meridionally diverse response of EXP to HEs.

3.2.1 North Atlantic

The North Atlantic (NATL) is the region where most of the marine records are located (19 in total, 13 with significant trends, see Table 1) and our modelled Heinrich-like event matches the sign of all the significant records except for one (M23415, Weinelt et al., 2003) which records a slightly significant increase in EXP while two other nearby cores (SU9039 and BOFS-5K) record a significant decrease in EXP. In the model, a shallowing winter mixed-layer depth (by more than 150 m in February, Fig. 4a) reduces the nutrient flux to the upper ocean (not shown). This was already shown in Schmittner (2005), who also gets a similar percentage decrease in EXP. Moreover, an increasing sea-ice cover (Fig. 4b) reduces light availability. Both these processes cause a decrease in EXP of 44 % (Table 2).

Gil et al. (2009) find an increase in EXP at core OCE326GGC6, located south of the present day Gulf Stream. Their data did not pass our test for significant data because the duration of their record before HE1 was less than 3000 yr, limiting the comparison to a glacial state. Nonethe-

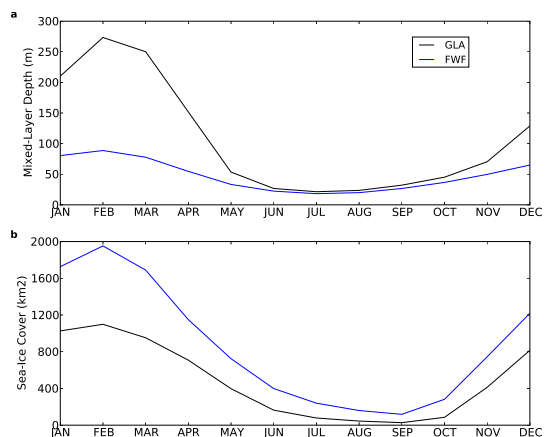


Fig. 4. NATL area (a) mixed-layer depth (in meters) and (b) sea-ice cover (in km^2) seasonal cycle for FWF (blue) and GLA (black) simulations, averaged for the simulated years 350–399.

less, they explain this increase in EXP by an iceberg migration to the subtropics inducing an isolated environment involving turbulent mixing, upwelled water and nutrient-rich meltwater supporting productivity. This hypothesis has not been tested in our model set-up and could not be confirmed or dismissed because (1) we do not have enough horizontal resolution to account for meso-scale processes and (2) we do not take into account nutrient input accompanying freshwater discharge.

Overall, our model matches the reduction in EXP during HEs in the North Atlantic in most cases and we suggest that the response results from greater limitation of PP and thus also of EXP by both nutrients and light.

3.2.2 Southern Ocean

In the Southern Ocean, there are 4 records indicating an increase of EXP (MD97-2120, TN057-13-14PC, E27-23, NBP9802-6PC). Our model shows significant zonal variability in this area (see Fig. 2). Nonetheless, these records are located in or close to simulated increased EXP regions. We focus here on two regions of interest that illustrate the major trends: an area in the southeast of New Zealand (NZL) and an area in the southeastern Pacific (SEP).

In the NZL area, south of the polar front, our model simulates a 6.4 % increase in EXP (Table 2) in agreement with two different sediment cores from this same area (E27-23, NBP9802-6PC). The model suggests that a deepening of the Austral winter mixed layer (Fig. 5d), combined with a strengthening of the upwelling (see positive Ekman pumping anomalies in Fig. 5c), act together to increase the nutrient flux to the euphotic zone and stimulate PP and EXP. In particular, we note an increase in silicic acid concentrations in surface waters in FWF compared to GLA (see Fig. 5a and

Table 2. Definition and characteristics (latitudes, longitudes, area) of the regions chosen for the data-model comparison. The column EXP(GLA) gives the amount of carbon exported to the deep waters for each region defined. This amount is an average over the last 50 yr of simulation GLA. The column Δ EXP gives the difference in carbon exported to the deep waters between the simulations FWF and GLA. For example, “−0.27 (−44)” means that in the FWF simulation, the NATL region exports 0.27 PgC yr^{−1} less than in the GLA simulation, which corresponds to a 44 % decrease.

Region	Description	Box	Area (10 ¹² m ²)	EXP(GLA) (PgC yr ^{−1})	Δ EXP (PgC yr ^{−1}) (%)
NATL	North Atlantic	30°N–60°N; 70°W–10°W	13.89	0.61	−0.27 (−44)
MAU	Mauritanian Coast	15°N–35°N; 20°W–0°W	1.460	0.045	−0.026 (−58)
BEN	Benguela Coast	30°S–0°S; 5°E–15°E	2.629	0.14	−0.092 (−66)
IND	Northern Indian	10°S–30°N; 45°E–100°E	17.56	0.38	−0.18 (−47)
EEP	Eastern Equatorial Pacific	5°S–5°N; 130°W–80°W	6.676	0.31	0.0064 (+2)
NZL	South of New Zealand	70°S–55°S; 150°E–170°W	3.051	0.083	0.0053 (+6.4)
SEP	South East Pacific	65°S–40°S; 170°W–90°W	8.656	0.22	−0.037 (−17)
GLO	Global Ocean	–	341.5	9.3	−1.5 (−16)

b) as suggested by Anderson et al. (2009). Silica export positive anomalies in the NZL region (Fig 3) confirm this last finding. In the model, enhanced simulated wind stress intensifying the upwelling and retreat of Austral winter sea ice poleward (Fig. 5d) both reduce the insulation effect and increase the momentum flux between the atmosphere and the ocean, which induces a deepening of the mixed layer. The retreat of sea ice is itself linked to increased SST (see-saw effect, Fig. 1a).

In the SEP area, EXP decrease by 17 % in the model (Table 2), in contrast to the NZL region. Our model simulates increasing Austral winter sea ice that isolates the surface waters from the atmosphere in this area. This “barrier effect” of sea ice means that winds cannot deepen the winter mixed layer enough to introduce nutrients in the upper ocean, which would be available for consumption by phytoplankton in spring. Moreover, greater sea ice also reduces the spring-time light availability. Both these processes (reduced winter mixing and less springtime irradiance) induce a decrease in EXP in this area. As far as we know, no paleo-productivity proxy with millennial-scale resolution has been published in this area, so we cannot compare our results with any reconstructions. Nonetheless, we found one sediment core (E11-2 in Mashiotto et al., 1999) displaying SST reconstructions for the last deglaciation and HE1. This core shows that SST increases from the LGM to the Holocene in this region, so in particular during HE1. From our model results, we would have expected a decrease of SST during HE1 in this area, to explain the simulated increased sea-ice extent. Some global climate models also find this SST anomaly in the SEP, but others do not (Kageyama et al., 2010; Merkel et al., 2010; Otto-Bliesner and Brady, 2010; Kageyama et al., 2009), thus this pattern could be model dependent. We need further high resolution data to discriminate between model results and better understand the main processes involved in this area.

Overall, our model matches the increased EXP noted in the sediment cores in the Southern Ocean, but we highlight a

large degree of spatial variability in the response of EXP to different patterns of winter mixing and sea ice.

3.2.3 East Equatorial Pacific

In the East Equatorial Pacific (EEP), 5 cores studies (3 with a significant trend) are available at the same location (they appear as one red point in Fig. 2) and show an increased EXP. In this area, the model indicates a 2 % increase in EXP (Table 2), which is the result of greater equatorial upwelling due to stronger trade winds (see Fig. 1c). This mechanism increases the nutrient availability in this area and agree with concomitant decreased reconstructed SST and increased organic carbon content in sediment (Kienast et al., 2006). Although the model simulates an increase in EXP (Fig. 6d), it shows a simultaneous decrease in the export of silicate (Fig. 6c), a biomarker for diatoms, which might appear counter-intuitive. However, laboratory data has shown that when diatoms are iron limited, they adapt to this new environment consuming more silicate relative to C and N (Hutchins and Bruland, 1998; Takeda, 1998) thereby allowing the export of Si and C to become decoupled; this process is included in our model. In the context of HES, the exact opposite happens, with diatoms experiencing greater iron availability, which decreases their relative silicic acid uptake and decreases the Si/C ratio for diatoms (Fig. 6b). This process drives a decrease in the export of silicate (see also Fig. 3, EEP region), even if EXP increases. This process has already been pointed out by Pichevin et al. (2009) at ODP Site 1240 (see Table 1) for glacial/interglacial time-scales and our simulations reveal that it seems to be a critical process on sub-millennial time-scales as well (see Fig. 6). The EEP is in fact a high-nutrient, low-chlorophyll (HLNC) region, which is iron-limited, so variation in the input of iron can induce high variations in EXP. As for the origin of iron, Leduc et al. (2007) showed that during HES, the southward shift of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) can induce drier air

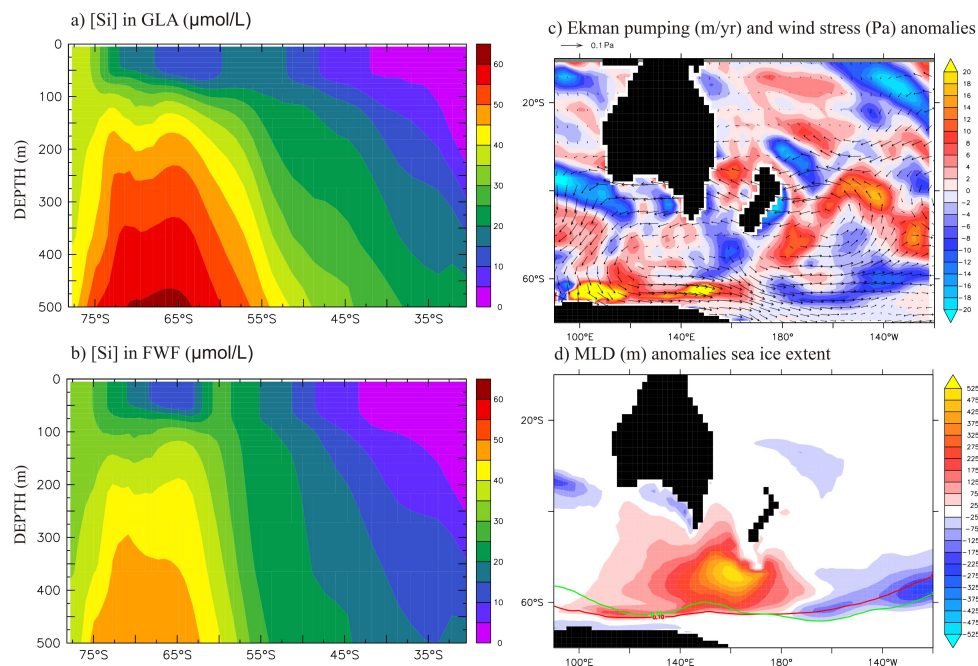


Fig. 5. Silicic acid concentration (in $\mu\text{mol l}^{-1}$) for (a) GLA and (b) FWF runs (transect averaged longitudinally over NZL area (see longitudes details in Table 2); (c) Ekman pumping (shaded area, in m yr^{-1}) and wind stress (vectors, in Pa) anomalies; (d) mixed layer depth (shaded area, in m) and sea-ice extent (each contour represents the isoline of 10 % of sea-ice cover, respectively in green for the GLA run and in red for the FWF run). All the fields plotted here are averaged on months August and September for the simulated years 350–399.

that conveys more airborne iron. In our model, the airborne iron flux is kept constant at glacial levels between the two simulations, so we cannot capture this effect. Nevertheless, the model simulates greater iron supply to EEP surface waters due to enhanced vertical supply. The subsurface ocean is clearly to be considered as a potential source for iron during HEs in this region. Even if the simulated increase (2 %) in EXP is fairly small, it is encouraging that our model reproduces the trend of EXP recorded in proxies, as well as capturing the decoupling between the export of carbon and silica noted in the geologic record in EEP.

3.2.4 Coastal regions

Coastal regions are not the best areas to test our model results as the model cannot capture specific coastal processes because of its coarse resolution. These areas are nevertheless regions where most data are available because of an important sedimentation rate, which allows a high-resolution analysis, so we endeavour to examine them. Our assumption is that the main signature found in coastal area is related to large-scale changes.

Four proxy-based studies are available on the Mauritanian coast (MAU); they all find increased EXP in response

to HEs linked to an enhanced upwelling (Penaud et al., 2010; Holzwarth et al., 2010; Zarriess and Mackensen, 2010; Romero et al., 2008). However, in contrast to these records, our runs simulate a 58 % decrease in EXP (Table 2). We do observe an enhanced upwelling in our simulations (see positive Ekman pumping anomalies in Fig. 1c) but it is completely offset by the overall thinning of the mixed layer (Fig. 1b) induced by the freshwater forcing in North Atlantic. It is plausible that our idealised freshwater forcing might be too strong compared to real HEs or that the zone of freshwater input does not exactly correspond to the region where icebergs melt.

On the Benguela coast (BEN), EXP decreases both in data (GeoB1706-2, GeoB1711-4, GeoB3606-1) and in the model (by 66 %, Table 2). In the mean glacial state, there is an important upwelling in this area that decreases significantly during our HE experiment. Therefore, most of nutrient enriched sub-surface waters do not reach the euphotic layer, which reduces EXP by increasing nutrient limitation.

In the Indian Ocean (IND), more precisely in the Arabian Sea, the model simulates decreased EXP (by 47 %, Table 2), in good agreement with high resolution data (Ivanochko et al., 2005; Higginson et al., 2004; Altabet et al., 2002; Schulte and Müller, 2001). In this region, EXP is primarily

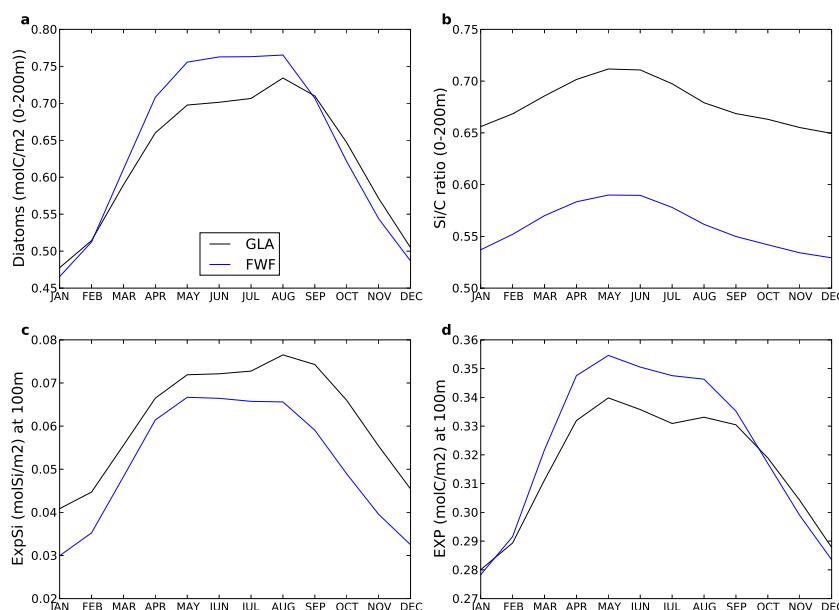


Fig. 6. Average on the EEP area (simulated years 350–399) of (a) diatom concentration (in molC m^{-2} averaged on the first 200 m of the water column), (b) Si/C ratio (also averaged on the first 200 m of the water column), (c) silica export (ExpSi) at 100 m (in molSi m^{-2}) and (d) export production (EXP) at 100 m (in molC m^{-2}).

controlled by upwellings, themselves induced by monsoon Westerlies (Bassiot et al., 2011). Kageyama et al. (2009) found a weaker monsoon in the Heinrich-like event simulation we use. This weaker monsoon thus induces weaker upwellings and then decreased EXP.

Overall, despite the potential problems in comparing global model results to coastal sediment cores, our model succeeds in reproducing the observed trends in the BEN and IND regions. We suppose that the mismatch in the MAU region could be due to the highly idealised way in which we simulate HEs.

3.3 Global analysis

When globally integrated, EXP decreases by 16 %, or 1.5 Pg (Table 2 and Fig. 7b) by the end of the simulations, in response to a HE. EXP strongly depends on nutrients concentrations in the illuminated waters, and the nutrient availability itself is highly dependent on nutrient supply through ocean ventilation and mixing. The constant freshwater flux that we use to approximate a HE induces a decrease of the thermohaline circulation (shown by a reduction in the strength of the AMOC by 87 % (or 13 Sv), see Fig. 7a) associated to a strong ocean stratification in the North Atlantic. This leads to a reduced upwelling of deep water (as already shown in Schmitner, 2005) and a decrease in the ventilation of the subsurface ocean, which induce a decrease of nutrient supply (cf. the de-

crease of almost 13 % of global nitrate concentration at the surface in Fig. 7c). This explains the global decrease in EXP. We note that whereas the AMOC stabilises at around 2 Sv by the end of our simulation, EXP continues to decrease linearly over the entire 400 yr period.

As explained in the experimental design section, we have chosen to compare our modeled EXP to available marine productivity data, making the hypothesis that PP and EXP are varying in the same direction. However, Taucher and Oschlies (2011) recently showed that it is not always the case in response to climate variability. When the temperature increases, metabolic effects cause an increase in both PP and remineralisation of organic matter by bacteria. Greater remineralisation can reduce EXP, but may also yield positive feedback on PP via the subsequent increase in available renewed nutrients due to greater heterotrophy. In order to investigate if PP and EXP respond similarly in our experiment, we plot the ratio of the comparative change in these two quantities in Fig. 8. For the areas we focused on here (Fig. 2) PP and EXP vary in the same direction, thus our modeled EXP is a correct “proxy” of PP in these areas. Alternatively, there are some regions where the model simulates opposite responses for PP and EXP. Most of these areas are located in the boundary between an increased and a decreased EXP so they may be due to horizontal advection effects. Other PP-EXP decoupled areas, like the ones south of New Zealand correspond to regions showing lower EXP, higher PP and

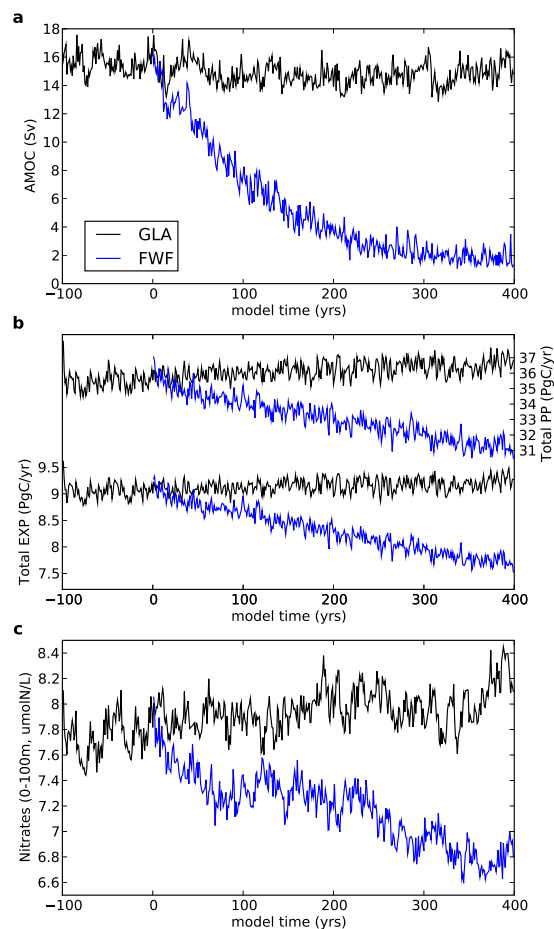


Fig. 7. (a) AMOC (Sverdrups, $1 \text{ Sverdrup} = 10^6 \text{ m}^{-3} \text{ s}^{-1}$), (b) globally averaged PP (primary productivity) and EXP (export production) (PgC yr^{-1}), (c) globally averaged nitrates concentration on the first 100 m ($\mu\text{mol l}^{-1}$) and for both simulations, GLA (black) and FWF (blue).

warmer temperatures (Fig. 8). Taucher and Oschlies (2011)'s hypothesis can thus partly explain the differences observed between PP and EXP (the parameterization of PP and remineralisation is indeed dependent on temperature in PISCES).

4 Discussion

4.1 Comparison with other model studies

Other model studies have examined the response of EXP to freshwater forcing with models of intermediate complexity (Menviel et al., 2008; Schmittner, 2005) or atmosphere-ocean general circulation models (Obata, 2007). The freshen-

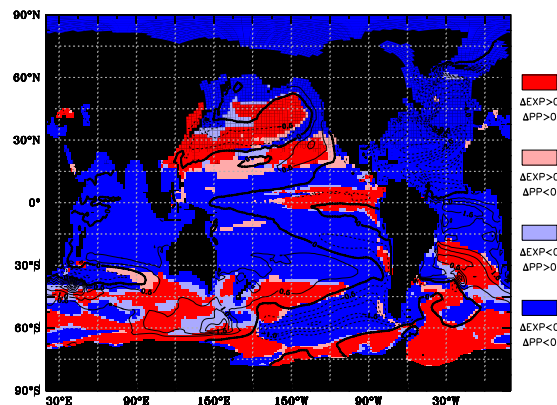


Fig. 8. Comparative change in PP (primary productivity) and EXP (export production) (with $\Delta X = \frac{X(\text{FWF}) - X(\text{GLA})}{X(\text{GLA})}$, X averaged on simulated years 350–399) (filled field) and sea surface temperature anomaly (isolines each 0.5 degrees Celsius) for the simulated years 350–399.

ing scenarios applied were different from those employed in this study, so we cannot compare the results quantitatively, as explained by Bouttes et al. (2012) who discuss how different hosing scenarios modulate Heinrich events and their impact on the ocean carbon cycle. We can however qualitatively examine the patterns in the EXP response between models.

In general, the reduced EXP in NATL and BEN are consistent between the models suggesting that these are robust responses to freshwater fluxes input in the North Atlantic. However, there are regions where the models have a different response to hosing. We will focus on EEP, NZL, MAU and IND. These are regions where EXP is mainly controlled by upwelling. As coarse-resolution climate models usually have difficulties to simulate upwellings correctly, we first check that upwellings are well represented in the modern version of each model before drawing any conclusion on glacial centennial-scale changes in these regions. The IPSL-CM4 model represents all these upwellings (Bassiot et al., 2011; Steinacher et al., 2010; Lenton et al., 2009; Schneider et al., 2008) though it tends to underestimate their intensity both in terms of upwelled water flux and surface productivity. The LOVECLIM model represents the EEP and NZL upwellings but not the MAU and IND ones (see Menviel et al., 2008, Figs. 5 and 6). The UVic model represents the EEP, NZL and IND upwellings, but not the MAU one (see Schmittner, 2005, Fig. 2). The MRI model represents all the upwellings (see Obata and Kitamura, 2003, Fig. 3a). We need also to point out that while Menviel et al. (2008)'s, Obata (2007)'s and our simulations are performed with interactive winds, Schmittner (2005)'s simulations use prescribed modern winds, so his simulations cannot capture wind-driven changes in upwellings.

In EEP and most of the Southern Ocean, we find an increased EXP which is in contrast to the three previous model studies. Note however that when forced by changes in insolation and CO₂ for HE1, LOVECLIM also simulates an increase in EXP for the Southern Ocean (Menviel et al., 2011). For both regions, we attribute this difference to the wind-driven increased upwelling. We explain the difference with Schmittner (2005)'s study by his non representation of winds changes. For Menviel et al. (2008)'s and Obata (2007)'s studies that do represent these upwelling areas in modern times and computes wind changes, we need to find other explanations. We hypothesise that the discrepancies between Menviel et al. (2008)'s model and ours are probably due to two factors. On one hand, our model has an increased atmospheric resolution, so we hypothesise it captures better the wind changes in upwelling areas. On the other hand, our model has a parameterization of Si/C as a function of temperature and iron availability that is not implemented in LOVECLIM and we have shown in the results section that this parameterization was key to simulate the EEP region changes. For the discrepancies between Obata (2007)'s model and ours, the explanation is different. The MRI-CGCM2 model has a comparable resolution to the IPSL-CM4 one, so the discrepancies cannot come from a problem of low resolution winds representation. In Obata (2007)'s Heinrich-like simulation, the sea-ice cover increases in the Southern Ocean, which should induce a shallower mixed layer and also a decreased upwelling. This can explain why the MRI-CGCM2 model simulates a decreased EXP in this area. For the EEP region, the MRI-CGCM2 model does not have either the parameterization of Si/C implemented in the PISCES model, so the model is not able to simulate an increase in EXP. Nonetheless, the EEP region is fairly narrow in our simulations and is bounded to the north and south by negative EXP anomalies, so we would need further marine records to document this area and draw robust conclusions.

In IND, our study finds a decrease in EXP due to a weaker upwelling as do Schmittner (2005) and Obata (2007), whereas Menviel et al. (2008) simulate an increase in EXP. As Schmittner (2005)'s simulations use prescribed preindustrial winds, the decrease in upwelling seen in his simulations is thermohaline-driven. As explained above, the modern simulations of LOVECLIM do not represent the upwelling in this area, so it cannot obviously simulate changes of upwelling regimes.

In MAU, the decreased EXP we simulate is at odds with both data and previous model studies, which present an increased EXP due to an enhanced upwelling. We need to explain why our model, supposed to be able to capture changes in wind-driven upwellings, is not able to capture the signal of increased productivity seen in data. We make the hypothesis that it is due to the location of our hosing. The hosing is applied between 40° N and 90° N in our experiment, which is south enough to make the freshwater being advected through the subtropical gyre directly to the Maurita-

nian coast. On the contrary, in the other studies, the hosing is applied more northward (between 50° N and 65° N for Menviel et al. (2008), between 50° N and 70° N for Obata (2007) and between 45° N and 65° N for Schmittner (2005)), which makes the freshwater flow northward through the North Atlantic Current. Hence, the surface waters are considerably mixed through the subpolar gyre before they arrive on the Mauritanian coast. We do have an increase of upward vertical velocities in the upper ocean of this region (see positive Ekman pumping in the Mauritanian coast in Fig. 1c), but this increased upwelling is completely balanced by the freshwater lid that does not allow the nutrients to spread out from the subsurface waters. In addition, the modern simulations previously performed with our model (Steinacher et al., 2010) display a really weak upwelling in this area compared to data, so this underestimation of vertical velocities can explain why it cannot balance the lid effect. Nonetheless, the other studies simulate an increase in productivity in MAU. This is understandable for Obata (2007) because the MRI-CGCM2 model represents the Mauritanian upwelling and the simulations have interactive winds. As seen before, the two other studies do not represent properly the Mauritanian upwelling in preindustrial settings. The greater EXP obtained in Menviel et al. (2008) off the Mauritanian coast might be due to a greater upwelling and/or an increase in nutrient content in the source water. Indeed, the stratification generated in the North Atlantic by the freshwater input leads to a subsurface positive nutrient anomaly, which is advected to lower latitudes. In Schmittner (2005), as the surface winds are constant, the EXP increase in MAU is mainly due to a greater thermohaline driven upwelling and/or a greater nutrient content in the source water. To summarise, in MAU, according to data, there was an enhanced upwelling during HEs inducing increased EXP, but our model cannot reproduce it because of (1) a too weak intensity of the upwelling in modern times and (2) a freshwater forcing too close to the upwelling area.

In conclusion, the differences between model results come mostly from atmospheric resolution and biogeochemical parameterization differences but also from the different locations of freshwater forcing and the way the models advect them from the area of freshening. Overall, except for the Mauritanian coast, our study correctly simulates the response of EXP to HEs, and points out the importance of the Si/C ratio parameterization in marine biogeochemical models.

4.2 What do these results tell us for 21st century projections?

We do not yet have any certainty on the sign of the global evolution of marine PP with global warming (Taucher and Oschlies, 2011). Investigating the response of marine biogeochemical models to HEs could be of use in examining the predicted impact of climate change on marine biogeochemistry. Valdes (2011) recently pointed out that the coupled climate models might be too stable to simulate

abrupt centennial-scale changes like the actual global warming and that they need to be tested on past abrupt climate changes. This study shows that the model IPSL-CM4 including PISCES is able to represent the main features of EXP response to a HE, except for the Mauritanian region which needs to be further investigated. With the sediment data currently available, we are not able to test if the model answers quantitatively well. We need further more attempts of PP or EXP calibration from different biomarkers as it has been done by Salgueiro et al. (2010), Voelker et al. (2009) or Beaufort et al. (1997) to have a more direct comparison with our model outputs. Nonetheless, the model can simulate an EXP response to HEs qualitatively consistent with available data, and more importantly with a fast time response in certain regions, like in the Atlantic Ocean which responds strongly within a hundred years (see Fig. 9). Even with an AMOC decreasing on slower timescales (≈ 250 yr), PISCES model forced by IPSL-CM4 output seems to be able to simulate transient climate changes on centennial scales. This is encouraging as it has been used for climate projections. The problem with the Mauritanian upwelling system needs though to be fixed in the future for more reliable projections, as this upwelling system is very important for future food (e.g. fish) supply. Finally, we need to point out that while our model simulates a global decrease of PP by 16 % with HEs, we still do not have any global constraint to validate this result. New isotopic methods using for instance the triple isotopes (Landais et al., 2007) or the Dole effect (Landais et al., 2010) should be used to investigate this result. Simulating HEs could be a benchmark for coupled climate carbon cycle models to test their ability to simulate abrupt transient climate changes, and our compilation of paleoproductivity proxies could be compared to the results of the models.

Studying the response of EXP to HEs can also give insights of mechanisms that may affect EXP under global warming. The radiative effect of increased CO_2 and subsequent warming on marine biology has already been tested. Steinacher et al. (2010) performed a model inter-comparison between four coupled climate-carbon cycle models for future climate. Significant regional differences between the models in the response of EXP to climate change appear but there are shared patterns like a decrease of EXP in NATL and an increase in the Southern Ocean. Global warming is also accompanied by a melting of the Greenland ice sheet, which is not taken into account in most of the actual coupled models. Our study could represent an analogue to this future Greenland melting, which is implemented in the study of Steinacher et al. (2010) only for one model (IPSL-CM4) out of four models. Of course our study starts with a glacial climate background so this could induce differences in the intensity of the response of the system compared to the same freshwater forcing with an interglacial climate background, so we need to be careful when comparing our HEs simulations with global warming freshwater forcing projections. Nonetheless, we can point out some significant trends, like a

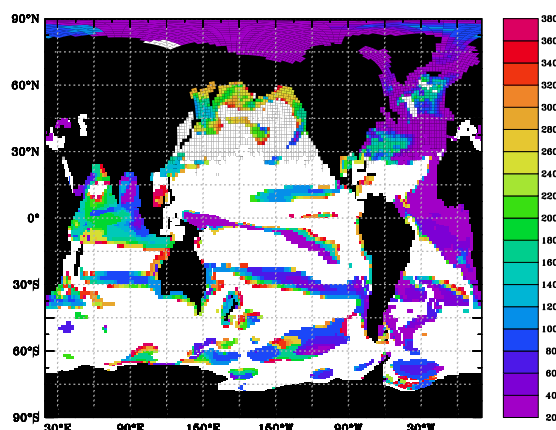


Fig. 9. FWF–GLA time response (in years) of EXP (export production): defined as the time after which half of the final signal (averaged on the simulated years 350–399) in EXP has been reached. We only considered regions where the final anomaly of EXP was more than $1 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ in absolute value: the white areas in the ocean do not have such an important anomaly in the end.

decrease of EXP in the North Atlantic, a region that is already projected to undergo a decrease of EXP due to global warming. This result is in agreement with the fact that the IPSL model in Steinacher et al. (2010) study was already simulating a more important decrease in this region. Hence, actual projections may underestimate the decrease of EXP in this region. Swartz et al. (2010) have shown that actual increased fishing induces a higher percentage of required PP to sustain global fish populations, with a special increase in North Atlantic Ocean. Projections including a freshwater forcing may be of use to help constraining EXP response in the future, especially for the areas of actual intense fishing that could be strongly affected in the coming decades.

5 Conclusions

This study first aimed at evaluating the response of a marine biogeochemistry model (PISCES) to centennial-scale events in glacial times, using marine cores for comparison. Despite the fact that we used full glacial boundary conditions rather than more realistic MIS3 conditions, the model results regarding the response of marine biology to Heinrich events are most of the time qualitatively consistent with paleo-data, which is encouraging for its ability to simulate future climate impacts on primary productivity and especially abrupt centennial-scale changes. The data compilation for paleoproductivity we gathered and used to test our model results can be used as a tool to evaluate other coupled biogeochemical-climate model responses to Heinrich events and their ability to simulate a centennial-scale climate change. Our work

also highlights the importance of the Si/C ratio parameterization in models as a key mechanism to simulate certain regions ecosystem, here in the Eastern Equatorial Pacific. This study also points out the importance of multi-proxy analysis to interpret paleoproductivity in the sediments.

The second aim of this study was to use the model to more accurately understand the global and regional response of marine productivity to Heinrich events. We simulate a global decrease of primary productivity of 16 % following the freshwater forcing, with some regional differences. According to our data-model intercomparison, it is very likely that the North Atlantic Ocean, the southwestern coast of Africa and the Indian Ocean experienced a decrease in primary productivity, whereas the Southern Ocean and the Eastern Equatorial Pacific experienced an increase during Heinrich events. This study also gives us an insight of what could be the contribution of a melting of Greenland ice sheet in the coming century: an accentuated decrease of organic matter export in the North Atlantic Ocean.

Supplementary material related to this article is available online at: <http://www.clim-past.net/8/1581/2012/cp-8-1581-2012-supplement.pdf>.

Acknowledgements. We thank the French National Computing Center CEA/CCRT for the computer time provided. This is Past4Future contribution no. 34. The research leading to these results has received funding from the European Union's Seventh Framework programme (FP7/2007-2013) under grant agreement no. 243908, "Past4Future. Climate change – Learning from the past climate".

Edited by: T. Kiefer

References

- Altabet, M., Higginson, M., and Murray, D.: The effect of millennial-scale changes in Arabian Sea denitrification on atmospheric CO₂, *Nature*, 415, 159–162, doi:10.1038/415159a, 2002.
- Anderson, R., Ali, S., Bradtmiller, L., Nielsen, S., Fleisher, M., Anderson, B., and Burckle, L.: Wind-driven upwelling in the Southern Ocean and the deglacial rise in atmospheric CO₂, *Science*, 323, 1443–1448, doi:10.1126/science.1167441, 2009.
- Arellano-Torres, E., Pichevin, L., and Ganeshram, R.: High-resolution opal records from the eastern tropical Pacific provide evidence for silicic acid leakage from HNLC regions during glacial periods, *Quaternary Sci. Rev.*, 30, 1112–1121, doi:10.1016/j.quascirev.2011.02.002, 2011.
- Aumont, O. and Bopp, L.: Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies, *Global Biogeochem. Cy.*, 20, GB2017, doi:10.1029/2005GB002591, 2006.
- Bard, E., Rostek, F., Turon, J., and Gendreau, S.: Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical northeast Atlantic, *Science*, 289, 1321–1324, doi:10.1126/science.289.5483.1321, 2000.
- Barron, J. A., Bukry, D., Dean, W. E., Addison, J. A., and Finney, B.: Paleooceanography of the Gulf of Alaska during the past 15,000 years: Results from diatoms, silicoflagellates, and geochemistry, *Mar. Micropaleontol.*, 72, 176–195, doi:10.1016/j.marmicro.2009.04.006, 2009.
- Bassiot, F., Marzin, C., Braconnot, P., Marti, O., Mathien-Blard, E., Lombard, F., and Bopp, L.: Holocene evolution of summer winds and marine productivity in the tropical Indian Ocean in response to insolation forcing: data-model comparison, *Clim. Past*, 7, 485–520, doi:10.5194/cp-7-485-2011, 2011.
- Beaufort, L., Lancelot, Y., Camberlin, P., Cayre, O., Vincent, E., Bassiot, F., and Labeyrie, L.: Insolation cycles as a major control of equatorial Indian Ocean primary production, *Science*, 278, 1451–1454, doi:10.1126/science.278.5342.1451, 1997.
- Bopp, L., Monfray, P., Aumont, O., Dufresne, J., Le Treut, H., Madec, G., Terray, L., and Orr, J.: Potential impact of climate change on marine export production, *Global Biogeochem. Cy.*, 15, 81–99, doi:10.1034/j.1600-0889.2003.042.x, 2001.
- Bopp, L., Kohfeld, K., Le Quere, C., and Aumont, O.: Dust impact on marine biota and atmospheric CO₂ during glacial periods, *Paleoceanography*, 18, 1046, doi:10.1029/2002PA000810, 2003.
- Bouttes, N., Paillard, D., and Roche, D.: Impact of brine-induced stratification on the glacial carbon cycle, *Clim. Past*, 6, 681–710, doi:10.5194/cp-6-681-2010, 2010.
- Bouttes, N., Roche, D. M., and Paillard, D.: Systematic study of the impact of fresh water fluxes on the glacial carbon cycle, *Clim. Past*, 8, 589–607, doi:10.5194/cp-8-589-2012, 2012.
- Bozbiyik, A., Steinacher, M., Joos, F., Stocker, T. F., and Menzies, L.: Fingerprints of changes in the terrestrial carbon cycle in response to large reorganizations in ocean circulation, *Clim. Past*, 7, 319–338, doi:10.5194/cp-7-319-2011, 2011.
- Broecker, W., Bond, G., Klas, M., Clark, E., and McManus, J.: Origin of the northern Atlantic's Heinrich events, *Clim. Dynam.*, 6, 265–273, doi:10.1007/BF00193540, 1992.
- Brunelle, B. G., Sigman, D. M., Jaccard, S. L., Keigwin, L. D., Plessen, B., Schettler, G., Cook, M. S., and Haug, G. H.: Glacial/interglacial changes in nutrient supply and stratification in the western subarctic North Pacific since the penultimate glacial maximum, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 2579–2590, doi:10.1016/j.quascirev.2010.03.010, 2010.
- Cacho, I., Grimalt, J., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F., Abel Flores, J., and Shackleton, N.: Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures, *Paleoceanography*, 14, 698–705, doi:10.1029/1999PA000044, 1999.
- Calvo, E., Pelejero, C., Pena, L., Cacho, I., and Logan, G.: Eastern Equatorial Pacific productivity and related-CO₂ changes since the last glacial period, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 108, 5537–5541, doi:10.1073/pnas.1009761108, 2011.
- Cartapanis, O., Tachikawa, K., and Bard, E.: Northeastern Pacific oxygen minimum zone variability over the past 70 kyr: Impact of biological production and oceanic ventilation, *Paleoceanography*, 26, PA4208, doi:10.1029/2011PA002126, 2011.
- Dannenmann, S., Linsley, B., Oppo, D., Rosenthal, Y., and Beaufort, L.: East Asian monsoon forcing of suborbital variability in the Sulu Sea during Marine Isotope Stage 3: Link to Northern Hemisphere climate, *Geochim. Geophys. Geosy.*, 4, 1001, doi:10.1029/2002GC000390, 2003.
- Dean, W. E.: Sediment geochemical records of productivity and oxygen depletion along the margin of western North America

- during the past 60,000 years: teleconnections with Greenland Ice and the Cariaco Basin, *Quaternary Sci. Rev.*, 26, 98–114, doi:10.1016/j.quascirev.2006.08.006, 2007.
- Dubois, N., Kienast, M., Kienast, S., Normandeau, C., Calvert, S. E., Herbert, T. D., and Mix, A.: Millennial-scale variations in hydrography and biogeochemistry in the Eastern Equatorial Pacific over the last 100 kyr, *Quaternary Sci. Rev.*, 30, 210–223, doi:10.1016/j.quascirev.2010.10.012, 2011.
- Flückiger, J., Blunier, T., Stauffer, B., Chappellaz, J., Spahni, R., Kawamura, K., Schwander, J., Stocker, T., and Dahl-Jensen, D.: N₂O and CH₄ variations during the last glacial epoch: Insight into global processes, *Global Biogeochem. Cy.*, 18, GB1020, doi:10.1029/2003GB002122, 2004.
- Galbraith, E., Jaccard, S., Pedersen, T., Sigman, D., Haug, G., Cook, M., Southon, J., and Francois, R.: Carbon dioxide release from the North Pacific abyss during the last deglaciation, *Nature*, 449, 890–893, doi:10.1038/nature06227, 2007.
- Ganopolski, A. and Rahmstorf, S.: Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model, *Nature*, 409, 153–158, doi:10.1038/35051500, 2001.
- Gebhardt, H., Samthein, M., Grootes, P., Kiefer, T., Kuehn, H., Schmieder, F., and Röhl, U.: Paleonutrient and productivity records from the subarctic North Pacific for Pleistocene glacial terminations I to V, *Paleoceanography*, 23, PA4212, doi:10.1029/2007PA001513, 2008.
- Gil, I., Keigwin, L., and Abrantes, F.: Deglacial diatom productivity and surface ocean properties over the Bermuda Rise, northeast Sargasso Sea, *Paleoceanography*, 24, PA4101, doi:10.1029/2008PA001729, 2009.
- Heinrich, H.: Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 Years, *Quaternary Res.*, 29, 142–152, doi:10.1016/0033-5894(88)90057-9, 1988.
- Henson, S. A., Sarmiento, J. L., Dunne, J. P., Bopp, L., Lima, I., Doney, S. C., John, J., and Beaulieu, C.: Detection of anthropogenic climate change in satellite records of ocean chlorophyll and productivity, *Biogeosciences*, 7, 621–640, doi:10.5194/bg-7-621-2010, 2010.
- Higginson, M., Maxwell, J., and Altabet, M.: Nitrogen isotope and chlorin paleoproductivity records from the Northern South China Sea: remote vs. local forcing of millennial- and orbital-scale variability, *Mar. Geol.*, 201, 223–250, doi:10.1016/S0025-3227(03)00218-4, 2003.
- Higginson, M., Altabet, M., Wincze, L., Herbert, T., and Murray, D.: A solar (irradiance) trigger for millennial-scale abrupt changes in the southwest monsoon?, *Paleoceanography*, 19, PA3015, doi:10.1029/2004PA001031, 2004.
- Holzwarth, U., Meggers, H., Esper, O., Kuhlmann, H., Freudenthal, T., Hensen, C., and Zonneveld, K.: NW African climate variations during the last 47,000 years: Evidence from organic-walled dinoflagellate cysts, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 291, 443–455, doi:10.1016/j.palaeo.2010.03.013, 2010.
- Hughen, K., Overpeck, J., Peterson, L., and Trumbore, S.: Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation, *Nature*, 380, 51–54, doi:10.1038/380051a0, 1996.
- Hutchins, D. and Bruland, K.: Iron-limited diatom growth and Si:N uptake ratios in a coastal upwelling regime, *Nature*, 393, 561–564, doi:10.1038/31203, 1998.
- Ivanochko, T., Ganeshram, R., Brummer, G., Ganssen, G., Jung, S., Moreton, S., and Kroon, D.: Variations in tropical convection as an amplifier of global climate change at the millennial scale, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 235, 302–314, doi:10.1016/j.epsl.2005.04.002, 2005.
- Jennerjahn, T., Ittekkot, V., Arz, H., Behling, H., Patzold, J., and Wefer, G.: Asynchronous terrestrial and marine signals of climate change during Heinrich events, *Science*, 306, 2236–2239, doi:10.1126/science.1102490, 2004.
- Kageyama, M., Mignot, J., Swingedouw, D., Marzin, C., Alkama, R., and Marti, O.: Glacial climate sensitivity to different states of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: results from the IPSL model, *Clim. Past*, 5, 551–570, doi:10.5194/cp-5-551-2009, 2009.
- Kageyama, M., Paul, A., Roche, D., and Van Meerbeeck, C.: Modelling glacial climatic millennial-scale variability related to changes in the Atlantic meridional overturning circulation: a review, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 2931–2956, doi:10.1016/j.quascirev.2010.05.029, 2010.
- Kageyama, M., Braconnot, P., Bopp, L., Mariotti, V., Roy, T., Woillez, M.-N., Caubel, A., Foujols, M.-A., Guilyardi, E., Khodri, M., Lloyd, J., Lombard, F., and Marti, O.: Mid-Holocene and Last Glacial Maximum climate simulations with the IPSL model. Part II: model-data comparisons, *Clim. Dynam.*, in press, 2012.
- Kiefer, T.: Produktivität und Temperaturen im subtropischen Nordatlantik: zyklische und abrupte Veränderungen im späten Quartär, *Berichte-Reports, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Christian-Albrechts-Universität, Kiel*, 90, 127 pp., 1998.
- Kienast, M., Kienast, S., Calvert, S., Eglinton, T., Mollenhauer, G., François, R., and Mix, A.: Eastern Pacific cooling and Atlantic overturning circulation during the last deglaciation, *Nature*, 443, 846–849, doi:10.1038/nature05222, 2006.
- Kienast, S., Calvert, S., and Pedersen, T.: Nitrogen isotope and productivity variations along the northeast Pacific margin over the last 120 kyr: Surface and subsurface paleoceanography, *Paleoceanography*, 17, 1055, doi:10.1029/2001PA000650, 2002.
- Kohfeld, K., Le Quere, C., Harrison, S., and Anderson, R.: Role of marine biology in glacial-interglacial CO₂ cycles, *Science*, 308, 74–78, doi:10.1126/science.1105375, 2005.
- Landais, A., Lathiere, J., Barkan, E., and Luz, B.: Reconsidering the change in global biosphere productivity between the Last Glacial Maximum and present day from the triple oxygen isotopic composition of air trapped in ice cores, *Global Biogeochem. Cy.*, 21, GB1025, doi:10.1029/2006GB002739, 2007.
- Landais, A., Dreyfus, G., Capron, E., Masson-Delmotte, V., Sanchez-Goni, M., Desprat, S., Hoffmann, G., Jouzel, J., Leuenberger, M., and Johnsen, S.: What drives the millennial and orbital variations of $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$?, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 235–246, doi:10.1016/j.quascirev.2009.07.005, 2010.
- Leduc, G., Vidal, L., Tachikawa, K., Rostek, F., Sonzogni, C., Beaufort, L., and Bard, E.: Moisture transport across Central America as a positive feedback on abrupt climatic changes, *Nature*, 445, 908–911, doi:10.1038/nature05578, 2007.
- Lenton, A., Codron, F., Bopp, L., Metzl, N., Cadule, P., Tagliabue, A., and Le Sommer, J.: Stratospheric ozone depletion reduces ocean carbon uptake and enhances ocean acidification, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L12606, doi:10.1029/2009GL038227, 2009.

V. Mariotti et al.: Marine productivity response to Heinrich events

1597

- Lin, H., Lai, C., Ting, H., Wang, L., Sarthein, M., and Hung, J.: Late Pleistocene nutrients and sea surface productivity in the South China Sea: A record of teleconnections with Northern Hemisphere events, *Mar. Geol.*, 156, 197–210, doi:10.1016/S0025-3227(98)00179-0, 1999.
- Mahowald, N. M., Yoshioka, M., Collins, W. D., Conley, A. J., Fillmore, D. W., and Coleman, D. B.: Climate response and radiative forcing from mineral aerosols during the last glacial maximum, pre-industrial, current and doubled-carbon dioxide climates, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L20705, doi:10.1029/2006GL026126, 2006.
- Marti, O., Braconnot, P., Dufresne, J., Bellier, J., Benshila, R., Bony, S., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., Codron, F., de Noblet, N., Denvil, S., Fairhead, L., Fichet, T., Foujols, M.-A., Friedlingstein, P., Goosse, H., Grandpeix, J.-Y., Guilyardi, E., Hourin, F., Idelkadi, A., Kageyama, M., Krinner, G., Levy, C., Madec, G., Mignot, J., Swingedouw, D., and Talandier, C.: Key features of the IPSL ocean atmosphere model and its sensitivity to atmospheric resolution, *Clim. Dynam.*, 34, 1–26, doi:10.1007/s00382-009-0640-6, 2010.
- Martinez, P. and Robinson, R. S.: Increase in water column denitrification during the last deglaciation: the influence of oxygen demand in the eastern equatorial Pacific, *Biogeosciences*, 7, 1–9, doi:10.5194/bg-7-1-2010, 2010.
- Mashiotta, T., Lea, D., and Spero, H.: Glacial-interglacial changes in Subantarctic sea surface temperature and $\delta^{18}\text{O}$ -water using foraminiferal Mg, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 170, 417–432, doi:10.1016/S0012-821X(99)00116-8, 1999.
- Matsumoto, K., Sarmiento, J., and Brzezinski, M.: Silicic acid leakage from the Southern Ocean: A possible explanation for glacial atmospheric $p\text{CO}_2$, *Global Biogeochem. Cy.*, 16, 1031, doi:10.1029/2001GB001442, 2002.
- McManus, J., Francois, R., Gherardi, J., Keigwin, L., and Brown-Leger, S.: Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes, *Nature*, 428, 834–837, doi:10.1038/nature02494, 2004.
- Menviel, L., Timmermann, A., Mouchet, A., and Timm, O.: Meridional reorganizations of marine and terrestrial productivity during Heinrich events, *Paleoceanography*, 23, PA1203, doi:10.1029/2007PA001445, 2008.
- Menviel, L., Timmermann, A., Timm, O. E., and Mouchet, A.: Deconstructing the Last Glacial termination: the role of millennial and orbital-scale forcings, *Quaternary Sci. Rev.*, 30, 1155–1172, doi:10.1016/j.quascirev.2011.02.005, 2011.
- Merkel, U., Prange, M., and Schulz, M.: ENSO variability and teleconnections during glacial climates, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 86–100, doi:10.1016/j.quascirev.2009.11.006, 2010.
- Mohtadi, M. and Hebbeln, D.: Mechanisms and variations of the paleoproductivity off northern Chile (24 degrees S–33 degrees S) during the last 40,000 years, *Paleoceanography*, 19, PA2023, doi:10.1029/2004PA001003, 2004.
- Monnin, E., Indermuhle, A., Dallenbach, A., Fluckiger, J., Stauffer, B., Stocker, T., Raynaud, D., and Barnola, J.: Atmospheric CO_2 concentrations over the last glacial termination, *Science*, 291, 112–114, doi:10.1126/science.291.5501.112, 2001.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J., and Sanchez-Vidal, A.: Millennial-scale variability in the productivity signal from the Alboran Sea record, Western Mediterranean Sea, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 211, 205–219, doi:10.1016/j.palaeo.2004.05.007, 2004.
- Nave, S., Labeyrie, L., Gherardi, J., Caillon, N., Cortijo, E., Kissel, C., and Abrantes, F.: Primary productivity response to Heinrich events in the North Atlantic Ocean and Norwegian Sea, *Paleoceanography*, 22, PA3216, doi:10.1029/2006PA001335, 2007.
- Obata, A.: Climate-carbon cycle model response to freshwater discharge into the North Atlantic, *J. Climate*, 20, 5962–5976, doi:10.1175/2007JCLI1808.1, 2007.
- Obata, A. and Kitamura, Y.: Interannual variability of the sea-air exchange of CO_2 from 1961 to 1998 simulated with a global ocean circulation-biogeochemistry model, *J. Geophys. Res.*, 108, 3337, doi:10.1029/2001JC001088, 2003.
- Oka, A., Abe-Ouchi, A., Chikamoto, M., and Ide, T.: Mechanisms controlling export production at the LGM: Effects of changes in oceanic physical fields and atmospheric dust deposition, *Global Biogeochem. Cy.*, 25, GB2009, doi:10.1029/2009GB003628, 2011.
- Ortiz, J., O'Connell, S., DelViscio, J., Dean, W., Carriquiry, J., Marchitto, T., Zheng, Y., and Van Geen, A.: Enhanced marine productivity off western North America during warm climate intervals of the past 52 ky, *Geology*, 32, 521–524, doi:10.1130/G20234.1, 2004.
- Otto-Bliesner, B. and Brady, E.: The sensitivity of the climate response to the magnitude and location of freshwater forcing: last glacial maximum experiments, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 56–73, doi:10.1016/j.quascirev.2009.07.004, 2010.
- Pailler, D. and Bard, E.: High frequency palaeoceanographic changes during the past 140 000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian Margin, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 181, 431–452, doi:10.1016/S0031-0182(01)00444-8, 2002.
- Pauly, D. and Christensen, V.: Primary production required to sustain global fisheries, *Nature*, 374, 255–257, doi:10.1038/374255a0, 1995.
- Penaud, A., Eynaud, F., Turon, J., Blamart, D., Rossignol, L., Marret, F., Lopez-Martinez, C., Grimalt, J., Malaizé, B., and Charlier, K.: Contrasting paleoceanographic conditions off Morocco during Heinrich events (1 and 2) and the Last Glacial Maximum, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 1923–1939, doi:10.1016/j.quascirev.2010.04.011, 2010.
- Pichevin, L. E., Reynolds, B., Ganeshram, R., Cacho, I., Pena, L., Keefe, K., and Ellam, R.: Enhanced carbon pump inferred from relaxation of nutrient limitation in the glacial ocean, *Nature*, 459, 1114–1117, doi:10.1038/nature08101, 2009.
- Pichevin, L. E., Ganeshram, R. S., Francavilla, S., Arellano-Torres, E., Pedersen, T. F., and Beaufort, L.: Interhemispheric leakage of isotopically heavy nitrate in the eastern tropical Pacific during the last glacial period, *Paleoceanography*, 25, PA1204, doi:10.1029/2009PA001754, 2010.
- Radi, T. and de Vernal, A.: Dinocysts as proxy of primary productivity in mid-high latitudes of the Northern Hemisphere, *Mar. Micropaleontol.*, 68, 84–114, doi:10.1016/j.marmicro.2008.01.012, 2008.
- Rasmussen, T., Thomsen, E., Troelstra, S., Kuijpers, A., and Prins, M.: Millennial-scale glacial variability versus Holocene stability: changes in planktic and benthic foraminifera faunas and ocean circulation in the North Atlantic during the last 60 000 years, *Mar. Micropaleontol.*, 47, 143–176, doi:10.1016/S0377-8398(02)00115-9, 2002.

- Romero, O. E.: Changes in style and intensity of production in the Southeastern Atlantic over the last 70,000 yr, *Mar. Micropaleontol.*, 74, 15–28, doi:10.1016/j.marmicro.2009.11.001, 2010.
- Romero, O. E., Kim, J. H., and Hebbeln, D.: Paleoproductivity evolution off central Chile from the Last Glacial Maximum to the Early Holocene, *Quaternary Res.*, 65, 519–525, doi:10.1016/j.yqres.2005.07.003, 2006.
- Romero, O. E., Kim, J. H., and Donner, B.: Submillennial-to-millennial variability of diatom production off Mauritania, NW Africa, during the last glacial cycle, *Paleoceanography*, 23, PA3218, doi:10.1029/2008PA001601, 2008.
- Romero, O. E., Leduc, G., Vidal, L., and Fischer, G.: Millennial variability and long-term changes of the diatom production in the eastern equatorial Pacific during the last glacial cycle, *Paleoceanography*, 26, PA2212, doi:10.1029/2010PA002099, 2011.
- Saavedra-Pellitero, M., Flores, J. A., Lamy, F., Sierro, F. J., and Cortina, A.: Coccolithophore estimates of paleotemperature and paleoproductivity changes in the southeast Pacific over the past similar to 27 kyr, *Paleoceanography*, 26, PA1201, doi:10.1029/2009PA001824, 2011.
- Sachs, J. and Anderson, R.: Increased productivity in the subantarctic ocean during Heinrich events, *Nature*, 434, 1118–1121, doi:10.1038/nature03544, 2005.
- Salgueiro, E., Voelker, A., De Abreu, L., Abrantes, F., Meggers, H., and Wefer, G.: Temperature and productivity changes off the western Iberian margin during the last 150 ky, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 680–695, doi:10.1016/j.quascirev.2009.11.013, 2010.
- Sanchez Goñi, M. F. and Harrison, S.: Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 2823–2827, doi:10.1016/j.quascirev.2009.11.014, 2010.
- Schmittner, A.: Decline of the marine ecosystem caused by a reduction in the Atlantic overturning circulation, *Nature*, 434, 628–633, doi:10.1038/nature03476, 2005.
- Schmittner, A. and Galbraith, E. D.: Glacial greenhouse-gas fluctuations controlled by ocean circulation changes, *Nature*, 456, 373–376, doi:10.1038/nature07531, 2008.
- Schmittner, A., Oschlies, A., Matthews, H., and Galbraith, E.: Future changes in climate, ocean circulation, ecosystems, and biogeochemical cycling simulated for a business-as-usual CO₂ emission scenario until year 4000 AD, *Global Biogeochem. Cy.*, 22, GB1013, doi:10.1029/2007GB002953, 2008.
- Schneider, B., Bopp, L., Gehlen, M., Segsneider, J., Froelicher, T. L., Cadule, P., Friedlingstein, P., Doney, S. C., Behrenfeld, M. J., and Joos, F.: Climate-induced interannual variability of marine primary and export production in three global coupled climate carbon cycle models, *Biogeosciences*, 5, 597–614, doi:10.5194/bg-5-597-2008, 2008.
- Schulte, S. and Müller, P.: Variations of sea surface temperature and primary productivity during Heinrich and Dansgaard-Oeschger events in the northeastern Arabian Sea, *Geo-Mar. Lett.*, 21, 168–175, doi:10.1007/s003670100080, 2001.
- Steinacher, M., Joos, F., Frölicher, T. L., Bopp, L., Cadule, P., Cocco, V., Doney, S. C., Gehlen, M., Lindsay, K., Moore, J. K., Schneider, B., and Segsneider, J.: Projected 21st century decrease in marine productivity: a multi-model analysis, *Biogeosciences*, 7, 979–1005, doi:10.5194/bg-7-979-2010, 2010.
- Stocker, T. F. and Schilt, A.: PALAEOCLIMATE Greenhouse-gas fingerprints, *Nature*, 456, 331–333, doi:10.1038/456331a, 2008.
- Swartz, W., Sala, E., Tracey, S., Watson, R., and Pauly, D.: The spatial expansion and ecological footprint of fisheries (1950 to present), *PLoS One*, 5, e15143, doi:10.1371/journal.pone.0015143, 2010.
- Swingedouw, D., Bopp, L., Matras, A., and Braconnot, P.: Effect of land-ice melting and associated changes in the AMOC results in little overall impact on oceanic CO₂ uptake, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L23706, doi:10.1029/2007GL031990, 2007.
- Swingedouw, D., Mignot, J., Braconnot, P., Mosquet, E., Kageyama, M., and Alkama, R.: Impact of freshwater release in the North Atlantic under different climate conditions in an OAGCM, *J. Climate*, 22, 6377–6403, doi:10.1175/2009JCLI3028.1, 2009.
- Tagliabue, A., Bopp, L., Roche, D., Bouttes, N., Dutay, J., Alkama, R., Kageyama, M., Michel, E., and Paillard, D.: Quantifying the roles of ocean circulation and biogeochemistry in governing ocean carbon-13 and atmospheric carbon dioxide at the last glacial maximum, *Clim. Past*, 5, 1463–1491, doi:10.5194/cp-5-695-2009, 2009.
- Takeda, S.: Influence of iron availability on nutrient consumption ratio of diatoms in oceanic waters, *Nature*, 393, 774–777, doi:10.1038/31674, 1998.
- Taucher, J. and Oschlies, A.: Can we predict the direction of marine primary production change under global warming?, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L02603, doi:10.1029/2010GL045934, 2011.
- Thomas, E., Booth, L., Maslin, M., and Shackleton, N.: Northeastern Atlantic benthic foraminifera during the last 45,000 years: changes in productivity seen from the bottom up, *Paleoceanography*, 10, 545–562, doi:10.1029/94PA03056, 1995.
- Toggweiler, J., Russell, J., and Carson, S.: Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages, *Paleoceanography*, 21, PA2005, doi:10.1029/2005PA001154, 2006.
- Valdes, P.: Built for stability, *Nat. Geosci.*, 4, 414–416, doi:10.1038/ngeo1200, 2011.
- Van Meerbeeck, C. J., Renssen, H., and Roche, D. M.: How did Marine Isotope Stage 3 and Last Glacial Maximum climates differ? – Perspectives from equilibrium simulations, *Clim. Past*, 5, 33–51, doi:10.5194/cp-5-33-2009, 2009.
- Vink, A., Rühlemann, C., Zonneveld, K., Mulitza, S., Hüls, M., and Willems, H.: Shifts in the position of the North Equatorial Current and rapid productivity changes in the western Tropical Atlantic during the last glacial, *Paleoceanography*, 16, 479–490, doi:10.1029/2000PA000582, 2001.
- Voelker, A.: Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database, *Quaternary Sci. Rev.*, 21, 1185–1212, doi:10.1016/S0277-3791(01)00139-1, 2002.
- Voelker, A., de Abreu, L., Schönfeld, J., Erlenkeuser, H., and Abrantes, F.: Hydrographic conditions along the western Iberian margin during marine isotope stage 2, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q12U08, doi:10.1029/2009GC002605, 2009.
- Weinelt, M., Rosell-Melé, A., Pflaum, U., Sarnthein, M., and Kiefer, T.: Zur Rolle der Produktivität im Nordostatlantik bei abrupten Klimaänderungen in den letzten 80 000 Jahren, *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften ZDGG*, 154, 47–66, 2003.
- Zarriess, M. and Mackensen, A.: The tropical rainbelt and productivity changes off northwest Africa: A 31,000-year high-resolution record, *Mar. Micropaleontol.*, 76, 76–91, doi:10.1016/j.marmicro.2010.06.001, 2010.

2.2.2 Etude des variations du CO₂

Dans la partie précédente, j'ai montré que le modèle PISCES simulait une diminution de la productivité en réponse à un événement de Heinrich. Il est dès lors légitime de se demander si cette diminution de la productivité a entraîné une augmentation du CO₂ comme l'ont suggéré Schmittner and Galbraith (2008).

Dans les simulations, le CO₂ n'est pas directement accessible. En effet, dans PISCES, le CO₂ est fixé à sa valeur glaciaire de 190 ppm. Pour avoir néanmoins une estimation des variations du CO₂ en réponse aux variations du carbone dans l'océan, on considère le flux de CO₂ de l'atmosphère vers l'océan FCO₂ (Fig. 2.5). On s'aperçoit alors que lorsqu'on ajoute un flux d'eau douce, FCO₂ augmente, ce qui signifie que davantage de carbone est transféré de l'atmosphère vers l'océan. En effet, quand on prend l'intégrale sur 400 ans de la différence de flux de CO₂ entre les deux simulations, on constate que l'océan pompe ~82 GtC. En vérité, l'océan pompe moins de 82 GtC car le CO₂ atmosphérique devrait diminuer en parallèle, ce qui n'est pas le cas puisque le CO₂ est fixé à 190 ppm. Après correction de la fraction de carbone qui est effectivement échangée entre l'atmosphère et l'océan (on considère qu'il s'agit ici de 30% des 82 GtC d'après Archer et al. (2009)), le pompage de carbone par l'océan correspond à environ 12 ppm en moins dans l'atmosphère (à comparer à l'augmentation de 20 ppm dans l'atmosphère mesurée dans les carottes de glace). Malgré la diminution globale de la productivité marine qui favorise le dégazage de CO₂ de l'océan vers l'atmosphère, plus de carbone est donc transféré de l'atmosphère vers l'océan en réponse au flux d'eau douce. Ce résultat va donc à l'encontre de l'hypothèse proposée par Schmittner and Galbraith (2008) et suggère que dans les simulations GLA et FWF, l'effet de la pompe biologique est compensé par d'autres effets prépondérants qui induisent un pompage de carbone par l'océan.

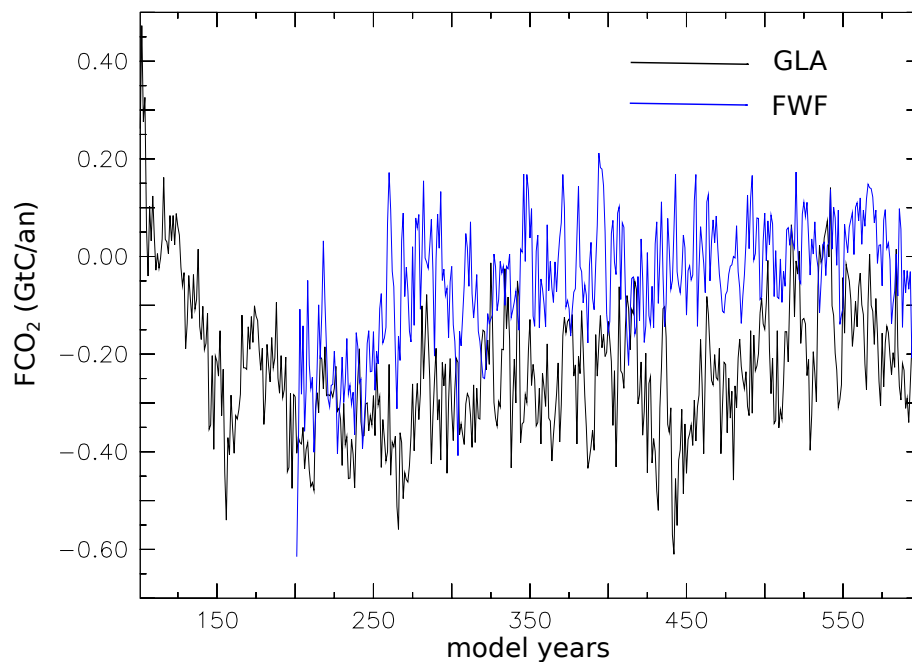


FIGURE 2.5 – Flux de CO₂ air-mer (en GtC/an) pour les simulations GLA (en noir) et FWF (en bleu). Une valeur négative signifie que l'océan perd du carbone au profit de l'atmosphère.

Pour comprendre ce qui induit ce pompage du CO_2 par l'océan, on peut regarder quelle est la distribution régionale de $\Delta p\text{CO}_2$. La distribution de $\Delta p\text{CO}_2$ est difficile à interpréter telle quelle, d'où l'idée de décomposer l'anomalie de $\Delta p\text{CO}_2$ en fonction des différents paramètres – carbone inorganique dissous, alcalinité, température et salinité de surface – qui induisent ses variations (Fig. 2.6). Pour calculer la contribution de chaque paramètre, j'ai calculé à chaque fois l'anomalie $\Delta p\text{CO}_2$ en ne faisant varier qu'un paramètre à la fois. Quand on regarde la carte 2.6b), on constate que l'océan pompe du CO_2 en Atlantique Nord à environ 60°N et dans le Pacifique Sud Est vers 60°S . Par ailleurs, l'océan dégage principalement dans le prolongement de l'upwelling de Mauritanie et dans l'Océan Austral aux longitudes 120°E – 180°E et 50°W – 10°W . En analysant les différentes contributions de l'anomalie de $\Delta p\text{CO}_2$, on retrouve bien les effets dynamiques d'un flux d'eau douce imposé en Atlantique Nord :

- diminution de la salinité en Atlantique Nord (Fig. 2.6f), ce qui induit une augmentation de la solubilité de CO_2 : $\searrow \text{CO}_2$
- balance bipolaire en température – refroidissement de l'Atlantique Nord et réchauffement de l'Atlantique Sud – qui induit une augmentation de la solubilité en Atlantique Nord (Fig. 2.6e) : $\searrow \text{CO}_2$

Les contributions de la température et de la salinité de surface expliquent une partie du pompage de CO_2 en Atlantique Nord. Pour le reste, il faut regarder les contributions des variables biogéochimiques du carbone inorganique dissous et de l'alcalinité. Les cartes des contributions de carbone inorganique dissous et d'alcalinité (Fig. 2.6c et d) présentent la même distribution mais avec des signes opposés, ceci s'explique par leur rôle opposé sur les variations de $\Delta p\text{CO}_2$ (cf. section 1.1.1.). La distribution observée sur ces cartes est essentiellement liée au degré de ventilation de l'océan. L'Océan Atlantique Nord est plus stratifié dans la simulation FWF par rapport à la simulation GLA en raison de l'ajout du flux d'eau douce. Les eaux de subsurface, riches en carbone inorganique dissous et en alcalinité, communiquent plus difficilement avec les eaux de surface, ce qui induit une diminution du carbone inorganique dissous (et donc $\searrow \text{CO}_2$) et de l'alcalinité (et donc $\nearrow \text{CO}_2$). Les deux effets se compensent plus ou moins. Dans le prolongement de l'upwelling de Mauritanie, c'est l'effet de l'alcalinité qui l'emporte. La distribution de $\Delta p\text{CO}_2$ de l'Océan Austral est expliquée également par le degré de ventilation des eaux de surface. Dans les zones d'augmentation de $\Delta p\text{CO}_2$, il y a en fait une augmentation de l'upwelling (processus que nous avons étudié dans notre article sur la productivité marine dans *Climate of the Past*) qui ramène des eaux riches en carbone inorganique dissous à la surface. Enfin, la structure de pompage de CO_2 dans le Pacifique Sud-Est est liée à une couverture de glace de mer stable qui s'installe dans la simulation FWF, et qui diminue l'upwelling, et donc l'apport d'eaux profondes riches en carbone inorganique dissous à la surface.

2.3 Discussion

Dans la section précédente, on a vu que l'océan pompe 82 GtC en réponse au scénario de flux d'eau douce. La même expérience a été réalisée en forçant le modèle de biosphère terrestre dynamique ORCHIDEE avec les mêmes simulations du modèle IPSL-CM4 (Woillez et al., 2013), et le résultat obtenu est un dégazage de la biosphère terrestre de 60 GtC vers l'atmosphère. On pourrait conclure ici en disant que c'est la biosphère terrestre qui est à l'origine des 20 ppm d'augmentation du CO_2 observés dans les don-

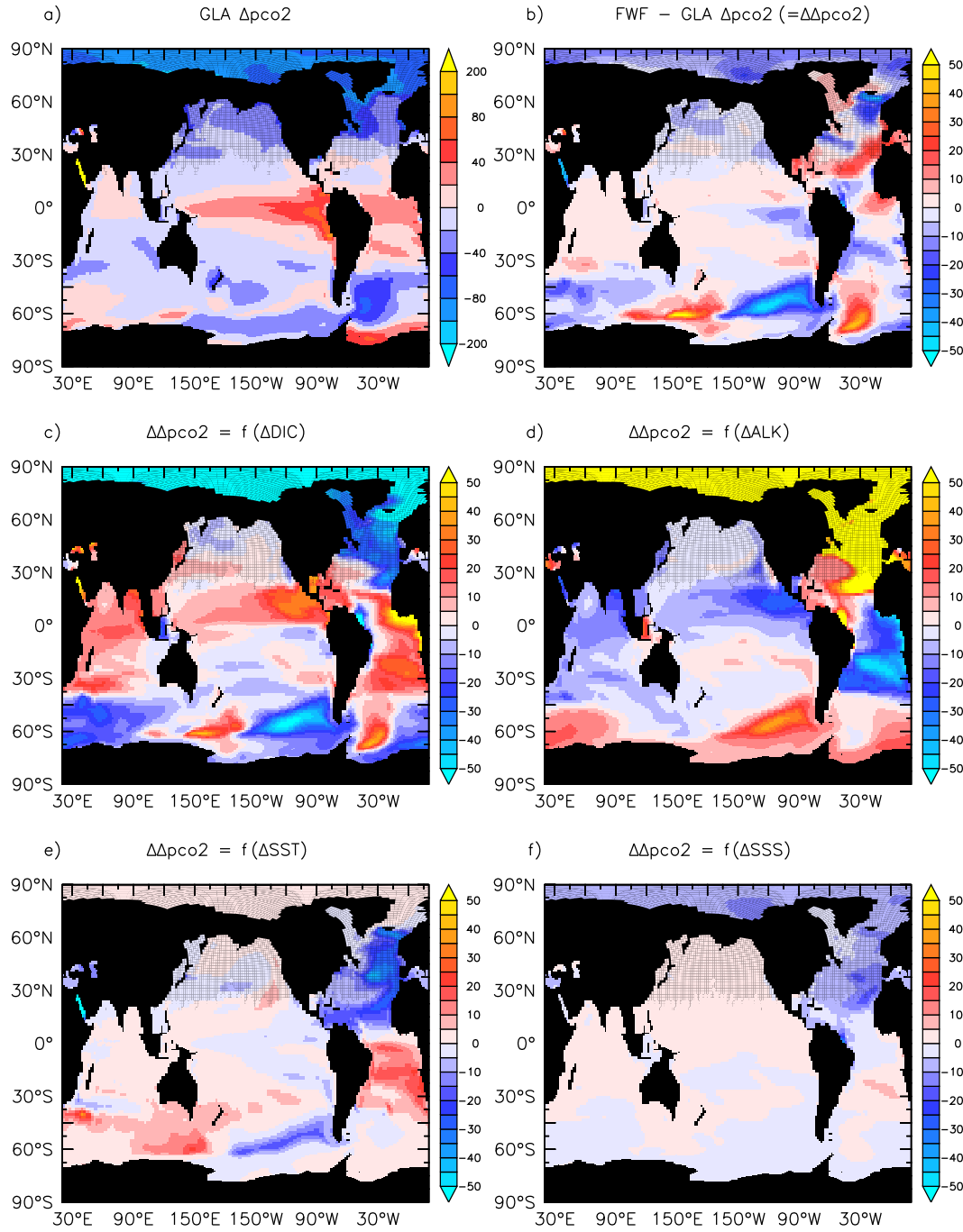


FIGURE 2.6 – Variations du Δp_{CO_2} entre les simulations FWF et GLA lorsqu'on fait varier différents paramètres. a) Δp_{CO_2} de la simulation GLA, b) anomalie (FWF-GLA) de Δp_{CO_2} et ses différents facteurs de variation : c) en fonction du carbone inorganique dissous (DIC), d) en fonction de l'alcalinité (ALK), e) en fonction de la température de surface de l'océan (SST) et f) en fonction de la salinité de surface de l'océan (SSS).

nées. On voit cependant que l'océan a un rôle non négligeable lors de ces événements : si ORCHIDEE et PISCES avaient été couplés de manière interactive au modèle IPSL-CM4, le bilan de la réponse conjuguée des réservoirs de carbone terrestre et marin aurait sans doute entraîné une diminution du CO_2 dans l'atmosphère. Comment expliquer ce désaccord entre CO_2 simulé et CO_2 mesuré ?

Le modèle répond à un scénario de flux d'eau douce censé représenter l'effet d'un événement de Heinrich. Or il existe une incertitude sur l'amplitude, la durée et la localisation de ce scénario. Bouttes et al. (2012b) ont montré qu'un même modèle couplé climat-carbone réagissait différemment selon les scénarios de flux d'eau douce appliqués. Dans la section 2.2.1, j'ai montré que la localisation du flux d'eau douce semblait trop au sud dans l'Atlantique Nord, ce qui entraînait une diminution de la productivité marine simulée au niveau de l'upwelling de Mauritanie alors que plusieurs données (Romero et al., 2008; Penaud et al., 2010; Holzwarth et al., 2010; Zarriess and Mackensen, 2010) et études de modélisation (Schmittner, 2005; Menviel et al., 2008b) indiquent une augmentation de la productivité marine en réponse à un événement de Heinrich. Peut-être faut-il même aller un cran plus loin dans la remise en cause du scénario de flux d'eau douce comme représentation des événements de Heinrich. Le lien de cause à effet entre débâcle d'icebergs et diminution de la circulation thermohaline a été en effet questionné. Alvarez-Solas et al. (2010) ont ainsi proposé que c'était en fait le réchauffement de subsurface induit par la réduction de la circulation thermohaline (Mignot et al., 2007; Kageyama et al., 2010) qui entraînait la débâcle d'icebergs via une déstabilisation des plates-formes de glace flottante qui prolongent la calotte Laurentide. Mais le mécanisme initiateur de cette diminution de la circulation thermohaline n'est pas connu. C'est peut-être ce mécanisme initiateur qui entraîne les variations de CO_2 et non le flux d'eau douce lui-même. Dans le chapitre 4, je propose un mécanisme alternatif au flux d'eau douce dans l'Atlantique Nord pour générer une diminution brutale de la circulation thermohaline.

Si on suppose toutefois que le scénario de flux d'eau douce est vraisemblable, la réponse physique de l'atmosphère est peut-être, elle, en cause. En effet, la réponse de l'Océan Austral au scénario de flux d'eau douce avec le modèle IPSL-CM4 est différente de celle d'autres modèles utilisés dans les mêmes conditions (Kageyama et al., 2013b). Le modèle IPSL-CM4 simule une couverture de glace de mer pérenne dans le Pacifique Sud-Est, ce qui n'est pas le cas pour les modèles CCSM, MIROC ou COSMOS par exemple. Cette structure de glace de mer est liée à une téléconnection atmosphérique en lien avec l'Océan Atlantique tropical (Buiron et al., 2012). Sans cette structure, le carbone océanique pourrait être dégazé vers l'atmosphère comme c'est le cas au sud de la Nouvelle-Zélande par exemple. Des données sédimentaires haute résolution sont nécessaires dans cette zone pour vérifier si cette structure était réellement en place pendant les événements de Heinrich.

L'hypothèse qui paraît cependant la plus vraisemblable pour expliquer le transfert de carbone de l'atmosphère vers l'océan en réponse au flux d'eau douce est que la distribution du carbone océanique dans la simulation GLA n'est pas représentative du carbone océanique glaciaire. Pour tester cette hypothèse, il faudrait comparer une coupe verticale du $\delta^{13}\text{C}$ de l'Océan Atlantique aux données glaciaires de $\delta^{13}\text{C}$ de Curry and Oppo (2005), mais la simulation n'inclut pas le $\delta^{13}\text{C}$, donc je n'ai pu le vérifier à ce stade. Bouttes et al. (2012b) ont montré que l'état initial du climat et de la distribution de carbone océanique avaient une influence sur la réponse du cycle du carbone à un flux d'eau douce en At-

lantique Nord. Dans leurs simulations, seules celles avec un carbone océanique glaciaire – obtenu grâce au mécanisme de la plongée de la saumure – obtiennent une augmentation immédiate du CO_2 . Les simulations GLA et FWF n’incluent pas le mécanisme de plongée de la saumure, ce qui pourrait expliquer la réponse en CO_2 obtenue. En effet, avec le mécanisme de plongée de la saumure, l’océan contient plus de carbone qu’à l’actuel, il devient donc plus facile de dégazer du carbone d’un réservoir – l’océan – qui en contient davantage.

Schmittner and Galbraith (2008) ont proposé que l’augmentation de CO_2 enregistrée pendant les événement de Heinrich était due à une diminution de la pompe biologique marine. J’ai montré ici, que la productivité marine diminuait globalement, ce qui indiquerait une diminution de la pompe biologique, mais que cela n’entraînait pas d’augmentation du CO_2 , l’effet de la productivité marine étant compensé par des effets dynamiques de solubilité et de stratification de l’océan (notamment en Atlantique Nord et dans le Pacifique Sud-Est). Dans leurs simulations, la diminution de la pompe biologique est en fait contrôlée par des modifications de la circulation océanique, avec une diminution de la plongée des eaux en Atlantique Nord et une augmentation de la ventilation dans l’Océan Austral. L’efficacité de la pompe biologique est évaluée par le biais du ratio des nutriments préformés⁴ sur les nutriments totaux. Une augmentation de ce ratio indique une diminution de la pompe biologique. Les eaux de l’Océan Austral sont riches en nutriments préformés en raison de la limitation par le fer qui diminue la proportion de nutriments consommés en surface, ce qui n’est pas le cas des eaux qui plongent en Atlantique Nord. La diminution de la pompe biologique est en fait le reflet d’une augmentation de la stratification en Atlantique Nord et surtout d’une augmentation de la ventilation de l’Océan Austral. La simulation FWF représente bien la stratification en Atlantique Nord, mais la ventilation de l’Océan Austral est peut-être sous-estimée, notamment dans le Pacifique Sud-Est. Ceci expliquerait pourquoi, malgré une diminution de la productivité marine, la simulation FWF ne génère pas d’augmentation de CO_2 . Cependant, on ne peut pas dresser de conclusions trop hâtives car l’augmentation de CO_2 dans les simulations de Schmittner and Galbraith (2008) comme dans les miennes est liée à un équilibre entre pompe biologique et pompe de solubilité. Dans le cas de la simulation FWF, la pompe de solubilité l’emporte, alors que dans le cas de Schmittner and Galbraith (2008), c’est la pompe biologique qui l’emporte. Or, les simulations de Schmittner and Galbraith (2008) sont réalisées avec un climat plus froid de seulement 3°C – à comparer aux $4\text{--}7^\circ\text{C}$ estimés pour le LGM (Jansen et al., 2007) –, alors que la simulation GLA est réalisée avec un climat plus froid de $4,2^\circ\text{C}$ en température de surface moyenne annuelle. Il se peut donc que Schmittner and Galbraith (2008) sous-estiment l’effet de la pompe de solubilité par rapport à la pompe biologique. Par ailleurs, leur modèle n’inclut pas le mécanisme de fertilisation par le fer, il se peut donc que les auteurs surestiment la diminution de la pompe biologique par rapport aux simulations GLA et FWF qui incluent la fertilisation par le fer.

En résumé, les simulations GLA et FWF représentent bien la réponse en surface du cycle du carbone à un événement de Heinrich, car la productivité marine simulée est en accord avec une majorité des reconstructions de productivité, mais elles ne sont pas en mesure de simuler la réponse du CO_2 probablement car (1) l’océan glaciaire simulé n’a pas suffisamment de carbone à dégazer vers l’atmosphère et (2) la ventilation de l’Océan Austral est sous-estimée pendant l’événement de Heinrich. Il apparaît donc nécessaire que

4. nutriments qui viennent directement de l’océan profond, par opposition aux nutriments qui sont le résultat d’une reminéralisation de la matière organique de la zone photique.

la distribution du carbone dans l'océan soit représentative de l'état glaciaire pour obtenir une augmentation de CO_2 pendant un événement de Heinrich. Cette augmentation de CO_2 serait liée à une augmentation de la ventilation des eaux dans l'Océan Austral, ce qui est en accord avec ce que proposent Skinner et al. (2010) et Burke and Robinson (2012) à partir de l'analyse des données de $\Delta^{14}\text{C}$ océanique.



Données sédimentaires utiles : compte tenu des résultats obtenus dans ce chapitre, il serait intéressant d'avoir une reconstruction de la température et/ou de la productivité dans le secteur du Pacifique Sud-Est, pour pouvoir déterminer quels sont les modèles qui simulent correctement la zone. Une seule carotte sédimentaire existe à ma connaissance : la carotte E11-2 (Mashiotta et al., 1999), mais la résolution temporelle n'est pas suffisante pour tirer une conclusion. Si le taux de sédimentation le permet, il serait peut-être intéressant de la rééchantillonner.

Bilan : J'ai modélisé les variations du cycle du carbone en réponse à un événement de Heinrich pour la première fois avec un modèle de circulation générale. J'ai obtenu une diminution globale de la productivité marine avec quelques variations régionales en accord avec les données sédimentaires (article ***Marine productivity response to Heinrich events : a model-data comparison*** dans la revue *Climate of the Past*). En revanche, malgré cette diminution globale de la productivité, le CO_2 simulé diminue en réponse au flux d'eau douce. Mon hypothèse pour expliquer ce désaccord est que l'état glaciaire du carbone est mal représenté car il manque un mécanisme majeur. Un mécanisme a été proposé pour représenter le cycle du carbone en climat glaciaire : le mécanisme de plongée de la saumure, qui a été validé pour le CO_2 et le $\delta^{13}\text{C}$, mais pas pour le $\Delta^{14}\text{C}$.



D'où l'idée de valider le mécanisme de plongée de la saumure avec les données de $\Delta^{14}\text{C}$ également.

Validation du mécanisme de plongée de la saumure avec les données de $\Delta^{14}\text{C}$ pour représenter le cycle du carbone au glaciaire

Objectif : vérifier que le mécanisme de plongée de la saumure, qui a été validé pour les données de CO_2 et de $\delta^{13}\text{C}$, est également cohérent avec les données de $\Delta^{14}\text{C}$ pour expliquer les variations glaciaire-interglaciaire du cycle du carbone.

☞ Pour cela, j’ai procédé en 2 étapes :

1. implémentation d’un nouveau code du ^{14}C qui tienne compte des variations de production cosmogénique dans le modèle CLIMBER-2,
2. réalisation d’une série de simulations du mécanisme de plongée de la saumure en climat glaciaire avec cette nouvelle version de CLIMBER-2.

3.1 Intégration d’un $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ variable dans le modèle CLIMBER-2

3.1.1 Intérêt du modèle couplé climat-carbone CLIMBER-2

Le modèle CLIMBER-2 (Petoukhov et al., 2000), qui signifie CLIMate-BiosphERe model, est un modèle de complexité intermédiaire qui simule le climat et le cycle du carbone (Fig. 3.1). On parle de modèle de complexité intermédiaire, par opposition à GCM (comme le modèle IPSL-CM4), car CLIMBER-2 a une représentation simplifiée des différents réservoirs de surface (atmosphère, océan et surface continentale) en termes de résolution spatiale et de processus – physiques, chimiques, biologiques – représentés. L’intérêt de ce modèle de complexité intermédiaire est que le temps de calcul est considérablement réduit. Le temps de calcul de 1000 ans de simulation est ainsi de l’ordre du mois avec le modèle IPSL-CM4, alors qu’il est de l’ordre de l’heure avec CLIMBER-2.

Le module d'atmosphère est un modèle statistique-dynamique à 2,5 dimensions (certaines variables dépendent de l'altitude, d'autres non). La résolution horizontale est de 51° en longitude et de 10° en latitude. Le module d'océan est également un modèle à 2,5 dimensions, il représente les trois bassins océaniques – Atlantique, Indien et Pacifique – moyennés sur la longitude (cf. Fig. 3.1). L'axe des latitudes est linéaire avec une résolution de $2,5^\circ$ (il n'y a pas de zoom sur les Tropiques comme dans le modèle IPSL-CM4 par exemple). Il y a 20 niveaux sur la profondeur, avec les 10 premiers niveaux dans les 900 premiers mètres de l'océan, pour bien représenter les échanges entre atmosphère et océan de surface. Le module de surface continentale échange de l'eau et de l'énergie avec l'atmosphère dans des proportions différentes suivant ses trois types de surfaces – sol nu, herbacées et arbres.

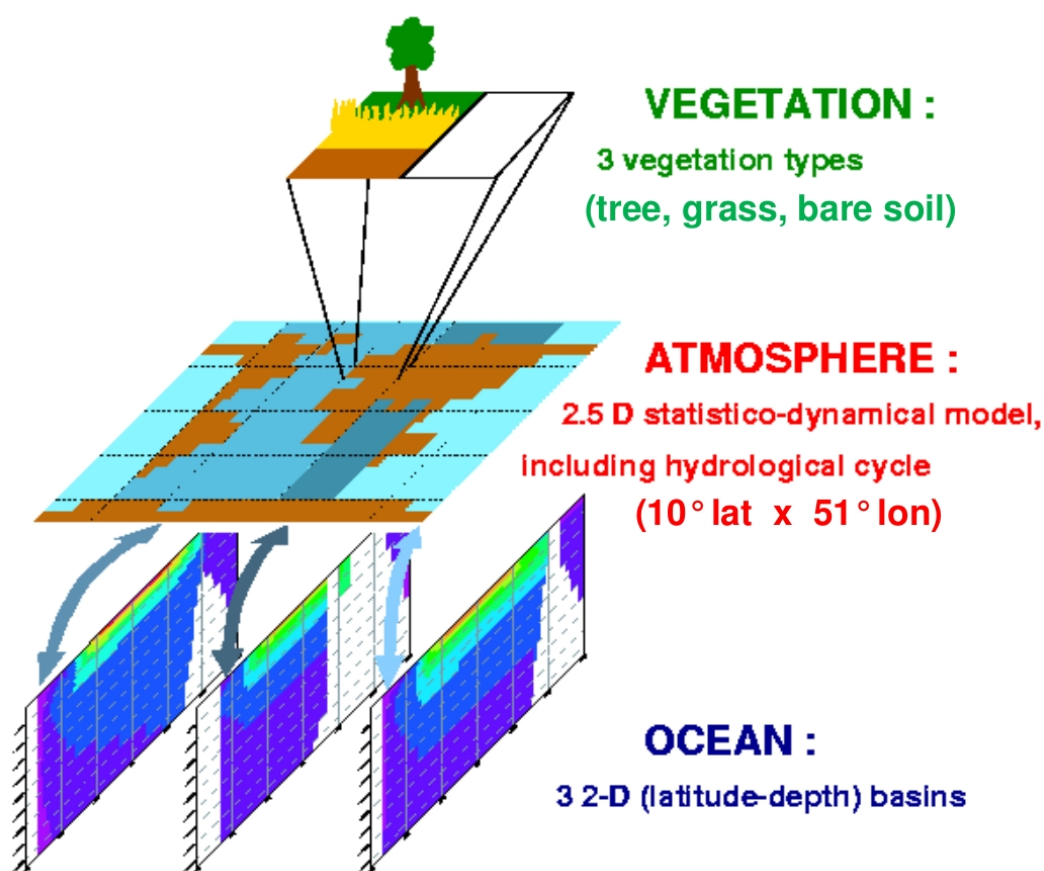


FIGURE 3.1 – Schéma du modèle CLIMBER-2 (Figure : Masa Kageyama).

