



**HAL**  
open science

# Variabilité des écosystèmes marins de l'échelle inter-annuelle au dernier cycle glaciaire-interglaciaire

Priscilla Le Mezo

► **To cite this version:**

Priscilla Le Mezo. Variabilité des écosystèmes marins de l'échelle inter-annuelle au dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Sciences de la Terre. Université Paris Saclay (COmUE), 2017. Français. NNT : 2017SACLV003 . tel-01548500

**HAL Id: tel-01548500**

**<https://theses.hal.science/tel-01548500>**

Submitted on 27 Jun 2017

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

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

NNT: 2017SACLIV003

# THÈSE DE DOCTORAT

de

l'Université de Paris-Saclay

préparée à

l'Université de Versailles et Saint-Quentin-en-Yvelines

École doctorale n°129

Sciences de l'environnement en Île de France

Spécialité de doctorat

Météorologie, Océanographie, Physique de l'Environnement

par

**Priscilla LE MÉZO**

## **Variabilité des écosystèmes marins de l'échelle inter-annuelle au dernier cycle glaciaire-interglaciaire**

*Thèse présentée et soutenue publiquement le 3 Mars 2017 devant le jury composé de :*

Dr. Masa KAGEYAMA	LSCE	Directrice de thèse
Dr. Laurent BOPP	LSCE/LMD	Directeur de thèse
Pr. Christophe COLIN	GEOPS	Président du jury
Pr. Samuel JACCARD	Université de Bern	Rapporteur
Pr. Birgit SCHNEIDER	Université de Kiel	Rapporteur
Dr. Luc BEAUFORT	CEREGE	Examineur
Pr. Eric GALBRAITH	ICREA	Examineur



## Laboratoire d'accueil et financement

Cette thèse a été effectuée au sein du Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) et financée par une bourse de l'IDEX-Paris Saclay sous un contrat signé avec le Commissariat à l'Énergie Atomique et aux énergies renouvelables (CEA).

Les missions effectuées pour promouvoir ce travail de thèse ont été financées par le Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) et le CEA.



*« Quand on ne sait pas, on ne se pose pas trop de questions, mais quand on commence à disposer d'un début d'explication, on veut à tout prix tout savoir tout comprendre. »*

---

Bernard Weber - *Les thanatonautes*

Merci





## Résumé

La variabilité du système climatique influence la productivité et la distribution des espèces marines sur toutes les échelles de temps, de la variabilité saisonnière et inter-annuelle aux cycles glaciaires-interglaciaires. Mais ces liens entre climat et écosystèmes marins sont encore largement méconnus, de telle sorte que les prévisions des changements à venir sont difficiles. De plus, parce que les indicateurs paléoclimatiques issus des archives marines sont souvent liés au fonctionnement de l'écosystème, cette méconnaissance limite la fiabilité de la reconstruction de la variabilité climatique passée. Ce travail de thèse vise à améliorer notre connaissance de ces liens entre climat et écosystèmes marins : nous nous sommes intéressés aux changements de productivité marine au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire, et nous nous sommes aussi penchés sur la réponse de l'écosystème, incluant l'ensemble des niveaux de la chaîne trophique, à la variabilité inter-annuelle à décennale en climat pré-industriel. Ce travail est basé sur l'utilisation d'un modèle climatique (IPSL-CM), d'un modèle de biogéochimie marine (PISCES) et d'un modèle de niveaux trophiques supérieurs (APECOSM).

Dans un premier temps, nous montrons que le lien entre l'intensité de la mousson indienne et la productivité primaire marine, en été boréal dans la mer d'Arabie, n'est pas direct. En effet, il apparaît indispensable pour comprendre les changements de productivité de considérer, en plus de l'intensité de la mousson, la structure de la mousson. En particulier, la position du Jet de Findlater par rapport à la côte de la péninsule arabe est un paramètre important puisqu'elle conditionne la dynamique d'Ekman dans la région.

Dans un second temps, nous avons étudié les variations de la productivité marine au large de l'embouchure du fleuve Congo et leurs liens avec le fleuve et les changements de dynamique atmosphérique africaine. Ce travail a mis en évidence que la relation entre l'intensité de la mousson et l'intensité des alizés, souvent utilisée dans les reconstructions climatiques, n'est pas toujours vérifiée. Selon le climat étudié, l'importance des effets thermiques ou dynamiques sur les changements de précipitations et de vents simulés est différente.

Dans un troisième temps, nous avons étudié l'effet de la variabilité inter-annuelle sur les changements de productivité passés et sur le signal climatique potentiellement enregistré par des indicateurs climatiques biologiques.

Enfin, la dernière partie de cette thèse se focalise sur la réponse des organismes marins des haut-niveaux trophiques à la variabilité climatique à différentes fréquences. Ce travail a révélé que les organismes marins répondent de façons différentes aux variations environnementales en fonction de leur taille et de leur habitat.

**Mots clés :** *variabilité climatique, écosystèmes marins, cycle glaciaire-interglaciaire, reconstruction climatique, mousson, modélisation*

## Abstract

Climate variability influences marine primary productivity and marine species distribution over all timescales, from seasonal to interannual variability and glacial-interglacial cycles. The links between climate and marine ecosystems are still sparsely known so that the predictions of future changes are difficult. Moreover, because paleoclimate recorders extracted from marine archives are often linked to the functioning of the ecosystem, this lack of knowledge limits our ability to reconstruct past climate variability.

This thesis work aims at improving our knowledge of these links between climate and marine ecosystems : we have looked into marine productivity changes during the last glacial-interglacial cycle, but we also examined the "end-to-end" ecosystem response to inter-annual to decadal variability in a pre-industrial climate. This work uses a climate model (IPSL-CM), a bio-geochemical model (PISCES) and a model of high trophic levels (APECOSM).

First, we show that the link between Indian summer monsoon intensity and marine primary productivity in the Arabian Sea is indirect. Indeed, it appears necessary to consider the monsoon pattern, such as the Findlater Jet position, which drives the Ekman dynamics in the region, as well as its intensity to understand the productivity changes.

Second, we study the marine productivity changes off the Congo river mouth and their links with the river runoff and the African atmospheric dynamics. This work shows that the relationship between monsoon intensity and trade winds intensity, often used to reconstruct past changes, is not always verified. Depending on the climate, thermal or dynamical effects are more or less prominent drivers of the simulated changes in precipitation and winds. Productivity off the Congo river mouth, which is mainly located in the subsurface, seems more affected by the ocean and atmosphere dynamics than by the river supply in nutrients.

Third, we study the inter-annual variability effects over past productivity changes and over the climatic signal potentially recorded in the biological climate proxies.

Finally, the last part of the thesis focuses on high trophic levels marine organisms response to climate variability at different frequencies. This study shows that marine organisms response to environmental changes varies with the organism' size and habitat.

**Key words :** *climate variability, marine ecosystems, glacial-interglacial cycle, climate reconstruction, monsoon, modeling*



# Table des matières

<b>Laboratoire d'accueil et financement</b>	<b>3</b>
<b>Remerciements</b>	<b>5</b>
<b>Résumé</b>	<b>7</b>
<b>Abstract</b>	<b>9</b>
<b>Table des matières</b>	<b>11</b>
<b>1 Climat et productivité marine</b>	<b>15</b>
1.1 Introduction . . . . .	16
1.2 Climat et écosystèmes . . . . .	17
1.3 Paléoclimats et paléoprodutivité . . . . .	44
1.4 Problématique et organisation de la thèse . . . . .	52
1.5 Références . . . . .	54
<b>2 Du modèle aux expériences</b>	<b>61</b>
2.1 Les modèles . . . . .	62
2.2 La modélisation des climats passés . . . . .	78
2.3 Expériences . . . . .	81
2.4 Références . . . . .	85
<b>3 Variabilité saisonnière et cycle glaciaire-interglaciaire de la productivité primaire dans l'océan indien</b>	<b>91</b>
3.1 La mousson indienne . . . . .	92
3.2 Mousson d'été et productivité en mer d'Arabie [LE MÉZO et al., 2016] . . . . .	94
3.3 Développements et perspectives . . . . .	129
3.4 Résumé et conclusions du chapitre . . . . .	154

3.5	Références . . . . .	156
<b>4</b>	<b>Variabilité saisonnière de la productivité et de la dynamique atmosphérique africaine en climats glaciaires et interglaciaires</b>	<b>163</b>
4.1	Introduction . . . . .	165
4.2	Description de la dynamique atmosphérique et océanique de la région . . .	167
4.3	Dynamique atmosphérique africaine dans différents climats du Quaternaire	175
4.4	Dynamique océanique et productivité marine dans l'est du bassin de l'Angola	199
4.5	Conclusions et perspectives du chapitre . . . . .	220
4.6	Références . . . . .	223
<b>5</b>	<b>Variations inter-annuelles du climat et de la productivité primaire, impacts sur les reconstructions</b>	<b>231</b>
5.1	Introduction . . . . .	232
5.2	Impacts de la variabilité inter-annuelle du climat sur la productivité marine	234
5.3	Température enregistrée par les indicateurs climatiques biologiques . . . .	250
5.4	Conclusions et perspectives du chapitre . . . . .	256
5.5	Références . . . . .	259
<b>6</b>	<b>Variabilité inter-annuelle à multi-décennale des hauts niveaux trophiques en climat pré-industriel</b>	<b>263</b>
6.1	Le modèle de hauts niveaux trophiques Apex Predators Ecosystem Model (APECOSM) . . . . .	264
6.2	Variabilité des écosystèmes dans le Pacifique nord et l'Atlantique nord [LÉ MÉZO et al., 2016] . . . . .	267
6.3	Perspectives . . . . .	282
6.4	Conclusions du chapitre . . . . .	287
6.5	Références . . . . .	287
	<b>Conclusions et perspectives de la thèse</b>	<b>291</b>
<b>A</b>	<b>Equation PISCES</b>	<b>301</b>
A.1	Modèle de Monod . . . . .	301
A.2	Approche par quota . . . . .	302

<b>B</b>	<b>Calcul de pression au niveau de la mer et de barycentres</b>	<b>305</b>
B.1	Calcul de la pression au niveau de la mer . . . . .	305
B.2	Caclul de la position du barycentre . . . . .	307
<b>C</b>	<b>Annexe au chapitre 4</b>	<b>311</b>
C.1	Évaluation des jets d’est . . . . .	311
C.2	Dynamique atmosphérique en été boréal . . . . .	313
<b>D</b>	<b>Annexe au chapitre 5</b>	<b>315</b>
D.1	Calcul des moyennes saisonnières pour les simulations forcées par le cycle saisonnier . . . . .	315
<b>E</b>	<b>Article en collaboration</b>	<b>317</b>
E.1	Bopp et al., en révision . . . . .	317
	<b>Glossaire</b>	<b>333</b>
	<b>Liste des figures</b>	<b>335</b>
	<b>Liste des tableaux</b>	<b>347</b>