CLIMBER-2 inclut le carbone dans chacun de ses modules. Dans le module de surfaces continentales, le carbone est inclus dans les herbacées et les arbres. Ces dernières sont chacune divisées en quatre réservoirs qui ont des temps de résidence du carbone croissants : les feuilles, les troncs/branches/racines, la litière et le sol profond. Le CO_2 est uniquement absorbé par les deux premiers réservoirs qui le transmettent à la litière et au sol profond, et le carbone est respiré et retourné à l'atmosphère par les quatre réservoirs. Dans le module d'océan, le carbone se trouve sous la forme de différents traceurs qui suivent l'équation d'advection/diffusion 2.1 : le carbone inorganique dissous, un phytoplancton générique, un zooplancton générique et du carbone organique dissous. Le carbone est aussi représenté sous forme particulaire – carbone organique et carbonate de calcium, mais ceux-ci ne sont

pas advectés/diffusés, ils chutent dans la colonne d'eau sous l'effet de la gravité, et sont reminéralisés le long de la colonne d'eau selon une courbe prescrite. Le modèle compte aussi des traceurs pour l'alcalinité, l'oxygène et le phosphate, qui est le seul nutriment explicitement advecté/diffusé (la concentration d'azote est diagnostiquée à partir de la concentration de phosphate et du rapport de Redfield (défini dans l'équation 1.9). Le module d'océan inclut également les isotopes ^{13}C et ^{14}C pour le carbone inorganique et organique dissous qui sont explicitement advectés/diffusés.

Le modèle CLIMBER-2 a été testé avec succès en conditions glaciaires (Ganopolski and Rahmstorf, 2001). Il présente surtout l'avantage d'avoir une paramétrisation de la plongée de la saumure, réalisée dans le cadre de la thèse de Nathaëlle Bouttes (Bouttes et al., 2010), et qui a également été testée avec succès pour reconstruire le CO_2 et le $\delta^{13}\text{C}$ glaciaires (Bouttes et al., 2011) comme on l'a vu dans la section 1.3.1.

3.1.2 Implémentation du nouveau code du ^{14}C

Pour vérifier si le mécanisme de plongée de la saumure est compatible avec les données de $\Delta^{14}\text{C}$ au glaciaire, il faut que le modèle utilisé ait un $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ qui puisse varier en fonction de la production cosmogénique, ce qui n'était pas le cas de CLIMBER-2 jusqu'à présent. On peut exprimer l'évolution des quantités de ^{14}C dans chaque réservoir (atmosphère, océan, biosphère continentale) avec le système d'équations 3.1 :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{dn_{14\text{atm}}}{dt} = -\lambda n_{14\text{atm}} + F_{\text{lnd} \rightarrow \text{atm}} + F_{\text{ocn} \rightarrow \text{atm}} + \text{Prod}C_{14} \\ \frac{dn_{14\text{ocn}}}{dt} = -\lambda n_{14\text{ocn}} - F_{\text{ocn} \rightarrow \text{atm}} - F_{\text{DIC} \rightarrow \text{bio}} - F_{\text{DIC} \rightarrow \text{sed}} \\ \frac{dn_{14\text{lnd}}}{dt} = -\lambda n_{14\text{lnd}} - F_{\text{lnd} \rightarrow \text{atm}} \end{array} \right. \quad (3.1)$$

où $n_{14\text{atm}}$, $n_{14\text{ocn}}$ et $n_{14\text{lnd}}$ sont les quantités de ^{14}C respectives de l'atmosphère, l'océan et la biosphère continentale. $F_{\text{ocn} \rightarrow \text{atm}}$ et $F_{\text{lnd} \rightarrow \text{atm}}$ représentent les flux respectifs de ^{14}C de l'océan vers l'atmosphère et de la biosphère continentale vers l'atmosphère. $F_{\text{DIC} \rightarrow \text{bio}}$ et $F_{\text{DIC} \rightarrow \text{sed}}$ représentent dans l'océan les flux de ^{14}C de la phase inorganique DIC qui vont respectivement dans la phase organique et dans le carbonate de calcium des tests d'organismes marins. $\text{Prod}C_{14}$ représente le terme de production cosmogénique et λ la constante radioactive, qui dans CLIMBER-2 vaut 1/8240 (à comparer à la valeur de référence récente, 1/8266 (Godwin, 1962) et à la valeur historique mesurée par F. Libby, 1/8033).

Lorsqu'on somme les équations du système 3.1, les flux $F_{\text{ocn} \rightarrow \text{atm}}$ et $F_{\text{lnd} \rightarrow \text{atm}}$ s'annulent et on obtient :

$$\frac{d \sum n_{14}}{dt} = -\lambda \sum n_{14} + \text{Prod}C_{14} - F_{\text{DIC} \rightarrow \text{bio}} - F_{\text{DIC} \rightarrow \text{sed}} \quad (3.2)$$

A l'équilibre, on obtient :

$$\sum n_{14} \xrightarrow{eq} \frac{ProdC_{14} - F_{DIC \rightarrow bio} - F_{DIC \rightarrow sed}}{\lambda} \quad (3.3)$$

Or, $F_{DIC \rightarrow bio} + F_{DIC \rightarrow sed} \ll ProdC_{14}$. Finalement, la quantité totale de ^{14}C dans le système {atmosphère, océan, biosphère continentale} tend vers une constante qui dépend seulement du terme de production cosmogénique $ProdC_{14}$ et de la constante radioactive λ : $\sum n_{14} \xrightarrow{eq} \frac{ProdC_{14}}{\lambda}$

Dans mon implémentation du nouveau code du ^{14}C dans CLIMBER-2, le terme de production cosmogénique peut être au choix une constante ou une série temporelle de valeurs construite de manière théorique ou lue à partir d'un fichier.

Le schéma 3.2 résume les changements que j'ai apportés au code de CLIMBER-2. En particulier, le ^{14}C est à présent variable dans l'atmosphère, il subit la décroissance radioactive comme les deux autres réservoirs et inclut les flux entrants de l'océan et de la biosphère continentale, ainsi que le terme de production cosmogénique.

Implémentation du ^{14}C dans CLIMBER-2

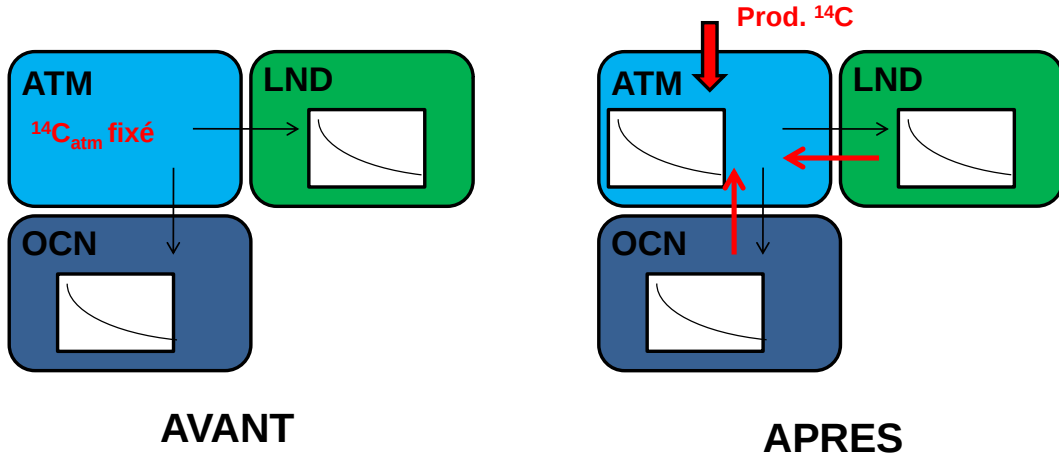


FIGURE 3.2 – Schéma récapitulatif du développement du ^{14}C dans CLIMBER-2.

3.1.3 Comparaison de nouveau code du ^{14}C avec les données actuelles et les autres modèles

Avant de pouvoir mener une étude au LGM, il faut s'assurer que la nouvelle version du code du ^{14}C dans CLIMBER-2 est en accord avec les observations actuelles de ^{14}C . J'ai donc réalisé une simulation en conditions préindustrielles, et j'ai ajusté le paramètre $ProdC_{14}$ de manière à obtenir $\Delta^{14}C_{atm} = 0\%$. D'après les mesures de Masarik and Beer (1999), $ProdC_{14} = 2.02 \text{ atomes } ^{14}C \text{ cm}^{-2}\text{s}^{-1}$ avec une incertitude de 10% actuellement. Dans la simulation préindustrielle, la valeur de $ProdC_{14}$ vaut 96% de la valeur mesurée par Masarik and Beer (1999), ce qui est dans la barre d'erreur des mesures.

Les données GLODAP (Key et al., 2004) donnent accès aux concentrations de ^{14}C dans l'océan. On distingue les valeurs de ^{14}C avant les essais nucléaires du XX^{ème} siècle (valeurs "pré-bombes") des valeurs après les essais nucléaires. J'ai donc comparé les valeurs océaniques de ^{14}C simulées aux données "pré-bombes" (Fig. 3.3). La simulation préindustrielle a été équilibrée pendant 20 000 ans, et les valeurs représentées sont celles de la dernière année de simulation.

Conformément à nos attentes, il n'y a pas de changement notable avec la précédente version du ^{14}C de CLIMBER-2 (Bouttes, 2010), puisque dans la version antérieure, le $^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ était fixé à sa valeur préindustrielle. L'océan "voit" donc la même atmosphère en termes de ^{14}C . Si la nouvelle version du ^{14}C dans CLIMBER-2 n'apporte pas de changement dans la distribution du ^{14}C dans l'océan, elle rappelle les principaux points d'accord et de désaccord entre modèle et données. L'Océan Atlantique est bien représenté dans le modèle par rapport aux données, que ce soit en valeur moyenne, ou en distribution, même si le modèle tend à augmenter légèrement le gradient Nord-Sud en profondeur. Dans l'Océan Pacifique, le $\Delta^{14}\text{C}$ simulé est plus faible de 90‰ environ dans le Pacifique Nord profond par rapport aux données GLODAP. Le reste du Pacifique – océan de surface et Océan Austral – est proche des données mesurées.

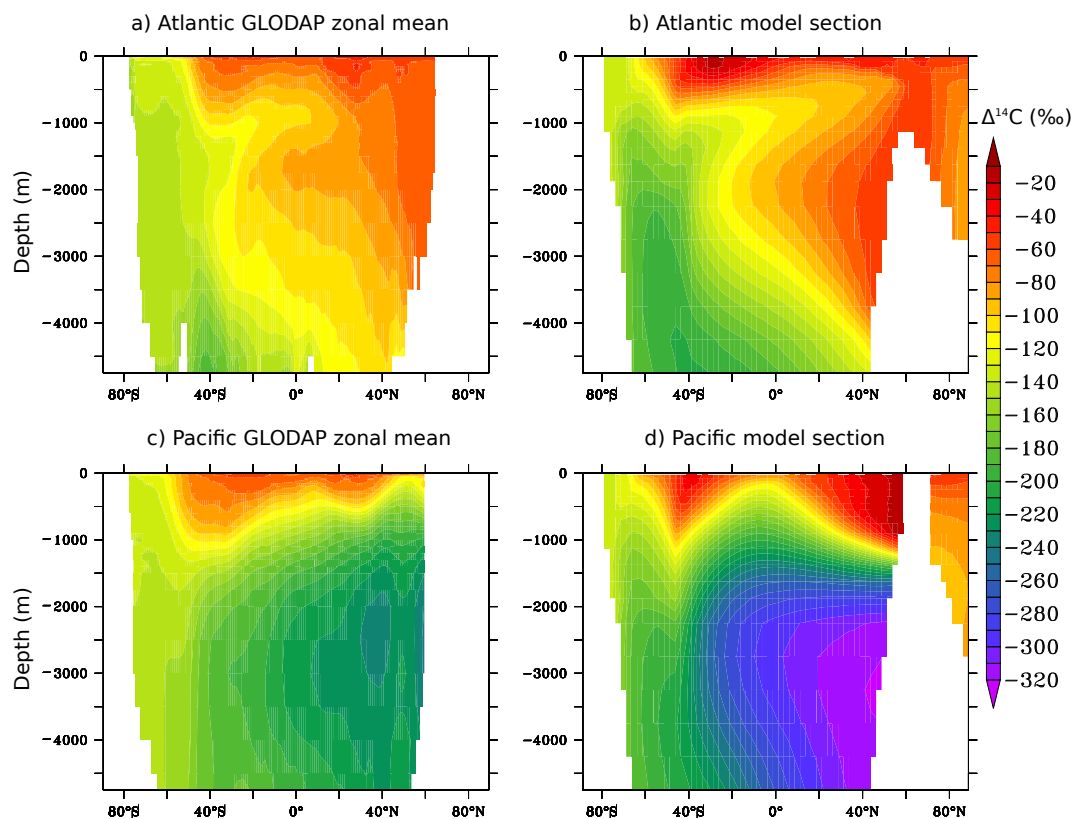


FIGURE 3.3 – Evaluation du modèle avec la nouvelle paramétrisation du ^{14}C . Valeurs de $\Delta^{14}\text{C}$ observées (GLODAP, Key et al. (2004)) moyennées selon les longitudes pour a) l'Océan Atlantique et c) l'Océan Pacifique, et valeurs de $\Delta^{14}\text{C}$ simulées par CLIMBER-2 pour b) le bassin Atlantique et d) le bassin Pacifique.

Pour savoir comment le modèle CLIMBER-2 se situe par rapport aux autres modèles d'océan qui simulent le ^{14}C , j'ai utilisé la base de données d'intercomparaison de modèles

OCMIP2 (Orr, 2004; Dutay et al., 2002). Le détail des résultats du $\Delta^{14}\text{C}$ dans les bassins Atlantique et Pacifique sont disponibles en Annexe C pour les différents modèles de la base OCMIP2. J'ai ici utilisé la métrique proposée par Matsumoto et al. (2004) pour évaluer la performance de cette nouvelle version de CLIMBER-2 par rapport aux autres modèles d'OCMIP2. Les auteurs ont ainsi défini trois masses d'eau :

- NADW (North Atlantic Deep Water) : entre 0 et 60°N et entre 1000 et 3500 mètres,
- NPDW (North Pacific Deep Water) : entre 0 et 60°N et entre 1500 et 5000 mètres,
- CDW (circumpolar Deep Water) : entre 90°S et 45°S et entre 1500 et 5000 mètres.

Les valeurs du $\Delta^{14}\text{C}$ de ces différents modèles sont comparés dans un diagramme NADW et NPDW en fonction de CDW (Fig. 3.4). On peut remarquer une très grande diversité dans la réponse de ces modèles qui sont tous des modèles de circulation générale 3D, sauf le n°10 (modèle PIUB). Les modèles sont tous dans la barre d'erreur pour la masse d'eau NADW mais donnent des résultats très différents les uns des autres pour les masses d'eau NPDW et CDW. Le modèle CLIMBER-2 est également dans la barre d'erreur des données pour NADW et très proche du minimum des données pour CDW. En revanche, la masse d'eau NPDW est sous-estimée d'environ 50‰, ce qui était déjà visible sur la Fig. 3.3. Selon cette métrique, CLIMBER-2 se situe dans la moyenne des performances des modèles, ce qui est très encourageant pour un modèle 2D et 1/2.

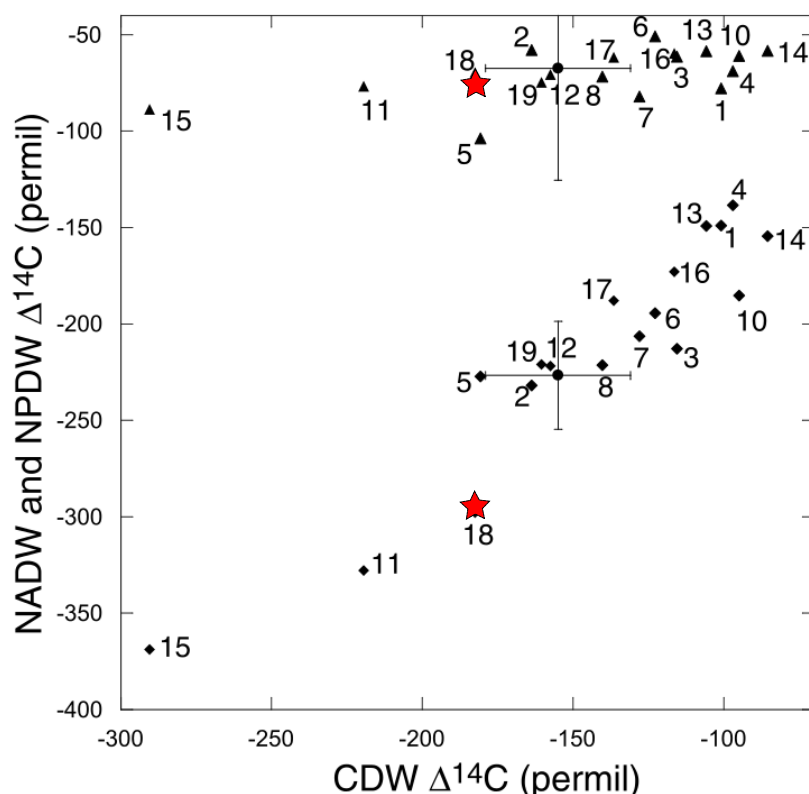


FIGURE 3.4 – Comparaison de la nouvelle version du modèle CLIMBER-2 avec les modèles de la base données OCMIP2 (Figure adaptée de Matsumoto et al. (2004)). Les points noirs correspondent aux modèles d'OCMIP2 et les étoiles rouges correspondent aux résultats de la simulation préindustrielle avec CLIMBER-2. Les croix noires représentent les barres d'erreur des données GLODAP.

La base de données OCMIP2 présente l'avantage d'être la dernière intercomparaison de modèles de ^{14}C océanique, mais les modèles présentés ont évolué depuis. Des études plus récentes simulent également le ^{14}C océanique (Butzin et al., 2005; Tschumi et al., 2011). En particulier, le modèle Bern3D, un modèle de circulation générale 3D, semble également sous-estimer le $\Delta^{14}\text{C}$ de la masse d'eau NPDW (Tschumi et al., 2011).

Cette sous-estimation du $\Delta^{14}\text{C}$ pour la masse d'eau NPDW reflète une trop faible ventilation de l'océan dans cette zone. Ceci a pour conséquence que les niveaux d'oxygène y sont très faibles ($\sim 78\mu\text{mol/L}$ dans CLIMBER-2 comparé à $\sim 124\mu\text{mol/L}$ dans les données WOA2009 (Garcia et al., 2010)). Si on diminue la ventilation comme on va le faire avec le mécanisme de plongée de la saumure pour simuler le Dernier Maximum Glaciaire, ce biais de l'oxygène va être amplifié. On considèrera donc la variable oxygène en anomalies.

En résumé, la nouvelle paramétrisation du $\Delta^{14}\text{C}$ dans le modèle CLIMBER-2 donne des résultats satisfaisants par rapport aux données, notamment pour les masses d'eaux NADW et CDW, et le situe dans la moyenne des performances des modèles du ^{14}C océanique. Il peut donc être utilisé dans l'étude du $\Delta^{14}\text{C}$ au Dernier Maximum Glaciaire. Il faut néanmoins garder à l'esprit que le $\Delta^{14}\text{C}$ du Pacifique Nord profond est plus faible d'environ 90‰ dans CLIMBER-2 par rapport aux données GLODAP, en raison d'une ventilation insuffisante des masses d'eaux profondes.

3.2 Simulations du mécanisme de plongée de la saumure avec la nouvelle représentation du ^{14}C dans CLIMBER-2

Avec cette nouvelle version de CLIMBER-2, j'ai donc réalisé des simulations au LGM pour tester si le mécanisme de plongée de la saumure était compatible avec les données atmosphériques et océaniques de $\Delta^{14}\text{C}$. Cette étude a donné lieu à l'article ci-après dans la revue *Radiocarbon*. Le principal résultat est que le mécanisme de plongée de la saumure qui est en accord avec les données de CO_2 et de $\delta^{13}\text{C}$, est également en accord avec les données atmosphériques et océaniques de $\Delta^{14}\text{C}$. L'augmentation du terme de production cosmogénique conformément aux reconstructions est certes nécessaire pour simuler un $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ dans la barre d'erreur des données mesurées, mais cette augmentation n'est pas suffisante, le mécanisme de plongée de la saumure est également nécessaire. Ce dernier rend compte de 85% de la différence LGM-préindustriel de $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ non expliquée par l'augmentation de production cosmogénique (soit 133‰). Le $\Delta^{14}\text{C}$ océanique simulé est dans la barre d'erreur de 7 sur 11 des données recueillies, ce qui représente un accord à 64% ; il faudrait cependant davantage de données pour avoir une comparaison statistiquement satisfaisante. Le mécanisme de plongée de la saumure permet d'augmenter le $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ en augmentant la stratification de l'océan, et en empêchant ainsi les eaux profondes appauvries en ^{14}C de se mélanger avec les eaux de surface riches en ^{14}C . Les échanges de carbone entre océan et atmosphère ont donc une signature en ^{14}C qui reste élevée. A l'inverse, une diminution de la stratification entraîne une diminution du $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$, ce que nous verrons dans le chapitre suivant.

AUTHOR'S CORRECTED PROOF

This article has been approved for publication.

SIMULATED LAST GLACIAL MAXIMUM $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ AND THE DEEP GLACIAL OCEAN CARBON RESERVOIR

V Mariotti^{1,2} • D Paillard¹ • D M Roche^{1,3} • N Bouttes⁴ • L Bopp¹

ABSTRACT. $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ has been estimated as $420 \pm 80\%$ (IntCal09) during the Last Glacial Maximum (LGM) compared to preindustrial times (0‰), but mechanisms explaining this difference are not yet resolved. $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ is a function of both cosmogenic production in the high atmosphere and of carbon cycling and partitioning in the Earth system. ^{10}Be -based reconstructions show a contribution of the cosmogenic production term of only $200 \pm 200\%$ in the LGM. The remaining 220‰ have thus to be explained by changes in the carbon cycle. Recently, Bouttes et al. (2010, 2011) proposed to explain most of the difference in $\text{pCO}_{2\text{atm}}$ and $\delta^{13}\text{C}$ between glacial and interglacial times as a result of brine-induced ocean stratification in the Southern Ocean. This mechanism involves the formation of very saline water masses that contribute to high carbon storage in the deep ocean. During glacial times, the sinking of brines is enhanced and more carbon is stored in the deep ocean, lowering $\text{pCO}_{2\text{atm}}$. Moreover, the sinking of brines induces increased stratification in the Southern Ocean, which keeps the deep ocean well isolated from the surface. Such an isolated ocean reservoir would be characterized by a low $\Delta^{14}\text{C}$ signature. Evidence of such ^{14}C -depleted deep waters during the LGM has recently been found in the Southern Ocean (Skinner et al. 2010). The degassing of this carbon with low $\Delta^{14}\text{C}$ would then reduce $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ throughout the deglaciation. We have further developed the CLIMBER-2 model to include a cosmogenic production of ^{14}C as well as an interactive atmospheric ^{14}C reservoir. We investigate the role of both the sinking of brine and cosmogenic production, alongside iron fertilization mechanisms, to explain changes in $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ during the last deglaciation. In our simulations, not only is the sinking of brine mechanism consistent with past $\Delta^{14}\text{C}$ data, but it also explains most of the differences in $\text{pCO}_{2\text{atm}}$ and $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ between the LGM and preindustrial times. Finally, this study represents the first time to our knowledge that a model experiment explains glacial-interglacial differences in $\text{pCO}_{2\text{atm}}$, $\delta^{13}\text{C}$, and $\Delta^{14}\text{C}$ together with a coherent LGM climate.

INTRODUCTION

Records of the last deglaciation present a very well documented time series of $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$, from around $420 \pm 80\%$ at the Last Glacial Maximum (LGM, defined here as 18–24 ka BP, following Mix et al. 2001) to 0‰ during the preindustrial period (Reimer et al. 2009). Variations in $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ depend both on the cosmogenic production rate of ^{14}C in the upper atmosphere and on the exchange of ^{14}C between the atmosphere, the terrestrial biosphere, and the ocean. Both model and data studies have investigated the causes of these changes in $\Delta^{14}\text{C}$ during the last deglaciation. Broecker and Barker (2007) do not exclude the possibility that ^{14}C production rate reconstructions could be underestimated during the glacial period, and thus that ^{14}C production only could explain LGM $\Delta^{14}\text{C}$. In their studies based on geomagnetic field and ^{10}Be estimates, Muscheler et al. (2004, 2005) suggest that the production rate cannot explain the entire magnitude of the $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ change during last deglaciation, but that changes in the global carbon cycle are also needed. Different mechanisms have been proposed to study the role of the carbon cycle in the decreased $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ during this period: a sudden interruption of deep water formation (Meissner et al. 2003); a resumption of ocean circulation (Köhler et al. 2005, 2006); a reduction in the biological pump caused by reduced iron fertilization (Köhler et al. 2005, 2006); an increase in Southern Ocean vertical mixing rates (Köhler et al. 2005; Tschumi et al. 2011); or a breakdown in Southern Ocean stratification (Köhler et al. 2005). The latter 2 mechanisms imply changes in the Southern Ocean ventilation but do not give any precise physical mechanism to explain such changes.

¹Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE/IPSL), CEA/CNRS-INSU/UVSQ, Gif-sur-Yvette Cedex, France.

²Corresponding author. Email: veronique.mariotti@lsce.ipsl.fr.

³Cluster Earth and Climate, Faculty of Earth and Life Sciences, Vrije Universiteit, Amsterdam, the Netherlands.

⁴NCAS-Climate, Department of Meteorology, University of Reading, Reading RG6 6BB, United Kingdom.

V Mariotti et al.

Bouttes et al. (2010, 2011) recently suggested to explain the differences in both $\text{pCO}_{2\text{atm}}$ and $\delta^{13}\text{C}$ between glacial and interglacial times as resulting from brine-induced ocean stratification in the Southern Ocean. Indeed, sea-ice formation around Antarctica releases salt, which induces the formation of very saline waters underneath. During interglacial times, most of this water mass would be mixed with freshwater from ice shelf melting; only a fraction would sink down the continental slope. During glacial times, the expansion of the Antarctic ice sheet, alongside lowering of the sea level, changes this configuration: most of the saline water mass would flow along the continental slope to reach the deep ocean (Bouttes et al. 2010). In addition to these changes, sea-ice formation is also enhanced during glacial times due to (1) enhanced katabatic winds along the ice sheet and (2) cooling of sea surface temperatures (SST). This enhanced sinking of brines may be responsible for transferring carbon in the deep ocean. Moreover, during the LGM, we know from salinity reconstructions thanks to pore fluid measurements (Adkins et al. 2002) and from $\delta^{13}\text{C}$ data (Curry and Oppo 2005) that the deep and bottom water masses were saltier and that the ocean was more stratified than today. The sinking of brine mechanism, with enhanced top-to-bottom transport of dense waters, can partly explain both the high salinity and increased stratification. The deep glacial ocean reservoir would then be carbon-enriched but also ^{14}C -depleted because this water mass would be well isolated from the upper ocean caused by intensified stratification.

Numerous studies measure evidence of such an isolated deep reservoir in the ocean (Sikes et al. 2000; Skinner et al. 2010; Thornalley et al. 2011; Burke and Robinson 2012). Other studies, however, question the existence of such a ^{14}C -depleted deep ocean carbon reservoir mainly because of the lack of low ^{14}C concentrations in their measurements (Broecker and Clark 2010; De Pol-Holz et al. 2010; Cléroux et al. 2011) or because of the potential dissipation of such a signal induced in the ocean (Hain et al. 2011). Some others at least question its Southern Ocean origin: the deep reservoir alimentation could come from the North Pacific water masses (Rose et al. 2010) or from the North Atlantic-ventilated water masses (Kwon et al. 2012).

We show here that (1) a deep ^{14}C -depleted and CO_2 -enriched ocean reservoir mainly due to brine-induced ocean stratification in the Southern Ocean is plausible to explain LGM values of $\Delta^{14}\text{C}$, $\delta^{13}\text{C}$, and $\text{pCO}_{2\text{atm}}$ and that (2) this is the main mechanism responsible for changes in ^{12}C , ^{13}C , and ^{14}C over the last deglaciation in our modeling experiment.

MODEL AND EXPERIMENTAL DESIGN

Model Developments

CLIMBER-2 (Petoukhov et al. 2000) is a climate model of intermediate complexity that includes full carbon cycling (both in land and ocean), and computes explicitly carbon isotopes ^{13}C and ^{14}C (Brovkin et al. 2002, 2007). It has already been successfully tested under glacial conditions (Ganopolski and Rahmstorf 2001). For the specific needs of our study, we have further developed this model. Previously, $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ was set to a constant level. It is now interactively computed by the model with explicit fluxes from the ocean and the terrestrial biosphere. Following Tschumi et al. (2011), we do not apply any isotopic fractionation on ^{14}C (neither biological nor air-sea exchanges), and thus can compare directly to the $\Delta^{14}\text{C}$ from the data.

Forcings and Varying Parameters

In order to obtain $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}} = 0\text{‰}$ in preindustrial times (PI), we have adjusted the cosmogenic production rate from Masarik and Beer (1999) ($2.02 \text{ atom cm}^{-2} \text{ s}^{-1} (\pm 10\%)$) to the carbon budget of CLIMBER-2. All our glacial simulations are under LGM boundary conditions, with glacial solar

Simulated LGM $\Delta^{14}C_{atm}$ and Deep Glacial Ocean C

insolation from Berger (1978) and ice sheets from Peltier (2004). The salinity and nutrient mean concentrations are increased by 3.3% to account for the ~120-m sea-level fall. pCO_{2atm} is explicitly simulated in our model, thus responding to changes in land and ocean reservoirs to climate change. However, the radiative effect of pCO_{2atm} is computed with a constant pCO_{2atm} value of 190 ppm (Monnin et al. 2001), and not varying in time for our LGM simulations. In the following, we only show the varying pCO_{2atm} .

Following the study of Bouttes et al. (2011), which successfully reconciled LGM pCO_2 and $\delta^{13}C$, we have studied different model settings by changing the values of key parameters for the mechanisms considered here. In addition to varying the sinking of brines, we also consider the following potential mechanisms: iron fertilization that can increase the uptake of carbon by biology; and the sensitivity of vertical diffusion to brine-induced stratification that isolates deep waters from surface waters. The values of these parameters are listed in Table 1.

Table 1 Parameter values in the different simulations: *frac* is the fraction of salt released by sea-ice formation that sinks to the bottom of the ocean; *alpha* measures the sensitivity of vertical diffusion to stratification through the formula $K_z = K_0 \left(\frac{N}{N_0} \right)^{-\alpha}$ where $N = \left(\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} \right)^{1/2}$; *iron* measures the proportion of nutrients consumed for photosynthesis and can vary between 0 (no nutrient consumed) and 1 (all nutrients consumed, equivalent to a maximum iron fertilization); *prodC14* is normalized by the preindustrial production rate, which means that preindustrial *prodC14* would be equal to 1. The range of the parameter values is chosen after the study of Bouttes et al. (2011).

Parameters	<i>frac</i>	<i>alpha</i>	<i>iron</i>	<i>prodC14</i>
PI simulation	0	0	0	1
LGM runs - 1st set	0.6; 0.7; 0.8	0.5; 0.6; 0.7; 0.8	0.0; 0.1; 0.2; 0.3	1
LGM runs - 2nd set	0.6; 0.7; 0.8	0.5; 0.6; 0.7; 0.8	0.0; 0.1	1.15; 1.20; 1.25; 1.30
LGM best guess	0.8	0.5	0.1	1.25

Towards a Best-Guess Simulation

We performed 2 sets of experiments (see Table 1). For the first set, we kept the ^{14}C production rate at its preindustrial value, and looked for simulations where pCO_{2atm} , $\delta^{13}C_{atm}$ and Atlantic $\Delta\delta^{13}C_{ocn}$ were in the LGM data range (185 to 195 ppm for pCO_2 , -6.55 to -6.35‰ for $\delta^{13}C_{atm}$, and 1.3–1.5‰ for Atlantic $\Delta\delta^{13}C_{ocn}$ ($\delta^{13}C$ gradient in the Atlantic between the surface [0–2000 m] and the bottom [3000–5000 m])). In the second set of experiments, we kept the parameters corresponding to the 7 simulations that were in the LGM pCO_{2atm} and $\delta^{13}C$ data range, and we changed the ^{14}C production rate within the range of LGM production data (1.15 to 1.4, Laj et al. 2002). The objective was to simulate the LGM $\Delta^{14}C_{atm}$ in the range of the data (between 330 and 500‰). At that point, we selected a “best guess” simulation, which is the simulation that minimizes the distance between LGM data and simulated $\Delta^{14}C_{ocn}$. The pCO_{2atm} , $\delta^{13}C$, and $\Delta^{14}C$ values of the best guess are therefore all in the range of data. Note that the ^{14}C production rate is set to a constant value in our simulations. We have indeed assumed that the time variation of the production prior to the LGM was negligible in explaining LGM $\Delta^{14}C_{atm}$, which seems reasonable, because according to Laj et al. (2002), the ^{14}C production rate varied only between 1.05 and 1.40 in the 10 kyr preceding the LGM (compared to the 0.75–2.20 range during the last 75 kyr). The effect of time variations of ^{14}C production will be tested in future studies.

In the following, we discuss this best-guess simulation, along with its decomposition in the different mechanisms involved, to evaluate the relative part of each of these mechanisms in explaining changes in $\Delta^{14}C_{atm}$ and pCO_{2atm} .

V Mariotti et al.

RESULTS AND DISCUSSION

Before conducting the LGM simulations, we address the performance of the simulated ^{14}C data in the new version of CLIMBER-2 compared to the prebomb GLODAP (Key et al. 2004) data (Figure 1). We performed a simulation under preindustrial and prebomb conditions, with atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ set at 0‰. For the Atlantic section, our simulation results are very close to both the mean value and the distribution of $\Delta^{14}\text{C}$ concentrations, even if the model tends to be slightly more stratified as shown by the too-negative values of $\Delta^{14}\text{C}$ (−150‰ vs. −110‰ in GLODAP) in the deep South Atlantic. For the Pacific section, the Southern Ocean part is well represented, but the deep North Pacific Ocean has too-low $\Delta^{14}\text{C}$ concentrations (−300‰ vs. −220‰ in GLODAP), which are due to the misrepresentation of deep Pacific water masses characteristics, an outcome of the longitudinally averaged basins configuration of the CLIMBER-2 ocean model. Nonetheless, even in more complex 3D ocean general circulation models, very negative values of $\Delta^{14}\text{C}$ are often simulated in the deep North Pacific ocean (Orr 2004; Franke et al. 2008; Tschumi et al. 2011). Overall, the simulated $\Delta^{14}\text{C}$ values agree with the data in most of the ocean, especially in the Atlantic Ocean and the Southern Ocean, which are crucial basins for the sinking of brine mechanism we are testing here.

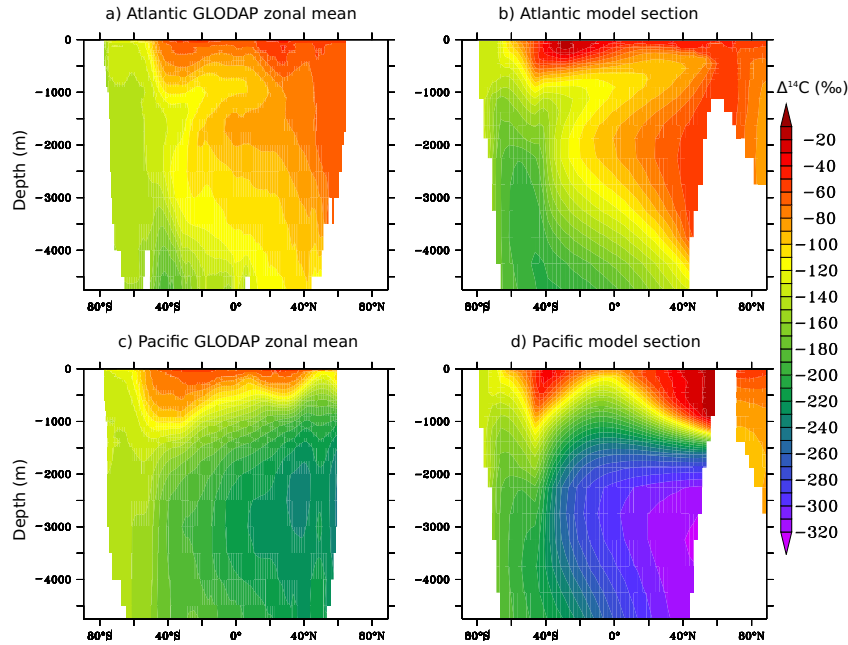


Figure 1 Comparison of GLODAP prebomb $\Delta^{14}\text{C}$ concentrations (Key et al. 2004) averaged for each basin (Atlantic and c) Pacific), and CLIMBER-2 preindustrial simulation sections (b) Atlantic and d) Pacific).

The best guess for LGM simulations is obtained for high values of *frac* and *alpha* (0.8 and 0.5 respectively, see Table 1) and for a rather small value of *iron* (0.1). Thus, the brine mechanism (sinking of brines and brine-induced stratification effect on vertical mixing) seems to be more important than the biological pump in explaining changes in the carbon cycle for the last deglaciation. The

Simulated LGM $\Delta^{14}C_{atm}$ and Deep Glacial Ocean C

change in production rate is also significant ($prodC14 = 1.25$, i.e. 25% more than under preindustrial conditions), but this is still within the average of LGM estimates (Laj et al. 2002). It is thus not necessary to increase the cosmogenic production beyond 1.4 to have ^{14}C results in agreement with LGM data. The values obtained for the different carbon constraints are within the LGM data error bars: $\Delta^{14}C_{atm} = 447\text{‰}$; $pCO_{2atm} = 191.5$ ppm; $\delta^{13}C_{atm} = -6.36\text{‰}$; and $\Delta\delta^{13}C_{ocn} = 1.3\text{‰}$.

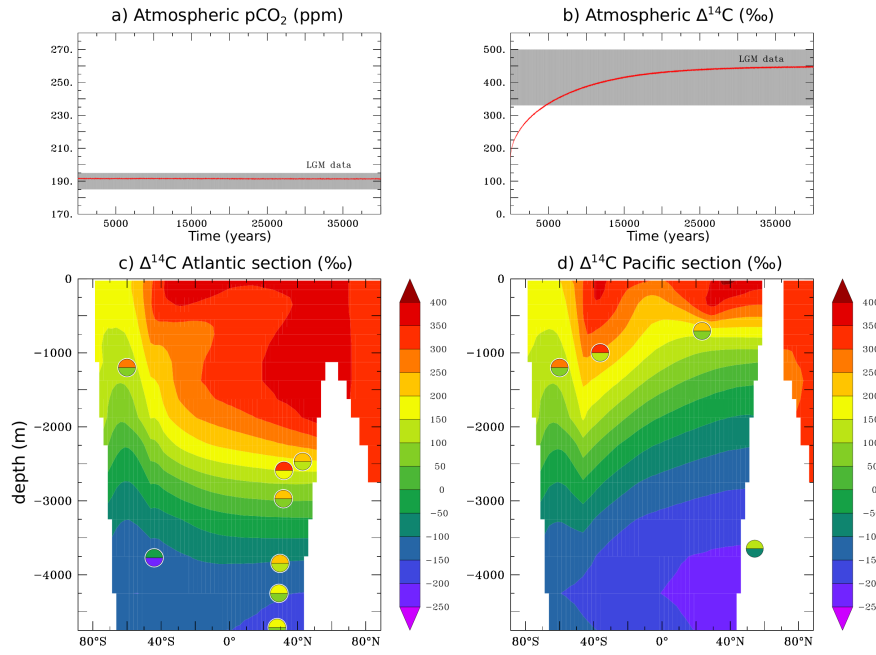


Figure 2 Best-guess results (defined in Figure 3): a) Atmospheric pCO_2 as a function of model time (yr); b) Atmospheric $\Delta^{14}C$ (‰); Sections of $\Delta^{14}C$ (‰) in c) the Atlantic Ocean and d) the Pacific Ocean. In the last 2 plots, the fields represent the simulated year 40,000 and data points incorporate the error bar inherent to the data: the upper (respectively lower) part of the circle represents the maximum (respectively minimum) value of $\Delta^{14}C$ in the core at the dated LGM section. Data references are Burke and Robinson (2012); De Pol-Holz et al. (2010); Galbraith et al. (2007); Keigwin (2004); Marchitto et al. (2007); Robinson et al. (2005); and Skinner et al. (2010).

If we consider the $\Delta^{14}C_{ocn}$ results of the best guess, we can see in Figure 2 that the model fits all the reconstructions that are located within the model ocean boundaries, except for 3. Those reconstructions are all located below 3500 m in the North Atlantic Ocean, in the western part (Keigwin 2004), and might thus capture the young water masses coming from the lower branch of the thermohaline circulation. We only have a longitudinally averaged ocean in CLIMBER-2, which cannot capture such circulation pathways. Moreover, we have seen that in the modern simulation, the deep North Atlantic (below 3500 m) is already too old compared to GLODAP data. The same problem arises for the reconstruction located in the deep North Pacific: by extrapolation we see that the model is too old compared to this data, and this area is already too old in the modern simulation. These results highlight the limits of the CLIMBER-2 model as we clearly need a 3D ocean model to correctly represent circulation in the deep North Atlantic and Pacific. Nonetheless, despite the longitudinally

V Mariotti et al.

averaged ocean basins, the CLIMBER-2 model simulates results that are within the LGM $\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ error bar for 64% of the data points (7 out of 11), which demonstrates some general agreement with the data.

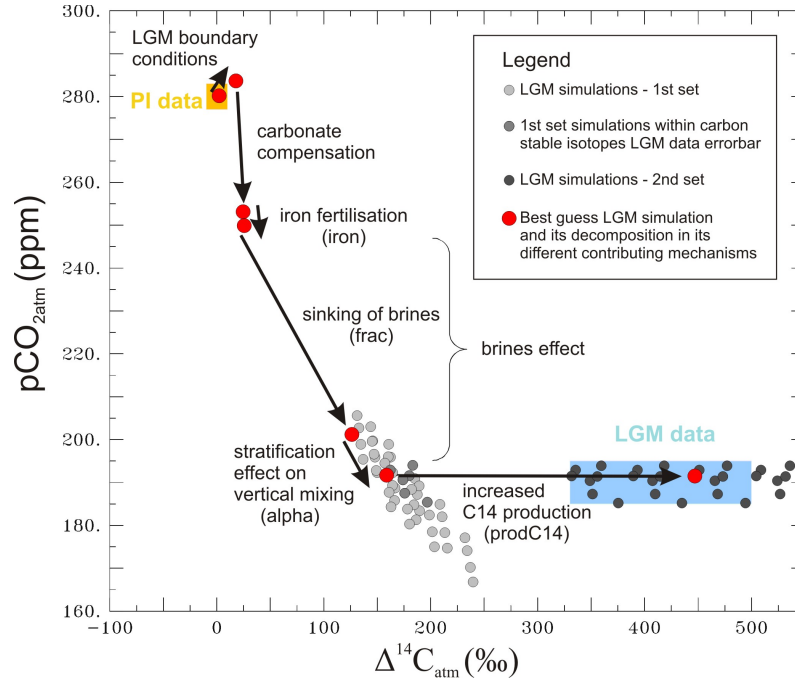


Figure 3 Summary of all the simulations performed and decomposition of the best-guess simulation in the different mechanisms involved. $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ is represented as a function of $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$. The different circle colors are explained in the legend box.

We have decomposed the best guess in each of the mechanisms involved in the glacial-interglacial differences to have an estimate of their relative importance (Figure 3). This decomposition is only a first-order estimate, as the different mechanisms presented are non-linear (e.g. enhanced ^{14}C production more strongly affects the atmosphere when the ocean takes up less carbon). As expected from the parameter values, the iron fertilization does not have a significant impact on $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ (-3 ppm) nor on $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ ($+1$ ‰). Carbonate compensation only impacts the $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ (34% or -30 ppm), not $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ (2% or $+7$ ‰). The brine mechanism (sinking of brines and stratification effect on vertical mixing) has an important impact on both $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ (66% or -72 ppm) and $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ (30% or $+133$ ‰ and 85% of the part of $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ not related to the cosmogenic production, prodC14). It is worth noting that in our simulations, the brine mechanism, which implies the existence of an old deep ocean carbon reservoir, is necessary to simulate the $p\text{CO}_{2\text{atm}}$ and $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ values within the range of the data, so our study supports the existence of such a reservoir.

More importantly, the addition of LGM boundary conditions, carbonate compensation, iron fertilization, sinking of brines, increased stratification, and increased prodC14 allow us to reach the LGM

Simulated LGM $\Delta^{14}C_{atm}$ and Deep Glacial Ocean C

data range for pCO_2 , $\delta^{13}C_{atm}$, Atlantic $\Delta\delta^{13}C_{ocn}$, and $\Delta^{14}C_{atm}$, which are the main carbon data constraints existing for that period.

In conclusion, when we take into account carbonate compensation, the sinking of brines mechanism, iron fertilization and stratification-dependent diffusion, not only are the LGM CO_2 and $\delta^{13}C$ reconciled, but also the $\Delta^{14}C$. This study also highlights the major role of the brine mechanism in setting the last deglaciation CO_2 level (66%) and $\Delta^{14}C_{atm}$ changes (85%, part of $\Delta^{14}C_{atm}$ not related to the cosmogenic production). Further simulations need to be done with an ocean general circulation model in order to test the processes involved in a more mechanistic way. Finally, this study is the first attempt to our knowledge of a model experiment to explain the glacial-interglacial differences in pCO_{2atm} , $\delta^{13}C$, and $\Delta^{14}C$ with a coherent LGM climate.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank Elisabeth Michel, Claire Waelbroeck, and Fortunat Joos for their helpful discussion on $\Delta^{14}C$ data and Jean-Claude Dutay and James Orr for their useful explanations on the Ocean Carbon Model Intercomparison Project OCMIP-II database.

REFERENCES

- Adkins J, McIntyre K, Schrag DP. 2002. The salinity, temperature, and $\delta^{18}O$ of the glacial deep ocean. *Science* 298(5599):1769–73.
- Berger A. 1978. Long-term variations of daily insolation and quaternary climatic changes. *Journal of Atmospheric Sciences* 35:2362–7.
- Bouttes N, Paillard D, Roche DM. 2010. Impact of brine-induced stratification on the glacial carbon cycle. *Climate of the Past* 6:681–710.
- Bouttes N, Paillard D, Roche D, Brovkin V, Bopp L. 2011. Last glacial maximum CO_2 and $\delta^{13}C$ successfully reconciled. *Geophysical Research Letters* 38: L02705, doi:10.1029/2010GL044499.
- Broecker W, Barker S. 2007. A 190‰ drop in atmosphere's $\Delta^{14}C$ during the “Mystery Interval” (17.5 to 14.5 kyr). *Earth and Planetary Science Letters* 256(1–2):90–9.
- Broecker W, Clark E. 2010. Search for a glacial-age ^{14}C -depleted ocean reservoir. *Geophysical Research Letters* 37: L13606, doi:10.1029/2010GL043969.
- Brovkin V, Bendtsen J, Claussen M, Ganopolski A, Kubatzki C, Petoukhov V, Andreev A. 2002. Carbon cycle, vegetation, and climate dynamics in the Holocene: experiments with the CLIMBER-2 model. *Global Biogeochemical Cycles* 16(4):1139, doi:10.1029/2001GB001662.
- Brovkin V, Ganopolski A, Archer D, Rahmstorf S. 2007. Lowering of glacial atmospheric CO_2 in response to changes in oceanic circulation and marine biogeochemistry. *Paleoceanography* 22: PA4202, doi:10.1029/2006PA001380.
- Burke A, Robinson L. 2012. The Southern Ocean's role in carbon exchange during the last deglaciation. *Science* 335(6068):557–61.
- Cléroux C, deMenocal P, Guilderson T. 2011. Deglacial radiocarbon history of tropical Atlantic thermocline waters: absence of CO_2 reservoir purging signal. *Quaternary Science Reviews* 30(15–16):1875–82.
- Curry WB, Oppo DW. 2005. Glacial water mass geometry and the distribution of $\delta^{13}C$ of ΣCO_2 in the western Atlantic Ocean. *Paleoceanography* 20: PA1017, doi:10.1029/2004PA001021.
- De Pol-Holz R, Keigwin L, Southon J, Hebbeln D, Mohtadi M. 2010. No signature of abyssal carbon in intermediate waters off Chile during deglaciation. *Nature Geoscience* 3:192–5.
- Franke J, Paul A, Schulz M. 2008. Modeling variations of marine reservoir ages during the last 45 000 years. *Climate of the Past Discussions* 4:81–110.
- Galbraith E, Jaccard S, Pedersen T, Sigman D, Haug G, Cook M, Southon J, Francois R. 2007. Carbon dioxide release from the North Pacific abyss during the last deglaciation. *Nature* 449(7164):890–3.
- Ganopolski A, Rahmstorf S. 2001. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature* 409(6817):153–8.
- Hain MP, Sigman DM, Haug GH. 2011. Short-comings of the isolated abyssal reservoir model for deglacial radiocarbon changes in the mid-depth Indo-Pacific Ocean. *Geophysical Research Letters* 38: L04604, doi:10.1029/2010GL046158.
- Keigwin L. 2004. Radiocarbon and stable isotope constraints on Last Glacial Maximum and Younger Dryas ventilation in the western North Atlantic. *Paleoceanography* 19: PA4012, doi:10.1029/2004PA001029.
- Key RM, Kozyr A, Sabine CL, Lee K, Wanninkhof R, Bullister JL, Feely RA, Millero FJ, Mordy C, Peng T-H. 2004. A global ocean carbon climatology: results from global data analysis project (GLODAP). *Global Biogeochemical Cycles* 18:GB4031.

V Mariotti et al.

- Köhler P, Fischer H, Munhoven G, Zeebe R. 2005. Quantitative interpretation of atmospheric carbon records over the last glacial termination. *Global Biogeochemical Cycles* 19: GB4031, doi:10.1029/2004GB002247.
- Köhler P, Muscheler R, Fischer H. 2006. A model-based interpretation of low frequency changes in the carbon cycle during the last 120,000 years and its implications for the reconstruction of atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7: Q11N06, doi:10.1029/2005GC001228.
- Kwon EY, Hain MP, Sigman DM, Galbraith ED, Sarmiento JL, Toggweiler JR. 2012. North Atlantic ventilation of "southern-sourced" deep water in the glacial ocean. *Paleoceanography* 27: PA2208, doi:10.1029/2011PA002211.
- Laj C, Kissel C, Mazaud A, Michel E, Muscheler R, Beer J. 2002. Geomagnetic field intensity, North Atlantic Deep Water circulation and atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ during the last 50 kyr. *Earth and Planetary Science Letters* 200(1–2):177–90.
- Marchitto TM, Lehman SJ, Ortiz JD, Flückiger J, van Geen A. 2007. Marine radiocarbon evidence for the mechanism of deglacial atmospheric CO_2 rise. *Science* 316(5830):1456–9.
- Masarik J, Beer J. 1999. Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere. *Journal of Geophysical Research* 104(D10):12,099–11.
- Meissner K, Schmittner A, Weaver A, Adkins J. 2003. Ventilation of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum: a comparison between simulated and observed radiocarbon ages. *Paleoceanography* 18:1023, doi:10.1029/2002PA000762.
- Mix AC, Bard E, Schneider R. 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20(4):627–57.
- Monnin E, Indermühle A, Dällenbach A, Flückiger J, Stauffer B, Stocker TF, Raynaud D, Barnola J-M. 2001. Atmospheric CO_2 concentrations over the last glacial termination. *Science* 291(5501):112–4.
- Muscheler R, Beer J, Wagner G, Laj C, Kissel C, Raisbeck GM, Yiou F, Kubik PW. 2004. Changes in the carbon cycle during the last deglaciation as indicated by the comparison of ^{10}Be and ^{14}C records. *Earth and Planetary Science Letters* 219(3–4):325–40.
- Muscheler R, Beer J, Kubik P, Synal H. 2005. Geomagnetic field intensity during the last 60,000 years based on ^{10}Be and ^{36}Cl from the summit ice cores and ^{14}C . *Quaternary Science Reviews* 24(16–17):1849–60.
- Orr JC. 2004. Modelling of ocean storage of CO_2 - the GOSAC study. IEA Greenhouse Gas R&D Programme Report PH4/37. 96 p. International Energy Agency.
- Peltier W. 2004. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32:111–49.
- Petoukhov V, Ganopolski A, Brovkin V, Claussen M, Eliseev A, Kubatzki C, Rahmstorf S. 2000. CLIMBER-2: a climate system model of intermediate complexity. Part I: model description and performance for present climate. *Climate Dynamics* 16(1):1–17.
- Reimer PJ, Baillie MGL, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Bronk Ramsey C, Buck CE, Burr GS, Edwards RL, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Hajdas I, Heaton T, Hogg AG, Hughen KA, Kaiser KF, Kromer B, McCormac FG, Manning SW, Reimer RW, Richards DA, Southon JR, Talamo S, Turney CSM, van der Plicht J, Weyhenmeyer CE. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51(4):1111–50.
- Robinson LF, Adkins JF, Keigwin LD, Southon J, Fernandez DP, Wang S-L, Scheirer DS. 2005. Radiocarbon variability in the western North Atlantic during the last deglaciation. *Science* 310(5753):1469–73.
- Rose KA, Sikes EL, Guilderson TP, Shane P, Hill TM, Zahn R, Spero HJ. 2010. Upper-ocean-to-atmosphere radiocarbon offsets imply fast deglacial carbon dioxide release. *Nature* 466(7310):1093–7.
- Sikes E, Samson C, Guilderson T, Howard W. 2000. Old radiocarbon ages in the southwest Pacific Ocean during the last glacial period and deglaciation. *Nature* 405(6786):555–9.
- Skinner LC, Fallon S, Waelbroeck C, Michel E, Barker S. 2010. Ventilation of the deep Southern Ocean and deglacial CO_2 rise. *Science* 328(5982):1147–51.
- Thornalley DJR, Barker S, Broecker WS, Elderfield H, McCave IN. 2011. The deglacial evolution of North Atlantic deep convection. *Science* 331(6014):202–5.
- Tschumi T, Joos F, Gehlen M, Heinze C. 2011. Deep ocean ventilation, carbon isotopes, marine sedimentation and the deglacial CO_2 rise. *Climate of the Past* 7: 771–800.

3.3 Discussion

3.3.1 Carbone océanique stratifié au glaciaire

Dans le chapitre 2, j'avais émis l'hypothèse que l'océan glaciaire dans la simulation GLA avec PISCES associé à IPSL-CM4 n'était peut-être pas représentatif du carbone océanique glaciaire. En comparant la distribution de carbone inorganique dissous au LGM pour la simulation GLA et la simulation "best guess" de mon article dans *Radiocarbon* (Fig. 3.5), on s'aperçoit que le carbone océanique dans PISCES n'est pas stratifié comme dans la simulation "best guess" avec CLIMBER-2. Or la stratification du carbone inorganique dissous est nécessaire pour respecter les distributions du ^{13}C (Bouttes et al., 2011) et du ^{14}C (cette étude) au glaciaire. L'hypothèse du chapitre 2 est donc validée : la distribution du carbone océanique dans la simulation GLA n'est pas représentative d'une distribution glaciaire de carbone océanique. Ceci ne résoud cependant pas la modélisation du cycle du carbone lors des événements abrupts, mais donne une piste d'amélioration.

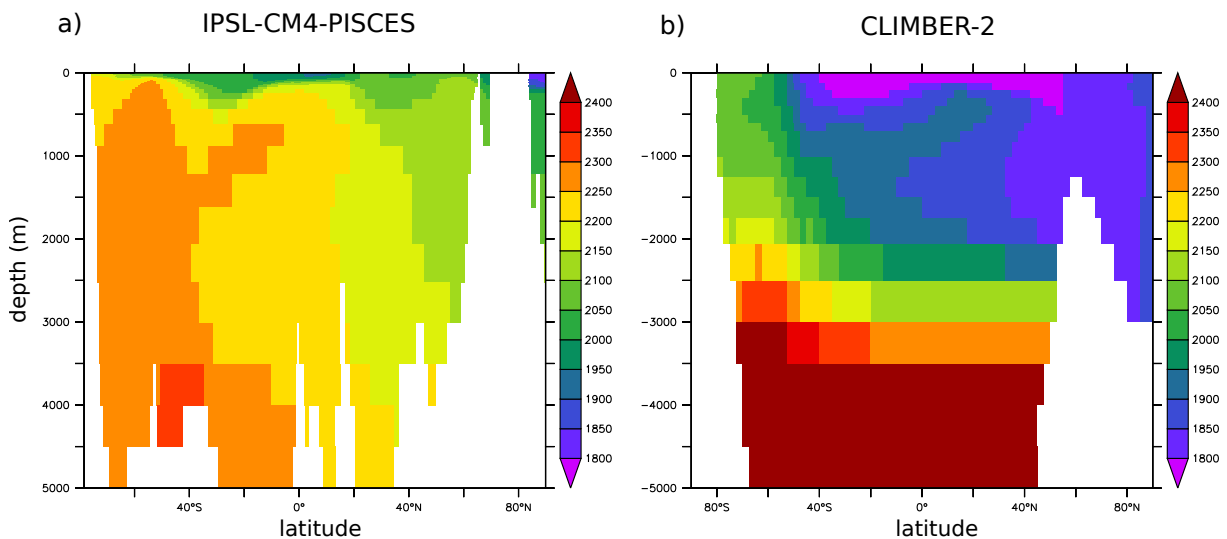


FIGURE 3.5 – Carbone inorganique dissous au LGM dans l'Océan Atlantique pour les modèles a) IPSL-CM4 (simulation GLA, cf. chapitre 2) et b) CLIMBER-2 (simulation "best guess" de ce chapitre).

3.3.2 Importance de la biologie marine sur l'échelle de temps glaciaire-interglaciaire ?

Dans l'article de *Radiocarbon*, on a vu que le mécanisme de fertilisation par le fer n'avait qu'un rôle marginal (-3 ppm) dans l'explication des variations glaciaire-interglaciaire du CO_2 . Le modèle CLIMBER-2 indique donc que la pompe biologique a peu d'impact sur les variations glaciaire-interglaciaire du cycle du carbone. Cependant, CLIMBER-2 a une représentation simplifiée de la biologie marine, par rapport au modèle PISCES par exemple (cf. sections 2.1.2 et 3.1.1). On peut imaginer qu'avec le modèle PISCES, la biologie marine aurait un impact relatif plus important sur les variations glaciaire-interglaciaire du CO_2 . Tagliabue et al. (2009) ont ainsi montré avec PISCES que la fertilisation par le fer en climat glaciaire pouvait entraîner une diminution d'environ 11 ppm du CO_2 , et qu'une augmentation du ratio "C/N" de 12% – ce qui augmente l'efficacité de la productivité primaire car pour une même quantité de nitrates plus de carbone inorganique

dissous est transformé en carbone organique – conformément aux résultats de Omta et al. (2006) pouvait entraîner une diminution d'environ 9 ppm du CO_2 . Le modèle CLIMBER-2 sous-estime donc peut-être l'effet de la pompe biologique sur les variations glaciaire-interglaciaire du cycle du carbone.

En résumé, ce chapitre décrit une nouvelle paramétrisation du ^{14}C dans CLIMBER-2 dans laquelle le terme de production cosmogénique peut être modifié, ce qui ouvre de nouvelles perspectives de modélisation des paléoclimats. Cette nouvelle paramétrisation, qui donne des résultats satisfaisants au préindustriel, a permis de valider le mécanisme de plongée de la saumure comme mécanisme majeur pour expliquer les différences glaciaire-interglaciaire du cycle du carbone.

⚓ **Données sédimentaires utiles :** compte-tenu des résultats obtenus dans ce chapitre, le mécanisme de plongée de la saumure est validé par les données de ^{12}C , de ^{13}C et de ^{14}C qui sont des contraintes majeures encore jamais atteintes pour aucun mécanisme tentant d'expliquer les variations glaciaire-interglaciaire du cycle du carbone. Cependant, il serait intéressant d'avoir de nouvelles reconstructions de salinité au fond de l'Océan Austral pour vérifier si la valeur élevée de salinité mesurée par Adkins et al. (2002) au fond de l'Océan Austral est confirmée par d'autres mesures. Il serait également intéressant d'obtenir des reconstructions de salinité de surface au Sud de 60°S pour voir s'il existe des minima de salinité aux glaciaires par rapport aux interglaciaires, ce qui serait une preuve supplémentaire de la validité du mécanisme de plongée de la saumure qui induit une augmentation de la salinité au fond de l'océan et une diminution en surface.

Bilan : J'ai validé le mécanisme de plongée de la saumure avec les données de $\Delta^{14}\text{C}$ atmosphériques et océaniques (article *Simulated Last Glacial Maximum $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ and the deep glacial ocean carbon reservoir* dans la revue *Radiocarbon*) pour expliquer l'état du cycle du carbone en climat glaciaire. En particulier, j'ai montré que le mécanisme de plongée de la saumure expliquait 66% des 100 ppm de différence entre le LGM et le climat préindustriel et 85% de la partie non cosmogénique des 450‰ de différence pour le $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$. Le mécanisme de plongée de la saumure est donc indispensable pour représenter correctement le cycle du carbone en climat glaciaire. Il est donc légitime de se demander si un tel mécanisme peut également expliquer les événements abrupts du cycle du carbone en climat glaciaire.

🔍 D'où l'idée de tester ce mécanisme de manière transitoire sur des événements abrupts : le déroulé de la dernière déglaciation, qui inclut à son début l'événement abrupt Heinrich 1, et les événements abrupts pendant MIS3.

Mise en évidence de l'importance du mécanisme de plongée de la saumure sur les variations abruptes du cycle du carbone

Objectif : montrer que le mécanisme de plongée de la saumure joue un rôle dans la génération des variations abruptes du cycle du carbone au glaciaire.

☞ Pour cela, j'ai procédé en 2 étapes :

1. modéliser la dernière déglaciation en mode couplé climat-carbone avec un scénario du mécanisme de plongée de la saumure adéquat
2. réaliser des tests de sensibilité du cycle de carbone à des variations du mécanisme de plongée de la saumure pendant MIS3

4.1 Choix des périodes de temps considérées

Dans le chapitre précédent, j'ai utilisé ma nouvelle représentation du ^{14}C dans le modèle CLIMBER-2 pour valider le mécanisme de plongée de la saumure sur l'échelle de temps glaciaire-interglaciaire. Il est intéressant de regarder si les données de ^{14}C peuvent également apporter des contraintes sur la variabilité rapide du cycle du carbone, et si le mécanisme de plongée de la saumure a un rôle sur cette variabilité rapide. La figure 4.1 présente l'organisation de ce chapitre en fonction des variations du CO_2 et du $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$.

La dernière déglaciation, qui inclut à son initiation l'événement abrupt Heinrich 1 présente l'avantage d'avoir une très bonne résolution temporelle dans les données de CO_2 et de $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$. C'est pourquoi j'ai étudié les variations conjointes du CO_2 et du $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ et vérifié si un scénario adéquat du mécanisme de plongée de la saumure était capable de reproduire ces variations (**section 4.2**). Je me suis ensuite intéressée à la période MIS3 (*Marine Isotope Stage 3*, entre -60 000 et -30 000 ans) (**section 4.3**). Les données de $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ s'arrêtent à -50 000 ans et leur barre d'erreur est plus importante que pendant la dernière déglaciation. Par ailleurs, les variations du $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ semblent essen-

tiellement pilotées par des variations du terme de production cosmogénique, notamment pendant l'événement du Laschamps (il y a environ $\sim 40\,700$ ans). J'ai donc étudié l'effet de changements de la production sur le $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ et l'importance du mécanisme de plongée de la saumure pour reproduire l'état glaciaire du cycle du carbone pendant l'événement du Laschamps (**section 4.3.1**). J'ai enfin testé l'effet de variations du mécanisme de plongée de la saumure sur le cycle du carbone pour voir si celles-ci étaient capables de reproduire les variations abruptes du CO_2 (**section 4.3.2**).

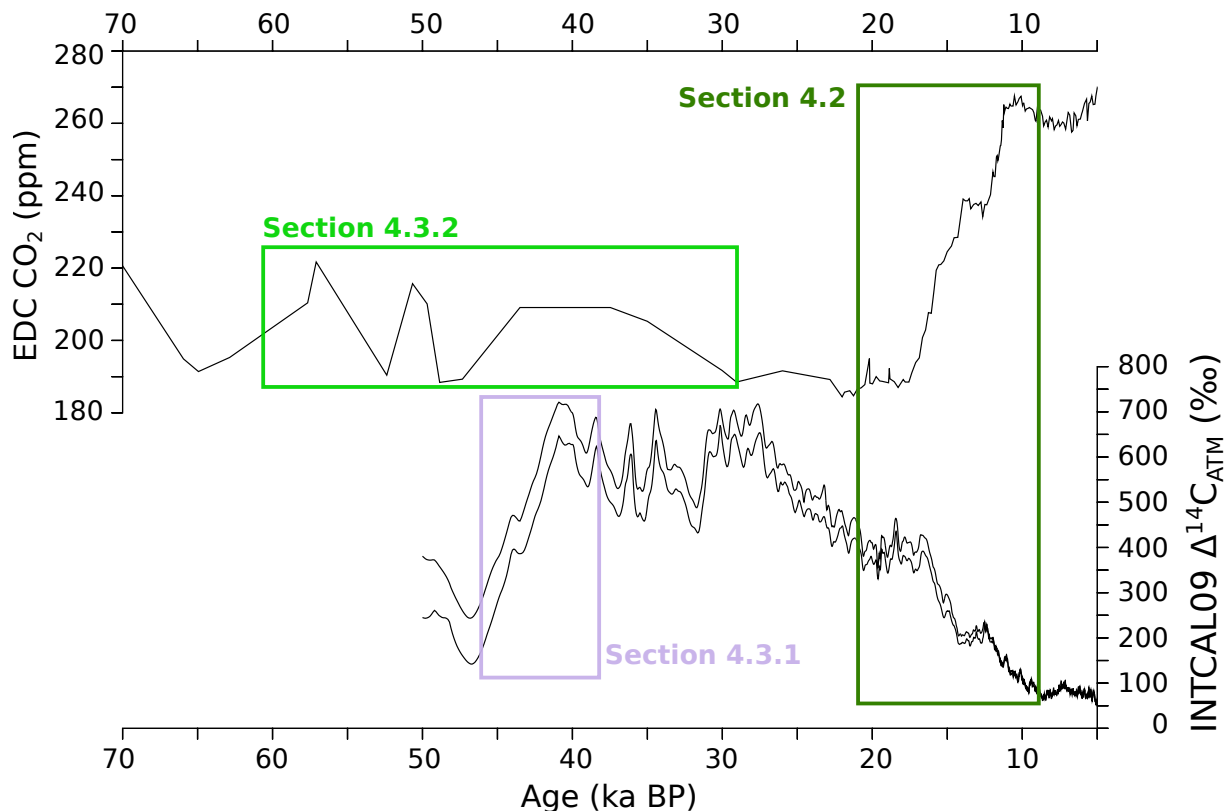


FIGURE 4.1 – De haut en bas : variations du CO_2 au site EDC en Antactique (Lüthi et al., 2008) et variations du $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ reconstruites par le projet INTCAL09 (Reimer et al., 2009). Les cadres de couleurs mettent en évidence l'organisation des différentes sections de ce chapitre.

4.2 Modélisation de la dernière déglaciation en mode couplé climat-carbone

4.2.1 Détermination d'un scénario de plongée de la saumure adéquat pour la dernière déglaciation

Dans le chapitre précédent, j'ai montré l'importance du mécanisme de plongée de la saumure pour représenter le cycle du carbone au Dernier Maximum Glaciaire. Pour modéliser l'évolution du cycle du carbone au cours de la dernière déglaciation, il faut donc trouver un scénario de plongée de la saumure adéquat pour passer d'une intense

plongée de saumure au LGM à l'absence de plongée au début de l'Holocène. Dans cette section, je vais détailler les choix que j'ai faits pour construire ce scénario.

Evaluation des scénarios précédemment utilisés

Bouttes et al. (2012a) ont déjà réalisé une déglaciation avec la version de CLIMBER-2 sans le $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ variable dans l'atmosphère. Ils ont testé quatre scénarios de plongée de la saumure (Fig. 4.2a). Ces scénarios arrêtent la plongée de la saumure soit abruptement (à -18 000 ou à -17 000 ans), soit progressivement de -18 000 à -12 000 ans. La réponse du CO_2 à ces quatre scénarios est dans la barre d'erreur des données en début de simulation au LGM et en fin de simulation au début de l'Holocène (Fig. 4.2b). En revanche, ces scénarios ne sont pas capables de reproduire le plateau de CO_2 qui existe entre -14 600 et -12 800 ans. Comment peut-on expliquer ce plateau ?

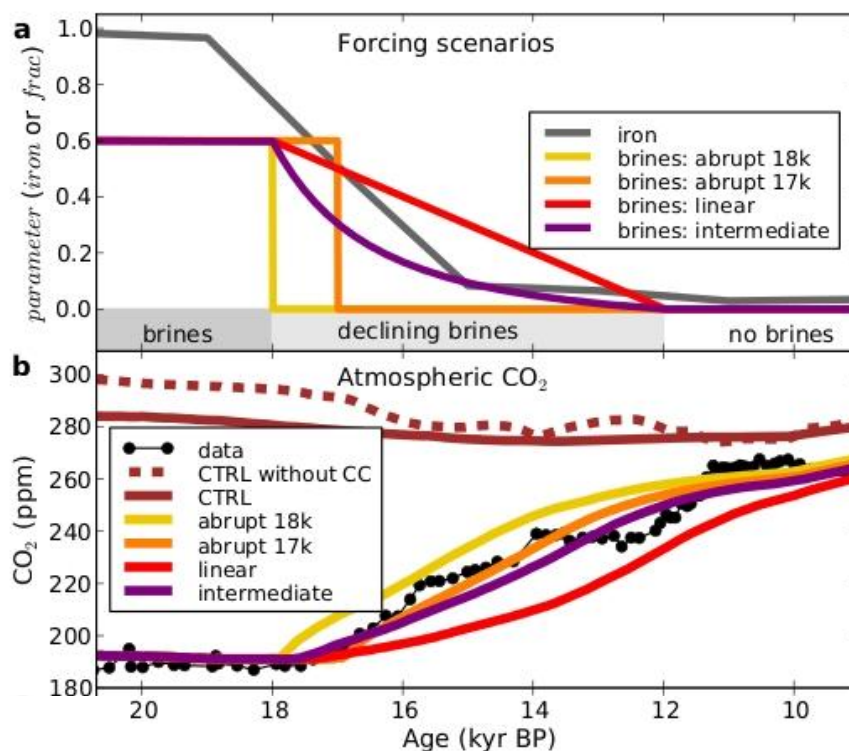


FIGURE 4.2 – Figure issue de Bouttes et al. (2012a) : a) Scénarios de frac (paramètre de plongée de la saumure) et b) réponse du CO_2 à ces différents scénarios.

Une réémergence du mécanisme de plongée de la saumure pendant l'ACR ?

Quand on regarde conjointement les données de CO_2 et les reconstructions de température en Antarctique (Fig. 4.3), on s'aperçoit que le plateau de CO_2 a lieu exactement au moment de l'ACR (*Antarctic Cold Reversal*), une pause dans le réchauffement global de la dernière déglaciation. On peut imaginer qu'à ce moment, l'Antarctique se refroidissant temporairement, il y a eu une réémergence du mécanisme de plongée de la saumure, car (1) le refroidissement a pu augmenter la production de glace de mer et (2) le niveau de la mer était encore bas à cette période (entre -14 600 et -12 800 ans). J'ai donc relancé la plongée de la saumure pendant l'ACR dans le but d'obtenir un plateau du CO_2 .

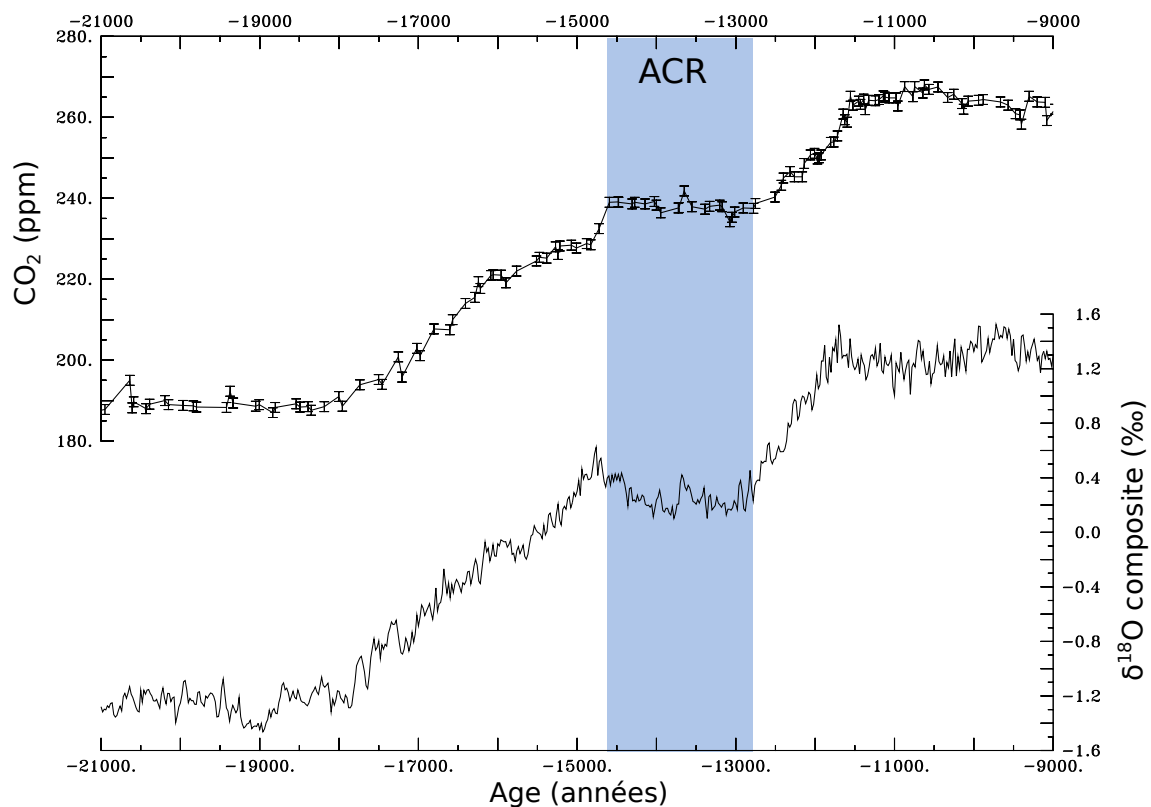


FIGURE 4.3 – De haut en bas : CO_2 (ppm) mesuré à EDC représenté sur l'échelle GICC05 (Parrenin et al., 2013) et composite de $\delta^{18}\text{O}$ qui traduit les variations de température en Antarctique (Pedro et al., 2011).

Un scénario basé sur les données de productivité dans l'Océan Austral

Pour compléter le déroulé du scénario de plongée de la saumure, je me suis appuyée sur une autre reconstruction, celle de la productivité dans l'Océan Austral, au niveau de l'Océan Atlantique (Anderson et al., 2009). Anderson et al. (2009) interprètent l'augmentation du flux d'opale comme une augmentation de l'intensité de l'upwelling. L'augmentation de la productivité pourrait être liée à une augmentation de l'apport de nutriments des couches profondes de l'océan vers la surface. Cette augmentation de l'apport en nutriments peut être en partie pilotée également par une augmentation de la ventilation de la colonne d'eau. Dans le cas d'une diminution de la plongée de la saumure, on obtient justement une augmentation de la ventilation dans l'Océan Austral. J'ai donc créé un scénario de plongée de la saumure qui suit à la fois les variations du flux d'opale et le refroidissement pendant l'ACR (Fig. 4.4).

En plus du scénario de plongée de la saumure, j'ai également ajouté un flux d'eau douce de 0.3 Sv dans l'Atlantique Nord (de 50°N à 70°N) entre -18 000 et -17 000 ans pour représenter la débâcle d'icebergs – identifiée grâce aux éléments détritiques dans les sédiments – et leur fonte successive lors de l'événement Heinrich 1. Quant au terme de production cosmogénique du ^{14}C , il suit la reconstruction GLOPIS-75 (Laj et al., 2002).

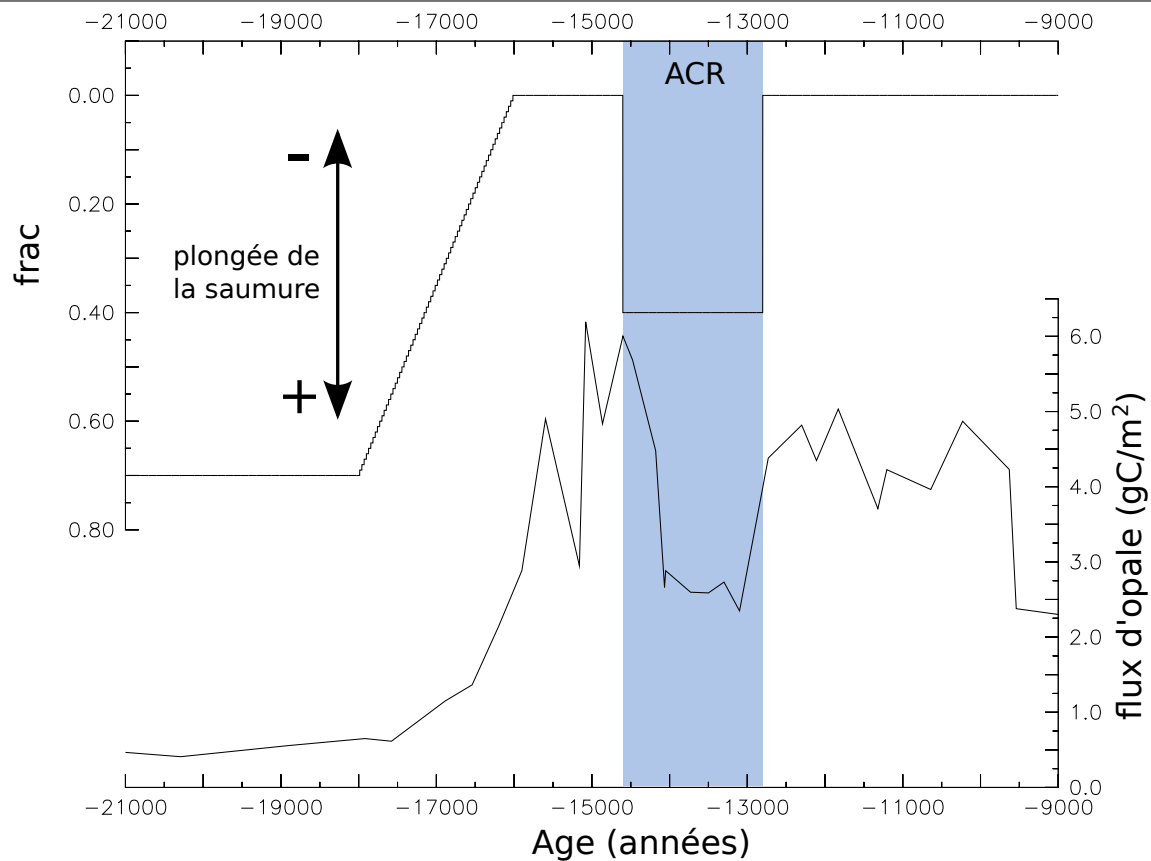


FIGURE 4.4 – De haut en bas : scénario de plongée de la saumure (représentée par le paramètre *frac* pour la simulation de la dernière déglaciation et flux d'opale (en gC/m²) qui illustre les variations de la productivité dans l'Océan Austral Atlantique (Anderson et al., 2009).

4.2.2 Simulation de la déglaciation avec le modèle CLIMBER-2 en mode couplé climat-carbone

Cette étude de la dernière déglaciation, qui a été soumise à la revue *Nature* est disponible ci-après. Le principal résultat est que le scénario de plongée de la saumure que j'ai construit permet d'expliquer les variations de CO₂ et de $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$, en reproduisant en particulier le plateau visible pour ces deux variables pendant l'ACR. Le scénario de plongée de la saumure explique 75% de la première augmentation de CO₂ entre -18 000 et -15 000 ans, les 25% restants sont expliqués par le flux d'eau douce appliqué dans l'Atlantique Nord. Le modèle reproduit également les séries temporelles de $\Delta^{14}\text{C}$ dans l'Océan Atlantique Nord et dans l'Océan Austral. Il est important de noter que cette simulation est réalisée en mode couplé climat-carbone. Enfin, l'étude des âges réservoirs du ¹⁴C dans l'océan de surface a permis d'identifier des zones et des périodes où cet âge peut atteindre des valeurs jusqu'à 1500 ans, à comparer aux 400 ans souvent utilisés dans les reconstructions du ¹⁴C marin.

A model for carbon and radiocarbon evolution during the last deglaciation

V. Mariotti-Epelbaum¹, D. Paillard¹, L. Bopp¹, D. M. Roche^{1,2} & N. Bouttes³

¹*Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, IPSL-CEA-CNRS-UVSQ, UMR 8212, Centre d'Etudes de Saclay, Orme des Merisiers bat. 701, 91191 Gif Sur Yvette, France*

²*Cluster Earth and Climate, Faculty of Earth and Life Sciences, Vrije Universiteit Amsterdam, Amsterdam, The Netherlands*

³*NCAS-Climate, Department of Meteorology, University of Reading, Reading RG6 6BB, UK*

The mechanisms explaining the atmospheric increase of carbon dioxide and decrease of radiocarbon during the last deglaciation (21,000–9,000 years ago) are not yet fully understood^{1,2}. One of the leading hypotheses is the outgasing of a radiocarbon-depleted carbon-enriched deep ocean reservoir from the Southern Ocean. Recent measurements on foraminifera³ and deep-sea corals⁴ support this hypothesis. We propose for the first time a coherent model for the atmospheric deglacial rise in carbon dioxide and decrease in radiocarbon and simulate that evolution in a fully coupled climate-carbon model. The experiment is based on a simple scenario of transient sinking of brines – sea-ice salt rejections – around Antarctica, which modulates Southern Ocean stratification. In particular, we simulate a reinvigorated sinking of brines during the Antarctic Cold Reversal (14,600–12,800 years ago). The simulation also reproduces deglacial ocean radiocarbon records measured in the North Atlantic⁵ and Southern Oceans^{3,4}, two key places for ocean dynamics. Our modelling results suggest that the

deglacial changes in atmospheric carbon dioxide and radiocarbon were achieved by means of a breakdown in the glacial brine-induced stratification of the Southern Ocean.

During the last deglaciation, the atmospheric carbon dioxide ($p\text{CO}_2$) increased from around 190 parts per million by volume (ppmv) at the Last Glacial Maximum (LGM; $\sim 21,000$ -18,000 years ago) to 265 ppmv at the beginning of the Holocene¹ ($\sim 9,000$ years ago). In the mean time, the atmospheric radiocarbon activity ($\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$) decreased from around 450 per mil (‰) to 75 ‰⁶. Of particular interest are the simultaneous two-step changes in both concentrations, with a first $p\text{CO}_2$ rise and $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ decrease during the so-called "Mystery Interval" ($\sim 18,000$ -14,600 years ago), and a second $p\text{CO}_2$ rise and $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ decrease between 12,800 and 9,000 years ago, and the simultaneous plateau in-between during the Antarctic Cold Reversal (ACR; $\sim 14,600$ -12,800 years ago) with constant concentrations of $p\text{CO}_2$ (~ 240 ppmv) and $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ (~ 200 ‰). $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ variations depend on cosmogenic production and carbon cycling. Geomagnetic field and ^{10}Be -based reconstructions have shown that radiocarbon production alone cannot explain the deglacial decrease in $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ ⁷. In parallel, ice-core and marine record data suggest that $p\text{CO}_2$ is mainly driven by marine processes in the Southern Ocean during the last deglaciation^{1,8}. One of the leading hypotheses to explain both $p\text{CO}_2$ and $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ deglacial changes is the outgassing of a radiocarbon-depleted and carbon-enriched deep ocean reservoir from the Southern Ocean. This hypothesis has been supported by recent sediment cores measurements^{3,4}. Nonetheless, the simultaneous deglacial $p\text{CO}_2$ and $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ have never been simulated with models.

Brine-induced changes of the glacial ocean have been recently proposed to explain LGM

$p\text{CO}_2$ and $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ concentrations^{9,10}. When sea ice forms, it releases pockets of cold and very salty water, called "brines", that sink underneath, and are mixed through the water column. When this phenomenon takes place over the continental shelf, around Antarctica for example, these pockets do not have time to mix entirely with the subsurface water masses and cover the base of the continental shelf. The formation of brines deep water plumes is measured today in the Weddell Sea, with brines plumes reaching depths greater than 2000 meters on the continental slope without much mixing with the surrounding water masses¹¹. Under the cold glacial conditions, sea-ice formation is enhanced and the salty water masses accumulate on the continental shelf. Then, these dense water masses flow on the continental slope to reach the abyssal ocean. The addition of dense brines waters increases the vertical ocean stratification and the concomitant downward transport of carbon builds up an isolated deep ocean carbon reservoir.

Our model simulates the coupled climate-carbon system, with an energy-water balance atmosphere, a vegetation model and an ocean model that includes carbon cycling and sea-ice dynamics and thermodynamics (Methods). We included a new parameterization of the $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ that takes into account cosmogenic production and carbon cycling changes. The simulation is run under deglacial solar-insolation, ice-sheet and radiocarbon cosmogenic production conditions (Methods). The evolution of the sinking of brines is built in adequation with a proxy for Southern Ocean productivity (Fig. 1a and b), which can be related to deglacial Southern Ocean ventilation¹². An increase in the opal flux can be explained by an increase in Southern Ocean ventilation, which in turn could be accomplished by a decreased brine-induced stratification (Supplementary Fig. 1). Particularly noteworthy is the period of the Antarctic Cold Reversal (14.6 to 12.8 ka BP (ka BP:

thousand years before present)): we set a resumption of the sinking of brines to reproduce the sea-ice response to colder conditions around Antarctica¹³ and the ventilation-driven decrease in Southern Ocean productivity. The simulation is also forced by a freshwater forcing of 0.3 Sv in the North Atlantic Ocean between 18 ka BP and 17 ka BP, mimicking Heinrich event 1. In brief, our model is forced by variations in insolation, ice-sheet distribution, ^{14}C cosmogenic production, North Atlantic freshening and Southern Ocean brine efficiency pathways. Note that the carbon cycle is fully interactive, i.e. pCO_2 is computed from the carbon cycle component and forces the radiative code of the climate component.