# Chapitre 1

## Climat et productivité marine

### Sommaire

---

<b>1.1 Introduction</b> . . . . .	<b>16</b>
<b>1.2 Climat et écosystèmes</b> . . . . .	<b>17</b>
1.2.1 Circulation atmosphérique . . . . .	17
1.2.2 Circulation océanique . . . . .	24
1.2.3 Écosystèmes marins . . . . .	29
1.2.4 Variations inter-annuelles à décennales et productivité . . . . .	40
<b>1.3 Paléoclimats et paléopproductivité</b> . . . . .	<b>44</b>
1.3.1 Le mouvement de la Terre comme moteur des variations passées . . . . .	44
1.3.2 Reconstructions climatiques à partir des indicateurs biologiques . . . . .	47
<b>1.4 Problématique et organisation de la thèse</b> . . . . .	<b>52</b>
<b>1.5 Références</b> . . . . .	<b>54</b>

---

## 1.1 Introduction

Les écosystèmes marins sont largement influencés par la physique et la dynamique océanique. Par exemple, le phénomène **El Niño Southern Oscillation (ENSO)** dans le Pacifique équatorial modifie les caractéristiques environnementales et impacte les pêcheries à l'échelle inter-annuelle (e.g. CHAVEZ et al. [2011]). D'un autre côté, les grandes structures de la circulation océanique contraignent spatialement les conditions environnementales et permettent la distinction de provinces bio-géochimiques plus ou moins productives (e.g. OLIVER et IRWIN [2008]; REYGONDEAU et al. [2013]). Ces liens forts entre les écosystèmes et la dynamique océanique nous amènent à (1) envisager que les écosystèmes vont répondre au changement climatique anthropique, avec des répercussions jusqu'aux pêches et (2) à utiliser les variations passées des écosystèmes pour reconstruire les variations passées de variables physiques.

Le climat du futur étant susceptible d'être très différent de l'actuel, les relations observées aujourd'hui pourront être différentes dans le futur. Afin d'obtenir des informations sur les liens entre le climat et les écosystèmes dans des climats différents de l'actuel il est possible de s'intéresser aux climats passés de la Terre. La Terre a en effet "expérimenté" divers états qui peuvent nous fournir des informations sur les liens entre le climat et les écosystèmes. Au-delà de 150 ans dans le passé, on ne dispose plus de traces mesurées ou écrites des changements climatiques et de la biomasse des organismes marins. Les paléoclimatologues réalisent alors ce que l'on appelle des **reconstructions** climatiques, à partir d'informations indirectes sur le climat et les écosystèmes. Une grande partie des informations sur les climats et les organismes marins du passé est contenue dans des organismes fossiles stockés dans les sédiments marins. Dans cette thèse, nous nous intéressons aux effets des variations du climat sur les écosystèmes marins.

Ce premier chapitre nous permet de décrire le contexte dans lequel s'inscrit cette thèse et d'introduire la problématique de ce travail. Dans la première partie de ce chapitre, nous présentons le système climatique moderne et le fonctionnement des écosystèmes marins. Dans une deuxième section, nous décrivons les variations du climat à l'échelle astronomique et la façon dont on obtient des informations sur le climat passé et ses écosystèmes. Ce chapitre aboutit à la problématique de la thèse et à l'annonce de son plan.

## 1.2 Climat et écosystèmes

Dans cette section, nous décrivons successivement la circulation atmosphérique, la circulation océanique, les écosystèmes marins et leur variabilité saisonnière et plus basse fréquence.

### 1.2.1 Circulation atmosphérique

Le climat à la surface de la Terre peut dans ses grandes lignes s'expliquer à partir de notions de bilan énergétique. L'énergie reçue par la Terre provient du rayonnement solaire. Une partie de ce rayonnement est intercepté par la Terre et par l'atmosphère et réfléchi par la surface, le reste de l'énergie est absorbé. Comme la Terre est quasi-sphérique, l'énergie solaire interceptée par unité de surface est plus importante au niveau des tropiques ( $30^{\circ}\text{S}$ - $30^{\circ}\text{N}$ ) qu'aux hautes latitudes. Le rayonnement émis par la Terre, quant à lui, de l'ordre de  $\sigma \times T^4$  (loi de Stefan-Boltzman avec T la température) est donc plus fort dans les tropiques qu'aux plus hautes latitudes. Le bilan radiatif net de la Terre, rayonnement reçu moins rayonnement émis, se caractérise finalement par un surplus d'énergie dans les tropiques et un déficit aux hautes latitudes (Fig. 1.1). Il se crée un fort gradient thermique entre les pôles et les tropiques.

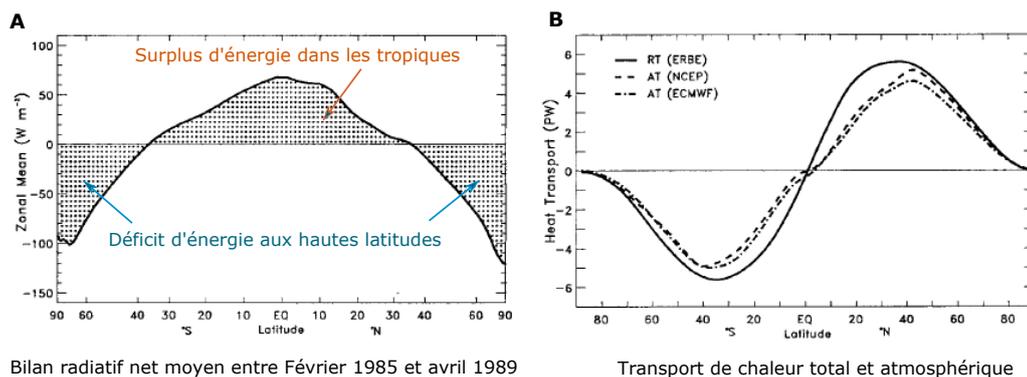


FIGURE 1.1 – a) Bilan radiatif annuel net moyen entre Février 1985 et Avril 1989 en haut de l'atmosphère et b) transport méridien de chaleur de l'équateur vers les pôles. Adapté de [TRENBERTH et CARON \[2001\]](#).

Afin de rétablir l'équilibre radiatif, l'atmosphère et l'océan transportent l'énergie excédentaire des tropiques vers les pôles (Fig. 1.1).

Au niveau de l'équateur, l'air chaud et donc moins dense (dans l'approximation où l'at-

mosphère se comporte comme un gaz parfait) s'élève. Lors de son ascension et de son transport, l'air se refroidit et s'assèche. Arrivé à la tropopause, il diverge en direction des pôles. Il redescend alors vers la surface. Cette circulation, dénommée circulation de Hadley, prend place entre l'équateur et les régions subtropicales (Fig 1.2a) [JOUSSAUME et DUPLESSY, 2013]. Là où l'air s'élève, dans les zones équatoriales, il y a création de zones de basse pression. A l'inverse, là où l'air descend, dans les régions subtropicales, il y a création de zones de haute pression.

Les vents de surface provenant de la branche descendante de la circulation de Hadley soufflent en direction de l'équateur et convergent dans la **Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT)** (Fig 1.2a). Ces vents appelés "alizés" sont déviés vers l'ouest par la force de Coriolis dans l'hémisphère nord comme dans l'hémisphère sud (Fig 1.2a). La force de Coriolis résulte du fait que la Terre tourne sur elle-même. Cette force modifie la direction des écoulements fluides vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud. A leur origine, les alizés sont des vents secs car résultant de la branche descendante de la circulation d'Hadley et contribuent comme l'Harmattan sur le nord de l'Afrique, à l'entretien des déserts sur les continents tropicaux [JOUSSAUME et DUPLESSY, 2013]. Lors de leur passage sur l'océan, les alizés transportent la vapeur d'eau vers les basses latitudes, ce sont des vents qui convergent pour former la **ZCIT**.

Les vents d'altitude dans la cellule de Hadley, orientés vers le pôle, sont eux déviés vers l'Est par la force de Coriolis. Ils contribuent ainsi à la formation du courant-jet subtropical, grande ceinture de vents d'ouest ayant son maximum près de la tropopause. Ces vents sont instables et leurs fluctuations sont responsables des alternances dépressions/anticyclones des moyennes latitudes. Dans l'hémisphère nord, à cause de l'alternance continents-océans et de la topographie, la circulation moyennée pour chaque saison sur une durée suffisamment longue est caractérisée par de grandes méandres : en hiver des dépressions océaniques et des anticyclones continentaux et en été des dépressions continentales et des anticyclones océaniques. Ces méandres atmosphériques déterminent la répartition spatiale des caractéristiques du climat aux hautes latitudes.

Dans l'atmosphère, la quantité d'eau est reliée positivement à la température selon la relation de Clausius-Clapeyron. Comme la vapeur d'eau est un gaz à effet de serre, plus elle est abondante dans l'atmosphère plus la température augmente et ainsi par rétroaction positive, la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère peut augmenter [JOUSSAUME et DUPLESSY, 2013].

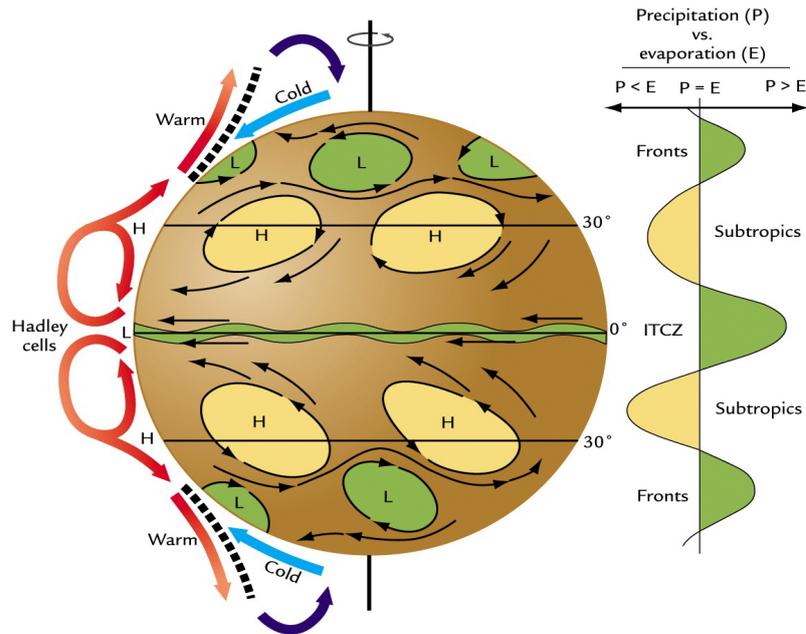


FIGURE 1.2 – Représentation de l'organisation de la circulation atmosphérique globale. Issu de RUDDIMAN [2001]

SAUME et DUPLESSY, 2013]. Une fois que l'atmosphère est saturée en vapeur d'eau, il y a condensation et formation de nuages qui agissent sur le bilan radiatif.

La circulation tropicale comporte aussi de grandes cellules dans la direction longitudinale en raison des différences de température et de pression entre les océans et les continents (Fig. 1.3). On appelle cette circulation "circulation de Walker". La figure 1.3 représente la circulation de Walker, particulièrement intense dans l'océan Pacifique et dans une moindre mesure dans l'océan Atlantique. Les alizés à la surface de l'océan Pacifique poussent l'eau chaude de surface vers l'ouest du bassin. C'est au-dessus de cette zone où les eaux sont plus chaudes que se développe préférentiellement l'activité convective (Fig. 1.3). L'air chaud s'élève et arrivé à la tropopause se sépare en deux branches vers l'ouest et l'est. A l'est du bassin Pacifique, les masses d'air descendent à la surface et repartent vers l'ouest avec les alizés (Fig. 1.3).

### Variations saisonnières

A l'échelle de l'année, les saisons provoquent de grands changements de la dynamique atmosphérique. Les saisons sont le résultat d'un déséquilibre de l'insolation, qui devient plus forte dans l'hémisphère nord en été boréal, entre juin et septembre, et plus forte dans

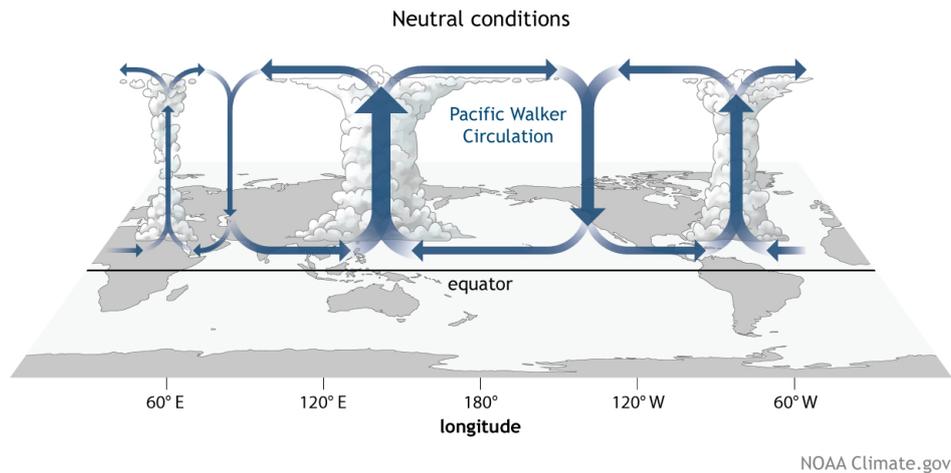


FIGURE 1.3 – Schéma de la circulation de Walker globale. Issu de NOAA/PMEL.

l’hémisphère sud en été austral, entre décembre et mars. Par exemple, la circulation de Hadley décrite précédemment comme étant symétrique par rapport à l’équateur est en réalité localisée dans l’un ou l’autre des hémisphères en réponse au forçage solaire saisonnier (Fig. 1.4). La branche d’ascendance équatoriale et les fortes précipitations associées à la cellule de Hadley se déplacent en latitude pour toujours se trouver dans l’hémisphère d’été [MARSHALL et PLUMB, 2008].

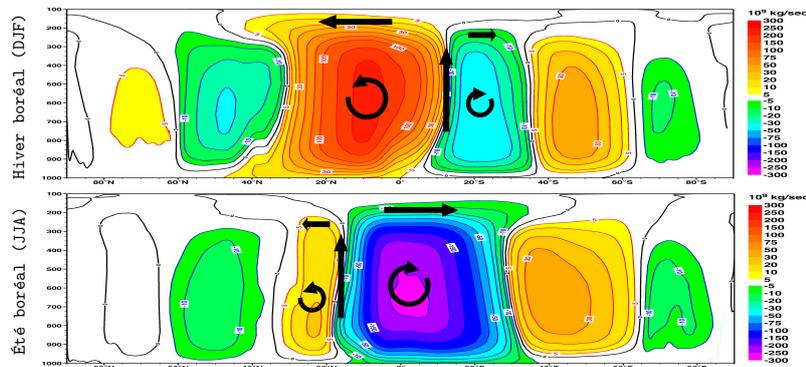


FIGURE 1.4 – Moyenne zonale de la fonction de courant atmosphérique représentant les cellules de Hadley tropicales et leur déplacement et changement d’intensité saisonniers. Issu de JOLY [2010].

Dans les tropiques, les changements saisonniers les plus marquants sont ceux associés à la circulation de mousson. Les systèmes de moussons qui font partie des systèmes de circulation atmosphérique avec les plus grandes variations saisonnières, affectent considérablement les caractéristiques environnementales locales des continents asiatique et africain comme la précipitation. En perturbant des régions densément peu-

plées, les moussons ont des impacts économiques et sociaux très importants [ZHISHENG et al., 2015]. Nous nous intéressons dans cette thèse aux changements de mousson et changements de la biologie marine associée. Nous donnons donc ici une description succincte des systèmes de mousson.

### **La circulation de mousson tropicale**

ZHISHENG et al. [2015] définissent la mousson globale comme une variation saisonnière de la circulation atmosphérique en 3 dimensions qui peut être décrite par des déplacements du système de pression en réponse au cycle annuel du rayonnement solaire et aux interactions continents-air-mer. Le climat de surface associé se caractérise par un renversement saisonnier de la direction des vents et une alternance entre des conditions humides et sèches.

Les continents se réchauffent et se refroidissent plus vite que les océans, ce qui génère des gradients de température terre-mer importants capables de forcer la circulation atmosphérique.

En été austral, l'insolation diminue dans l'hémisphère nord ce qui a pour effet de refroidir les continents de cet hémisphère et à l'inverse de réchauffer ceux de l'hémisphère sud. Lorsque les continents se réchauffent, il y a création d'une zone de basse pression et inversement, quand les continents se refroidissent il y a établissement d'une zone de haute pression (Fig. 1.5). On observe alors une augmentation de la pression, notée H pour "High" sur la figure 1.5a, sur les continents de l'hémisphère nord et une zone de basse pression, notée L pour "Low" sur la figure 1.5a, sur les continents de l'hémisphère sud. Le phénomène inverse se produit en été boréal (Fig. 1.5b).

La circulation atmosphérique de surface est guidée par les gradients de pression terre-mer de sorte que les vents sont dirigés des zones de haute pression vers les zones de basses pressions tout en étant sujets à la force de Coriolis (Fig. 1.5).

Les changements saisonniers de pression sur les continents sont accompagnés d'un déplacement des cellules de Hadley vers le nord en été boréal et vers le sud en été austral (Fig. 1.6). Par conséquent, la zone de convergence des alizés sur l'océan, la ZCIT, et la zone de précipitation reliée aux branches ascendantes des cellules de Hadley se déplacent au nord de l'équateur ou au sud de ce dernier selon la saison (Figs. 1.6).

En été boréal, la ZCIT est au nord et les précipitations sont abondantes sur l'Asie du sud-est, le Sahel et l'Amérique centrale (Fig. 1.5b). En été austral, la ZCIT se déplace vers le

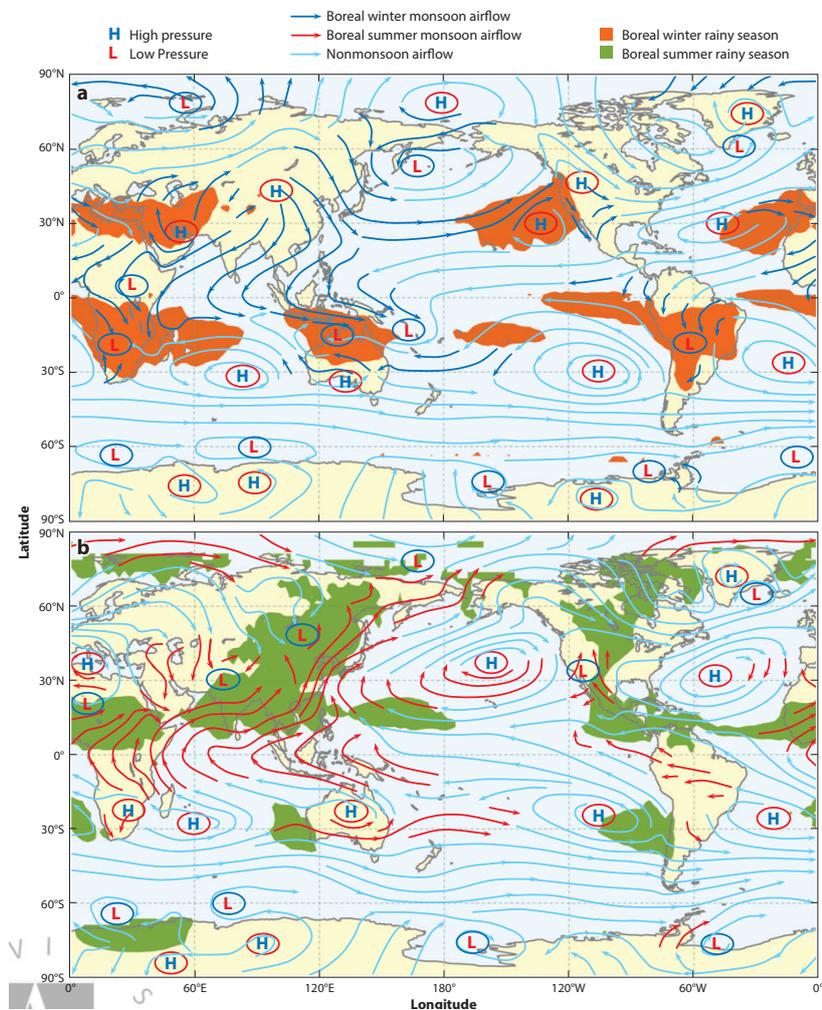


FIGURE 1.5 – Représentation de la circulation de mousson globale (lignes bleues foncées et rouges) ainsi que la circulation non associée à la mousson (lignes bleues claires), les centres de hautes pression sont indiquées par un "H" bleu et celles de basses pression par un "L" rouge, a) en hiver boréal et b) en été boréal. On retrouve les régions pour lesquelles la saison d'hiver boréal correspond à la saison des pluies (en orange) et celles où c'est la saison d'été boréal (en vert) sur les cartes a) et b) respectivement. Issu de [ZHISHENG et al. \[2015\]](#).

sud et les régions en saison humide sont le sud de l'Afrique, le bassin méditerranéen et l'Amérique du sud (Fig. 1.5a).