In response to the changes of ocean circulation, the simulated atmospheric pCO_2 and $\Delta^{14}\text{C}$ are globally in agreement with data reconstructions (Fig. 1c and d). More precisely, the drop of $\sim 190\text{‰}$ in $\Delta^{14}\text{C}$ and rise of ~ 50 ppm during the "Mystery Interval" are correctly represented. Of particular interest is the Antarctic Cold Reversal (ACR). The reinvigorated brines formation simulated during this period increases ocean stratification and carbon storage in the ocean. This results in a pause in the deglacial increase of pCO_2 and decrease of $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$. pCO_2 remains stable at ~ 240 ppm and $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ at $\sim 190\text{‰}$. During the two phases of the pCO_2 increase, the model tends to simulate a slower rate of increase than in the ice core data. The fact that our model simulates an increase in the terrestrial biospheric carbon reservoir during Heinrich Stadial 1 (Supplementary Fig. 2) contributes to this mismatch.

The sinking of brines scenario explains $\sim 75\%$ of the first rise in pCO_2 (18 to 14.6 ka BP), while the freshening scenario accounts only for $\sim 25\%$ of it (Fig. S3). In the south, the decreased

sinking of brines leads to an outgasing of $p\text{CO}_2$ with a low ^{14}C signature through the Southern Ocean. In the north, the freshening induces upper water stratification that prevents the uptake of carbon by the ocean. This accumulation of carbon in the atmosphere keeps the high-level of $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ longer too.

Not only are the deglacial atmospheric $p\text{CO}_2$ and $\Delta^{14}\text{C}$ correctly represented, but the ocean $\Delta^{14}\text{C}$ is also in agreement with data in the North Atlantic and Southern Oceans, two key regions with clear signatures of intermediate, deep and bottom water masses. The evolution of simulated water masses in the Southern Ocean reproduces well deglacial changes in ocean stratification reconstructed from data (Fig. 1e). During the LGM (here 21 to 18 ka BP), the three water masses AAIW (Antarctic Intermediate Water), UCDW (Upper Circumpolar Deep Water) and LCDW (Lower Circumpolar Deep Water) remain constant at three different levels of $\Delta\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ ($\Delta\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}} = \Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}} - \Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$) (respectively ~ -200 , -300 and -575‰), reflecting the strong stratification in this region. Then, from 17 to 14 ka BP, LCDW $\Delta\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ increases up to $\sim -250\text{‰}$, i.e. similar to the upper and intermediate water masses values, reflecting the increase in ventilation of Southern Ocean abyssal waters. In response to the reinvigorated sinking of brines during the ACR, the model simulates a small decrease of 50‰ in LCDW $\Delta\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ between 14 and 12.5 ka BP. Finally, between 11.5 and 9 ka BP, the three water masses have constant $\Delta\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ values that are close to each other, which shows that the whole water column is well ventilated. The model seems to overestimate the sinking of brines mechanism and simulates LCDW $\Delta\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ that are slightly too low between 18 and 14.5 ka BP compared to the single record available³.

The simulated water masses in region of deep water formation are also in agreement with marine records⁵ from the North West Atlantic Ocean ($\sim 36^\circ\text{N}$) (Fig. 2). During the LGM, the ocean remains well stratified, as can be seen from the horizontal isolines of $\Delta\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$. Between 18 and 14.6 ka BP, there is a two-step change in $\Delta\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ in response to both sinking of brines and freshwater forcing scenarios. Between 18 and 17 ka BP, the ocean becomes even more stratified than the glacial ocean, especially in the upper part (above 2000 m), because of the shutdown of the AMOC in response to the freshening scenario. Then, the ventilation of the ocean increases to reach the whole water column in response to both the reduced sinking of brines and the reinvigorated AMOC after the cessation of the freshening. Between 14.6 and 12.8 ka BP, there is a resumption of a ^{14}C -depleted deep ocean reservoir below 3000 m due to the reinvigorated sinking of brines during the ACR. This water mass progressively disappears between 12.8 and 9 ka BP due to the simulated shutdown of the sinking of brines. Again, the model seems to overestimate the mechanism of sinking of brines and simulates abyssal $\Delta\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ water mass values during the LGM that are too low, but there is only one record to compare to, whereas the model reproduces perfectly the gradient of $\Delta\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ at 15.5 ka BP between 1000 and 2500 m documented by ~ 20 records.

Based on the simulation, the model also provides reservoir ages varying in location and time, which is a crucial information for paleoceanographic reconstructions. In the surface western Atlantic Ocean, contrary to the constant 350-to-450-year reservoir age usually hypothesized in paleoceanography reconstructions, the simulated reservoir age reaches values up to 1,900 years in certain regions (Fig. 3). The deglacial decrease in the reservoir age of the Southern Ocean (south of 60°S) is coherent with the outgassing of the abyssal ^{14}C -depleted carbon reservoir. This

deep reservoir gets indeed younger by mixing with the water masses above. The old reservoir ages ($\sim 800 - 1,600$ years) in the North Atlantic (north of 50°N) between 18 and 15 ka BP are due to an increase of stratification and sea-ice extent in response to the freshening scenario. This freshwater and sea-ice lid isolates the surface water masses from the atmosphere, inducing an increase of the reservoir age. This was already found in a sediment-data-based study¹⁴. Related to this North Atlantic old reservoir ages region are two others areas: the local minimum reservoir ages in the tropical Atlantic Ocean between 17.5 and 15.5 ka BP and the local minimum reservoir ages in the Southern Ocean around 15 ka BP. These two patterns result both of the deep advection of the North Atlantic negative anomaly. Such general circulation-induced changes in reservoir ages are difficult to infer from data reconstructions and our model provides a discussion framework.

Based on the model-data comparison, this study supports the hypothesis of an isolated abyssal glacial carbon ocean reservoir and gives a physical mechanism within a coherent climate background to explain the 190‰ drop in $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ during the so-called "Mystery Interval". However, our model does not represent explicitly the sinking of brines, which is parameterized, considering the coarse resolution of the model. While this study demonstrates that the change of stratification in the Southern Ocean is in agreement with available data, it remains to be tested explicitly with a General Circulation Model. Based on our results, it appears that a glacial cosmogenic production rate higher than what has been reconstructed is not necessary to explain deglacial changes in $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$, since changes in ocean circulation are sufficient.

This study also points out that ocean circulation changes can induce non negligible variations

in surface reservoir ages. This finding was already noted in the INTCAL09 project⁶ and in modelling studies^{15,16}. We provide for the first time a complete deglaciation simulation with a coherent carbon cycle both in the atmosphere and in the ocean, thus providing robust estimates of transient surface reservoir ages.

In conclusion, this letter proposes a first order physical mechanism to explain both the deglacial changes in $p\text{CO}_2$ and $\Delta^{14}\text{C}$: the brine-induced ocean stratification. This mechanism supports the hypothesis of an abyssal old carbon reservoir to explain the "Mystery Interval". Based on our robust data-model comparison for $p\text{CO}_2$ and $\Delta^{14}\text{C}$, we provide a deglacial simulated record for West Atlantic Ocean surface reservoir ages. This new record could be used in marine $\Delta^{14}\text{C}$ reconstructions to reduce the uncertainty on surface reservoir ages.

Methods

Coupled carbon-climate model In the simulation presented in this letter, we use the model of intermediate complexity CLIMBER-2 (CLIMate-BiosphERe model)¹⁷. This is a fully coupled carbon-climate model, with a two-dimensional (vertically averaged) energy-water-balance atmospheric model, a 2.5-dimensional dynamics / thermodynamics ocean model that includes ocean carbon cycling and a dynamics / thermodynamics sea-ice model, and a terrestrial vegetation model (with three types of surface: tree, grass and bare soil). The ocean model has 11 vertical levels and simulates the zonally averaged temperature, salinity, meridional and vertical velocities for three individual ocean basins (Atlantic, Pacific and Indian). The ocean carbon model includes a sediment module that represents the carbonate compensation process and computes explicitly the radio-

carbon isotope^{18,19}. The model has been successfully tested under present¹⁷ and glacial²⁰ climate conditions. For the specific needs of our study, we have further developed this model. $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ is interactively computed by the model with explicit fluxes from the ocean, the terrestrial biosphere and the prescribed cosmogenic source¹⁰.

External forcings and parameterization of the simulation The simulation is forced with documented deglacial solar insolation²¹, ice sheets²² and cosmogenic radiocarbon production²³. The carbon cycle model is fully coupled to the climate model as done previously²⁴, which means that the pCO_2 calculated in the carbon cycle model is used in the radiative code of the climate model. The sinking of brines mechanism is represented by the *frac* parameter²⁵ that corresponds to the fraction of salt released by sea-ice formation that sinks to the bottom of the ocean. In the model, *frac* varies between 0 and 1. When it is equal to 1, the stratification effect is maximum, and when it is equal to 0, there is no brine-induced stratification effect. Our deglacial sinking of brines scenario (Fig. 1a) follows the opal flux time series of a Southern Ocean sediment core (Fig. 1b), which might be controlled by ventilation changes¹² (see Fig. S1 and discussion in SOM). To generate the increased (respectively decreased) ventilation, the *frac* parameter is decreased (respectively increased). In particular, during the Last Glacial Maximum and the Antarctic Cold Reversal, both characterized by an increased Southern Ocean stratification, *frac* is increased. We also simulate Heinrich Stadial 1 by adding a freshwater forcing of 0.3 Sv in the latitudes 50 to 70°N in the North Atlantic between 18 ka BP and 17 ka BP.

Notations $\Delta^{14}\text{C} = \left(\frac{{}^{14}\text{R}}{{}^{14}\text{R}_{\text{std}}} - 1 \right) \times 1000$ with ${}^{14}\text{R} = \frac{{}^{14}\text{C}}{{}^{12}\text{C}}$

$$\Delta\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}} = \Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}} - \Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$$

1. Monnin, E. *et al.* Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination. *Science* **291**, 112–114 (2001).
2. Broecker, W. & Barker, S. A 190 drop in atmosphere's $\Delta^{14}\text{C}$ during the mystery interval (17.5 to 14.5 kyr). *Earth Planet. Sci. Lett* **256**, 90–99 (2007).
3. Skinner, L., Fallon, S., Waelbroeck, C., Michel, E. & Barker, S. Ventilation of the deep southern ocean and deglacial CO₂ rise. *Science* **328**, 1147–1151 (2010).
4. Burke, A. & Robinson, L. The southern ocean's role in carbon exchange during the last deglaciation. *Science* **335**, 557–561 (2012).
5. Robinson, L. *et al.* Radiocarbon variability in the western north atlantic during the last deglaciation. *Science* **310**, 1469–1473 (2005).
6. Reimer, P. *et al.* Intcal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* **51**, 1111–1150 (2009). URL <https://journals.uair.arizona.edu/index.php/radiocarbon/article/view/3>
7. Muscheler, R. *et al.* Changes in the carbon cycle during the last deglaciation as indicated by the comparison of ¹⁰Be and ¹⁴C records. *Earth and Planetary Science Letters* **219**, 325–340 (2004).
8. Barker, S. *et al.* Interhemispheric atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature* **457**, 1097–1102 (2009).

9. Bouttes, N., Paillard, D., Roche, D., Brovkin, V. & Bopp, L. Last glacial maximum CO₂ and $\delta^{13}\text{C}$ successfully reconciled. *Geophysical Research Letters* **38**, L02705 (2011).
10. Mariotti, V., Paillard, D., Roche, D. M., Bouttes, N. & Bopp, L. Simulated Last Glacial Maximum $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ and the deep glacial ocean carbon reservoir. *Radiocarbon* (in press). URL <https://journals.uair.arizona.edu/index.php/radiocarbon/article/view/1>
11. Foldvik, A. *et al.* Ice shelf water overflow and bottom water formation in the southern weddell sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)* **109** (2004).
12. Anderson, R. *et al.* Wind-driven upwelling in the Southern Ocean and the deglacial rise in atmospheric CO₂. *Science* **323**, 1443–1448 (2009).
13. Parrenin, F. *et al.* Synchronous change of atmospheric CO₂ and antarctic temperature during the last deglacial warming. *Science* **339**, 1060–1063 (2013).
14. Waelbroeck, C. *et al.* The timing of the last deglaciation in north atlantic climate records. *Nature* **412**, 724–727 (2001).
15. Singarayer, J. *et al.* An oceanic origin for the increase of atmospheric radiocarbon during the Younger Dryas. *Geophysical Research Letters* **35**, L14707 (2008).
16. Ritz, S., Stocker, T. & Müller, S. Modeling the effect of abrupt ocean circulation change on marine reservoir age. *Earth and Planetary Science Letters* **268**, 202–211 (2008).
17. Petoukhov, V. *et al.* CLIMBER – 2: a climate system model of intermediate complexity. Part I: model description and performance for present climate. *Climate dynamics* **16**, 1–17 (2000).

18. Brovkin, V., Ganopolski, A., Archer, D. & Rahmstorf, S. Lowering of glacial atmospheric CO₂ in response to changes in oceanic circulation and marine biogeochemistry. *Paleoceanography* **22**, PA4202 (2007).
19. Brovkin, V. *et al.* Carbon cycle, vegetation, and climate dynamics in the holocene: Experiments with the CLIMBER-2 model. *Global Biogeochemical Cycles* **16**, 1139 (2002).
20. Ganopolski, A. & Rahmstorf, S. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature* **409**, 153–158 (2001).
21. Berger, A. Long-term variations of daily insolation and quaternary climatic changes. *Journal of Atmospheric Sciences* **35**, 2362–2367 (1978).
22. Peltier, W. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth: the ICE – 5G (VM2) model and GRACE. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **32**, 111–149 (2004).
23. Laj, C. *et al.* Geomagnetic field intensity, north atlantic deep water circulation and atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ during the last 50 kyr. *Earth and Planetary Science Letters* **200**, 177–190 (2002).
24. Bouttes, N. *et al.* Impact of oceanic processes on the carbon cycle during the last termination. *Climate of the Past* **8**, 149–170 (2012).
25. Bouttes, N., Paillard, D. & Roche, D. Impact of brine-induced stratification on the glacial carbon cycle. *Climate of the Past* **6** (2010).

Acknowledgements We thank Valérie Masson-Delmotte, Myriam Guillevic and Claire Waelbroeck for comments on the atmospheric and oceanic reconstructions. V.M.-E. and D.P. were supported by the French

Alternative Energies and Atomic Energy Commission funding. L.B. and D.M.R. were supported by the French National Center for Scientific Research funding. N.B. was funded by the European Research Council under the European Community's Seventh Framework Programme (FP7/2007-2013), ERC grant agreement number 247220, project "Seachange".

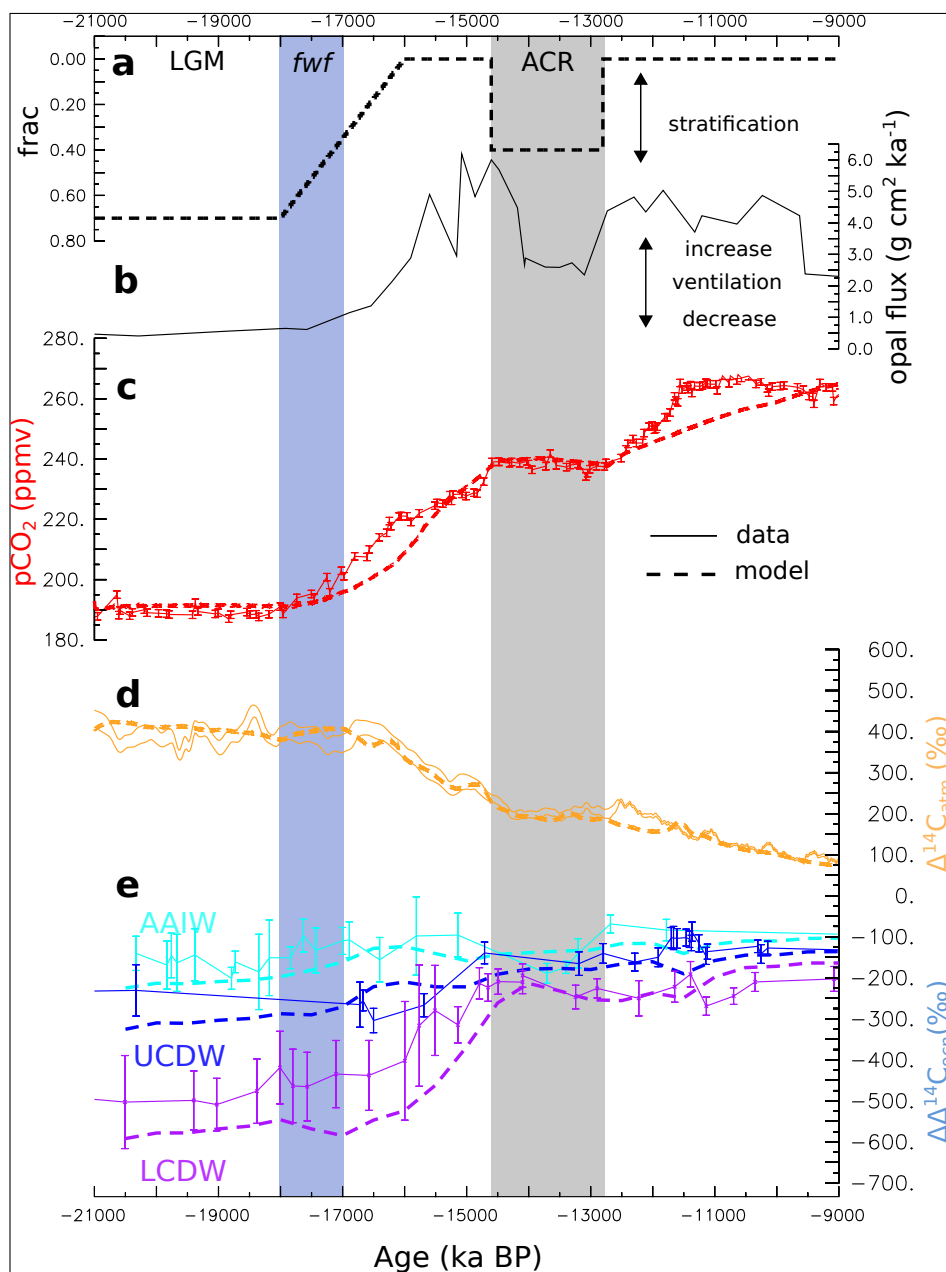
Competing Interests The authors declare that they have no competing financial interests.

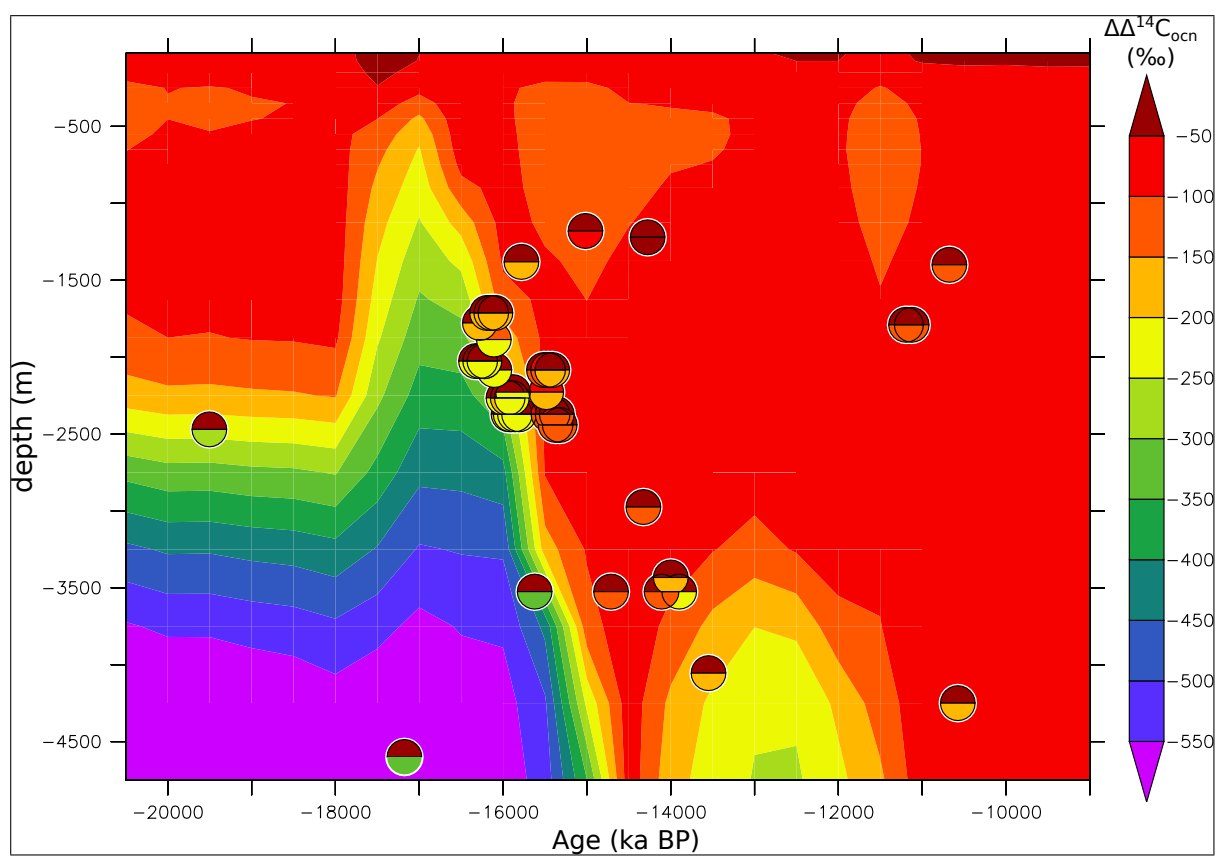
Correspondence Correspondence and requests for materials should be addressed to V. Mariotti (email: veronique.mariotti@lsce.ipsl.fr).

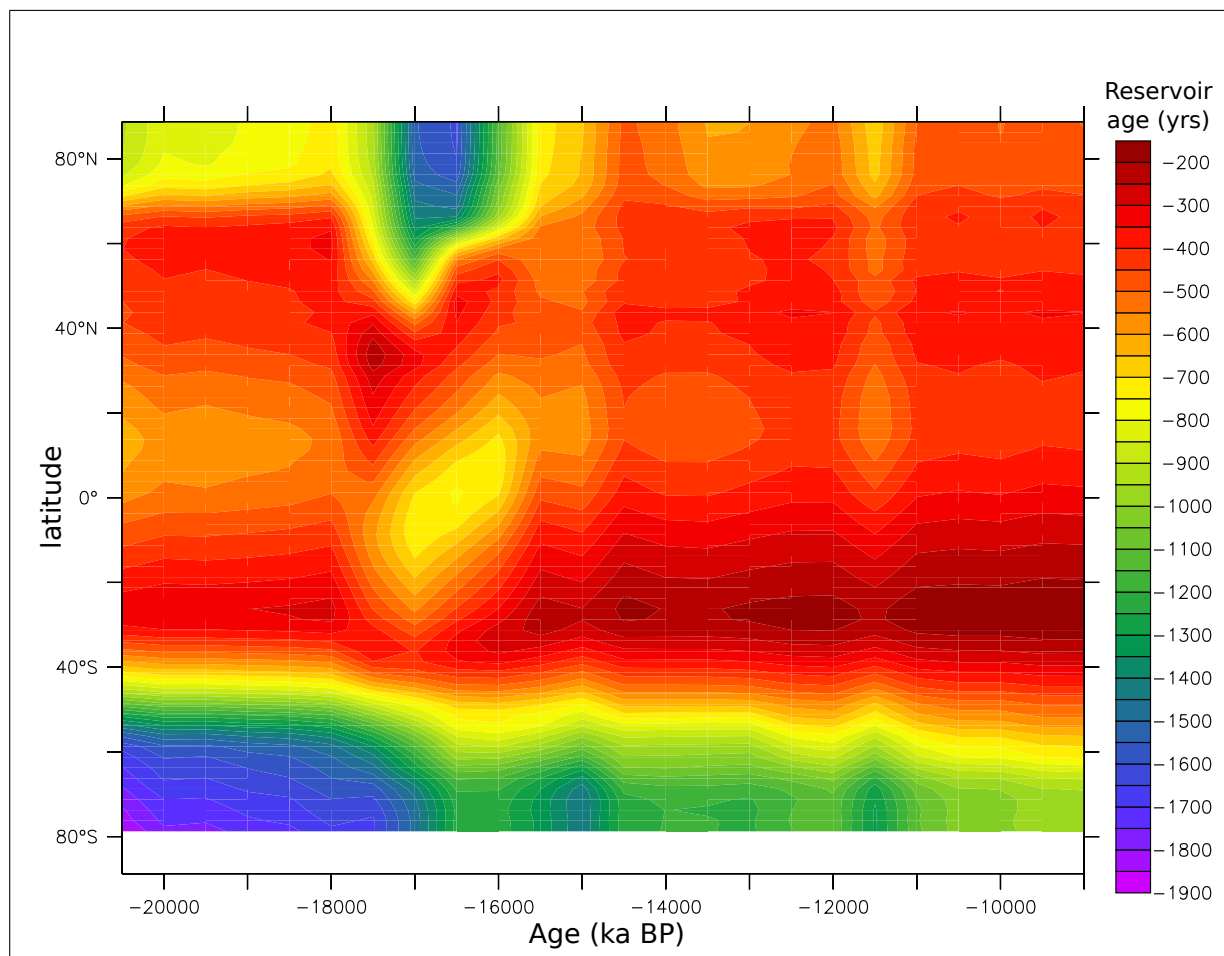
Figure 1 Simulated deglacial $p\text{CO}_2$ and $\Delta^{14}\text{C}$ show good agreement with data reconstructions. **a**, Scenario of sinking of brines represented by the parameter *frac* (Methods); **b**, measured opal flux (in $\text{g cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}$) from TN057-13PC¹² as a proxy for ventilation in the Southern Ocean; **c** simulated (thick red dashes) and measured¹³ (thin red line with 1-sigma errorbars) atmospheric $p\text{CO}_2$ (in ppmv); **d**, simulated $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ (thick orange dashes) and reconstructed⁶ $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ with 1-standard deviation envelope (orange thin line) (in ‰); **e** simulated (thick dashes) and measured⁴ (thin line with 2-sigma errorbars) $\Delta\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ (in ‰) of three water masses of the Southern Ocean: AAIW (Antarctic Intermediate Water (~300-800 meters depth), in light blue), UCDW (Upper Circumpolar Deep Water (~600-1750 meters depth), in dark blue) and LCDW (Lower Circumpolar Deep Water (3770 meters depth), in purple) in function of time (in ka BP, thousand years before present). *fwf* refers to the freshwater forcing. All the time series plotted here are represented onto the GICC05 age scale except for the opal flux record, whose age scale is based on GISP-II.

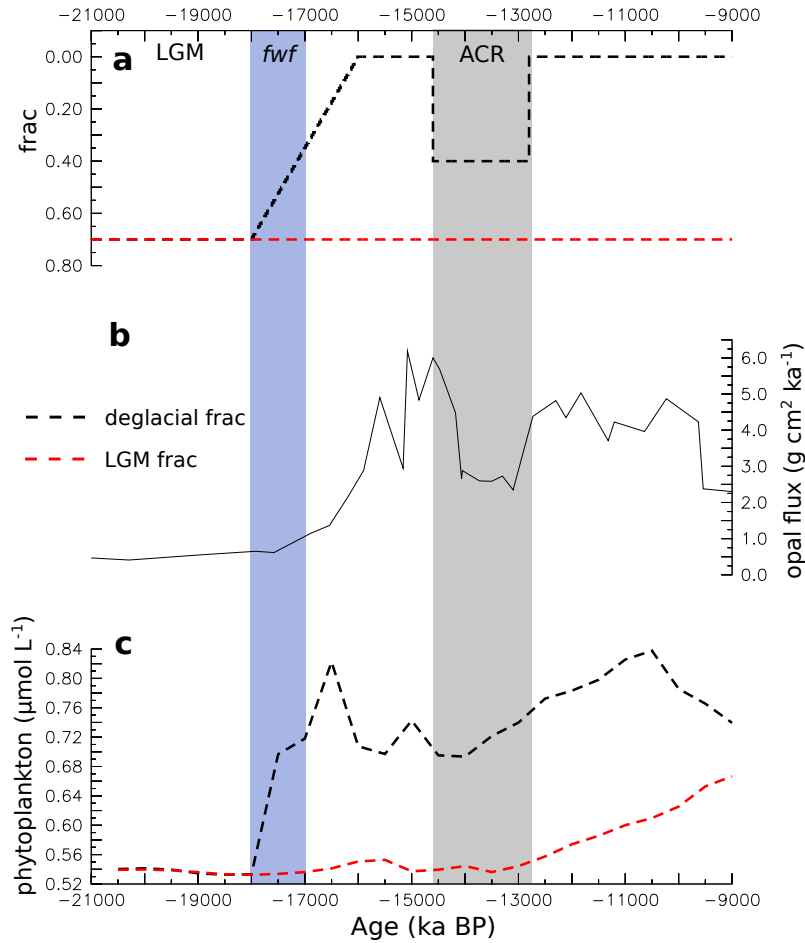
Figure 2 Simulated $\Delta\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ is in agreement with coral- and foraminifera-based reconstructed $\Delta\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ in the North West Atlantic Ocean (~36°N). The filled field is the model output whereas the data points are from sediment records⁵. The upper (respectively lower) part of the circle represents the maximum (respectively minimum) value of $\Delta\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ in the core.

Figure 3 Simulated deglacial surface reservoir ages in the Atlantic Ocean vary in latitude and time, far from the usually hypothesized 350-to-450 years. Simulated reservoir ages are represented in function of latitude (y axis) and time (x axis).

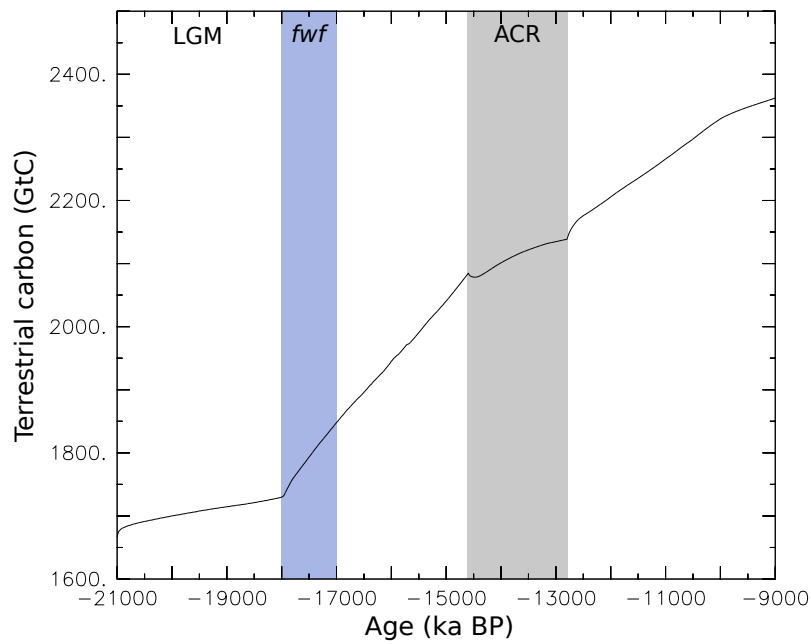




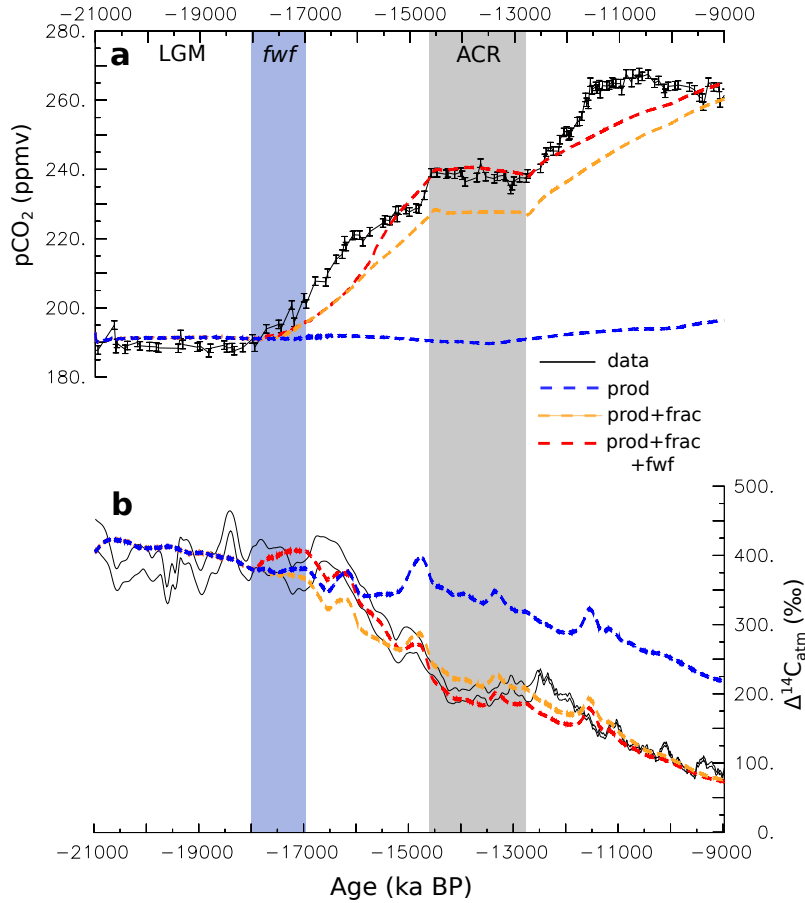




Supplementary Figure 1: **The simulated phytoplankton biomass reproduces roughly the reconstructed productivity when forced by the deglacial sinking of brines scenario.** **a**, Scenarios of sinking of brines; **b**, measured opal flux (in $\text{g cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}$) from TN057-13PC[1]; **c**, simulated phytoplankton biomass (in $\mu\text{mol L}^{-1}$) at the same location than TN057-13PC. The dashed black lines correspond to a scenario of a changing deglacial sinking of brines, while the dashed red lines correspond to a scenario of a fixed deglacial sinking of brines. With a fixed sinking of brines scenario, the phytoplankton biomass does not reproduce the deglacial variations of the productivity proxy. Note that the model for productivity is limited to one nutrient (phosphate) with only four levels on the first 250 meters of the ocean, so the simulated productivity cannot reproduce with fidelity the reconstructed productivity. But at least, we see that the decreased sinking of brines between 18 ka BP and 16.5 ka BP induces a 50% rise in the phytoplankton biomass. This might be due to the sudden increase in ventilation in the Southern Ocean in response to the breakdown in the brine-induced stratification. More nutrients are then available in the subsurface waters, which increases the productivity.



Supplementary Figure 2: **The simulated global terrestrial carbon reservoir increases during the deglaciation, including during the Heinrich Stadial 1 and Younger Dryas events.** The simulated terrestrial carbon reservoir (in GtC, gigatons of carbon) in response to the deglacial sinking of brines scenario presented in Fig 1 of the paper is represented in function of time. The terrestrial model does not include carbon from permafrost or carbon locked under continental ice sheets that have been proposed as possible contributors for the deglacial $p\text{CO}_2$ rise[2, 3]. This might explain the mismatch between model and data during the two phases of the $p\text{CO}_2$ rise.



Supplementary Figure 3: **The relative role of sinking of brines, Heinrich event 1 freshening and reconstructed cosmogenic production on $p\text{CO}_2$ and $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$.** Simulated (thick dashed lines) **a**, $p\text{CO}_2$; **b** $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ compared to data reconstructions (thin black lines). Three simulations are plotted: a LGM-fixed sinking of brines scenario with the prescribed cosmogenic ^{14}C -production rate[4] (in blue), the changing deglacial sinking of brines scenario with the prescribed cosmogenic ^{14}C -production rate (in orange) and same as the precedent but with the Heinrich event 1 freshening scenario (simulation of Fig. 1). We see the major role of the changing deglacial sinking of brines to explain both $p\text{CO}_2$ (75% of the rise) and $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ (65% of the decrease) during the the first step of the last deglaciation (18,000-14,000 years ago). We compared the simulations to $p\text{CO}_2$ [5] and $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ [6] reconstructions.

References

- [1] Anderson, R. *et al.* Wind-driven upwelling in the Southern Ocean and the deglacial rise in atmospheric CO₂. *Science* **323**, 1443–1448 (2009).
- [2] Zech, R., Huang, Y., Zech, M., Tarozo, R. & Zech, W. High carbon sequestration in siberian permafrost loess-paleosols during glacials. *Climate of the Past* **7**, 501–509 (2011).
- [3] Zeng, N. Quasi-100 ky glacial-interglacial cycles triggered by subglacial burial carbon release. *Climate of the Past* **3**, 135–153 (2007).
- [4] Laj, C. *et al.* Geomagnetic field intensity, north atlantic deep water circulation and atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ during the last 50 kyr. *Earth and Planetary Science Letters* **200**, 177–190 (2002).
- [5] Parrenin, F. *et al.* Synchronous change of atmospheric CO₂ and antarctic temperature during the last deglacial warming. *Science* **339**, 1060–1063 (2013).
- [6] Reimer, P. *et al.* Intcal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* **51**, 1111–1150 (2009).

4.2.3 Plongée de la saumure et oxygène lors de la déglaciation

L'oxygène est un élément important dans les cycles biogéochimiques, il convient donc de vérifier si le scénario de plongée de la saumure est compatible avec les reconstructions d'oxygène au cours de la dernière déglaciation. De nouvelles données d'oxygène ont été publiées récemment (Jaccard and Galbraith, 2011) (Fig. 4.6). Elles indiquent qu'au LGM les concentrations d'oxygène au fond de l'océan étaient plus faibles qu'à l'Holocène – sans toutefois que les masses d'eaux deviennent anoxiques – et qu'au contraire les concentrations d'oxygène des eaux de surface étaient plus élevées qu'à l'Holocène. Cette évolution de la distribution de l'oxygène se comprend bien si l'on considère le LGM. Pendant le LGM, les eaux de surface sont plus froides qu'au début de l'Holocène, la solubilité de l'oxygène est ainsi augmentée, ce qui explique des concentrations plus élevées de l'oxygène en surface au LGM. Par ailleurs, les auteurs expliquent l'augmentation des concentrations d'oxygène au fond de l'océan par une augmentation de la ventilation de l'océan. La faible ventilation au glaciaire a aussi un impact positif sur les fortes concentrations d'oxygène de surface, en limitant le mélange des eaux de surface riches en oxygène avec les eaux de subsurface appauvries en oxygène. Ces données d'oxygène sont-elles compatibles avec le scénario de plongée de la saumure de la dernière déglaciation ?

L'oxygène simulé lors de la déglaciation

Au LGM, le Pacifique Nord profond est anoxique, ce qui va à l'encontre des données, mais s'explique par le biais de faible ventilation du Pacifique Nord profond déjà présent au préindustriel (cf. section 3.1.3). Le reste de l'océan n'est pas anoxique au LGM dans la simulation. Lorsque l'on compare le début de l'Holocène au LGM, le modèle simule une diminution de la concentration d'oxygène dans l'océan de surface au cours de la déglaciation, alors que l'océan profond, lui, s'enrichit en oxygène (Fig. 4.5), ce qui est en accord avec les données de Jaccard and Galbraith (2011). Au LGM, l'océan profond est plus isolé qu'à l'Holocène à cause de la stratification plus importante induite par le mécanisme de plongée de la saumure, c'est pourquoi les concentrations d'oxygène y sont plus faibles. La stratification induite par la plongée de la saumure au glaciaire induit également une diminution de la ventilation des eaux de surface et donc une augmentation des concentrations d'oxygène en surface.

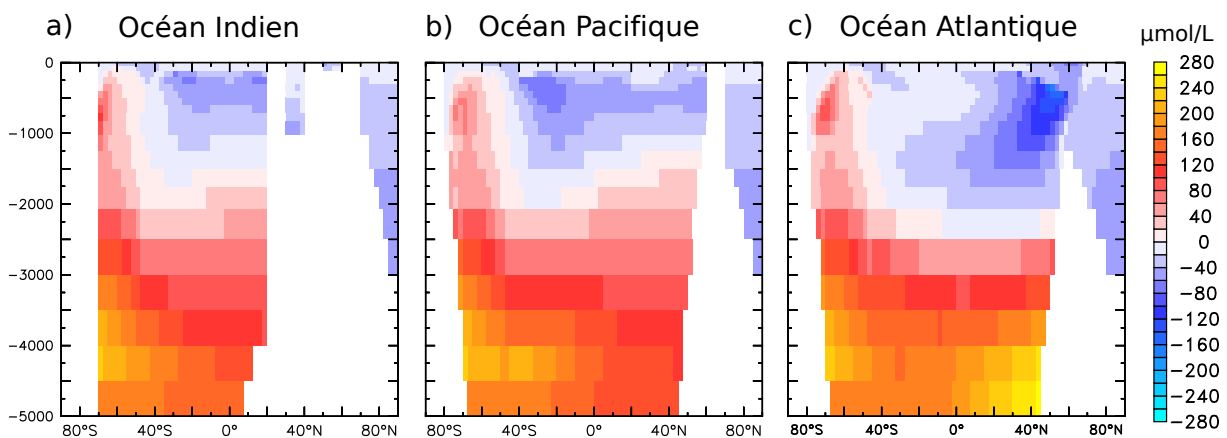


FIGURE 4.5 – Anomalies d'oxygène ($\mu\text{mol/L}$) simulées avec CLIMBER-2 entre le début de l'Holocène (moyennées sur les années -9000 à -10 000) et le LGM (moyennées sur les années -21 000 à -18 000).

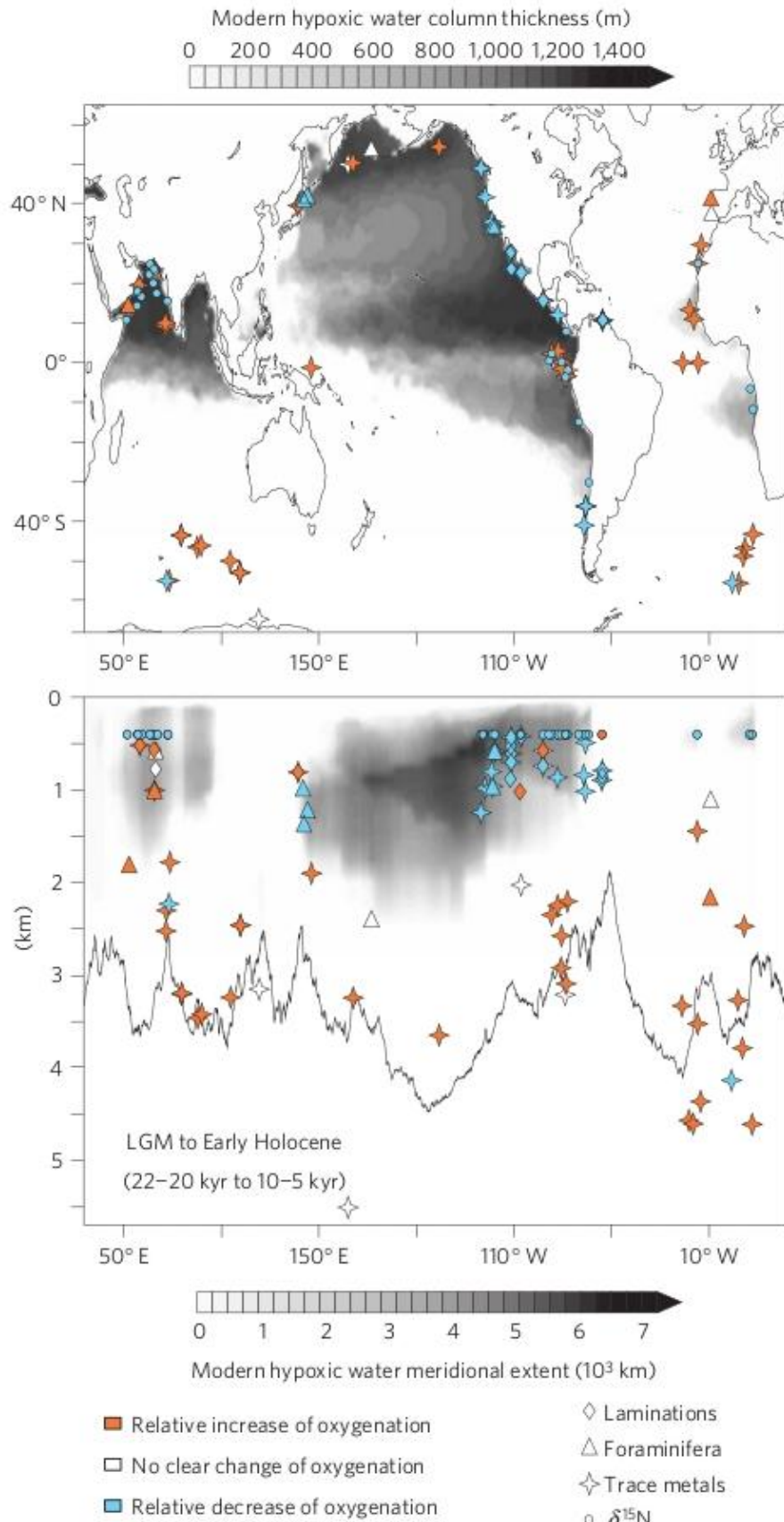


FIGURE 4.6 – Anomalies d'oxygène mesurées entre le début de Holocène et le LGM (figure **b** issue de Jaccard and Galbraith (2011)).

Oxygène et ventilation de l'océan

L'étude conjointe des âges réservoir et de la fonction de courant simulés dans l'Océan Atlantique Nord permet de visualiser les changements de ventilation entre le LGM et le début de l'Holocène. Le fort gradient vertical des âges réservoir au LGM induit par l'augmentation de la plongée de la saumure indique une faible ventilation de l'océan, ce qui explique la distribution de l'oxygène glaciaire mesuré dans les sédiments. Cette faible ventilation au glaciaire est visible également dans l'amincissement de la fonction de courant – ou circulation méridienne de renversement – ce qui est en accord avec les reconstructions de la fonction de courant (McManus et al., 2004). A l'inverse, au début de l'Holocène, lorsque la plongée de la saumure s'est arrêtée, la circulation méridienne de renversement s'approfondit nettement, ce qui contribue à ventiler l'océan, expliquant les âges réservoir très jeunes (entre 400 et 800 ans) dans l'Atlantique Nord profond.

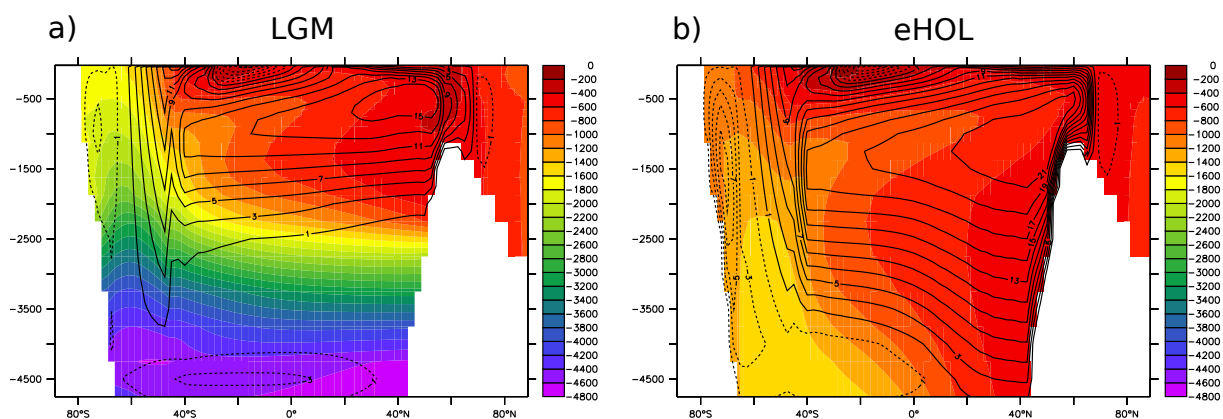


FIGURE 4.7 – Ages réservoir en couleurs (en années) et circulation méridienne de renversement en contours (tous les 2 Sv) dans l'Océan Atlantique Nord pour a) le LGM (moyenné entre -21 000 et -18 000 ans) et b) le début de l'Holocène (moyenné entre -11 500 et -9000 ans).

Pour résumer, le mécanisme de plongée de la saumure, en modulant la ventilation de l'océan au cours de la dernière déglaciation, est en accord avec les reconstructions d'oxygène.

4.3 Variations abruptes du cycle du carbone pendant MIS3

4.3.1 Modélisation de l'événement du Laschamp

L'événement du Laschamp est un événement qui a eu lieu il y a environ 40,7 milliers d'années (Singer et al., 2009) et qui est caractérisé par une forte diminution du champ magnétique terrestre. Ce dernier valait alors seulement 10% de sa valeur actuelle. Ceci a eu pour conséquence d'augmenter la production cosmogénique du ^{14}C pendant cet événement.

Cauquoin et al. (2014) ont modélisé l'événement du Laschamp avec le modèle en boîtes BoxKit (Paillard, 1995) pour différentes reconstructions du terme de production cosmogénique. Les auteurs arrivent certes à représenter l'amplitude du changement du

$\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ mais pas sa valeur initiale avant l'événement du Laschamp (Fig. 4.8). Ils suggèrent que ceci est dû à des modifications du cycle du carbone qu'ils ne représentent pas dans leur modèle simple en configuration glaciaire.

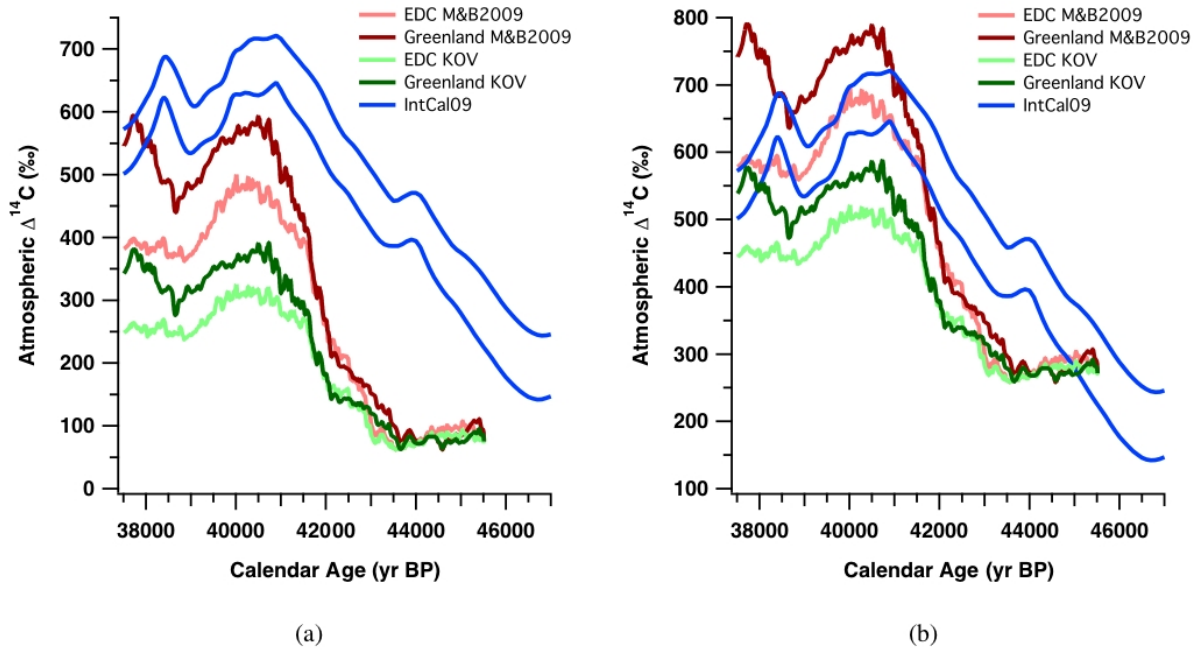


FIGURE 4.8 – Figure issue de Cauquoin et al. (2014) : $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ modélisé avec différents algorithmes de reconstruction de la production cosmogénique comparé aux données de INT-CAL09 (Reimer et al., 2009) (en bleu). Sur la figure (b), le $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ modélisé a été translaté de 190‰ vers le haut pour évaluer la capacité du modèle en boîtes utilisé à reproduire l'amplitude de la variation du $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ pendant l'événement du Laschamp.

Pour simuler l'événement du Laschamp, je suis partie des conditions aux limites – paramètres orbitaux (Berger, 1978) et calottes de glace – d'il y a 45 500 ans. Le CO_2 pour le code radiatif a été fixé à 210 ppm. Après avoir équilibré le modèle sur 50 000 ans (pour équilibrer le système des carbonates), j'ai ajusté le paramètre de plongée de la saumure frac à 0.45 pour atteindre la valeur mesurée du CO_2 d'environ 220 ppm. Puis, j'ai utilisé le terme de production calculé par Cauquoin et al. (2014) pour l'algorithme EDC M&B2009 (cf. Fig. 4.8).

Quand on compare le $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ simulé au $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ de INT-CAL09 (Reimer et al., 2009), on constate que le modèle CLIMBER-2 reproduit bien l'amplitude de l'augmentation du $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ au moment de l'épisode du Laschamp. Le simple fait d'ajuster la plongée de la saumure pour avoir le bon CO_2 a permis d'avoir la bonne valeur initiale du $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$, ce que n'arrivaient pas à avoir Cauquoin et al. (2014) avec le modèle BoxKit. Ce dernier résultat suggère à nouveau l'importance de la plongée de la saumure pour modéliser le cycle du carbone en climat glaciaire.

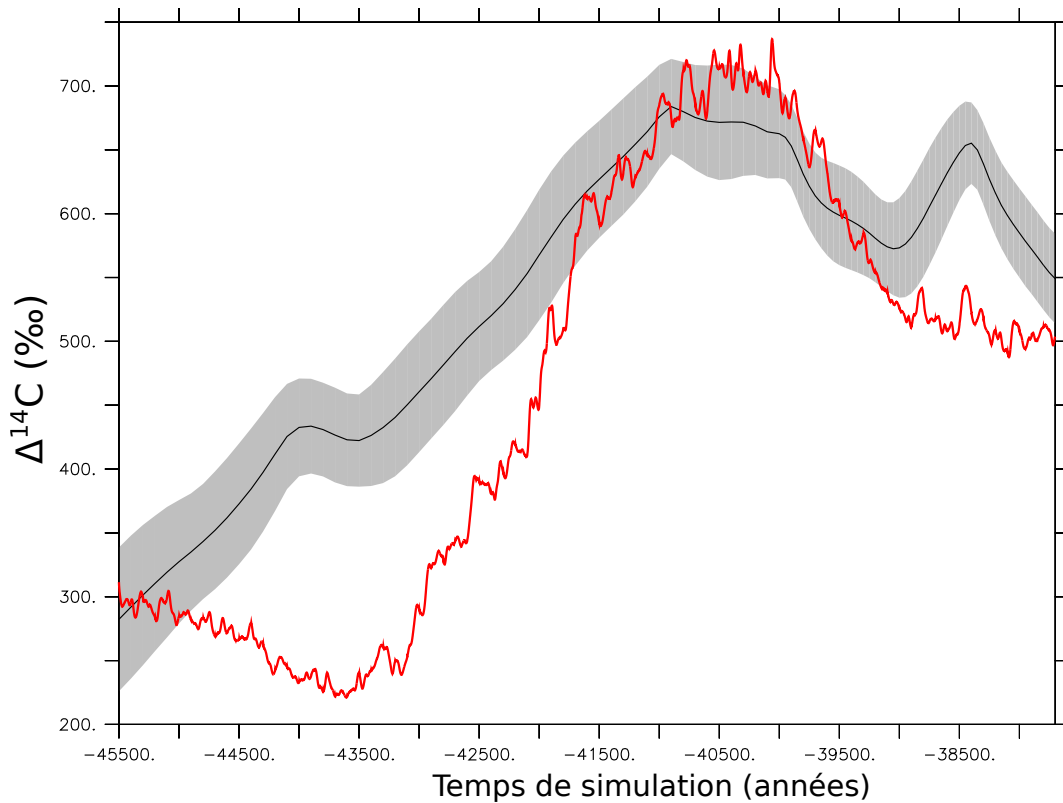


FIGURE 4.9 – $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$ (‰) simulé avec CLIMBER-2 (en rouge) en comparaison aux données de INTCAL09 (Reimer et al., 2009) (en noir, avec l’enveloppe de la barre d’erreur en gris).

4.3.2 Tests de sensibilité de variations du mécanisme de plongée de la saumure pendant MIS3

Après avoir montré que des variations du mécanisme de plongée de la saumure pendant la dernière déglaciation permettaient de modéliser le CO_2 sur cette période, il est permis de se demander si les variations abruptes du CO_2 en climat glaciaire peuvent également être expliquées par des variations du mécanisme de plongée de la saumure.

Déroulé des variations du CO_2 et des indicateurs climatiques entre MIS5 et MIS3

Avant de tester un scénario de plongée de la saumure, il est important d’étudier ce que nous indiquent les archives climatiques. Bereiter et al. (2012) ont récemment publié des données haute résolution de CO_2 et de CH_4 mesurées au site EDML (EPICA Dronning Maud Land) en Antarctique (Fig. 4.10a et b). Le CH_4 est un indicateur des événements de Dansgaard-Oeschger. Lorsque le CH_4 augmente brusquement, cela indique un réchauffement abrupt dans l’hémisphère nord. Comme il est mesuré dans la même phase gazeuse que le CO_2 , il n’y a pas de problème d’échelle d’âge entre ces deux variables – comme il pourrait y en avoir entre des variables issues de phases différentes (glace vs gaz) par exemple – ce qui permet d’étudier les liens de corrélation temporelle entre CO_2 et événements de Dansgaard-Oeschger (D-O). Les augmentations de CO_2 pendant MIS5 et MIS3 sont en phase avec les augmentations de température en Antarctique (Fig. 4.10c), il est donc légitime d’imaginer qu’un même mécanisme pourrait causer ces deux variations. Par

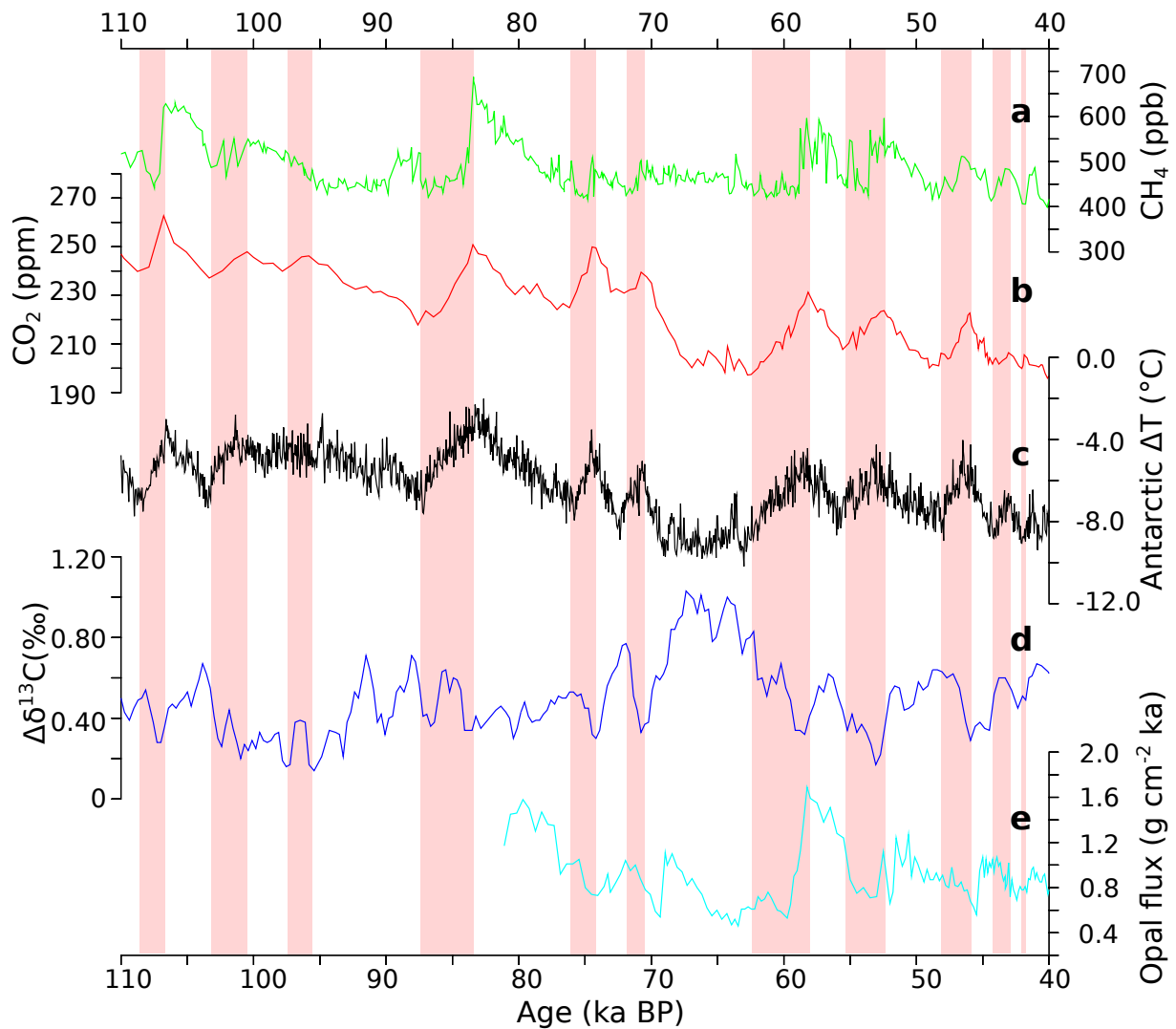


FIGURE 4.10 – Séries temporelles de **a**) EDML CH₄ (en ppb), **b**) EDML CO₂ (en ppm), **c**) anomalie de température (en °C) à EDC par rapport à la température moyenne du dernier millénaire (Jouzel et al., 2007), **d**) Δδ¹³C entre ~400 et 2900 mètres de profondeur au site MD02-2588 (41,33°S, 25,83°E) (Ziegler et al., 2013) et **e**) flux d'opale biogénique au site TN057-14PC4 (53,2°S, 5,1°E) (Anderson et al., 2009). Toutes les données sont représentées selon leur propre échelle d'âge. Les données de méthane et de dioxyde de carbone (Bereiter et al., 2012) sont toutes deux issues des bulles de gaz du site de forage EDML, alors que l'anomalie de température a été calculée à partir du deutérium mesuré dans le site de forage EDC, le Δδ¹³C et les données d'opale sont issues de carottes sédimentaires, donc ces trois dernières séries temporelles présentent peut-être un décalage temporel par rapport aux deux premières. Les rectangles rosés indiquent les augmentations de CO₂.

ailleurs, l'indicateur de ventilation de l'Océan Austral que j'ai déjà utilisé pour établir mon scénario de plongée de la saumure pendant la dernière déglaciation, le flux d'opale biogénique (Fig. 4.10e), indique une augmentation très nette autour de 60 ka BP lors de l'augmentation de CO_2 . Comme on l'a fait précédemment, on peut imaginer qu'une diminution du mécanisme de plongée de la saumure a entraîné à la fois un dégazage de CO_2 et une augmentation de la ventilation dans l'Océan Austral. De plus, la majorité des augmentations de CO_2 et de flux d'opale biogénique sont contemporaines d'une diminution du gradient vertical de $\delta^{13}\text{C}$ dans l'Océan Austral (Fig. 4.10d), ce qui confirme l'augmentation de la ventilation dans l'Océan Austral pendant ces augmentations du CO_2 . Enfin, la courbe du méthane semble indiquer que les événements de Dansgaard-Oeschger ont lieu presque systématiquement en phase avec l'initiation de la diminution en CO_2 . Quel pourrait être le mécanisme qui explique cette covariation entre CO_2 et variations climatiques ?

Présentation des simulations

Pour tester les variations du mécanisme de plongée de la saumure en climat glaciaire, j'ai d'abord réalisé une simulation avec CLIMBER-2, en équilibrant le modèle pendant 50000 ans (pour qu'il y ait équilibre du système des carbonates) avec les paramètres orbitaux (Berger, 1978) et les calottes de glace basées sur les reconstructions du niveau de la mer (Bassinot et al., 1994) correspondant aux conditions aux limites du MIS3 s'étendant de -60000 à -30000 ans (Zumaque et al., 2012), l'année -45500 a été choisie comme référence pour ces conditions aux limites. Le CO_2 pour le code radiatif du modèle est fixé à 210 ppm. A partir de cette simulation équilibrée, j'ai réalisé trois autres simulations de 20 000 ans :

- une simulation avec un créneau du paramètre *frac* de plongée de la saumure, qui oscille tous les 1500 ans entre 0.4 et 0.8 : LB (pour "Large Brines"),
- une simulation avec un créneau du paramètre *frac* de plongée de la saumure, qui oscille tous les 1500 ans entre 0.5 et 0.7 : SB (pour "Small Brines"),
- une simulation avec un créneau du paramètre *frac* de plongée de la saumure, qui oscille tous les 1500 ans entre 0.4 et 0.8, associé à un flux d'eau douce de 0.08 Sv appliqué dans l'Océan Atlantique Nord entre 50°N et 70°N pendant toute la durée de la simulation : LBF (pour "Large Brines and Freshening").

Réponse du CO_2 et du climat à des variations du mécanisme de plongée de la saumure

Un premier résultat important est qu'en réponse à un créneau de *frac* on obtient une oscillation du CO_2 (Fig. 4.11). L'amplitude de la réponse du CO_2 dépend de l'amplitude du créneau. La pCO_2 de la simulation SB n'a qu'une amplitude d'environ 10 ppm alors que la pCO_2 de la simulation LB a une amplitude d'environ 18 ppm. Avec ces 18 ppm, on est dans l'ordre de grandeur des oscillations du CO_2 en climat glaciaire. Il suffirait d'augmenter légèrement l'amplitude du créneau ou la durée du cycle pour arriver à 20 ppm exactement. Comme l'amplitude et la durée des augmentations de CO_2 varient pendant la dernière glaciation (cf. Fig. 4.10), je n'ai pas cherché à me "rapprocher" davantage des données de CO_2 .

Le gradient vertical du $\delta^{13}\text{C}$ simulé est également cohérent avec le $\Delta\delta^{13}\text{C}$ mesuré (cf. Fig 4.10d) en termes de phasage avec le CO_2 – les minima de $\Delta\delta^{13}\text{C}$ correspondent à

des maxima du CO_2 – mais la valeur moyenne du $\Delta\delta^{13}\text{C}$ simulé est supérieure à celle du $\Delta\delta^{13}\text{C}$ mesuré, et l'amplitude des variations est sous-estimée dans les simulation LB et LBF ($\sim 10\%$) par rapport aux données ($\sim 20 - 40\%$).

A ce stade, on a montré qu'une oscillation du mécanisme de plongée de la saumure était capable de générer des augmentations du CO_2 comme on en observe pendant les événements abrupts en climat glaciaire. Cette oscillation du mécanisme de plongée de la saumure génère également des variations du gradient vertical de $\delta^{13}\text{C}$ en anti-phase avec le CO_2 , ce qui est en accord avec les données. L'état moyen et l'amplitude des variations du $\Delta\delta^{13}\text{C}$ simulé sont cependant différents de ceux des données, mais ce résultat est toutefois très encourageant.

Le phasage entre les maxima du CO_2 et les réchauffements abrupts dans l'hémisphère nord (cf. Fig. 4.10) mène à une autre question : est-ce que l'oscillation du mécanisme de plongée de la saumure, qui explique les variations du CO_2 et partiellement celles du $\Delta\delta^{13}\text{C}$ au glaciaire, pourrait également induire les réchauffements abrupts dans l'hémisphère nord ?

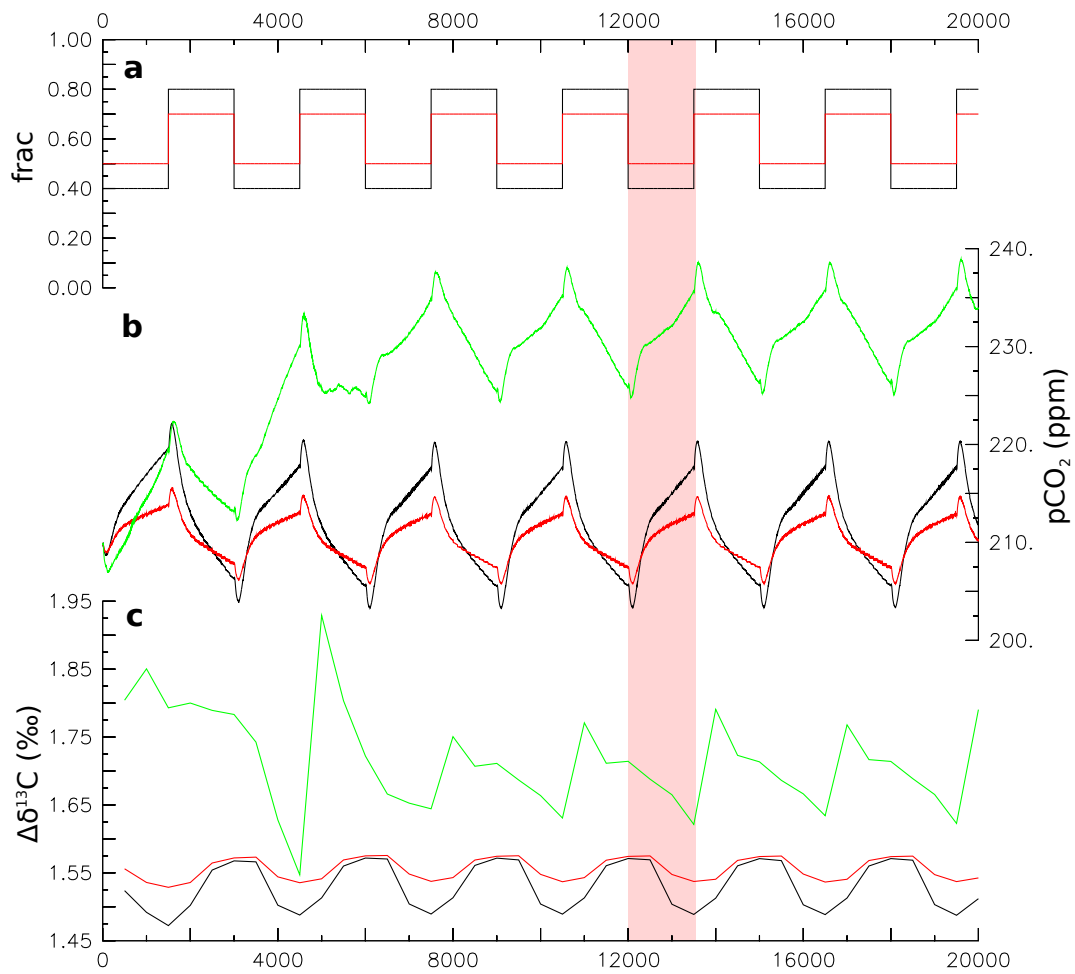


FIGURE 4.11 – a) Scénarios du paramètre *frac* pour les simulations LB et LBF (en noir) et la simulation SB (en rouge), b) pCO_2 (en ppm) et c) $\Delta\delta^{13}\text{C}$ (en ‰) dans la section Atlantique à $\sim 41^\circ\text{S}$ (différence entre 400 et 2900 mètres de profondeur) pour les simulations LB (en noir), SB (en rouge) et LBF (en vert).

Quand on isole un cycle de 3000 ans de la simulation LB – en commençant par $frac = 0.4$, on s'aperçoit que la NADW (North Atlantic Deep Water ou Eau Profonde Nord Atlantique), qui est un indicateur de la circulation méridienne de renversement, n'oscille pas avec une amplitude importante (Fig. 4.12a). Et surtout, après le maximum de CO_2 , à 1500 ans, la NADW décroît, ce qui va dans le sens opposé aux observations. En effet, il est admis qu'une augmentation de la température dans l'hémisphère nord est très certainement liée à une augmentation de la circulation méridienne de renversement qui apporte ainsi plus de chaleur des basses latitudes vers les hautes latitudes. Je me suis alors demandé si l'intensité de NADW n'était pas trop élevée pour représenter un état glaciaire. J'ai donc ajouté un flux d'eau douce à la simulation LB pour obtenir une NADW moyenne plus faible (simulation LBF). Quand on regarde le même cycle de 3000 ans dans la simulation LBF (Fig. 4.12b), on s'aperçoit qu'à l'opposé de la simulation LB, la NADW de LBF commence à augmenter à partir de 1500 ans, au moment du maximum de CO_2 . Comment expliquer alors la différence entre ces deux simulations ?

Des variations du gradient interhémisphérique de densité pilotées par les changements de salinité de surface

L'étude de la distribution de densité potentielle σ de surface peut donner des éléments de réponse. Dans le cas de la simulation LBF, où il y a un basculement entre un état "ON" et un état "OFF" de la NADW, le basculement est piloté par le gradient interhémisphérique de densité potentielle. Lorsque $\sigma_{nord} < \sigma_{sud}$, l'océan de l'hémisphère sud est "plus lourd" et NADW diminue, et lorsque $\sigma_{nord} > \sigma_{sud}$, c'est l'océan de l'hémisphère nord qui est plus lourd et NADW augmente (Fig. 4.12d). Dans le cas de la simulation LB, ce n'est pas le gradient interhémisphérique de densité potentielle qui pilote les faibles variations de NADW (Fig. 4.12c), mais la valeur locale de la densité potentielle σ_{nord} . Lorsque σ_{nord} augmente, alors les eaux de surface sont plus lourdes et elles plongent plus facilement sous l'effet de leur poids, et donc NADW augmente (Fig. 4.12e). Que ce soit l'augmentation de σ_{nord} liée à la propagation de l'anomalie positive de densité σ_{sud} (Fig. 4.12g) qui fait augmenter NADW (simulation LB) ou l'augmentation du gradient interhémisphérique de densité potentielle liée à la diminution de σ_{sud} (Fig. 4.12h) qui fait augmenter NADW (simulation LBF), les deux mécanismes trouvent leur origine dans l'hémisphère sud.

Comment expliquer ces variations de densité dans l'hémisphère sud ? Des cartes des salinités de surface (SSS) donnent la réponse à cette question (Fig. 4.13). Les maxima (minima) de densité dans l'hémisphère sud correspondent en fait à des maxima (minima) de SSS. Lorsqu'on diminue $frac$, la pCO_2 augmente et la stratification de l'océan diminue, ce qui entraîne une anomalie positive de SSS dans l'hémisphère sud. En effet, le mécanisme de plongée de la saumure emporte du sel de la surface vers le fond. Quand $frac$ augmente, la stratification de l'océan augmente, les eaux de surface sont déssalées et les eaux de fond augmentent leur teneur en sel.

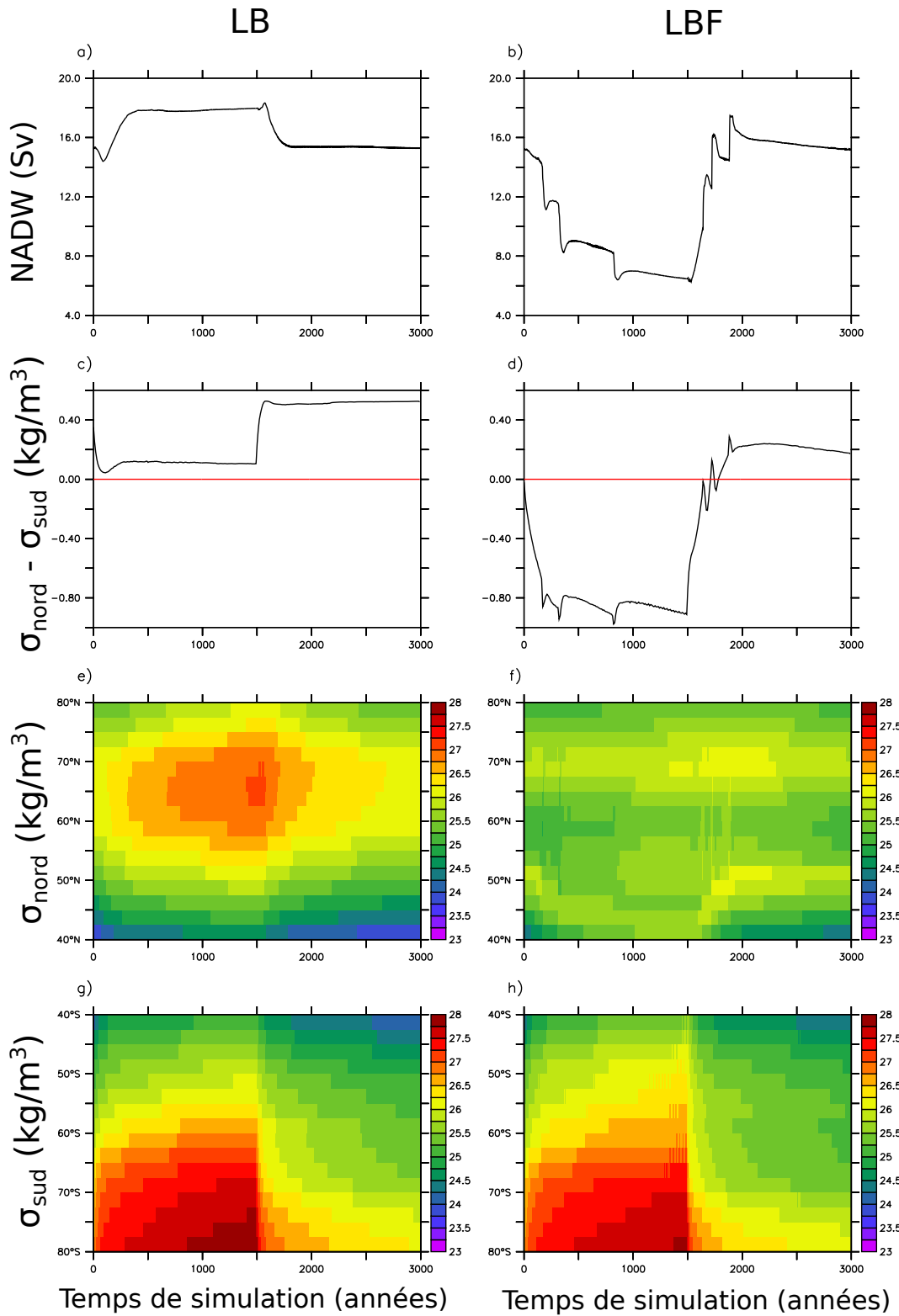


FIGURE 4.12 – a) NADW (Sv), c) $\sigma_{\text{nord}} - \sigma_{\text{sud}}$ (kg/m³), e) σ_{nord} (kg/m³) et g) σ_{sud} (kg/m³) pour la simulation LB ; b) NADW (Sv), d) $\sigma_{\text{nord}} - \sigma_{\text{sud}}$ (kg/m³), f) σ_{nord} (kg/m³) et h) σ_{sud} (kg/m³) pour la simulation LBF. σ_{nord} est moyennée en surface sur les latitudes 50°N à 60°N, et σ_{sud} est moyennée en surface sur les latitudes 60°S à 50°S.

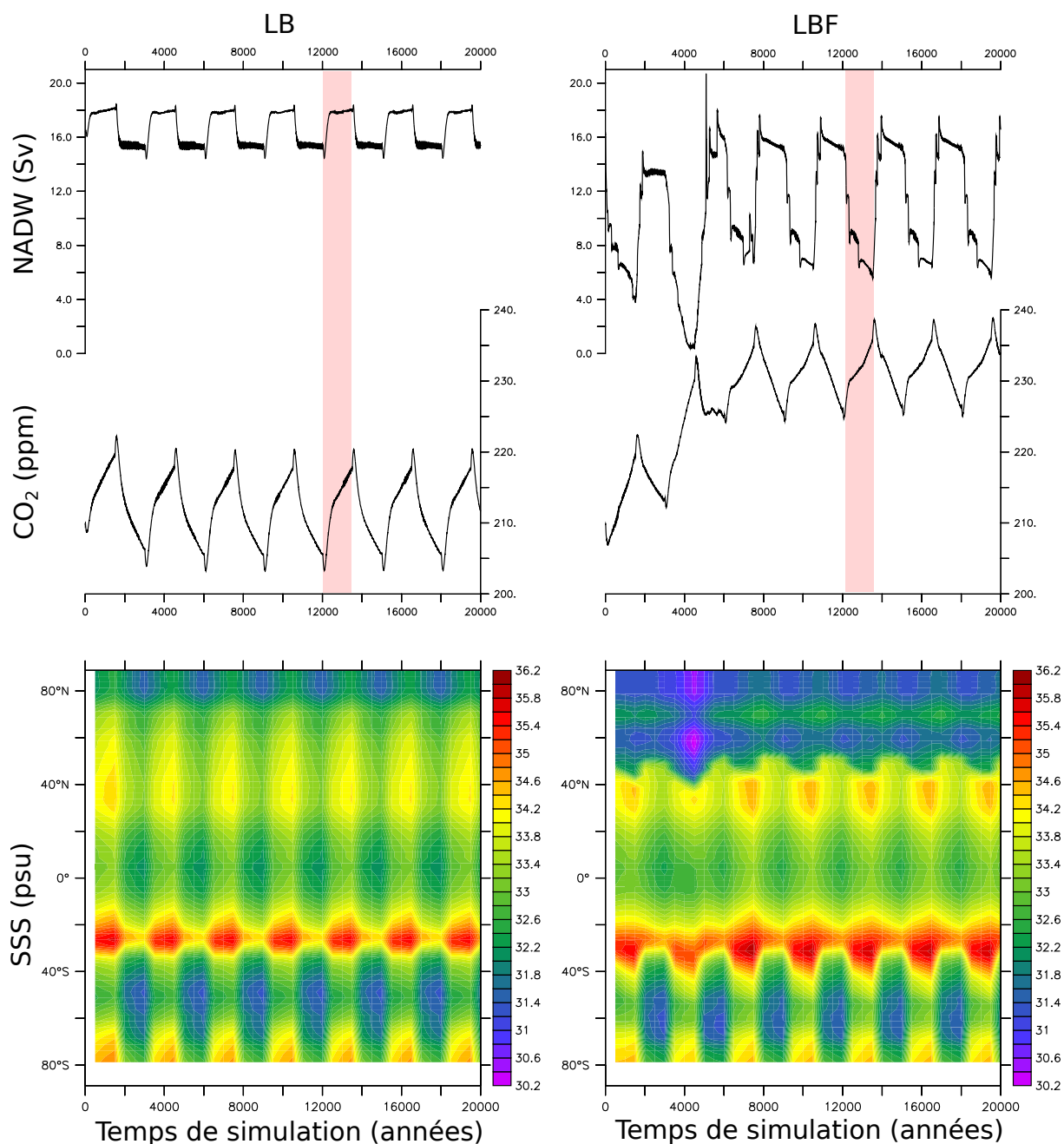


FIGURE 4.13 – De haut en bas : NADW (Sv), CO₂ (ppm) et SSS (psu) en fonction du temps pour les simulations LB (à gauche) et LBF à (droite). Les rectangles rosés marquent l'augmentation du CO₂ lors d'un des cycles pour chaque simulation.

Un lien avec les événements de Dansgaard-Oeschger ?

Si on compare la partie haute de la figure 4.13 avec la figure 4.10, on voit que la simulation LBF se rapproche de ce qui est mesuré dans les données : l'hémisphère nord commence à se réchauffer à partir du maximum de CO_2 . Il est encore trop tôt pour dresser des conclusions sur la relation entre mécanisme de plongée de la saumure et événements de Dansgaard-Oeschger, mais il est néanmoins intéressant de remarquer que l'oscillation de plongée de la saumure, qui est capable de représenter les variations abruptes du CO_2 en climat glaciaire, est également capable de stimuler des changements dans l'hémisphère nord. L'oscillation de la plongée de la saumure offre une alternative possible aux flux d'eau douce dans le nord, en pilotant le gradient interhémisphérique de densité par le sud plutôt que par le nord.

4.4 Discussion

4.4.1 La dernière déglaciation

Dans l'étude sur la dernière déglaciation, l'accord entre modèle et données de CO_2 et de $\Delta^{14}\text{C}$ repose uniquement sur le scénario du paramètre de plongée de la saumure choisi sur la base d'indicateurs indirects des variations de la plongée de la saumure (température de l'Antarctique et flux d'opale biogénique). Il serait souhaitable d'obtenir des mesures plus directes du mécanisme de plongée de la saumure, comme des mesures de salinité de surface et/ou de fond au cours de la dernière déglaciation. Par ailleurs, il serait intéressant de tester ce scénario de plongée de la saumure avec un modèle de circulation générale 3D dans l'océan pour voir si la ventilation de l'océan donne les mêmes résultats sur le $\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ que le modèle 2D et 1/2 CLIMBER-2.

4.4.2 Les événements abrupts pendant MIS3

J'ai montré que l'oscillation du mécanisme de plongée de la saumure était capable de reproduire les variations du CO_2 pendant les événements abrupts au glaciaire. En revanche, si les oscillations du gradient vertical de $\delta^{13}\text{C}$ dans l'Océan Austral sont bien phasées par rapport aux oscillations du CO_2 , leur amplitude est trop faible par rapport à celle des données. Ziegler et al. (2013) ont montré qu'en phase avec les minima (resp. maxima) de $\Delta\delta^{13}\text{C}$ mesurés, il y avait également des minima (resp. maxima) de dépôts de poussières riches en fer. Ces dépôts pourraient augmenter la productivité marine et ainsi amplifier les variations du $\Delta\delta^{13}\text{C}$. Dans mes simulations, il n'y a pas de variation du paramètre de fertilisation par le fer, ce qui peut expliquer la différence entre modèle et données.

⚓ Données sédimentaires utiles : il serait intéressant d'avoir accès à des reconstructions haute résolution (de l'ordre de la centaine au millier d'années) de la salinité au fond de l'Océan Austral ou en surface au Sud de 60°S (1) pendant la dernière déglaciation pour apporter une contrainte supplémentaire sur le scénario de plongée de la saumure et (2) pendant MIS3 pour voir s'il existe des oscillations rapides de la salinité en phase

avec les variations du gradient vertical de $\delta^{13}\text{C}$ comme suggéré dans ce chapitre, ce qui apporterait une preuve en faveur de la variabilité rapide du mécanisme de plongée de la saumure au glaciaire.

Bilan : J'ai mis en évidence l'importance du mécanisme de plongée de la saumure pour expliquer les variations de CO_2 et de $\Delta^{14}\text{C}$ lors de la dernière déglaciation. J'ai réalisé la première simulation de la dernière déglaciation avec un modèle couplé climat-carbone en accord avec les données de CO_2 et de $\Delta^{14}\text{C}$ (article ***A model for carbon and radiocarbon evolution during the last deglaciation*** soumis à *Nature*). J'ai en particulier montré qu'une restauration du mécanisme de plongée de la saumure pendant l'*Antarctic Cold Reversal* pouvait expliquer le plateau observé dans les données de CO_2 et de $\Delta^{14}\text{C}$ atmosphériques. J'ai également montré qu'une oscillation du mécanisme de plongée de la saumure pendant MIS3 permettait une oscillation du CO_2 de 18 ppm environ, ainsi que des variations contrastées de la NADW selon l'ajout ou non d'un flux d'eau douce en Atlantique Nord.