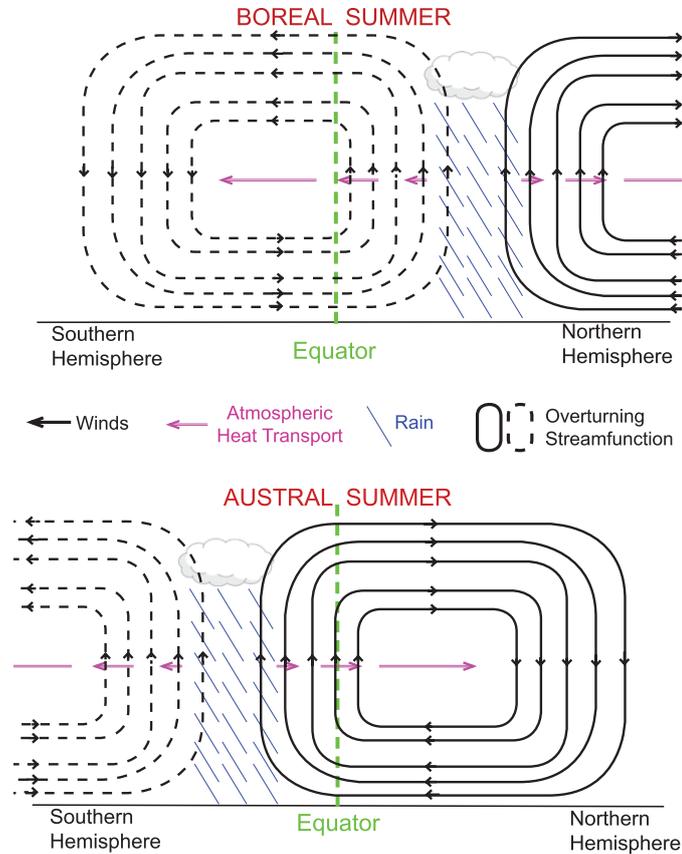


FIGURE 1.6 – Représentation de la structure spatiale des vents (flèches noires), des cellules de Hadley (contours noirs), de la précipitation (lignes bleues) et du transport de chaleur intégré sur la verticale (flèches violettes) pour l'été boréal (figure du haut) et l'été austral (figure du bas). L'équateur est indiqué par la ligne tireté verte. Issu de [DONOHOE et al. \[2013\]](#)

La mousson indo-asiatique peut être décomposée en plusieurs parties : la mousson indienne, localisée sur l'Inde et le nord-ouest de l'océan indien, et la mousson est-asiatique, qui touche l'Asie de l'est et le Pacifique tropical ouest.

Dans cette thèse, nous nous focalisons sur la mousson indienne et la mousson africaine, moussons décrites plus en détails dans les chapitres 3 et 4, respectivement.

## 1.2.2 Circulation océanique

L'océan comme l'atmosphère est en mouvement. On peut distinguer deux causes principales de la circulation océanique [MARSHALL et PLUMB, 2008; ROY-BARMAN et JEANDEL, 2011] :

- \* l'échange de quantité de mouvement avec l'atmosphère due à la friction du vent à la surface de l'eau (Fig. 1.7)
- \* la circulation méridienne de retournement (aussi appelée thermohaline) qui répond principalement aux variations de densité liées à la température et à la salinité, ces deux quantités étant sensibles aux échanges de chaleur et d'humidité avec l'atmosphère (Fig. 1.7)

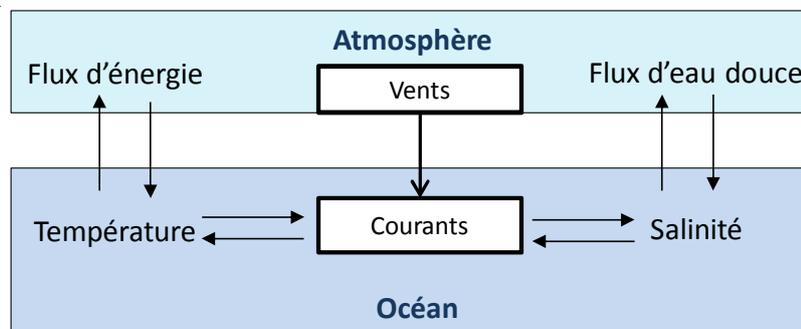


FIGURE 1.7 – Représentation des échanges océan-atmosphère et de leurs effets sur la température et la salinité de l'océan. Adapté de DUPLESSY et RAMSTEIN [2013].

### Circulation induite par les vents

La couche de surface de l'océan en contact direct avec l'atmosphère, appelée couche de mélange, possède des propriétés (température et salinité) verticales homogènes car elle est mélangée par les vents et par la convection générée par les échanges d'eau avec l'atmosphère [MARSHALL et PLUMB, 2008]. Cette couche, chaude et peu dense, est séparée des eaux de subsurface froides et denses, par une zone où la densité varie rapidement avec la profondeur : on parle de stratification [ROY-BARMAN et JEANDEL, 2011]. La limite définie par le plus fort gradient de température entre les eaux de surface et les eaux profondes est appelée "thermocline".

Le mouvement des eaux de surface induit par les vents est régi par la dynamique dite d'Ekman (Fig. 1.8a). Cette dynamique stipule que lorsque les vents exercent une

contrainte sur la surface de l'océan, les eaux de surface se déplacent avec un angle de 45° environ par rapport à la direction des vents. Plus on descend dans la colonne d'eau, plus cet angle augmente : cela forme la spirale d'Ekman (Fig; 1.8a). Le transport général des masses d'eaux s'effectue donc perpendiculairement à la direction du vent : c'est le transport d'Ekman (Fig. 1.8a). Les courants ainsi formés sont déviés de 90° dans le sens horaire par rapport à la direction du vent dans l'hémisphère nord et de 90° dans le sens anti-horaire dans l'hémisphère sud à cause de la rotation de la Terre et de la force de Coriolis [MARSHALL et PLUMB, 2008].

Là où l'eau se retire, il y a une perte de masse qui doit être compensée : ceci s'opère le plus souvent par des remontées d'eau depuis la subsurface, c'est ce qu'on appelle de la succion d'Ekman (Fig 1.8b). A l'inverse, là où l'eau s'accumule, le gain de masse est compensé par des plongées des eaux depuis la surface vers les profondeurs : c'est le pompage d'Ekman. On peut calculer la vitesse verticale d'Ekman de la façon suivante :

$$w_{ek} = \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \tau_{wind_y}}{\partial x} \frac{1}{f} - \frac{\partial \tau_{wind_x}}{\partial y} \frac{1}{f} \right) \quad (1.1)$$

où  $\rho$  est la densité de l'eau,  $f$  est le paramètre de Coriolis qui varie avec latitude (0 à l'équateur et augmente jusqu'à  $1.4610^{-4} s^{-1}$  en direction des pôles) et  $\tau_{wind_{x,y}}$  est la composante zonale ( $x$ ) ou méridionale ( $y$ ) de la contrainte du vent [MARSHALL et PLUMB, 2008]. La vitesse verticale d'Ekman dépend donc du rotationnel de  $(\tau_{wind}/f)$ . Elle est représentée sur la figure 1.8 avec en vert les zones de succion et en marron les zones de pompage.

Dans les régions tropicales des deux hémisphères, les anticyclones présents sur les océans induisent des circulations anticycloniques qui forment ce que l'on appelle les gyres océaniques [JOUSSAUME et DUPLESSY, 2013; MARSHALL et PLUMB, 2008; RUDDIMAN, 2001]. Les gyres sub-tropicales tournent dans le sens horaire dans l'hémisphère nord et dans le sens anti-horaire dans l'hémisphère sud. Dans ces gyres, l'eau converge au centre et provoque un mouvement descendant des masses d'eau, i.e. du pompage d'Ekman ou "downwelling" (Fig. 1.8b, en marron).

Le long des bords continentaux, les vents parallèles à la côte peuvent générer des remontées d'eaux froides via du transport d'Ekman depuis la côte vers le large, on parle alors d'upwelling côtier (Fig. 1.8c). Au niveau de l'équateur, les alizés en provenance du sud-est dans l'hémisphère sud et les alizés en provenance du nord-est dans l'hémisphère nord,

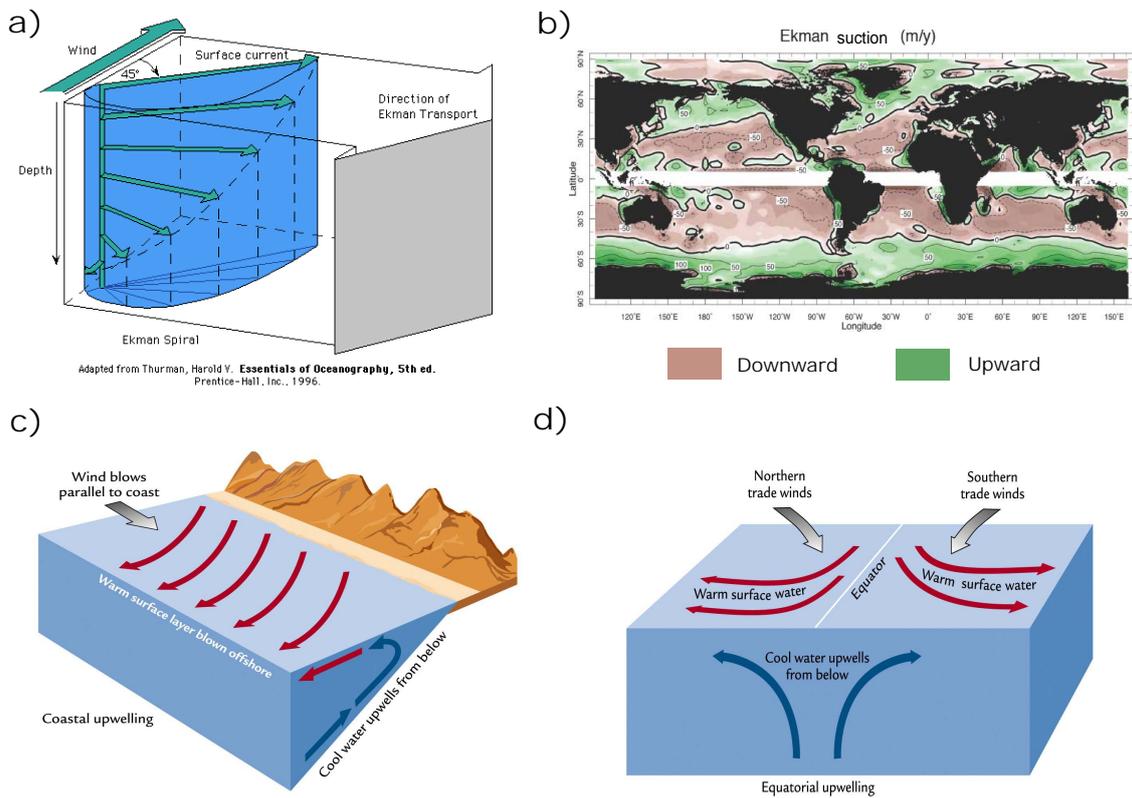


FIGURE 1.8 – a) Illustration du transport d’Ekman faisant le lien entre la contrainte du vent à la surface et le déplacement de la masse d’eau sous-jacente (adapté de THURMAN et al. [1999]), b) carte de la vitesse verticale d’Ekman à partir de la moyenne annuelle de la contrainte du vent (issu de MARSHALL et PLUMB [2008]), les couleurs marrons indiquent un déplacement des eaux vers le fond de l’océan (pompage) et les couleurs vertes une remontée des eaux (suction), c) illustration de l’upwelling côtier (issu de RUDDIMAN [2001]) et d) illustration de l’upwelling équatorial (issu de RUDDIMAN [2001]).

chassent l'eau de l'équateur en direction de l'ouest et des pôles (Fig. 1.8d). Afin de compenser le départ des eaux chaudes équatoriales de surface, les eaux froides de subsurface remontent : c'est ce que l'on appelle l'upwelling équatorial (Fig. 1.8d).

### Circulation méridienne de retournement ou circulation thermohaline

Le mouvement des masses d'eau est aussi modulé par les variations de température,  $T$ , et de salinité,  $S$ , qui déterminent leur densité,  $\rho = \rho(T, S)$ . La salinité est définie comme le poids de sel contenu dans 1 kg d'eau, quand les carbonates ont été transformés en oxydes, le brome et l'iode remplacé par le chlore et que toute la matière organique a été oxydée [ROY-BARMAN et JEANDEL, 2011].

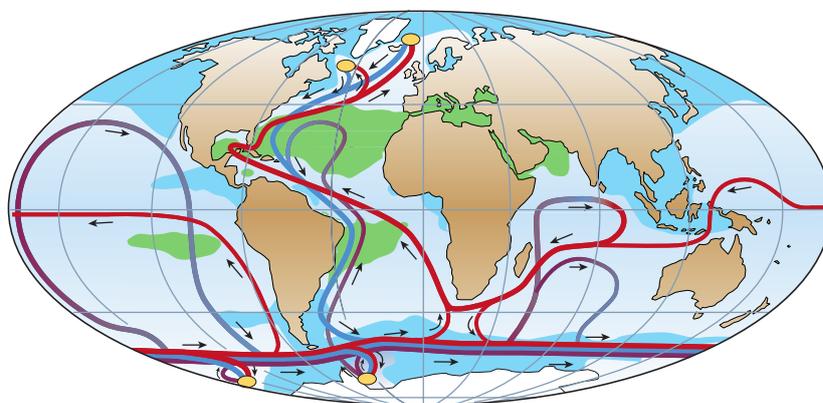


FIGURE 1.9 – Représentation de la circulation thermohaline. Les lignes rouges représentent les eaux chaudes de surface qui se déplacent en direction des zones de formation d'eau profonde (disques jaunes), dans l'Atlantique Nord, la mer de Ross et dans la mer de Weddell, où elles plongent et re-circulent en profondeur (lignes bleues). Les lignes violettes représentent des courants de fond. Les zones vertes indiquent les zones où la salinité dépasse 36‰ et les zones bleues claires indiquent les zones où la salinité est inférieure à 34‰. Issu de RAHMSTORF [2002].

Dans les tropiques, le rayonnement solaire important réchauffe la surface des océans et favorise l'évaporation ce qui rend les eaux plus salées. Dans les régions polaires, les eaux froides des régions où se forme la glace de mer sont aussi très salées car la formation de glace retire l'eau douce mais pas le sel de l'eau de mer. Elles plongent alors par gravité sous les eaux environnantes moins denses : elles alimentent la circulation thermohaline (Fig. 1.9). En Atlantique nord, ces eaux sont d'autant plus denses qu'elles sont alimentées par les eaux tropicales arrivant par le Gulf Stream et la dérive nord-atlantique. Ce processus de formation d'eaux profondes, moteur de la circulation océanique, ne se

produit que dans une partie restreinte des océans du globe : la mer du Labrador, la mer de Norvège, la mer du Groenland et dans quelques endroits de l'Atlantique nord ainsi que dans quelques sites sur le pourtour de l'Antarctique (Fig. 1.9). Après avoir plongées dans l'Atlantique nord, les eaux de la circulation thermohaline rejoignent la circulation circumpolaire antarctique qui se propage d'ouest en est autour de l'Antarctique (Fig. 1.9). Ces eaux profondes alimentent ensuite les Océans Indien et Pacifique dans lesquels elles remontent à la surface (Fig. 1.9). En remontant à la surface, les eaux se réchauffent et retournent en voyageant à la surface vers l'Atlantique Nord (Fig. 1.9).

D'autres processus peuvent localement modifier la densité de l'eau comme les apports d'eau douce des rivières, la précipitation, la fonte de glace, l'évaporation ou encore la formation de glace de mer [ROY-BARMAN et JEANDEL, 2011]. Ces processus modifient localement la structure verticale de l'océan et notamment sa stratification. Les changements de stratifications altèrent la dynamique des échanges entre les eaux de surface et de subsurface comme les remontées d'eaux de subsurface ou les courants.

### Variations saisonnières

Les fluctuations saisonnières sont plus fortes aux hautes latitudes où les changements d'insolation sont plus marqués.

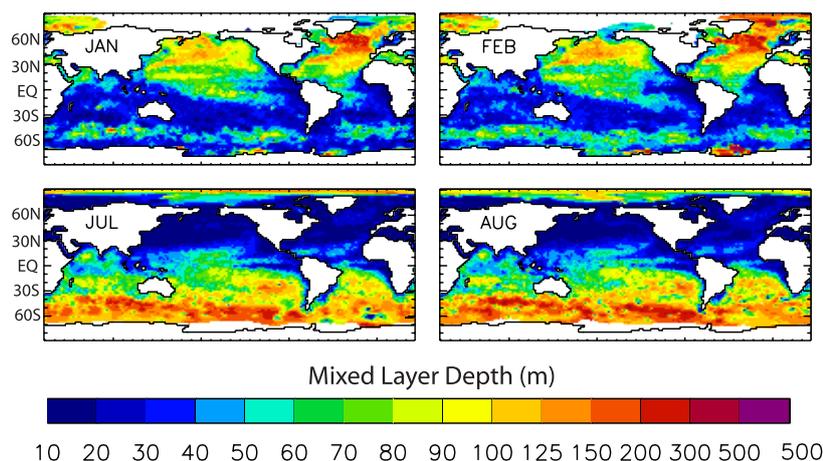


FIGURE 1.10 – Profondeur de la couche de mélange en hiver boréal (janvier et février) et en été boréal (juillet et août). Adapté de DE BOYER MONTÉGUT et al. [2004]

La profondeur de la couche de mélange, qui fait le lien entre l'océan de surface et l'océan profond, varie fortement entre l'été boréal et l'été austral aux moyennes et hautes

latitudes (Fig. 1.10). En hiver boréal, la couche de mélange est plus profonde dans l'hémisphère nord, dans les Océans Atlantique, Pacifique et Arctique (Fig. 1.10). En hiver austral, la couche de mélange s'approfondit dans tout l'Océan Austral et s'affine dans l'hémisphère nord (Fig. 1.10). La couche de mélange est donc plus profonde dans l'hémisphère d'hiver. Une couche de mélange plus profonde génère un brassage plus important des eaux de surface avec les eaux sous-jacentes et un réapprovisionnement en nutriments des eaux de surface [ROY-BARMAN et JEANDEL, 2011]. Par conséquent, ces variations saisonnières ont d'importantes répercussions sur la productivité marine.

### 1.2.3 Écosystèmes marins

Les circulations atmosphérique et océanique modifient les conditions environnementales dans lesquelles évoluent les organismes vivants.

Dans l'océan, on définit la zone pélagique comme la zone entre la surface et 100 m au-dessus du plancher océanique ou des marges continentales [SUTTON, 2013]. Au sein de la zone pélagique, on distingue plusieurs zones caractérisées par leur distribution verticale [SUTTON, 2013] :

- La zone épi-pélagique entre la surface et 200 m de profondeur. Cette couche reçoit assez de lumière pour permettre la photosynthèse (>1% de la lumière incidente à la surface). Elle représente moins de 4% du volume de l'océan mais contient la majeure partie de la biomasse marine. C'est la zone pélagique la plus variable dans le temps et dans l'espace.
- La zone méso-pélagique entre 200 et 1000 m de profondeur. Dans cette zone il n'y a pas assez de lumière pour soutenir l'activité photo-synthétique des plantes mais suffisamment de lumière pour que les organismes présents différencient les cycles diurnes et nocturnes.
- La zone bathy-pélagique est localisée sous 1000 m mais au-dessus des 100 m de la zone benthique. Dans cette zone on ne peut distinguer les variations journalières de l'insolation et les conditions de température et de salinité sont relativement stables.

Les organismes vivants se répartissent dans ces différentes couches selon les caractéristiques physiques qui leur sont le plus favorables. Les écosystèmes marins s'organisent sous forme de chaîne trophique représentée de façon simplifiée sur la figure 1.11 :

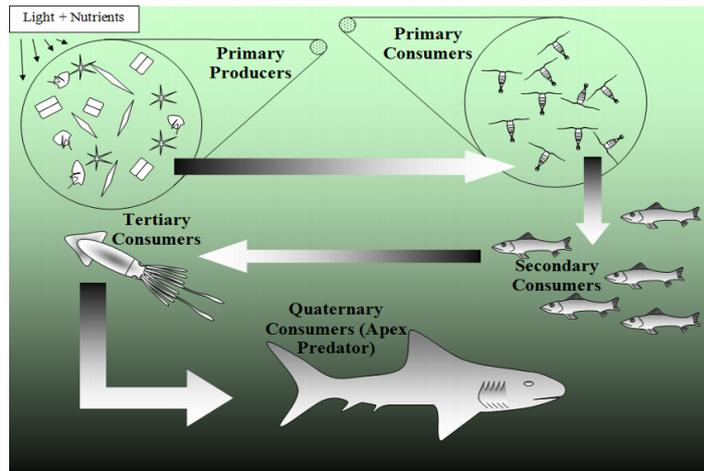
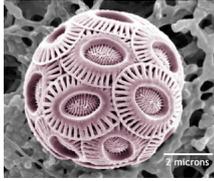
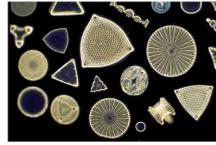


FIGURE 1.11 – Représentation de la chaîne trophique marine. Source : <http://marineodyssey.co.uk/primaryproductivity.html>

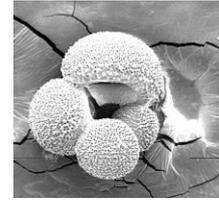
- Les producteurs primaires phyto-planctoniques sont à la base de la chaîne : ce sont des algues autotrophes capables d'effectuer de la photosynthèse pour transformer le carbone inorganique et les nutriments (comme le nitrate, le phosphate, le fer ou la silice) en matière organique. Parmi les producteurs primaires on trouve des organismes à coquille de silice, les diatomées (Fig. 1.12b), ou de calcite, les coccolithophoridés (Fig. 1.12a). Ces algues sont passives ou "nagent" faiblement, ce qui fait qu'elles sont soumises aux courants [ARINO, 2001]. Les producteurs primaires se trouvent exclusivement dans la zone épi-pélagique de l'océan du fait de leur besoin en lumière.
- Les consommateurs primaires planctoniques se nourrissent de la productivité primaire. Il s'agit de petits organismes hétérotrophes nommés zooplancton parmi lesquels on trouve des organismes à coquille minérale comme les foraminifères (Fig. 1.12c). Le zooplancton est actif et capable de se déplacer à contre-courant dans la colonne d'eau. On trouve des organismes zooplanctoniques dans toute la zone pélagique de l'océan, en particulier dans les zones épi-pélagique et méso-pélagique.
- Des organismes marins de plus en plus grands constituent le reste de la chaîne trophique (Fig. 1.11). Ces organismes sont présents dans toutes les zones pélagiques avec une densité plus forte dans le haut de la colonne d'eau où la nourriture est plus abondante.