Après avoir démontré l'importance du mécanisme de plongée de la saumure sur l'état glaciaire (chapitre 3) et sur les variations abruptes du carbone atmosphérique global (ce chapitre), il serait intéressant d'évaluer les contributions respectives et les interactions potentielles entre le mécanisme de plongée de la saumure et la productivité marine au sein d'un même modèle pour les variations glaciaire-interglaciaire et les variations abruptes en climat glaciaire. Il serait également intéressant de tester la réponse de la productivité marine à des variations du mécanisme de plongée de la saumure. Pour cela, il est nécessaire d'intégrer le mécanisme de plongée de la saumure au modèle de l'IPSL associé à PISCES en climat glaciaire. Au préalable, il est indispensable d'évaluer le climat glaciaire de l'IPSL afin de bien comprendre l'impact de la plongée de la saumure. En effet, les conditions climatiques influent sur la réponse du cycle du carbone (cf. chapitre 2). En particulier, les conditions de températures de surface de l'océan ont un impact sur la pompe de solubilité. Il convient donc de s'assurer que le modèle est en accord avec les données de températures de surface reconstruites pour le LGM. Ces dernières étant issues de composés organiques intégrant un effet dû à la profondeur et au mois de production biologique optimale, il est crucial de prendre en compte ces différents aspects dans la comparaison modèle-données.

☞ D'où l'idée d'évaluer l'impact de la productivité marine sur la température de surface reconstruite pour le Dernier Maximum Glaciaire.

Evaluation de l'impact de la productivité marine sur les reconstructions de SST au LGM avec un GCM

Objectif : déterminer quel est l'impact de la productivité marine sur les reconstructions de SST.

☞ Pour cela, j'ai procédé en 2 étapes :

1. valider le modèle de productivité marine PISCES couplé au modèle IPSL-CM5A en conditions glaciaires
2. utiliser la productivité marine simulée pour pondérer la température, afin d'évaluer les biais possibles de profondeur et de saisonnalité sur les reconstructions de température de surface.

5.1 Présentation des reconstructions de SST au LGM

Les reconstructions de SST (Sea Surface Temperature, ou températures de surface) sont utiles pour valider les modèles dans des conditions paléoclimatiques différentes du climat actuel. Ces reconstructions peuvent également être utilisées pour estimer la sensibilité climatique¹ comme cela a été fait récemment par Schmittner et al. (2011), leur permettant d'en réduire l'incertitude.

5.1.1 Les différents proxies utilisés pour reconstruire les SST

Pour connaître les conditions de température à la surface de l'océan dans le passé, on utilise des reconstructions de SST basées sur des analyses micropaléontologiques et géochimiques dans les sédiments. Pour le LGM, les reconstructions disponibles de SST

1. changement de la température de surface globale en réponse à une perturbation de l'équilibre radiatif de la Terre

ont été rassemblées dans le cadre du projet MARGO (Waelbroeck et al., 2009). Le résultat de cette compilation est donné sous la forme d'une carte des anomalies de SST au LGM par rapport à l'actuel (Fig. 5.1 pour la bande tropicale). Derrière cette carte exprimée en °C se cachent plusieurs types de reconstructions basées sur des calibrations *in situ* ou des courbes de régression réalisées en laboratoire. Les proxies de température utilisés dans cette étude sont les suivants : assemblages de foraminifères, alcénones et Mg/Ca.

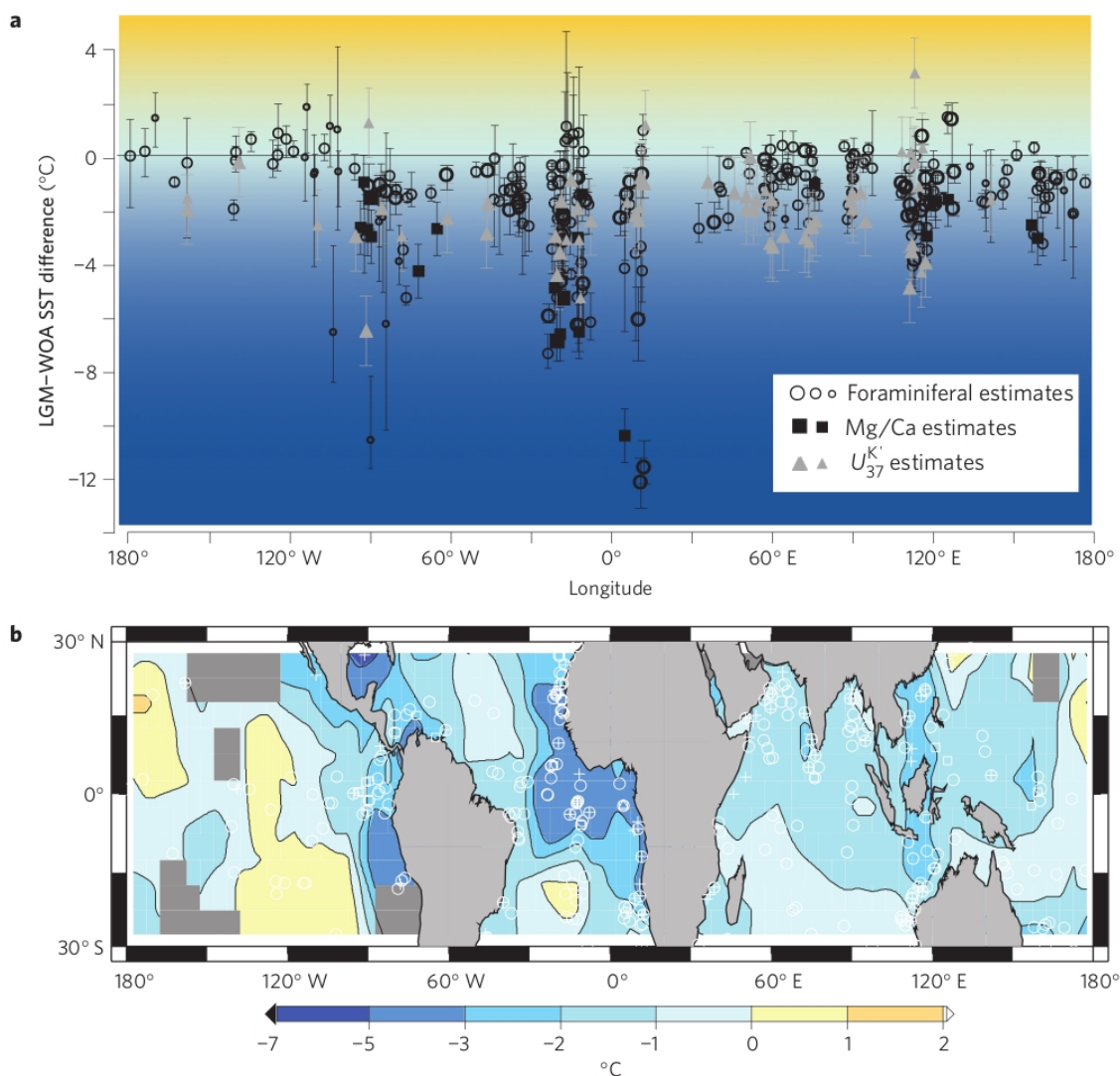


FIGURE 5.1 – a) Anomalies moyennes annuelles de SST au LGM par rapport à l'actuel pour la bande tropicale 30°S–30°N et b) carte des anomalies de SST interpolées sur une grille 5° × 5°, les proxies utilisés pour reconstruire les SST étant représentés en symboles blancs (cercles blancs = foraminifères, + blancs = alcénones). Figure : Waelbroeck et al. (2009).

Un assemblage de foraminifères mesure la proportion de chaque espèce de foraminifères présente dans l'échantillon. Certaines espèces de foraminifères préfèrent des températures plus basses, d'autres plus élevées, et l'évaluation des proportions respectives de ces espèces peut être reliée à une température (Prell and Curry, 1981). Ce lien est basé sur la méthode des analogues modernes (Hutson, 1979; Prell, 1985) : une fois les proportions de chaque espèce de foraminifère calculées, on recherche les assemblages modernes les plus proches

(= analogues modernes) parmi la compilation des ~ 700 couples (assemblage, SST d'atlas) mesurés à l'actuel (Pflaumann et al., 1996), et on en déduit la SST correspondante à notre échantillon comme la moyenne des SST des analogues modernes.

Les alcénones sont des lipides produits par du phytoplancton, et principalement par des coccolithophoridés (e.g. *Emiliana huxleyi*, Fig 1.11). Il existe plusieurs types d'alcénones. Les plus étudiées sont celles à 37 carbones, et dont le nombre d'insaturations (doubles liaisons) varie (2, 3 insaturations ou plus; alcénones correspondantes : C37 :2, C37 :3). Le ratio entre ces différentes alcénones dépend linéairement de la température, comme cela a été établi par culture de coccolithophoridés en laboratoire (Prahl and Wakeham, 1987). Par la suite, cette relation a été complétée par l'ajout de couples (ratio d'alcénones de sédiment marin de surface (core top), SST) dans le calcul de l'équation de calibration (Prahl et al., 1988; Conte et al., 2006). Dès lors, en mesurant les proportions de C37 :2 et C37 :3 dans l'échantillon issu des sédiments, on peut en déduire la SST locale de l'époque de dépôt du sédiment.

Les foraminifères planctoniques carbonatés incorporent du calcium pour former leurs tests. Ils peuvent également incorporer tout autre cation divalent (avec deux charges +) comme le Mg^{2+} , le Cd^{2+} , le Mn^{2+} , le Fe^{2+} , le Co^{2+} , le Zn^{2+} ou encore le Ni^{2+} . L'incorporation préférentielle de Mg^{2+} lors de la calcification a été étudiée et reliée aux conditions ambiantes de température (Nürnberg et al., 1996). Le rapport Mg/Ca mesuré sur les foraminifères est donc également utilisé pour reconstruire les SST.

5.1.2 Biais possibles sur les reconstructions de SST

Le lien entre la donnée mesurée dans le sédiment et la SST contemporaine reconstruite n'est pas direct, et des effets peuvent biaiser la valeur finale de la SST obtenue. En effet, les trois proxys mentionnés ci-dessus sont basés sur des processus biologiques (productivité primaire nette, calcification, sensibilité des espèces de foraminifères aux conditions ambiantes) qui dépendent de la saison et de la profondeur, ainsi que de processus taphonomiques². La SST reconstruite est donc le reflet des conditions de température au moment ou dans le lieu où le processus biologique est le plus actif. Il peut s'agir de la saison de croissance en été, ou d'une profondeur de subsurface si la biomasse se trouve préférentiellement en subsurface qu'en surface.

Fraile et al. (2009) ont montré avec un modèle écosystémique 2D de foraminifères (Fraile et al., 2008) que les reconstructions de SST basées sur les assemblages de foraminifères pouvaient avoir un biais saisonnier au LGM. Cet effet est d'autant plus important dans les zones des moyennes à hautes latitudes où le cycle saisonnier de température a une forte amplitude, mais l'effet est moins marqué dans les basses latitudes où le cycle saisonnier de température est faible. Par ailleurs, Telford et al. (2013) ont récemment montré que les assemblages de foraminifères pouvaient représenter non pas un signal de température de surface, mais un signal de température de subsurface, ce qui pourrait avoir des conséquences sur notre interprétation des assemblages mesurés dans les sédiments. Les fonctions de transfert qui lient assemblages de foraminifères et SST

2. taphonomie (du grec *ταφος*, "tombeau" et *νομος*, "loi") : discipline de la paléontologie qui étudie tous les processus qui interviennent après la mort d'un organisme jusqu'à son enfouissement et sa fossilisation

pourraient être améliorées, il faudrait peut-être s'orienter vers des fonctions de transfert calibrées avec des températures de subsurface. Mais la profondeur à choisir alors n'est pas aisée à déterminer et dépendrait de la localisation dans l'océan et de l'espèce mesurée. Les auteurs ne proposent pas de méthode privilégiée à ce stade.

L'impact de la profondeur est le même dans le cas du proxy³ Mg/Ca. En effet, la température représentée par le ratio Mg/Ca représente la température de calcification, or la calcification n'a pas forcément lieu en surface. Ainsi la température reconstruite peut être une température de subsurface. Dans le cas du proxy Mg/Ca, des changements importants de salinité peuvent aussi affecter la valeur du ratio, il faut donc s'assurer que la salinité de l'époque de dépôt du sédiment n'a pas trop varié par rapport à l'actuel pour avoir accès à la température reconstruite (Mathien-Blard and Bassinot, 2009).

A partir d'une analyse de données dans l'océan Pacifique Nord, Prah et al. (2010) ont montré que les reconstructions de SST basées sur les alcénones pouvaient être biaisées vers la saison d'été dans les hautes latitudes. Schneider et al. (2010) ont confirmé cette tendance dans leur étude de modélisation globale des SST pour l'Holocène. L'utilisation d'une pondération saisonnière de leur SST simulée basée sur les variations saisonnières actuelles de SST et de NPP obtenues par satellite leur permet de vérifier si les reconstructions de SST par les alcénones et par Mg/Ca représentent plutôt un signal de SST annuel, ou un signal de SST d'été ou d'hiver. Les auteurs trouvent ainsi que les reconstructions basées sur les alcénones représenteraient plutôt un signal de SST biaisé vers la saison chaude (froide) dans les hautes (basses) latitudes. Pour le Mg/Ca, la tendance est moins claire. Schneider et al. (2010) indiquent que leurs résultats pour les alcénones pourraient aussi s'appliquer au LGM.

En résumé, de nombreuses études ont souligné l'importance de biais dans les reconstructions de SST au LGM. La majorité d'entre elles a étudié l'impact de la saisonnalité de la NPP sur les reconstructions. Or l'impact de la profondeur de la NPP sur l'enregistrement du signal peut aussi avoir un effet important. D'où l'idée de tester l'impact de la profondeur et de la saisonnalité de la NPP sur les reconstructions de SST.

Les modèles de biogéochimie marine peuvent aider à comprendre ces biais. Il faut cependant vérifier que leur représentation de la NPP est en accord avec les données. J'ai montré au chapitre 2 que les changements de NPP étaient bien représentés par PISCES lors des événements de Heinrich, mais je n'ai pas étudié les performances de l'état moyen glaciaire. Bopp et al. (2003) ont montré qu'une version antérieure de PISCES avec le modèle de l'IPSL représentait bien les principales structures de la NPP. Une nouvelle version du modèle de l'IPSL – IPSL-CM5A – est maintenant disponible, différente de celle que j'ai utilisée précédemment – IPSL-CM4, Mariotti et al. (2012) et chapitre 2. Cette nouvelle version intègre une nouvelle physique de l'atmosphère et surtout, contrairement à la version IPSL-CM4, PISCES y est maintenant couplé de manière interactive, c'est-à-dire que PISCES peut avoir une rétroaction sur la dynamique océanique. Par exemple, les changements de concentrations de chlorophylle ont un impact sur la pénétration du rayonnement dans l'océan, induisant des modifications du contenu en chaleur de l'océan de surface. J'ai donc évalué la capacité de PISCES couplé à IPSL-CM5A à représenter la NPP au glaciaire et j'ai également analysé les mécanismes contrôlant les changements

3. proxy : indicateur ou traceur d'un paramètre environnemental (physico-chimique).

régionaux de NPP.

5.2 Evaluation de la représentation de la NPP au LGM par PISCES

Dans le cadre de ma contribution à l'article écrit par Masa Kageyama et collaborateurs, intitulé *Mid-Holocene and last glacial maximum climate simulations with the IPSL model : part II : model-data comparisons* et publié dans la revue *Climate Dynamics*, j'ai étudié les changements de productivité marine simulés par PISCES couplé au modèle IPSL-CM5A. L'article est disponible dans l'Annexe D de ce manuscrit, ainsi que la partie I de la publication, *Mid-Holocene and Last Glacial Maximum climate simulations with the IPSL model – part I : comparing IPSL_CM5A to IPSL_CM4*. Je ne m'attacherai ici qu'aux analyses de la NPP au LGM et ne détaillerai pas les modifications entre les modèles IPSL-CM4 et IPSL-CM5A, ni la façon dont ont été configurées les simulations, toutes ces informations sont disponibles dans les articles cités précédemment.

5.2.1 Description globale

Séférián et al. (2013) ont montré que le modèle PISCES couplé à IPSL-CM5 était capable de simuler les principales structures observées pour les nutriments et la productivité biologique. La figure 5.2a) représente ces structures en termes de production exportée (matière organique particulaire exportée à 100 mètres). On retrouve en particulier les zones HNLC du Pacifique Equatorial, du Pacifique Nord et de l'Océan Austral, l'importante productivité sur les côtes, liée à l'apport continental de nutriments et/ou aux upwellings côtiers, les larges régions oligotrophiques dans les gyres subtropicales.

En ce qui concerne les changements de production exportée entre les climats préindustriel et passés, la figure 5.2 montre la même réponse au premier ordre, que l'on considère les différences LGM-PI (Fig. 5.2b) ou LGM-MH (Fig. 5.2d), où PI fait référence à la période préindustrielle, MH à l'Holocène Moyen il y a environ 6000 ans et LGM au Dernier Maximum Glaciaire. Comme les résultats de Kohfeld et al. (2005) sont datés entre 0 et 7000 ans avant nos jours pour leur état de référence, il n'est pas possible de faire la différence entre PI et MH du point de vue des données, et notre modèle est en accord avec cette hypothèse. J'ai utilisé les reconstructions de Kohfeld et al. (2005) et Kohfeld and Chase (2011) pour la période glaciaire et je n'ai donc analysé dans la suite que les changements de production exportée entre LGM et PI pour évaluer comment le modèle se comporte à l'échelle régionale.

Dans l'Océan Atlantique Nord, le modèle simule une augmentation de l'export (production exportée) au glaciaire par rapport au préindustriel, en accord avec les données. Ce résultat contraste avec des études précédentes de modélisation qui simulent une diminution de l'export au glaciaire (Bopp et al., 2003; Oka et al., 2011). Cependant, le nombre limité d'enregistrements dans cette zone ne permet pas de conclure que l'export est mieux représenté dans le modèle PISCES couplé à IPSL-CM5A que dans les études précédentes.

L'Océan Pacifique Nord présente un dipôle dans la réponse de l'export, que ce soit dans le modèle ou dans les données, avec une diminution de l'export dans le Pacifique

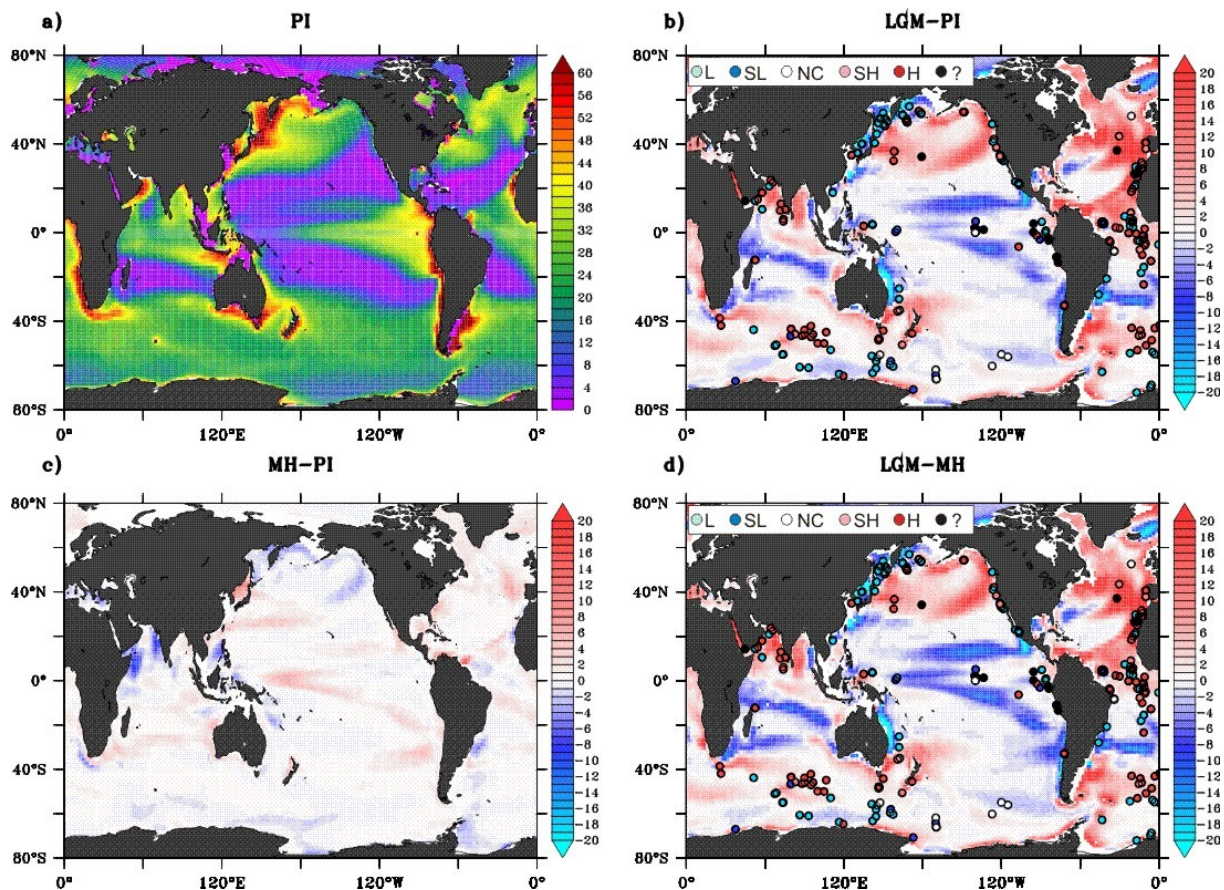


FIGURE 5.2 – Production de matière organique exportée à 100 mètres (en $\text{gC/m}^2/\text{an}$) pour a) la simulation PI, b) les simulations LGM - PI (avec les proxies de la production exportée (Kohfeld et al., 2005; Kohfeld and Chase, 2011)) : cercle bleu clair = plus faible, bleu foncé = un peu plus faible, blanc = pas de changement, rouge clair = un peu plus fort, rouge foncé = plus fort, c) les simulations Holocène Moyen (MH) - PI et d) les simulations LGM - MH (avec les mêmes proxies qu'à la figure b).

Nord Ouest au glaciaire (dans la région de la mer d'Okhotsk) et une augmentation de l'export dans le Pacifique Nord Est. Cette structure de dipôle a été confortée par l'inclusion des reconstructions de Kohfeld and Chase (2011).

Les basses latitudes sont plus difficiles à interpréter à cause de l'importante variabilité spatiale de la réponse dans les données. PISCES simule une réponse opposée de l'export si l'on considère les anomalies de MH-PI (Fig. 5.2c) ou de LGM-PI (Fig. 5.2b). Si on se focalise sur deux structures homogènes (situées de 10°N à 17°N et de 10°S à 4°S dans l'Océan Pacifique Equatorial), une diminution de l'export dans la simulation MH contraste avec une augmentation de l'export dans la simulation LGM par rapport au préindustriel.

L'Océan Austral aussi présente de larges changements de l'export entre le glaciaire et le préindustriel. Le modèle simule une réduction de l'export au glaciaire au sud de l'actuel front polaire, et une augmentation de l'export dans la zone subantarctique. Cette réponse en dipôle a déjà été simulée dans des études précédentes (Bopp et al., 2003; Oka et al., 2011), et est présente dans les reconstructions de paléoproduktivité (Kohfeld et al., 2005). La diminution de l'export dans la zone subantarctique s'explique par l'augmentation de la

couverture de glace de mer en climat glaciaire, ce qui a pour effet de diminuer l'apport en lumière dans les eaux sous-jacentes. L'augmentation de l'export au nord du front polaire s'explique quant à elle par une augmentation de l'apport éolien de fer en climat glaciaire plus sec. Le modèle applique en effet un flux éolien de fer d'après la reconstruction de Mahowald et al. (2006). En plus de ce dipôle, le modèle simule une augmentation de l'export très proche du continent Antarctique, qui ne peut pas être évalué pour l'instant à l'aide des reconstructions.

En conclusion, le modèle PISCES couplé au modèle IPSL-CM5A simule des changements LGM-PI de l'export en accord avec les données de productivité marine disponibles. Nous allons détailler les processus qui expliquent ces changements dans le cas des Océans Atlantique Nord, Pacifique Nord et Pacifique Equatorial.

5.2.2 L'Océan Atlantique Nord

L'export de matière organique dans l'Océan Atlantique Nord est plus important au glaciaire, que ce soit dans le modèle ou dans les données. Ceci est dû à un approfondissement de la couche de mélange en hiver (Fig. 5.3c) qui apporte plus de nutriments dans la zone photique : les concentrations de nitrates à la fin de l'hiver sont plus importantes de $5\mu\text{mol/L}$ au glaciaire par rapport au préindustriel (Fig. 5.3d). Cet approfondissement de la couche de mélange est peut-être dû à une augmentation de la vitesse des vents à 10 mètres et/ou à une diminution de la stratification induite par la flottabilité (Fig. 5.3a), les deux effets vont dans le même sens et il est donc difficile de les séparer. La figure 5.3b montre que la région sélectionnée (carré jaune) pour développer notre interprétation n'inclut pas une zone de formation d'eau profonde qui aurait biaisé notre interprétation.

Ces résultats sont en contradiction avec les résultats de simulations d'Oka et al. (2011). Dans leur simulation LGM, le modèle produit une diminution de la production exportée, à l'opposé des reconstructions de paléoprodutivité. Les auteurs suggèrent que la diminution de l'export qu'ils simulent est liée au fait que leur modèle n'inclut pas de limitation par le fer dans cette région. Nos résultats montrent ici que le modèle est capable de reproduire une augmentation de l'export de production au glaciaire, et que cette augmentation est principalement pilotée par des changements dans la circulation océanique, et donc que la limitation par le fer ne semble pas avoir d'importance dans cette région.

5.2.3 L'Océan Pacifique Nord

Les changements (LGM-PI) de l'export dans le Pacifique Nord présentent une structure en dipôle : une diminution de l'export dans le Pacifique Nord Ouest et une augmentation de l'export dans le Pacifique Nord Est. Le Pacifique Nord Ouest présente une diminution de l'export de matière organique au LGM par rapport au préindustriel (Fig. 5.4c) à cause de plusieurs facteurs déjà discutés par Kohfeld and Chase (2011) : une diminution de la disponibilité en lumière liée à une augmentation de la couverture de glace de mer (Fig. 5.4d) et une diminution des nutriments (acide silicique, Fig. 5.4d et nitrates, Fig. 5.4e) liée à une augmentation de la stratification pendant l'hiver (avec un amincissement de la couche de mélange comme on le voit dans la Fig. 5.4a). Il y a certainement une augmentation de l'export en réponse à la légère augmentation du dépôt éolien de fer (Fig. 5.4b), mais cet effet n'est pas suffisant pour contrebalancer les facteurs qui induisent

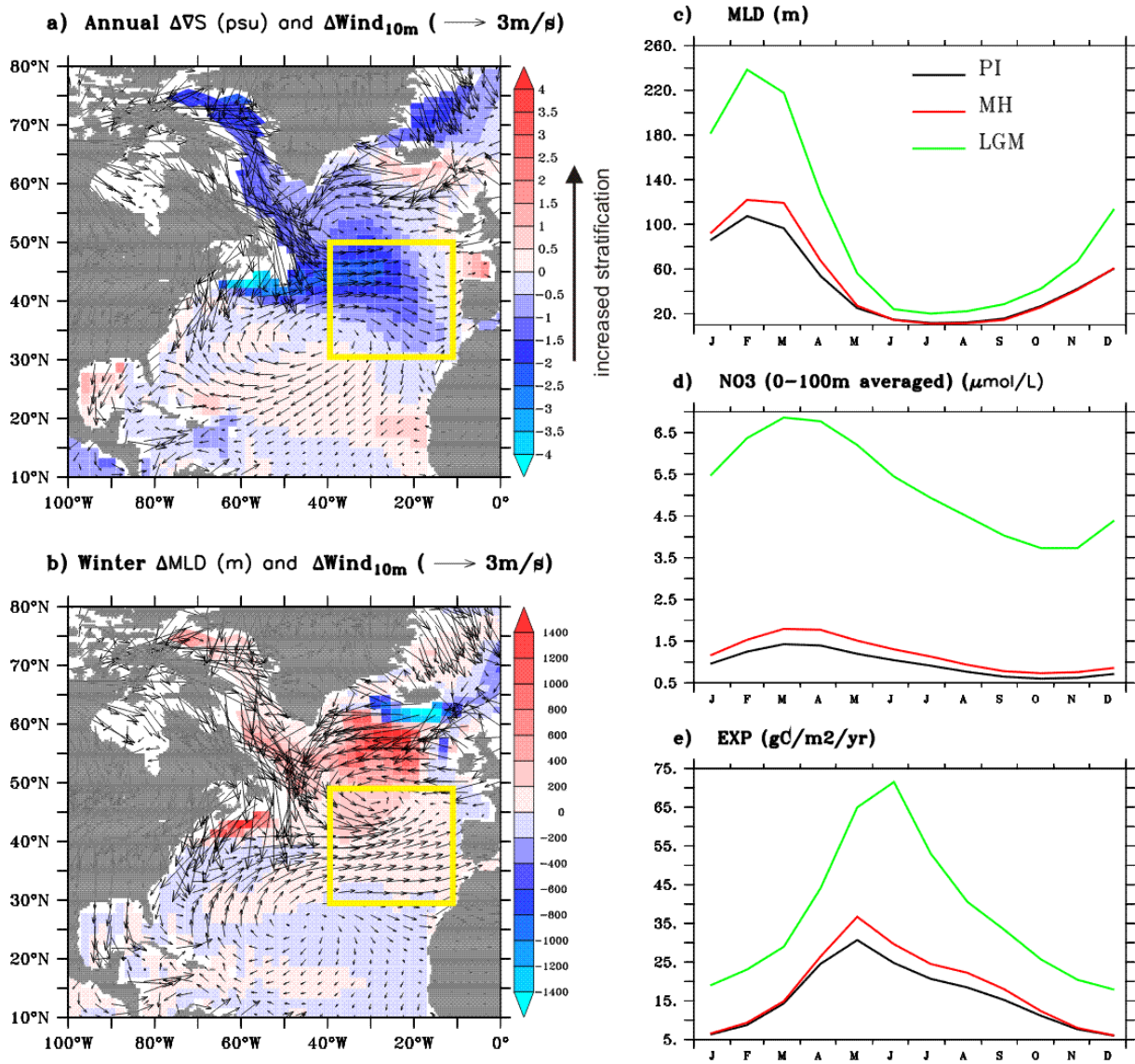


FIGURE 5.3 – Etude de l'Océan Atlantique Nord : a) différences moyennes annuelles des simulations LGM-PI du gradient vertical de salinité (200 mètres de profondeur moins la surface) mesurant la stratification, et les vents à 10 mètres, b) différences LGM-PI d'hiver pour la couche de mélange et les vents à 10 mètres, c) cycle saisonnier de la couche de mélange, d) cycle saisonnier des concentrations de nitrate et e) cycle saisonnier de l'export de production (en $\text{gC}/\text{m}^2/\text{an}$). Les carrés jaunes sur les figures a) et b) représentent la région sur laquelle la moyenne spatiale des variables représentées en c), d) et e) ont été faites.

une diminution de l'export.

L'augmentation de l'export de matière organique simulée dans le Pacifique Nord Est (Fig. 5.4h) au glaciaire par rapport au préindustriel est due à l'augmentation des apports en acide silicique (Fig. 5.4d) et en nitrates (Fig. 5.4e) en réponse à l'approfondissement de la couche de mélange (Fig. 5.4f) et à une ventilation plus importante liée à une intensification du pompage d'Ekman (Fig. 5.5). L'augmentation du pompage d'Ekman est due quant à elle à l'augmentation des vents simulés (Fig. 5.4e). L'augmentation de l'apport éolien de fer (Fig. 5.4g) peut aussi avoir contribué à cette augmentation de l'export. En

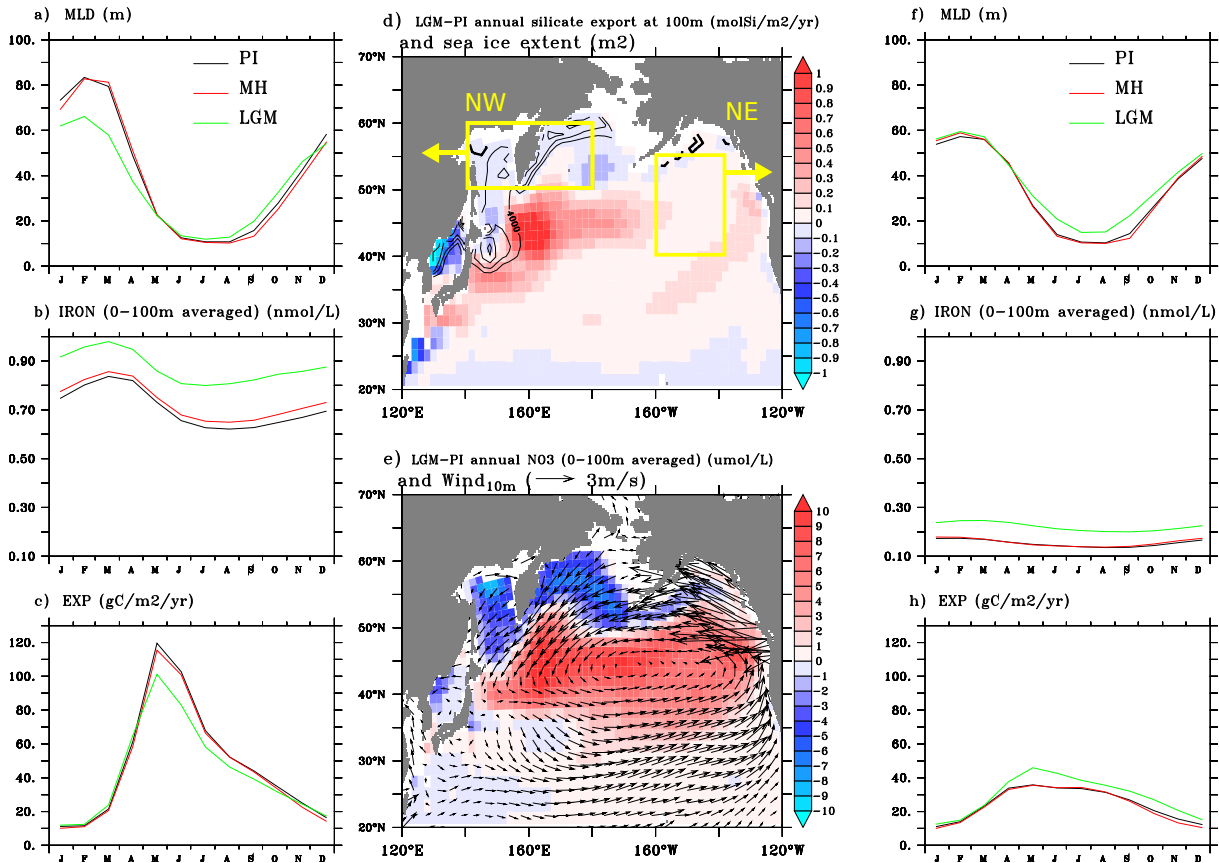


FIGURE 5.4 – Etude de l'Océan Pacifique Nord : a) profondeur de la couche de mélange (m), b) concentration de fer (moyennée sur les 100 premiers mètres) (nmol/L) et c) production exportée EXP (gC/m²/an) pour la région Nord-Ouest (NW) du Pacifique en cycle saisonnier ; d) différences annuelles LGM-PI de l'export de silicates à 100 mètres (molSi/m²/an) (en couleurs) et de l'extension de glace de mer (m²) (en contours tous les 1000 m²) ; e) différences annuelles LGM-PI des concentrations de nitrates moyennés sur les 100 premiers mètres (μmol/L) (en couleurs) et les vents à 10 mètres (vecteurs) ; f) profondeur de la couche de mélange (m) et g) concentration de fer (moyennée sur les 100 premiers mètres) (nmol/L) pour la région Nord-Est (NE) du Pacifique en cycle saisonnier.

conclusion, les différences (LGM-PI) d'export de matière organique à 100 mètres semblent être largement pilotées par des changements de ventilation de l'océan, mais aussi par une augmentation de la limitation par la lumière liée à l'augmentation de l'étendue de glace de mer.

5.2.4 L'Océan Pacifique Equatorial

Très proche de l'équateur, la diminution de l'export de matière organique à l'Holocène Moyen et son augmentation au glaciaire par rapport au préindustriel peuvent être expliquées par des différences de disponibilité en nutriments entre ces deux états du climat. La nutricline⁴ est plus proche de la surface à l'Holocène Moyen alors qu'elle est plus profonde au LGM par rapport au préindustriel. Le changement d'export simulé entre le préindustriel et le glaciaire présente une structure en tripôle : une augmentation de

4. nutricline : couche de l'océan où la variation de la concentration en nutriments est la plus forte.

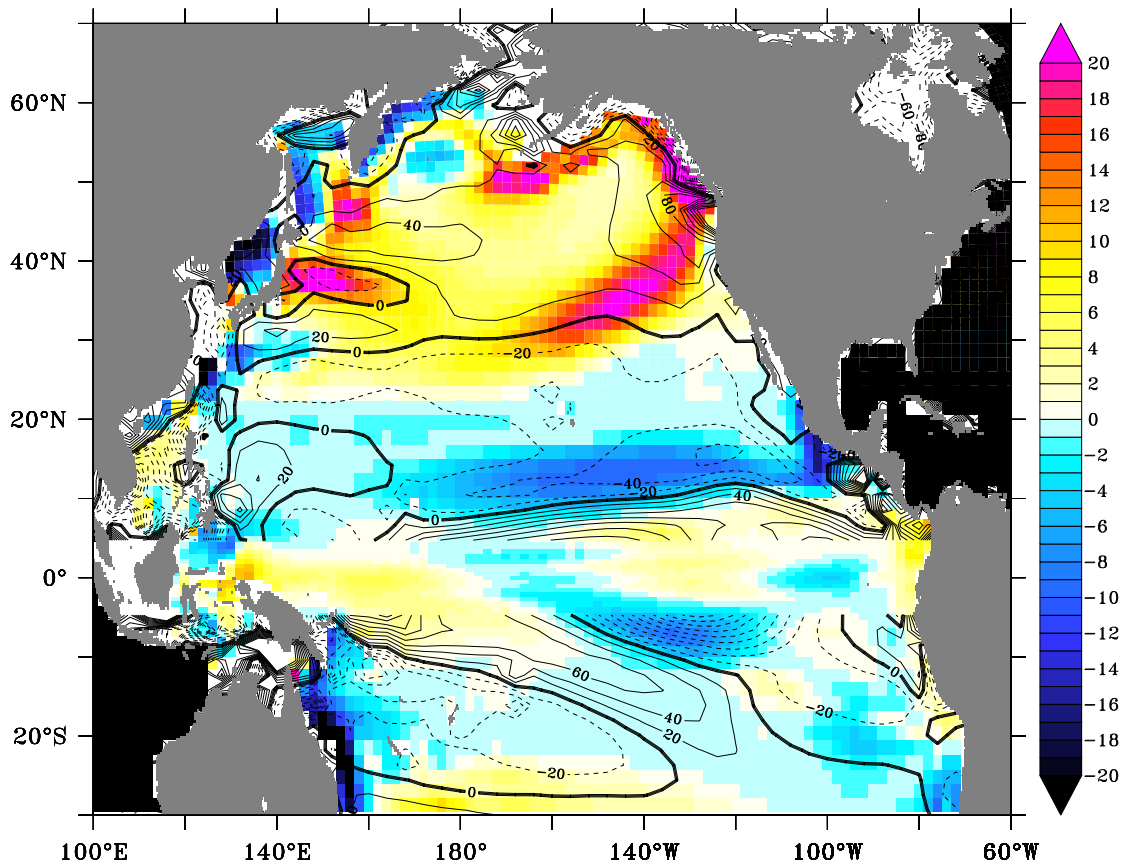


FIGURE 5.5 – Changements de la production exportée au glaciaire par rapport au préindustriel en $\text{gC}/\text{m}^2/\text{an}$ (en couleurs, zoom de la Fig. 5.2b) et différences de pompage d’Ekman en m/an (contour tous les $20\text{m}/\text{an}$).

l’export au glaciaire entre 4°S et 10°N , une diminution de l’export entre 10°N et 17°N et entre 10°S et 4°S . La structure spatiale en tripôle semble liée aux changements de la profondeur de la nutricline et de l’intensité du pompage d’Ekman (Fig. 5.5). Au glaciaire, l’intensité du pompage d’Ekman diminue dans les parties extérieures du Pacifique Equatorial, induisant une nutricline plus proche de la surface et par suite une diminution de la production exportée; alors que le mécanisme opposé a lieu plus proche de l’équateur (augmentation du pompage d’Ekman et nutricline plus profonde).

5.2.5 L’Océan Indien et l’Océan Pacifique Ouest

En plus de l’analyse qualitative des variations de l’export dans l’étude de Kageyama et al. (2013a), les simulations glaciaire (LGM) et Holocène moyen (MH) présentées ci-dessus ont également servi à une comparaison modèle-données plus quantitative de la production marine à partir des mesures de coccolithophoridés dans les sédiments. Sur le même principe que les calibrations de SST à partir des proxies présentés dans la section 5.1.1, l’abondance de certaines espèces de coccolithophoridés peut être associée à une productivité primaire nette (Beaufort et al., 1997). Le passage d’une comparaison qualitative à une comparaison quantitative (avec des données mesurées et simulées qui ont les mêmes unités) ouvre ainsi la possibilité à de nouvelles analyses statistiques.

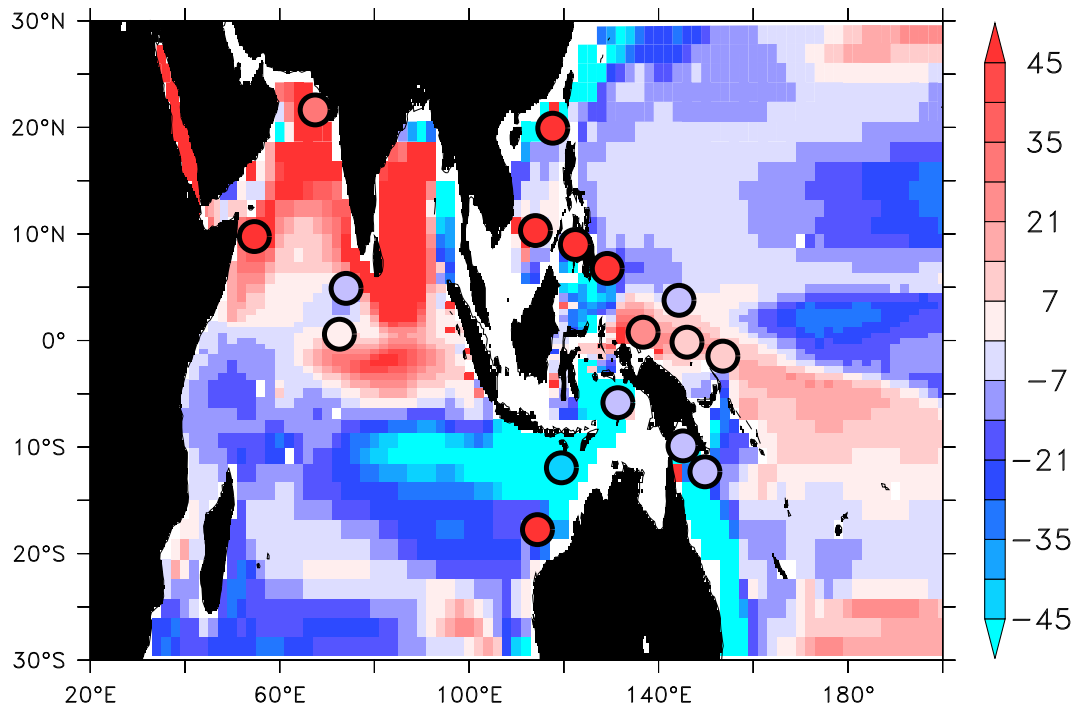


FIGURE 5.6 – Différences LGM-MH de NPP annuelle en $\text{gC}/\text{m}^2/\text{an}$ (en couleurs). Les cercles de couleur indiquent les zones où il y a des reconstructions de productivité à partir de coccolithophoridés, l'échelle de couleur étant la même que pour les valeurs des simulations. Les références des données sont les suivantes : Okada and Wells (1997); de Garidel-Thoron et al. (2001); Bolliet et al. (2011) et communication personnelle de Luc Beaufort.

Ces nouvelles reconstructions sont en accord avec les variations de productivité simulées par le modèle dans la plupart des régions de l'Océan Indien et du Pacifique tropical ouest (Fig. 5.6). Dans le nord de l'Océan Indien, le modèle simule une augmentation de plus de $35 \text{ gC}/\text{m}^2/\text{an}$ de la productivité au glaciaire par rapport à l'Holocène, en accord quantitatif avec les données de coccolithophoridés. Autour de la Papouasie-Nouvelle-Guinée, le modèle simule au nord une augmentation de la productivité et au sud une diminution de la productivité au glaciaire par rapport à l'Holocène, à nouveau en accord avec les données de coccolithophoridés, même si le modèle surestime la diminution de productivité de plus de $30 \text{ gC}/\text{m}^2/\text{an}$ dans le sud. Au niveau des deux des enregistrements prélevés sur la côte asiatique est qui indiquent une augmentation de la productivité (vers $(20^\circ\text{N}, 120^\circ\text{E})$ et $(10^\circ\text{N}, 115^\circ\text{E})$), le modèle simule également une augmentation de la productivité locale, qui est due à une augmentation des apports des rivières en carbone inorganique dissous au glaciaire par rapport à l'Holocène. Une mesure prélevée à l'ouest de l'Australie (vers $(18^\circ\text{S}, 115^\circ\text{E})$) indique une augmentation de la productivité alors que le modèle simule une diminution de la productivité au glaciaire par rapport à l'Holocène. Dans la même zone, le modèle simule une augmentation de la production exportée (Fig. 5.2d) au glaciaire par rapport à l'Holocène. Il peut y avoir découplage entre productivité primaire nette et production exportée en réponse à un changement de température (Taucher and Oeschies, 2011). En effet, l'augmentation de la température favorise la reminéralisation, ce qui dans la couche photique entraîne une diminution de la proportion de matière organique exportée vers l'océan profond, mais qui peut parallèlement augmenter la productivité primaire nette en augmentant la quantité de nutriments disponibles. Ici, la diminution de la température au glaciaire pourrait à la fois entraîner une diminution de la production

régénérée⁵ et favoriser l'export de production. Cette dernière hypothèse et les mécanismes qui expliquent la distribution des changements de productivité restent à étudier en détails. C'est l'objet de ma collaboration actuelle avec Luc Beaufort qui a développé la calibration de la productivité à partir des mesures de coccolithophoridés (Beaufort et al., 1997).

En conclusion, le modèle IPSL-CM5A, couplé à PISCES, simule des changements de productivité au LGM généralement en accord avec les reconstructions de paléoprodutivité. L'étude des régions de l'Atlantique Nord, du Pacifique Nord et du Pacifique Equatorial indique que les variations de productivité sont essentiellement pilotées par des modifications de la ventilation de l'océan qui joue sur la disponibilité en nutriments, et sur les changements d'extension de glace de mer dans les hautes latitudes. J'ai montré dans le chapitre 2 que le modèle PISCES, forcé par IPSL-CM4, était également capable de représenter des changements de productivité lors des événements de Heinrich en accord avec la majorité des données disponibles. Il est donc permis d'utiliser la productivité simulée par PISCES pour évaluer l'impact potentiel de la productivité sur les reconstructions de SST.

5.3 Cadre théorique

Pour tester l'influence de la profondeur et de la saisonnalité sur les reconstructions de SST, j'ai décidé de considérer une température pondérée par la saison et la profondeur, T_{int} :

$$T_{int} = \sum_{m=1}^{12} \sum_{k=1}^{31} \alpha(m, k) T(m, k) \quad (5.1)$$

où

$$\alpha(m, k) = \frac{NPP(m, k)}{\sum_{m=1}^{12} \sum_{k=1}^{31} NPP(m, k)} \quad (5.2)$$

avec $\alpha(m, k) \leq 1 \forall (m, k)$ et $\sum_{m=1}^{12} \sum_{k=1}^{31} \alpha(m, k) = 1$. NPP représente la productivité primaire nette simulée par le modèle de biogéochimie marine PISCES, et T représente la température simulée par le modèle couplé IPSL-CM5A. La sommation sur l'indice m correspond à la pondération pour les 12 mois de l'année, la sommation sur l'indice k correspond à la pondération sur la profondeur (il y a 31 niveaux verticaux dans le modèle d'océan de l'IPSL-CM5A). Cette définition est similaire à ce qui avait déjà été fait par Fraile et al. (2009), sauf que j'ajoute une pondération par la profondeur.

J'ai comparé deux simulations réalisées avec IPSL-CM5A, la simulation préindustrielle (PI) et la simulation du Dernier Maximum Glaciaire (LGM). Ces simulations sont celles déjà analysées dans la première partie de ce chapitre, une présentation plus détaillée de

5. production primaire nette à partir de nutriments issus d'une reminéralisation de la matière organique de la couche photique.

ces simulations est disponible dans les deux articles de Masa Kageyama dont je suis co-auteur et qui sont en annexe de ce manuscrit. Les données présentées ci-après ont été moyennées sur 50 années de chaque simulation à un stade où la simulation était équilibrée.

5.4 Application à la zone tropicale

Fraile et al. (2009) ont montré que le biais de saisonnalité avait surtout lieu dans les hautes latitudes car l'amplitude saisonnière de la température y est plus importante. Ainsi le biais de saisonnalité ne semble pas avoir d'importance pour la zone tropicale. Mais qu'en est-il d'un potentiel biais sur la profondeur ? Je me suis donc intéressée à la zone tropicale dans son ensemble. Et pour ce faire, j'ai défini les anomalies de SST et de T_{int} comme suit :

$$\Delta SST = SST_{LGM} - SST_{PI} \quad (5.3)$$

$$\Delta T_{\text{int}} = \sum_{m=1}^{12} \sum_{k=1}^{31} \alpha_{LGM}(m, k) T_{LGM}(m, k) - \sum_{m=1}^{12} \sum_{k=1}^{31} \alpha_{PI}(m, k) T_{PI}(m, k) \quad (5.4)$$

Ces anomalies de températures sont présentées sur la figure 5.7. Dans l'ensemble, SST et T_{int} montrent une diminution de température au LGM par rapport au préindustriel, ce qui est attendu. On remarque toutefois que l'anomalie de SST est majoritairement plus froide que l'anomalie de T_{int} , ce qui est particulièrement exacerbé dans le Pacifique Equatorial Nord, vers 10°N-15°N. Si on considère que T_{int} représente le résultat de ce que serait une température estimée à partir des données sédimentaires, alors il semblerait que les SST simulées dans cette zone aient tendance à surestimer le refroidissement au LGM par rapport aux données.

Pour mieux comprendre cette différence entre les anomalies de SST et de T_{int} , j'ai séparé les effets liés à la température et ceux liés à la biologie en définissant deux nouvelles anomalies, $\Delta_{\text{temp}} T_{\text{int}}$ et $\Delta_{\text{bio}} T_{\text{int}}$, comme suit :

$$\Delta_{\text{temp}} T_{\text{int}} = \sum_{m=1}^{12} \sum_{k=1}^{31} \alpha_{PI}(m, k) T_{LGM}(m, k) - \sum_{m=1}^{12} \sum_{k=1}^{31} \alpha_{PI}(m, k) T_{PI}(m, k) \quad (5.5)$$

$$\Delta_{\text{bio}} T_{\text{int}} = \sum_{m=1}^{12} \sum_{k=1}^{31} \alpha_{LGM}(m, k) T_{PI}(m, k) - \sum_{m=1}^{12} \sum_{k=1}^{31} \alpha_{PI}(m, k) T_{PI}(m, k) \quad (5.6)$$

Dans la formulation de $\Delta_{\text{temp}} T_{\text{int}}$, la distribution (profondeur, saison) de NPP du préindustriel est fixée, seule varie la température. Dans la formulation de $\Delta_{\text{bio}} T_{\text{int}}$, c'est le contraire, la distribution de température du préindustriel est conservée et c'est la NPP qui varie. Le résultat de ces deux nouvelles anomalies est donné par la figure 5.8. On constate que la majorité de l'anomalie de $\Delta_{\text{temp}} T_{\text{int}}$ est expliquée par un changement de température, ce qui était également attendu. Cependant, deux structures attirent l'attention. Il

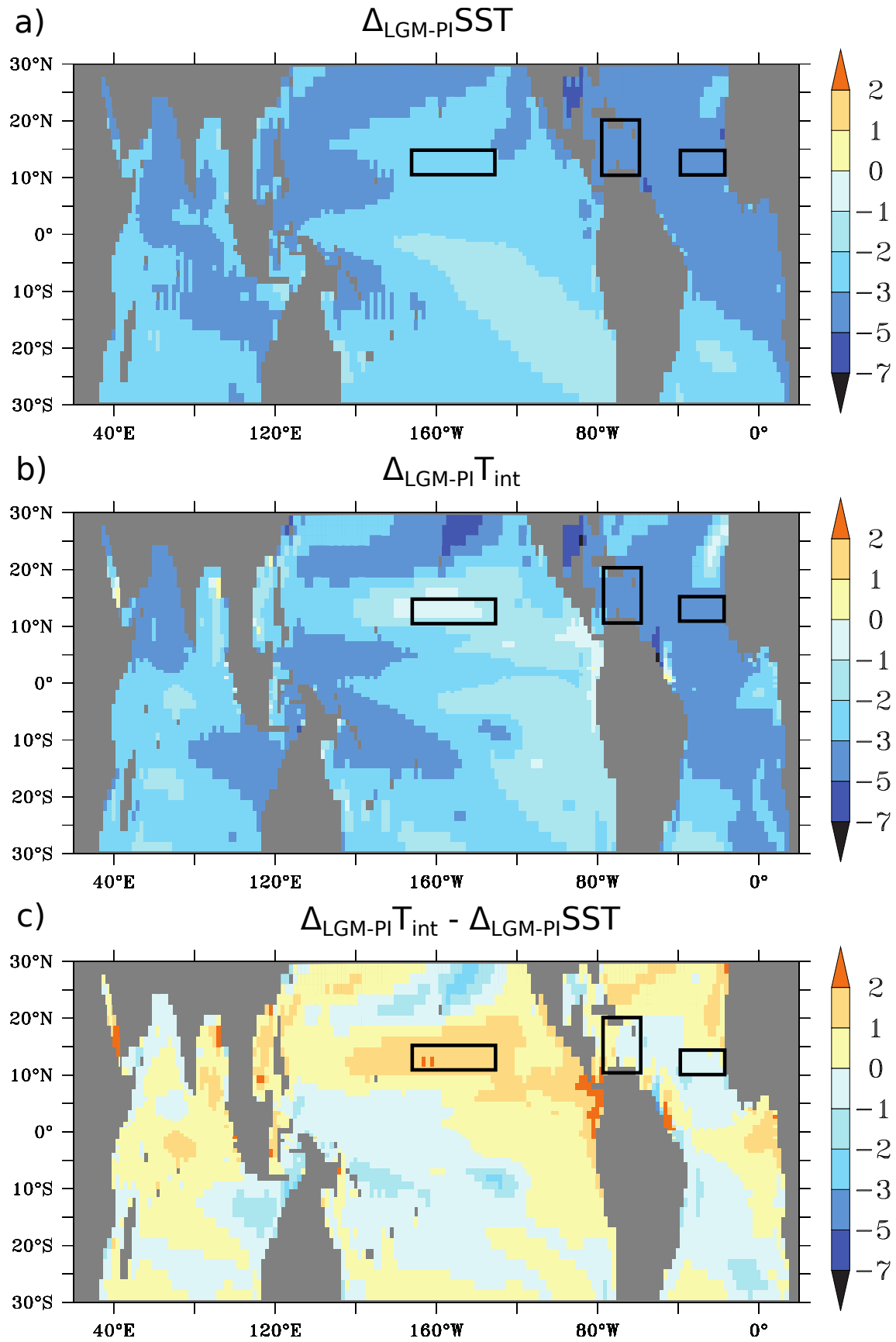


FIGURE 5.7 – Anomalies de température dans la zone tropicale. a) $\Delta_{\text{LGM-PI}} \text{SST}$, b) $\Delta_{\text{LGM-PI}} T_{\text{int}}$ et c) $\Delta_{\text{LGM-PI}} T_{\text{int}} - \Delta_{\text{LGM-PI}} \text{SST}$. Lorsque le résultat de la carte c) est positif, cela signifie que l'anomalie de SST est plus froide que l'anomalie de T_{int} . L'échelle de couleurs utilisée est la même que celle des reconstructions MARGO de la Fir. 5.1. Les cadres noirs indiquent les régions étudiées par la suite (Pacifique tropical Nord, Atlantique tropical Nord-Ouest et Atlantique tropical Nord-Est).

s'agit de l'augmentation de $\Delta_{\text{temp}}T_{\text{int}}$ entre 10°N et 15°N dans le Pacifique tropical nord, et de la diminution importante de $\Delta_{\text{temp}}T_{\text{int}}$ dans l'Atlantique tropical est. L'anomalie positive de $\Delta_{\text{temp}}T_{\text{int}}$ dans la gyre subtropicale nord du Pacifique rappelle l'augmentation des SST reconstruites par MARGO dans cette même région. Notre analyse suggère que les SST reconstruites pourraient être biaisées dans cette région. Par ailleurs, si l'anomalie de $\Delta_{\text{bio}}T_{\text{int}}$ est de second ordre pour expliquer les variations de $\Delta_{\text{temp}}T_{\text{int}}$ dans la plupart des régions, ce n'est pas le cas dans l'Atlantique tropical est. Nous allons étudier plus particulièrement ces deux régions pour mieux comprendre les mécanismes en jeu.

5.4.1 L'Océan Pacifique tropical Nord

Pour analyser ce qui explique l'augmentation de $\Delta_{\text{temp}}T_{\text{int}}$ dans la gyre subtropicale du Pacifique Nord, j'ai moyenné horizontalement les valeurs de $\alpha(m,k)$ et les valeurs de température pour chaque simulation (PI et LGM) sur une région comprise entre 10°N et 15°N et entre 170°W et 130°W (Fig. 5.9).

Dans la gyre subtropicale du Pacifique Nord, la distribution de α est légèrement plus profonde au glaciaire qu'au préindustriel. Par ailleurs, alors que la température de surface décroît de plus de 2°C au glaciaire, la température de subsurface croît de plus de 1°C. Cette augmentation de température de subsurface est liée à la diminution du pompage d'Ekman dans cette même zone comme on l'a vu dans la section précédente (Fig. 5.5), ce qui apporte moins d'eaux froides en subsurface. Ainsi, l'utilisation d'une distribution de α_{PI} pour pondérer la température explique l'anomalie positive de moins de 1° C qu'on observe pour $\Delta_{\text{temp}}T_{\text{int}}$ (Fig. 5.8b). En utilisant une pondération par α_{PI} , notre $\Delta_{\text{temp}}T_{\text{int}}$ capture en fait un changement de température de subsurface et non un changement de température de surface. Par ailleurs, la diminution du pompage d'Ekman entraîne également un approfondissement de la distribution de NPP à cause de l'approfondissement de la nutricline, ce qui induit un approfondissement de la distribution de α . Les températures sélectionnées sont donc plus profondes au glaciaire qu'au préindustriel, ce qui implique une diminution de $\Delta_{\text{bio}}T_{\text{int}}$ de plus de 1° C (Fig. 5.8c). Ces deux effets opposés se compensent et on obtient une faible diminution de ΔT_{int} (Fig. 5.8a) qui diffère de plus de 1° C avec les SST simulées dans cette zone.

Pour en revenir à l'augmentation de la valeur des SST reconstruites par MARGO dans cette zone, ces reconstructions sont basées sur des assemblages de foraminifères et des alcénones. L'analyse de cette zone avec notre température pondérée T_{int} va dans le même sens que ce qui a été suggéré par Telford et al. (2013), à savoir que les assemblages de foraminifères pourraient représenter non pas un signal de surface mais un signal de subsurface. Enfin, il ne semble pas y avoir de biais de saisonnalité dans cette région.

5.4.2 L'Océan Atlantique tropical Nord

Dans cette section, nous allons à la fois nous intéresser à l'anomalie fortement négative de $\Delta_{\text{temp}}T_{\text{int}}$ (Fig. 5.8b) et à l'ensemble du gradient Est-Ouest de température dans cette bande tropicale de l'Atlantique nord car ce gradient est identifié dans les données MARGO comme une structure robuste des reconstructions de température. Le gradient Est-Ouest de température – avec une anomalie plus froide à l'Est qu'à l'Ouest – se retrouve clairement dans les données, mais n'est pas représenté dans l'anomalie de SST simulée par

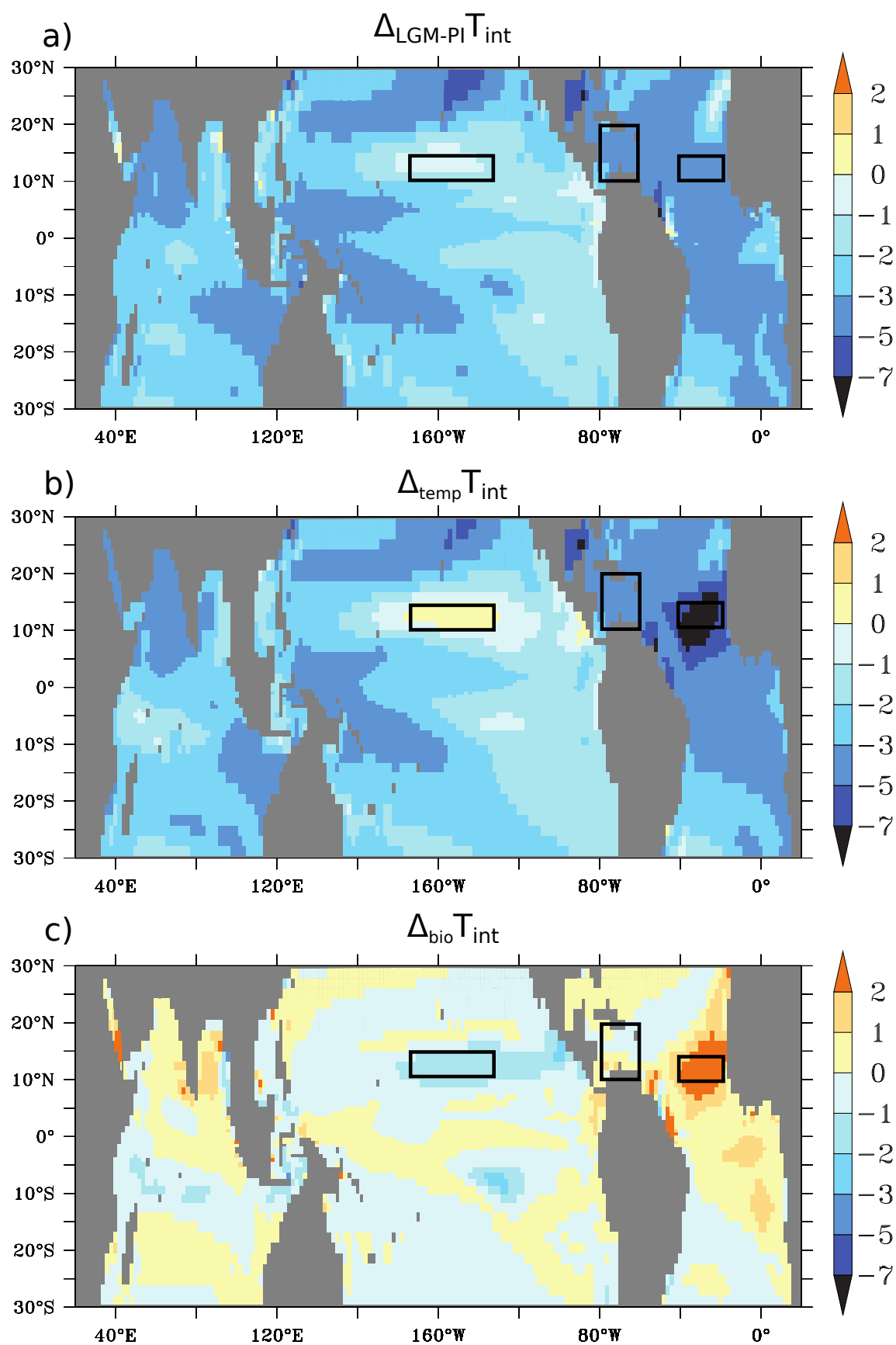


FIGURE 5.8 – Anomalies de température dans la zone tropicale. a) $\Delta_{\text{LGM-PI}} T_{\text{int}}$, b) $\Delta_{\text{temp}} T_{\text{int}}$ et c) $\Delta_{\text{bio}} T_{\text{int}}$. Les cadres noirs indiquent les régions étudiées par la suite (Pacifique tropical Nord, Atlantique tropical Nord-Ouest et Atlantique tropical Nord-Est).

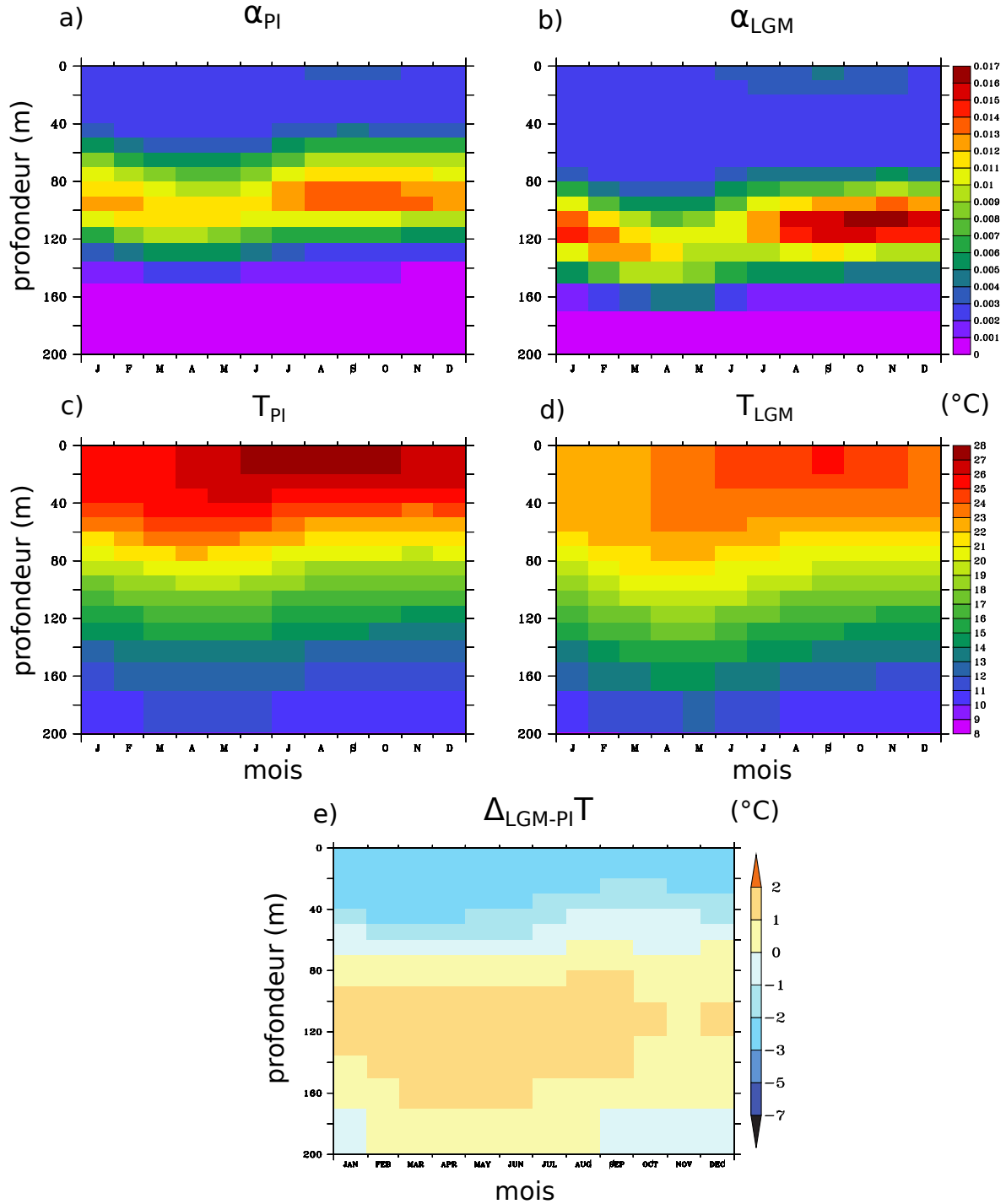


FIGURE 5.9 – Région de la gyre subtropicale du Pacifique Nord (moyenne spatiale réalisée entre 10°N et 15°N et entre 170°W et 130°W). Les variables sont représentées en fonction des mois de l'année et de la profondeur : a) α_{PI} et b) α_{LGM} (sans unité), c) T_{PI} , d) T_{LGM} et e) $\Delta_{LGM-PI}T$ (en °C).

le modèle IPSL-CM5A (Fig. 5.7a). Ce gradient est présent en revanche dans l'anomalie $\Delta_{\text{temp}}T_{\text{int}}$ (Fig. 5.8b).

J'ai donc sélectionné deux zones d'étude :

- l'Atlantique tropical Nord-Est : entre 10°N et 15°N et entre 40°W et 20°W (Fig. 5.10),
- l'Atlantique tropical Nord-Ouest : entre 10°N et 20°N et entre 80°W et 60°W (Fig. 5.11).

L'Atlantique tropical Nord-Est

Comme pour la gyre subtropicale du Pacifique Nord, il y a un fort gradient surface-subsurface dans l'anomalie de température (Fig. 5.10e), avec une anomalie de seulement 3 à 5°C en surface et une anomalie de plus de 7°C autour de 100 mètres de profondeur. Et à nouveau la distribution de α_{PI} est centrée en subsurface. Ainsi, l'anomalie très négative de $\Delta_{\text{temp}}T_{\text{int}}$ dans cette zone (Fig. 5.8b) s'explique par une sélection des températures de subsurface par la distribution de productivité. Il faut noter également que la distribution de α devient moins profonde au LGM par rapport au préindustriel, engendrant une sélection de températures plus proches de la surface, ce qui explique l'anomalie très positive de $\Delta_{\text{bio}}T_{\text{int}}$ (Fig. 5.8c). A nouveau, on constate que l'anomalie $\Delta_{\text{temp}}T_{\text{int}}$ se rapproche davantage des reconstructions de SST de MARGO que l'anomalie de SST simulée. Ces résultats suggèrent à nouveau qu'il pourrait y avoir un biais des reconstructions, avec des proxies qui mesurent plutôt un signal de température de subsurface et non un signal de température de surface. L'anomalie de température (Fig. 5.10e) indique en revanche que la saisonnalité n'influence pas de manière significative les SST au glaciaire dans cette zone (la distribution de $\Delta_{\text{LGM-PI}}T$ varie peu en fonction des mois).

L'Atlantique tropical Nord-Ouest

La région de l'Atlantique tropical Nord-Ouest est très différente des deux régions précédemment étudiées pour deux raisons :

- il n'y a pas de distribution privilégiée de α que ce soit au préindustriel (Fig. 5.11a) ou au LGM (Fig. 5.11b), c'est-à-dire que la NPP est répartie de manière relativement homogène selon la profondeur ou selon les mois de l'année,
- l'anomalie de température (Fig. 5.11e) est comprise entre -3 et -5°C quelle que soit la profondeur ou le mois de l'année.

Pour ces deux raisons, notre analyse indique qu'il ne devrait y avoir ni biais de saisonnalité ni biais de profondeur dans cette zone pour les reconstructions de SST. Les anomalies de SST simulées par le modèle IPSL-CM5A sont cependant plus froides que les reconstructions MARGO. Le modèle semble donc surestimer le refroidissement dans cette zone.

Le gradient Est-Ouest de température dans l'Atlantique tropical Nord

Comment expliquer la différence entre les deux zones précédentes ? Qu'est-ce qui explique ce gradient Est-Ouest de température ? La diminution de température de subsurface dans la région de l'Atlantique tropical Nord-Est s'explique par une intensification de l'upwelling de Mauritanie. Cette intensification de l'upwelling est détectée dans les données de productivité de Kohfeld et al. (2005) visibles sur la figure 5.2b) : on observe en effet

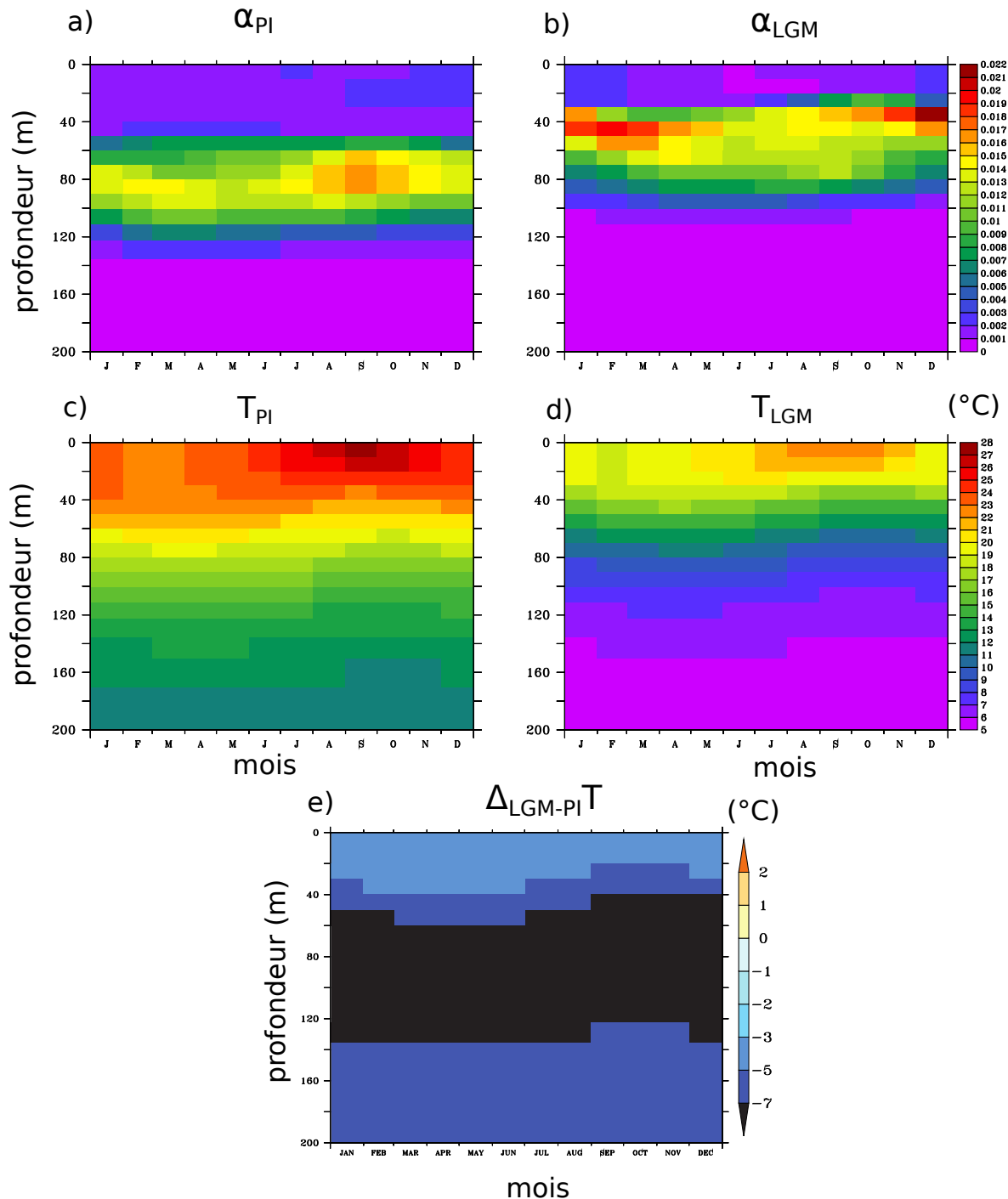


FIGURE 5.10 – Région de l'Atlantique tropical Nord-Est (moyenne spatiale réalisée entre 10°N et 15°N et entre 40°W et 20°W). Les variables sont représentées en fonction des mois de l'année et de la profondeur : a) α_{PI} et b) α_{LGM} (sans unité), c) T_{PI} , d) T_{LGM} et e) $\Delta_{LGM-PI} T$ (en °C).

une augmentation de la productivité dans cette région. Enfin, l'intensification de l'upwelling de Mauritanie est vérifiée par l'augmentation du pompage d'Ekman dans cette même région (Fig. 5.12). Dans le modèle IPSL-CM5A, l'upwelling de Mauritanie et son prolongement vers le centre de l'Atlantique tropical semble piloter les températures de subsurface de l'Atlantique tropical Nord-Est, alors que les SST simulées semblent plutôt répondre au changement de forçage radiatif au premier ordre. Ainsi, le fait que le mod-

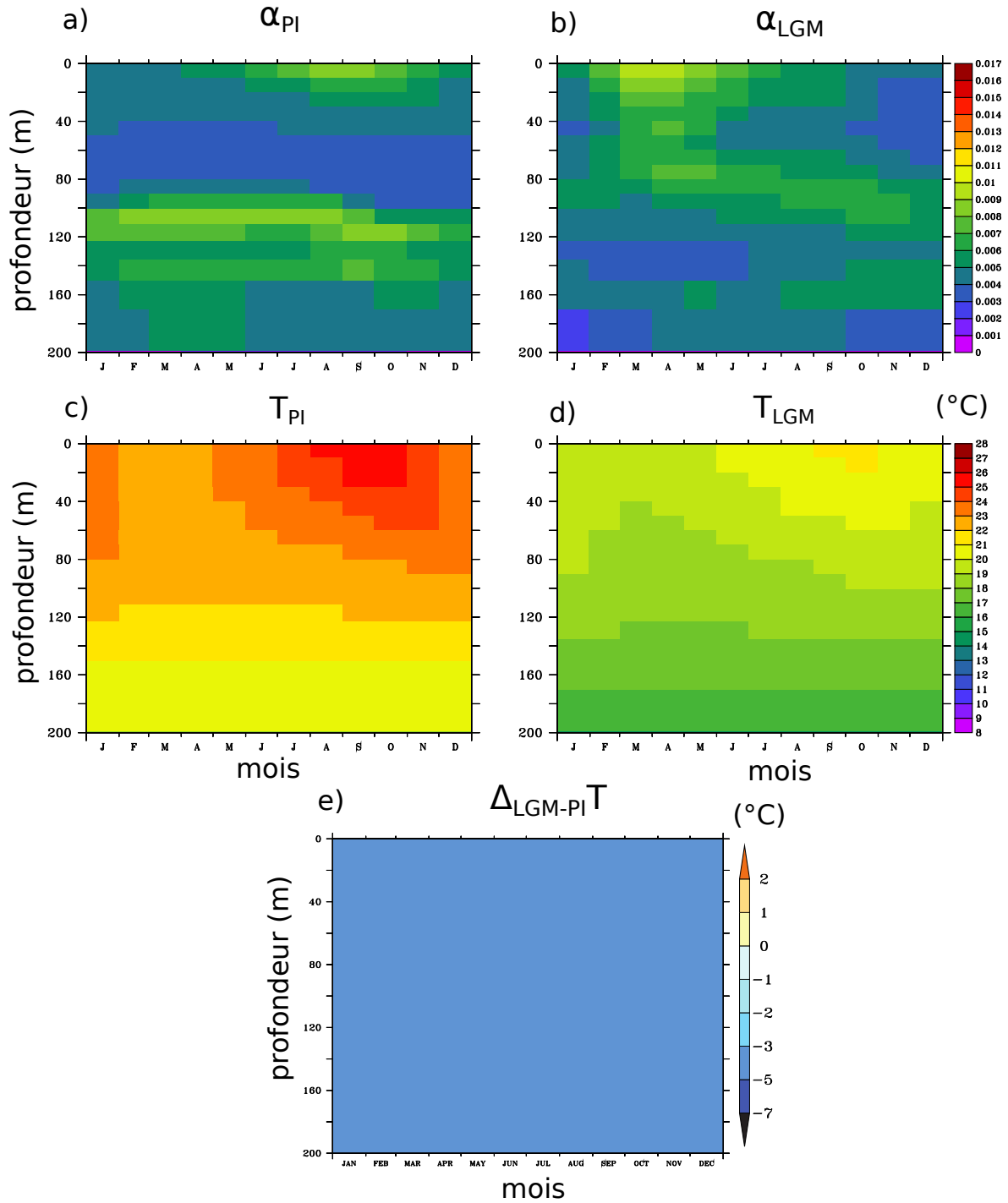


FIGURE 5.11 – Région de l’Atlantique tropical Nord-Ouest (moyenne spatiale réalisée entre 10°N et 20°N et entre 80°W et 60°W). Les variables sont représentées en fonction des mois de l’année et de la profondeur : a) α_{PI} et b) α_{LGM} (sans unité), c) T_{PI} , d) T_{LGM} et e) $\Delta_{LGM-PI}T$ (en °C).

èle IPSL-CM5A ne capture pas le gradient Est-Ouest de température enregistré dans les données est peut-être lié au fait que les SST reconstruites capturent un changement de température de subsurface lié au changement de régime de l’upwelling dans le bassin Est.

Pour résumer, en analysant les résultats de la température pondérée par la productiv-

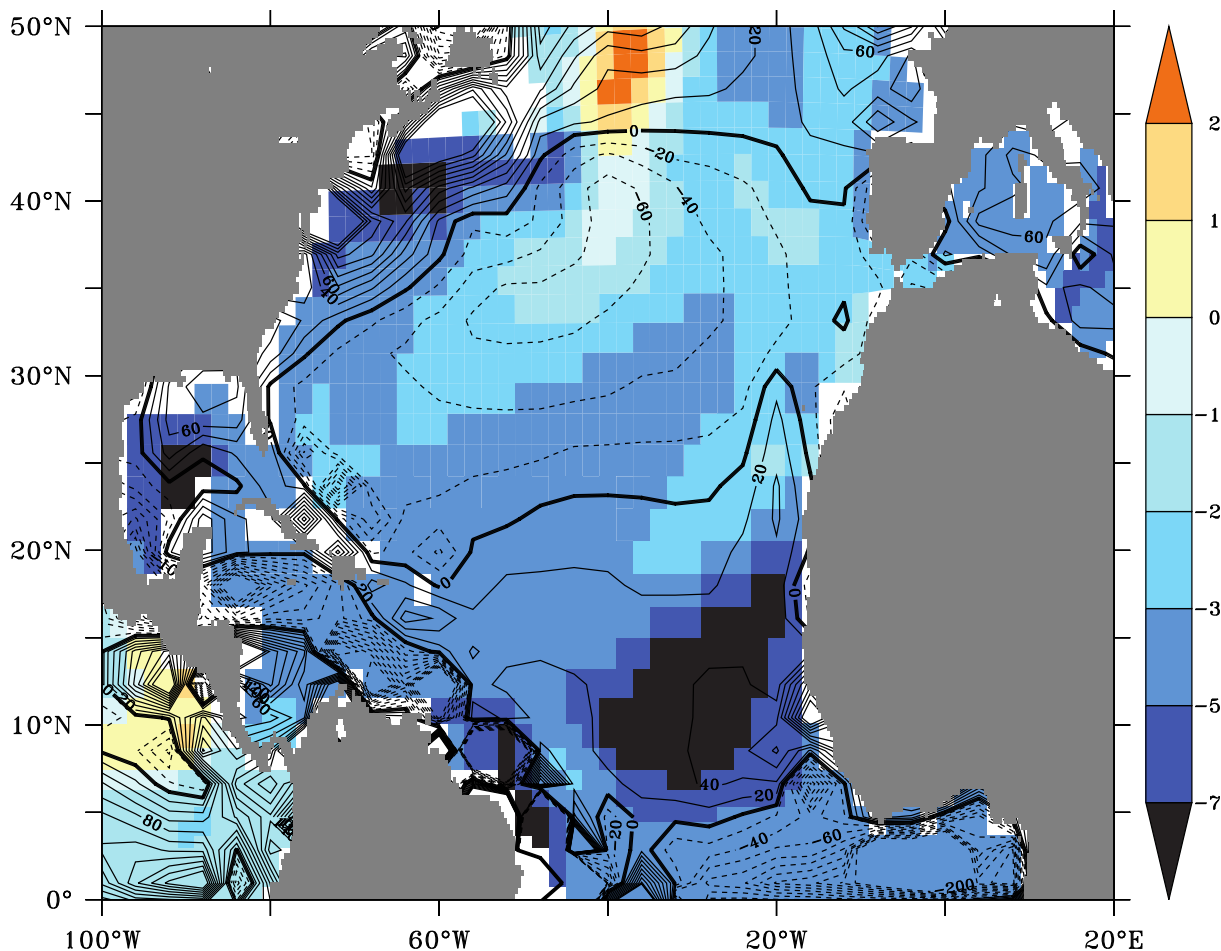


FIGURE 5.12 – Région de l’Océan Atlantique tropical Nord. Anomalie (LGM-PI) de la température de subsurface, moyennée entre 60 et 90 mètres, en °C (en couleurs) et anomalie (LGM-PI) du pompage d’Ekman (contours tous les 20m/an).

ité marine selon la saison et la profondeur, j’ai montré qu’il ne semblait pas y avoir de biais de saisonnalité possible sur les reconstructions de SST dans la zone tropicale au LGM. En revanche, dans certaines zones (gyre subtropicale du Pacifique Nord et Atlantique tropical Nord-Est), les anomalies de températures enregistrées dans les données pourraient représenter non pas un changement de SST mais plutôt l’influence d’une production des proxies en subsurface. Or dans ces mêmes zones, températures de surface et de subsurface varient différemment, en raison de modifications du pompage d’Ekman qui affecte davantage les températures de subsurface que les températures de surface dans le modèle. La sélection préférentielle de ces changements de subsurface par les proxies de température peut donc induire des biais dans les reconstructions de température. Néanmoins, la zone de l’Atlantique tropical Nord-Ouest présente une variation uniforme de la température sur les 200 premiers mètres entre glaciaire et préindustriel. Le modèle indique que l’on peut *a priori* écarter des biais de profondeur dans les reconstructions de cette zone.

5.5 Discussion

Contrairement aux études précédentes (Schneider et al., 2010; Fraile et al., 2009), qui ont utilisé une pondération uniquement saisonnière de la température, la pondération que

j'ai utilisée intègre à la fois les variations saisonnières et de profondeur. Cette nouvelle définition a été rendue possible grâce à la représentation 3D de la NPP disponible dans le modèle PISCES, ce qui n'était pas le cas du modèle 2D de foraminifères utilisé par Fraile et al. (2009) par exemple. Ceci m'a permis d'étudier les biais possibles de profondeur sur les reconstructions de températures de surface. Cette étude a été limitée à la zone tropicale mais il serait intéressant de l'étendre également aux hautes latitudes pour voir s'il y a un biais de saisonnalité comme l'ont suggéré Schneider et al. (2010).

Deux autres pistes restent également à explorer. D'une part, il serait intéressant d'étendre l'étude à l'Holocène pour voir notamment si aux biais de profondeur dans les Tropiques ne s'ajoutent pas des biais de saisonnalité. D'autre part, pour mieux comprendre les décalages de températures reconstruites entre deux proxies, il serait intéressant de donner d'autres valeurs au coefficient α . En effet, la NPP peut être comparée plus spécifiquement aux alcénones, alors qu'un taux de croissance de foraminifères serait plus proche du proxy Mg/Ca. Le modèle FORAMCLIM (Lombard et al., 2011), dont les performances ont été étudiées au glaciaire (Kageyama et al. (2013a), disponible en annexe), permet justement de calculer le taux de croissance des foraminifères, ce qui offre de nouvelles perspectives.



Données sédimentaires utiles : il serait intéressant de multiplier les sites de mesures avec plusieurs proxies de température différents afin d'avoir une meilleure contrainte sur les biais possibles de ces proxies.