(a) Coccolithophoridé  
*Emiliana Huxleyi*



(b) Diatomées



(c) Foraminifère  
*G. Bulloides*

FIGURE 1.12 – Photos et représentation de différents organismes planctoniques. a) Les coccolithophoridés sont des organismes nano-phytoplanctoniques à coquille de carbonate de calcium. b) Les diatomées font parties du phytoplancton et possèdent une enveloppe siliceuse. c) Les foraminifères planctoniques sont des organismes zooplanctoniques. Source des photos : a) <http://earthguide.ucsd.edu/earthguide/imagelibrary/images> b) Source : <http://www.micrographia.com> et c) NOAA/PMEL.

Ces organismes retrouvés dans les carottes de sédiments marins sont utilisés pour reconstruire les variations passées du climat et de la productivité.

### Phytoplancton et nutriments

En tant que premier maillon de la chaîne alimentaire, on comprend l'importance de l'accessibilité des nutriments par les producteurs primaires pour le maintien de tout l'écosystème. Mais d'où proviennent les nutriments nécessaires au phytoplancton ?

Le plus grand réservoir de nutriments est l'océan lui-même, en particulier l'océan profond. Le phytoplancton vit et se nourrit de nutriments dans la couche de surface de l'océan, cette dernière est donc souvent pauvre en nutriments. La répartition des nutriments au sein de l'océan est fortement contrainte par les courants océaniques et notamment les remontées d'eaux qui viennent alimenter la surface [ROY-BARMAN et JEANDEL, 2011].

Des sources extérieures à l'océan peuvent aussi apporter des nutriments au phytoplancton : les dépôts de poussières atmosphériques qui apportent en particulier du fer et de la silice, les apports de rivières, les échanges entre l'atmosphère riche en diazote,  $N_2$ , et certains organismes dits diazotrophes capables de capter le  $N_2$ , comme la cyanobactérie *Trichodesmium*, et de le transformer en forme ingérable, comme de l'ammonium  $NH_4^+$ , par les autres organismes [ROY-BARMAN et JEANDEL, 2011].

Les différents organismes phytoplanctoniques n'ont pas les mêmes besoins en nutriments : par exemple, la silice est indispensable aux diatomées qui fabriquent leurs

tests (coquille) à partir de cet élément. La figure 1.13 représente les distributions globales annuelles des concentrations en nitrate et en phosphate ainsi que la distribution spatiale moyenne annuelle des éléments limitant la concentration en chlorophylle et/ou la productivité primaire. Les éléments limitants sont tous les éléments indispensables à la croissance des organismes et dont la quantité dans le milieu dépend de l'influence de la consommation qu'en fait le phytoplancton [ARINO, 2001]. Les résultats sur les facteurs limitants présentés sur la figure 1.13 ont été obtenus à partir d'expérimentations *in-situ* et en bouteille et ont été synthétisés par MOORE et al. [2013].

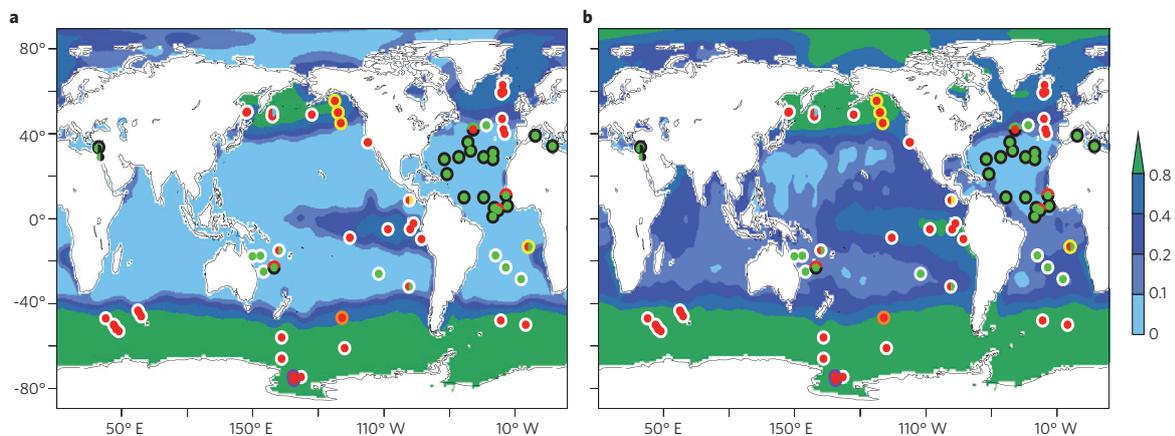


FIGURE 1.13 – Carte de la moyenne annuelle des concentrations en surface du a) nitrate (divisée par 16, ratio N :P) et du b) phosphate en  $\mu mol.kg^{-1}$ . Les symboles indiquent le premier (disque intérieur) et le second (cercle extérieur) nutriment limitant. Ces limitations ont été obtenues à partir de modifications artificielles (expérimentations *in-situ* et en bouteilles) du : N (vert), P (noir), Si (orange), Fe (rouge), Co (jaune), Zn (cyan) et de la vitamine B12 (violet). Les disques divisés en deux indiquent une possible co-limitation. Les cercles extérieurs blancs indiquent qu'aucun nutriment limitant secondaire n'a été identifié, ce qui dans beaucoup de cas est dû au manque de tests. Issu de MOORE et al. [2013].

On remarque que la productivité des basses latitudes (<40°) est principalement limitée par le nitrate et le phosphate (cercles verts et noirs), sauf dans la zone d'upwelling équatorial du Pacifique où le fer est limitant (cercles rouges) (Fig. 1.13). Dans les subtropiques, on trouve les gyres océaniques (Fig 1.8b) dans lesquelles les courants ne permettent pas l'apport d'eaux riches en nutriments. La productivité primaire y est donc très faible (Fig. 1.14).

A l'inverse, dans les zones où il y a des remontées d'eaux profondes riches en nutriments,

comme dans le Pacifique équatorial, le long du courant du Benguela et en mer d'Arabie, la productivité est plus forte (Fig. 1.14). Dans ces régions, ainsi qu'aux hautes latitudes nord et sud où les concentrations en nitrate et phosphate sont plus grandes, la productivité primaire est limitée par le fer et la silice (Fig. 1.13).

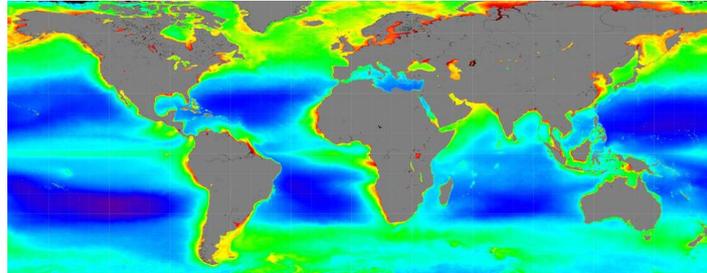


FIGURE 1.14 – Distribution globale de la chlorophylle moyenne annuelle issue de données satellites de la couleur de l'eau [NASA].

La quantité de production marine est déterminée par le nutriment qui est en quantité minimale [DROOP, 1973]. La phrase suivante de LOTKA [1925] résume bien ce principe : *"If one essential component is presented in limited amounts, any moderate increase or decrease in the ample supply of the other components will have little or no observable influence on the rate of growth"*.

La température et la lumière sont des facteurs dits régulateurs de la productivité marine car ils modulent la croissance des organismes mais ne subissent pas l'influence de ces mêmes organismes [ARINO, 2001]. Aux hautes latitudes, leur influence sur la production primaire marine est non-négligeable [AUMONT et al., 2015; SCHNEIDER et al., 2008].

Les études montrent que les différentes espèces phytoplanctoniques n'ont pas la même facilité à utiliser les différents nutriments (e.g. MARINOV et al. [2010]). On définit la constante de demi-saturation,  $K_n$ , d'un groupe phytoplanctonique associé à un nutriment,  $n$ . Cette constante détermine si le groupe est plus ou moins efficace à utiliser le nutriment  $n$ . La concentration en nutriment limite la croissance selon une équation de la forme  $[n]/([n] + K_n)$  où  $[n]$  est la concentration en nutriment et  $K_n$  la constante de demi-saturation associée.

EPPLEY et al. [1969] déterminent la valeur de cette constante pour le nitrate et l'ammonium pour différents organismes planctoniques marins. Ils montrent que la constante de demi-saturation associée au nitrate pour les coccolithophoridés *Coccolithus huxleyi* vaut

$0.1 \mu\text{molN.L}^{-1}$  tandis que pour les diatomées cette valeur est supérieure à  $0.5 \mu\text{molN.L}^{-1}$  et inférieure à  $3.5 \mu\text{molN.L}^{-1}$ . Comme la valeur de  $K_n$  est plus petite pour les coccolithophoridés que pour les diatomées, ces derniers ont donc plus de mal que les coccolithophoridés à capturer du nitrate et survivent moins bien dans les gyres oligotrophes où il y a peu de nutriments [BOPP, 2005]. A l'inverse, les diatomées sont plus abondantes que le nano-phytoplancton, e.g. les coccolithophoridés, dans les zones productives riches en nutriments [ABRANTES et al., 2016; BOPP, 2005].

La limitation des diatomées par les nutriments est similaire à celle du nano-phytoplancton sauf dans l'Océan Arctique où les diatomées sont limitées par le nitrate et le nano-phytoplancton par le fer et dans le Pacifique Ouest où les diatomées sont limitées par la silice et le nano-phytoplancton par le fer [MARINOV et al., 2010].

Nous avons vu précédemment que la profondeur de la couche de mélange varie fortement d'une saison à l'autre en particulier aux moyennes et hautes latitudes. Les variations de sa profondeur sont associées à des transferts de nutriments plus ou moins importants vers la surface ainsi qu'à une diminution ou augmentation de la limitation par la lumière pour le phytoplancton. On observe dans ces régions des blooms de phytoplancton lorsque la couche de mélange s'approfondit, entraînant plus de nutriments vers la surface, et lorsque la stratification augmente permettant ainsi au phytoplancton de consommer les nutriments qui ont été remontés à la surface la saison précédente [MARTINEZ et al., 2011; SVERDRUP, 1953]. La quantification des rôles de la lumière et du mélange vertical dans l'apparition des blooms phytoplanctoniques printaniers est qualifiée de théorie de Sverdrup [SVERDRUP, 1953].

### **Du zooplancton aux niveaux trophiques supérieurs**

Seul le phytoplancton est contraint dans la zone épi-pélagique de l'océan où il y a suffisamment de lumière pour la photosynthèse (Fig. 1.15). Le zooplancton qui se nourrit du phytoplancton et les organismes qui se nourrissent du zooplancton peuvent pour la plupart migrer dans la colonne d'eau. En particulier, les organismes peuvent passer la journée dans la zone méso-pélagique pour éviter la prédation par des organismes chassant à vue dans la couche épi-pélagique et migrer la nuit vers la surface pour se nourrir. Le zooplancton exerce une forte pression de prédation sur le phytoplancton.

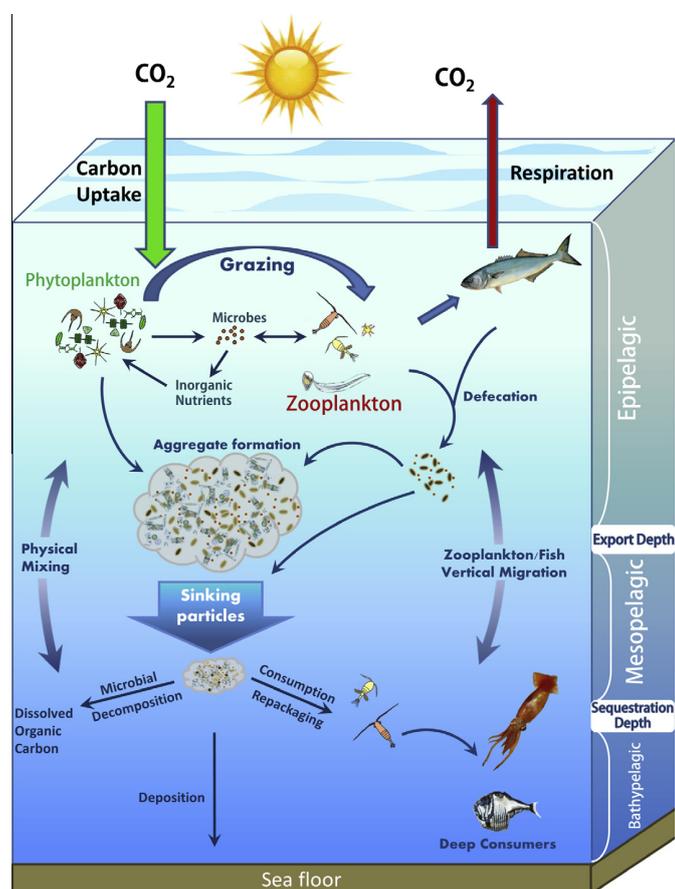


FIGURE 1.15 – La pompe biologique océanique. Le  $\text{CO}_2$  est capté dans l’océan depuis l’atmosphère, dissout et transformé en **Carbone Organique Particulaire (POC)** par la photosynthèse du phytoplancton dans la couche euphotique (0-200 m). La matière organique du phytoplancton épipelagique est transformée par les microbes, le zooplancton et leurs prédateurs en pelotes fécales, agrégats organiques et autres formes de **POC**, et exportée dans les zones méso-pélagique et bathypélagique par sédimentation et migration verticale du zooplancton et des poissons. Le **Carbone organique Dissout (DOC)** est produit par la reminéralisation microbienne et peut être transporté grâce au mélange vertical physique de l’eau. Dans la zone méso-pélagique (200-1000 m), la décomposition microbienne et la consommation du zooplancton et des poissons ainsi que la formation de **POC** et de **DOC** continue, avec une très forte atténuation du flux exporté à cause de la reminéralisation. Issu de TURNER [2015].

Chacun des niveaux trophiques de la chaîne alimentaire marine est à la fois sensible à des processus "bottom-up" qui contrôlent les variations de la biomasse marine du bas de la chaîne vers le haut et à des processus "top-down" qui exercent un contrôle depuis le haut de la chaîne vers le bas. Selon les conditions environnementales, il est possible de passer d'un effet top-down dominant à un effet bottom-up dominant. La biomasse des organismes se caractérise par des oscillations répondants d'un équilibre entre ces deux types de processus (e.g. OTTERSEN et al. [2001]).

### L'export de matière

La matière organique produite ou introduite dans les couches de surface finit par sédimenter, être advectée, mélangée verticalement ou transportée par les organismes marins de la surface à l'océan plus profond (Fig. 1.15) [TURNER, 2015]. La matière organique particulaire qui sédimente est constituée de phytoplancton et de zooplancton morts, de pelotes fécales du zooplancton et d'autres débris organiques (Fig. 1.15) [GEHLEN et al., 2006; TURNER, 2015].

Les phyto-détritus sont principalement composés d'organismes phytoplanctoniques denses comme les diatomées qui possèdent des frustules de silice ou les coccolithophoridés avec leurs tests en carbonate de calcium [TURNER, 2015]. La présence de matière minérale permet aux particules de sédimenter dans la colonne d'eau, d'autant plus lorsqu'il y a formation d'agrégats (Fig. 1.15) [ROY-BARMAN et JEANDEL, 2011]. Les organismes phytoplanctoniques plus légers chutent aussi dans la colonne d'eau lorsqu'il y a production de blooms phytoplanctoniques qui permet aux particules de se rencontrer et donc de s'agréger plus facilement (Fig. 1.15) [TURNER, 2015].

On peut distinguer les petites et les grandes particules :

- Les petites particules chutent très lentement dans la colonne d'eau, environ 300 m/an, elles s'accumulent donc et constituent la majeure partie du stock de particules de l'océan [ROY-BARMAN et JEANDEL, 2011]. Les petites particules de matière organique inerte peuvent former des agrégats (Fig. 1.15) et chuter plus vite dans la colonne d'eau (Fig. 1.15).
- Les grosses particules ont une vitesse de chute beaucoup plus élevée, jusqu'à 1000 m/an. Elles constituent la majeure partie du flux de matière exportée mais ne représentent que 1 % du stock de particules océanique [ROY-BARMAN et JEANDEL,

2011]. Lors de leur chute dans la colonne les grosses particules peuvent entraîner des plus petites. A l'inverse les agrégats les plus fragiles comme la "neige marine" peuvent se désagréger pour former des particules plus petites. La variabilité spatio-temporelle des grosses particules est plus importante que celles des petites particules [ROY-BARMAN et JEANDEL, 2011].

La concentration des deux types de particules est plus élevée dans les eaux de surface où elles sont formées et diminue avec la profondeur à cause de la reminéralisation. En effet, la matière qui sédimente depuis la surface vers le fond de l'océan est reminéralisée pour alimenter la réserve de nutriments de subsurface et sert aussi de nourriture à d'autres organismes (Fig. 1.15). La reminéralisation est le processus par lequel les bactéries mais aussi le petit zooplancton transforment la matière organique en ses composés inorganiques [TURNER, 2015]. La majeure partie du carbone capté par les cellules du phytoplancton est reminéralisée dans la zone épi-pélagique et dans les premières couches de la zone méso-pélagique [TURNER, 2015]. Seulement une très faible fraction de la matière exportée atteint le fond de l'océan, le reste étant consommé ou respiré dans la colonne d'eau par les bactéries, le micro-zooplancton (20-200 $\mu m$ ) et le méso-zooplancton (>200 $\mu m$ ) [TURNER, 2015]. Dans l'océan ouvert, la diminution du flux de particules avec la profondeur à cause de la reminéralisation ne permet qu'à seulement 1 % de la matière de surface d'atteindre le plancher océanique [ROY-BARMAN et JEANDEL, 2011]. Certaines espèces sont plus ou moins sensibles à la dissolution et à la température (Fig. 1.16a). De plus, à la surface du sédiment, le processus de diagénèse transforme aussi la matière organique en composés inorganiques via des transformations biologiques et chimiques. Ainsi, seulement 0.1 % de la matière organique de surface est définitivement enfouie dans le sédiment [ROY-BARMAN et JEANDEL, 2011]. Ainsi, la matière organique qui parvient à atteindre le plancher océanique et qui constitue le sédiment marin reflète les conditions de productivité de surface ainsi que la dynamique physique, chimique et biologique de la colonne d'eau et du sédiment.

L'export de matière organique varie dans le temps et dans l'espace en réponse aux différentes chaînes trophiques qui peuvent l'alimenter et aux conditions environnementales qui modifient les processus de la colonne d'eau comme la profondeur de la couche de mélange où la quantité de lumière disponible [BOPP et al., 2001; TURNER, 2015]. On définit le *e-ratio* comme le rapport entre productivité exportée sur productivité primaire. Le

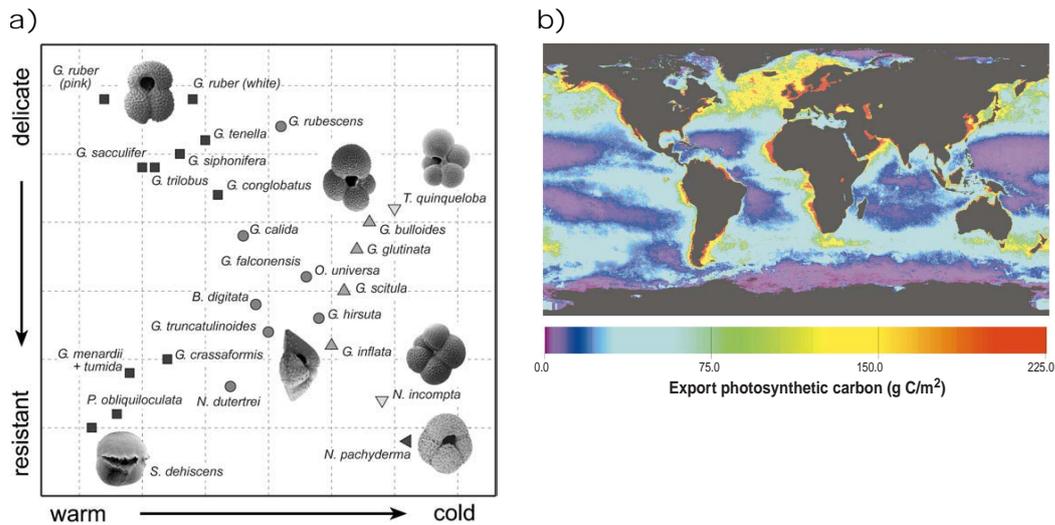


FIGURE 1.16 – a) Comparaison de la sensibilité de 26 espèces de foraminifères planctoniques à la température et à la dissolution. Issu de KUCERA [2007]. b) Carte de la moyenne globale annuelle de la production exportée calculée à partir de données satellites de concentration en chlorophylle. Issu de FALKOWSKI et al. [1998].

e-ratio reflète l'efficacité de la pompe biologique à exporter de la matière vers le fond de l'océan. Dans les régions polaires, le e-ratio est supérieur à 30% tandis que dans les gyres océaniques il est inférieur à 10%, reflétant ainsi un export plus élevé aux hautes latitudes que dans les gyres (Fig. 1.16b) [TURNER, 2015].