Bilan : J'ai caractérisé les variations de la productivité au LGM avec le modèle IPSL-CM5A couplé au modèle de biogéochimie marine PISCES. J'ai non seulement montré que le modèle reproduisait les principales structures des anomalies de productivité au LGM mais j'ai également expliqué ces variations pour l'Atlantique Nord et le Pacifique Nord (article en collaboration avec Masa Kageyama *Mid-Holocene and last glacial maximum climate simulations with the IPSL model : part II : model-data comparisons* dans la revue *Climate Dynamics*). Je me suis appuyée sur la bonne représentation de la productivité par IPSL-CM5A-PISCES pour questionner les reconstructions de SST au LGM basées sur des proxies potentiellement influencés par la productivité biologique (alcénones, Mg/Ca, assemblages de foraminifères). En m'appuyant sur une température pondérée par la productivité biologique, j'ai montré en particulier qu'il n'y avait pas de biais de saisonnalité dans la zone tropicale (30°S-30°N), mais qu'en revanche il pouvait y avoir un biais de profondeur : les reconstructions de température pourraient capturer des changements de température de subsurface plutôt que des changements de température de surface. C'est particulièrement le cas pour la gyre subtropicale du Pacifique Nord et pour l'Atlantique tropical Nord-Est, au niveau de l'upwelling de Mauritanie.

Discussion générale et perspectives

6.1 Discussion générale

6.1.1 Résultats

Le but de cette thèse était de modéliser le cycle du carbone au glaciaire. Dans un premier temps, j'ai étudié la réponse du cycle du carbone à un événement de Heinrich avec un GCM (**chapitre 2**). J'ai montré que les changements régionaux de productivité marine étaient en accord avec la majorité des données reconstruites. J'ai également confirmé que la productivité marine globale diminuait en réponse à un événement de Heinrich. Cette diminution de la productivité marine est accompagnée d'une augmentation du pompage du carbone atmosphérique par l'océan, ce qui va à l'encontre de l'augmentation du CO_2 mesuré dans les carottes de glace pendant les événements de Heinrich. L'effet de la diminution de la pompe biologique sur le CO_2 est compensé par l'augmentation de la pompe de solubilité et de la stratification de l'océan en Atlantique Nord et dans le Pacifique Sud-Est. J'ai émis l'hypothèse que d'une part l'état initial du carbone océanique glaciaire simulé n'était peut-être pas réaliste et que d'autre part les changements de circulation océanique occasionnés par le flux d'eau douce en Atlantique Nord n'étaient peut-être pas représentatifs de la réponse de l'océan à un événement de Heinrich. Par ailleurs, l'ajout d'un flux d'eau douce en Atlantique Nord n'est peut-être pas le forçage responsable de l'augmentation du CO_2 pendant les événements de Heinrich.

Dans un deuxième temps, j'ai intégré une nouvelle représentation du ^{14}C dans le modèle CLIMBER-2 pour pouvoir vérifier si le mécanisme de plongée de la saumure qui permet de simuler les variations glaciaire-interglaciaire du CO_2 et du $\delta^{13}\text{C}$ était également capable de simuler les variations glaciaire-interglaciaire du $\Delta^{14}\text{C}$ (**chapitre 3**). Cette nouvelle représentation – qui rend le ^{14}C variable dans l'atmosphère et dont la production cosmogénique peut être modifiée – a permis de valider le mécanisme de plongée de la saumure au Dernier Maximum Glaciaire pour le CO_2 , le $\delta^{13}\text{C}$ et le $\Delta^{14}\text{C}$. C'est la première fois qu'un mécanisme est capable d'expliquer simultanément les variations glaciaire-interglaciaire des trois isotopes du carbone. Cependant, la représentation du mécanisme de plongée de la saumure est basée sur une paramétrisation. A présent que son efficacité

à représenter les variations glaciaire-interglaciaire du cycle du carbone a été démontrée, il serait nécessaire de s'orienter vers une représentation plus explicite du mécanisme au sein d'un modèle de circulation générale et/ou d'un modèle régional de l'Océan Austral sur les bords de l'Antarctique. Par ailleurs, si le mécanisme de plongée de la saumure a un rôle majeur dans les variations glaciaire-interglaciaire du CO_2 et du $\Delta^{14}\text{C}$, l'effet de la productivité marine est peut-être sous-estimé en raison de la représentation simplifiée qui en est faite dans CLIMBER-2.

L'élaboration d'une simulation glaciaire capable de représenter les changements du CO_2 , du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\Delta^{14}\text{C}$ m'a fourni une distribution glaciaire du carbone inorganique dissous vraisemblable à laquelle j'ai pu comparer la simulation glaciaire obtenue précédemment avec le modèle IPSL-CM4-PISCES. J'ai ainsi confirmé mon hypothèse précédente selon laquelle le carbone océanique dans IPSL-CM4-PISCES n'était pas représentatif d'un carbone océanique glaciaire.

Après avoir étudié les variations glaciaire-interglaciaire avec le mécanisme de plongée de la saumure, je me suis intéressée aux relations entre événements abrupts du cycle du carbone et variations temporelles du mécanisme de plongée de la saumure (**chapitre 4**). J'ai ainsi montré qu'avec un scénario approprié du mécanisme de plongée de la saumure pendant la dernière déglaciation, le modèle CLIMBER-2 était capable de reproduire les caractéristiques principales de l'évolution du CO_2 et du $\Delta^{14}\text{C}_{\text{atm}}$, notamment la pause au milieu de la déglaciation, représentée par un plateau dans les données au moment de l'*Antarctic Cold Reversal*, et réalisée grâce à une réémergence du mécanisme de plongée de la saumure à cette période. Cette simulation de la dernière déglaciation est non seulement en accord avec les données atmosphériques du CO_2 et du $\Delta^{14}\text{C}$, mais elle également en accord avec les données océaniques du $\Delta^{14}\text{C}$, notamment en Atlantique Nord et dans l'Océan Austral.

Les variations du mécanisme de plongée de la saumure pendant MIS3 sont également capables d'engendrer les variations rapides d'environ 20 ppm du CO_2 au glaciaire, en accord avec les données des carottes de glace. Sous certaines conditions, ces variations de la plongée de la saumure entraînent même des augmentations abruptes de la circulation océanique en Atlantique Nord lors des maxima de CO_2 , ce qui est cohérent avec le phasage des données pendant les événements de Dansgaard-Oeschger. Ces résultats préliminaires ne permettent pas d'élever le mécanisme de plongée de la saumure au rang d'initiateur des événements de Dansgaard-Oeschger. Cependant les augmentations abruptes de salinité de surface dans l'Océan Austral en cas de diminution de la plongée de la saumure offrent une alternative intéressante aux flux d'eau douce en Atlantique Nord.

Ces variations de la plongée de la saumure pendant MIS3 permettent également de simuler correctement les variations du gradient vertical du $\delta^{13}\text{C}$ océanique, en termes de phasage avec les variations du CO_2 . En revanche, l'amplitude simulée de ces variations du $\Delta\delta^{13}\text{C}$ est plus faible que l'amplitude mesurée. Les mesures réalisées dans les carottes de glace de l'Antarctique indiquent des modifications abruptes des dépôts de fer en phase avec ces variations du $\Delta\delta^{13}\text{C}$, ce qui pourrait expliquer la plus forte amplitude dans les données. Comme dans le cas des variations glaciaire-interglaciaire du carbone, les variations abruptes peuvent également avoir une contribution de la pompe biologique.

Enfin, je me suis intéressée aux reconstructions des températures de surface de l'océan au Dernier Maximum Glaciaire qui sont utilisées pour évaluer au premier ordre la capacité des modèles à représenter un climat glaciaire, nécessaire à une bonne représentation du carbone glaciaire (**chapitre 5**). Ces reconstructions sont basées sur des mesures réalisées sur des composés d'origine organique et qui au lieu de représenter des signaux de température annuelle de surface pourraient en fait représenter une température majoritairement biaisée vers la profondeur et la saison du maximum de productivité biologique. J'ai d'abord montré que la productivité marine glaciaire simulée par PISCES était en accord avec la majorité des données. J'ai ensuite utilisé la distribution spatiale et temporelle de la productivité marine simulée pour établir que dans les Tropiques, les reconstructions de température au glaciaire représentent plutôt des températures de subsurface et non des températures de surface, mais qu'en revanche, il ne semble pas y avoir de biais de saisonnalité. Cette étude a été limitée à la région des Tropiques avec la productivité primaire comme pondération de la température, mais elle pourrait être étendue aux hautes latitudes et à d'autres formes de pondération comme le taux de croissance des foraminifères calculé par le modèle FORAMCLIM forcé par PISCES.

En résumé, j'ai montré que les changements de productivité marine étaient bien représentés dans le modèle PISCES, que ce soit pour l'échelle de temps glaciaire-interglaciaire ou lors des événements de Heinrich. J'ai mis à profit cette bonne représentation de la productivité marine simulée pour évaluer les biais biologiques possibles sur les reconstructions des températures de surface de l'océan au glaciaire. Sur l'échelle de temps glaciaire-interglaciaire, j'ai montré avec le modèle CLIMBER-2 que le mécanisme de plongée de la saumure avait un rôle majeur dans l'établissement des variations du CO_2 , du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\Delta^{14}\text{C}$. Des variations rapides de la plongée de la saumure permettent également de reproduire les variations rapides d'environ 20 ppm du CO_2 – et le phasage entre maxima de CO_2 et minima du gradient vertical de $\delta^{13}\text{C}$ océanique – lors des événements abrupts en climat glaciaire. Que ce soit sur l'échelle de temps glaciaire-interglaciaire ou lors des événements abrupts, la pompe biologique ne semble pas avoir de rôle majeur sur les variations du cycle du carbone. Cependant, le mécanisme de plongée de la saumure a été évalué dans un modèle où la productivité marine a une représentation simplifiée, et la productivité marine a été étudiée dans un modèle avec une représentation sophistiquée des cycles biogéochimiques marins mais qui n'inclut pas le mécanisme de plongée de la saumure. Pour affiner l'évaluation des rôles relatifs de ces deux mécanismes, il faudrait donc inclure le mécanisme de plongée de la saumure dans le modèle IPSL-CM5 couplé à PISCES.

6.1.2 Des modèles et des données

Comparaisons modèles-données en paléoclimatologie : un aller-retour constructif

Dans le cadre de ma thèse, j'ai exploré plusieurs angles d'attaque de l'outil de comparaison modèles-données en paléoclimatologie. La démarche la plus couramment utilisée est de considérer un ensemble de mesures, d'émettre une hypothèse pour expliquer ces mesures, de l'intégrer dans un modèle, de simuler cette hypothèse et de comparer le résultat obtenu aux données de départ. L'hypothèse est validée ou non selon l'accord entre résultats simulés et données. C'est ce que j'ai fait dans les chapitres 2, 3 et 4 et dans la section 5.2 du chapitre 5 avec les données de CO_2 , de NPP et de $\Delta^{14}\text{C}$ pour tester les effets de la pompe biologique et du mécanisme de plongée de la saumure sur le cycle du carbone. Pour ce faire, j'ai établi une nouvelle compilation de données des changements de productivité marine pendant les événements de Heinrich, compilation qui pourra être réutilisée par d'autres modèles du Système Terre pour évaluer leur capacité à simuler des changements abrupts du climat et de la biogéochimie. J'ai également collecté les quelques données de $\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ disponibles au Dernier Maximum Glaciaire. Ces deux jeux de données sont disponibles en Annexe B.

Une autre démarche, qui est offerte par les développements biogéochimiques récents dans les modèles du Système Terre, est de questionner l'interprétation des données à l'aide du modèle. En effet, les données paléoclimatiques sont basées sur des indicateurs indirects des variations du climat, et peuvent être soumises à des biais ou des incertitudes que les modèles peuvent aider à déterminer et/ou réduire. Les modèles donnent en effet accès à des champs de variables étendus spatialement et temporellement, ce qui n'est pas le cas des carottes sédimentaires dont le signal est local voire régional, et dont la résolution temporelle est dépendante du taux de sédimentation du site considéré. C'est la démarche que j'ai adoptée dans les sections 5.3 et 5.4 du chapitre 5, où j'ai utilisé les champs tri-dimensionnels simulés de la productivité marine au glaciaire pour évaluer les reconstructions de températures de surface. Dans la section 4.2.2, j'ai également adopté partiellement cette démarche pour l'élaboration des âges réservoir de surface du ^{14}C lors de la déglaciation. J'ai d'abord évalué les résultats du modèle par rapport aux données de CO_2 et de $\Delta^{14}\text{C}$ atmosphérique et océanique. Ces variables simulées présentant un accord satisfaisant avec les données, j'ai proposé d'utiliser les âges réservoirs de surface issus de cette simulation pour corriger l'effet d'âge réservoir source d'une grande incertitude dans les mesures du ^{14}C océanique. Cette démarche pourrait donner lieu à une assimilation de données, même si le nombre de données paléoclimatiques est limité par rapport aux observations actuelles utilisées usuellement en assimilation de données.

Une hiérarchie de modèles complémentaires

Dans le cadre de ma thèse, j'ai utilisé une hiérarchie de modèles : deux versions du modèle de circulation générale tri-dimensionnelle de l'IPSL (CM4 et CM5) associées au modèle PISCES et le modèle de complexité intermédiaire CLIMBER-2. Ces deux modèles ont été complémentaires pour la modélisation du cycle du carbone au glaciaire.

Le modèle PISCES a une représentation sophistiquée de la productivité biologique

marine, avec en particulier la représentation des diatomées, du cycle de l'acide silicique et du découplage entre fer, carbone et acide silicique au sein des diatomées. En revanche, ce modèle nécessite un long temps de calcul, ce qui limite le nombre de tests de sensibilité et le nombre d'années de simulation. J'ai utilisé ce modèle pour questionner le rôle de la pompe biologique dans les échanges de carbone au glaciaire. J'ai établi que les changements de productivité marine étaient bien représentés, que ce soit sur l'échelle glaciaire-interglaciaire ou pendant les événements de Heinrich. Ce modèle m'a ainsi permis d'identifier les processus qui gouvernent le carbone océanique de surface.

Le modèle CLIMBER-2 bénéficie d'un temps de calcul court en raison de la représentation simplifiée de certains mécanismes et de la représentation de l'océan en 3 bassins bi-dimensionnels, ce qui permet de faire un grand nombre de simulations de plusieurs milliers d'années. Par ailleurs, ce modèle est actuellement le seul à inclure le mécanisme de plongée de la saumure. Il m'a donc permis de tester l'importance du mécanisme de plongée de la saumure sur le ^{14}C glaciaire et sur les variations abruptes du CO_2 au glaciaire.

J'ai utilisé conjointement les deux modèles pour modéliser le cycle du carbone et je les ai comparés lorsque c'était possible. Le modèle CLIMBER-2 m'a ainsi permis d'évaluer la distribution glaciaire du carbone océanique dans le modèle de l'IPSL et de suggérer que cette distribution n'est pas en accord avec les données glaciaires. En effet, j'ai comparé le carbone inorganique dissous de la simulation LGM "best guess" de CLIMBER-2 avec plongée de la saumure, dont la distribution océanique est contrainte par les données de $\delta^{13}\text{C}$ et de $\Delta^{14}\text{C}$ avec le carbone inorganique dissous de la simulation LGM de l'IPSL. Cette dernière ne représente pas la stratification verticale observée dans la simulation de CLIMBER-2, distribution expliquée par les contraintes en $\delta^{13}\text{C}$ et en $\Delta^{14}\text{C}$. Ceci pourrait expliquer pourquoi le modèle de l'IPSL n'était pas capable de représenter l'augmentation de CO_2 en réponse à un événement de Heinrich. Par ailleurs, la différence de complexité dans la représentation de la biologie marine entre les deux modèles m'a fait remettre en cause le rôle mineur attribué à la biologie pour expliquer les variations glaciaire-interglaciaire du CO_2 dans les simulations de CLIMBER-2 avec plongée de la saumure. Au bilan, il serait souhaitable d'intégrer le mécanisme de plongée de la saumure dans le modèle IPSL-CM5 couplé à PISCES.

6.2 Perspectives pour le mécanisme de plongée de la saumure

6.2.1 Implémentation de la paramétrisation de la plongée de la saumure dans des modèles plus sophistiqués

Comme suggéré précédemment, il serait intéressant d'intégrer le mécanisme de plongée de la saumure dans des modèles d'océan tri-dimensionnels. Cette intégration est déjà en cours dans deux modèles :

- le modèle IPSL-CM5 qui présente l'avantage d'avoir une bonne représentation de la productivité marine dans PISCES, et qui a une résolution atmosphérique et océanique relativement élevée, mais dont le temps de calcul reste élevé
- le modèle *i*LOVECLIM qui présente l'avantage de représenter les isotopes de l'eau,

ce qui donne une contrainte paléoclimatique supplémentaire, et qui a un temps de calcul raisonnable (~ 700 ans/jour), mais dont la représentation de la productivité marine est la même que dans CLIMBER-2.

Le modèle de circulation générale IPSL-CM5

L'implémentation du mécanisme de plongée de la saumure est en cours dans le modèle IPSL-CM5 couplé au modèle PISCES. Je présente ici quelques résultats préliminaires de l'implémentation de la plongée de la saumure en conditions préindustrielles pour différentes paramétrisations en termes d'anomalies de salinité par rapport aux observations (Fig. 6.1). La simulation "BI07" (Fig. 6.1a) est la simulation de référence sans plongée de la saumure. Dans la simulation "BI14" (Fig. 6.1b), une fraction relativement faible (20%) de la saumure est "déposée" au fond de l'océan, et dans la simulation "BI26" (Fig. 6.1c), une fraction plus importante de la saumure (40%) est déposée cette fois à la base de la couche de mélange. Dans le dernier cas (BI26), la représentation de la salinité dans le fond de l'Océan Austral est même améliorée par rapport à la simulation de référence. Des tests ont été menés par Olivier Marti mais des verrous techniques empêchent à ce jour de lancer des simulations au Dernier Maximum Glaciaire.

Le modèle de complexité intermédiaire avec océan tri-dimensionnel *i*LOVECLIM

L'implémentation du mécanisme de plongée de la saumure est à un stade plus avancé dans le modèle *i*LOVECLIM, dans lequel les modèles du cycle du carbone de CLIMBER-2, OCYCC et VECCARB (cf Fig. 6.2), ont été implémentés par Nathaëlle Bouttes et Didier Roche. J'ai moi-même implémenté ma version du ^{14}C atmosphérique variable dans cette nouvelle version du modèle. Une publication est en cours de préparation pour présenter les résultats de ce modèle en climat préindustriel.

Cependant, des tests sur le mécanisme de plongée de la saumure ont déjà été menés en climat glaciaire avec le modèle *i*LOVECLIM dans le cadre du stage de Master 1 de Samsophath Nhean que j'ai co-encadré avec Didier Roche en 2012 (intitulé : Effet du mécanisme de plongée de la saumure sur le cycle du carbone au cours du Dernier Maximum Glaciaire). Ces résultats n'ont pas été publiés car ils sont préliminaires, mais ils confortent les résultats précédemment établis avec le modèle CLIMBER-2. En particulier, le modèle simule une diminution de 20 ppm du CO_2 en réponse à l'augmentation du paramètre de plongée de la saumure *frac* (Fig. 6.3a). En plus de cette diminution du CO_2 , la circulation méridienne de renversement (AMOC en anglais) s'amincit (Fig. 6.3b et c), ce qui induit dans le fond de l'océan une augmentation du volume des eaux formées dans l'Océan Austral. Par ailleurs, l'augmentation de la plongée de la saumure occasionne bien une stratification de l'océan (visible dans le bassin Atlantique, Fig. 6.4a et b) avec de fortes salinités au fond de l'océan et de faibles salinités dans l'Océan Austral de surface. Le carbone inorganique dissous est davantage stocké dans le fond de l'océan lorsque la plongée de saumure augmente (Fig. 6.4c et d). Enfin, le résultat le plus encourageant de ces simulations glaciaires avec *i*LOVECLIM est que lorsqu'on augmente la plongée de la saumure, l'Océan Pacifique Nord profond ne devient pas anoxique (Figs. 6.4e et f), ce qui est une nette amélioration par rapport au modèle CLIMBER-2.

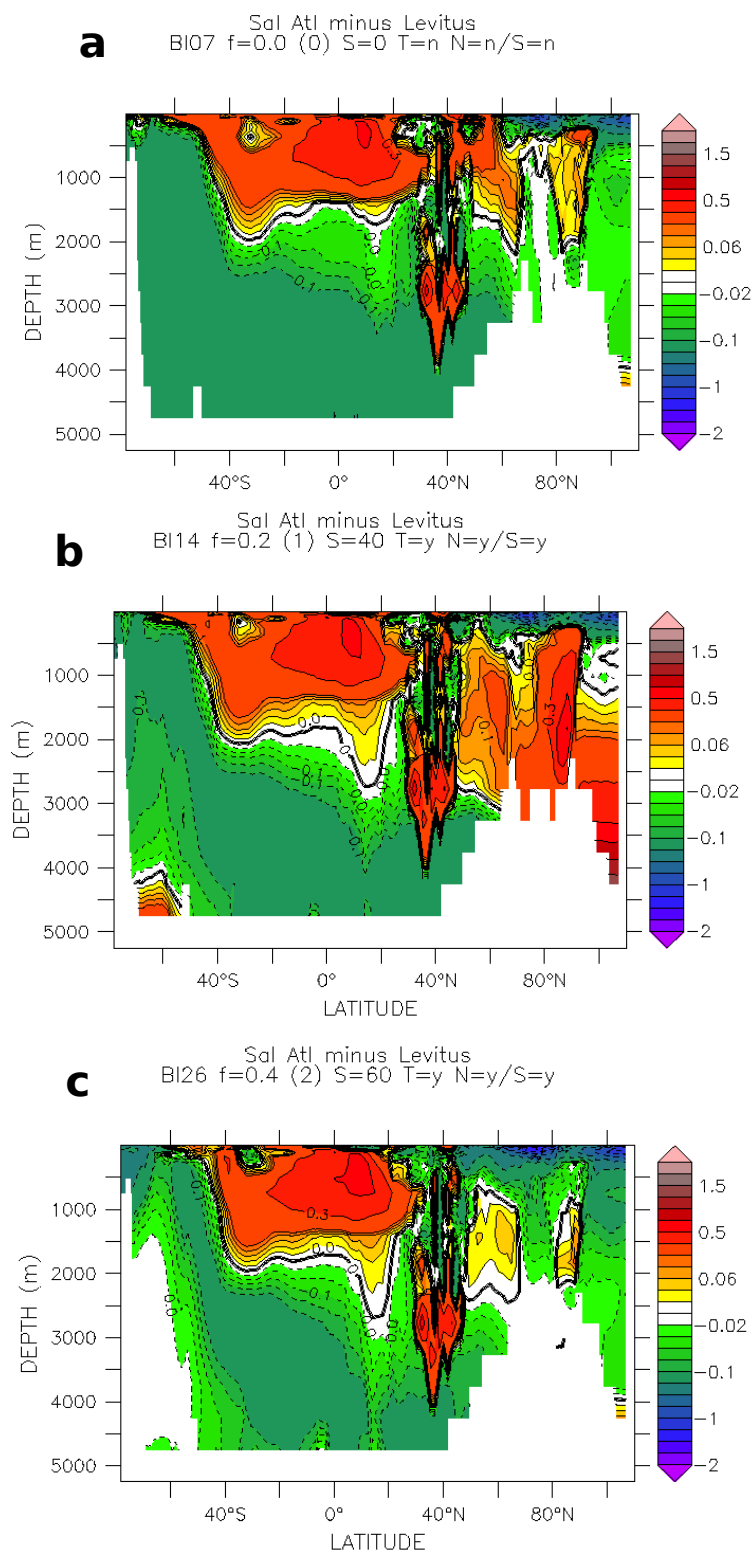


FIGURE 6.1 – Distribution des anomalies de salinité (en psu) dans l’Océan Atlantique par rapport aux données de salinité de (Locarnini et al., 2010) pour a) une simulation de contrôle, b) le scénario de plongée de la saumure BI14 et c) le scénario de plongée de la saumure BI26. Les simulations ont été réalisées avec le modèle IPSL-CM5A et ont duré 500 ans (elles sont quasi-équilibrées). Figure fournie par Olivier Marti.

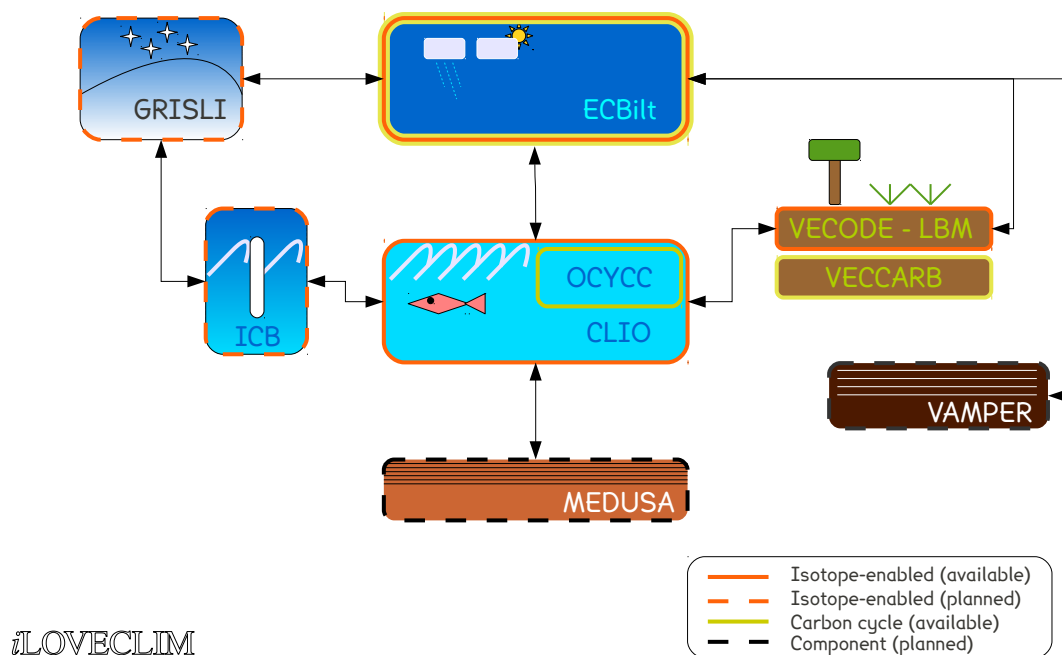
September 07th, 2012This work by Didier M. Roche, is licensed under a
Creative Commons (CC BY-SA 3.0)

FIGURE 6.2 – Modèle *iLOVECLIM* avec ses différentes composantes : le modèle d’atmosphère ECBilt, le modèle d’océan CLIO et le modèle de surface continentale VECODE (tous trois incluant le cycle du carbone, OCYCC pour l’océan et VECCARB pour la surface continentale). Les autres composantes sont en cours de développement ou de couplage : le modèle de permafrost VAMPER, le modèle de glace de mer ICB, le modèle de sédiments MEDUSA et le modèle de calottes GRISLI. Le $\delta^{18}\text{O}$ de l’eau est aussi implémenté dans certaines des composantes.

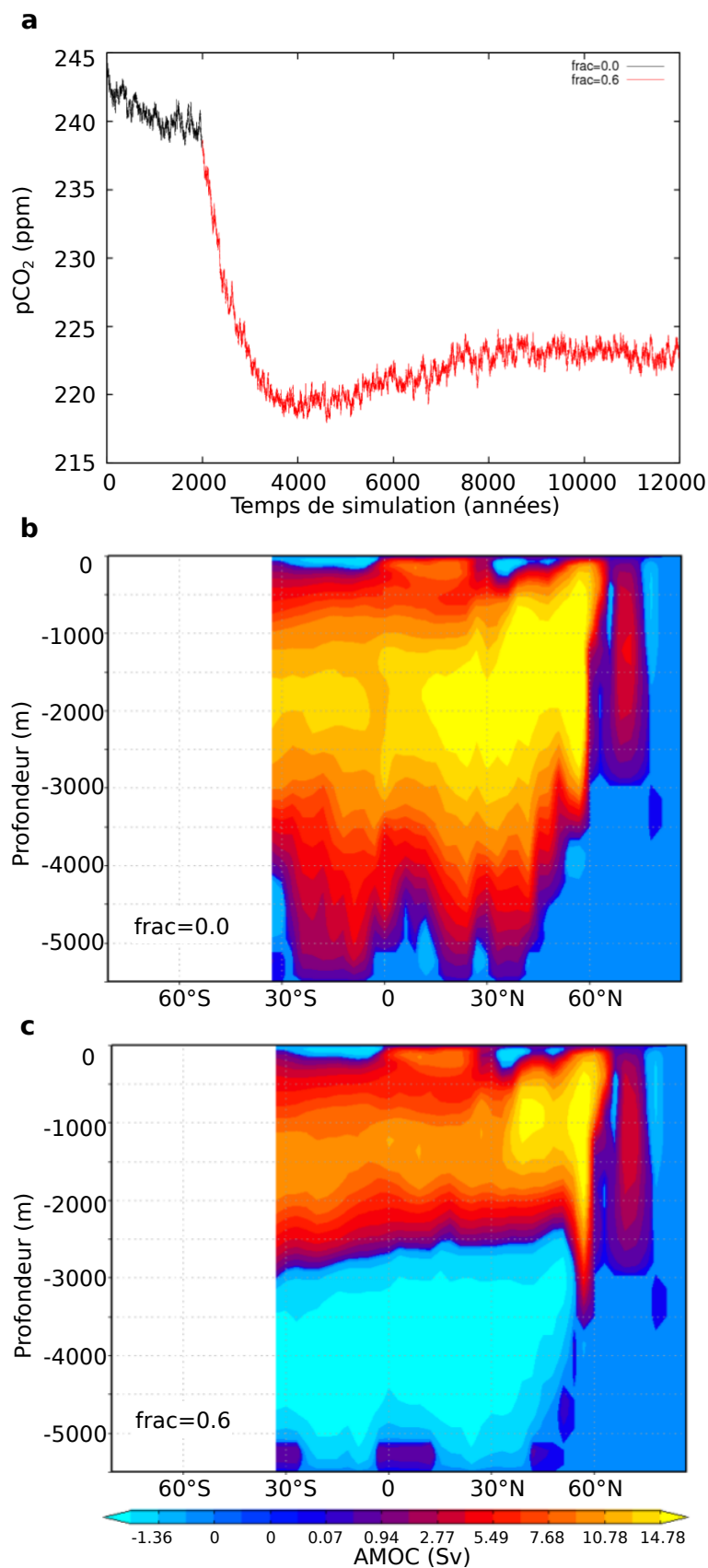


FIGURE 6.3 – Résultats de deux simulations avec *iLOVECLIM*, avec $\text{frac}=0$ (courbe noire) et $\text{frac}=0.6$ (courbe rouge). **a**, $p\text{CO}_2$ (en ppm) ; **b**, l'AMOC (Sv) pour le cas $\text{frac}=0$ et **c**, pour le cas $\text{frac}=0.6$.

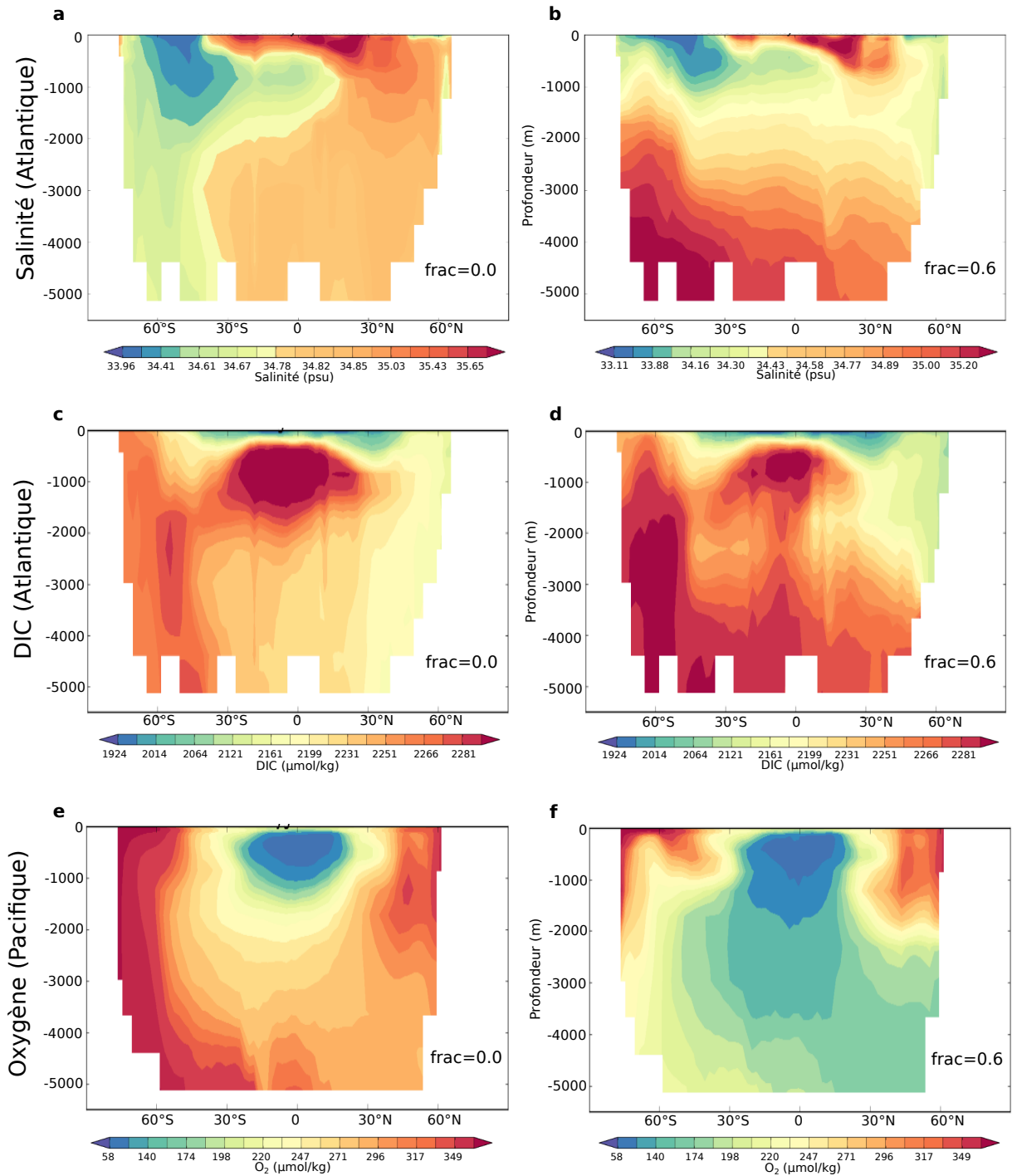


FIGURE 6.4 – Comparaison des concentrations de traceurs océaniques pour les deux simulations menées avec *iLOVECLIM*, avec à gauche le cas $frac=0$ et à droite le cas $frac=0.6$. **a** et **b**, La salinité dans l’Océan Atlantique (en psu) ; **c** et **d**, le DIC dans l’Océan Atlantique (en $\mu\text{mol/kg}$) ; **e** et **f**, l’oxygène dans l’Océan Pacifique (en $\mu\text{mol/kg}$).

6.2.2 Simulation de la dernière déglaciation avec un modèle de circulation générale qui inclut le mécanisme de plongée de la saumure

Une fois la paramétrisation du mécanisme de plongée de la saumure implémentée dans les modèles *i*LOVECLIM et IPSL-CM5, il sera intéressant de réaliser une déglaciation comme je l'ai fait avec CLIMBER-2, et vérifier que le mécanisme et le scénario avec une reprise de la plongée de la saumure pendant l'*Antarctic Cold Reversal* sont robustes. Mon implémentation du ^{14}C atmosphérique variable dans *i*LOVECLIM permettra notamment la comparaison avec les données de $\Delta^{14}\text{C}$.

6.2.3 Tests de sensibilité du mécanisme de plongée de la saumure avec un modèle régional

Il serait intéressant de franchir une étape supplémentaire dans la validation du mécanisme de plongée de la saumure, notamment en faisant des tests de sensibilité sur les différents facteurs pouvant influencer ce mécanisme. Par exemple, on pourrait utiliser un modèle régional comme celui présenté par Mathiot et al. (2012) pour la mer de Ross qui simule des polynies, ces usines à formation de saumure. Les auteurs ont montré qu'en appliquant un forçage atmosphérique des vents à haute résolution, on obtenait une formation d'eau dense beaucoup plus importante (et plus proche des mesures actuelles). On pourrait imaginer de tester l'efficacité de la production d'eau dense avec ce modèle en fonction de différents paramètres comme l'intensité des vents, la température de surface ou le niveau de la mer. Cela permettrait d'évaluer pour quelles valeurs de la température et des vents, on obtient une eau dense qui atteint le fond de l'océan. Et on pourrait ensuite vérifier si les valeurs de ces paramètres sont en accord avec les archives climatiques. On pourrait également tester l'impact de différentes configurations géométriques du plateau continental sur l'écoulement de la masse d'eau dense le long du talus continental.

6.3 Perspectives pour les méthodes de comparaison modèles-données

6.3.1 De nouvelles mesures dans les sédiments

Au cours de cette thèse, j'ai soulevé un certain nombre de questions scientifiques qui pourraient être résolues à l'aide de reconstructions de certaines variables issues de mesures sédimentaires (identifiées par les balises  dans le corps du manuscrit). J'ai rassemblé dans le tableau 6.1 ci-après ces suggestions de mesures à réaliser.

Variable	Lieu	Période	Résolution	Questions scientifiques
SST et/ou NPP	Pacifique Sud-Est	HEs	<500 ans	Y a-t-il une couverture de glace de mer dans le Pacifique Sud-Est pendant la phase froide des HEs dans l'hémisphère nord ?
SSS et/ou salinité de fond	Océan Austral	G-IG	<3000 ans	Y a-t-il une diminution de la SSS au glaciaire et/ou une augmentation de la salinité de fond ? Si oui, cela serait en faveur du mécanisme de plongée de la saumure pour expliquer les variations glaciaire-interglaciaire du cycle du carbone.
SSS et/ou salinité de fond	Océan Austral	MIS3	<400 ans	Y a-t-il des oscillations abruptes de la SSS et de la salinité de fond pendant MIS3 (avec en particulier une diminution de la SSS dans l'Océan Austral pendant les phases froides des HEs et des D-Os dans l'hémisphère nord et/ou une augmentation de la salinité de fond) ? Si oui, cela serait en faveur d'une variabilité rapide du mécanisme de plongée de la saumure pendant MIS3, ce qui pourrait expliquer les variations abruptes du CO ₂ au glaciaire.
alcénones, Mg/Ca et forams	partout	glaciaire	<3000 ans	Augmentation du nombre de sites avec 2 ou 3 proxies de la température (i.e. "multiproxies").

TABLE 6.1 – Liste (non exhaustive) des données sédimentaires utiles pour améliorer la compréhension du cycle du carbone au glaciaire (HEs = événements de Heinrich et G-IG = glaciaire-interglaciaire).

6.3.2 Vers une meilleure représentation du climat et des cycles biogéochimiques dans le passé : une approche multiproxies et multivariables

L'outil de comparaison modèles-données est beaucoup utilisé dans les sciences du climat et des cycles biogéochimiques. L'enjeu est toutefois différent si l'on se place à l'actuel ou en climats anciens. A l'actuel, l'enjeu des comparaisons modèles-données est d'utiliser les nombreuses données (satellitaires, *in situ*, ...) pour calibrer les jeux de paramètres intégrés aux modèles qui ne sont pas mesurables directement de façon à se rapprocher au mieux des observations. L'enjeu des comparaisons modèles-données dans l'étude des paléoclimats est différent. Le nombre de données dans le passé est moins important qu'à l'actuel et surtout ce sont des représentations indirectes de variables dynamiques, il ne s'agit donc pas de calibrer les modèles avec ces données, mais plutôt d'améliorer la représentation du climat et des cycles biogéochimiques dans le passé grâce à un aller-retour entre modèles et données, les modèles fournissant des mécanismes physiques et une représentation spatiale étendue par rapport aux données parcellaires, et les données questionnant les mécanismes et la bonne représentation des modèles.

Dès lors, une bonne représentation est d'autant plus robuste qu'un faisceau de preuves

concordantes la confirment. Ces preuves peuvent venir des données ou des modèles. Cependant, il y a un écart entre les reconstructions et les paléoclimats réels, ainsi qu'entre les paléoclimats simulés et les paléoclimats réels. Côté données, la source d'erreur repose en grande partie dans l'interprétation qui est faite des données mesurées : les relations qui lient donnée mesurée et variable dynamique ou biogéochimique reconstruite peuvent être biaisée par la distribution non homogène des mesures ou par le fait que ces relations sont dépendantes du temps alors qu'elles sont supposées ne pas évoluer entre l'actuel et la période climatique ancienne étudiée. Côté modèles, il peut manquer un mécanisme présent dans le climat réel et non intégré dans les modèles, ou encore le jeu de paramètres peut ne pas être adapté à cause (1) de problèmes d'échelles, (2) de conditions aux limites pas réalistes (végétation, calottes, ...) ou (3) d'une dépendance en temps de certains paramètres.

Pour réduire les erreurs des deux côtés, il faut diversifier les types de mesures des climats anciens et augmenter la couverture spatiale des mesures. L'effort a été mené sur les deux fronts avec l'augmentation des études multiproxies et les compilations de données comme MARGO (Waelbroeck et al., 2009), mais dans la comparaison modèles-données, seule la comparaison aux compilations de données a été mise à profit. La compilation de données MARGO homogénéise en fait des proxies différents de température pour fournir un champ de température en °C. Cette approche est plébiscitée par les modélisateurs car elle permet de faire des cartes d'anomalies facilement. Cependant, en homogénéisant ainsi les différents proxies, on perd de l'information, car il apparaît de plus en plus clair que les différents proxies n'enregistrent pas exactement la même température (cf. le décalage relativement systématique entre les reconstructions de température basé sur des données Mg/Ca et les autres types de reconstructions). Cette approche donne cependant une idée au premier ordre de la représentation du climat au LGM. Ces dernières années, le développement des modèles de biogéochimie marine a permis de se rapprocher davantage de ce qui est mesuré ou peut influencer le dépôt dans le sédiment (productivité marine, export à 100 mètres de la matière organique, de la silice, du carbonate de calcium par exemple). Il faudrait privilégier une comparaison modèles-données multiproxies mais aussi multivariées, en comparant chaque proxy à la variable du modèle qui lui est le plus proche. Cela permettrait de conserver la complexité de l'information contenue dans les différents proxies et de limiter au maximum l'erreur des données liée à l'interprétation. C'est ce que j'ai commencé à faire avec la définition d'une température pondérée par la distribution spatiale et temporelle de productivité marine, mais ce concept pourrait être étendue à d'autres variables. La multiplication et la diversification des proxies permettrait en retour de contraindre au maximum le modèle pour limiter l'erreur liée au jeu de paramètres utilisé. Lorsque plusieurs couples (proxy, variable simulée) sont en désaccord, cela permettrait d'identifier l'absence de mécanismes importants dans le modèle.

Conclusion

Cette thèse avait pour objectif central de modéliser le cycle du carbone au glaciaire, c'est-à-dire de modéliser à la fois ses variations glaciaire-interglaciaire et ses variations abruptes en période glaciaire. D'une part, des incertitudes demeuraient sur l'importance du mécanisme de plongée de la saumure pour expliquer les variations glaciaire-interglaciaire du cycle du carbone, notamment sur la compatibilité de ce mécanisme avec le ^{14}C . D'autre part, il existait une incertitude sur l'effet des mécanismes proposés pour expliquer les augmentations de 20 ppm du CO_2 pendant les événements abrupts au glaciaire (cf. 6.5), différents modèle simulant une réponse opposée du CO_2 au même mécanisme. Il était donc nécessaire de confirmer le mécanisme de plongée de la saumure pour l'échelle de temps glaciaire-interglaciaire et de réduire l'incertitude sur les mécanismes expliquant les variations abruptes au glaciaire.

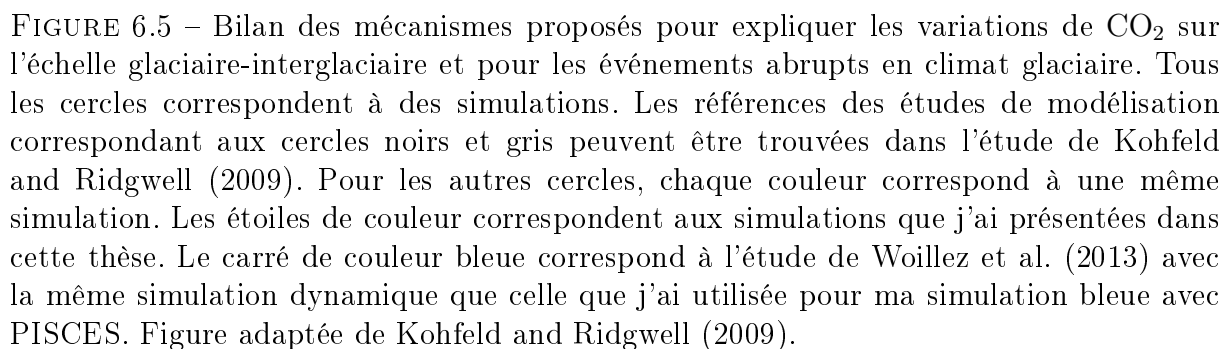
Sur l'échelle de temps glaciaire-interglaciaire, j'ai confirmé le rôle majeur de la plongée de la saumure pour expliquer le changement de 100 ppm du CO_2 . En effet, ma nouvelle représentation du ^{14}C dans le modèle CLIMBER-2 a montré que le mécanisme de plongée de la saumure expliquait 85% (ou 133‰) de l'écart entre les quantités actuelle et glaciaire du $\Delta^{14}\text{C}_{atm}$ – pour la partie des variations du $\Delta^{14}\text{C}_{atm}$ d'origine non cosmogénique. Le mécanisme de plongée de la saumure permet donc d'expliquer la majeure partie des variations glaciaire-interglaciaire du cycle du carbone et de ses isotopes ^{13}C et ^{14}C , ce qui n'avait encore jamais été montré pour aucun autre mécanisme auparavant.

L'importance du mécanisme de plongée de la saumure ne se limite pas aux variations glaciaire-interglaciaire du cycle du carbone. J'ai montré que des scénarios de l'évolution de la plongée de la saumure permettaient d'expliquer des variations temporelles du cycle du carbone. Avec un scénario de plongée de la saumure inspiré des variations de température en Antarctique et des variations de productivité marine dans l'Océan Austral, j'ai reproduit les caractéristiques principales de l'évolution du CO_2 et du $\Delta^{14}\text{C}_{atm}$ au cours de la dernière déglaciation, notamment le plateau visible sur ces deux variables au moment de l'*Antarctic Cold Reversal* (entre -14 600 et -12 800). L'évolution du $\Delta^{14}\text{C}_{ocn}$ simulé est en accord avec les données dans les Océans Atlantique et Austral, confirmant l'hypothèse d'un dégazage de carbone appauvri en ^{14}C par l'Océan Austral pendant la dernière déglaciation.

Des oscillations de la plongée de la saumure permettent également de générer des variations du CO_2 d'environ 18 ppm pendant le *Marine Isotope Stage 3* (entre -60 000 et -30 000 ans), conformément aux données enregistrées dans les carottes de glace. Ces oscillations engendrent aussi le phasage entre maxima de CO_2 et minima du gradient vertical de $\delta^{13}\text{C}$ océanique conformément aux données enregistrées dans l'Océan Austral lors des événements abrupts. Enfin, sous certaines conditions, la phase d'augmentation de la plongée de la saumure – associée à une diminution de la salinité de surface dans l'Océan Austral – entraîne une augmentation abrupte de la circulation océanique en Atlantique Nord, ce qui est caractéristique des événements de Dansgaard-Oeschger. La plongée de la saumure n'étant massivement active qu'au glaciaire, cela pourrait expliquer pourquoi les variations rapides du CO_2 associés aux événements abrupts du climat n'ont lieu qu'au glaciaire. Par ailleurs, les oscillations de la salinité de surface dans l'Océan Austral pilotées par la plongée de la saumure offrent une alternative intéressante aux flux d'eau douce appliqués en Atlantique Nord.

L'effet de la productivité marine sur le cycle du carbone au glaciaire semble marginal par rapport à l'effet de la plongée de la saumure. J'ai cependant montré que la productivité marine simulée par PISCES associé au modèle de circulation générale de l'IPSL était en accord avec la majorité des reconstructions sédimentaires, que ce soit au Dernier Maximum Glaciaire ou pendant les événements de Heinrich. J'ai en particulier confirmé que la productivité marine globale diminue pendant un événement de Heinrich. J'ai utilisé la bonne représentation de la productivité marine dans PISCES pour évaluer les reconstructions de températures de surface de l'océan basées sur des composés organiques. J'ai ainsi montré que les températures reconstruites pour le Dernier Maximum Glaciaire dans les Tropiques reflétaient plutôt un signal de subsurface et non un signal de surface.

Une synthèse des nouveaux résultats apportés par cette thèse est donnée dans la figure 6.5. Au final, la plongée de la saumure semble être le mécanisme majeur pour expliquer les variations du cycle du carbone au glaciaire, la productivité marine ayant un rôle marginal. Cependant, pour affiner l'évaluation des rôles relatifs de la plongée de la saumure et de la productivité marine sur les variations du cycle du carbone au glaciaire, il faudrait inclure le mécanisme de plongée de la saumure dans le modèle IPSL-CM5 couplé à PISCES, qui a une représentation plus sophistiquée de la productivité marine comparée au modèle CLIMBER-2. Par ailleurs, dans l'optique d'une représentation plus explicite du mécanisme de plongée de la saumure avec un modèle régional de circulation océanique, il serait intéressant de déterminer les conditions climatiques favorables à une plongée de l'eau dense formée sur le plateau Antarctique jusqu'au fond de l'océan et de confronter les valeurs obtenues aux reconstructions glaciaires correspondantes. Enfin, un effort reste à accomplir dans l'exercice de comparaison modèles-données afin d'utiliser judicieusement les modèles de biogéochimie marine en conditions paléoclimatiques pour réduire les incertitudes sur les reconstructions des climats du passé.



Bibliographie

- ADAMS, J., FAURE, H., FAURE-DENARD, L., MCGLADE, J., AND WOODWARD, F. 1990. Increases in terrestrial carbon storage from the Last Glacial Maximum to the present. *Nature* 348 :711–714.
- ADKINS, J. F., MCINTYRE, K., AND SCHRAG, D. P. 2002. The salinity, temperature, and $\delta^{18}\text{O}$ of the glacial deep ocean. *Science* 298 :1769–1773.
- ALKAMA, R., KAGEYAMA, M., RAMSTEIN, G., MARTI, O., RIBSTEIN, P., AND SWINGEDOUW, D. 2008. Impact of a realistic river routing in coupled ocean–atmosphere simulations of the Last Glacial Maximum climate. *Climate Dynamics* 30 :855–869.
- ALVAREZ-SOLAS, J., CHARBIT, S., RITZ, C., PAILLARD, D., RAMSTEIN, G., AND DUMAS, C. 2010. Links between ocean temperature and iceberg discharge during Heinrich events. *Nature Geoscience* 3 :122–126.
- ANDERSEN, K. K., AZUMA, N., BARNOLA, J.-M., BIGLER, M., BISCAYE, P., CAILLON, N., CHAPPELLAZ, J., CLAUSEN, H. B., DAHL-JENSEN, D., FISCHER, H., ET AL. 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431 :147–151.
- ANDERSON, R., ALI, S., BRADTMILLER, L., NIELSEN, S., FLEISHER, M., ANDERSON, B., AND BURCKLE, L. 2009. Wind-driven upwelling in the Southern Ocean and the deglacial rise in atmospheric CO_2 . *Science* 323 :1443–1448.
- ANTONOV, J., SEIDOV, D., BOYER, T., LOCARNINI, R., MISHONOV, A., GARCIA, H., BARANOVA, O., ZWENG, M., AND JOHNSON, D. 2010. World Ocean Atlas 2009 Volume 2 : Salinity in : Levitus S (ed) NOAA Atlas NESDIS 68, US. *Washington, DC : US Govern. Printing Office* 2 :184 pp.
- ARCHER, D., EBY, M., BROVKIN, V., RIDGWELL, A., CAO, L., MIKOLAJEWICZ, U., CALDEIRA, K., MATSUMOTO, K., MUNHOVEN, G., MONTENEGRO, A., ET AL. 2009. Atmospheric lifetime of fossil fuel carbon dioxide. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 37 :117–134.

- ARCHER, D. E., MARTIN, P. A., MILOVICH, J., BROVKIN, V., PLATTNER, G.-K., AND ASHENDEL, C. 2003. Model sensitivity in the effect of Antarctic sea ice and stratification on atmospheric pCO₂. *Paleoceanography* 18(1) :1012.
- AUMONT, O. AND BOPP, L. 2006. Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies. *Global Biogeochemical Cycles* 20 :GB2017.
- BARKER, S., KNORR, G., VAUTRAVERS, M. J., DIZ, P., AND SKINNER, L. C. 2010. Extreme deepening of the atlantic overturning circulation during deglaciation. *Nature Geoscience* 3 :567–571.
- BASSINOT, F. C., LABEYRIE, L. D., VINCENT, E., QUIDELLEUR, X., SHACKLETON, N. J., AND LANCELOT, Y. 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters* 126 :91–108.
- BEAUFORT, L., LANCELOT, Y., CAMBERLIN, P., CAYRE, O., VINCENT, E., BASSINOT, F., AND LABEYRIE, L. 1997. Insolation cycles as a major control of equatorial Indian Ocean primary production. *Science* 278 :1451–1454.
- BEHRENFELD, M. J., O'MALLEY, R. T., SIEGEL, D. A., MCCLAIN, C. R., SARMIENTO, J. L., FELDMAN, G. C., MILLIGAN, A. J., FALKOWSKI, P. G., LETELIER, R. M., AND BOSS, E. S. 2006. Climate-driven trends in contemporary ocean productivity. *Nature* 444 :752–755.
- BEREITER, B., LÜTHI, D., SIEGRIST, M., SCHÜPBACH, S., STOCKER, T. F., AND FISCHER, H. 2012. Mode change of millennial CO₂ variability during the last glacial cycle associated with a bipolar marine carbon seesaw. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109 :9755–9760.
- BERGER, A. 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *Journal of Atmospheric Sciences* 35 :2362–2367.
- BISHOP, J. K. B. 1988. The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter. *Nature* 332 :341–343.
- BOLLIET, T., HOLBOURN, A., KUHN, W., LAJ, C., KISSEL, C., BEAUFORT, L., KIENAST, M., ANDERSEN, N., AND GARBE-SCHÖNBERG, D. 2011. Mindanao Dome variability over the last 160 kyr : Episodic glacial cooling of the West Pacific Warm Pool. *Paleoceanography* 26 :PA1208.
- BOPP, L., KOHFELD, K., LE QUERE, C., AND AUMONT, O. 2003. Dust impact on marine biota and atmospheric CO₂ during glacial periods. *Paleoceanography* 18(2) :1046.
- BOPP, L. AND LE QUERE, C. 2009. Ocean carbon cycle. *AGU* pp. 181–195.
- BOUTTES, N. 2010. L'évolution du cycle du carbone au cours du Quaternaire. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- BOUTTES, N., PAILLARD, D., AND ROCHE, D. 2010. Impact of brine-induced stratification on the glacial carbon cycle. *Climate of the Past* 6 :575–589.

- BOUTTES, N., PAILLARD, D., ROCHE, D., BROVKIN, V., AND BOPP, L. 2011. Last Glacial Maximum CO₂ and $\delta^{13}\text{C}$ successfully reconciled. *Geophysical Research Letters* 38 :L02705.
- BOUTTES, N., PAILLARD, D., ROCHE, D., WAELBROECK, C., KAGEYAMA, M., LOURANTOU, A., MICHEL, E., AND BOPP, L. 2012a. Impact of oceanic processes on the carbon cycle during the last termination. *Climate of the Past* 8 :149–170.
- BOUTTES, N., ROCHE, D., AND PAILLARD, D. 2012b. Systematic study of the impact of fresh water fluxes on the glacial carbon cycle. *Climate of the Past* 8 :589–607.
- BRACONNOT, P., OTTO-BLIESNER, B., HARRISON, S., JOUSSAUME, S., PETERCHMITT, J.-Y., ABE-OUCHI, A., CRUCIFIX, M., DRIESSCHAERT, E., FICHEFET, T., HEWITT, C., ET AL. 2007. Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum—Part 1 : experiments and large-scale features. *Climate of the Past* 3 :261–277.
- BROECKER, W. S. AND PENG, T.-H. 1987. The role of CaCO₃ compensation in the glacial to interglacial atmospheric CO₂ change. *Global Biogeochemical Cycles* 1 :15–29.
- BUIRON, D., STENNI, B., CHAPPELLAZ, J., LANDAIS, A., BAUMGARTNER, M., BONAZZA, M., CAPRON, E., FREZZOTTI, M., KAGEYAMA, M., LEMIEUX-DUDON, B., ET AL. 2012. Regional imprints of millennial variability during the MIS 3 period around Antarctica. *Quaternary Science Reviews* 48 :99–112.
- BURKE, A. AND ROBINSON, L. 2012. The Southern Ocean’s Role in Carbon Exchange During the Last Deglaciation. *Science* 335 :557–561.
- BUTZIN, M., PRANGE, M., AND LOHMANN, G. 2005. Radiocarbon simulations for the glacial ocean : the effects of wind stress, Southern Ocean sea ice and Heinrich events. *Earth and planetary science letters* 235 :45–61.
- CAUQUOIN, A., RAISBECK, G., JOUZEL, J., AND PAILLARD, D. 2014. Use of ¹⁰Be to predict atmospheric ¹⁴C variations during the Laschamp excursion : high sensitivity to cosmogenic isotope production calculations. *Radiocarbon* .
- CIAIS, P., TAGLIABUE, A., CUNTZ, M., BOPP, L., SCHOLZE, M., HOFFMANN, G., LOURANTOU, A., HARRISON, S., PRENTICE, I., KELLEY, D., ET AL. 2011. Large inert carbon pool in the terrestrial biosphere during the Last Glacial Maximum. *Nature Geoscience* 5 :74–79.
- CONTE, M. H., SICRE, M.-A., RÜHLEMANN, C., WEBER, J. C., SCHULTE, S., SCHULZ-BULL, D., AND BLANZ, T. 2006. Global temperature calibration of the alkenone unsaturation index (U₃₇^{K'}) in surface waters and comparison with surface sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7 :QO2005.
- CURRY, W. AND OPPO, D. 2005. Glacial water mass geometry and the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of ΣCO_2 in the western Atlantic Ocean. *Paleoceanography* 20 :PA1017.
- CURRY, W. B., DUPLESSY, J.-C., LABEYRIE, L., AND SHACKLETON, N. J. 1988. Changes in the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of deep water ΣCO_2 between the last glaciation and the Holocene. *Paleoceanography* 3 :317–341.

- DÄLLENBACH, A., BLUNIER, T., FLÜCKIGER, J., STAUFFER, B., CHAPPELLAZ, J., AND RAYNAUD, D. 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 :1005–1008.
- DE GARIDEL-THORON, T., BEAUFORT, L., LINSLEY, B. K., AND DANNENMANN, S. 2001. Millennial-scale dynamics of the East Asian winter monsoon during the last 200,000 years. *Paleoceanography* 16 :491–502.
- DE POL-HOLZ, R., KEIGWIN, L., SOUTHON, J., HEBBELN, D., AND MOHTADI, M. 2010. No signature of abyssal carbon in intermediate waters off Chile during deglaciation. *Nature Geoscience* 3 :192–195.
- DE ROSNAY, P. AND POLCHER, J. 1998. Modelling root water uptake in a complex land surface scheme coupled to a GCM. *Hydrology and Earth System Sciences* 2 :239–255.
- DUCOUDRÉ, N. I., LAVAL, K., AND PERRIER, A. 1993. SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land-atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model. *Journal of Climate* 6 :248–273.
- DUTAY, J.-C., BULLISTER, J., DONEY, S., ORR, J., NAJJAR, R., CALDEIRA, K., CAMPIN, J.-M., DRANGE, H., FOLLOWS, M., GAO, Y., ET AL. 2002. Evaluation of ocean model ventilation with CFC-11 : Comparison of 13 global ocean models. *Ocean Modelling* 4 :89–120.
- EPPLEY, R. W. 1972. Temperature and phytoplankton growth in the sea. *Fish. Bull* 70 :1063–1085.
- FICHEFET, T. AND MAQUEDA, M. M. 1997. Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *Journal of Geophysical Research* 102 :12609–12646.
- FLÜCKIGER, J., DÄLLENBACH, A., BLUNIER, T., STAUFFER, B., STOCKER, T., RAYNAUD, D., AND BARNOLA, J.-M. 1999. Variations in atmospheric N₂O concentration during abrupt climatic changes. *Science* 285 :227–230.
- FOLDVIK, A., GAMMELSRØD, T., ØSTERHUS, S., FAHRBACH, E., ROHARDT, G., SCHRÖDER, M., NICHOLLS, K. W., PADMAN, L., AND WOODGATE, R. 2004. Ice shelf water overflow and bottom water formation in the southern Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research* 109 :C02015.
- FRAILE, I., SCHULZ, M., MULITZA, S., KUCERA, M., ET AL. 2008. Predicting the global distribution of planktonic foraminifera using a dynamic ecosystem model. *Biogeosciences* 5 :891–911.
- FRAILE, I., SCHULZ, M., MULITZA, S., MERKEL, U., PRANGE, M., AND PAUL, A. 2009. Modeling the seasonal distribution of planktonic foraminifera during the Last Glacial Maximum. *Paleoceanography* 24 :PA2216.
- GALBRAITH, E., JACCARD, S., PEDERSEN, T., SIGMAN, D., HAUG, G., COOK, M., SOUTHON, J., AND FRANCOIS, R. 2007. Carbon dioxide release from the north Pacific abyss during the last deglaciation. *Nature* 449 :890–893.

- GANOPOLSKI, A. AND RAHMSTORF, S. 2001. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature* 409 :153–158.
- GARCIA, H. E., LOCARNINI, R. A., BOYER, T. P., AND ANTONOV, J. I. 2010. World Ocean Atlas 2009, Volume 3 : Dissolved Oxygen, Apparent Oxygen Utilization, and Oxygen Saturation in : Levitus S (ed) NOAA Atlas NESDIS 70, US. *Government Printing Office, Washington, D.C.* 3 :344 pp.
- GODWIN, H. 1962. Half-life of radiocarbon. *Nature* 195 :984.
- HEMMING, S. R. 2004. Heinrich events : Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics* 42 :RG1005.
- HOLZWARTH, U., MEGGERS, H., ESPER, O., KUHLMANN, H., FREUDENTHAL, T., HENSEN, C., AND ZONNEVELD, K. 2010. NW African climate variations during the last 47,000 years : Evidence from organic-walled dinoflagellate cysts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291 :443–455.
- HOULDIN, F., MUSAT, I., BONY, S., BRACONNOT, P., CODRON, F., DUFRESNE, J.-L., FAIRHEAD, L., FILIBERTI, M.-A., FRIEDLINGSTEIN, P., GRANDPEIX, J.-Y., ET AL. 2006. The LMDZ4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dynamics* 27 :787–813.
- HUTCHINS, D. AND BRULAND, K. 1998. Iron-limited diatom growth and Si : N uptake ratios in a coastal upwelling regime. *Nature* 393 :561–564.
- HUTSON, W. 1979. The Agulhas Current during the late Pleistocene : Analysis of modern faunal analogs. *Science* 207 :64–66.
- IVANOCHKO, T., GANESHRAM, R., BRUMMER, G., GANSSEN, G., JUNG, S., MORETON, S., AND KROON, D. 2005. Variations in tropical convection as an amplifier of global climate change at the millennial scale. *Earth and Planetary Science Letters* 235 :302–314.
- JACCARD, S. AND GALBRAITH, E. 2011. Large climate-driven changes of oceanic oxygen concentrations during the last deglaciation. *Nature Geoscience* p. NGE01352.
- JANSEN, E., OVERPECK, J., BRIFFA, K. R., DUPLESSY, J.-C., JOOS, F., MASSON-DELMOTTE, V., OLAGO, D., OTTO-BLIESNER, B., PELTIER, W., RAHMSTORF, S., RAMESH, R., RAYNAUD, D., RIND, D., SOLOMINA, O., VILLALBA, R., AND ZHANG, D. 2007. Palaeoclimate. 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*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- JOUZEL, J., MASSON-DELMOTTE, V., CATTANI, O., DREYFUS, G., FALOURED, S., HOFFMANN, G., MINSTER, B., NOUET, J., BARNOLA, J.-M., CHAPPELLAZ, J., ET AL. 2007. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science* 317 :793–796.

- KAGEYAMA, M., BRACONNOT, P., BOPP, L., MARIOTTI, V., ROY, T., WOILLEZ, M.-N., CAUBEL, A., FOIJOLS, M.-A., GUILYARDI, E., KHODRI, M., LLOYD, J., LOMBARD, F., AND MARTI, O. 2013a. Mid-Holocene and last glacial maximum climate simulations with the IPSL model : part II : model-data comparisons. *Climate Dynamics* 40 :2469–2495.
- KAGEYAMA, M., MERKEL, U., OTTO-BLIESNER, B., PRANGE, M., ABE-OUCHI, A., LOHMANN, G., OHGAI, R., ROCHE, D., SINGARAYER, J., SWINGEDOUW, D., ET AL. 2013b. Climatic impacts of fresh water hosing under Last Glacial Maximum conditions : a multi-model study. *Climate of the Past* 9 :935–953.
- KAGEYAMA, M., MIGNOT, J., SWINGEDOUW, D., MARZIN, C., ALKAMA, R., AND MARTI, O. 2009. Glacial climate sensitivity to different states of the Atlantic Meridional Overturning Circulation : results from the IPSL model. *Climate of the Past* 5 :551–570.
- KAGEYAMA, M., PAUL, A., ROCHE, D. M., AND VAN MEERBEECK, C. J. 2010. Modelling glacial climatic millennial-scale variability related to changes in the Atlantic meridional overturning circulation : a review. *Quaternary Science Reviews* 29 :2931–2956.
- KEIGWIN, L. 2004. Radiocarbon and stable isotope constraints on last glacial maximum and younger dryas ventilation in the western north atlantic. *Paleoceanography* 19 :PA4012.
- KEY, R., KOZYR, A., SABINE, C., LEE, K., WANNINKHOF, R., BULLISTER, J., FEELY, R., MILLERO, F., MORDY, C., AND PENG, T. 2004. A global ocean carbon climatology : Results from Global Data Analysis Project (GLODAP). *Global Biogeochem. Cycles* 18 :GB4031.
- KOHFELD, K., LE QUERE, C., HARRISON, S., AND ANDERSON, R. 2005. Role of marine biology in glacial-interglacial CO₂ cycles. *Science* 308 :74–78.
- KOHFELD, K. AND RIDGWELL, A. 2009. Glacial-Interglacial Variability in Atmospheric CO₂. AGU.
- KOHFELD, K. E. AND CHASE, Z. 2011. Controls on deglacial changes in biogenic fluxes in the North Pacific Ocean. *Quaternary Science Reviews* 30 :3350–3363.
- KRINNER, G., VIOVY, N., DE NOBLET-DUCOUDRÉ, N., OGÉE, J., POLCHER, J., FRIEDLINGSTEIN, P., CIAIS, P., SITCH, S., AND PRENTICE, I. C. 2005. A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles* 19 :GB1015.
- LAJ, C., KISSEL, C., MAZAUD, A., MICHEL, E., MUSCHELER, R., AND BEER, J. 2002. Geomagnetic field intensity, North Atlantic Deep Water circulation and atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ during the last 50 kyr. *Earth and Planetary Science Letters* 200 :177–190.
- LANDAIS, A., BARNOLA, J., MASSON-DELMOTTE, V., JOUZEL, J., CHAPPELLAZ, J., CAILLON, N., HUBER, C., LEUENBERGER, M., AND JOHNSEN, S. J. 2004. A continuous record of temperature evolution over a sequence of Dansgaard-Oeschger events during Marine Isotopic Stage 4 (76 to 62 kyr BP). *Geophysical Research Letters* 31 :L22211.

- LOCARNINI, R., MISHONOV, A., ANTONOV, J., BOYER, T., GARCIA, H., BARANOVA, O., ZWENG, M., AND JOHNSON, D. 2010. World ocean atlas 2009, Volume 1 : temperature in : Levitus S (ed) NOAA Atlas NESDIS 68, US. *Government Printing Office, Washington, DC* 1 :184 pp.
- LOMBARD, F., LABEYRIE, L., MICHEL, E., BOPP, L., CORTIJO, E., RETAILLEAU, S., HOWA, H., AND JORISSEN, F. 2011. Modelling planktic foraminifer growth and distribution using an ecophysiological multi-species approach. *Biogeosciences Discussions* 8 :853–873.
- LÜTHI, D., LE FLOCH, M., BEREITER, B., BLUNIER, T., BARNOLA, J., SIEGENTHALER, U., RAYNAUD, D., JOUZEL, J., FISCHER, H., KAWAMURA, K., ET AL. 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature* 453 :379–382.
- MADEC, G., DELECLUSE, P., IMBARD, M., AND LEVY, C. 1998. OPA 8.1 ocean general circulation model reference manual. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France. No 11, 91 pp.
- MAHOWALD, N. M., YOSHIOKA, M., COLLINS, W. D., CONLEY, A. J., FILLMORE, D. W., AND COLEMAN, D. B. 2006. Climate response and radiative forcing from mineral aerosols during the last glacial maximum, pre-industrial, current and doubled-carbon dioxide climates. *Geophysical Research Letters* 33 :L20705.
- MARCHITTO, T., LEHMAN, S., ORTIZ, J., FLÜCKIGER, J., AND VAN GEEN, A. 2007. Marine radiocarbon evidence for the mechanism of deglacial atmospheric CO₂ rise. *Science* 316 :1456–1459.
- MARIOTTI, V., BOPP, L., TAGLIABUE, A., KAGEYAMA, M., AND SWINGEDOUW, D. 2012. Marine productivity response to Heinrich events : a model-data comparison. *Climate of the Past* 8 :1581–1598.
- MARTI, O., BRACONNOT, P., DUFRESNE, J.-L., BELLIER, J., BENSILA, R., BONY, S., BROCKMANN, P., CADULE, P., CAUBEL, A., CODRON, F., ET AL. 2010. Key features of the IPSL ocean atmosphere model and its sensitivity to atmospheric resolution. *Climate dynamics* 34 :1–26.
- MASARIK, J. AND BEER, J. 1999. Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere. *Journal of Geophysical Research* 104 :12,099–12,111.
- MASHIOTTA, T., LEA, D., AND SPERO, H. 1999. Glacial-interglacial changes in Subantarctic sea surface temperature and $\delta^{18}\text{O}$ -water using foraminiferal Mg. *Earth and Planetary Science Letters* 170 :417–432.
- MASSON-DELMOTTE, V., LANDAIS, A., COMBOURIEU-NEBOUT, N., VON GRAFENSTEIN, U., JOUZEL, J., CAILLON, N., CHAPPELLAZ, J., DAHL-JENSEN, D., JOHNSON, S. J., AND STENNI, B. 2005. Rapid climate variability during warm and cold periods in polar regions and Europe. *Comptes Rendus Geoscience* 337 :935–946.
- MATHIEN-BLARD, E. AND BASSINOT, F. 2009. Salinity bias on the foraminifera Mg/Ca thermometry : Correction procedure and implications for past ocean hydrographic reconstructions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10 :Q12011.

- MATHIOT, P., JOURDAIN, N. C., BARNIER, B., GALLÉE, H., MOLINES, J. M., LE SOMMER, J., AND PENDUFF, T. 2012. Sensitivity of coastal polynyas and high-salinity shelf water production in the Ross Sea, Antarctica, to the atmospheric forcing. *Ocean Dynamics* 62 :701–723.
- MATSUMOTO, K., SARMIENTO, J. L., KEY, R. M., AUMONT, O., BULLISTER, J. L., CALDEIRA, K., CAMPIN, J.-M., DONEY, S. C., DRANGE, H., DUTAY, J.-C., ET AL. 2004. Evaluation of ocean carbon cycle models with data-based metrics. *Geophysical Research Letters* 31 :L07303.
- MCMANUS, J., FRANCOIS, R., GHERARDI, J., KEIGWIN, L., AND BROWN-LEGER, S. 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature* 428 :834–837.
- MENVIEL, L., TIMMERMAN, A., MOUCHET, A., AND TIMM, O. 2008a. Climate and marine carbon cycle response to changes in the strength of the Southern Hemispheric westerlies. *Paleoceanography* 23 :PA4201.
- MENVIEL, L., TIMMERMAN, A., MOUCHET, A., AND TIMM, O. 2008b. Meridional reorganizations of marine and terrestrial productivity during Heinrich events. *Paleoceanography* 23 :PA1203.
- MIGNOT, J., GANOPOLSKI, A., AND LEVERMANN, A. 2007. Atlantic subsurface temperatures : response to a shutdown of the overturning circulation and consequences for its recovery. *Journal of Climate* 20 :4884–4898.
- MONNIN, E., INDERMÜHLE, A., DÄLLENBACH, A., FLÜCKIGER, J., STAUFFER, B., STOCKER, T., RAYNAUD, D., AND BARNOLA, J. 2001. Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination. *Science* 291 :112–114.
- NÜRNBERG, D., BIJMA, J., AND HEMLEBEN, C. 1996. Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 :803–814.
- OKA, A., ABE-OUCHI, A., CHIKAMOTO, M., AND IDE, T. 2011. Mechanisms controlling export production at the LGM : Effects of changes in oceanic physical fields and atmospheric dust deposition. *Global Biogeochemical Cycles* 25 :GB2009.
- OKADA, H. AND WELLS, P. 1997. Late Quaternary nannofossil indicators of climate change in two deep-sea cores associated with the Leeuwin Current off Western Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 131 :413–432.
- OLSSON, I. 1970. The use of oxalic acid as a standard. In *Radiocarbon Variations and Absolute Chronology*, Nobel Symposium, volume 12, p. 17.
- OMTA, A. W., BRUGGEMAN, J., KOOLJMAN, S., AND DIJKSTRA, H. A. 2006. Biological carbon pump revisited : Feedback mechanisms between climate and the Redfield ratio. *Geophysical research letters* 33 :L14613.
- ORR, J. C. 2004. Modelling of ocean storage of CO₂ - The GOSAC study. *IEA Greenhouse Gas R&D Programme Report PH4/37* :96 pp.

- PAILLARD, D. 1995. Modèles simplifiés pour l'étude de la variabilité de la circulation thermohaline au cours des cycles glaciaire-interglaciaire. PhD thesis.
- PARRENIN, F., MASSON-DELMOTTE, V., KÖHLER, P., RAYNAUD, D., PAILLARD, D., SCHWANDER, J., BARBANTE, C., LANDAIS, A., WEGNER, A., AND JOUZEL, J. 2013. Synchronous change of atmospheric CO₂ and Antarctic temperature during the last deglacial warming. *Science* 339 :1060–1063.
- PEDRO, J. B., OMMEN, T. V., RASMUSSEN, S., MORGAN, V. I., CHAPPELLAZ, J., MOY, A. D., MASSON-DELMOTTE, V., AND DELMOTTE, M. 2011. The last deglaciation : timing the bipolar seesaw. *Climate of the Past Discussions* 7 :397–430.
- PELTIER, W. 2004. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth : the ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32 :111–149.
- PENAUD, A., EYNAUD, F., TURON, J., BLAMART, D., ROSSIGNOL, L., MARRET, F., LOPEZ-MARTINEZ, C., GRIMALT, J., MALAIZÉ, B., AND CHARLIER, K. 2010. Contrasting paleoceanographic conditions off Morocco during Heinrich events (1 and 2) and the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 29 :1923–1939.
- PETOUKHOV, V., GANOPOLSKI, A., BROVKIN, V., CLAUSSEN, M., ELISEEV, A., KUBATZKI, C., AND RAHMSTORF, S. 2000. CLIMBER-2 : a climate system model of intermediate complexity. Part I : model description and performance for present climate. *Climate dynamics* 16 :1–17.
- PFLAUMANN, U., DUPRAT, J., PUJOL, C., AND LABEYRIE, L. D. 1996. SIMMAX : A modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera in deep-sea sediments. *Paleoceanography* 11 :15–35.
- PRAHL, F., RONTANI, J.-F., ZABETI, N., WALINSKY, S., AND SPARROW, M. 2010. Systematic pattern in Temperature residuals for surface sediments from high latitude and other oceanographic settings. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74 :131–143.
- PRAHL, F. AND WAKEHAM, S. 1987. Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for paleotemperature assessment. *Nature* 330 :367–369.
- PRAHL, F. G., MUEHLHAUSEN, L. A., AND ZAHNLE, D. L. 1988. Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleoceanographic conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52 :2303 – 2310.
- PRELL, W. AND CURRY, W. 1981. Faunal and isotopic indices of monsoonal upwelling-western arabian sea. *Oceanologica Acta* 4 :91–98.
- PRELL, W. L. 1985. Stability of low-latitude sea-surface temperatures : an evaluation of the CLIMAP reconstruction with emphasis on the positive SST anomalies. Final report. Technical report, Brown Univ., Providence, RI (USA). Dept. of Geological Sciences.
- RAHMSTORF, S. 2002. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature* 419 :207–214.
- REDFIELD, A. C., KETCHUM, B. H., AND RICHARDS, F. A. 1963. The influence of organisms on the composition of sea water. *The sea* 2 :26–77.

- REIMER, P., BAILLIE, M., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J., BLACKWELL, P., RAMSEY, C., BUCK, C., BURR, G., EDWARDS, R., ET AL. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51 :1111–1150.
- ROBINSON, L., ADKINS, J., KEIGWIN, L., SOUTHON, J., FERNANDEZ, D., WANG, S., AND SCHEIRER, D. 2005. Radiocarbon variability in the western North Atlantic during the last deglaciation. *Science* 310 :1469–1473.
- ROMERO, O., KIM, J., AND DONNER, B. 2008. Submillennial-to-millennial variability of diatom production off Mauritania, NW Africa, during the last glacial cycle. *Paleoceanography* 23 :PA3218.
- SCHMITTNER, A. 2005. Decline of the marine ecosystem caused by a reduction in the Atlantic overturning circulation. *Nature* 434 :628–633.
- SCHMITTNER, A. AND GALBRAITH, E. D. 2008. Glacial greenhouse-gas fluctuations controlled by ocean circulation changes. *Nature* 456 :373–376.
- SCHMITTNER, A., URBAN, N. M., SHAKUN, J. D., MAHOWALD, N. M., CLARK, P. U., BARTLEIN, P. J., MIX, A. C., AND ROSELL-MELÉ, A. 2011. Climate sensitivity estimated from temperature reconstructions of the Last Glacial Maximum. *Science* 334 :1385–1388.
- SCHNEIDER, B., LEDUC, G., AND PARK, W. 2010. Disentangling seasonal signals in Holocene climate trends by satellite-model-proxy integration. *Paleoceanography* 25 :PA4217.
- SÉFÉRIAN, R., BOPP, L., GEHLEN, M., ORR, J. C., ETHÉ, C., CADULE, P., AUMONT, O., Y MÉLIA, D. S., VOLDOIRE, A., AND MADEC, G. 2013. Skill assessment of three earth system models with common marine biogeochemistry. *Climate Dynamics* 40 :2549–2573.
- SHACKLETON, N. 1977. Carbon-13 in *Uvigerina* : tropical rainforest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. In : Malahoff, A. Andersen, N.R. (Eds.), *The fate of fossil fuel CO₂ in the oceans*. Plenum, New York. pp. 401–427.
- SIGMAN, D. M. AND BOYLE, E. A. 2000. Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature* 407 :859–869.
- SINGER, B. S., GUILLOU, H., JICHA, B. R., LAJ, C., KISSEL, C., BEARD, B. L., AND JOHNSON, C. M. 2009. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K–Ar and ^{230}Th – ^{238}U dating of the Laschamp excursion : A radioisotopic tie-point for ice core and climate chronologies. *Earth and Planetary Science Letters* 286 :80–88.
- SITCH, S., SMITH, B., PRENTICE, I. C., ARNETH, A., BONDEAU, A., CRAMER, W., KAPLAN, J., LEVIS, S., LUCHT, W., SYKES, M., ET AL. 2003. Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model. *Global Change Biology* 9 :161–185.
- SKINNER, L., FALLON, S., WAELBROECK, C., MICHEL, E., AND BARKER, S. 2010. Ventilation of the deep Southern Ocean and deglacial CO₂ rise. *Science* 328 :1147–1151.

- STEPHENS, B. B. AND KEELING, R. F. 2000. The influence of Antarctic sea ice on glacial–interglacial CO₂ variations. *Nature* 404 :171–174.
- STUIVER, M. AND POLACH, H. 1977. Discussion ; reporting of C-14 data. *Radiocarbon* 19 :355–363.
- TAGLIABUE, A., BOPP, L., ROCHE, D., BOUTTES, N., DUTAY, J., ALKAMA, R., KAGEYAMA, M., MICHEL, E., AND PAILLARD, D. 2009. Quantifying the roles of ocean circulation and biogeochemistry in governing ocean carbon-13 and atmospheric carbon dioxide at the last glacial maximum. *Clim. Past* 5 :1463–1491.
- TAKEDA, S. 1998. Influence of iron availability on nutrient consumption ratio of diatoms in oceanic waters. *Nature* 393 :774–777.
- TAUCHER, J. AND OSCHLIES, A. 2011. Can we predict the direction of marine primary production change under global warming? *Geophysical Research Letters* 38 :L02603.
- TELFORD, R., LI, C., AND KUCERA, M. 2013. Mismatch between the depth habitat of planktonic foraminifera and the calibration depth of SST transfer functions may bias reconstructions. *Climate of the Past* 9 :859–870.
- TOGGWEILER, J., RUSSELL, J. L., AND CARSON, S. 2006. Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages. *Paleoceanography* 21 :PA2005.
- TSCHUMI, T., JOOS, F., GEHLEN, M., AND HEINZE, C. 2011. Deep ocean ventilation, carbon isotopes, marine sedimentation and the deglacial CO₂ rise. *Climate of the Past* 7 :771–800.
- WAELEBROECK, C., PAUL, A., KUCERA, M., ROSELL-MELÉ, A., WEINELT, M., SCHNEIDER, R., MIX, A., ABELMANN, A., ARMAND, L., BARD, E., ET AL. 2009. Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum. *Nature Geoscience* 2 :127–132.
- WANNINKHOF, R. 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)* 97 :7373–7382.
- WEISS, R. 1974. Carbon dioxide in water and seawater : the solubility of a non-ideal gas. *Marine chemistry* 2 :203–215.
- WOILLEZ, M.-N., KAGEYAMA, M., COMBOURIEU-NEBOUT, N., AND KRINNER, G. 2013. Simulating the vegetation response in western Europe to abrupt climate changes under glacial background conditions. *Biogeosciences* 10 :1561–1582.
- ZARRIESS, M. AND MACKENSEN, A. 2010. The tropical rainbelt and productivity changes off northwest Africa : A 31,000-year high-resolution record. *Marine Micropaleontology* 76 :76–91.
- ZEEBE, R. E. AND WOLF-GLADROW, D. 2001. CO₂ in Seawater : Equilibrium, Kinetics, Isotopes : Equilibrium, Kinetics, Isotopes. Access Online via Elsevier.
- ZIEGLER, M., DIZ, P., HALL, I. R., AND ZAHN, R. 2013. Millennial-scale changes in atmospheric CO₂ levels linked to the Southern Ocean carbon isotope gradient and dust flux. *Nature Geoscience* 6 :457–461.

ZUMAQUE, J., EYNAUD, F., ZARAGOSI, S., MARRET, F., MATSUZAKI, K., KISSEL, C., ROCHE, D., MALAIZÉ, B., MICHEL, E., BILLY, I., ET AL. 2012. An ocean-ice coupled response during the last glacial : a view from a marine isotopic stage 3 record south of the Faeroe Shetland Gateway. *Climate of the Past* 8 :1997–2017.

Synthèse des simulations

A. 1 Simulations réalisées avec PISCES associé au modèle IPSL-CM

TABLE A.1 – Simulations réalisées avec le modèle PISCES.

Nom	Description	Période	Nombre d'années	Chapitre
GLA	simulation LGM qui prend en compte les paramètres orbitaux, les calottes et les gaz à effet de serre d'il y a 21 000 ans (PISCES offline avec IPSL-CM4)	HEs	400	2
FWF	simulation GLA avec ajout d'un flux d'eau douce de 0.1 Sv dans l'Atlantique Nord	HEs	400	2
cm5PI	simulation au préindustriel (PISCES online avec IPSL-CM5)	PI	300	5
cm5MH	simulation de l'Holocène Moyen qui prend en compte les paramètres orbitaux, les calottes et les gaz à effet de serre d'il y a 6000 ans (PISCES online avec IPSL-CM5)	MH	1000	5
cm5LGM	simulation LGM qui prend en compte les paramètres orbitaux, les calottes et les gaz à effet de serre d'il y a 21 000 ans (PISCES online avec IPSL-CM5)	LGM	700	5

A. 2 Simulations réalisées avec CLIMBER-2

Compte-tenu du temps de calcul rapide, j'ai réalisé plusieurs centaines de simulations de tests avec CLIMBER-2. Le tableau suivant ne résume que les simulations les plus importantes, et qui sont discutées dans ce manuscrit.

TABLE A.2 – Simulations réalisées avec le modèle CLIMBER-2.

Nom	Description	Période	Nombre d'années	Chapitre
PI	simulation préindustrielle avec nouvelle version du ^{14}C	PI	20 000	3
LGMclim	simulation LGM avec uniquement les paramètres orbitaux, les reconstructions des calottes de glace et le forçage radiatif d'il y a 21 000 ans	LGM	20 000	3
LGMsed	simulation LGMclim avec le module de sédiments actif, ce qui permet de prendre en compte la compensation des carbonates	LGM	50 000	3
LGMiron	simulation LGMsed en ajoutant la fertilisation par le fer	LGM	20 000	3
LGMps	simulation LGMiron en ajoutant la plongée de la saumure	LGM	20 000	3
LGMkz	simulation LGMps en ajoutant la sensibilité de la diffusion verticale à la stratification	LGM	20 000	3
LGMpc14	simulation LGMkz en ajoutant la production cosmogénique de ^{14}C du LGM	LGM	40 000	3
DeglaC14	simulation de la déglaciation avec un scénario d'évolution de la plongée de la saumure, un flux d'eau douce de 0.3 Sv entre -18 et -17 mille ans, et la production de ^{14}C reconstruite	Dégla.	12 000	4
LASCH	simulation de l'événement du Laschamps avec le paramètre de plongée de la saumure ajusté pour avoir 210 ppm de CO_2 et forçage par la production de ^{14}C reconstruite	Lasch.	7800	4
SB	simulation d'un créneau de petites variations de la plongée de la saumure avec les paramètres orbitaux, les calottes et le forçage radiatif à -45500	MIS3	20000	4
LB	simulation d'un créneau de larges variations de la plongée de la saumure avec les paramètres orbitaux, les calottes et le forçage radiatif à -45500	MIS3	20000	4
LBF	simulation LB en ajoutant un flux d'eau douce de 0.08 Sv dans l'Atlantique Nord	MIS3	20000	4

Compilations de données

B. 1 Compilation des données de changement de paléo-productivité pendant les événements de Heinrich

TABLE B.1 – NPP marines reconstruites pendant les événements de Heinrich.

Longitude	Latitude	NPP (HE-GLA)
-11.11	+61.26	-2
-22.08	+60.58	-1
-30.40	+58.93	-2
-19.15	+53.18	1
-21.93	+52.57	-2
-21.87	+50.69	-2
-45.69	+50.20	-2
-10.11	+43.20	-2
-52.41	+41.74	-2
-9.87	+40.58	-1
-9.87	+40.58	-2
-9.52	+37.83	-1
-10.17	+37.75	-2
-7.02	+34.51	1
-2.62	+36.14	-1
-13.73	+27.53	2
-18.45	+20.22	1
-18.06	+12.44	2
-18.22	+12.44	2
-61.25	+12.08	-2
-64.96	+10.68	1
-64.94	+10.70	-1

Longitude	Latitude	NPP (HE-GLA)
-37.72	-3.67	2
+11.18	-19.56	-1
+12.38	-23.32	-1
+13.08	-25.47	-1
-144.15	+59.56	-1
-133.51	+55.63	2
-137.10	+57.87	-2
-148.92	+54.39	-2
+167.58	+50.35	-1
-125.75	+42.12	-1
-124.93	+41.68	-1
-111.60	+23.47	-1
-111.60	+23.47	-2
-106.65	+22.51	-1
+117.42	+20.05	-1
+112.90	+16.09	2
-87.91	+12.01	-2
-84.12	+8.21	-2
-86.46	+0.02	1
-86.46	+0.02	1
-86.46	+0.02	1
-86.46	+0.02	1
-86.46	+0.02	2
-70.82	-24.03	-1
-72.81	-35.22	1
-74.45	-41.00	1
+66.50	+23.12	-1
+66.50	+23.12	-2
+57.59	+17.99	-1
+51.95	+10.77	-2
+174.93	-45.53	2
+5.1	-53.20	2
+155.24	-59.62	2
-170.00	-61.80	2

Longitude	Latitude	NPP (HE-GLA)
-03.99	+62.74	99
-19.44	+58.62	99
-45.17	+58.22	99
-17.10	+50.02	99
-26.54	+44.36	99
-32.00	+40.05	99
-7.53	+35.89	99
-57.58	+33.69	99
-148.45	+54.37	99
178.70	+53.93	99
167.73	+51.27	99
150.18	+49.60	99
168.30	+48.72	99
-87.91	+12.01	99
117.38	+20.12	99
121.30	+8.80	99
-83.61	+7.86	99
-71.98	-30.20	99

B. 2 Compilation des données de $\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ au LGM

TABLE B.2 – $\Delta^{14}\text{C}_{\text{ocn}}$ (en ‰) au LGM.

Latitude	Longitude	Profondeur	$\Delta^{14}\text{C}_{\text{min}}$	$\Delta^{14}\text{C}_{\text{max}}$	Références
42.97	-59.92	2470	118	206	Robinson et al. (2005)
32.02	-76.07	2590	160	300	Robinson et al. (2005); Keigwin (2004)
31.69	-75.43	2972	80	225	Robinson et al. (2005); Keigwin (2004)
29.70	-73.40	3845	100	200	Robinson et al. (2005); Keigwin (2004)
29.08	-72.90	4250	80	180	Robinson et al. (2005); Keigwin (2004)
28.03	-74.41	4712	80	180	Robinson et al. (2005); Keigwin (2004)
-41.10	7.8	4981	60	220	Burke and Robinson (2012); Barker et al. (2010)
-44.07	-14.21	3770	-220	-20	Burke and Robinson (2012); Skinner et al. (2010)
-60	–	1200	90	250	Burke and Robinson (2012)
54.37	-148.45	3647	-75	105	Burke and Robinson (2012); Galbraith et al. (2007)
23.50	-111.60	705	70	220	Marchitto et al. (2007)
-36.20	-73.70	1000	120	300	Burke and Robinson (2012); De Pol-Holz et al. (2010)

ANNEXE C

Résultats du ^{14}C dans les simulations de la base de données
OCMIP2

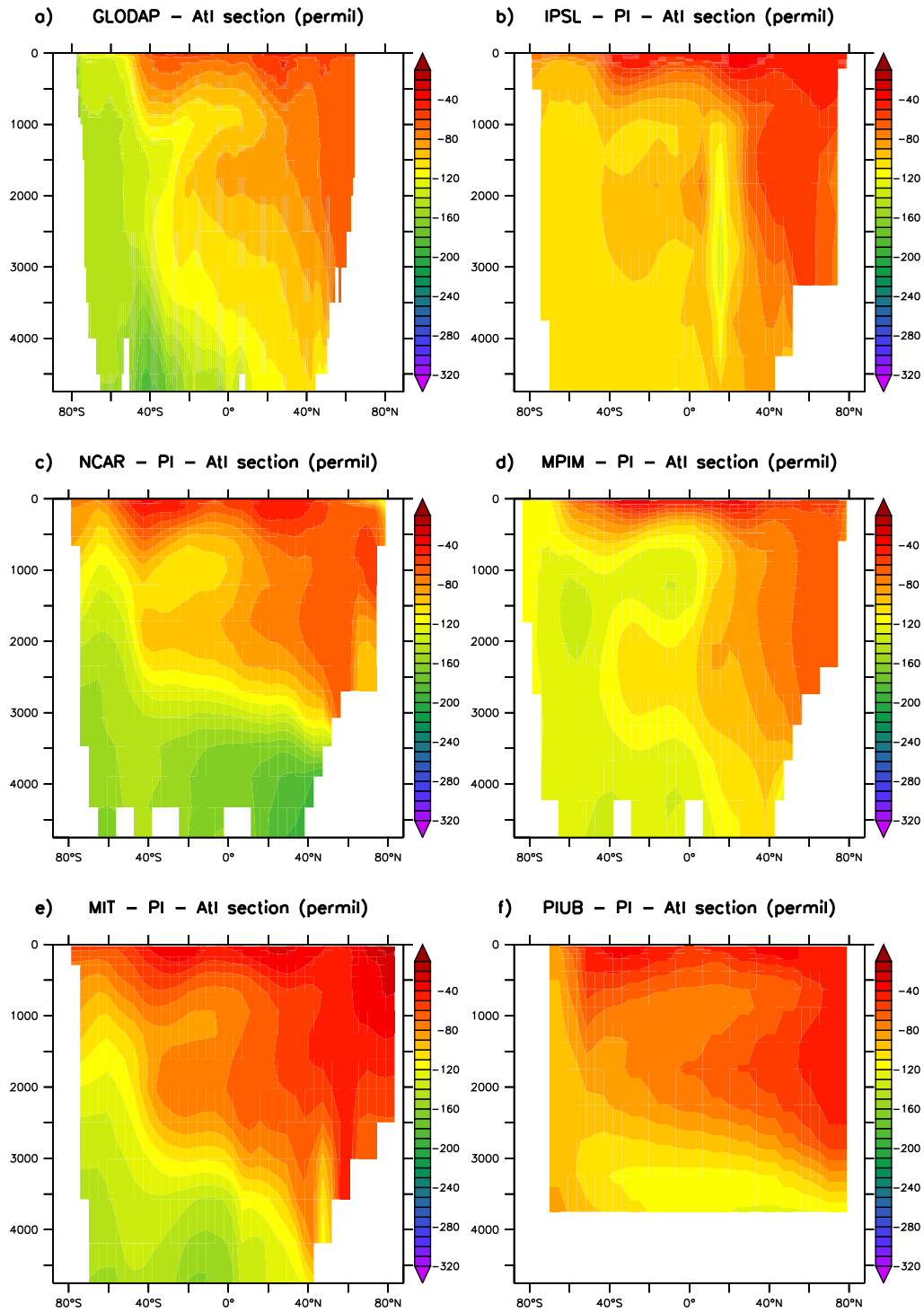


FIGURE C.1 – $\Delta^{14}\text{C}$ (en ‰) simulé dans l'Océan Atlantique par les modèles qui ont participé au projet d'intercomparaison OCMIP2 comparé aux données de GLODAP dans l'Océan Atlantique (1/2). a) Données GLODAP comparées aux modèles b) IPSL, c) NCAR, d) MPIM, e) MIT et f) PIUB. Une description de ces modèles est donnée dans Dutay et al. (2002).

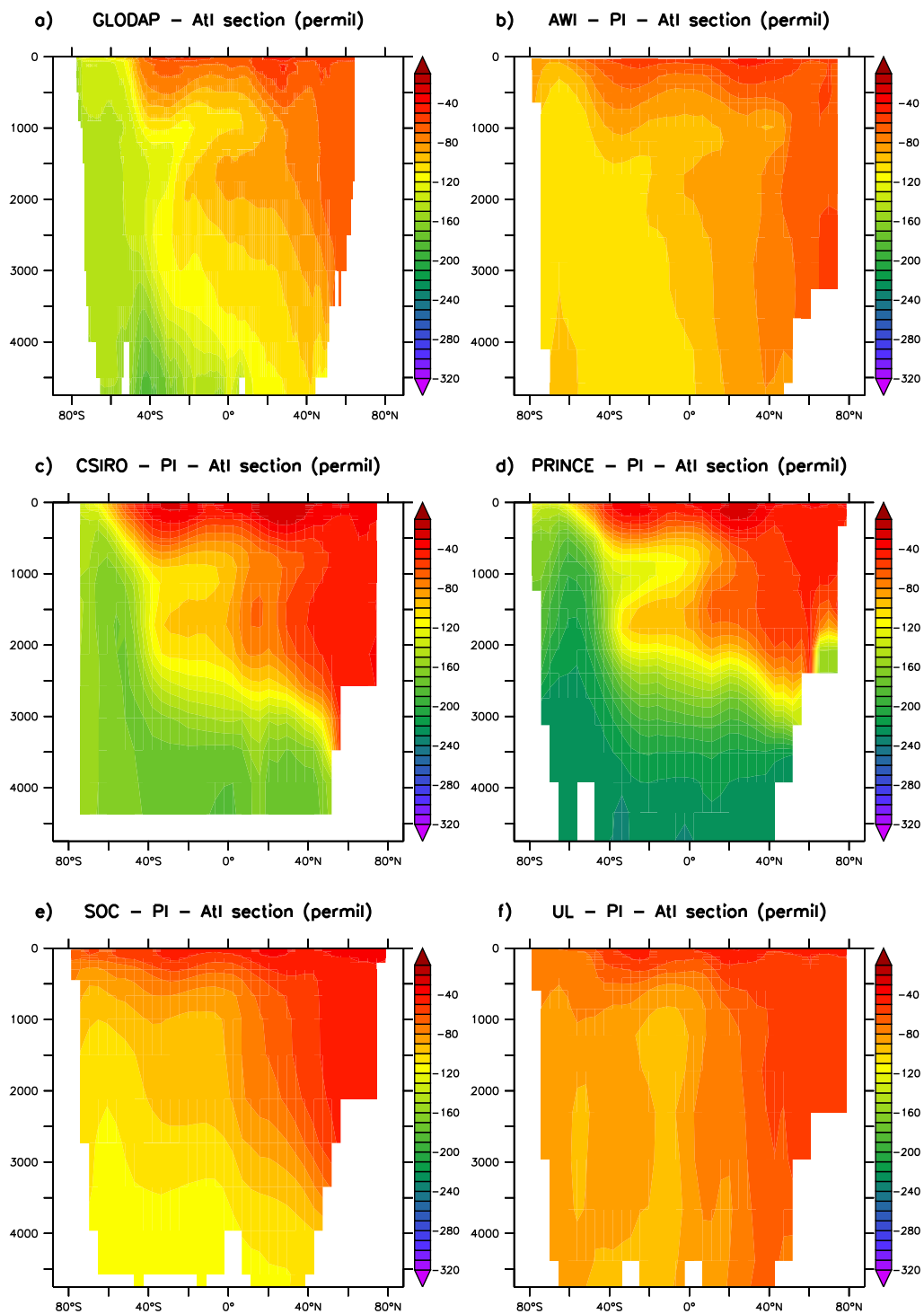


FIGURE C.2 – $\Delta^{14}\text{C}$ (en ‰) simulé dans l’Océan Atlantique par les modèles qui ont participé au projet d’intercomparaison OCMIP2 comparé aux données de GLODAP dans l’Océan Atlantique (2/2). a) Données GLODAP compar  es aux modèles b) AWI, c) CSIRO, d) PRINCE, e) SOC et f) UL. Une description de ces modèles est donn  e dans Dutay et al. (2002).

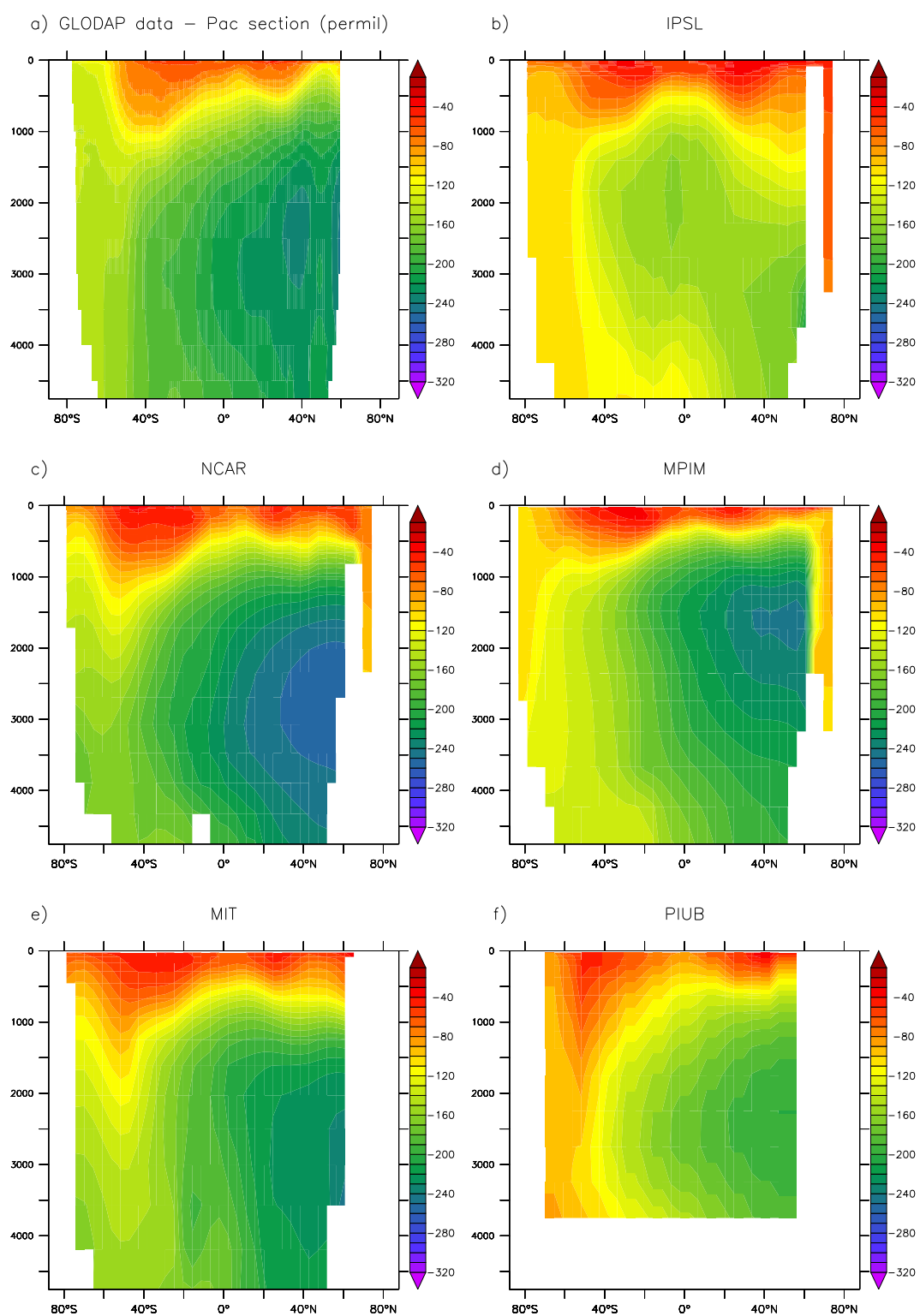


FIGURE C.3 – $\Delta^{14}\text{C}$ (en ‰) simulé dans l'Océan Pacifique par les modèles qui ont participé au projet d'intercomparaison OCMIP2 comparé aux données de GLODAP dans l'Océan Pacifique (1/2). a) Données GLODAP comparées aux modèles b) IPSL, c) NCAR, d) MPIM, e) MIT et f) PIUB.

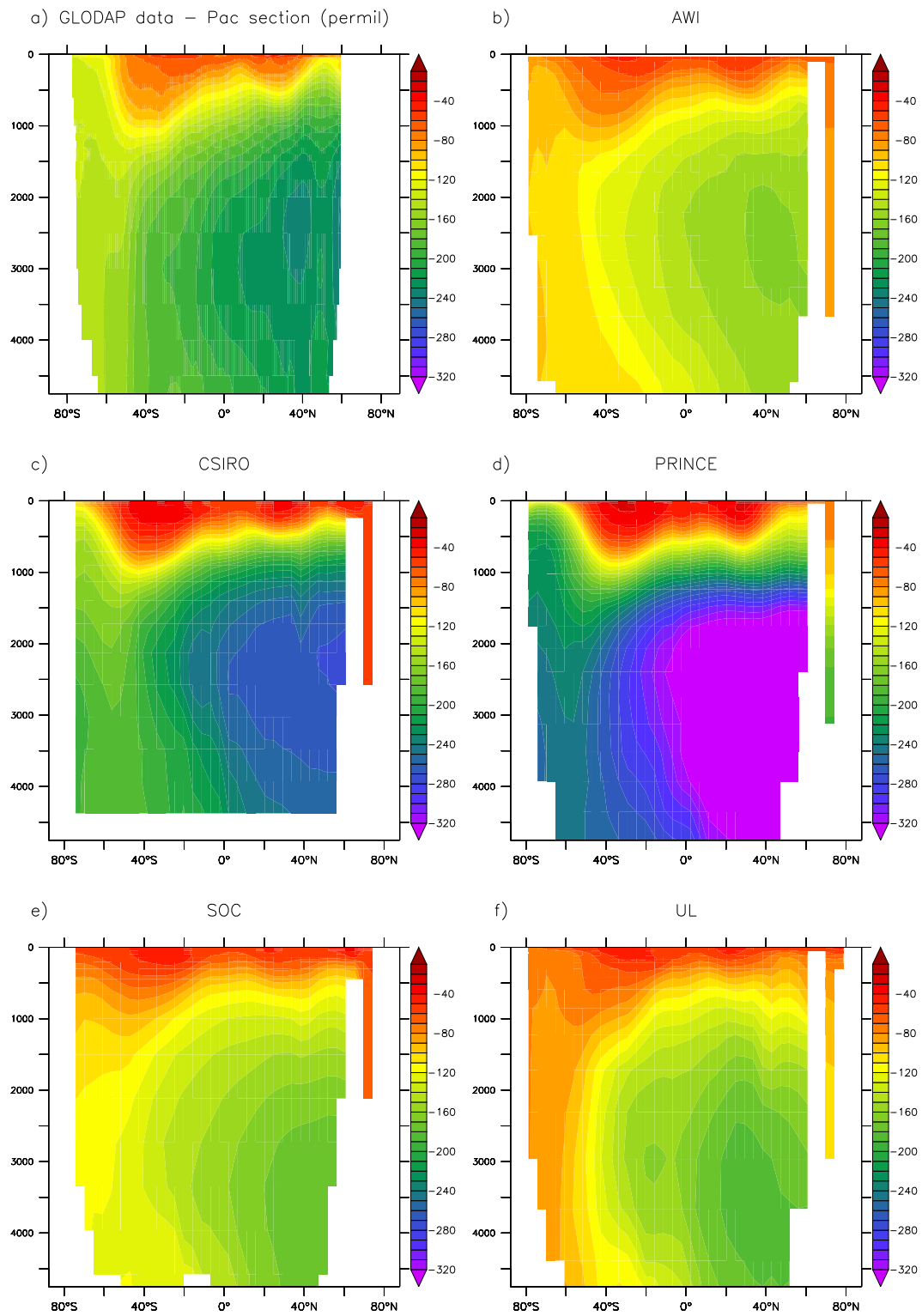


FIGURE C.4 – $\Delta^{14}\text{C}$ (en ‰) simulé dans l'Océan Pacifique par les modèles qui ont participé au projet d'intercomparaison OCMIP2 comparé aux données de GLODAP dans l'Océan Pacifique (2/2). a) Données GLODAP comparées aux modèles b) AWI, c) CSIRO, d) PRINCE, e) SOC et f) UL.

ANNEXE D

Articles en collaboration

D. 1 Kageyama et al. 2012a

Mid-Holocene and Last Glacial Maximum climate simulations with the IPSL model—part I: comparing IPSL_CM5A to IPSL_CM4

Masa Kageyama · Pascale Braconnot · Laurent Bopp · Arnaud Caubel · Marie-Alice Foujols · Eric Guilyardi · Myriam Khodri · James Lloyd · Fabien Lombard · Véronique Mariotti · Olivier Marti · Tilla Roy · Marie-Noëlle Woillez

Received: 14 November 2011 / Accepted: 8 August 2012
© Springer-Verlag 2012

Abstract The climates of the mid-Holocene (MH), 6,000 years ago, and of the Last Glacial Maximum (LGM), 21,000 years ago, have extensively been simulated, in particular in the framework of the Palaeoclimate Modelling Intercomparison Project. These periods are well documented by paleo-records, which can be used for evaluating model results for climates different from the present one. Here, we present new simulations of the MH and the LGM climates obtained with the IPSL_CM5A model and compare them to our previous results obtained with the IPSL_CM4 model. Compared to IPSL_CM4, IPSL_CM5A

includes two new features: the interactive representation of the plant phenology and marine biogeochemistry. But one of the most important differences between these models is the latitudinal resolution and vertical domain of their atmospheric component, which have been improved in IPSL_CM5A and results in a better representation of the mid-latitude jet-streams. The Asian monsoon's representation is also substantially improved. The global average mean annual temperature simulated for the pre-industrial (PI) period is colder in IPSL_CM5A than in IPSL_CM4 but their climate sensitivity to a CO₂ doubling is similar. Here we show that these differences in the simulated PI climate have an impact on the simulated MH and LGM climatic anomalies. The larger cooling response to LGM boundary conditions in IPSL_CM5A appears to be mainly due to differences between the PMIP3 and PMIP2 boundary conditions, as shown by a short wave radiative forcing/feedback analysis based on a simplified perturbation method. It is found that the sensitivity computed from the LGM climate is lower than that computed from $2 \times \text{CO}_2$ simulations, confirming previous studies based on different models. For the MH, the Asian monsoon, stronger in the IPSL_CM5A PI simulation, is also more sensitive to the insolation changes. The African monsoon is also further amplified in IPSL_CM5A due to the impact of the interactive phenology. Finally the changes in variability for both models and for MH and LGM are presented taking the example of the El-Niño Southern Oscillation (ENSO), which is very different in the PI simulations. ENSO variability is damped in both model versions at the MH, whereas inconsistent responses are found between the two versions for the LGM. Part 2 of this paper examines whether these differences between IPSL_CM4 and IPSL_CM5A can be distinguished when comparing those results to palaeo-climatic reconstructions and investigates

This paper is contribution to the special issue on the IPSL and CNRM global climate and Earth System Models, both developed in France and contributing to the 5th Coupled Model Intercomparison Project.

M. Kageyama (✉) · P. Braconnot · L. Bopp · A. Caubel · V. Mariotti · O. Marti · M.-N. Woillez
LSCE/IPSL, UMR CEA-CNRS-UVSQ 8212, CE Saclay,
L'Orme des Merisiers, Bâtiment 701, 91191 Gif-sur-Yvette
Cedex, France
e-mail: masa.kageyama@lsce.ipsl.fr

M.-A. Foujols
Institut Pierre-Simon Laplace, Case 101, UPMC, 4 place Jussieu,
75252 Paris Cedex 5, France

E. Guilyardi · M. Khodri · J. Lloyd · T. Roy
LOCEAN/IPSL, Boîte 100-4, place Jussieu,
75252 Paris Cedex 05, France

E. Guilyardi
National Centre for Atmospheric Science (NCAS),
University of Reading, Reading, UK

F. Lombard
Observatoire Océanographique de Villefranche,
Université Pierre et Marie Curie (Paris 6),
BP 28, 06234 Villefranche-sur-Mer, France

new approaches for model-data comparisons made possible by the inclusion of new components in IPSL_CM5A.

Keywords IPSL climate model · Mid-Holocene · Last Glacial Maximum · PMIP/CMIP

1 Introduction

The Mid-Holocene (MH, ca. 6,000 years ago) and the Last Glacial Maximum (LGM, ca. 21,000 years ago) are key climatic periods of the last glacial-interglacial cycle. The Last Glacial Maximum, i.e. the last period of maximum global ice-sheet volume, is a cold climatic extreme, characterised by the presence of large ice-sheets in the northern hemisphere, over northern North America and northeastern Europe and by low values in atmospheric greenhouse gas concentrations. Paleoclimate records from the marine, continental and ice-sheet archives show that the LGM climate was generally colder than today, with a relatively mild cooling in the Tropics (typically of a few °C, MARGO project members 2009; Bartlein et al. 2011) compared to the high latitudes (ca. 10 °C for Antarctica, 19–22 °C for Greenland, including the impact of altitude changes, cf. Masson-Delmotte et al. 2006). The LGM climate was also generally drier, which is demonstrated by pollen-based reconstructions and by the fact that ice-cores record a much dustier atmosphere.

The fact that the LGM cooling is at least partly due to the CO₂ lowering has raised further interest in the LGM climate as potentially constraining the climate sensitivity to CO₂. Crucifix (2006) examined the results of four Atmosphere-Ocean General Circulation Models run for LGM, pre-industrial and 2 × CO₂ conditions and found no relationship between LGM cooling and 2 × CO₂-related warming. Other studies followed, using large ensembles of model simulations, which showed a strong link between these cold and warm climate changes. Schneider von Deimling et al. (2006) used an Earth System Model of Intermediate Complexity to run an ensemble of simulations of the pre-industrial, LGM and 2 × CO₂ climates performed with different model parameters which yielded different climate sensitivities. They showed that LGM reconstructions can help constraining the range of possible 2 × CO₂ climates and hence climate sensitivity. On the other hand, Hargreaves et al. (2007), basing their results on a low resolution (T21) atmosphere General Circulation Model coupled to a slab ocean, showed that the climate sensitivity computed from the colder climate of the LGM is strongly linked to climate sensitivity computed from 2 × CO₂ runs but is lower by about 20 %. Schmittner et al. (2011) use a model of intermediate complexity for which they have 47 versions with different climate sensitivities to

CO₂ doubling and examine for which model version/climate sensitivity they obtain the best fit to LGM palaeo-temperature reconstructions. Their best guess for this climatic sensitivity is quite low, with a median at 2.3 °C and 66 % uncertainty range of 1.7–2.6 °C. This low estimate could be intrinsically related to the model used, but also to the fact that temperature reconstructions have been re-assessed, usually towards less cooling than previously. These results call for more studies using different models and also for different approaches for model-data comparisons, which are two of the objectives of the present study.

In contrast to the LGM, the Mid-Holocene is considered to be the last climatic optimum, largely because the northern extratropical summer insolation was larger than today and that by that time, the northern hemisphere ice-sheets had largely melted. This period is characterised by stronger African, Indian and Southeast Asian monsoons. For instance, pollen data shows that the African monsoon rainfall reached regions more to the North than at present (e.g. Prentice and Webb III 1998; Kohfeld and Harrison 2000). This phenomenon, shown by the presence of vegetation over parts of the Sahara at the MH, led to the concept of “Green Sahara”. Early work using climate models coupled to vegetation models have shown the positive feedback played by vegetation changes over this region (de Noblet-Ducoudré et al. 2000; Braconnot et al. 1999) but these results were not as clear in coupled atmosphere-ocean-vegetation simulations performed in the framework of the second phase of PMIP2 (Braconnot et al. 2007a). It therefore remains a target to simulate a correct extension of the African monsoon into the Sahara for the MH.

This period is also characterised by a northward shift of the forest limits (Bigelow et al. 2003). Hargreaves and Annan (2009) reported that these changes are well correlated with future changes and that model data comparisons can provide useful insight on the capability of climate models to respond to warmer summer conditions in these regions. In particular, the magnitude of the surface warming was shown to be strongly influenced by feedbacks from vegetation and sea-ice that translate the seasonal forcing induced by insolation into an annual mean warming (Wohlfahrt et al. 2004). However the exact role of the vegetation feedback is still under debate and appears to be model dependent (Otto et al. 2009). Despite the differences in the mechanisms of forcing between insolation changes and future increase in greenhouse gases, lots of analogies are found in the albedo, temperature and water vapour feedbacks between the mid-Holocene and future simulations (Masson-Delmotte et al. 2011). The comparison of the PMIP2 simulations with pollen data or temperature reconstructions suggests that climate models underestimate the magnitude of the changes (Wohlfahrt et al. 2008; Zhang et al. 2010). Since vegetation and sea-ice will also

be affected in the future a good simulation of the mid-Holocene conditions can be seen as a good target for model evaluation. This period, although considered a climatic optimum, is not an analogue to possible future climates because the insolation forcing, larger in summer but smaller in winter in the northern extra-tropics, is very different from the radiative forcing related to the increase in atmospheric greenhouse gases. Furthermore it is a shortwave forcing and not a long wave one as the greenhouse gas forcing.

As they are the most recent climatic extrema at the scale of a glacial-interglacial cycle, both the LGM and MH climates have been extensively documented by numerous reconstructions and analysed using paleoclimate simulations (e.g. Kohfeld and Harrison 2000; Braconnot et al. 2012). These efforts in palaeodata collection and palaeoclimate simulations have largely been fostered and coordinated by the Palaeoclimate Modelling Intercomparison Project (Joussaume and Taylor 1995; Braconnot et al. 2007a, <http://pmip2.lsce.ipsl.fr>, <http://pmip3.lsce.ipsl.fr>). The results from climate simulations for these periods and their comparison to palaeodata has demonstrated the relevance of palaeoclimate modelling in evaluating the state-of-the-art climate models used for climate prediction in climate contexts different from the present one (e.g. Masson-Delmotte et al. 2006; Kageyama et al. 2006; Otto-Bliesner et al. 2009a, b; Braconnot et al. 2012). As such, these climatic periods are now part of the CMIP5 exercise (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 Taylor et al. 2012), which is currently being run and analysed to provide results for the next report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.

The successive phases of CMIP and the associated IPCC reports pace the development of climate models. At IPSL, the IPSL_CM4 version of the atmosphere-ocean coupled General Circulation Model (GCM) was developed for the third phase of CMIP (and fourth IPCC report) and IPSL_CM5 (IPSL_CM5A and IPSL_CM5B, with a new atmospheric physics scheme) for the CMIP5 phase (e.g. Hourdin et al. 2012; Dufresne et al. in revision, this special issue). Here we use IPSL_CM4 and IPSL_CM5A. Compared to IPSL_CM4, IPSL_CM5A includes improvements in the horizontal and vertical resolutions of the atmospheric component, in the representation of several processes in the ocean, as well as new components of the climate system: ocean biogeochemistry and vegetation phenology are now computed online. All these changes result in significant differences in the simulations of the pre-industrial (PI) climate, among which an improvement of representation of the mid-latitude jet-stream, of the Asian monsoon and, in terms of variability, in a weaker ENSO. One question is then how these different performances in simulating the PI climate affect the models' response to changes in boundary

conditions. Hourdin et al. (2012) show that the global temperature response to a 1 %/year CO₂ increase applied until a CO₂ doubling or quadrupling is essentially the same for both model versions. The spatial distribution of the warming is also very similar, with polar amplification and continents getting warmer than the ocean. On the other hand the regional patterns of the precipitation changes significantly differ. Here, we examine if these conclusions hold for the MH and LGM climate simulations performed with IPSL_CM4 and IPSL_CM5: do the PI climate differences have an impact on the simulated MH and LGM anomalies? Are the LGM and MH anomalies compared to PI similar for both model versions? In part 1 of this manuscript, we focus on describing and explaining these model-model differences. In particular, we analyse the impact of the interactive phenology in IPSL_CM5A and perform a simple radiative forcing/feedback analysis to compare the model versions. These analyses in terms of mean climate are completed by a first analysis on the first mode of surface temperature variability, i.e. ENSO. Part 2 investigates these model differences from the model-data comparison point of view.

We present the models, experiments and analysis methods in Sect. 2. In this section, we also briefly describe the differences in the PI climates simulated by IPSL_CM4 and IPSL_CM5A. Section 3 is dedicated to the LGM climate and Sect. 4 to the MH climate. Section 5 is dedicated to the first mode of climate variability and its differences for the PI, MH and LGM climates and for IPSL_CM4 and IPSL_CM5A. We summarize and discuss the results in Sect. 6.

2 Models, experiments, and analysis methods

2.1 Models

In this work, we compare the results from two versions of the IPSL (Institut Pierre-Simon Laplace) Coupled Ocean-Atmosphere General Circulation Model. The first version, IPSL_CM4 (Marti et al. 2010), was used for the CMIP3 simulations that were analysed to assess the impact of human activity on climate in the IPCC fourth assessment report (Solomon et al. 2007), while the second version, IPSL_CM5A is being used for the CMIP5 ensemble simulations in preparation of the next IPCC assessment (Dufresne et al. in revision, this special issue). Both versions considered here are based on the same dynamical and physical core and couple the atmospheric component LMDZ, developed at Laboratoire de Météorologie Dynamique (Hourdin et al. 2006) to the ocean model OPA8/NEMO developed at LOCEAN (Madec et al. 1997) through the OASIS coupler developed at CERFACS (Valcke 2006). The sea-ice dynamics and thermodynamics

is computed thanks to the LIM2 model developed at Université Catholique de Louvain-la-Neuve (Fichefet and Morales-Maqueda 1997, 1999) included in the ocean model. The land surface model ORCHIDEE (Krinner et al. 2005) is directly coupled to the atmosphere and a river routing scheme (Ngo-Duc et al. 2005, 2007) allows to close the global fresh water budget between land and ocean.

In the IPSL_CM4 version, the atmospheric model is used with a resolution $96 \times 72 \times 19$ (regular grid in degrees of longitudes $\times$ latitudes, 19 vertical levels mostly spanning the troposphere). The atmospheric component in the IPSL_CM5A version is the same, but is run with a higher resolution 96×95 (again, regular grid) in the horizontal and 39 levels in the vertical, with a more extensive representation of the stratosphere. Both versions used in the present work are the low resolution versions of IPSL_CM4 and IPSL_CM5A models, the latter one being termed IPSL_CM5A-LR in the official CMIP data bases. In the following, we will name them IPSL_CM4 and IPSL_CM5 for conciseness, since we only use the low resolution versions and only one version for IPSL_CM4 and one for IPSL_CM5. The changes in resolution of the atmospheric component of the model have a strong impact on the position of the main atmospheric jet-streams, which are located more poleward in IPSL_CM5 than in IPSL_CM4 (Hourdin et al. 2012), and which was the expected result from these changes. This has led to necessary adjustments in the radiative properties of clouds, as detailed in Hourdin et al. (2012) and has led to a cooler global mean surface air temperature.

The ocean component has also evolved from IPSL_CM4 to IPSL_CM5, as detailed in Dufresne et al. (in revision, this special issue) and Séférian et al. (2012). The representation of bottom bathymetry and friction has been improved, as well as tidal mixing. For the surface ocean, the mixed layer dynamics has been modified, which results in an improvement in the representation of the summer mixed layer depth, and, as a consequence, of the summer equator-to-pole sea surface temperature gradient. In the standard version of NEMOv3.2, a parametrization allows a fraction of the surface wind energy to penetrate below the base of the mixed layer as a source of turbulent kinetic energy. It has not been activated in IPSL_CM5, because it yields too deep mixed layers and undesirable cooling of the surface and intermediate ocean. Finally, the ocean model NEMOv3.2 used in IPSL_CM5 includes the ocean biogeochemistry model PISCES (Aumont and Bopp 2006, see below). This means that the biogeochemical cycles and marine biology are forced by the dynamical variables of the physical ocean directly, and that in return, PISCES gives feedbacks to the physical ocean model, mainly under the form of the colour of water linked to chlorophyll production which has an impact on the light penetration in the

ocean, and then can change the energy balance at the interface between ocean and atmosphere (Lengaigne et al. 2009). This is not, however, a very strong feedback and in the present study we will consider PISCES more from the perspective of yielding new opportunities of model-marine data comparisons.

Another major difference between IPSL_CM4 and IPSL_CM5 resides in their representation of the land surface. In both versions, this component is described by the ORCHIDEE land surface model (Krinner et al. 2005). The vegetation cover is described by the fraction, in each grid cell, of the 10 plant functional types (PFT) and of bare soil. In IPSL_CM4, the maximum fraction that each PFT can reach over a seasonal cycle is prescribed from a vegetation map valid for the end of the twentieth century (Loveland et al. 2000) and the effective fraction (for a given day in the year) is computed from this maximum PFT fraction and a Leaf Area Index (LAI) seasonal cycle (for each PFT and each grid cell) prescribed from satellite observations (Krinner et al. 2005). This means that both the vegetation type and LAI are prescribed and the actual vegetation cover seasonal cycle is the same every year. In IPSL_CM5, the maximum fraction for each PFT is still prescribed, but using a different map, built for the CMIP5 exercise (N. de Noblet, personal communication) with the perspective of studying the impact of land-use changes over the recent past.

In practice, this maximum PFT fraction distribution is very similar to the one used in the IPSL_CM4 simulations. The main novelty in IPSL_CM5 is that the LAI is interactively computed by the ORCHIDEE module STOMATE representing the phenology for each PFT given the atmospheric state. This results in different surface types in IPSL_CM5 compared to IPSL_CM4 (Fig. 1) which could lead to feedbacks, from this interactive phenology, on the atmosphere via changes in albedo, roughness length and hydrological properties. These differences in vegetation cover are briefly presented, along with differences in the simulated climate, in the following section.

2.2 Differences in simulated PI climates

All these differences between IPSL_CM4 and IPSL_CM5 yield significant differences in the PI climates they simulate (Fig. 2). The IPSL_CM5 version has a mean cold bias (global average 2 m temperature of 12.17 °C) compared to IPSL_CM4 (global average 2 m temperature of 12.87 °C). The cold global temperature bias of IPSL_CM5 w.r.t. IPSL_CM4 is mainly due to a cooling over the tropical regions, by 1–2 °C over the oceans and up to 4 °C on land. At higher latitudes, Antarctica, Greenland and the Nordic Seas also cool, as well as Beringia, the Rockies and the Andes. However IPSL_CM5 is not cooler than IPSL_CM4 everywhere. Mid-latitudes are warmer in IPSL_CM5,

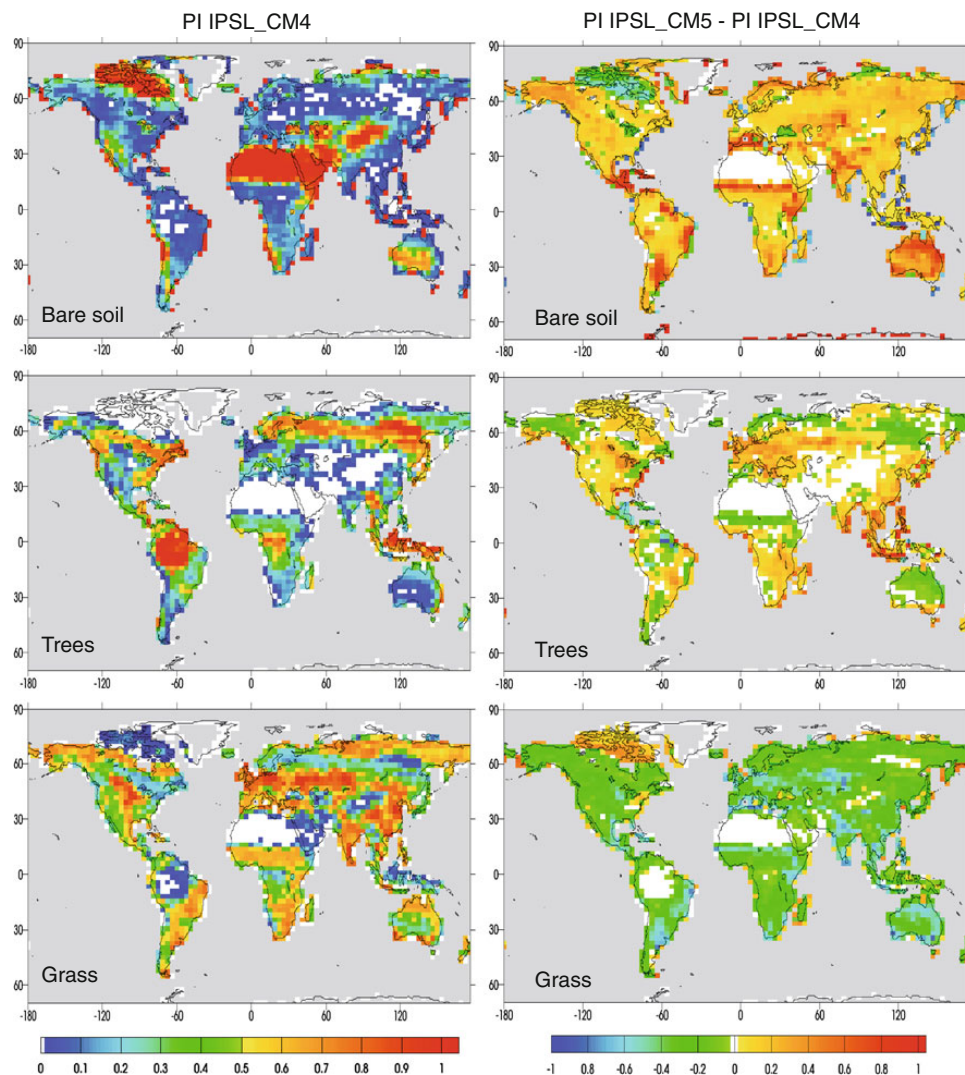


Fig. 1 Ground fractions occupied by bare soil, trees and grass in the PI IPSL_CM4 simulation (*r.h.s*) and differences between the PI IPSL_CM5 and the PI IPSL_CM4 fractions (*l.h.s*). The values for tree and grass fractions are the sum of the fractions computed for each tree and grass PFTs, respectively. In both cases, the displayed fractions are computed from a prescribed maximum PFT extent and the LAI which

varies along the year. The plotted tree and grass fractions are the highest fractions reached during the year. Bare soil fractions are the minimum value reached over the year. The LAI seasonal cycle is prescribed from satellite data in IPSL_CM4, while it is computed by the phenology module STOMATE embedded in the ORCHIDEE land surface model in IPSL_CM5

especially over the northern hemisphere continents. This pattern results from a combination of increased resolution that leads to more poleward jet-streams (Fig. 3), different radiative tunings to compensate for the impact of horizontal and vertical resolution changes on the cloud radiative forcing, to differences in the calculation of the surface albedo and to the impact of the interactive phenology. Unfortunately, the individual impacts of all the changes

have not been traced at the time of the development of the IPSL_CM5 version.

In addition to the work of Hourdin et al. (2012), who analyse the impact of the increased resolution and explain the radiative scheme tuning for the atmosphere model alone, we show the simulated ground fractions occupied by trees, grasses and bare soil in the PI simulations, as a summary of changes in land cover from IPSL_CM4 and

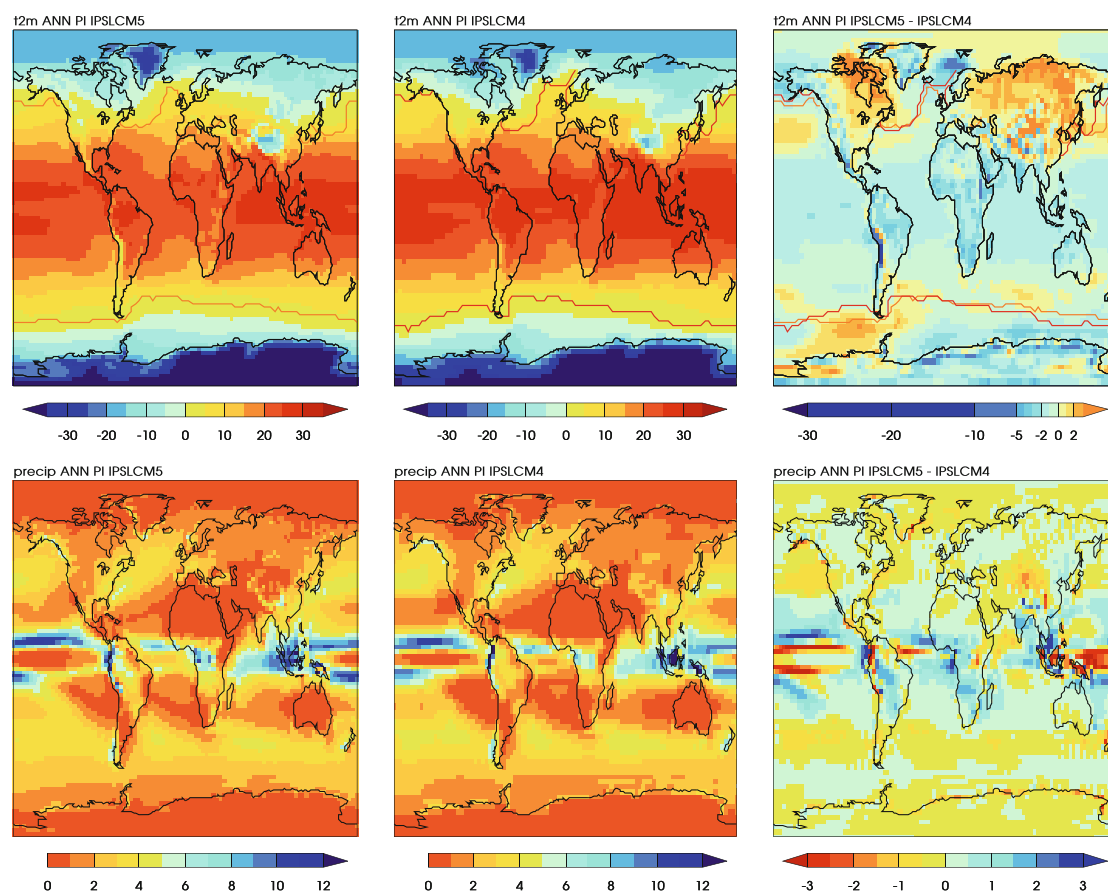


Fig. 2 Pre-industrial climate characteristics as simulated by IPSL_CM5 and IPSL_CM4. *Top row*: mean annual temperatures (colours, in °C) and sea ice cover (isoline for the sea ice edge) simulated by IPSL_CM5 (*l.h.s.*), by IPSL_CM4 (*middle plot*) and the

difference IPSL_CM5–IPSL_CM4 (*r.h.s.*, in this plot the sea ice cover simulated by IPSL_CM5 is in orange while that simulated by IPSL_CM4 is in red). *Bottom row*: same as *top row* but for mean annual precipitation (in mm/day)

IPSL_CM5 (Fig. 1). Globally, the vegetation cover obtained with the interactive LAI shows higher tree fractions but less grass, and results in an increase in bare soil fraction. Thus, the plant phenology computed by the model does not reproduce observations previously used in IPSL_CM4. A noticeable exception to the general increase in bare soil in IPSL_CM5 occurs over the Canadian Archipelago: in this region bare soil fractions are decreased by 20–30 %, and grass fractions increased. A strong warming occurs over the same region during summer in IPSL_CM5 compared to IPSL_CM4, which also appears in the difference between the mean annual temperatures simulated by IPSL_CM5 and IPSL_CM4 (Fig. 2). Vegetation differences over this region are probably due to this warm anomaly, but also probably act as a positive feedback through the snow albedo effect.

As detailed in Hourdin et al. (2012) and summarised by Fig. 2 (bottom row), precipitations are significantly different in IPSL_CM4 and IPSL_CM5. The poleward extension of the Hadley cell in IPSL_CM5 is clearly visible in the stronger precipitation on the poleward flank of the IPSL_CM4 ITCZ. A remarkable feature which differs between the two models is the representation of the African and Indian monsoons. These are more intense in IPSL_CM5, which is obvious even in the annual mean precipitation shown on Fig. 2. Precipitation differences in the mid- to high latitudes are more difficult to analyse, probably because they are the result of different processes: poleward shift of the jet-streams and storm-tracks but, at the same time, complex patterns in the differences in surface air temperatures and differences in the northern hemisphere stationary waves.

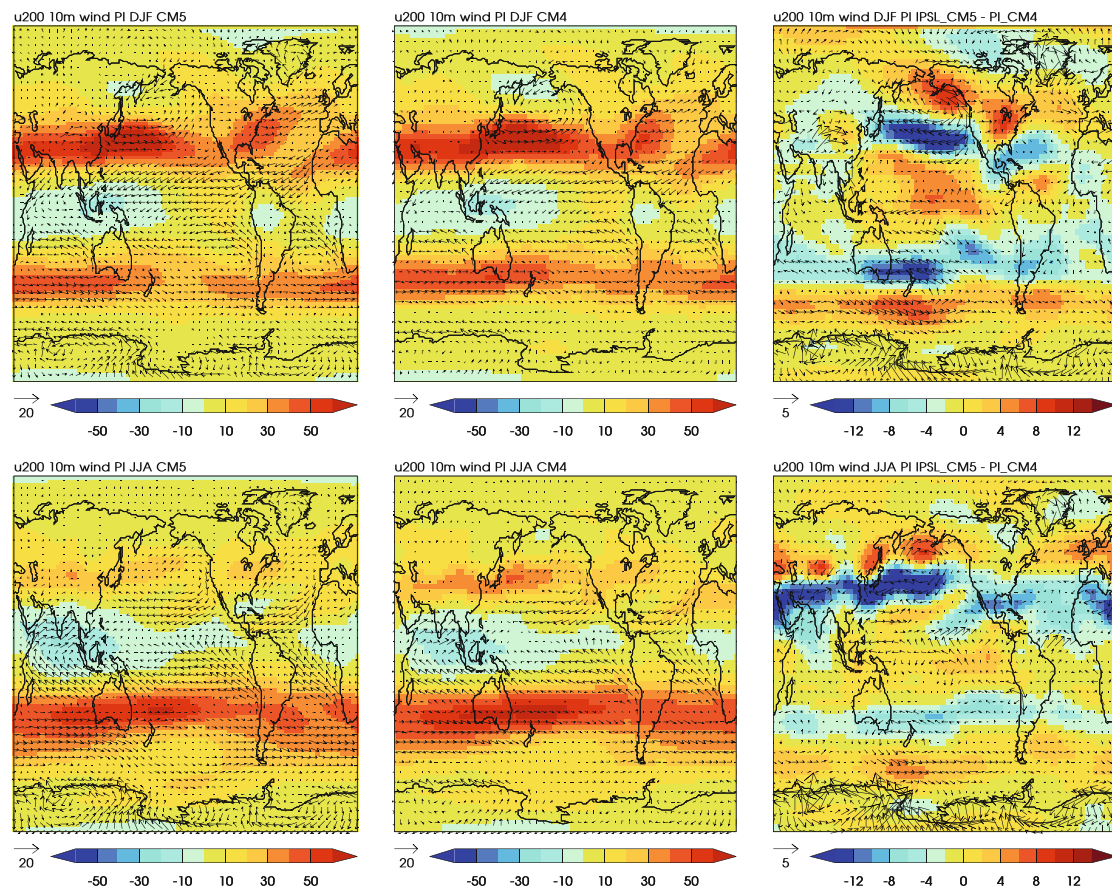


Fig. 3 Summary of the atmospheric circulation in December–January–February (DJF, top) and June–July–August (JJA, bottom) as simulated by the IPSL_CM5 (*l.h.s*) and IPSL_CM4 models (*middle column*). Differences between IPSL_CM5 and IPSL_CM4 are plotted

in the *r.h.s* column, on the IPSL_CM4 grid. Colours: zonal wind at 200 hPa. Arrows: 10 m winds. For the 10 m winds, one arrow is plotted every other grid point for clarity

Hence, the PI climate simulated by IPSL_CM4 and IPSL_CM5 are significantly different. In Sects. 3 and 4, we will examine whether these differences remain stable for the MH and LGM climates, if the impact of increased atmospheric model resolution also results in a poleward shift of the main atmospheric dynamics characteristics and if the differences in monsoon precipitation hold for these different climates. In particular, since the MH is a period of more intense monsoons, we will investigate whether these are more sensitive to insolation changes in IPSL_CM5 than in IPSL_CM4.

2.3 Experiments

The experiments we analyse in the present work are the standard MH and LGM experiments of the Palaeoclimate

Modelling Intercomparison Project, phase 2 (Braconnot et al. 2007b) for IPSL_CM4 and phase 3 for (Otto-Bliesner et al. 2009a, b) IPSL_CM5. For the LGM simulations the main differences between the PMIP2 and PMIP3 protocols reside in the ice sheet reconstruction, which has an impact on ice-sheet extent, topography and on the coastlines. In practice the differences with modern conditions were imposed on top of the modern model topography and coastlines. For PMIP2, the ICE-5G (Peltier 2004) ice sheet reconstruction was imposed as a boundary condition. In PMIP3 a blended product was specifically constructed to account for different sources of uncertainties (<https://pmip3.lscce.ipsl.fr/wiki/doku.php/pmip3:design:21k:icesheet:index>). Figure 4 shows that the Laurentide ice sheet is higher in its eastern and northern parts while it is reduced in its central part in the new reconstruction. The Cordilleran ice-sheet is

slightly higher while the Fennoscandian ice-sheet smaller, by a few hundred meters in its interior, but higher, by a few hundred meters, on the edges. The elevation is reduced over East Antarctica, which is in better agreement with ice core estimates (cf. Masson-Delmotte et al. 2006), but it is increased over large parts of West Antarctica. Changes in trace gases are similar for PMIP2 and PMIP3 and the concentrations are set to 185 ppm for CO₂, 350 ppb for CH₄ and 200 ppb for N₂O, respectively, following ice-core data. CFC concentrations are set to 0. Finally, the orbital parameters are prescribed to the values for 21,000 years ago according to Berger (1978). In both the IPSL_CM4 and IPSL_CM5 simulations for CMIP3 we have also considered changes in the river pathways induced by the presence of the northern hemisphere ice sheets (cf. Alkama et al. 2007).

For the MH experiment, the set-up is the same for the IPSL_CM4 and IPSL_CM5 model versions. Orbital parameters are prescribed to the values for 6,000 years ago according to Berger (1978). This results in an amplification of the seasonal cycle in incoming solar radiation in the northern hemisphere and a weakening of this cycle in the southern hemisphere. In addition, atmospheric trace gases are slightly different from their PI values and set to 280 ppm for CO₂, 650 ppb for CH₄ and 290 ppb for N₂O, respectively. CFC concentrations are set to 0. Finally, for both the LGM and MH IPSL_CM4 simulations, the vegetation and LAI maps prescribed to the model are unchanged, except of course over the glaciated areas for the LGM. For IPSL_CM5 the PFT maximum extent is prescribed for unglaciated areas for LGM and MH using the same map as for PI, but the actual vegetation fraction varies, as a result of the interactive computation of the LAI

(cf. Fig. 5, which will be discussed in Sect. 3.2 for the LGM and 4.2 for the MH).

The initial conditions are not the same for the different experiments. The IPSL_CM5 LGM simulation starts from year 1850 of the PI equilibrium simulation. The simulation is presently more than 700-years long and still running. Years 590–689 have been used to compute the annual mean cycle. Although the deep ocean is still adjusting to the LGM conditions, the surface characteristics discussed in the present manuscript are stabilised at this stage of the simulation. Even if the duration of this simulation is rather short, the global surface ocean temperature trend is small (-0.013 °C/100 years for the ocean top 10 layers, representing the first 100 m of the ocean). This trend is larger at depth (-0.06 °C/100 years for the bottom 2,000 m) but still very acceptable. The fact that the model adjusts quite fast is related to a strong Atlantic Meridional Circulation in this simulation (average at 24 Sv, with a trend smaller than 0.2 Sv /100 years). The IPSL_CM4 LGM simulation is 1,000 years long and started from a previous LGM run. It is a stable simulation, even for the deep ocean temperature (Kageyama et al. 2009; Pausata et al. 2011).

The IPSL_CM5 MH simulation starts from the end of a previous simulation with the same version as for the PI control simulation. The simulation is 1,000 years long and the different statistics are estimated from the last 100 years of the run. The IPSL_CM4 MH simulation started from an ocean at rest and a January 1st state from an atmosphere-only MH simulation. The simulation is 700 years long and the last 400 years are considered for our analyses. For all simulations for which we have used 100-year-long time series to compute the climatological averages presented in this work, longer time series, at least 300 years long, have

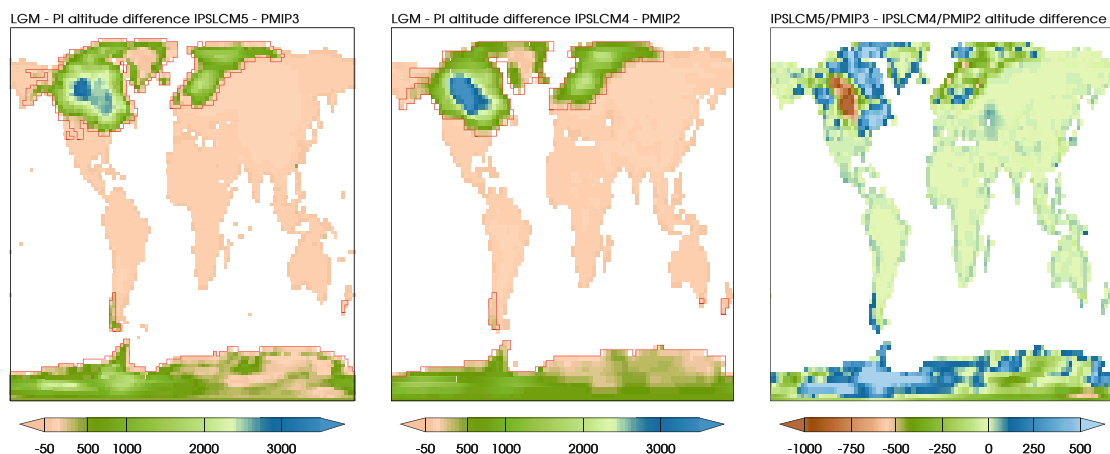


Fig. 4 Ice-sheet margins (in red) and altitude (colour shading, in m) differences used for building LGM boundary conditions in IPSL_CM5/PMIP3 (*l.h.s.*), IPSL_CM4/PMIP2 (*middle plot*) and the difference between those altitude anomalies (*r.h.s.*)

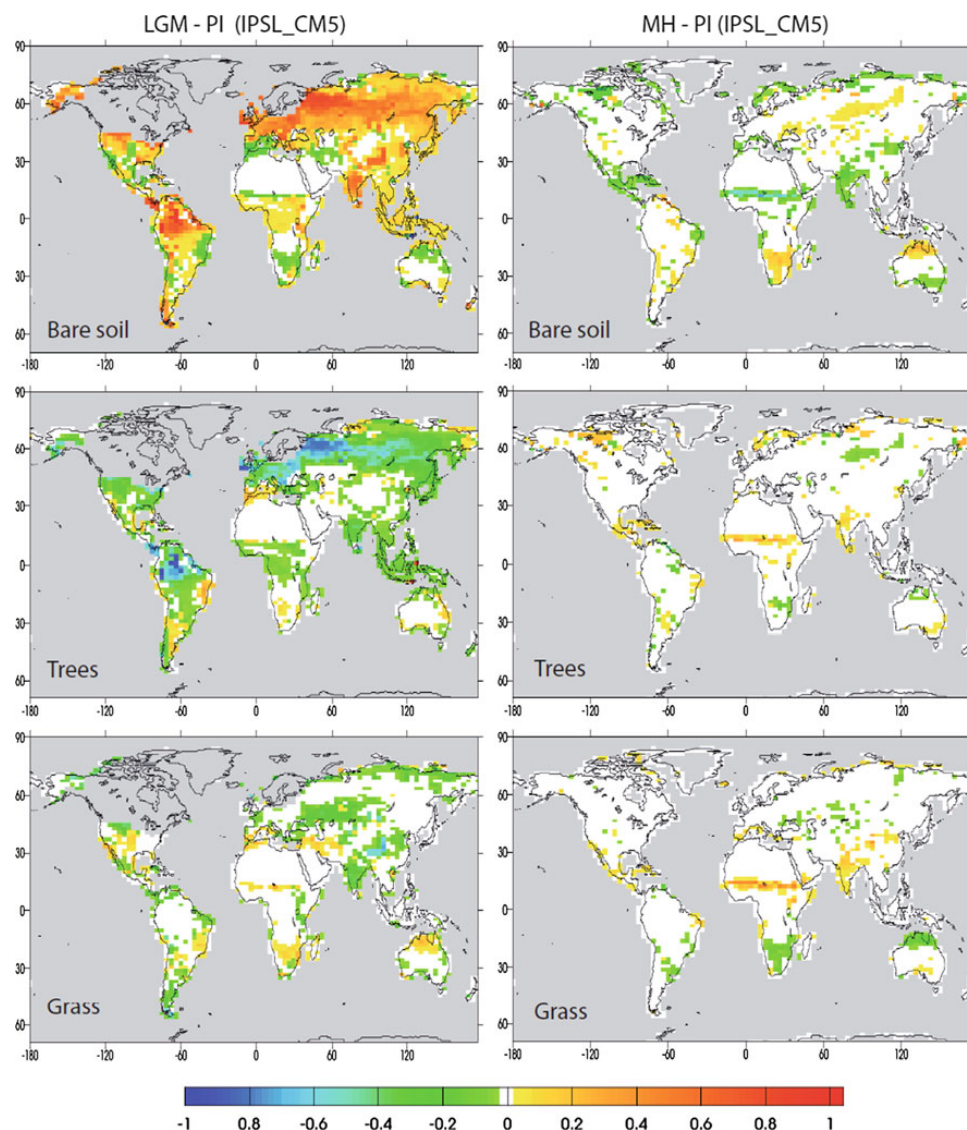


Fig. 5 *R.h.s.*: difference between the LGM and PI vegetation fractions simulated by IPSL_CM5. Trees and grass fractions used to compute the differences are the highest fractions reached during the

year. Bare soil fractions are the minimum values reached over the year. *L.h.s.*: same as *r.h.s* but for the MH run

been used to compute the ENSO characteristics discussed in Sect. 5.

2.4 Estimation of the SW radiative forcing induced by the boundary conditions and of the radiative feedbacks: methodology

In order to quantify how the imposed boundary conditions affect the global energetics of the model, we apply the

simplified partial derivative method developed by Taylor et al. (2007). This method is only valid and accurate for shortwave radiation. First a simplified atmospheric model that has the same radiative properties as the full climate model is constructed to diagnose the planetary (A) and surface (α) albedos, atmospheric absorption (μ) and scattering (γ) from the simulated fluxes at the top of the atmosphere and at the surface (see Fig. 1 and equations 9 and 10 in Taylor et al. 2007). These parameters differ

between the control simulation and the paleoclimate simulation. Changes in the net shortwave radiation (Q) at the top of the atmosphere can be written as:

$$\Delta Q = \Delta S \times (1 - A) - S \times \Delta A,$$

(eq. 6 from Taylor et al. 2007), where S represents the solar irradiance. The first term on the right hand side represents the solar forcing induced by changes in the Earth's orbit. It corresponds to the difference in net solar radiation (SW, for short wave) at the top of the atmosphere (TOA) between two climates, with the assumption that the planetary albedo is the same (Hewitt and Mitchell 1997). The second term results from changes in the planetary albedo and is related to changes in surface albedo, atmospheric absorption and scattering. The albedo changes can then be further decomposed in the following form (eq. 11 from Taylor et al. 2007):

$$\Delta A = \frac{\partial A}{\partial \alpha} \Delta \alpha + \frac{\partial A}{\partial \mu} \Delta \mu + \frac{\partial A}{\partial \gamma} \Delta \gamma + \Delta A_{NL},$$

where the last term accounts for non-linear effects. The impact of the change of one parameter on TOA SW radiation is thus estimated by computing the corresponding change in planetary albedo keeping all but one parameters fixed to the values of the control simulation in the above equation. In this analysis we do not isolate the role of clouds but changes in the atmospheric scattering are dominated by changes in cloud cover. For both the LGM and MH, this calculation is performed for each of the 12 months of a climatological seasonal cycle.

In the following, changes in planetary albedo induced by changes in boundary conditions are considered as forcing. This is the case for changes in ice-sheet and in land-sea mask at the LGM. This term is null for the MH. Changes in the atmospheric or surface properties resulting from the adjustment of the climate model to the new boundary conditions are considered as feedbacks. These will be further analysed in Sects. 3.3 and 4.3 for the LGM and MH cases, respectively.

3 The Last Glacial Maximum climate simulated by IPSL_CM5A for PMIP3, compared to the PMIP2 IPSL_CM4 results

3.1 Main climatic features

The global mean annual temperature simulated by IPSL_CM5 for the LGM is 7.69 °C, hence representing a cooling of −4.48 °C compared to the PI run. The cooling simulated by IPSL_CM4 equals −3.88 °C, which was one of the most modest cooling anomalies simulated by the models in PMIP2 (Braconnot et al. 2007a). The global

average cooling simulated by IPSL_CM5 therefore puts the new IPSL simulation in the middle of the range of the PMIP2 results.

Figure 6 displays the mean annual temperature and precipitation changes for the LGM, compared to PI, and shows the typical features of the LGM climate depicted by many other simulations: strongest cooling on the northern hemisphere mid- to high latitude ice-sheets, polar amplification (cf. Masson-Delmotte et al. 2006; Laine et al. 2009a), amplified cooling on land compared to the oceans (cf. Laine et al. 2009a). Comparing the model responses in more detail, the largest differences are over the ice-sheets in northeastern North America and over West Antarctica, over the Antarctic Peninsula and South of the Weddell Sea, where IPSL_CM5 simulates a much larger cooling than IPSL_CM4, by more than 7 °C. In addition, the interior of the Fennoscandian ice-sheet cools by a few °C more in IPSL_CM5 than in IPSL_CM4 but its outskirts cool less. This is also the case for the interior of the Laurentide ice-sheet. All these differences are clearly the impact of modifications in the LGM boundary conditions from PMIP2 to PMIP3 (Fig. 4).

Outside the regions covered by the ice-sheets, the continents generally cool less in IPSL_CM5 than in IPSL_CM4, especially in North America, Eastern Europe and Siberia, Beringia, northern South America and in East Antarctica near the South Pole. Over northern South America and North America South of the ice-sheet, the difference in cooling can reach more than 3 °C. Some of these features could be related to the inclusion of an interactive phenology in IPSL_CM5. The impact of this new feature of the IPSL_CM5 model is further investigated in Sect. 3.2 and its potential for model-data comparison is explored in Part 2 of this manuscript.

Most of the oceans cool more in IPSL_CM5 than in IPSL_CM4, with exceptions over the tropical eastern Pacific, the southeastern Pacific/Southern Ocean west of the Drake Passage, the centre of the mid-latitude Atlantic Ocean and most of the Nordic Seas. The latter difference relates to the differences between the PI states simulated by the models (Fig. 6, top right), for which IPSL_CM5 is much colder and is characterised by more sea-ice than IPSL_CM4. There is therefore less cooling in this model version due to the building of more extensive sea-ice in this region, because it is already sea-ice covered and cold in the PI simulation.

As expected for a globally cooler climate, both model versions generally also simulate a drier climate. Globally averaged precipitation decreases by 0.34 mm/day from PI to LGM, for IPSL_CM5 and by 0.21 mm/day for IPSL_CM4. The precipitation related to the ITCZ strongly decreases in both models (Fig. 6, bottom row). The southern hemisphere storm track also gets drier, as well as most of the northern hemisphere ones. The North American

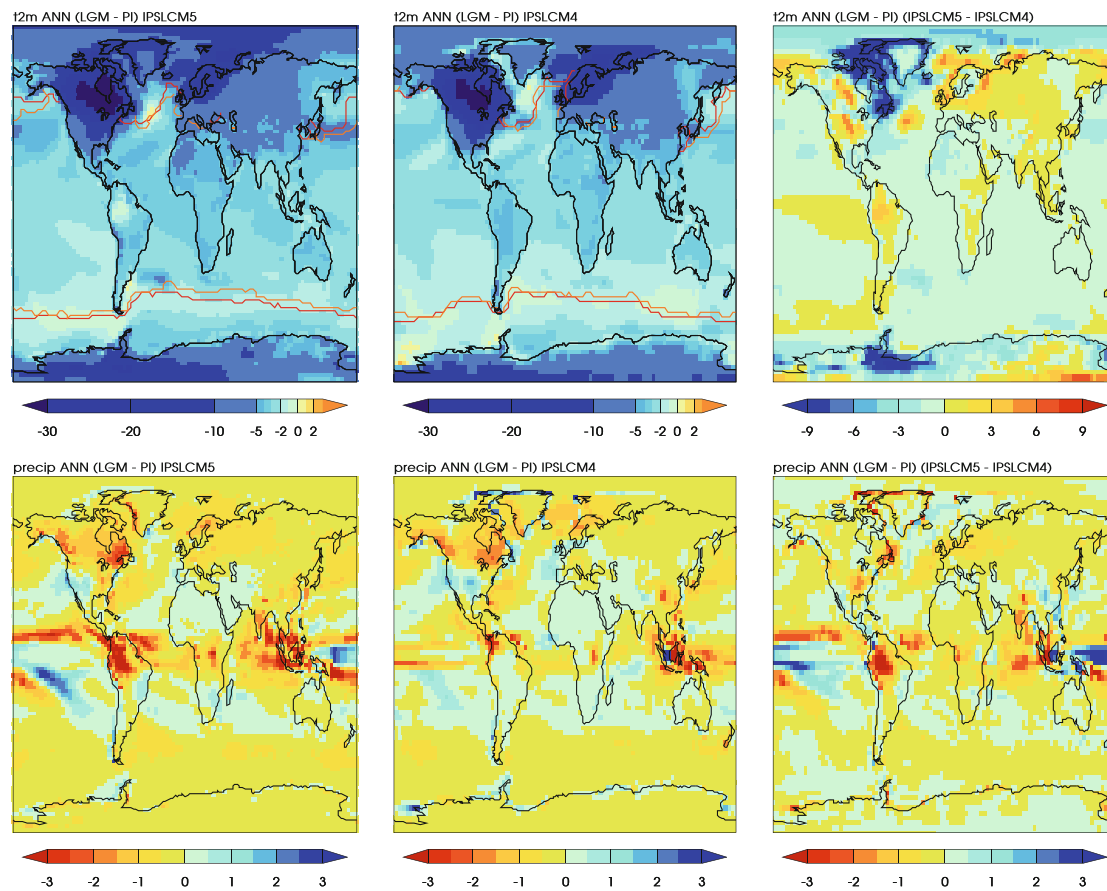


Fig. 6 Top row: mean annual temperature (in °C) anomalies for the LGM, compared to PI, for IPSL_CM5A (left), IPSL_CM4 (middle) and the difference between the IPSL_CM5A and IPSL_CM4 anomalies (right). Bottom row: same for mean annual precipitation (in mm/day)

ice-sheet deviates the end of the Pacific storm-track equatorward (this is also seen in the upper level jet-stream position on Fig. 7), yielding more precipitation over North America south of the ice-sheet in both model versions. An increase in precipitation at the eastern end of the Atlantic storm-track, over the eastern part of the mid-latitude North Atlantic basin, is found in IPSL_CM4, in which it results from an increase in storminess (Lainé et al. 2009b). This increase in storminess is associated with a more zonal and stronger jet-stream over this region, as shown by Fig. 7. This precipitation increase is not simulated by IPSL_CM5 in response to PMIP3 boundary conditions. This is associated with a weaker strengthening of the Atlantic jet-stream in this model. Rather, there is no significant change in precipitation over the eastern mid-latitude North Atlantic but the whole of Europe and western Siberia gets drier in IPSL_CM5's LGM simulation compared to PI, and compared to the IPSL_CM4 simulated anomaly.

Differences between the IPSL_CM4 and IPSL_CM5 simulated precipitation anomalies (Fig. 6) again bear the imprint of the differences between the PI climates simulated by both models, especially for ITCZ related precipitation. For example, in the tropical Atlantic, IPSL_CM5 simulates more precipitation than IPSL_CM4 for the PI climate. It can therefore decrease more for the LGM, and it does. The same applies to India. On the contrary, IPSL_CM5 simulates less precipitation over the Pacific warm pool for the PI climate, which can then decrease less. Over the eastern tropical Pacific, both models show a double ITCZ structure in the PI runs but IPSL_CM5's main bands of precipitation are shifted poleward compared to those simulated by IPSL_CM4. This structure also explains the differences between the models' response to LGM boundary conditions. Finally, the LGM precipitation anomaly simulated over northern South America by IPSL_CM5 is much drier and more extensive than the one

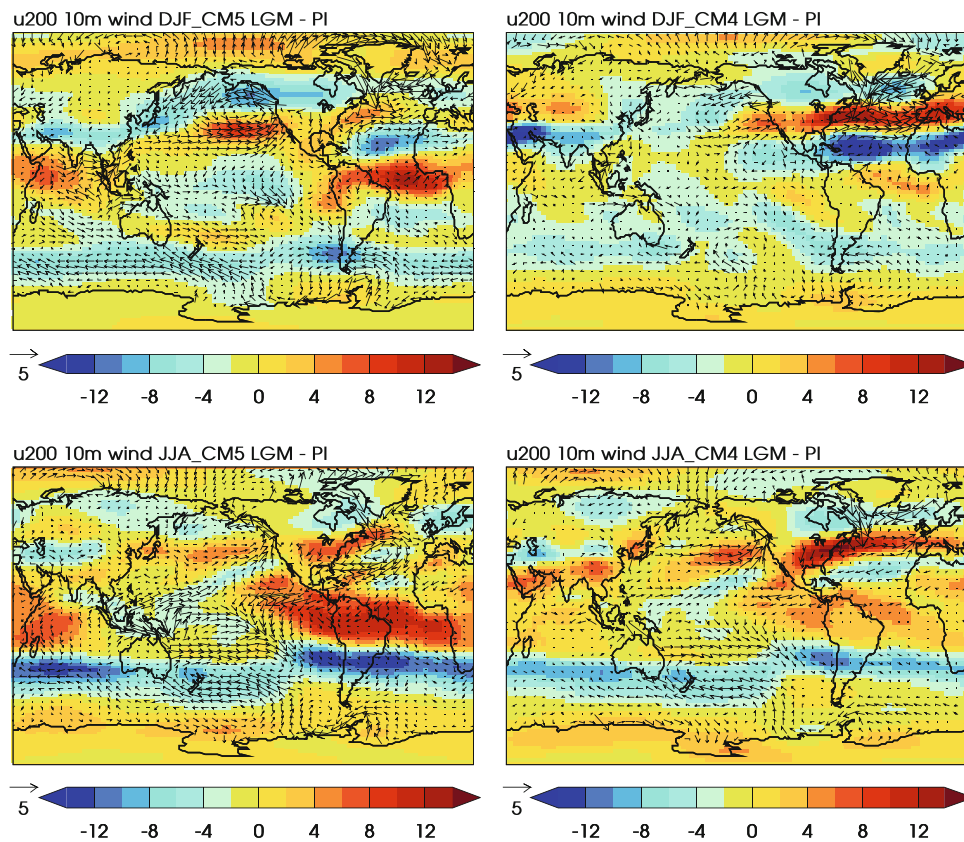


Fig. 7 Atmospheric circulation changes at LGM compared to PI as simulated by IPSL_CM5 (*l.h.s*) and IPSL_CM4 (*r.h.s*) for December–January–February (DJF, *top row*) and June–July–August (*bottom*

row). Colours: zonal wind at 200 hPa. Arrows: 10 m winds. For the 10 m winds, *one arrow* is plotted every other grid point and results have been masked over the ice-sheets for clarity

simulated by IPSL_CM4. The geographical pattern of this precipitation anomaly does not exactly correspond to the wet anomaly pattern in the IPSL_CM5 PI simulation, compared to the IPSL_CM4 PI run, which is stronger in central South America (Fig. 2, bottom right). Rather, it coincides with the pattern of weaker cooling simulated by IPSL_CM5 compared to IPSL_CM4 (Fig. 6, top right) which suggests a possible relationship with the fact that IPSL_CM5's land surface characteristics are computed via the interactive phenology module. This is analysed further in Sect. 3.2.

This imprint of the model differences found for the PI climate is less obvious for the northern mid-latitudes, apart from the northeastern Pacific and North America's West coast. For this region, IPSL_CM5 simulates less precipitation than IPSL_CM4 in the PI climate simulation, and a larger increase in precipitation for LGM conditions. The LGM–PI precipitation anomaly simulated by IPSL_CM4 over the mid-latitude North Atlantic and Europe points to a

more zonal jet-stream and storm-track than in the IPSL_CM5 simulation. This is indeed the case (not shown) and this feature could be due to the different altitude and shape of the Laurentide ice-sheets used in the PMIP2/IPSL_CM4 and PMIP3/IPSL_CM5 LGM experiments as the altitude of the Laurentide ice-sheet has been shown to be crucial for determining the Atlantic jet-stream dynamics (Rivière et al. 2010; Pausata et al. 2011).

3.2 Impact of interactive phenology

In IPSL_CM4 the prescribed vegetation was unchanged between PI and LGM. In IPSL_CM5, the change in climate at LGM and the low atmospheric CO₂ leads to a general decrease of the tree LAI (Fig. 5, *l.h.s*). This is in agreement with previous work performed with the same land surface model (ORCHIDEE) as used in IPSL_CM5 (Willez et al. 2011) which has shown the high sensitivity of the vegetation model to the decrease in CO₂ at LGM, particularly

for tropical forests. These sensitivity tests carried out off-line with the dynamics of vegetation fully activated have shown that the regression of tropical forests can be attributed to the low CO_2 effect alone. For the temperate and boreal forests, the low CO_2 explains about half of the regression, and the change in climate (cooling and drying) the other half.

Here the dynamics of vegetation is not activated, but the LAI changes are important enough to make ground fractions covered by trees decrease compared to the PI simulation (Fig. 5, l.h.s). The decrease is especially strong over the Amazon basin and across Siberia around 60°N (LAI decrease by about 60 %). Correlatively we observe a strong increase in bare soil fractions over these regions. More bare soil and less forests mean less evapotranspiration. Thus the warmer and drier climate anomalies at LGM in IPSL_CM5 compared to IPSL_CM4 over the Amazon basin (Fig. 6) can be attributed to vegetation changes. But the warm anomaly observed in IPSL_CM5 compared to IPSL_CM4 South of the Laurentide ice sheet and East of the Fennoscandian ice sheet (Fig. 6) cannot be linked to vegetation changes. Indeed, the decrease of forests and increase of bare soil in these regions (Fig. 5, l.h.s) should contribute to a cooling through the snow albedo effect. The warmer anomalies could rather be due to changes in atmospheric circulation. These modelling results, however, have to be considered as preliminary because the dynamics of the vegetation is not represented in the version of ORCHIDEE used in IPSL_CM5 and the simulated changes in LAI simulated by this model version might well be different from a dynamics response in which the different PFTs would compete between each other and disappearing forests or grasses would not be automatically replaced by bare soil. In addition, this dynamical vegetation response could also be different from the coupled vegetation-atmosphere-ocean response. The evaluation of these more complete responses is left for future work.

3.3 Radiative forcing and feedback analysis

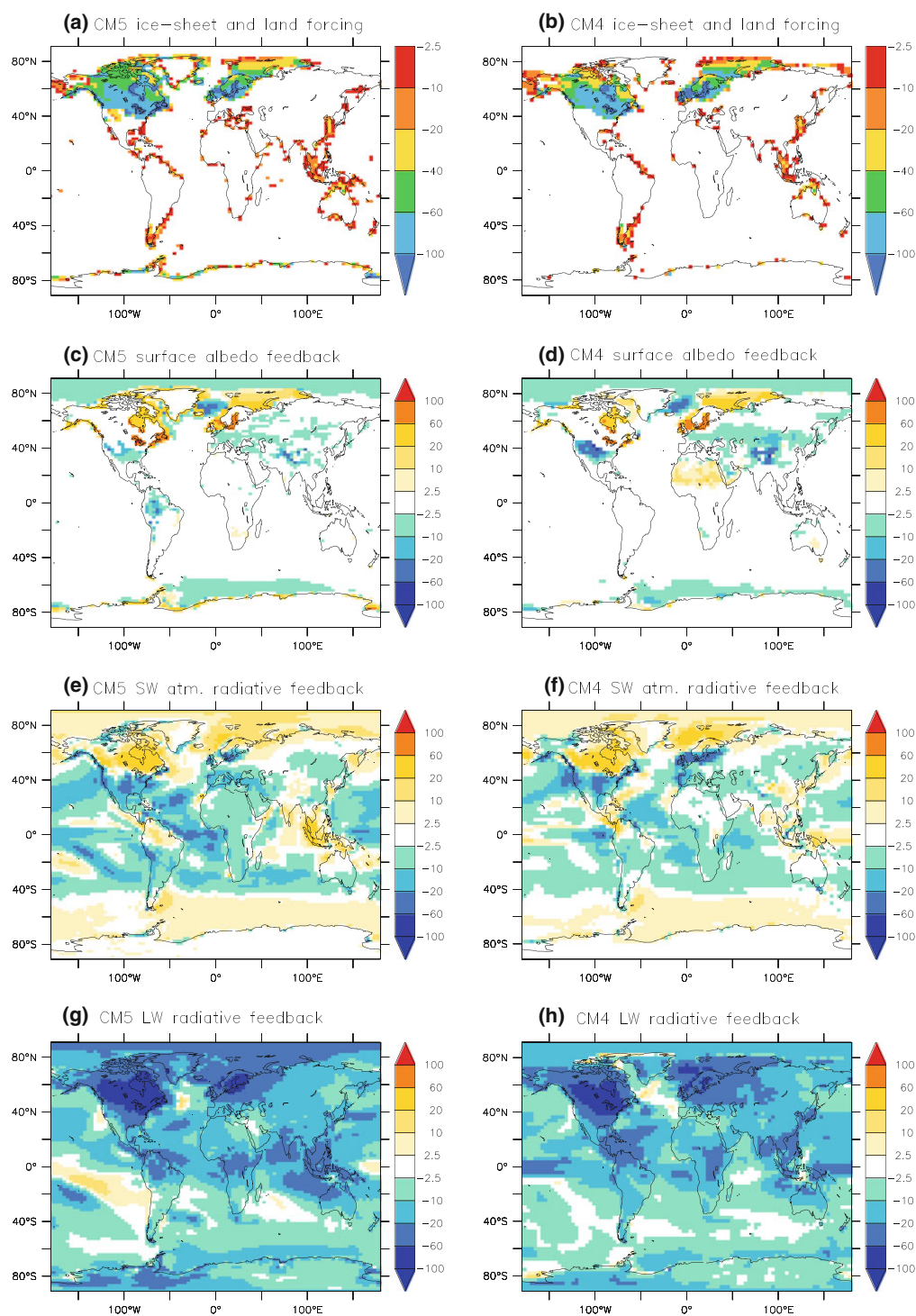
The changes in temperature and precipitation depicted above (Fig. 6) result from the direct response of the climate system to the different LGM forcing factors and from various feedbacks. To analyse these radiative forcings and feedbacks for the LGM, we analyse the annual average of the results obtained for each month of a mean seasonal cycle (12 months) following the method explained in Sect. 2.4.

The main radiative forcings for the LGM, compared to PI, are the additional ice-sheets and the lowered atmospheric greenhouse gas concentrations. The LGM ice-sheet albedo forcing is estimated by considering a surface albedo field where the modern albedo is replaced by that of

the LGM albedo in those regions that are free of ice-sheets today and covered by an ice-sheet at the LGM: the comparison of the TOA SW fluxes obtained with PI conditions and with this modified surface albedo field provides the estimate of the ice-sheet SW forcing. We have also considered the albedo changes over areas where new land is present due to the sea level lowering. Figure 8 (top row) shows the combined effect of the LGM ice-sheet albedo and new land. The forcing exceeds 80 W.m^{-2} on top of the ice-sheet. The emerging land contributes locally by $5\text{--}20 \text{ W.m}^{-2}$ and exerts a substantial forcing over the Indonesian sector. In IPSL_CM5 these changes in surface albedo provide an annual mean forcing of -4.9 W.m^{-2} . This is larger than previous estimates using IPSL_CM4 (-3.6 W.m^{-2}). Similar estimates using the PMIP2 ensemble provide values ranging from -2.6 to -4 W.m^{-2} . Compared to the other PMIP2 simulations the IPSL_CM4 model provided a lower estimate for the impact of the ice sheet and a higher estimate for the impact of the changes in land-sea contrast. The major differences between the two versions result from the different sizes of the ice-sheet and land-sea masks and are thus maximum over the northern parts of the Fennoscandian and Laurentide ice-sheets and over Indonesia. Braconnot et al. (2012) estimated that at the global scale these differences would lead to a 0.6 W.m^{-2} forcing in PMIP3 compared to PMIP2. The forcing due to lower atmospheric trace gas concentrations at LGM cannot be computed with the method of Taylor et al. (2007), so we turn to previous studies using the more complete PRP methods to obtain this estimate. Studies such as Yoshimori et al. (2009) show that the LGM greenhouse gas lowering exert an additional forcing of about -3 W.m^{-2} .

Thus the larger cooling simulated by IPSL_CM5 is consistent with the larger forcing from the PMIP3 ice-sheet, compared to that of the PMIP2 ice-sheets used in the IPSL_CM4 simulation. The sensitivity to the LGM boundary condition forcing is similar in the two model versions: with the estimate of forcings provided above, we can evaluate it to about $0.6 \text{ }^\circ\text{C}/(\text{W.m}^{-2})$. This is lower than the sensitivity computed from the equilibrium response to the classical $2 \times \text{CO}_2$ forcing ($1.0 \text{ }^\circ\text{C}/(\text{W.m}^{-2})$) for both model versions (cf. Dufresne et al., in revision, this special issue). This result of a lower sensitivity computed from LGM radiative forcing, compared to the climate sensitivity computed from a $2 \times \text{CO}_2$ experiment, confirms the findings of Hargreaves et al. (2007) discussed in the Introduction.

In regions that are not affected by new ice-sheets, the changes in surface albedo result from feedbacks from snow cover and sea-ice in both model version and from leaf area index changes in IPSL_CM5. This feedback can be estimated by computing the total perturbation induced by the



◀ **Fig. 8** Radiative forcing analysis for the Last Glacial Maximum simulations, for IPSL_CM5 (*l.h.s*) and IPSL_CM4 (*r.h.s*). *Top row*: estimate of the SW radiative forcing due to the additional LGM ice sheets and new continental cells due to the sea-level drop. *Second row*: SW radiation feedback resulting from sea-ice, snow and LAI index changes. *Third row*: SW radiation feedback resulting from changes in the atmospheric absorption and scattering. *Bottom row*: bulk estimate of the changes in the atmospheric greenhouse effect including the effects of temperature (lapse rate), water vapour and clouds. See text (Sect. 2.4) for details on each diagnostic. The estimates of the different terms have been computed for each month and then averaged to only present the annual mean here. All fields are W/m^2

LGM albedo except for regions already affected by the presence of the new ice-sheets or new land. It contributes 0.51 (0.13) W.m^{-2} to the change in the global surface heat budget simulated by IPSL_CM5 (IPSL_CM4, respectively). It is maximum (up to 20 W.m^{-2}) along the margins of the ice-sheets and in Eurasia (Fig. 8, 2nd row). At the global scale, this cooling effect is partially damped by a negative feedback resulting from the smaller sea-ice cover along the NH ice-sheets, due to ice-sheets covering present-day Arctic ocean areas such as the Barents Sea. Two features appear in IPSL_CM5 that are not present in IPSL_CM4: the changes in vegetation in the Amazon basin have a clear signature on the surface albedo in the IPSL_CM5 version (Fig. 8, 2nd row, *l.h.s*) and in IPSL_CM4 the Sahara albedo is smaller in the LGM simulation than in the PI one (Fig. 8, 2nd row, *r.h.s*). In this model version the soil albedo computation accounted for changes in soil colour as a function of soil humidity. This parameterisation is not active in IPSL_CM5, because it was shown that at the resolution used in these climate simulations it could lead to “spurious” feedbacks in some cases.

Another feedback in short wave radiation results from the change in the atmospheric absorption and scattering, including the role of clouds (Fig. 8, 3rd row). It is negative and reinforces the LGM cooling in the Tropics and up to 40°N/S , and is positive North and South of 40°N . This pattern results mainly from changes in clouds. Substantial differences are found in the tropical and subtropical regions, especially over the oceans. In these regions clouds have a larger impact on the radiative adjustment in IPSL_CM5 than in IPSL_CM4, which results from the change in vertical discretisation, as detailed in Hourdin et al. (2012). This difference in forcing broadly explains why the oceans cool generally more in IPSL_CM5 than in IPSL_CM4, with the exception of the eastern tropical Pacific. For this region, the short wave atmospheric radiation feedback is stronger in IPSL_CM4 than in IPSL_CM5.

In order to have a rough idea of the magnitude of the long wave radiative changes due to the changes in trace gases and lapse rate, water vapour and clouds feedbacks, we simply compute the change in the atmospheric

greenhouse effect defined as the difference between the surface longwave emission and the outgoing long wave radiation at the top of the atmosphere (Fig. 8, bottom row). This term is strongly reduced at the LGM due to the lower trace gas concentration and lower humidity associated to the LGM cooling. This feedback is strongest over the newly glaciated areas. Differences in the ice-sheet reconstructions also have their imprint on this forcing, especially over the northeastern part of the Laurentide ice-sheet. Southeast of the Fennoscandian ice-sheet, this feedback also helps a larger cooling in IPSL_CM4 than in IPSL_CM5. Since the changes in trace gases are the same in the two LGM simulations, the differences between IPSL_CM5 and IPSL_CM4 can be attributed either to the changes in ice-sheet boundary conditions or to differences in feedbacks. In particular clouds play a larger role in IPSL_CM5, consistent with the differences in precipitation found between the model versions (Fig. 6, bottom row).

In summary, globally, IPSL_CM5 simulates a cooler LGM–PI anomaly than IPSL_CM4. This is mainly due to changes in the prescribed ice-sheets, over North America and West Antarctica but also to differences in the cloud feedback on both the short wave and long wave radiative feedbacks. On distinct regions, such as the Amazon basin, changes in surface phenology, interactive in IPSL_CM5 and prescribed in IPSL_CM4 appears to play a significant role.

4 Mid-Holocene climate

4.1 Main climatic features

Figure 9 (top two rows) shows the simulated surface air temperature anomalies for December–January–February (DJF) and for June–July–August (JJA). The *r.h.s* column of the figure represents the differences in the anomalies simulated for each variable by the two model versions. As expected from the MH insolation forcing, the northern hemisphere extra-tropics warm in summer (Fig. 9, second row), in both model versions, and the continents warm more than the oceans. However the amplitude of the warming is less in IPSL_CM5 than in IPSL_CM4 on high latitude continents. At first view, it is difficult to relate these differences between model responses to the differences between the PI simulations (Fig. 2), because the structure of the anomalies do not coincide, except over the Canadian Archipelago.

This extratropical continental warming extends into the Tropics and remains above 1.5°C for IPSL_CM5 and above 2°C for IPSL_CM4 over North Africa and the Arabic Peninsula. In response to the expected strengthening of the African and Indian summer monsoons, JJA temperatures

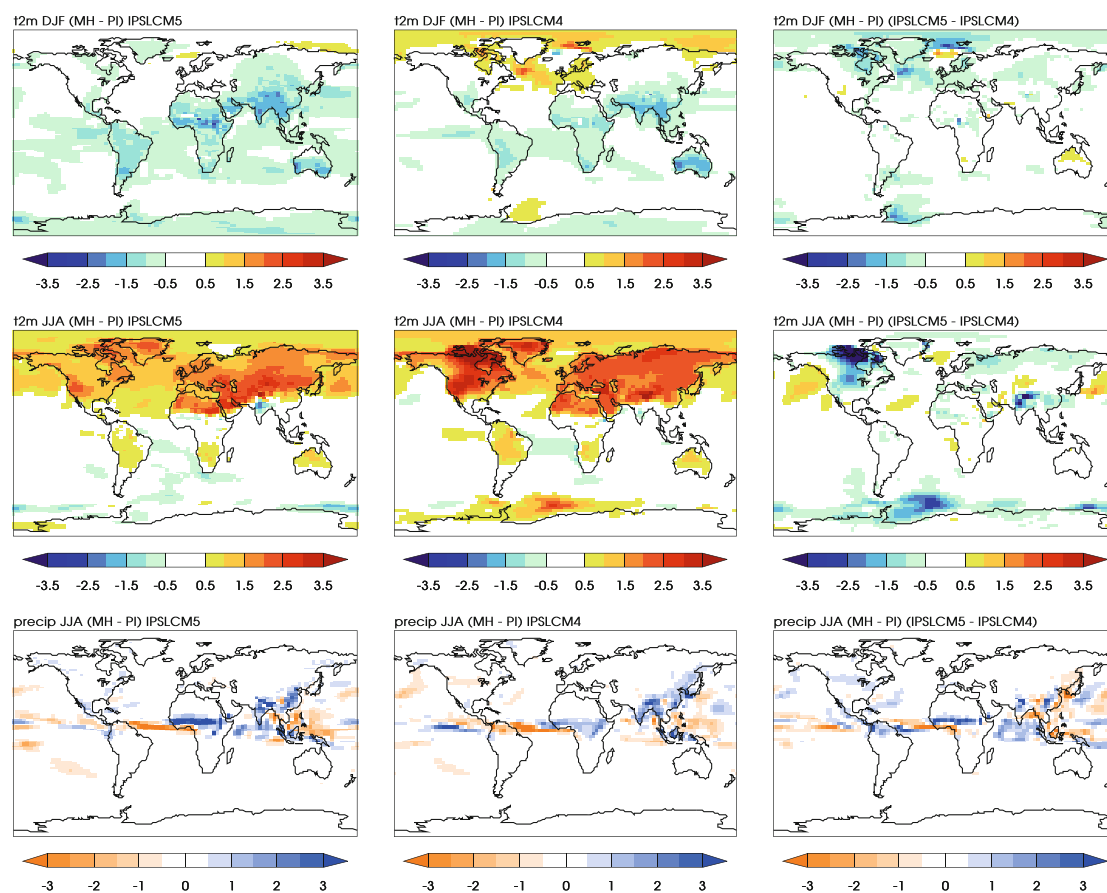


Fig. 9 Climate anomalies simulated for the MH, compared to PI, by IPSL_CM5A (left), IPSL_CM4 (middle) and the difference between the IPSL_CM5A and IPSL_CM4 anomalies (right). Top row:

December–January–February mean temperatures (in °C); Middle row: June–July–August mean temperatures (in °C); Bottom row: June–July–August mean precipitation (in mm/day)

weaken over Africa in a small band to the South of the Sahara and over India. This signature is stronger in IPSL_CM5, which relates to a stronger increase in summer monsoon in IPSL_CM5. For both models, it is more marked in the differences in Mean Temperature of the Warmest month (Part 2, Fig. 4). This is confirmed by the simulated precipitation changes. IPSL_CM5 simulates stronger African and Indian monsoons than IPSL_CM4 for the PI climate (Fig. 2, bottom row). It also simulates a larger increase in these monsoons for the MH conditions, with increases in summer (June–July–August) precipitation reaching 3 mm/day over Africa in IPSL_CM5, vs. only 1 mm/day in IPSL_CM4 (Fig. 9, bottom row). Similar values are found for the Indian monsoon changes. It therefore seems that the ability of IPSL_CM5 of simulating stronger and more realistic monsoons for the PI climate results in a larger sensitivity of this model to the changes in insolation of the Mid-Holocene. Also, as found

from the analyses of the PMIP2 results (Braconnot et al. 2007b), this change is associated with a stronger dipole in tropical Atlantic SST change between the northern and the southern Tropics.

The MH response for winter temperatures (Fig. 9, top row) mainly consists in tropical continental cooling in IPSL_CM5, of typically 2 °C and up to 3 °C, with additional and smaller cooling over the tropical and subtropical oceans, of less than 2 °C. The cooling simulated by IPSL_CM4 is smaller, and this model even simulates a warming over the North Atlantic, Europe, the Arctic and over the southern Ocean Atlantic sector sea-ice. A distinct difference between model versions concerns the African and Asian monsoon regions, in which IPSL_CM5 simulates a larger cooling. Differences between the model responses are also found over the North Atlantic and Europe, over which IPSL_CM4 simulates a small warming while IPSL_CM5 yields no change.

4.2 Impact of interactive phenology

Vegetation changes for the mid-Holocene compared to PI are smaller than for the LGM (Fig. 5, r.h.s). Both the tree and grass fractions increase by 20–40 % over India and the Sahel in Africa, which can be attributed to the increase of rainfall (Fig. 9, bottom row) in response to the monsoon intensification. The role of sub-Saharan vegetation as a positive feedback to enhance the monsoon strength during the mid-Holocene has been demonstrated in previous modelling work (e.g. Braconnot et al. 1999; Claussen and Gayler 1997; Texier et al. 1997). The development of vegetation increases evapotranspiration, which provides more moisture to the atmosphere and hence helps to strengthen the monsoon activity.

4.3 Radiative forcing and feedback analysis

Since the MH insolation forcing has almost no signature at the annual scale, annual mean estimates of the forcing provide little insight to understand changes in the MH heat budget. We therefore use the same monthly decomposition method as performed for the LGM, in terms of forcings and feedbacks (see Sect. 2.4), but we compute the root-mean-squared difference between the MH and PI results for the 12 months of the mean seasonal cycle. This allows the identification of the regions where the differences are maximum, but does not allow to discuss the sign of the differences (Fig. 10). The major forcing in the MH case results from the changes in insolation. Here, for the MH, the changes in surface albedo and atmospheric absorption and scattering (including clouds) are considered as feedbacks.

The incoming solar radiation at MH is reduced during boreal winter, mainly in the Tropics, and increased in boreal summer with maximum values in mid and high latitudes. The regions experiencing the largest changes in seasonality are thus located in the Tropics (Fig. 10, top row). The difference in forcing between the two model versions results from the differences in planetary albedo in the control simulation (isolines on these figures). This highlights the role of clouds in the PI climate simulation, as well as of changes in land surface albedo due to the different vegetation covers (Fig. 1). From these forcing estimates we expect different model response in several places such as Eurasia, Amazonia or the west Pacific and west Atlantic subtropical warm pools in the Northern hemisphere (Fig. 5).

The feedback from the surface albedo (Fig. 10, second row) is small at MH and limited to the high latitudes, reflecting changes in sea ice, the Tibetan plateau and part of Eurasia where the seasonality and mean value of the snow cover changes. In IPSL_CM5 this forcing is also significant over the Sahel region, reflecting a greening in this region. This feedback is quite small but the differences

between IPSL_CM4 and IPSL_CM5 concern regions, such as the southern ocean's Atlantic sector, for which the temperatures are also been seen to differ significantly.

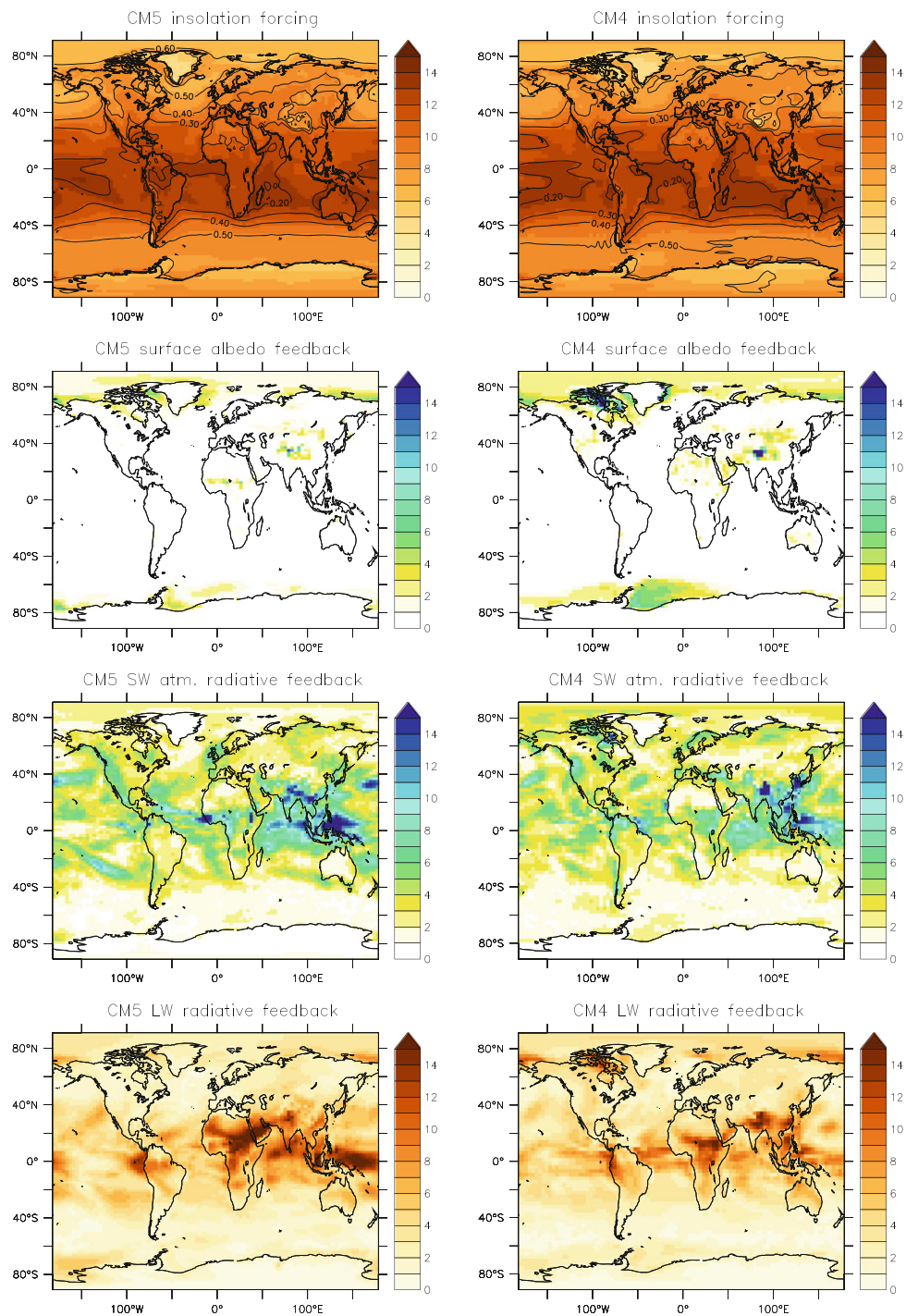
The atmospheric SW radiative feedback highlights the differences in cloud cover and enhanced monsoon activity during MH. As for the LGM the radiative effect of clouds is of larger magnitude in IPSL_CM5 and substantial differences between the two versions are found over South East Asia, Indonesia, the tropical Indian Ocean and western tropical Pacific warm pool, West Africa and the Eastern Pacific (Fig. 10, third row). Changes in the atmospheric greenhouse effect (Fig. 10, bottom row) reflect the mixed impacts of cloud and water vapour in the tropics. In particular the inland penetration of the summer monsoon flow is associated to larger change in atmospheric moisture in IPSL_CM5 over Africa, the Arabic Peninsula and India.

5 Changes in a mode of interannual variability: ENSO

The differences in the mean pre-industrial mean-state and feedbacks depicted above also have an impact on the ENSO characteristics as illustrated on Fig. 11. As described in Dufresne et al. (in revision, this special issue), ENSO amplitude in IPSL_CM5 is weaker than in IPSL_CM4 but still within observed range.

Coral and high resolution proxy records such as varved lake sediments show that the interannual variability in the tropical Pacific was reduced during the mid-Holocene (Tudhope et al. 2001; Moy et al. 2002). Modelling results have highlighted the role of precession in this damping (Clement et al. 2000). In particular the southeastward trade winds and Asian monsoon are strengthened in autumn, which prevents the development of El-Niño events (Braconnot et al. 2011). This feature is simulated in both model versions, as it is the case for most PMIP2 simulations of the mid-Holocene (Zheng et al. 2008). In the IPSL_CM5 MH run, the El-Niño magnitude decreases by 11 %. The reduction is more modest in IPSL_CM4, even though significant (Braconnot et al. 2011). This relates to results from Marti et al. (2010) and Guilyardi et al. (2009) who show that IPSL_CM4 has a quite stable and robust ENSO which displays little variability with external forcing. In both versions this MH reduction is underestimated compared to data, as in Brown et al. (2008).

There is less agreement from data for the LGM, which also results from the poor coverage of high resolution data for this time period. Zheng et al. (2008) show that there is little agreement between the PMIP2 simulations. Interestingly, this is also the case here between IPSL_CM5 and IPSL_CM4 (Fig. 11). ENSO amplitude increases by 30.1 % compared to PI in IPSL_CM5, but it decreases by 8.8 % in IPSL_CM4. Compared to the mid-Holocene for which the changes are



◀ **Fig. 10** Radiative forcing and feedback analyses for the mid-Holocene simulations, for IPSL_CM5 (*l.h.s*) and IPSL_CM4 (*r.h.s*). The variables displayed are the same as for Fig. 8 for the LGM except that all figures display the root-mean-squared differences (in W.m^{-2}) between the MH and PI simulations, computed from the 12 months of the mean seasonal cycle. *Top row*: insolation forcing (*shading*) and PI planetary albedo (*isolines*). *Second row*: surface albedo feedback. *Third row*: atmospheric SW feedback. *Fourth row*: approximate estimation of the long-wave feedback

dominated by the changes in large scale dynamics, this lack of consistency certainly results from the competition between large scale dynamic changes, and changes in local heat fluxes (Zheng et al. 2008), as it is the case in future climate projections (Collins et al. 2010).

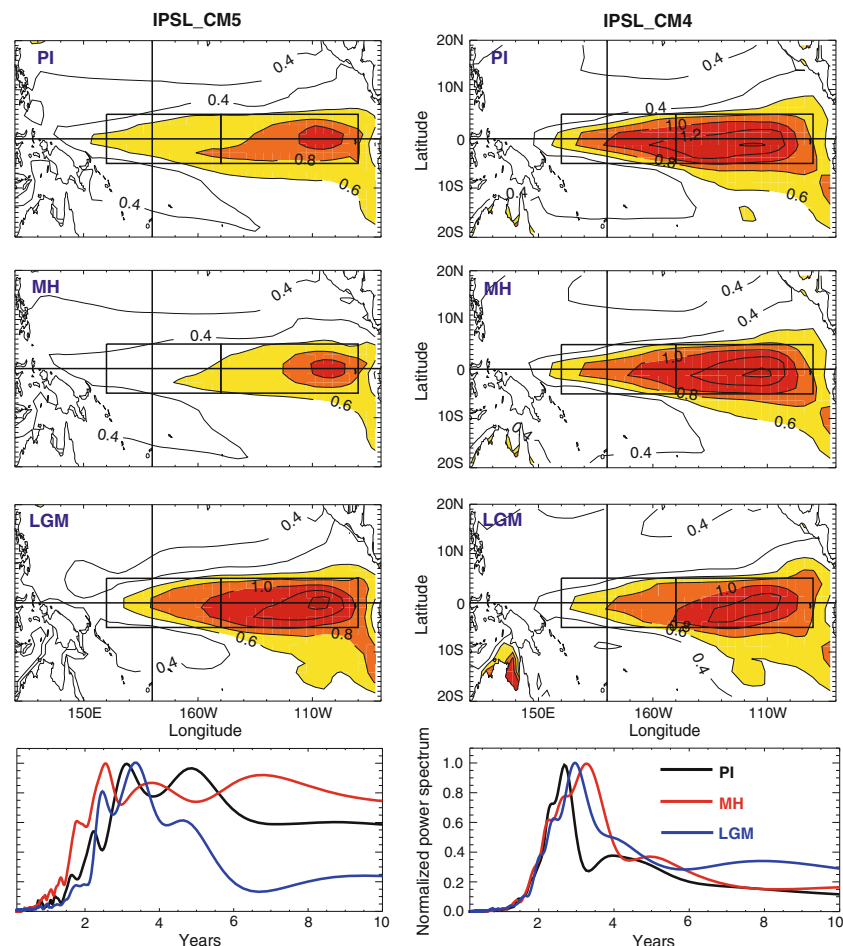
Niño 3 SST monthly anomalies spectra (Fig. 11, bottom panels) show ENSO with longer periods in the IPSL_CM5 PI run when compared to IPSL_CM4 (cf. also Dufresne et al. in revision, this special issue): IPSL_CM5 has a broad spectrum, with maximum values around 3–5 years,

whereas IPSL_CM4 exhibits a much narrower spectrum, with a single peak at 2.7 years. This makes IPSL_CM5 in better qualitative agreement with the observations showing a second spectral peak above 4 years. The MH and LGM frequency change when compared to PI control again differ between the two models. While IPSL_CM4 shows little change, IPSL_CM5 exhibits a somewhat higher ENSO frequency for the MH and a loss of the low frequency peak for the LGM. However previous studies have shown that it is difficult to assess changes in ENSO frequency from different climate models. They exhibit a wide range of behaviours, even for the mid-Holocene (Zheng et al. 2008).

6 Summary and perspectives

In this work, we have compared the responses of two versions of the IPSL atmosphere-ocean model to the Last

Fig. 11 ENSO characteristics in the IPSL_CM5 (*l.h.s*) and IPSL_CM4 (*r.h.s*) PI (*top row*), MH (*2nd row*) and LGM (*3rd row*) simulations. The first three rows show the standard deviation of the sea-surface temperatures in the tropical Pacific. The bottom row shows the power spectra of the SSTs averaged over the Niño 3 box



Glacial Maximum and the Mid-Holocene boundary conditions. Despite the minor number of changes in the model's core, the pre-industrial climates simulated by IPSL_CM4 and IPSL_CM5 are significantly different. Our first question was whether these differences would have an impact on the response of the models to paleoclimatic boundary conditions. The answer is yes. This is particularly obvious for the Mid-Holocene because there are no changes in boundary conditions between IPSL_CM4 and IPSL_CM5 (PMIP2 and PMIP3) for this period. IPSL_CM5 simulates a stronger amplification of the African and Asian monsoons because it simulates a more active monsoon in the PI simulation, because it simulates a stronger tropical Atlantic ocean SST dipole response, and also because continental phenology is interactively computed in this model, which to some extent allows the vegetation to feedback on the climate. The impact of a fully interactive vegetation remains to be seen but this is an encouraging start.

The comparison of the LGM responses for IPSL_CM5 and IPSL_CM4 is less straightforward because the LGM ice-sheet reconstructions are not the same in the phases 2 (i.e. in IPSL_CM4) and 3 (i.e. in IPSL_CM5) of the PMIP project. Our radiative forcing analysis partly allows to circumvent this problem, although additional sensitivity experiments using the PMIP2 forcing with the IPSL_CM5 model or the PMIP3 forcing with the IPSL_CM4 model would be necessary for a clear-cut comparison of the sensitivity of each model version to LGM boundary conditions. The LGM thermal response is stronger in IPSL_CM5 than in IPSL_CM4. According to our radiative forcing/feedback analyses, this can be largely assigned to the changes in boundary conditions from PMIP2 to PMIP3, and not to a change in climate sensitivity to glacial forcings, as this factor appears equal for both model versions. The climate sensitivity computed from these LGM simulations is smaller by 40 % than the one computed for a CO₂ doubling. This confirms previous findings by Hargreaves et al. (2007) and Yoshimori et al. (2009). Nonetheless, the radiative feedbacks differ between the model versions, which explains the differences in the regional patterns of cooling. In particular IPSL_CM5 simulates a stronger cooling over the ocean due to a stronger cloud radiative feedback. Interactive phenology also seems to have an impact in the LGM simulation, in particular over the Amazon region where the changes in LAI indicate a decrease of the forest cover which results in a weakening of the cooling over this region. Here too it would be very interesting to study the impact of a fully interactive dynamic vegetation, but this is left for a future study.

The brief study of the ENSO behaviour confirms the findings of Zheng et al. (2008): MH conditions leads to weaker ENSO, consistently in both model versions, while simulated LGM ENSO changes are not robust for the two versions of the models. As seen for future climate studies

(Dufresne et al., in revision, this special issue), IPSL_CM4 appears to simulate a much more stable ENSO (for different forcings or boundary conditions) than IPSL_CM5.

In Part 2 of this study, we investigate whether these differences in climate anomalies simulated by IPSL_CM5 and IPSL_CM4 for the Mid-Holocene and the Last Glacial Maximum climate can be distinguished when compared to palaeo-records. We also show that the new features of the IPSL_CM5 model, namely the interactive phenology and marine biogeochemistry, allow for model-data comparison approaches complementary to the traditional comparison with climate reconstructions.

Acknowledgements The work presented in this paper has largely benefited from the work of our colleagues of the IPSL Climate Modelling Centre. The research leading to these results was supported by CNRS, the INSU-LEFE French Program under the MissTerre project, the French programs ANR05-BLAN0275-01 "FORCLIM" and ANR-10-PDOC-005-01 "Ecogely". It also received support from the COMBINE EU project (EC IP, Grant Agreement number 226520). This work also benefited from the HPC resources of CCRT and IDRIS made available by GENCI (Grand Equipement National de Calcul Intensif), CEA (Commissariat à l'Energie Atomique et aux Energies Alternatives) and CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique). We also would like to thank the anonymous referees for their constructive and helpful remarks on this long manuscript.

References

- Alkama R, Kageyama M, Ramstein G, Marti O, Ribstein P, Swingedouw D (2007) Impact of a realistic river routing in coupled ocean-atmosphere simulations of the Last Glacial Maximum climate. *Clim Dyn* 30:855–869
- Aumont O, Bopp L (2006) Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies. *Global Biogeochem Cycles* 29:GB2017. doi:10.1029/2005GB002591
- Bartlein PJ, Harrison SP, Brewer S, Connor S, Davis BAS, Gajewski K, Guiot J, Harrison-Prentice TI, Henderson A, Peyron O, Prentice IC, Scholze M, Seppä H, Shuman B, Sugita S, Thompson RS, Viau AE, Williams J, Wu H (2011) Pollen-based continental climate reconstructions at 6 and 21 ka: a global synthesis. *Clim Dyn* 37:775–802
- Berger AL (1978) Long-term variations of daily insolation and quaternary climatic changes. *J Atmospheric Sci* 35:2362–2367
- Bigelow NH, Brubaker LB, Edwards ME, Harrison SP, Prentice IC, Anderson PM, Andreev AA, Bartlein PJ, Christensen TR, Cramer W, Kaplan OJ, Lozhkin AV, Matveyeva NV, Murray DF, McGuire AD, Razzhivin VY, Ritchie JC, Smith B, Walker DA, Gajewski K, Wolf V, Holmqvist BH, Igarashi Y, Kremenetskii K, Paus A, Pisarc MFJ, Volkova VS (2003) Climate change and Arctic ecosystems: 1. Vegetation changes north of 55°N between the Last Glacial Maximum, mid-Holocene, and present. *J Geophys Res* 108:8170
- Braconnot P, Harrison SP, Kageyama M, Bartlein PJ, Masson-Delmotte V, Abe-Ouchi A, Otto-Bliesner B, Zhao Y (2012) Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. *Nat Clim Change* 2:417–424
- Braconnot P, Joussaume S, Marti O, de Noblet N (1999) Synergistic feedbacks from ocean and vegetation on the African monsoon response to mid-Holocene insolation. *Geophys Res Lett* 26:2481–2484

- Braconnot P, Luan Y, Brewer S, Zheng W (2011) Impact of Earth's orbit and freshwater fluxes on holocene climate mean seasonal cycle and ENSO characteristics. *Clim Dyn* 36:1081–1092. doi: [10.1007/s00382-011-1029-x](https://doi.org/10.1007/s00382-011-1029-x)
- Braconnot P, Otto-Bliesner B, Harrison S, Joussaume S, Peterchmitt J-Y, Abe-Ouchi A, Crucifix M, Driesschaert E, Fichet T, Hewitt CD, Kageyama M, Kitoh A, Laine A, Loutre M-F, Marti O, Merkel U, Ramstein G, Valdes P, Weber SL, Yu Y, Zhao Y (2007a) Results of PMIP2 coupled simulations of the mid-Holocene and Last Glacial Maximum—part 1: experiments and large-scale features. *Clim Past* 3(2):261–277
- Braconnot P, Otto-Bliesner B, Harrison S, Joussaume S, Peterchmitt J-Y, Abe-Ouchi A, Crucifix M, Driesschaert E, Fichet T, Hewitt CD, Kageyama M, Kitoh A, Loutre M-F, Marti O, Merkel U, Ramstein G, Valdes P, Weber L, Yu Y, Zhao Y (2007b) Results of PMIP2 coupled simulations of the mid-Holocene and Last Glacial Maximum—part 2: feedbacks with emphasis on the location of the ITCZ and mid- and high latitudes heat budget. *Clim Past* 3(2):279–296
- Brown J, Collins M, Tudhope AW, Toniazio T (2008) Modelling mid-Holocene tropical climate and ENSO variability: towards constraining predictions of future change with palaeo-data. *Clim Dyn* 30:19–36
- Claussen M, Gayler V (1997) The greening of the Sahara during the mid-Holocene: results of an interactive atmosphere-biome model. *Global Ecol Biogeogr Lett* 6:369–377
- Clement AC, Seager R, Cane MA (2000) Suppression of El Niño during the mid-Holocene by changes in the Earth's orbit. *Paleoceanography* 15:731–737
- Collins M, An S-I, Cai W, Ganachaud A, Guilyardi E, Jin F-F, Martozke J, Lengaigne M, Power S, Timmermann A, Vecchi G, Wittenberg A (2010) The impact of global warming on the tropical pacific and El Niño. *Nat Geosci* 3:391–397
- Crucifix M (2006) Does the Last Glacial Maximum constrain climate sensitivity. *Geophys Res Lett* 33:L18701
- de Noblet-Ducoudré N, Claussen M, Prentice C (2000) Mid-Holocene greening of the Sahara: first results of the GAIM 6000 year BP experiment with two asynchronously coupled atmosphere/biome models. *Clim Dyn* 16:643–659
- Dufresne J-L, Foujols M-A, Denvil S, Caubel A, Marti O in revision, this special issue. Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth system model with an emphasis on changes between CMIP3 and CMIP5. *Clim Dyn*
- Fichet T, Morales-Maqueda AM (1997) Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *J Geophys Res* 102:12609–12646
- Fichet T, Morales-Maqueda AM (1999) Modelling the influence of snow accumulation and snow-ice formation on the seasonal cycle of the antarctic sea-ice cover. *Clim Dyn* 15:251–268
- Guilyardi E, Braconnot P, Jin F-F, Kim ST, Kolasinski M, Li T, Musat I (2009) Atmosphere feedbacks during ENSO in a coupled GCM with a modified atmospheric convection scheme. *J Clim* 22:5698–5718
- Hargreaves JC, Abe-Ouchi A, Annan JD (2007) Linking glacial and future climates through an ensemble of GCM simulations. *Clim Past* 3:77–87
- Hargreaves JC, Annan JD (2009) On the importance of paleoclimate modelling for improving predictions of future climate change. *Clim Past* 5:803–814
- Hewitt CD, Mitchell JFB (1997) Radiative forcing and response of a GCM to ice age boundary conditions: cloud feedback and climate sensitivity. *Clim Dyn* 13:821–834
- Hourdin F, Foujols M, Codron F, Guemas V, Dufresne J-L, Bony S, Denvil S, Guez L, Lott F, Gathas J, Braconnot P, Marti O, Meurdesoif Y, Bopp L (2012) Impact of the LMDZ atmospheric grid configuration on the climate and sensitivity of the IPSL-CM5A coupled model. *Clim Dyn*. doi:[10.1007/s00382-012-1411-3](https://doi.org/10.1007/s00382-012-1411-3)
- Hourdin F, Musat I, Bony S, Braconnot P, Codron F, Dufresne J-L, Fairhead L, Filiberti M-A, Friedlingstein P, Grandpeix J-Y, Krinner G, LeVan P, Li Z-X, Lott F (2006) The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Clim Dyn* 27:787–813
- Joussaume S, Taylor K (1995) Status of the paleoclimate modeling intercomparison project (PMIP). In: Proceedings of the first international AMIP scientific conference (Monterrey, California, USA, 15–19 May 1995). WRC-92, pp 425–430
- Kageyama M, Laine A, Abe-Ouchi A, Braconnot P, Cortijo E, Crucifix M, de Vernal A, Guiot J, Hewitt CD, Kitoh A, Kucera M, Marti O, Ohgaito R, Otto-Bliesner B, Peltier WR, Vettoretti G, Weber SL, MARGO project members (2006) Last Glacial Maximum temperatures over the North Atlantic, Europe and western Siberia: a comparison between PMIP models, MARGO sea-surface temperatures and pollen-based reconstructions. *Quat Sci Rev* 25:2082–2102
- Kageyama M, Mignot J, Swingedouw D, Marzin C, Alkama R, Marti O (2009) Glacial climate sensitivity to different states of the Atlantic meridional overturning circulation: results from the IPSL model. *Clim Past* 5:551–570
- Kohfeld KE, Harrison SP (2000) How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global environmental data sets. *Quat Sci Rev* 19:321–346
- Krinner G, Viovy N, de Noblet-Ducoudré N, Ogée J, Polcher J, Friedlingstein P, Ciais P, Sitch S, Prentice I C (2005) A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochem Cycles* 19:GB1015. doi: [10.1029/2003GB002199](https://doi.org/10.1029/2003GB002199)
- Laine A, Kageyama M, Braconnot P, Alkama R (2009a) Impact of greenhouse gas concentration changes on surface energetics in IPSL-CM4: regional warming patterns, land-sea warming ratios, and glacial-interglacial differences. *J Clim* 22:4621–4635
- Laine A, Kageyama M, Salas-Méla D, Voldoire A, Rivière G, Ramstein G, Planton S, Tyteca S, Peterschmitt J-Y (2009b) Northern hemisphere storm tracks during the Last Glacial Maximum in the PMIP2 ocean-atmosphere coupled models: energetic study, seasonal cycle, precipitation. *Clim Dyn* 32:593–614
- Lengaigne M, Madec G, Bopp L, Menkes C, Aumont O, Cadule P (2009) Bio-physical feedbacks in the Arctic Ocean using an Earth system model. *Geophys Res Lett* 36:L21602
- Loveland T, Reed B, Brown J, Ohlen D, Zhu Z, Yang L, Merchant J (2000) Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data. *Int J Remote Sens* 21:1303–1330
- Madec G, Delecluse P, Imbard M, Lévy C (1997) OPA version 8.1 Ocean general circulation model reference manual, 3. Tech. rep., LODYC, 91 pp
- MARGO project members: (2009) Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum. *Nat Geosci* 2:127–132
- Marti O, Braconnot P, Dufresne J-L, Bellier J, Benshila R, Bony S, Brockmann P, Cadule P, Caubel A, Codron F, de Noblet N, Denvil S, Fairhead L, Fichet T, Foujols M-A, Friedlingstein P, Goosse H, Grandpeix J-Y, Guilyardi E, Hourdin F, Idelkadi A, Kageyama M, Krinner G, Lévy C, Madec G, Mignot J, Musat I, Swingedouw D, Talandier C (2010) Key features of the IPSL ocean atmosphere model and its sensitivity to atmospheric resolution. *Clim Dyn* 34:1–26
- Masson-Delmotte V, Braconnot P, Hoffmann G, Jouzel J, Kageyama M, Landais A, Lejeune Q, Risi C, Sime L, Sjolte J, Swingedouw D, Vinther B (2011) Sensitivity of interglacial greenland

- temperature and $\delta^{18}\text{O}$: ice core data, orbital and increased CO_2 climate simulations. *Clim Past* 7:1041–1059
- Masson-Delmotte V, Kageyama M, Braconnot P, Charbit S, Krinner G, Ritz C, Guilyardi E, Jouzel J, Abe-Ouchi A, Crucifix M, Gladstone RM, Hewitt CD, Kitoh A, LeGrande AN, Marti O, Merkel U, Motoi T, Ohgaito R, Otto-Bliesner B, Peltier WR, Ross I, Valdes PJ, Vettoretti G, Weber SL, Wolk F, Yu Y (2006) Past and future polar amplification of climate change: climate model intercomparisons and ice-core constraints. *Clim Dyn* 26:513–529. doi:[10.1007/s00382-005-0081-9](https://doi.org/10.1007/s00382-005-0081-9)
- Moy C, Seltzer GO, Rodbell DT, Anderson DM (2002) Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene Epoch. *Nature* 420:162–165
- Ngo-Duc T, Laval K, Polcher J, Lombard A, Cazenave A (2005) Effects of land water storage on global mean sea level over the past half century. *Geophys Res Lett* 32:L09704
- Ngo-Duc T, Laval K, Ramillien G, Polcher J, Cazenave A (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 Resour Res* 43:W04427
- Otto J, Raddatz T, Claussen M (2009) Climate variability-induced uncertainty in mid-Holocene atmosphere-ocean-vegetation feedbacks. *Geophys Res Lett*. doi:[10.1029/2009GL041457](https://doi.org/10.1029/2009GL041457)
- Otto-Bliesner BL, Joussaume S, Braconnot P, Harrison SP, Abe-Ouchi A (2009a) Modeling and data syntheses of past climates. *Eos* 90:93
- Otto-Bliesner BL, Schneider R, Brady EC, Kucera M, Abe-Ouchi A, Bard E, Braconnot P, Crucifix M, Hewitt CD, Kageyama M, Marti O, Paul A, Rosell-Mele A, Waelbroeck C, Weber SL, Weinelt M, Yu Y (2009b) A comparison of PMIP2 model simulations and the MARGO proxy reconstruction for tropical sea surface temperatures at Last Glacial Maximum. *Clim Dyn* 32(6):799–815
- Pausata FSR, Li C, Wettstein JJ, Kageyama M, Nisancioglu KH (2011) The key role of topography in altering North Atlantic atmospheric circulation during the last glacial period. *Clim Past* 7:1089–1101
- Peltier WR (2004) Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: The ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Ann Rev Earth Planet Sci* 32:111–149. doi:[10.1146/annurev.earth.32.082503.144359](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.082503.144359)
- Prentice IC, Webb T III (1998) BIOME 6000: reconstructing global mid-Holocene vegetation patterns from palaeoecological records. *J Biogeogr* 25:997–1005
- Rivière G, Laine A, Lapeyre G, Salas-Méla D, Kageyama M (2010) Links between Rossby wave breaking and the North Atlantic Oscillation–Arctic Oscillation in present-day and Last Glacial Maximum climate simulations. *J Clim* 25:2987–3008
- Schmittner A, Urban NM, Shakun JD, Mahowald NM, Clark PU, Bartlein PJ, Mix AC, Rosell-Melé A (2011) Climate sensitivity estimated from temperature reconstructions of the Last Glacial Maximum. *Science* 334:1385
- Schneider von Deimling T, Held H, Ganopolski A, Rahmstorf S (2006) Climate sensitivity estimated from ensemble simulations of glacial climate. *Clim Dyn* 27:149–163
- Séférian R, Bopp L, Gehlen M, Orr J, Ethé C, Cadule P, Aumont O, Salas-y Méla D, Voldoire A, Madec G (2012) Skill assessment of three earth system models with common marine biogeochemistry. *Clim Dyn*. doi:[10.1007/s00382-012-1362-8](https://doi.org/10.1007/s00382-012-1362-8)
- Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Aveerly KB, Tignor M, Miller HL (2007) Intergovernmental panel on climate change: 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 University Press, Cambridge
- Taylor KE, Crucifix M, Braconnot P, Hewitt CD, Doutriaux C, Broccoli AJ, Mitchell JFB, Webb MJ (2007) Estimating shortwave radiative forcing and response in climate models. *J Clim* 20:2530–2543
- Taylor KE, Stouffer RJ, Meehl GA (2012) An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull Am Meteorol Soc*. doi:[10.1175/BAMS-D-11-00094.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1)
- Texier D, De Noblet N, Harrison SP, Haxeltine A, Jolly D, Joussaume S, Laarif F, Prentice IC, Tarasov P (1997) Quantifying the role of biosphere-atmosphere feedbacks in climate change: coupled model simulations for 6000 years BP and comparison with paleodata for northern Eurasia and northern Africa. *Clim Dyn* 13:865–882
- Tudhope AW, Chilcott CP, McCulloch MT, Cook ER, Chappell J, Ellam RM, Lea DW, Lough JM, Shimmield GB (2001) Variability in the El Niño–Southern Oscillation through a Glacial-Interglacial Cycle. *Science* 291:1511–1517
- Valcke S (2006) OASIS3 user guide (prism_2-5). PRISM report no 2. Tech. Rep. TR/CMGC/06/73, CERFACS, Toulouse, France, 60
- Wohlfahrt J, Harrison SP, Braconnot P (2004) Synergistic feedbacks between ocean and vegetation on mid- and high-latitude climates during the mid-Holocene. *Clim Dyn* 22:223–238. doi:[10.1007/s00382-003-0379-4](https://doi.org/10.1007/s00382-003-0379-4)
- Wohlfahrt J, Harrison SP, Braconnot P, Hewitt CD, Kitoh A, Mikolajewicz U, Otto-Bliesner BL, Weber SL (2008) Evaluation of coupled ocean-atmosphere simulations of the mid-Holocene using palaeovegetation data from the northern hemisphere extratropics. *Clim Dyn* 31:871–890
- Willez M-N, Kageyama M, Krinner G, de Noblet-Ducoudré N, Viovy N, Mancip M (2011) Impact of CO_2 and climate on the Last Glacial Maximum vegetation: results from the ORCHIDEE/IPSL models. *Clim Past* 7:557–577
- Yoshimori M, Yokohata T, Abe-Ouchi A (2009) A comparison of climate feedback strength between CO_2 doubling and LGM experiments. *J Clim* 22:3374–3395
- Zhang Q, Sundqvist HS, Moberg A, Körnich H, Nilsson J, Holmgren K (2010) Climate change between the mid and late holocene in northern high latitudes—part 2: model-data comparisons. *Clim Past* 6:609–626
- Zheng W, Braconnot P, Guilyardi E, Merkel U, Yu Y (2008) ENSO at 6ka and 21ka from ocean-atmosphere coupled model simulations. *Clim Dyn* 30:745–762

D. 2 Kageyama et al. 2012b

Clim Dyn
DOI 10.1007/s00382-012-1499-5

Mid-Holocene and last glacial maximum climate simulations with the IPSL model: part II: model-data comparisons

Masa Kageyama · Pascale Braconnot · Laurent Bopp · Véronique Mariotti · Tilla Roy · Marie-Noëlle Woillez · Arnaud Caubel · Marie-Alice Foujols · Eric Guilyardi · Myriam Khodri · James Lloyd · Fabien Lombard · Olivier Marti

Received: 19 June 2012 / Accepted: 16 August 2012
© Springer-Verlag 2012

Abstract The climates of the mid-Holocene (MH, 6,000 years ago) and the Last Glacial Maximum (LGM, 21,000 years ago) have been extensively documented and as such, have become targets for the evaluation of climate models for climate contexts very different from the present. In Part 1 of the present work, we have studied the MH and LGM simulations performed with the last two versions of the IPSL model: IPSL_CM4, run for the PMIP2/CMIP3 (Coupled Model Intercomparison Project) projects and IPSL_CM5A, run for the most recent PMIP3/CMIP5 projects. We have shown that not only are these models

different in their simulations of the PI climate, but also in their simulations of the climatic anomalies for the MH and LGM. In the Part 2 of this paper, we first examine whether palaeo-data can help discriminate between the model performances. This is indeed the case for the African monsoon for the MH or for North America south of the Laurentide ice sheet, the South Atlantic or the southern Indian ocean for the LGM. For the LGM, off-line vegetation modelling appears to offer good opportunities to distinguish climate model results because glacial vegetation proves to be very sensitive to even small differences in LGM climate. For other cases such as the LGM North Atlantic or the LGM equatorial Pacific, the large uncertainty on the SST reconstructions, prevents model discrimination. We have examined the use of other proxy-data for model evaluation, which has become possible with the inclusion of the biogeochemistry model PISCES in the IPSL_CM5A model. We show a broad agreement of the LGM–PI export production changes with reconstructions. These changes are related to the mixed layer depth in most regions and to sea-ice variations in the high latitudes. We have also modelled foraminifer abundances with the FORAMCLIM model and shown that the changes in foraminifer abundance in the equatorial Pacific are mainly forced by changes in SSTs, hence confirming the SST-foraminifer abundance relationship. Yet, this is not the case in all regions in the North Atlantic, where food availability can have a strong impact of foraminifer abundances. Further work will be needed to exhaustively examine the role of factors other than climate in piloting changes in palaeo-indicators.

Keywords IPSL climate model · Mid-Holocene · Last glacial maximum · PMIP/CMIP · Vegetation model · Ocean biogeochemical model · Foraminifer abundance model · Model-data comparison

This paper is a contribution to the special issue on the IPSL and CNRM global climate and Earth System Models, both developed in France and contributing to the 5th Coupled Model Intercomparison Project.

M. Kageyama (✉) · P. Braconnot · L. Bopp · V. Mariotti · M.-N. Woillez · A. Caubel · O. Marti
LSCE/IPSL, UMR CEA-CNRS-UVSQ 8212, CE Saclay,
L'Orme des Merisiers, Bâtiment 701, 91191 Gif-sur-Yvette
Cedex, France
e-mail: masa.kageyama@lsce.ipsl.fr

T. Roy · E. Guilyardi · M. Khodri · J. Lloyd
LOCEAN/IPSL, Boîte 100-4, place Jussieu,
75252 PARIS Cedex 05, France

M.-A. Foujols
Institut Pierre-Simon Laplace, Case 101, UPMC,
4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 5, France

E. Guilyardi
National Centre for Atmospheric Science (NCAS),
University of Reading, Reading, UK

F. Lombard
Université Pierre et Marie Curie (Paris 6),
Observatoire Océanographique de Villefranche,
BP 28, 06234 Villefranche-sur-Mer, France

Published online: 18 October 2012

 Springer

1 Introduction

The Last Glacial Maximum and the mid-Holocene are now considered as benchmarking periods to evaluate the capability of the climate models that are used for future climate prediction to represent a different climates (Braconnot et al. 2012). These past climates have been a target of the Paleoclimate modelling experiment (PMIP, Joussaume and Taylor 1995) for the last 20 years. In the mean time, climate models have evolved from representing only the atmosphere to representing the coupled ocean-atmosphere system, and now, “Earth system” models are used that include the carbon cycle. The systematic comparison of model versions with data syntheses over land and ocean makes it possible to identify the impact of model improvements on the results and provides guidance to analyse the role of different feedbacks, such as the one arising from vegetation, or from the interaction between climate and carbon cycle. In Part 1 of the present study (Kageyama et al. 2012), for both the Mid-Holocene (MH) and Last Glacial Maximum (LGM), we have compared the results of the two IPSL models developed for the last phases of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP3 and CMIP5). We found substantial differences between the model results, which are related to differences between the model themselves, or, in the LGM case, to differences in the specified ice-sheet reconstructions. In Part 2 of this study, we turn to existing palaeo-records to evaluate the performances of the two versions of the IPSL climate model examined in Part 1: are those model simulations for the MH and LGM periods distinguishable when compared to climatic reconstructions?

Past attempts at simulating the LGM climate have shown that some of the targets provided by marine, ice-core or continental data are difficult to match for state-of-the-art climate models (e.g. Masson-Delmotte et al. 2006; Kageyama et al. 2006; Braconnot et al. 2007a, 2012), in the sense that they generally simulate an LGM climatic change of the right sign relative to the pre-industrial (PI) but too small compared to the reconstructions. However, over the years, with progress on both the modelling and the climatic reconstruction techniques, this mismatch is reducing, as reviewed by Ramstein et al. (2007) for Europe, for instance. In this case, the reduction of the bias has mostly been achieved thanks to a re-evaluation of the pollen-data based reconstructions, in particular by taking the impact of the CO₂ lowering on vegetation into account (Wu et al. 2007).

For the MH, the enhanced monsoon in Africa and Asia, and the northward shift of the northern limit of the forest over Eurasia, have received a lot of attention. Results show that models produce an enhancement of the monsoon flow and monsoon precipitation in Africa, but tend to

underestimate the northward penetration and the intensity of precipitation (Joussaume et al. 1999; Braconnot et al. 2007a). It is still a challenge to reproduce these changes. In Eurasia, it was shown that the coupled ocean-atmosphere models performed better than their atmosphere-only counterparts, but that models produce too much mid-continental aridity compared to data (Wohlfahrt et al. 2008). Several analyses have related part of the differences between model results to model-model differences or model biases resulting either from surface albedo (Bonfils et al. 2001), to shifts in the location of the ITCZ in the pre-industrial simulation (Joussaume et al. 1999), or to large scale sea-surface temperature (SST) patterns in the control simulation (Ohgaito and Abe-Ouchi 2009). There is still a need to better understand the vegetation feedback and to identify its impact on the simulated climate (Braconnot et al. 2007b; Wang et al. 2008).

A first approach to compare climate model results and palaeodata is to rely on palaeoclimate reconstructions. These are computed from measured variations in palaeoclimate indicators using statistical techniques based on relationships established between the present climate and a present distribution of the given climate indicator (cf. Kohfeld and Harrison 2000, and references therein). More recently, inverse modelling has been used to circumvent situations for which there was no present-day analogue or for which parameters other than climate were playing a role: for example, Wu et al. (2007) set up such an inverse modelling approach using the vegetation model BIOME4 to take the low LGM CO₂ level into account in their reconstruction of the LGM climate from pollen data. Inverse modelling has the advantage of providing consistent reconstructions, from the point of view of the model used, at least, of several climate variables at the same time, but the higher the number of reconstructed variables, the more computationally expensive it is. This might be one of the reasons why such methods have not been widely used to reconstruct palaeoclimate from geological records. In any case, many palaeoclimate reconstructions logically rely on the assumption that climate is, indeed, the main driver for environmental changes measured in paleo-records. This has sometimes proved to be too strong an assumption (e.g. Harrison and Prentice (2003) and Wu et al. (2007) for LGM vegetation). In fact many palaeoclimate indicators are biological organisms that also respond to changes in multiple environmental factors, such as the atmospheric CO₂ levels for the vegetation (Jolly and Haxeltine 1997; Cowling 1999), or foraminifera to food availability (Fairbanks et al. 1982; Ortiz et al. 1995).

A complementary approach for model-data comparison is then to model these palaeo-indicators themselves from the climate model output (cf. Kohfeld and Harrison 2000, for a review on model-data comparison techniques).

Mid-Holocene and last glacial maximum climate

In addition to the pure model-data comparison aspect, this approach allows to distinguish between the impact of different forcing factors and therefore to better understand their individual and combined impacts on the palaeo-indicators. Such an approach has already been performed for vegetation (e.g. Wohlfahrt et al. (2008) for the MH, Harrison and Prentice (2003) and Woillez et al. (2011) for the LGM) and has confirmed the role of both climate differences and low atmospheric CO₂ level in the LGM case. Forward modelling has also been applied to a variety of marine indicators, such as carbon isotopes (e.g., for the IPSL model Tagliabue et al. 2009) or, more recently, ϵ_{Nd} (Arsouze et al. 2008). There have been only a few studies on modelling purely biological indicators such as foraminifer assemblages (Fraile et al. 2008; Fraile and Schulz 2009; Lombard et al. 2011).

In this study, we first follow the first approach (Fig. 1, top), by comparing anomalies in climatic variables computed by the models to the global climatic reconstruction data sets compiled by Bartlein et al. (2011) for the MH and LGM continents and by MARGO project members (2009) for the LGM SSTs. We then use forward modelling of paleoproxies to help model-data comparisons for the LGM (Fig. 1, bottom). We simulate vegetation for comparison to pollen and plant macrofossil records (BIOME6000, Prentice et al. 2011), and marine biological production and foraminifera biogeography for comparison to the available marine records for export production (Kohfeld et al. 2005; Kohfeld and Chase 2011) and foraminifer assemblages (Kucera et al. 2005b). The first and third records are those which are used to reconstruct the continental climate and SSTs which we have compared our model results with for the first approach, while the second data set cannot be used in pure climate model-data comparisons.

We use the dynamical global vegetation model ORCHIDEE run offline and a biomization method to further compare our model results for the LGM to continental records for both IPSL_CM4 and IPSL_CM5. For marine proxies, we want to capitalize on recent efforts to develop a more mechanistic understanding of the response of “climate recording” organisms to changes in multiple parameters characterizing their environment. These efforts have resulted in IPSL_CM5 now including the biogeochemical model PISCES on-line. This yields new opportunities for model-data comparisons: we first compare the simulated and reconstructed marine biological export productions, since a data set exists for this variable (Kohfeld et al. 2005; Kohfeld and Chase 2011). These reconstructions could not be used for the evaluation of IPSL_CM4 since PISCES was not included in this model version. We then use the PISCES and IPSL_CM5 ocean model output to run FORAMCLIM (Lombard et al. 2011) off-line and compute the three-dimensional distributions of foraminiferan

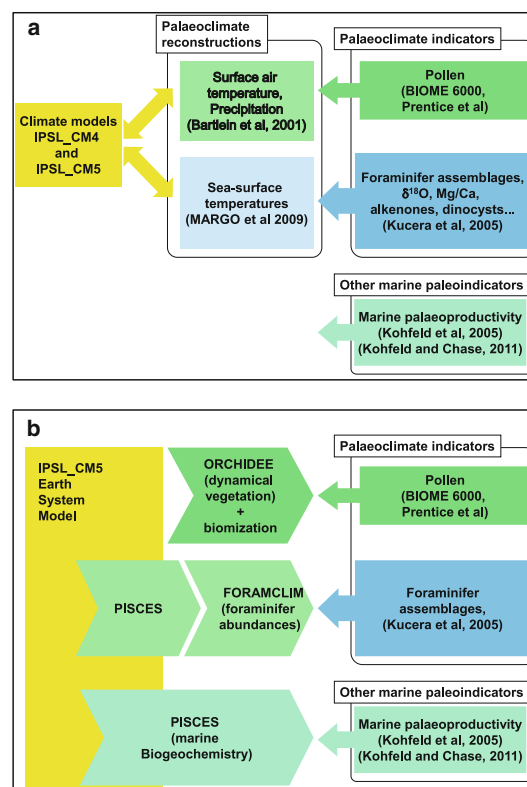


Fig. 1 Schematics describing the methods used the model-data comparisons in this study

abundances. This allows the comparison of our simulations to a presently underutilized observational dataset (Kucera et al. 2005a, assembling foraminiferal abundances for the LGM). In addition, we use the FORAMCLIM model to disentangle the physical, chemical and biological processes that may be responsible for changes in foraminifer assemblages preserved in the ocean sedimentary record. The two steps are related because marine productivity is one of the factors which could have an impact on foraminifer abundances.

After presenting the models and data used in the present study (Sect. 2), our first step is to perform a comparison of our climate model results to available palaeoclimatic reconstructions for the MH and LGM (Sect. 3). We then turn, for the case of the LGM, to modelling palaeoclimatic indicators (both marine and terrestrial) in order to compare our model results to data in terms of these indicators rather than of climate reconstructions. For terrestrial data, we use the ORCHIDEE model in its version including dynamic vegetation along with a biomization method and compare those results to available biome datasets (Sect. 4.1). For the

model evaluation of IPSL_CM5 using marine biological data, first we analyse the export production simulated using the PISCES biogeochemistry model, and, second, we analyse the foraminifer assemblages simulated using FORAMCLIM (Sect. 4.2). Processes at work in key regions—the North Atlantic, the North Pacific, the Equatorial Pacific—are then discussed in Sect. 5 in the light of the climatic and paleoindicator comparisons presented in Sects. 3 and 4.2. A synthesis and perspectives are provided in Sect. 6.

2 Material and methods

2.1 Datasets used for comparisons

2.1.1 Climatic reconstructions

The LGM and MH climates have been extensively studied, from multiple climate archives. Even if the LGM and MH are well documented, there are few databases compiling the climatic reconstructions for these periods at the continental or global scales that are needed to evaluate the large scale circulation produced by climate models. Here we have chosen to compare our results to the recently compiled database of pollen-based climate reconstructions of Bartlein et al. (2011) for the MH and the LGM, and to the MARGO (Multiproxy Approach for the Reconstruction of the Glacial Ocean surface) database of LGM sea surface temperatures (MARGO project members 2009). The chosen variables are presented on Fig. 2. These syntheses also provides uncertainties on the reconstructed variable, which is essential for model-data comparison (Hargreaves et al. 2011).

These data sets have been built following different approaches. Bartlein et al. (2011) have compiled available reconstructions based on pollen assemblages and plant macro-fossils and have gridded this data on a $2^\circ \times 2^\circ$ grid. The compiled reconstructions were themselves generally organised in data sets at the continental scale. Each paleo-climatic reconstruction data set used its own calibration method and calibration data. Bartlein et al. (2011) also point to a possible contamination of the LGM data set by the adjacent Heinrich events 1 and 2. This database is therefore a first attempt to build a global scale data set of pollen-based reconstructions. At the continental scale, many features are consistent for the different reconstructions and the availability of several data sets allows to better quantify the uncertainty related to the reconstructions.

The MARGO project members (2009) followed a different approach. First, for each palaeo-SST indicator, a calibration was established using the same reference data set. This yielded separate LGM SST reconstructions for each proxy, as described in the MARGO Quaternary

Science Review special issue (Kucera et al. (2005a), cf. <http://margo.pangaea.de/>). Then, from these data sets, a gridded data set was built at a $5^\circ \times 5^\circ$ resolution, as described in MARGO project members (2009). This approach has made it possible to obtain a best estimate for LGM SSTs as well as an estimate of the associated uncertainty. This uncertainty takes into account the uncertainties for each record (on the quality of the data, on the chronological constraints, on the calibration of the proxy-SST relationship) as well as an uncertainty given by the availability, for a given grid-box, of reconstructions based on different indicators. The latter uncertainty is usually the largest, which paradoxically makes larger the uncertainty for the most documented regions (such as the North Atlantic).

2.1.2 Biome reconstructions

In Sect. 4.1 we present the LGM vegetation simulated by the ORCHIDEE dynamical vegetation model forced off-line by the LGM climate of IPSL_CM4 and IPSL_CM5. We have chosen to compare the vegetation simulated by the ORCHIDEE vegetation model for the LGM to reconstructions from the BIOME6000 database (Prentice et al. 2000, 2011). The BIOME6000 project (Prentice et al. 2000) provides a compilation of available palaeoecological data (pollen and macrofossils) for the MH and the LGM, which have been assigned to biome types following the method developed by Prentice et al. (1996).

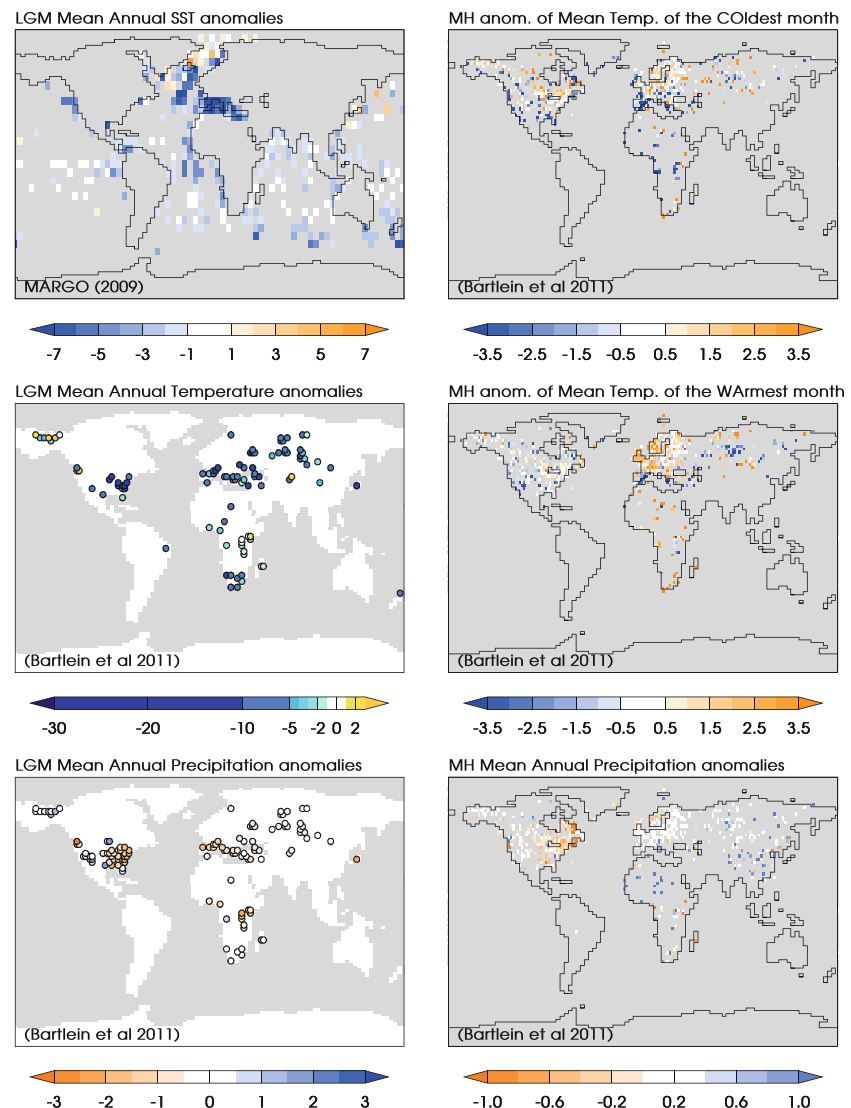
This method is a standardized approach based on plant functional types (PFTs). First, each taxon present in a record is assigned to a PFT and then an algorithm is applied to classify the PFT assemblages into 17 different biomes. The method, first implemented and tested for Europe for potential present-day vegetation (Prentice et al. 1996), has been used worldwide for the MH and the LGM data. For each site, the biomization procedure was first applied to modern samples and the modern biomes were successfully reconstructed (Prentice et al. 2000). The LGM data have been recently updated (Prentice et al. 2011), with a number of different biomes reduced to 12 to facilitate the comparison with vegetation models outputs. Despite the small number of available records (about 240 points) these data provide a useful benchmark to evaluate the performances of ORCHIDEE in simulating the glacial vegetation when forced off-line by climatic outputs from the IPSL model.

2.1.3 Marine productivity/export data

We used the global ocean data set of LGM export production (EXP) indices from Kohfeld et al. (2005) (268 points) that we complemented with data from Kohfeld and Chase (2011) (38 points) for the North Pacific. These

Mid-Holocene and last glacial maximum climate

Fig. 2 Palaeoclimatic reconstructions used in the present study for the Last Glacial Maximum (LGM, l.h.s) and the Mid-Holocene (MH, r.h.s). LGM column: (*top*) mean annual SST anomalies ($^{\circ}\text{C}$); (*middle*) mean annual surface air temperature anomalies ($^{\circ}\text{C}$); (*bottom*) mean annual precipitation anomalies (mm/day). MH column: (*top*) anomalies of the mean temperature of the coldest month ($^{\circ}\text{C}$); (*middle*) anomalies of the mean temperature of the warmest month ($^{\circ}\text{C}$); (*bottom*) mean annual precipitation anomalies (mm/day). All continental reconstructions from Bartlein et al. (2011) except for the LGM SST anomalies, from MARGO project members (2009). The displayed continent/ocean boundary are drawn from the 50 % IPSL_CM5 ocean fraction, for the LGM (l.h.s) and MH (identical to PI) (r.h.s)



indices derived from sediment cores were compared to the simulated export of organic matter at 100-m depth.

To assess changes in EXP, Kohfeld et al. (2005), as well as Kohfeld and Chase (2011), compiled several types of paleoproductivity proxies. They used direct sediment fluxes of biogenic components (organic carbon, biogenic opal, carbonate, biomarkers) as well as more indirect proxies such as radiogenic isotopes, biogenic barium, authigenic uranium, and benthic foraminiferal abundances.

Each of these proxies carries its own limits that can complicate its interpretation as an indicator of export production (see Kohfeld et al. 2005, for details). To

overcome such limitations, Kohfeld et al. (2005) chose to combine information from multiple proxies to minimize the assumptions and uncertainties associated to any of the proxies. Their assessment of changes thus remains qualitative, i.e. only assessing if EXP remained the same, increased or decreased at the LGM compared to late Holocene. A more quantitative assessment is still hampered by the large uncertainties in the different proxies, but also by the age control of each individual site.

Overall, some clear regional signals emerge from the data compilation as detailed in Kohfeld et al. (2005) and Kohfeld and Chase (2011) and discussed below in Sect. 4.2.1.

2.1.4 Foraminifer assemblages

The observed relative abundances of foraminifera in sediment cores are compiled from the MARGO database (Kucera et al. 2005b). Although the key focus of the MARGO database is the reconstruction of sea surface temperatures during the LGM (cf. Sect. 2.1.1), the relative abundances of planktonic foraminifera are also available, as they are one of the indicators used to reconstruct glacial SSTs. We compiled all the available relative abundances available in the MARGO database and recalculated the relative abundances based on the eight species used in this study (see Sect. 2.2.3). Note that although the relative abundances of all eight species are calculated, for the specific purposes of this study, we focus only on two species in the North Atlantic (*G. bulloides* and *N. pachyderma*) and *G. bulloides* in the Equatorial Pacific. The assemblages from the core tops are compared to the simulated preindustrial abundances and the assemblages in the 19–23 cal kyr BP interval to the simulated LGM abundances. Only LGM relative abundances are available in the MARGO compilations, so we restrict our model-data comparison of foraminifera to the LGM and preindustrial time slices.

2.2 Models

The IPSL_CM4 and IPSL_CM5 models are presented in Part 1 of this work. They are based on the atmospheric model LMDZ which calls the land-surface model ORCHIDEE, on the ocean model OPA8/NEMO which includes the sea-ice model LIM2, these components being coupled via OASIS. In IPSL_CM5, the ocean model includes the biogeochemistry model PISCES. Here, we make use of the PISCES output to compare it directly to paleo-records, but also to feed FORAMCLIM (Lombard et al. 2011) which computes foraminifer abundances. We also use ORCHIDEE, the same land-surface model used in IPSL_CM4 and IPSL_CM5, but in an off-line version which includes a representation of vegetation dynamics. This makes additional model-data comparisons possible, as summarised on Fig. 1.

2.2.1 The ORCHIDEE dynamical vegetation global model and the biomization method to compare to BIOME6000 data

The ORCHIDEE model (Krinner et al. 2005) is designed to be the land surface model of the IPSL model, as mentioned in Part 1 of this study. ORCHIDEE is also a dynamical vegetation model, which can simulate the distribution of 10 different natural PFTs, which can coexist on the same grid-cell, as the result of climatic forcings and competitiveness between these different PFTs. Currently the vegetation

dynamics cannot be used coupled to the IPSL_CM4 or IPSL_CM5 models. We therefore performed two simulations of the glacial vegetation with ORCHIDEE in off-line mode: VLGM_CM4 and VLGM_CM5, for which ORCHIDEE is forced by the high-frequency outputs (timestep = 6h) of the LGM climates simulated by IPSL_CM4 and IPSL_CM5 respectively.

For an easier comparison of the LGM vegetation simulated by ORCHIDEE with the vegetation reconstructions based on pollen data (Prentice et al. 2011) we have applied a biomization method, adapted from the same study. The method is described in Fig. 3 and allows us to convert the PFT fractions simulated by ORCHIDEE to the 12 different biomes present in the Prentice et al. (2011) reconstruction compilation. For instance, the biome “temperate forest” is defined for each grid-cell where the mean annual degree-day above 5 °C (GDD₅) is above 350 K day, the mean foliage projective cover above 0.5, the mean height of vegetation above 10 m and where the temperate needleleaf evergreen and the temperate broadleaf summergreen trees are the dominant PFT types. Hence, contrary to the ORCHIDEE output, only one biome is assigned to each grid cell.

2.2.2 The PISCES model for marine biogeochemistry

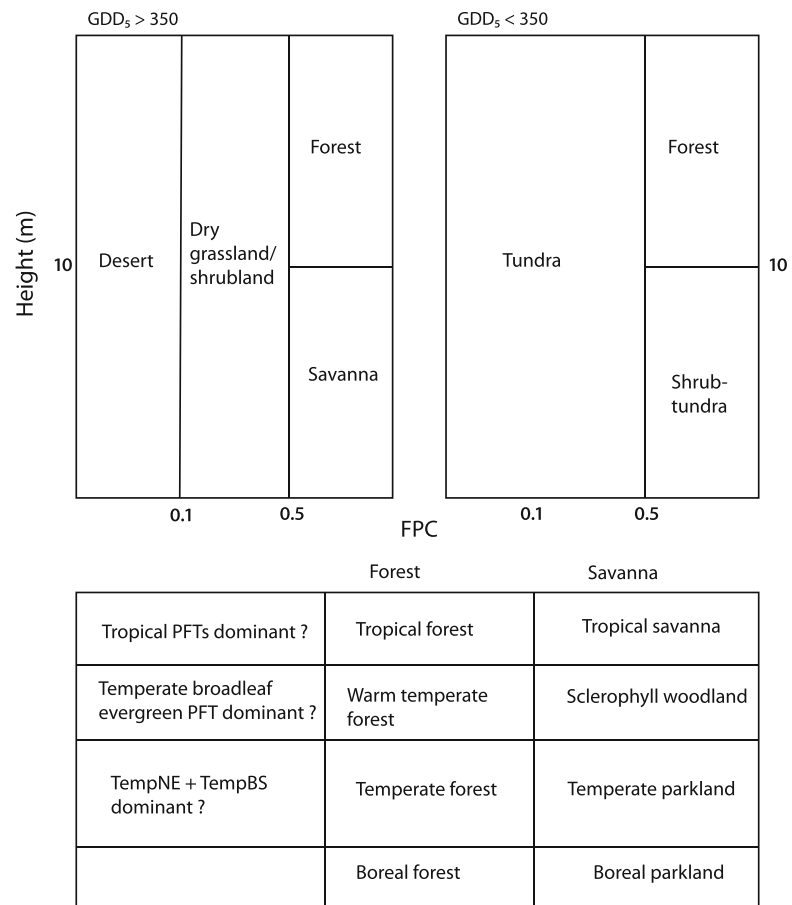
We use the Pelagic Interactions Scheme for Carbon and Ecosystem Studies (PISCES) ocean biogeochemistry model (Aumont and Bopp 2006). PISCES simulates the marine biological productivity and describes the biogeochemical cycles of carbon and of the main nutrients (P, N, Si, Fe). The marine ecosystem is represented by 2 phytoplankton (nanophytoplankton and diatoms) and 2 zooplankton (micro- and mesozooplankton) functional groups.

Phytoplankton growth depends on external concentrations of nutrients (phosphate, nitrate, ammonium, silicic acid and iron) and light availability. PISCES also includes an explicit representation of semi-labile dissolved organic matter as well as two organic detrital pools (small and large sinking particles), which differ in their sinking speeds (i.e., 3 and 50–200 m/day, respectively). Export production of organic matter (EXP) is thus computed at each vertical level from the concentrations and sinking speeds of both types of particles.

The boundary conditions account for nutrient supply from three different sources: atmospheric dust deposition for P, Si and Fe (Mahowald et al. 2006), river input for carbon and all nutrients (Ludwig et al. 1996), and sediment mobilization for sedimentary iron [as described in Aumont and Bopp (2006)]. For the PI and MH simulations, we use the same boundary conditions, representative of modern conditions. For the LGM simulation, we have adjusted the PI dust deposition, sediment mobilisation and river input to the LGM land-sea mask so that the ocean receives the same

Mid-Holocene and last glacial maximum climate

Fig. 3 Biomization method to convert the PFT fractions simulated by ORCHIDEE to 12 different biomes (adapted from Prentice et al. 2011). Each biome is defined by (1) the annual mean of degree-days above 5 °C (GDD5 lower or above 350 K day), (2) the mean height of vegetation (below or above 10 m), (3) the foliage projective cover (FPC), (4) dominance or presence of some PFTs. The 12 biomes defined are : tropical forest, tropical savanna, warm temperate forest, sclerophyll woodland, temperate forest, temperate parkland, boreal forest, boreal parkland, tundra, shrub-tundra, dry grassland, desert



quantity of the associated nutrient supply as for PI. The sensitivity to LGM dust will be tested in a separate run. Dust deposition per unit area is a little higher in the LGM run due to the lower sea-level.

2.2.3 The FORAMCLIM model

The ecophysiological model FORAMCLIM (Lombard et al. 2011) simulates the growth rates and abundances of eight common and widely distributed foraminifer species: *Neogloboquadrina pachyderma*, *Neogloboquadrina incompta*, *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinella siphonifera*, *Globigerinoides sacculifer*, and *Orbulina universa*. The model is based on their known ecophysiological rates in response to 3 environmental factors: temperature, food (phytoplankton biomass is used as a proxy) and light (photosynthetically available radiation). These relationships were derived from laboratory experiments on live specimens. The relationships

between the growth rates and abundance were calibrated against measured abundances from multinet plankton tows taken throughout the water column (see Lombard et al. 2011, for details).

The 3D distributions of foraminiferan abundance are calculated offline in FORAMCLIM using 3D input fields from the IPSL-CM5 Earth System model: temperature (TEMP), phytoplankton biomass (PHY), and photosynthetically available radiation (PAR). The mean annual cycle of each IPSL-CM5 field is calculated from the 100-year long time series from the preindustrial and the LGM respectively. The distribution of foraminifera deposited in the ocean sediments is approximated by integrating the total foraminiferan abundance throughout the water column over the year. This assumes that all the foraminifera reach the ocean floor and that no dissolution of the foraminifera occurs.

A strength of FORAMCLIM is that it can be cheaply and easily used to decompose the change in abundance between two time periods (here, the preindustrial and the

LGM) into components driven by three key physiological processes (see Lombard et al. for details):

$$\begin{aligned}\text{Abundance} = & \text{respiration (TEMP)} \\ & + \text{nutrition (TEMP, PHY)} \\ & + \text{photosynthesis (TEMP, LIGHT)}\end{aligned}$$

The components are calculated by setting all input parameters to preindustrial values and systematically allowing only a specific parameter to change. For example, to calculate the food-driven component, only PHY in the nutrition equation (see Lombard et al. 2011, F in Eq. 1) is set to LGM values while all other input parameters are retained at preindustrial values. Note that photosynthesis does not contribute to the growth of two species that we focus on in this paper, *G. bulloides* and *N. pachyderma* because they do not bear algal symbionts.

3 Model-data comparison: temperature and precipitation

In this work, we only use very simple criteria to estimate the goodness of fit between model results and data reconstructions. We consider the climate anomaly reconstruction given by MARGO project members (2009) or Bartlein et al. (2011) and its associated uncertainty, as given by the group who have compiled the paleo-reconstructions. We then define a range of possible climate anomalies from the reconstruction $\pm$ the uncertainty. For the MARGO database, we have used the “total error” as defined by the MARGO project members (2009), which combines the uncertainty from the quality of the samples and the chronology for each core, from the calibration of each SST proxy and the uncertainty arising from the availability of reconstructions from different SST proxies in a given grid box. In this data set, the reconstructions from all proxies are derived from calibrations established from the same data set so that all reconstructions are comparable. As will be seen in Sect. 3, the resulting uncertainties are large in some regions, which makes taking them into account when comparing model results to these reconstructions particularly important.

For the Bartlein et al. (2011) data set, given the spatial heterogeneities in the estimated error on the reconstructions, we have used the values provided with the data set but considered that the MH uncertainty is at least of 1 °C for temperature reconstructions and 0.3 mm/day for the mean annual precipitation. The thresholds used for LGM reconstructions are 2 °C for the temperature reconstructions and 1 mm/day for the precipitations. These are rather large uncertainty thresholds but we will see that differences between model results and reconstructions are already very clear. Finally, we simply examine if the climate anomaly

simulated by the model are within this range, or too cold/too warm for temperatures (too dry/too wet for precipitation reconstructions). Although this is a very simple diagnostic, it appears to be quite convenient for the quick model-data comparisons performed in the following sections.

3.1 Mid-Holocene

3.1.1 Mean temperature of the coldest month

Figure 4 shows a first global comparison between the MH climates as simulated by IPSL_CM5 (l.h.s) and IPSL_CM4 (r.h.s). For the mean temperature of the coldest month (MTCO), the reconstructions show a cooling over western tropical Africa, a warming elsewhere in Africa and, towards the northern high latitudes in North America and Eurasia, a gradient with cooling over the southern United States and North of the Mediterranean Sea and warming to the North of these regions (Fig. 2).

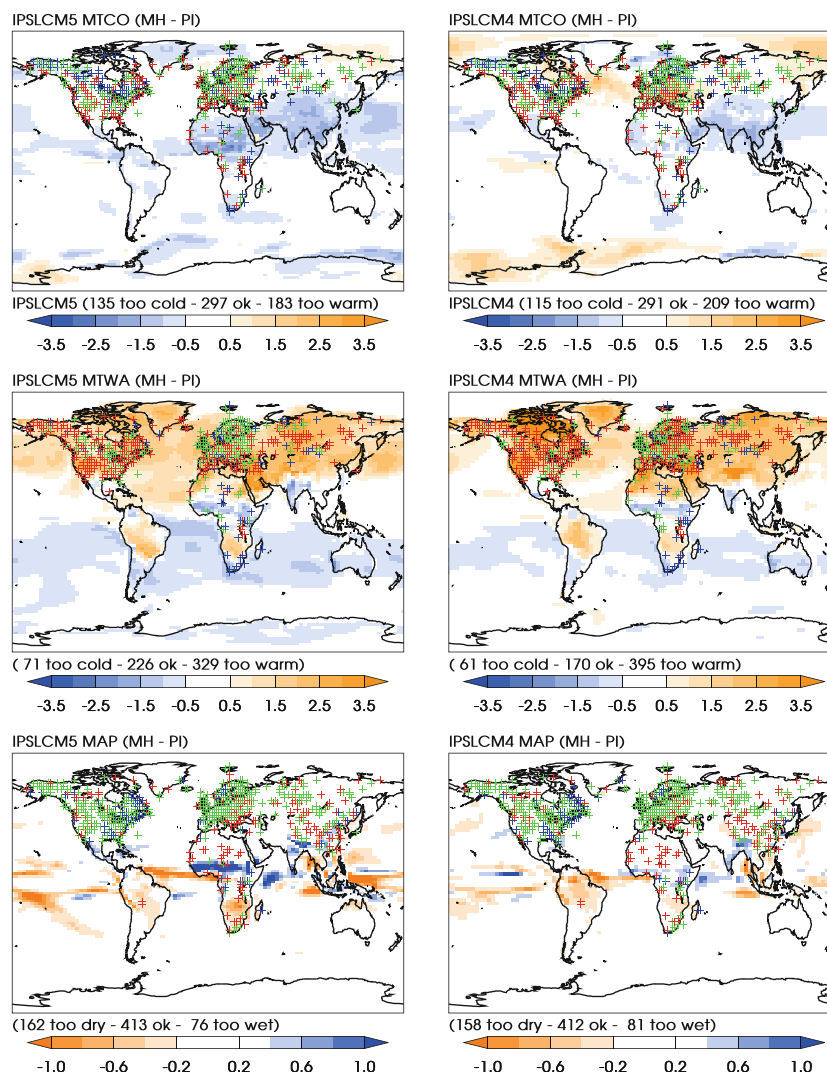
The patterns of agreement/disagreement between model results and MTCO reconstructions (Fig. 4, top row) show that over Africa and North America, there are more sites for which the simulated changes are outside the reconstructed range than points within this range (Table 1). Over North America, the models only capture the locations for which the reconstructions show very little change (North of the United States). The simulated anomalies are actually too small over this continent and tend to be too warm over regions where reconstructions indicate a winter cooling (over the southern United States, cf. Fig. 2) and too cold over regions where they indicate a warming (over Canada). Over the latter region, the models actually simulate a MTCO cooling rather than the reconstructed warming.

The best model-data agreement is for Eurasia due to a reasonable agreement over northern Europe and over some locations in Siberia. There are more locations with agreement over southern Europe for the IPSL_CM5 simulation, the model-data comparison over this region suggesting that IPSL_CM4 simulates too strong a winter warming. The pattern of the difference between the two simulations is similar to the pattern found in the observations with colder temperatures to the South and warmer temperatures to the North, indicating that this structure is improved in IPSL_CM5 compared to IPSL_CM4. Over Siberia the results are very mixed with points not far from each other indicating too warm, within range or too cold model results for both models. This noisiness is actually found in the reconstructions with some points (Fig. 2) and these small scale patterns probably cannot be reproduced by the IPSL models run at this resolution.

In summary, there is very little agreement between simulated and reconstructed changes in MTCO for both models outside Europe. Assessing the performance of the

Mid-Holocene and last glacial maximum climate

Fig. 4 Model-data comparison for the MH climate for IPSL_CM5 (l.h.s) and IPSL_CM4 (r.h.s). The variables compared are (*top*) the Mean Temperature of the Coldest month (MTCO, in °C), (*middle*) the Mean Temperature of the Warmest month (MTWA, in °C) and (*bottom*) Mean Annual Precipitation (MAP, in mm/day). Background: simulated anomaly; crosses: for temperature comparisons: blue/green/red for model simulated anomalies too cold/in agreement/too warm compared to reconstructions, for precipitation: blue/green/red for simulated anomalies too wet/in agreement/too dry compared to reconstructions. All comparisons have been performed with respect to data sets presented on Fig. 2



models via the number of sites for which there is agreement with the reconstructions at continental scale does not allow to distinguish IPSL_CM5 from IPSL_CM4. The only visible difference between the performance of these models is over southern Europe, where IPSL_CM5 simulates very little change (cf. Part 1, Sect. 4) while IPSL_CM4 simulates too strong a warming.

3.1.2 Mean temperature of the warmest month

At global scale, the model-data comparison shows an improvement from IPSL_CM4 to IPSL_CM5 in their simulation of MTWA changes (Fig. 4, middle row). However, both models generally simulate too strong a

summer warming over North America and Eurasia. In fact, both models simulate a general northern extratropical warming while reconstructions show a cooling over western and northern North America and over Siberia at around 55°N (Fig. 2).

As for MTCO, the only region for which there is some agreement between model results and reconstructions is Europe, with a better match for IPSL_CM5 (cf. the results for Eurasia in Table 1; Fig. 4). In this region the warming simulated by IPSL_CM4 is stronger than the one simulated by IPSL_CM5, which is mainly attributed to differences in the westerly flow over Europe in the control simulation and to the atmospheric short-wave feedback from the atmospheric scattering (clouds) shown in part 1.

Table 1 Regional model-data comparison for the MH simulations, compared to the reconstructions from Bartlein et al. (2011)

Region	Variable	Model	Too cold or dry	Within range	Too warm or wet
N. America	MTCO	IPSLCM5	67	100	78
		IPSLCM4	56	101	88
N. America	MTWA	IPSLCM5	8	66	176
		IPSLCM4	6	45	199
N. America	PANN	IPSLCM5	28	166	51
		IPSLCM4	30	157	58
Eurasia	MTCO	IPSLCM5	54	179	82
		IPSLCM4	47	172	96
Eurasia	MTWA	IPSLCM5	37	146	137
		IPSLCM4	29	112	179
Eurasia	PANN	IPSLCM5	83	219	14
		IPSLCM4	83	222	11
Africa	MTCO	IPSLCM5	15	48	55
		IPSLCM4	9	40	69
Africa	MTWA	IPSLCM5	23	40	55
		IPSLCM4	19	42	57
Africa	PANN	IPSLCM5	44	55	8
		IPSLCM4	46	55	6

Number of points too cold or too dry, within the range of reconstructions and too warm or too wet for the following regions: North America (25°N:75°N–180°W: 45°W); Eurasia (35°N:75°N–15°W: 180°E); Africa (35°S:35°N–20°W: 50°E). The range is determined in the same way as for Fig. 4

Quantitatively comparing the number of sites for which there is agreement/disagreement between models and reconstructions (Table 1) shows that this comparison cannot help distinguishing between the models for Africa but that there is significant improvement from IPSL_CM4 to IPSL_CM5 for North America and Eurasia. While this is difficult to distinguish from the maps of Fig. 4 for North America, this improvement is clear for Europe.

3.1.3 Mean annual precipitation

The scores are better for this variable, with general agreement for the northern extratropics (Fig. 4, bottom row). In fact, models and data agree over the large regions where precipitation changes are very small in the reconstructions (Fig. 2) but the models are not able to reproduce the drying over the eastern North America. Instead, they simulate nearly no change over the whole northern extratropics.

In the tropics, both versions underestimate the increased precipitation in monsoon regions. We saw in Part 1 that IPSL_CM5 was simulating a stronger increase in African monsoon as a result of a stronger monsoon in the PI experiment and as a result of interactive phenology. On the model-data comparison shown on Fig. 4, we see that the simulated precipitation anomaly is not strong enough even

for IPSL_CM5 but obtaining model-data agreement for two sites over the Sahel region is the sign of some progress. This improvement hardly shows in the continental scale statistics presented in Table 1, which actually do not allow a clear distinction between the version of the IPSL model compared here.

3.2 Last glacial maximum

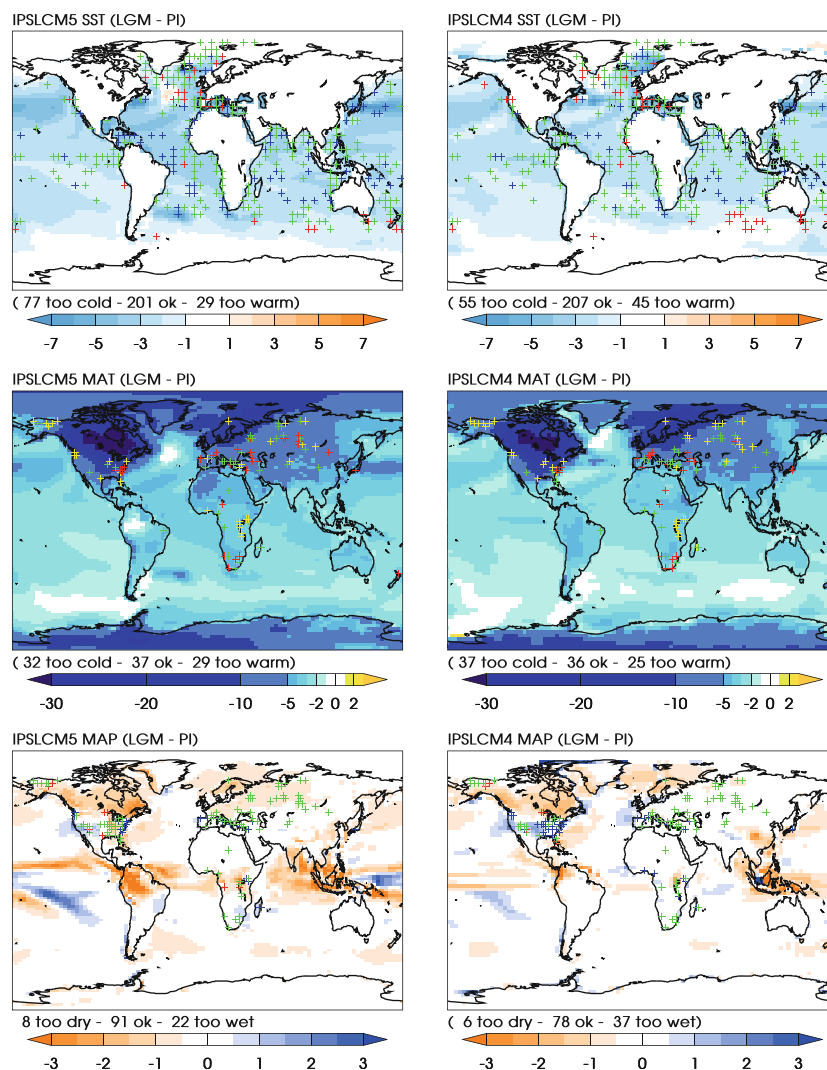
3.2.1 Sea surface temperatures

The number of points, at global scale, for which the simulated mean annual SSTs are within the reconstruction range is nearly the same for both models (Fig. 5, top row). The fact that IPSL_CM5 simulates a larger cooling than IPSL_CM4 shows in the larger number of “too cold” points and the smaller number of “too warm” points.

Over the North Atlantic, the model performances are very similar, although this is a region where the simulated SST anomalies are most different from one model to the other (cf. Part 1, Fig. 6). This is partly explained by the fact that the uncertainty on the reconstructions is very large in this region (Fig. 6, top row), which has been documented through many different SST proxies. A common disagreement between model results and reconstructed SSTs is clear between 45 and 50°N, for which the cooling is underestimated in the simulations. This is close to a region

Mid-Holocene and last glacial maximum climate

Fig. 5 Model-data comparison for the LGM climate. l.h.s: IPSL_CM5, r.h.s: IPSL_CM4. (top) SST anomalies (in °C); (middle) Mean Annual Temperature anomalies (in °C); (bottom) Mean Annual Precipitation (in mm/day). Background: simulated anomaly; crosses: for temperature comparisons: blue/green/red for model simulated anomalies too cold/in agreement/too warm compared to reconstructions, for precipitation: blue/green/red for simulated anomalies too wet/in agreement/too dry compared to reconstructions. All comparisons have been performed with respect to data sets presented on Fig. 2



where IPSL_CM5 actually simulates a warming and IPSL_CM4 a slight cooling. This could be related to a stronger AMOC at LGM (w.r.t PI) in both models, but also, in IPSL_CM5, to stronger southwesterly winds and currents (cf. Part 1, Fig. 7).

There are two main regions for which the comparison of model results to reconstruction helps discriminating between the models. Over the western part of the South Atlantic (Fig. 6, top left), IPSL_CM5 becomes too cold while IPSL_CM4 simulates SST anomalies in agreement with reconstructions. Over the southern Indian Ocean (Fig. 6, bottom left) IPSL_CM5 also simulates colder anomalies than IPSL_CM4 but this time, this leads to a

better agreement for IPSL_CM5 than for IPSL_CM4. This are regions where we pointed to a stronger atmospheric short wave feedback in Part 1.

In Sect. 5, we will compare model results and reconstructions for two more specific regions: the North Pacific and the eastern Equatorial Pacific. There are few SST reconstructions for the North Pacific but over the western part, off the coasts of Japan, IPSL_CM5 simulates a stronger cooling and is in better agreement with the reconstructions than IPSL_CM4. The same applies for the North East Pacific. Over the eastern Equatorial Pacific (Fig. 6, bottom right), the models' performances are actually very similar, with the simulated SST changes generally

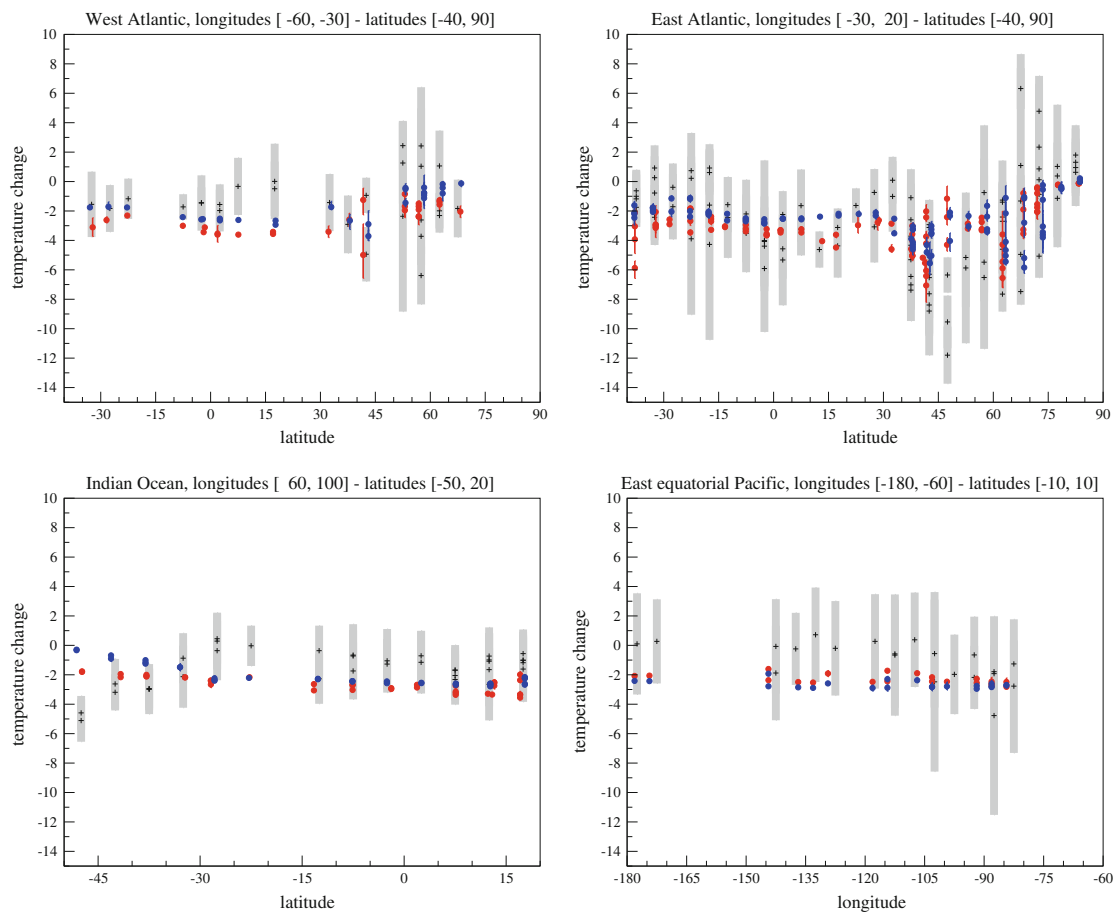


Fig. 6 Model-data comparison for the LGM SSTs for the western Atlantic Ocean (*top left*), eastern Atlantic ocean (*top right*), Indian Ocean (*bottom left*) and Equatorial Pacific (*bottom right*). SST anomalies are plotted against latitude. Black + signs and grey bands: MARGO SST reconstructions and associated anomalies, stacked for

each latitude (longitude for the East equatorial Pacific). IPSL_CM4 results in blue, IPSL_CM5 results in red. The model results are taken, for each MARGO grid point, from the 4 nearest ocean points in the models and averaged for these points. The minimum and maximum values for these points are indicated as an *error bar*

being located within the range of the reconstructed anomalies, but on the cold side. For this region, as for the North Atlantic, the range of the SST reconstructions is quite large, which partly explains why the data cannot help discriminating between the models. Also, the inter-model differences are small.

Much of the uncertainty on the SST reconstructions is related to biological aspects of the indicators used to reconstruct the SSTs. Hence, in the developments of the present comparison presented in Sects. 4.2 and 5, we will examine whether comparing the results of the marine biogeochemistry model embedded in IPSL_CM5 can bring a further understanding of the proxies and help in the model-data comparison.

3.2.2 Mean annual temperatures over land

On land, the differences in the LGM temperature anomalies simulated by IPSL_CM5 and IPSL_CM4 do not result in large changes in the model performance as evaluated by our simple criterion (Fig. 5, middle row and Table 2). This is partly due to the fact that the largest differences are located over the ice-sheets. Slight improvements are located over Beringia and south of the North American ice-sheets where IPSL_CM5 simulates a smaller cooling. Unfortunately, there is no reconstruction available for the Amazonian region to evaluate whether the limited cooling simulated by IPSL_CM5 is more realistic or not than the cooling simulated by IPSL_CM4.

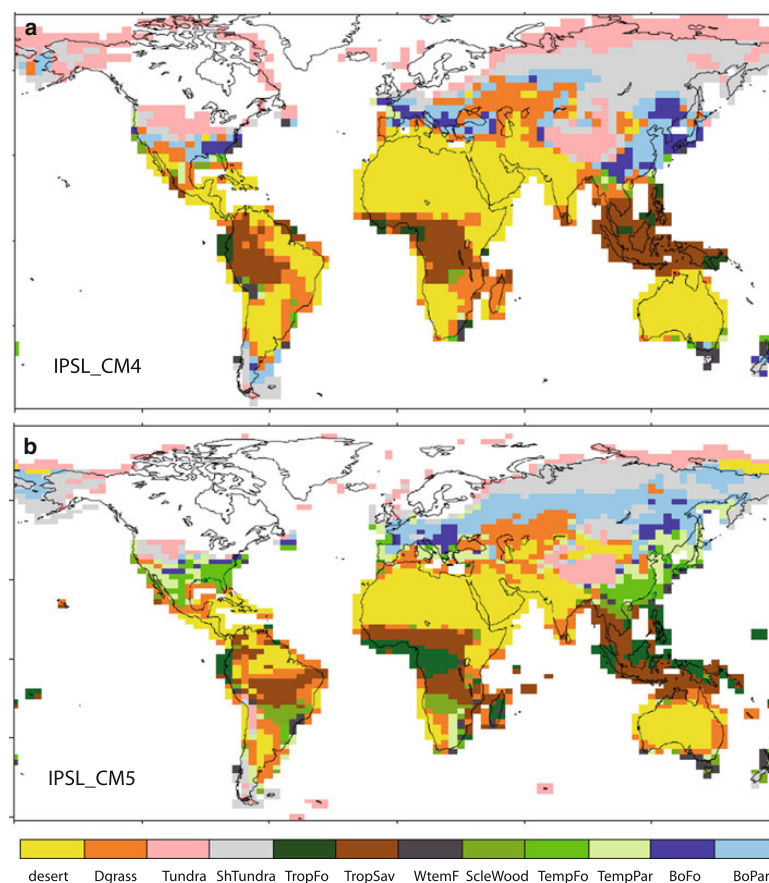
Mid-Holocene and last glacial maximum climate

Table 2 Regional model-data comparison for the LGM simulations, compared to the reconstructions from Bartlein et al. (2011)

Region	Variable	Model	Too cold or dry	Ok	Too warm or wet
N. America	MAT	IPS LCM5	13	5	5
		IPS LCM4	15	4	4
N. America	PANN	IPS LCM5	6	33	10
		IPS LCM4	6	20	23
Eurasia	MAT	IPS LCM5	10	23	18
		IPS LCM4	14	24	13
Eurasia	PANN	IPS LCM5	0	45	8
		IPS LCM4	0	46	7
Africa	MAT	IPS LCM5	10	12	7
		IPS LCM4	7	13	9
Africa	PANN	IPS LCM5	2	22	6
		IPS LCM4	0	21	9

Number of points too cold or too dry, within the range of reconstructions and too warm or too wet for the following regions: North America (25°N:75°N–180°W: 45°W); Eurasia (35°N:75°N–15°W: 180°E); Africa (35°S:35°N–20°W: 50°E). The range is determined in the same way as for Fig. 4

Fig. 7 Vegetation simulated by ORCHIDEE forced off-line by the high-frequency outputs of the glacial climate simulated by **a** IPSL_CM4 (VLGM_CM4) and **b** IPSL_CM5 (VLGM_CM5). CO₂ = 185 ppm for both simulations. Vegetation fractions have been converted into biomes, following the method described in Fig. 1. *Dgrass* dry grasslands, *ShTundra* shrub-tundra, *TropFo* tropical forest, *TropSav* tropical savanna, *WtemF* warm temperate forest, *SclWood* sclerophyll woodland, *TempFo* temperate forest, *TempPar* temperate parkland, *BoFo* boreal forest, *BoPar* boreal parkland



Over North America, both models have the tendency to simulate too cold anomalies, while over Eurasia and Africa, the comparison is not systematically too cold or too warm. At smaller scale, over tropical eastern Africa, both models simulate too strong a cooling while the simulated cooling over western Indian tropical ocean are within the range of reconstructions or too cold. Over South Africa, the models simulate a cooling which is generally not strong enough compared to the reconstructed one, while the comparison over the adjacent oceans generally show model results within the range of the data or too cold. This points to a possible mismatch between oceanic and continental temperature reconstructions, at least from the point of view of the physics of the models. This could also be related to the impact of fine topography or coastal changes which are not resolved in the models.

Over southern Europe, the stronger cooling simulated by IPSL_CM5 better matches the reconstructions but over the rest of Eurasia, the comparison yields mixed results. The overall comparison for Eurasia does not allow to distinguish between models.

3.2.3 Mean annual precipitation over land

Over most of the globe, the climate simulated by the models for LGM is drier and in general agreement with reconstructions (Fig. 5, bottom row and Table 2). Again, the lack of data over the Amazon region prevents us from stating which model yields better results for this region where they are very different. The one region over which the model-data comparison is helpful in distinguishing between the model results is over North America southeast of the Laurentide ice-sheet. IPSL_CM4 simulates stronger precipitation there, following changes in atmospheric circulation (cf. Part 1) while IPSL_CM5 simulates a drying more in agreement with reconstructions. Southwest of the North American ice-sheet, both models simulate a wetter climate, in agreement with reconstructions.

In Sect. 4.1, we examine whether the differences in the climate anomalies simulated by IPSL_CM4 and IPSL_CM5 translate into vegetation changes. These can then be compared to the biomes reconstructed for the LGM.

4 Comparing model results to palaeodata: LGM terrestrial and marine biological indicators

4.1 A terrestrial palaeo-indicator: biomes

The vegetations simulated by ORCHIDEE in VLGM_CM4 and VLGM_CM5 are given on Fig. 7 for comparison to the

BIOME6000 data (Prentice et al. 2011). The performances of ORCHIDEE forced off-line by the glacial climate from IPSL_CM4 (VLGM_CM4) has been previously described by Woillez et al. (2011). In this simulation (Fig. 7a), for all latitudes, the area covered by forests are strongly reduced compared to present-day vegetation but this is only partly due to climatic changes: the CO₂ lowering plays an important role in this forest regression, particularly at low latitudes. Tropical forests are replaced by savanna in South America, Africa and Indonesia. For tropical Africa, we have compared the model results to reconstructions in terms of climate (Fig. 5) and found the mean annual temperature anomalies to be too cold in eastern tropical Africa in IPSL_CM4. This discrepancy does not translate into major discrepancies in terms of biomes since we obtain tropical savanna and grasslands over the eastern tropical Africa data sites. In South-East Asia, the extension of the remaining tropical forest seems to be underestimated compared to data (Kershaw et al. 2001).

The new glacial vegetation simulated by ORCHIDEE in VLGM_CM5 is given on Fig. 7b. The comparison with the previous results obtained with the IPSL_CM4 forcing shows a strong impact of the new glacial climate on vegetation. Tropical forests of Africa and Indonesia are more extensive in VLGM_CM5 compared to VLGM_CM4, in closer agreement to data. In Africa, tropical savanna extend northward and southward. In South Africa, both LGM simulations are within the range of precipitation reconstructions (Fig. 5), but the slightly wetter climate in IPSL_CM5 allows the development of temperate forests and parkland in this region, which is less in agreement with data. This is therefore a region where model results can be distinguished via vegetation and biome modelling but not via the comparison to climate reconstructions.

The comparison for the Amazon region is particularly interesting because no climatic reconstruction was available for this region and this is one of the regions where the IPSL_CM4 and IPSL_CM5 results differ most (cf. Part 1). Climatic and vegetation changes for this region have long been debated. It is clear that the rainforest was at least reduced in its borders, over the North East, North West and South East at the LGM compared to present (Bush 2002), which has been attributed to a colder and drier climate. Conditions within the heart of the Amazonian rainforest are more controversial due to the limited number of LGM pollen records, and the poor inventory of pollen taxonomy. Some studies indicate the stability of the Amazonian biomes due to a persistently wet, cooler climate (Colinvaux et al. 2000) while pollen records from Lake Pata (Colinvaux et al. 1996) and from the Amazon fan core the ODP-932 (Haberle and Maslin 1999) reveal a mixture similar to the modern one except for the peaks in Andean forest taxa

which suggest a colder climate in the basin than present. The forest stability implies that moisture availability remained sufficiently high to support tropical rain forest through the LGM. However, the presence of a hiatus during the LGM time in the lake sediment records suggests either the absence of sedimentation and/or erosion of previously deposited sediment and therefore a significant drying (Ledru et al. 1998). Nonetheless, to our knowledge, no paleo ecological record from the centre of the Amazonian basin sustains a widespread drying, strong enough to make the rainforests more fragmented. An emerging view rather supports a maintained forest cover across the Amazon with a possible expansion of a drier forest connecting southern Amazonian savannas to those of Colombia. Such a “dry corridor” cutting the Amazonian rainforest in two distinct regions has often been suggested as a important contributor for the evolutionary origins of the Amazonian biodiversity (the refugial hypothesis, Haffer 1969; Haffer and Prance 2001) even though such a hypothesis remains highly controversial. In some ways, the most recent compilation of Prentice et al. (2011) summarizes these views, with sites showing remaining tropical forests close to sites characterized by tropical savanna. The vegetation simulated from the IPSL_CM4 output however, mainly consists in desert over the eastern Amazon basin and savanna and grasslands in the western part of the basin. Hence it largely overestimates the reduction in tropical forest compared to available data. The underestimation of the Amazon forest for LGM is a bias already present when ORCHIDEE is forced by the present-day climate of IPSL_CM4, due to a lack of precipitation in this area (Willez et al. 2011).

In IPSL_CM5, a wetter climate over southern Brazil (Fig. 5) leads to the development of savanna and temperate forests, in contradiction to the reconstructed grasslands for this region. The agreement with data for this region was therefore better for IPSL_CM4. On the contrary, vegetation decreases over the Amazon basin, where it is replaced by desert, in stronger disagreement with data but consistently with the drier climate anomaly simulated by IPSL_CM5. The models strongly disagree over the Nordeste where VLGM_CM4 shows deserts and grasslands only on the coast, while VLGM_CM5 shows grassland and tropical savanna. There is unfortunately no data for the exact region of strongest disagreement, although we could argue that the closest data points to the South are more in agreement with the VLGM_CM5 results.

In VLGM_CM4, Eurasia is dominated by tundra, shrub-tundra and grasslands (Fig. 7), in broad agreement with data indicating the dominance of steppic vegetation. ORCHIDEE simulates boreal forest over western Europe, in disagreement with reconstructions of steppic vegetation. This bias can be partly attributed to the climatic IPSL_CM4 forcings, too warm and slightly too wet

compared to reconstructions (Fig. 5). In East Asia, where no climatic reconstruction is available, the simulated vegetation is boreal forests and parklands, instead of temperate forests (Prentice et al. 2011). In North America, ORCHIDEE simulates tundra in Alaska, in agreement with data, but also South of the Laurentide ice sheet, where data indicates the presence of temperate forests. However, over this region, the comparison to climate reconstructions indicated that IPSL_CM4 simulated climate was too cold. On the Atlantic margin of North America, ORCHIDEE correctly simulates the presence of forests, but as for East Asia these are boreal forests, while data indicates the presence of temperate forests. This could be due to the model results being too cold over most of these sites (Fig. 5).

In VLGM_CM5, in the North Hemisphere, boreal parklands are more extensive across Eurasia, consistent with warmer temperatures in this region (a few °C, see Fig. 5). In East Asia and in the East of North America ORCHIDEE now simulates temperate forests instead of boreal forests in VLGM_CM4, in better agreement with pollen data. Changes in climate over western Europe are small, but lead to the shift from grass and desert in Iberia in VLGM_CM4 to temperate parkland in VLGM_CM5. In France, if we compare the different PFT fractions (not shown), we see that grasses develop at the expense of trees, in closer agreement to data and confirming that the overestimation of forests in this region results from the climatic forcings.

This brief comparison between the vegetations obtained in VLGM_CM4 and VLGM_CM5 suggests a great sensitivity of glacial vegetation to climatic forcings and show that small changes in the simulated glacial climate, though often still within the range of the Bartlein et al. (2011) reconstructions, can lead to shifts in the dominant biome present over a region. The response of vegetation to different LGM climate thus appears as an interesting criterion to better assess the quality of the simulated climate. In this respect, no model appears to be better than the other globally. Rather, VLGM_CM5 yields more satisfactory results over North America, Europe and tropical Africa while VLGM_CM4 is better over the Amazon basin and Siberia. It proves difficult, though, to relate differences in vegetation to differences in simulated climate anomalies without performing further sensitivity experiments. Also, the over-reaction of vegetation over some regions such as the Amazon basin could well be due to the absence of vegetation dynamics in the climate model. For the Amazon region in IPSL_CM5, this impact is dramatic because in the climate model, the interactive phenology makes the forest disappear in response to climate changes but no vegetation can replace the forest because the vegetation is not dynamically computed. We are then left with an

atmosphere which “sees” bare soil, which results in a strong warming and drying compared to the IPSL_CM4 simulation where interactive phenology was not in place. Here we have shown that IPSL_CM4 and IPSL_CM5 could be distinguished from the point of view of vegetation in a more precise way than from climate reconstructions alone but this assessment will only improve with dynamic vegetation included in the climate model itself.

4.2 Marine palaeo-indicators

4.2.1 Export production

As shown in Séférian et al. (2012), the PISCES model embedded in IPSL_CM5 is able to simulate the main observed features of nutrients and biological productivities. Figure 8a depicts these features in terms of export production (EXP), e.g. High Nutrient Low Chlorophyll (HNLC) areas of the Equatorial Pacific, the North Pacific and the Southern Ocean, coastal high productivity due to continental nutrient input and/or coastal upwellings, large oligotrophic regions in the subtropical gyres.

Turning to simulated differences in EXP between pre-industrial and past climates, Fig. 8 shows the same first order patterns whether we consider the simulated LGM–PI (Fig. 8b) or the LGM–MH (Fig. 8d) differences. Since Kohfeld et al. (2005) average results from 0 to 7 ky BP for their reference state, it is actually not possible to make a distinction between PI and MH from the data point of view and the model supports this hypothesis. We use the reconstructions of Kohfeld et al. (2005) and Kohfeld and Chase (2011) for the LGM period and therefore only analyse changes in EXP at the LGM compared to PI to assess how the model performs at a regional scale.

In the North Atlantic ocean the model simulates higher EXP during the LGM than in the preindustrial, in agreement with data. This contrasts with previous modelling studies that simulate lower EXP during the LGM (Bopp et al. 2003; Oka et al. 2011). These model-data comparisons are based only on a limited number of cores. More records would be advisable in this area to thoroughly resolve these contradictions.

The North Pacific region displays a dipole in the EXP response both in model and data, with less EXP in the North West Pacific during the LGM (in the area of the sea of Okhotsk) and more EXP in the North East Pacific. Our confidence in this simulated dipole pattern has been improved by including more cores from the reconstruction by Kohfeld and Chase (2011) relative to Kohfeld et al. (2005).

The low latitudes are rather difficult to interpret because of the highly-variable spatial response in the data. PISCES simulates an opposite response in EXP whether we

consider MH–PI (Fig. 8c) or LGM–PI (Fig. 8b) anomalies. If we focus on two homogeneous patterns (located 10°N to 17°N and 10°S to 4°S in the Equatorial Pacific Ocean), a decrease in EXP during MH contrasts with an increase in EXP during LGM compared to PI.

The Southern Ocean also displays large changes in EXP between the LGM and PI. Our model simulates reduced EXP at the LGM south of the modern-day polar front, and increased EXP in the Subantarctic Zone. This dipole response has been shown already in previous modelling studies (Oka et al. 2011; Bopp et al. 2003), as well as in palaeo records (Kohfeld et al. 2005). It has been explained by shifts in the frontal structure of the Southern Ocean, by increased sea-ice cover and by increased dust deposition. In addition to this identified dipole, our model also simulates an increase of EXP very close to the Antarctic continent, which cannot be assessed yet using the data reconstruction.

In conclusion, the PISCES model embedded in the IPSL_CM5 model simulates EXP LGM–PI changes in good agreement with available marine productivity data. A more detailed description of the processes involved in these changes is presented in Sect. 5 for the North Atlantic, North Pacific and Equatorial Pacific.

4.2.2 Foraminifer assemblages

In this section, we demonstrate how paleosimulations of the biogeography of foraminifera can be used to diagnose model performance. By way of illustration, we focus on two key areas: the equatorial Pacific and the North Atlantic.

For the North Atlantic, a comparison of observed and simulated relative abundances of *N. pachyderma* and *G. bulloides* during the preindustrial indicates an approximately 20° southward overestimate in the latitude where the sharp drop in the dominance of *N. pachyderma* occurs (Fig. 9, bottom). This model-data mismatch in the *N. pachyderma* distribution is largely a result of the cold bias in the preindustrial simulation [cf. (Hourdin et al. 2012; Dufresne et al. in revision, this special issue)].

A correction to the cold bias is made by (1) calculating the 3D LGM–PI anomalies in the TEMP, PHY and PAR distributions, (2) adding these anomalies to the TEMP, PHY and PAR distributions from a forced climatological simulation of PISCES (Aumont and Bopp 2006) that was also used and evaluated in Lombard et al. (2011), and (3) using these new fields to repeat the estimates of foraminiferan abundances using FORAMCLIM. Removing the cold bias greatly improves the match between the observed and simulated distributions of *N. pachyderma* (Fig. 9, middle) and demonstrates how foraminifera can act as an independent test of model performance.

Mid-Holocene and last glacial maximum climate

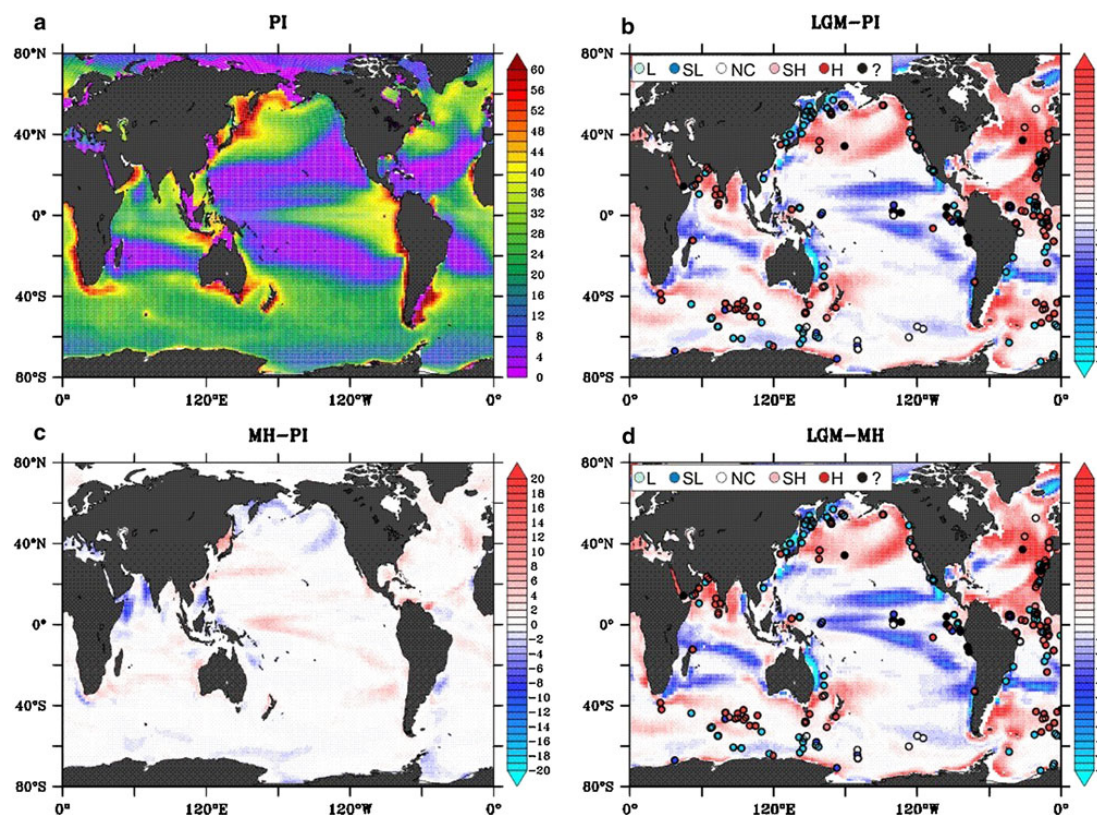


Fig. 8 Export production of organic matter at 100-m depth (in $\text{gC/m}^2/\text{yr}$) for **a** PI simulation, **b** LGM minus PI simulations (with proxies for export production (Kohfeld et al. 2005; Kohfeld and Chase 2011): light blue circle = lower, dark blue = slightly lower,

white = no change, light red circle = slightly higher, dark red circle = higher), **c** MH minus PI simulations and **d** LGM minus MH simulations (with the same proxies as on figure (b))

The remaining model-data discrepancies are due to a combination of possible factors. In both the model and the data the impact of dissolution on the relative abundances in the sediments is not taken into account, although the preferential dissolution of some species is known to change the species composition (Berger 1968). The IPSL_CM5 input fields used to simulated foraminiferan distributions do not include scales of temporal variability greater than the seasonal cycle, which would cause a narrower spread in the simulated abundance range of both foraminifera species. Also, the sediment core measurements are patchily distributed and there is a large uncertainty in the relative abundance at each site. At some sites multiple samples are taken and the resulting uncertainty in the relative abundances can even be greater. Also, the physiological growth relationships in FORAMCLIM are based on laboratory experiments and may not be representative of the response of foraminifera in the field.

For the Equatorial Pacific, we draw on a proxy of biological productivity not previously utilised in the studies of Kohfeld et al. (2005) and Kohfeld and Chase (2011): the change in the relative abundance of *G. bulloides* deposited in ocean sediments. *G. bulloides* is usually more abundant in productive waters, particularly in upwelling regions, and has therefore been used as a marine biological productivity indicator (Prell and Curry 1981). Simulations of the abundance of *G. bulloides* using FORAMCLIM have previously been used to support that changes in particulate export production in the tropical Indian Ocean since the early Holocene are linked to strength of monsoonal upwelling (Bassinot et al. 2011). The PISCES/FORAMCLIM model simulates an increase in the relative abundance of *G. bulloides* throughout the equatorial Pacific, reaching a maximum in the central section of the basin that is supported by observations (Fig. 10). Yet, the much higher relative abundances observed during the LGM towards the

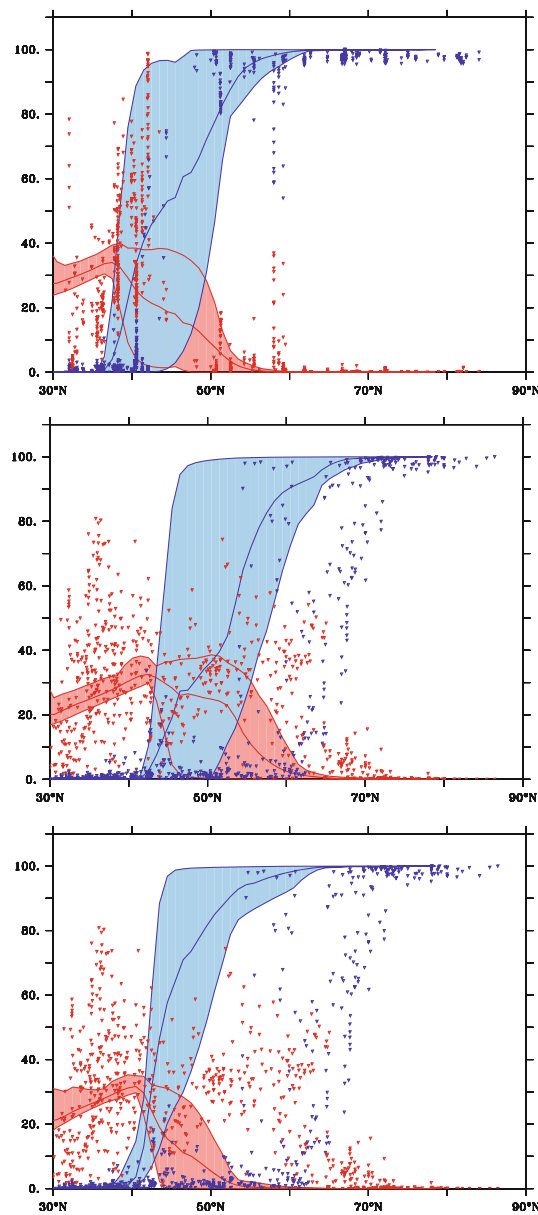


Fig. 9 (Top) The relative abundances of *N. pachyderma* (blue) and *G. bulloides* (red) in the North Atlantic during the LGM, including the bias correction described in the text. (middle) The relative abundances of *N. pachyderma* (blue) and *G. bulloides* (red) in the North Atlantic during the preindustrial, including the temperature correction. (bottom) The relative abundances of *N. pachyderma* (blue) and *G. bulloides* (red) in the North Atlantic during the preindustrial, without the temperature correction. In the 3 figures, the lines represent the zonal max, mean, and minimum from the model (i.e. the shaded area is the range), the crosses represent the sediment core data. Topcore data is used for the preindustrial and the LGM MARGO database is used for the LGM

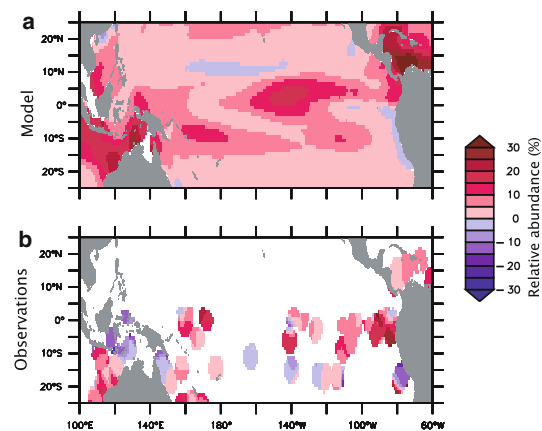


Fig. 10 Changes (LGM-PI) in the relative abundance (%) of *G. bulloides* in the equatorial Pacific, as simulated by FORAMCLIM with IPSL_CM5 model output (top) and from the MARGO database (Kucera et al. (2005b), bottom)

coast of the eastern equatorial Pacific are not captured in the simulations.

5 Processes for the simulated changes in marine indicators: a regional analysis

Changes in export production, as simulated by PISCES, are explained primarily by changes in phytoplankton growth rates (depending on temperature, light or nutrient limitation), but also by changes in top-down control (grazing pressure). Changes in the phytoplankton communities (e.g. a shift from nanophytoplankton to diatoms), would also impact export production due to the different roles of the different phytoplankton functional groups in exporting organic matter to the deep ocean. Changes in foraminifera relative abundances, as simulated by FORAMCLIM, are due to changes in temperature, light or food abundance. In this section, we investigate how changes in ocean physics and biogeochemistry affect sequentially export production and foraminifer assemblages in a few selected regions.

5.1 North Atlantic

Export production (EXP) in the North Atlantic Ocean region is higher during the LGM both in the model and the data. This is due to a deepening of the mixed layer depth during winter (see Fig. 11c) that brings more nutrients into the euphotic zone: NO_3 concentrations at the end of the winter are greater by $5\mu\text{mol/L}$ for the LGM as compared to PI (see Fig. 11d). This deepening of the mixed-layer depth may be due both to an increase in the 10-meter-wind

Mid-Holocene and last glacial maximum climate

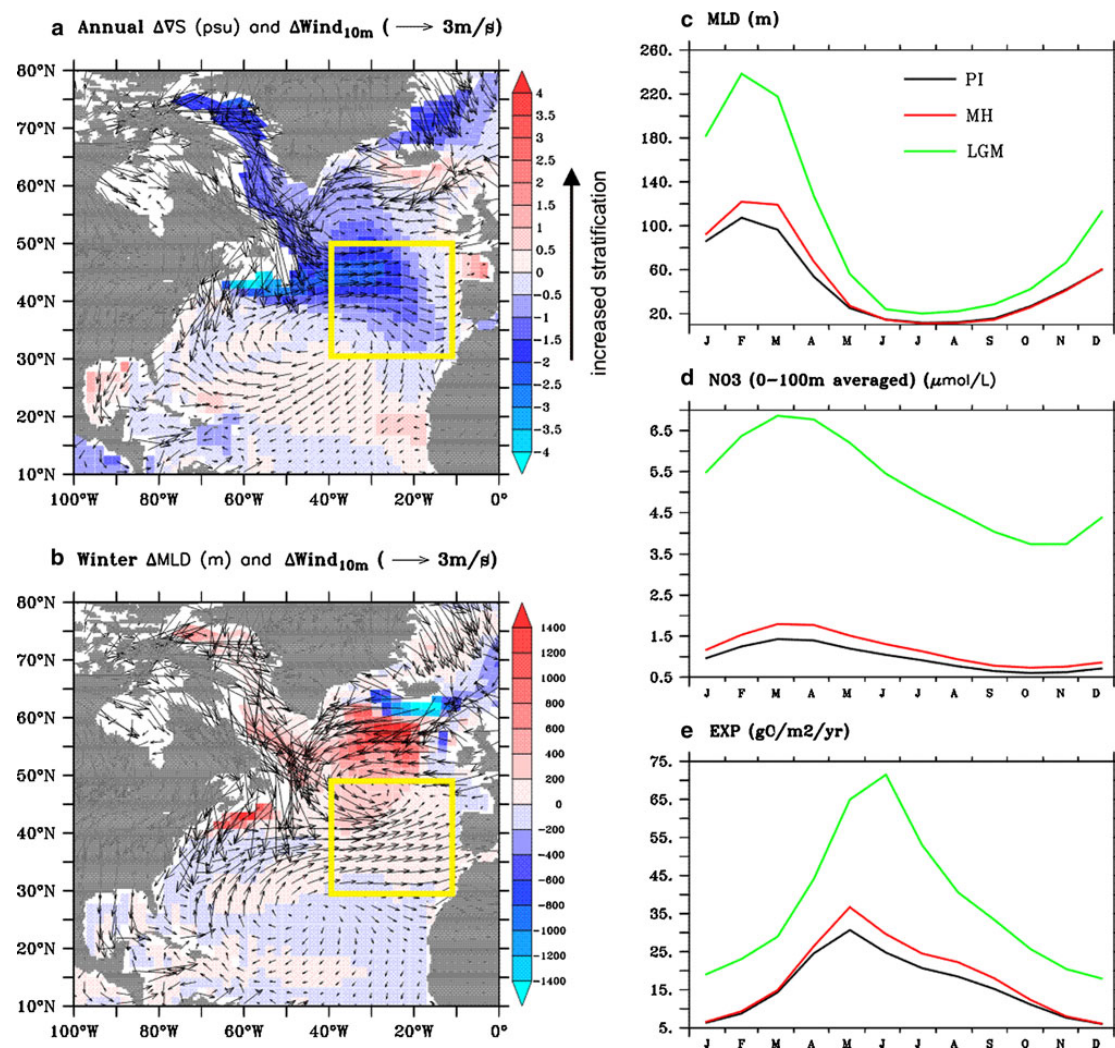


Fig. 11 North Atlantic Ocean study: **a** annual LGM–PI differences for vertical gradient in salinity (200-m depth minus surface) measuring stratification and for 10-m winds, **b** winter LGM–PI differences for mixed-layer depth and for 10-m winds, **c** seasonal

mixed-layer depth, **d** seasonal nitrates concentrations, **e** seasonal export production ($\text{gC/m}^2/\text{yr}$). The yellow square on figures **a** and **b** represents the area over which the average has been done for figures **(c)**, **(d)** and **(e)**

velocities and to a decrease in the buoyancy-driven stratification (see Fig. 11a). Figure 11b shows that the region of interest that we use to develop our interpretation does not include an area of deep water formation that would have biased our interpretation.

These results are in contradiction with the modeling results of Oka et al. (2011). In their LGM simulation, the model produces a reduction of export production opposite to the palaeoreconstructions, which they suggest is due to a lack of iron limitation in their model for this region.

We show here that our simulation can reproduce an increase in export production at the LGM driven by changes in ocean circulation and mixing only, without the North Atlantic being iron limited.

Both models and data suggest that export production could be as much as 50 % higher in the LGM than during the preindustrial. Such large changes in export production could potentially bias reconstructions of LGM ocean temperatures. Paleoclimate temperature reconstructions are based on the assumption that changes in the distribution of

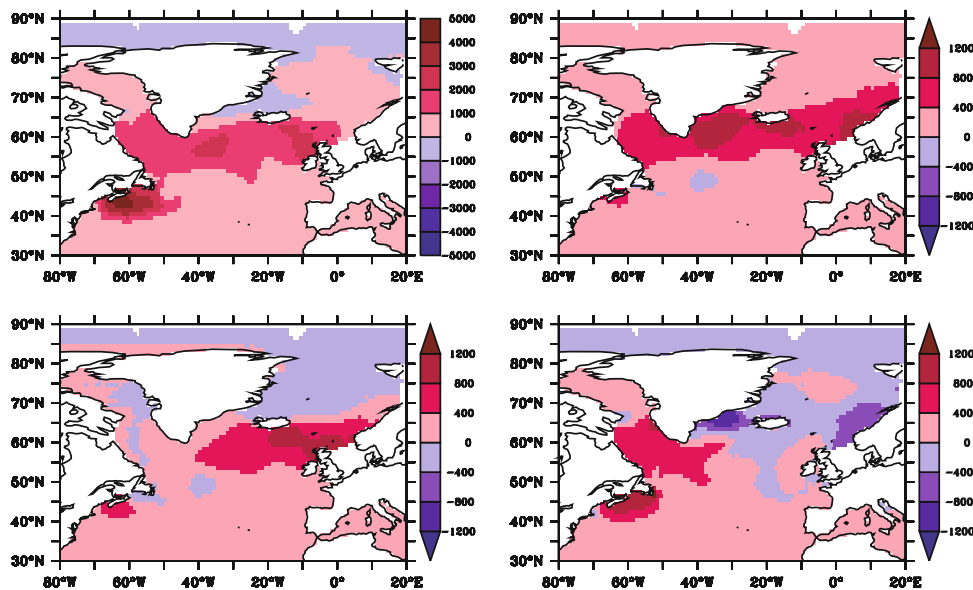


Fig. 12 Total change in the no. of *N. pachyderma* (upper-left). Decomposition of the total change in *N. pachyderma* into components: temperature-driven change in respiration rates (upper right);

temperature-driven change in nutrition rate (lower-left); and food-driven change to nutrition rate (lower-right)

foraminifera deposited in sediments are primarily driven by shifts in ocean temperature. Yet, the significant impact that food and light can have on the relative abundances of foraminifera has been clearly demonstrated: for example, the spatial distributions of many species residing in water masses of relatively uniform temperature are largely structured by food availability, and also by light for species with algal symbionts (Ortiz et al. 1995; Watkins et al. 1996; Kuroyanagi and Kawahata 2004). With PISCES/FORAMCLIM we can explicitly simulate the impact of food availability on foraminifer abundances. Here we use the FORAMCLIM model to estimate the potential impact of food availability on the relative abundances of *N. pachyderma* in the North Atlantic. The change in the abundance of *N. pachyderma* (Fig. 12a) is driven by changes to respiration (Fig. 12b), temp-driven nutrition (Fig. 12c), and food-driven nutrition (Fig. 12d). In some locations within the North Atlantic (e.g. south of New Foundland) the change in abundance is primarily driven by changes in food availability, and temperature has very little impact. In other regions (e.g. off Norway) a food-driven change in abundance can offset the temperature-driven change. Where changes in abundance due to food and temperature are not well correlated, the food-driven component could be falsely attributed to changes in temperature and cause significant biases in paleotemperature reconstructions.

5.2 North Pacific

The difference between export production in the North Pacific during the LGM and PI (LGM–PI) has a dipole structure: lower EXP in the North West Pacific and higher EXP in the North East Pacific. The North West Pacific has lower EXP during the LGM relative to the PI (Fig. 13c) due to several factors already suggested by Kohfeld and Chase (2011): lower light availability due to greater sea ice coverage (Fig. 13d), lower nutrients (silicic acid, Fig. 13d and nitrate, Fig. 13e) due to increased stratification during winter (with a shallower winter mixed layer depth as shown in Fig. 13a). There is an increase in EXP due to a slightly higher aeolian deposition of iron (Fig. 13b), but this is not able to counterbalance the factors that induce the decrease in EXP. The lower EXP simulated in the North East Pacific (Fig. 13h) is due to higher inputs of silicic acid (Fig. 13d) and other macronutrients (Fig. 13e) in response to deeper mixed layer depths (Fig. 13f) and greater ventilation induced by an intensification of the Ekman pumping (Fig. 14), inferred from the stronger simulated winds (Fig. 13e). The higher iron input from dust deposition may also contribute (Fig. 13g). In conclusion, the North Pacific EXP LGM–PI differences seem mostly driven by changes in the ventilation of the ocean, but also by increased light limitation at the edges of sea ice extent.

Mid-Holocene and last glacial maximum climate

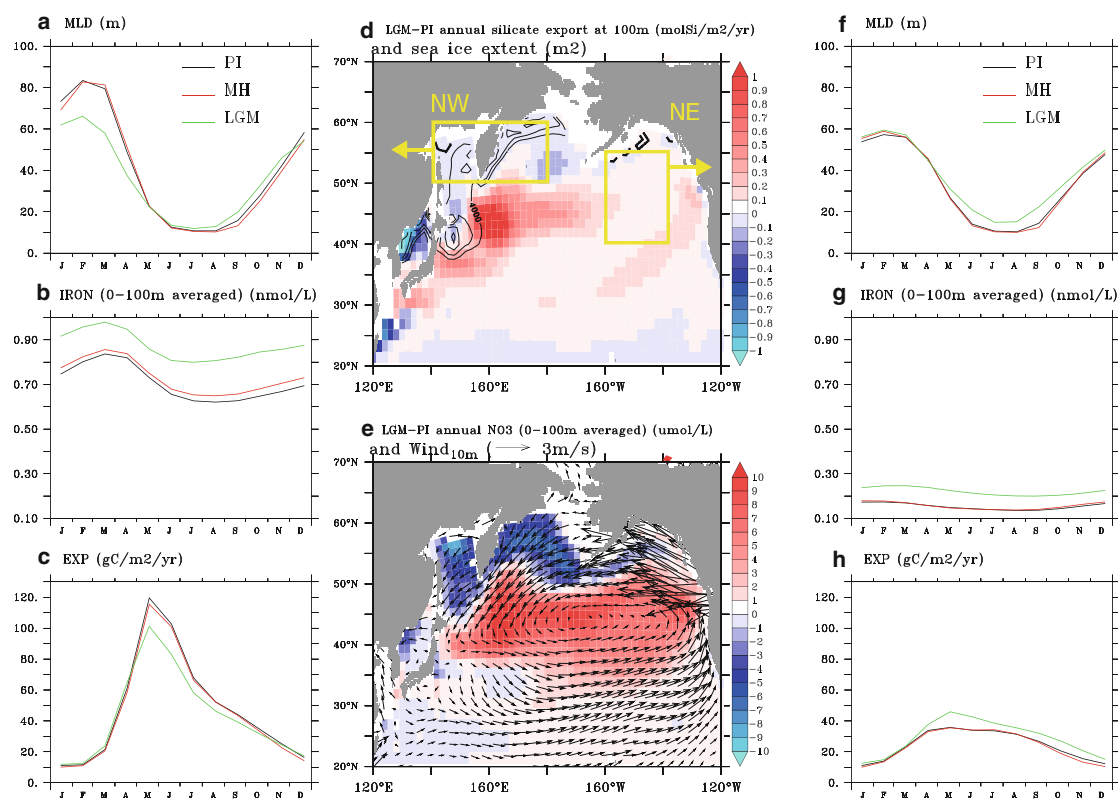


Fig. 13 North West (NW) Pacific area averaged **a** mixed layer depth (m), **b** iron concentration (0–100m averaged) (nmol/L) and **c** EXP (gC/m²/yr) for PI (black), MH (red) and LGM (green); **d** LGM–PI annual silicate export at 100 m (molSi/m²/yr) (shaded area) and sea ice extent (m²) (contour every 1,000 m²); **e** LGM–PI annual NO₃

(0–100 m averaged) (μmol/L) (shaded area) and wind at 10 m (vectors); North East (NE) Pacific area averaged **f** mixed layer depth (m), **g** iron concentration (0–100 m averaged) (nmol/L) and **h** EXP (gC/m²/yr)

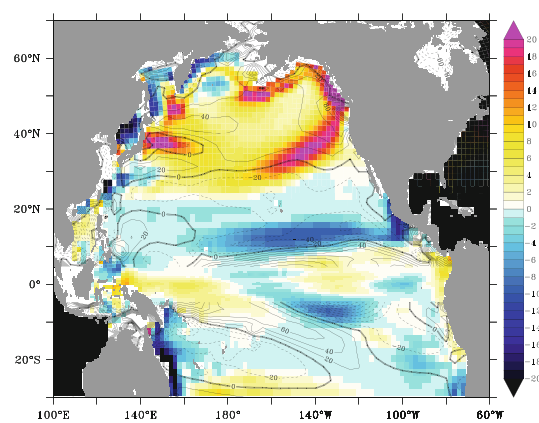


Fig. 14 LGM–PI export production changes in gC/m²/yr (shaded area, zoom of Fig. 8b) and Ekman pumping differences in m/yr (contour)

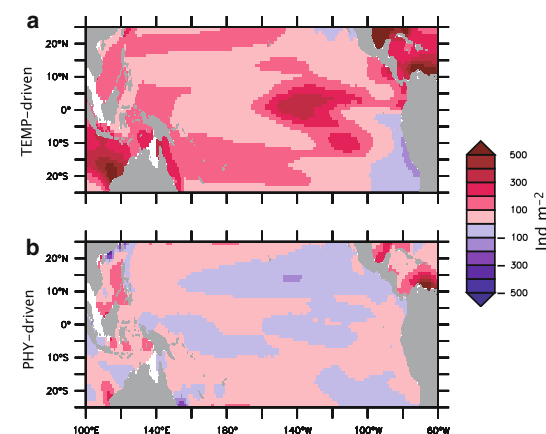


Fig. 15 Changes (LGM–PI) in total abundance of *G. bulloides* in the equatorial Pacific, taking into account the temperature changes only (TEMP, top) and nutrition changes only (PHY, bottom)

5.3 Equatorial Pacific

A long-standing issue in interpreting changes in the fossil planktic foraminiferal record is whether tropical species are most sensitive to temperature or biological productivity (Kucera et al. 2005b). In the field it is difficult to disentangle the temperature-driven changes in abundance from those driven by changes in primary productivity, while in the PISCES-FORAMCLIM model this is straightforward because we explicitly simulate both biological productivity and foram abundances. Here we explore both the change in biological export production between the LGM and the PI and then how changes in biological productivity and temperature impact the abundance of the foraminiferan species *G. bulloides*.

The simulated decrease in EXP during the MH and the increase in EXP during the LGM relative to the PI can be explained by the differences in nutrient availability between the two climate states. The nutricline is shallower during the MH and deeper during the LGM relative to the PI. The simulated change in export production between the preindustrial and the LGM has a tripole structure: higher EXP during the LGM between 4°S and 10°N, and lower EXP between 10°N and 17°N and between 10°S and 4°S. The tripole spatial pattern is related to changes in the depth of the nutricline and is covariant with the intensity of the Ekman pumping (Fig. 14). During the LGM, the intensity of the Ekman pumping decreases in the outer parts of the Equatorial Pacific inducing a shallower nutricline and a subsequent decrease in EXP; whereas the opposite mechanism takes place closer to the Equator (increased intensity of the Ekman pumping and a deeper nutricline).

The paleoproductivity proxies from sediments deposited during the LGM in the equatorial Pacific give patchy and inconclusive results on the sign of the change in export production throughout the equatorial region (Fig. 10). Therefore, it is difficult to draw on this data set to confidently assess either the spatial pattern or the sign of export production changes here. Yet, based on species abundances from the MARGO database, *G. bulloides* shows a widespread and spatially-consistent response: a higher relative abundance throughout large regions of the equatorial Pacific during the LGM.

The potential drivers of the observed changes in the abundance of *G. bulloides* in the equatorial Pacific are assessed by separating the change in abundance of *G. bulloides* into components driven by changes in food supply (Fig. 15, bottom) and temperature (Fig. 15, top). Here, the temperature-driven change is the sum of changes in both the nutrition and respiration rates. Interestingly, the increase in the abundance of *G. bulloides* in the equatorial Pacific is driven almost entirely by temperature (Fig. 15). This result is initially surprising given the high sensitivity

of the abundance of *G. bulloides* to increases in upwelling (Prell and Curry 1981).

We draw on the literature to assess whether the changes in *G. bulloides* abundance simulated by the FORAMCLIM model are realistic. First we assess the simulated response of *G. bulloides* to changes in temperature. The higher simulated abundance of *G. bulloides* during the LGM is driven by cooling. The magnitude of the cooling of the mean sea surface temperature in the equatorial Pacific during the LGM is comparable to the present day cooling anomaly during La Niña events. The present day temperatures during an El Niño event are towards the high limit of the thermal tolerance range of *G. bulloides*, and this species has been found to be absent from waters of the equatorial Pacific during such warm years (Watkins et al. 1996). Yet, during a cooler La Niña year the relative abundance of *G. bulloides* can increase to around 20 % and be locally dominant (Watkins et al. 1998). Thus, an increase in the abundance of *G. bulloides* in response LGM cooling can be expected. Our results suggest temperature may be a important contributor to the changes in *G. bulloides* abundance in the Equatorial Pacific, particularly away from the coastal upwelling zones.

Next, we assess the simulated response of *G. bulloides* abundance to food availability. Export production is higher during the LGM than during the preindustrial, yet food availability does not contribute significantly to the higher abundance of *G. bulloides* during the LGM. Within the relatively isothermal waters of the equatorial Pacific during a La Niña year, the observed abundance of *G. bulloides* was shown to increase exponentially with primary productivity above levels of $90 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ (see Fig. 9, Watkins et al. 1998), while *G. bulloides* abundances remained quite low below this limit. Thus, we would expect that the magnitude of the food-driven component of the change in abundance of *G. bulloides* would depend both on the initial PP and the magnitude of the change in PP. During the preindustrial the simulated primary production does not reach much higher than $60 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ outside of the coastal zones. Also, the difference between PP during the LGM and the preindustrial is small throughout the entire eastern equatorial Pacific, even within the coastal upwelling regions (i.e. $<5 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ day}^{-1}$). Such small changes in primary production would not be expected to produce significant changes in the simulated abundance of *G. bulloides*.

Although the model-data agreement is good throughout the central equatorial Pacific, we do not simulate the observed higher relative abundances recorded during the LGM within the upwelling zones of the eastern equatorial Pacific. There are numerous factors that could contribute to an underestimate in *G. bulloides* in the coastal upwelling zones including: (1) an underestimate in the sea-surface

temperature change, (2) an underestimate in either or both the preindustrial phytoplankton concentrations and the change in productivity, or (3) the simulated abundance of another species in the assemblage during the LGM is overestimated causing an underestimate in the increase in the abundance of *G. bulloides*, (4) the modelled sensitivity to food availability is too low, or (5) the species during the LGM had a different ecophysiology than the extant species.

Because the abundance of *G. bulloides* responds to both changes in biological production and temperature, it is difficult to diagnose the mechanisms responsible for this model-data disagreement without drawing on independent proxies of temperature and export production. Yet, this will not be possible until we understand why different proxies of biological productivity in the equatorial Pacific tend to give conflicting results. For example, benthic foraminifera generally indicate less productivity during the LGM relative to the preindustrial, while organic carbon and carbonate flux proxies suggest more (Bopp et al. 2003; Kohfeld et al. 2005). Nevertheless, we know that coastal upwelling is generally not well represented in models of this resolution. Higher preindustrial upwelling and a greater increase in upwelling during the LGM relative to the preindustrial would be expected to increase both the temperature and food-driven growth rates of *G. bulloides* and improve the match with the relative abundances measured in the sediment cores.

6 Synthesis and perspectives

6.1 Can model-data comparisons help to distinguish between IPSL_CM4 and IPSL_CM5?

Our main targets for the MH were reproducing the extra-tropical temperature signal, both for winter and summer and reproducing the monsoon strengthening. As far as temperatures are concerned, both models fail to reproduce the complex patterns shown by the reconstructions. The only region for which there is a difference in agreement vs disagreement between model results and reconstructions is Europe, for which IPSL_CM5 yields an improvement both for winter and summer. Over this region IPSL_CM5 simulates nearly no change in MTCO while IPSL_CM4 simulates a small winter warming, and a smaller MTWA warming than IPSL_CM5. This could be related to a stronger atmospheric short wave feedback in IPSL_CM4 (Kageyama et al. 2012, this issue, Sect. 4.3) in this region.

As far as tropical precipitation changes are concerned, the quantitative comparison for Africa does not show better results for one model or the other (Table 1), but the agreement between precipitation changes simulated by

IPSL_CM5 and 2 sites over the Sahel is encouraging. This suggests that the improved PI monsoon and interactive phenology is helping improve the model performance of this region's hydrological cycle.

For the LGM, IPSL_CM5 simulates a stronger cooling, globally, than IPSL_CM4. This is partly due to the use of different ice-sheet reconstructions, but also to a stronger short and long wave atmospheric feedback in IPSL_CM5, especially over the tropical and sub-tropical oceans. A comparison of the simulated SST changes to the MARGO project members (2009) gridded database reveals that model performance can be distinguished over two broad-scale regions: the South Atlantic and the southern Indian Ocean. Over the South Atlantic, IPSL_CM5 yields too strong a cooling, while over the southern Indian Ocean, the stronger cooling simulated by this model is in better agreement with the reconstructions. Over the other regions, the performance of IPSL_CM4 and IPSL_CM5 are similar and the performance of the models cannot be discriminated by comparing to SST reconstructions, either because both models yield results within the range of reconstructions (e.g. most of the equatorial Pacific) or because they both give results outside the acceptable range (e.g. the Mediterranean Sea and the western North Atlantic at around 45°N, where SSTs are too warm in both models). The former case partly occurs because of large uncertainties in the reconstructions themselves, the latter case occurs even if the uncertainties are large. Thus, in the second part of this study, motivated to improve our ability to discriminate between the results from different model versions, we have used the output of an ocean biogeochemical model (i.e. PISCES), so that we can evaluate model performance using complementary and underutilized data sets (Sect 6.2).

Over the ice-free continents during the LGM, it is difficult to distinguish between the performance of the two IPSL models using the climatic palaeo-reconstructions. For the mean annual temperatures, IPSL_CM5 is performing slightly better in the Mediterranean region, where colder temperatures are simulated. This might be related to the stronger long wave atmospheric feedback, but also to the subtropical poleward shift of the jet-stream in the IPSL_CM5 simulations, both in the PI reference simulation and in the LGM-PI anomaly. The model-data comparison would therefore tend to favour IPSL_CM5 over this region. There is one region and one variable for which IPSL_CM5 yields a strong improvement compared to IPSL_CM4: the mean annual precipitation in the northeastern United States, just South of the North American ice-sheet. IPSL_CM4 simulates a wetting while IPSL_CM5 simulates a slight drying, in much better agreement with reconstructions. This could again be related to changes in atmospheric circulation in IPSL_CM5 compared to IPSL_CM4, as described in Part 1: IPSL_CM4 has a much

stronger jet-stream over this region, which is favourable to more storms. This could be due to the changes in atmospheric dynamics between the models, but also to changes in ice-sheets. Additional sensitivity experiments are needed to disentangle the role of each of these changes.

As the continental reconstructions we used (Bartlein et al. 2011) are based on pollen and macro-fossil data, we have also used the ORCHIDEE dynamical vegetation model run off-line forced with the IPSL_CM5 and IPSL_CM4 output to compare these LGM vegetations to the BIOME6000 dataset (Prentice et al. 2011). We have used a biomization method to allow for a comparison of the exact plant functional types reconstructed in this database. This comparison yields results that are different from the comparison between model results and climate records, as vegetation proves to be very sensitive to these changes in boundary conditions. Indeed, over Europe and North America, IPSL_CM5 yields better results than IPSL_CM4. But IPSL_CM4 leads to more improvement compared to BIOME6000 over Siberia, a region for which its climatic results were within the range or too cold compared to the climatic reconstructions. Over the Amazon region, where no climatic reconstruction was available in the Bartlein et al. (2011) database, IPSL_CM4's offline vegetation is in better agreement with BIOME6000. This is a region where interactive phenology has a huge impact in IPSL_CM5, but this impact cannot be realistically simulated since the vegetation dynamics are not implemented in the IPSL_CM5 model: we are left with bare soil replacing the forest, while if we had had dynamical vegetation implemented in the model, forest would have most probably been replaced by another plant functional type.

In summary, model-data comparisons can help put model-model differences into perspective. However, it would be difficult to tell which model is in better agreement with data at the global scale, since some of the changes between IPSL_CM4 and IPSL_CM5 yield improvements in some regions but deterioration in others. Modelling vegetation introduces further constraints, but, also possible discrepancies between the climate and the biome comparisons, which calls for a better understanding of this palaeo-indicator. The MARGO project members (2009) SST reconstructions are also associated with large uncertainties, some of which are related to the fact that this compilation is based on an exhaustive list of proxies. This again calls for a better understanding of these paleo-environmental indicators, which we have attempted to undertake for two marine palaeo-indicators: the export production and foraminifer assemblages. These developments have been made possible by the inclusion of the PISCES model in the IPSL_CM5 model. In the latter part of this work, we have therefore focussed on the potential from these new approaches rather than on model-model comparisons.

6.2 Marine palaeo-environmental indicator modelling from the IPSL_CM5 results

The explicit representation of organic matter export production in the PISCES model allows for a direct comparison to two data sets (Kohfeld et al. 2005; Kohfeld and Chase 2011) that could not have previously been used for climate model evaluation. Despite the discrepancies in the simulated LGM-PI changes in sea surface temperatures, the broadscale features of the LGM-PI difference in export production are captured by the model, although the comparison remains qualitative.

The LGM-PI changes in productivity appear to be mainly driven by changes in mixed layer depth, which are tightly related to changes in wind strength and buoyancy fluxes, except over regions where sea-ice extends, like in the northeastern Pacific. Over the Southern Ocean, changes in productivity are also simply related to more aeolian iron input (Bopp et al. 2003).

In theory, winds are tightly linked to temperatures and temperature gradients. But in the northern hemisphere, the difference between the winds during the LGM and PI is also extremely sensitive to the perturbation in topography due to the presence of the mid-latitude ice-sheets (Pausata et al. 2011; Rivière et al. 2010). So the good performance of the model in terms of changes in export production in the North Atlantic could be related to changes in atmospheric circulation being satisfactorily simulated in the IPSL_CM5 model, which was also seen from the comparison to the climate records over the northeastern United States and western Europe.

We used the FORAMCLIM model to simulate the abundance of eight species of foraminifera using the IPSL/PISCES ocean biogeochemical model output. In the North Atlantic, the PI cold biases in temperature have a large impact on foraminifer abundances: the region of dominance of *N. pachyderma* extends too far South. We therefore decided to correct for this PI bias before computing LGM foraminifer abundances. The simulated LGM-PI differences in foraminiferal relative abundances are qualitatively in agreement with observations, with a further southward shift of the southern limit of the *N. pachyderma* dominance zone during the LGM. Additional sensitivity analyses show that this southward shift can be explained by the impact of differences in ocean temperatures on the foraminiferal respiration or nutrition rates. Yet, locally the changes in food availability can modulate this response. This is the case south of New Foundland where strong changes in wind and mixed layer depth occur, probably due to the presence of the Laurentide ice-sheet. In such regions, large changes in productivity could result in an overestimation of the SST changes from foraminifer abundances. It would have been instructive, from this perspective, to

reexamine the warm bias in the SSTs simulated for the eastern North Atlantic at around 45°N. However, because we had to correct for the PI bias, the latitude of the largest changes in foraminifer abundance are located further North and prevents us from strictly comparing SST and foraminifer abundance biases there.

In the North Atlantic, the LGM–PI difference in the southerly extent of *N. pachyderma* dominance is underestimated. This may be due to the warm SST bias at ca. 45°N. This warm SST bias could well be a real bias: the presence of warm waters there could be the result of a strengthening of the westerlies and therefore of the Gulf stream. It is also consistent with a strengthening of the deep convection further North, which itself explains the AMOC strengthening, which is not realistic either. Finally, the cold bias characterising the PI state could prevent the model from simulating a realistic cooling over this region because the SSTs are already cold in the reference state. A way to improve our understanding of the processes at work in the North Atlantic would be to use the higher resolution IPSL model, which is less biased (Hourdin et al. 2012) and run additional sensitivity experiments to disentangle the reasons of the SST warming and strengthening of the AMOC.

Over the Equatorial Pacific, a thorough comparison of the simulated export production to the data (Kohfeld et al. 2005; Kohfeld and Chase 2011) is difficult because the data-based estimates of export production are based on a wide-range of different proxies, and these various proxies are inconclusive in both the sign and the magnitude of the LGM–PI export production difference. The simulated LGM–PI difference in export production is sensitive to the nutricline depth. Thus, changes in the surface winds play a important role in the simulated response.

To help resolve some of the uncertainties in the equatorial Pacific, we have drawn on another indicator, the abundance of *G. bulloides*, which is available from the MARGO database. Higher abundances of *G. bulloides* are simulated throughout much of the equatorial Pacific during the LGM relative to the PI. Our model results are in agreement with this observations, except within the coastal zones in the eastern equatorial Pacific. Sensitivity studies show that most of this change is actually temperature driven, and simulated SST anomalies were in the range (even if on the cold side) of the MARGO reconstructions. It could be that changes in productivity are not large enough to have a significant impact on the *G. bulloides* abundance in FORAMCLIM, and this could itself be related to coastal upwellings being poorly resolved in the ocean model.

6.3 Perspectives

There is a limit to how much we can learn from standard comparison of past simulated climates to climate

reconstructions, especially if we want to take into account as many climate indicators as possible, which can give rise to large uncertainties reflecting the limits in our understanding of how these indicators record climate changes. Explicitly simulating palaeo-environmental indicators, such as has been done here for vegetation, export production and foraminifer abundances, makes it possible to draw on new and underutilised data sets to help interpret paleoproxies and improve model performance. Palaeo-proxy modelling can help to diagnose the potential drivers of the observed changes in abundances in the fossil record. For example, changes in the relative abundances of foraminifer species observed in sediment cores can be difficult to interpret. By simulating foraminifer abundance, the model can help to test which species abundances are most likely driving the recorded changes in the relative abundances of the species in the assemblage. Proxy modelling can also help test the impact of factors that can be difficult to assess from the records alone, such as changes in variability on a range of time-scales. This work was intended to show the potential of tools that are progressively being implemented in or around Earth System models. Many questions are left for future studies, such as a more extensive comparison of the FORAMCLIM results to the MARGO database or comparison to other palaeo-indicators.

Acknowledgments The work presented in this paper has largely benefited from the work of our colleagues of the IPSL Climate Modelling Centre. The research leading to these results was supported by CNRS, the INSU-LEFE French Program under the MissTerre project, the French programs ANR05-BLAN0275-01 “FORCLIM” and ANR-10-PDOC-005-01 “Ecogely”. It also received support from the COMBINE EU project (ECIP, Grant Agreement number 226520). This work also benefited of the HPC resources of CCRT and IDRIS made available by GENCI (Grand Equipement National de Calcul Intensif), CEA (Commissariat à l’Energie Atomique et aux Energies Alternatives) and CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique). We also would like to thank the anonymous referees for their constructive and helpful remarks on this long manuscript.

References

- Arsouze T, Dutay J-C, Kageyama M, Lacan F, Alkama R, Marti O, Jeandel C (2008) A modeling sensitivity study of the influence of the atlantic meridional overturning circulation on neodymium isotopic composition at the last glacial maximum. *Clim Past* 4:191–203
- Aumont O, Bopp L (2006) Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies. *Global Biogeochem Cycles* 29:GB2017. doi:10.1029/2005GB002591
- Bartlein PJ, Harrison SP, Brewer S, Connor S, Davis BAS, Gajewski K, Guiot J, Harrison-Prentice TI, Henderson A, Peyron O, Prentice IC, Scholze M, Seppä H, Shuman B, Sugita S, Thompson RS, Viau AE, Williams J, Wu H (2011) Pollen-based continental climate reconstructions at 6 and 21 ka: a global synthesis. *Clim Dyn* 37:775–802
- Bassinot FC, Marzin C, Braconnot P, Marti O, Mathien-Blard E, Lombard F, Bopp L (2011) Holocene evolution of summer

- winds and marine productivity in the tropical Indian Ocean in response to insolation forcing: data-model comparison. *Clim Past* 7:815–829
- Berger WH (1968) Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. *Deep Sea Res* 15:31–43
- Bonfils C, de Noblet-Ducoudré N, Braconnot P, Joussaume S (2001) Hot desert albedo and climate change: mid-Holocene monsoon in North Africa. *J Clim* 14:3724–3737
- Bopp L, Kohfeld K, Le Quere C, Aumont O (2003) Dust impact on marine biota and atmospheric CO₂ during glacial periods. *Paleoceanogr* 18(2). Art no 1046
- Braconnot P, Harrison SP, Kageyama M, Bartlein PJ, Masson-Delmotte V, Abe-Ouchi A, Otto-Bliesner B, Zhao Y (2012) Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. *Nat Clim Change* 2:417–424
- Braconnot P, Otto-Bliesner B, Harrison S, Joussaume S, Peterchmitt J-Y, Abe-Ouchi A, Crucifix M, Driesschaert E, Fichefet T, Hewitt CD, Kageyama M, Kitoh A, Laine A, Loutre M-F, Marti O, Merkel U, Ramstein G, Valdes P, Weber SL, Yu Y, Zhao Y (2007a) Results of PMIP2 coupled simulations of the mid-Holocene and last glacial maximum—part 1: experiments and large-scale features. *Clim Past* 3(2):261–277
- Braconnot P, Otto-Bliesner B, Harrison S, Joussaume S, Peterchmitt J-Y, Abe-Ouchi A, Crucifix M, Driesschaert E, Fichefet T, Hewitt CD, Kageyama M, Kitoh A, Loutre M-F, Marti O, Merkel U, Ramstein G, Valdes P, Weber L, Yu Y, Zhao Y (2007b) Results of PMIP2 coupled simulations of the mid-Holocene and last glacial maximum—part 2: feedbacks with emphasis on the location of the ITCZ and mid- and high latitudes heat budget. *Clim Past* 3(2):279–296
- Bush MB (2002) On the interpretation of fossil poaceae pollen in the humid lowland neotropics. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 177:5–17
- Colinvaux PA, de Oliveira PE, Bush MB (2000) Amazonian and neotropical plant communities on glacial timescales: the failure of the aridity and refuge hypotheses. *Quat Sci Rev* 19:141–169
- Colinvaux PA, De Oliveira PE, Moreno JE, Miller MC, Bush MB (1996) A long pollen record from lowland Amazonia: forest and cooling in glacial times. *Science* 274:85–88
- Cowling SA (1999) Simulated effects of low atmospheric CO₂ on structure and composition of North American vegetation at the last glacial maximum. *Global Ecol Biogeogr* 8:81–93
- Dufresne J-L, Foujols M-A, Denvil S, Caubel A, Marti O, in revision, this special issue. Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model with an emphasis on changes between CMIP3 and CMIP5. *Clim Dyn*
- Fairbanks RG, Sverdrup M, Free R, Wiebe PH, Be AW H (1982) Vertical-distribution and isotopic fractionation of living planktonic-foraminifera from the Panama basin. *Nature* 298:841–844
- Frailé I, Schulz M, Mulitza S, Kucera M (2008) Predicting the global distribution of planktonic foraminifera using a dynamic ecosystem model. *Biogeosciences* 5:891–911
- Frailé I, and Mulitza S, Schulz M (2009) Modeling planktonic foraminiferal seasonality: implications for sea-surface temperature reconstructions. *Mar Micropaleontol* 72:1–9
- Haberle SG, Maslin MA (1999) Late Quaternary vegetation and climate change in the Amazon basin based on a 50,000 year pollen record from the Amazon fan, ODP site 932. *Quat Res* 51:27–38
- Haffer J (1969) Speciation in amazonian forest birds. *Science* 165:131–137
- Haffer J, Prance GT (2001) Climatic forcing of evolution in Amazonia during the Cenozoic: on the refuge theory of biotic differentiation. *Amazoniana* 16:579–607
- Hargreaves JC, Paul A, Ohgaito R, Abe-Ouchi A, Annan JD (2011) Are paleoclimate model ensembles consistent with the Margo data synthesis? *Clim Past* 7:917–933
- Harrison SP, Prentice IC (2003) Climate and CO₂ controls on global vegetation distribution at the last glacial maximum: analysis based on palaeovegetation data, biome modelling and palaeoclimate simulations. *Global Biogeochem Cycles* 9:983–1004
- Hourdin F, Foujols M-A, Codron F, Guemas V, Dufresne J-L, Bony S, Denvil S, Guez L, Lott F, Gattas J, Braconnot P, Marti O, Meurdesoif Y, Bopp L (2012) Impact of the LMDZ atmospheric grid configuration on the climate and sensitivity of the IPSL-CM5A coupled model. *Clim Dyn*. doi:10.1007/s00382-012-1411-3
- Jolly D, Haxeltine A (1997) Effect of low glacial atmospheric CO₂ on tropical African montane vegetation. *Science* 276:786–788
- Joussaume S, Taylor K (1995) Status of the paleoclimate modeling intercomparison project (PMIP). In: Proceedings of the first international AMIP scientific conference (Monterrey, CA, USA, 15–19 May 1995). *WRCP-92*, pp 425–430
- Joussaume S, Taylor KE, Braconnot P, Mitchell JFB, Kutzbach JE, Harrison SP, Prentice IC, Broccoli AJ, Abe-Ouchi A, Bartlein PJ, Bonfils C, Dong B, Guiot J, Herterich H, Hewitt CD, Jolly D, Kim JW, Kislov A, Kitoh A, Loutre MF, Masson V, McAvaney B, McFarlane N, de Noblet N, Peltier WR, Peterschmitt JY, Pollard D, Rind D, Royer JF, Schlesinger ME, Syktus J, Thompson S, Valdes P, Vettoretti G, Webb RS, Wypytta U (1999) Monsoon changes for 6000 years ago: results of 18 simulations from the paleoclimate modelling intercomparison project (PMIP). *Geophys Res Lett* 26:859–862
- Kageyama M, Braconnot P, Bopp L, Caubel A, Foujols M-A, Guilyardi E, Khodri M, Lloyd J, Lombard F, Mariotti V, Marti O, Roy T, Woillez M-N (2012) Mid-Holocene and Last Glacial Maximum climate simulations with the IPSL model—part I: comparing IPSL_CM5A to IPSL_CM4. *Clim Dyn*. doi:10.1007/s00382-012-1488-8
- Kageyama M, Laine A, Abe-Ouchi A, Braconnot P, Cortijo E, Crucifix M, Vernal A, Guiot J, Hewitt CD, Kitoh A, Kucera M, Marti O, Ohgaito R, Otto-Bliesner B, Peltier WR, Vettoretti G, Weber SL, MARGO project members: (2006) Last glacial maximum temperatures over the North Atlantic, Europe and western Siberia: a comparison between PMIP models, MARGO sea-surface temperatures and pollen-based reconstructions. *Quat Sci Rev* 25:2082–2102
- Kershaw A, Penny D, van der Kaars S, Anshari G, Thamotherampili T (2001) Vegetation and climate in lowland southeast Asia at the Last Glacial Maximum. In: Metcalfe I, Smith JMB, Morwood M, Davidson I (eds) Faunal and floral migrations and evolution in SE Asia-Australasia. Balkema, Lisse, pp 227–236
- Kohfeld K, Quere C, Harrison S, Anderson R (2005) Role of marine biology in glacial-interglacial CO₂ cycles. *Science* 308(5718): 74–78
- Kohfeld KE, Chase Z (2011) Controls on deglacial changes in biogenic fluxes in the north Pacific ocean. *Quat Sci Rev* 30:3350–3363
- Kohfeld KE, Harrison SP (2000) How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global environmental data sets. *Quat Sci Rev* 19:321–346
- Krinner G, Viovy N, de Noblet-Ducoudré N, Ogée J, Polcher J, Friedlingstein P, Ciais P, Sitch S, Prentice IC (2005) A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochem Cycles* 19:GB1015. doi:10.1029/2003GB002199
- Kucera M, Rosell-Melé A, Schneider R, Waelbroeck C, Weinelt M (2005a) Multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO). *Quat Sci Rev* 24:813–819
- Kucera M, Weinelt M, Kiefer T, Pflaumann U, Hayes A, Weinelt M, Chen M-T, Mix AC, Barrows TT, Cortijo E, Duprat J, Juggins S, Waelbroeck C (2005b) Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: multi-

Mid-Holocene and last glacial maximum climate

- technique approach based on geographically constrained calibration data sets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans. *Quat Sci Rev* 24:951–998
- Kuroyanagi A, Kawahata H (2004) Vertical distribution of living planktonic foraminifera in the seas around Japan. *Mar Micropaleontol* 53:173–196
- Ledru M-P, Bertaux J, Sifeddine A, Suguio K (1998) Absence of last glacial maximum records in lowland tropical forests. *Quat Res* 49:233–237
- Lombard F, Labeyrie L, Michel E, Bopp L, Cortijo E, Retailleau S, Howa H, Jorissen F (2011) Modelling planktic foraminifer growth and distribution using an ecophysiological multi-species approach. *Biogeosciences* 8:853–873
- Ludwig W, Probst JL, Kempe S (1996) Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion, *Global Biogeochem Cycles* 10:23–41
- Mahowald NM, Muhs DR, Levis S, Rasch PJ, Yoshioka M, Zender CS, Luo C (2006) Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates. *J Geophys Res* 111:D10202. doi: [10.1029/2005JD006653](https://doi.org/10.1029/2005JD006653)
- MARGO project members: (2009) Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the last glacial maximum. *Nat Geosci* 2:127–132
- Masson-Delmotte V, Kageyama M, Braconnot P, Charbit S, Krinner G, Ritz C, Guilyardi E, Jouzel J, Abe-Ouchi A, Crucifix M, Gladstone RM, Hewitt CD, Kitoh A, LeGrande AN, Marti O, Merkel U, Motoi T, Ohgaito R, Otto-Bliesner B, Peltier WR, Ross I, Valdes PJ, Vettoretti G, Weber SL, Wolk F, Yu Y (2006) Past and future polar amplification of climate change: climate model intercomparisons and ice-core constraints. *Clim Dyn* 26:513–529. doi: [10.1007/s00382-005-0081-9](https://doi.org/10.1007/s00382-005-0081-9)
- Ohgaito R, Abe-Ouchi A (2009) The effect of sea surface temperature bias in the PMIP2 AOGCMs on mid-Holocene asian monsoon enhancement. *Clim Dyn* 33:975–983
- Oka A, Abe-Ouchi A, Chikamoto M, Ide T (2011) Mechanisms controlling export production at the lgm: effects of changes in oceanic physical fields and atmospheric dust deposition. *Global Biogeochem Cycles* 25(2):GB2009
- Ortiz JD, Mix AC, Collier RW (1995) Environmental-control of living symbiotic and asymbiotic foraminifera of the California current. *Paleoceanography* 10:987–1009
- Pausata FSR, Li C, Wettstein JJ, Kageyama M, Nisancioglu KH (2011) The key role of topography in altering North Atlantic atmospheric circulation during the last glacial period. *Clim Past* 7:1089–1101
- Prell W, Curry W (1981) Faunal and isotopic indices of monsoonal upwelling, Western Arabian Sea. *Oceanol Acta* 4:91–98
- Prentice I, Guiot J, Huntley B, Jolly D, Cheddadi R (1996) Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka. *Clim Dyn* 12:185–194
- Prentice I, Jolly D, BIOME 6000 Participants (2000) Mid-Holocene and glacial-maximum vegetation geography of the northern continents and Africa. *J Biogeogr* 27(3):507–519
- Prentice IC, Harrison SP, Bartlein PJ (2011) Global vegetation and terrestrial carbon cycle changes after the last ice age. *New Phytol* 189:988–998
- Ramstein G, Kageyama M, Guiot J, Wu H, Hély C, Krinner G, Brewer S (2007) How cold was Europe at the last glacial maximum? a synthesis of the progress achieved since the first pmip model-data comparison. *Clim Past* 3:331–339
- Rivière G, Laine A, Lapeyre G, Salas-Méla D, Kageyama M (2010) Links between Rossby wave breaking and the North Atlantic Oscillation–Arctic Oscillation in present-day and Last Glacial Maximum climate simulations. *J Clim* 25:2987–3008
- Séférian R, Bopp L, Gehlen M, Orr JC, Ethé C, Cadule P, Aumont O, Salas-y Méla D, Voltaire A, Madec G (2012) Skill assessment of three earth system model with a common marine biogeochemistry. *Clim Dyn*. doi: [10.1007/s00382-012-1362-8](https://doi.org/10.1007/s00382-012-1362-8)
- Tagliabue A, Bopp L, Roche DM, Bouttes N, Dutay J-C, Alkama R, Kageyama M, Michel E, Paillard D (2009) Quantifying the roles of ocean circulation and biogeochemistry in governing ocean carbon-13 and atmospheric carbon dioxide at the last glacial maximum. *Clim Past* 5:695–706
- Wang Y, Notaro M, Liu Z, Gallimore R, Levis S, Kutzbach J (2008) Vegetation-precipitation feedbacks in mid-Holocene North Africa from two climate models. *Clim Past* 4:59–67
- Watkins J, Mix A, Wilson J (1996) Living planktic foraminifera of the central Equatorial Pacific Ocean: tracers of circulation and productivity regimes. *Deep Sea Res* 43:1257–1282
- Watkins JM, Mix AC, Wilson J (1998) Living planktic foraminifera in the central tropical Pacific ocean: articulating the equatorial cold tongue during la Niña. *Mar Micropaleontol* 33:157–174
- Wohlfahrt J, Harrison SP, Braconnot P, Hewitt CD, Kitoh A, Mikolajewicz U, Otto-Bliesner BL, Weber SL (2008) Evaluation of coupled oceanatmosphere simulations of the mid-Holocene using palaeovegetation data from the northern hemisphere extratropics. *Clim Dyn* 31:871–890
- Willeit M-N, Kageyama M, Krinner G, de Noblet-Ducoudré N, Viovy N, Mancip M (2011) Impact of CO₂ and climate on the last glacial maximum vegetation: results from the ORCHIDEE/IPSL models. *Clim Past* 7:557–577
- Wu H, Guiot J, Brewer S, Guo Z (2007) Climatic changes in Eurasia and Africa at the last glacial maximum and mid-Holocene: reconstruction from pollen data using inverse vegetation modelling. *Clim Dyn* 29:211–229

Liste des acronymes

ALK	Alcalinité
AMOC	Atlantic Meridional Overturning Circulation
AOGCM	Atmosphere Ocean General Circulation Model
CDW	Circumpolar Deep Water
CLIMBER-2	CLIMate-BiosphERe model
DIC	Dissolved Inorganic Carbon
DMG	Dernier Maximum Glaciaire
EDML	EPICA Dronning Maud Land
EPICA	European Project for Ice Coring in Antarctica
GtC	Gigatonne de carbone
HNLC	High-Nutrient, low-Chlorophyll
IPSL	Institut Pierre et Simon Laplace
IPSL-CM4	modèle couplé de l'IPSL, version 4
IPSL-CM5	modèle couplé de l'IPSL, version 5
ka BP	milliers d'années avant 1950
LGM	Last Glacial Maximum
LIM	Louvain-la-Neuve sea-Ice Model
MIS3	Marine Isotope Stage 3
NADW	North Atlantic Deep Water
NPDW	North Pacific Deep Water
NPP	Net Primary Production
OGCM	Ocean General Circulation Model
OPA	Océan PARallélisé
ORCHIDEE	Organizing Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms
PISCES	Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies
ppm	parties par millions
SSS	Sea Surface Salinity
SST	Sea Surface Temperature
TS	Température de Surface

Remerciements

Difficile de faire le bilan de ces trois années riches en interactions et de n'oublier personne dans les remerciements ! Vous avez été nombreux à m'entourer et à partager des moments de convivialité tout au long de cette thèse.

Je tiens tout d'abord à remercier mes directeurs de thèse pour m'avoir donné la possibilité de me lancer dans l'aventure du doctorat. Merci Laurent de m'avoir fait découvrir le monde microscopique du phytoplancton et du zooplancton et son interaction avec le climat, merci pour ta confiance et pour ton optimisme en toutes situations. Merci Didier (P.) de m'avoir donné une vision complémentaire à celle de Laurent sur le cycle du carbone, merci pour tes conseils et surtout pour ta disponibilité.

Merci aux membres de mon jury d'avoir accepté de lire mes travaux et d'être venus de si loin pour en discuter lors de la soutenance. Vos commentaires constructifs m'ont permis d'affiner mes idées et d'ouvrir de nouvelles questions.

Merci aux membres des équipes BIOMAC et CLIM, qui m'ont permis de voyager dans la chaîne trophique, les cycles biogéochimiques et dans des époques aussi reculées qu'il y a 60 millions d'années. Merci Didier (R.) de m'avoir acceptée dans le cercle très fermé des iLoveclimiens et pour tes conseils précieux en débogage. Merci Nathaëlle d'avoir toujours été disponible pour discuter "brines". Merci à mon co-bureau Roland de m'avoir supportée depuis la "salle des mulots" en stage de M2 jusqu'à la pièce 124, et d'avoir partagé ses passions, passant de l'éloge des statistiques à la culture des bonsaïs, des discussions mémorables...

Merci à mes compagnons du Marion Dufresne (Claire, Thibault, Alissia, Guillaume, DJ Nico, Sophie...) pour vos enseignements et votre bonne humeur, cette campagne de carottage dans la Baie du Bengale reste un souvenir inoubliable ! Merci à Franck et Luc d'avoir admis une modélisatrice à bord !

Merci aux habitants du 712 pour tous ces moments de convivialité, que ce soit aux Restaurants 1 à 3 du CEA, aux Algorithmes ou en salle de convivialité (intérieure ou extérieure) : Patricia, Imen, Bruno, Anne, Juliette, Marie, Tilla, Laure, Arnaud, Aude, Juliane, James, Wag, Amélie, Yann, Marion... et tant d'autres... Une mention toute parti-

culière à Alina pour les nombreux bons souvenirs partagés, que ce soit au LSCE, en conf', en Roumanie ou à Récup' & Déco...

Merci à toutes les autres personnes du LSCE avec qui j'ai pu tout aussi bien parler de carottage au Groenland, de cernes d'arbres ou de méga-lac Tchad, des discussions aussi variées qu'intéressantes...

Merci à mes amis de l'ENSTA qui ont égayé ces trois années par nombre de voyages et de soirées. Merci à Sandrine témoin n°1, à Rémy pour les discussions sans fin, à Antoine pour les voyages en RER B ou en bus jusqu'à l'inaccessible plateau de Saclay, à Sophie pour l'aventure MCosmopolitan, à Constance et Mathieu pour leur bonne foi aux jeux, à Marie et Romain pour les soirées gauffres, à Alexis et Pierre pour le Grand Ouest, à Tal pour les fou-rires sur les luges et à Anne et Jérémie pour leur entourage le jour J.

Merci à toute ma famille et belle-famille qui m'a soutenue et encouragée dans ce projet.

Et enfin merci Thomas pour ta présence réconfortante toutes ces années, pour ta compréhension et l'équilibre que tu m'apportes. Merci en particulier de m'avoir entourée pendant la dure période de rédaction, à charge de revanche !