LAUFKÖTTER et al. [2013] montrent que la productivité primaire est le paramètre principal déterminant l'export à 100 m de profondeur, plus la productivité est élevée plus l'export l'est aussi. Les auteurs mettent aussi en évidence divers paramètres pouvant modifier la quantité de matière exportée :

- LAUFKÖTTER et al. [2013] et LAUFKÖTTER et al. [2016] montrent que la structure de l'écosystème est importante. En effet, s'il y a par exemple plus de diatomées relativement au nano-phytoplancton, on peut s'attendre à un export plus élevé puisqu'il y a production de particules plus grosses et plus denses donc qui chutent plus facilement dans la colonne d'eau. Nous avons vu précédemment, que les différents groupes planctoniques ne sont pas présents de façon homogène dans l'océan global (e.g. Fig. 1.16a). Ainsi, dans les régions d'upwelling où la productivité est grande et les diatomées abondantes, l'export est élevé (Fig. 1.16b).
- La densité des particules modifie la vitesse de chute et la résistance au processus de reminéralisation. Les particules composées de CaCO<sub>3</sub> (coccolithophoridés) ou de

SiO<sub>3</sub> (diatomées) ne répondent pas de la même façon au processus de reminéralisation que les autres particules, en étant plus résistantes [ARMSTRONG et al., 2002]. Cependant, la vitesse de dissolution des frustules de silice par exemple augmente avec la température et varie dans l'espace et dans le temps [ROY-BARMAN et JEANDEL, 2011], ce qui affecte globalement la quantité finale de matière exportée.

- Le broutage par le zooplancton est un élément capable de modifier l'export. Le méso-zooplancton produit des pelotes fécales plus grandes relativement au micro-zooplancton. Ces pelotes fécales chutent donc plus vite et atteignent des profondeurs plus grandes.
- La turbulence et ses effets sur l'agrégation des particules modifient aussi l'export. Plus l'océan est agité et plus les particules vont pouvoir se "rencontrer" et s'agréger. Les particules agrégées forment des amas plus gros et plus denses avec une vitesse de chute plus importante que celle des particules seules.
- La température est un autre facteur qui influence la quantité de matière exportée puisqu'elle modifie les taux métaboliques des organismes et par conséquent la croissance du phyto- et zoo-plancton et la respiration bactérienne [EPPLEY, 1972]. Une température plus élevée augmente la croissance et la respiration.
- Enfin, la dynamique océanique via la stratification influence aussi l'export en modifiant l'efficacité d'utilisation de la lumière par le phytoplancton et la quantité de nutriments disponible [BOPP et al., 2001; TURNER, 2015].

### Conclusions

Dans cette partie nous avons dressé un bref portrait de la dynamique atmosphérique et océanique globale ainsi que du fonctionnement des écosystèmes marins et de l'export de matière organique. Les variations climatiques modulent les apports de nutriments ainsi que la température et la lumière qui à leur tour conditionnent la productivité marine.

Les relations entre les paramètres physiques du climat et les écosystèmes s'opèrent aussi à des échelles de temps plus longue que la saison via les variations inter-annuelles à multi-décennales du climat.

### 1.2.4 Variations inter-annuelles à décennales et productivité

Sur des périodes supérieures à l'année, on distingue des modes de variation du climat inter-annuels à décennaux (voire plus basse fréquence). Ces variations climatiques modifient la dynamique atmosphérique et océanique, donc les conditions environnementales et la productivité marine et les écosystèmes qui en dépendent.

Dans cette partie, on ne détaille pas tous les modes de variabilité naturelle du climat mais on fournit quelques exemples de modes existants et de leurs principales caractéristiques, sur lesquels nous reviendrons dans les chapitres 5 et 6.

#### El Niño Oscillation Australe (ENSO en anglais)

L'ENSO est un mode climatique de l'océan Pacifique tropical se répétant à une fréquence oscillant entre 2 et 7 ans. C'est un mode climatique couplé océan-atmosphère, c'est à dire que son existence est liée à des rétroactions entre des anomalies de circulation atmosphérique et de circulation et températures océaniques.

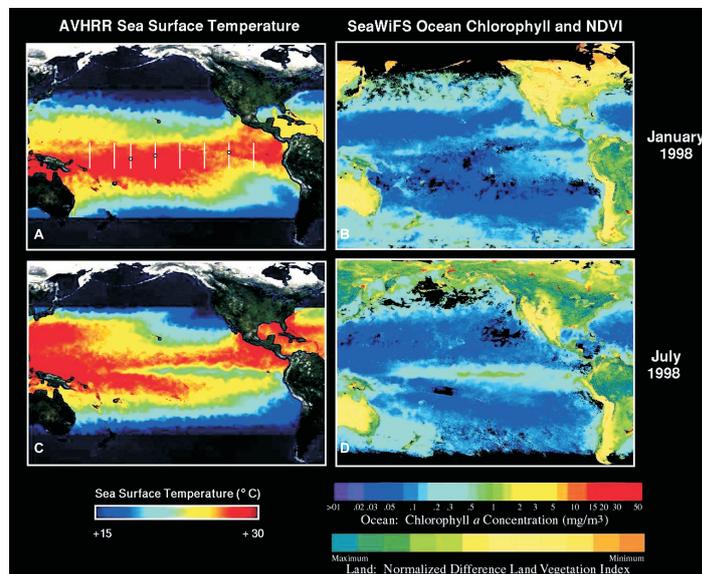


FIGURE 1.17 – Distributions de la température de surface de l'océan (a,c) et de la quantité de chlorophylle (b,d) lors d'un évènement El Niño (en haut) et d'un évènement La Niña (en bas), respectivement. Issu de CHAVEZ et al. [1999].

Lors d'une année "normale", la circulation de Walker établie sur la Pacifique se caractérise par des alizés soufflant de l'est vers l'ouest [SAINT-LU et LELOUP, 2016]. Ces alizés

entretiennent la "warm pool" qui est une accumulation d'eaux chaudes dans l'ouest du bassin. Dans l'est du bassin, les alizés génèrent des remontées d'eaux froides le long de l'équateur (cf Fig. 1.8). La thermocline équatoriale est donc proche de la surface à l'est et plus profonde à l'ouest du bassin.

Lors d'un évènement La Niña (Fig. 1.17 bas), les alizés plus forts intensifient l'upwelling équatorial et l'accumulation d'eau chaude à l'ouest (Fig. 1.17c). La pente de la thermocline entre l'est et l'ouest augmente et les pluies sont plus intenses au-dessus des terres bordant l'ouest du bassin. Lors de cette phase, on observe une productivité plus marquée dans l'est du bassin en réponse à des apports de nutriments importants (Fig. 1.17d) [BEHRENFELD et al., 2006; CHAVEZ et al., 2011, 1999].

Lors d'un évènement El Niño (Fig. 1.17 haut), les vents s'affaiblissent, la thermocline s'aplatit car les remontées d'eau froides diminuent et la "warm pool" s'étend vers l'est (Fig. 1.17a). La convection et les pluies se déplacent à l'est du bassin Pacifique et la productivité diminue dans le centre et l'est du bassin (Fig. 1.17b). BEHRENFELD et al. [2006] montrent notamment que la quantité de productivité primaire est fortement reliée à la température des couches de surface de l'océan et à sa stratification. L'upwelling de l'Est Pacifique étant moins fort, les eaux de surface sont moins riches en nutriments et cela se ressent sur les prises de pêches en hiver, d'où le nom d'El Niño, "l'enfant" en référence à Noël.

ENSO est défini dans l'Océan Pacifique Équatorial mais ses effets se font ressentir sur tout le globe via les télé-connections atmosphériques.

### **L'Oscillation Nord Atlantique (North Atlantic Oscillation (NAO) en anglais)**

La NAO est un mode de variabilité atmosphérique au-dessus de l'Atlantique Nord se distinguant par une fluctuation du gradient de pression de surface entre la zone de haute pression des Açores et la zone de basse pression centrée sur l'Islande (e.g. HURRELL et al. [2001]; OTTERSEN et al. [2001]; STENSETH et al. [2002]).

Pendant la phase positive, les vents d'ouest se renforcent et se déplacent vers le nord en réponse à une haute pression sur les Açores plus intense et étendue et à une dépression islandaise plus creusée [STENSETH et al., 2002] (fig. 1.18a). La position des vents d'ouest induit une augmentation de la précipitation sur le nord de l'Europe et le sud-est des États-Unis et un assèchement de la région méditerranéenne [STENSETH et al., 2002]. Lors de cette phase positive, les vents plus forts modifient les courants de surface (direction et

intensité) de l'Atlantique Nord et permettent un mélange plus important, donc un approfondissement de la couche de mélange, ce qui peut favoriser la productivité marine [MARTINEZ et al., 2011; OTTERSEN et al., 2001; STENSETH et al., 2002]. Les modifications de la température induisent aussi des changements de l'abondance et des relations entre organismes au sein de la chaîne trophique, via notamment la modification des taux métaboliques [OTTERSEN et al., 2001] et de la stratification [MARTINEZ et al., 2011]. Les effets sur la biologie marine sont hétérogènes sur l'ensemble de l'océan Atlantique Nord et peuvent varier selon les organismes et leur position dans la chaîne trophique (e.g. MANN et DRINKWATER [1994]; OTTERSEN et al. [2001]). Pendant la phase négative, on observe globalement une inversion de la structure de la phase positive et une position plus zonale du courant-jet des moyennes latitudes (Fig. 1.18a). La NAO ne présente pas de fréquence de variation dominante, 75% de sa variance se concentre sur des périodes plus petites que la décennie (Fig. 1.18b).

En modifiant la circulation atmosphérique, la NAO modifie entre-autres la température, les précipitations et les courants océaniques ce qui impacte les organismes marins et se répercute même sur les oiseaux marins dans l'Atlantique nord (Fig. 1.18c,d).

Les deux modes climatiques décrits dans cette section couvrent des variations ayant des périodes inférieures à la décennie. D'autres modes comme l'Oscillation Multi-décennale Atlantique (AMO) ou l'Oscillation Pacifique Décennale (PDO) varient sur des échelles décennales à multi-décennales et impactent aussi les écosystèmes marins (e.g. MARTINEZ et al. [2009]).

La productivité marine présente aussi des variations sur des échelles de temps bien plus longues, de l'ordre de plusieurs milliers d'années. Comprendre les liens climat/écosystèmes en étudiant les climats passés nécessite de prendre en compte les changements astronomiques de la Terre et leurs effets sur le climat moyen et sa variabilité.

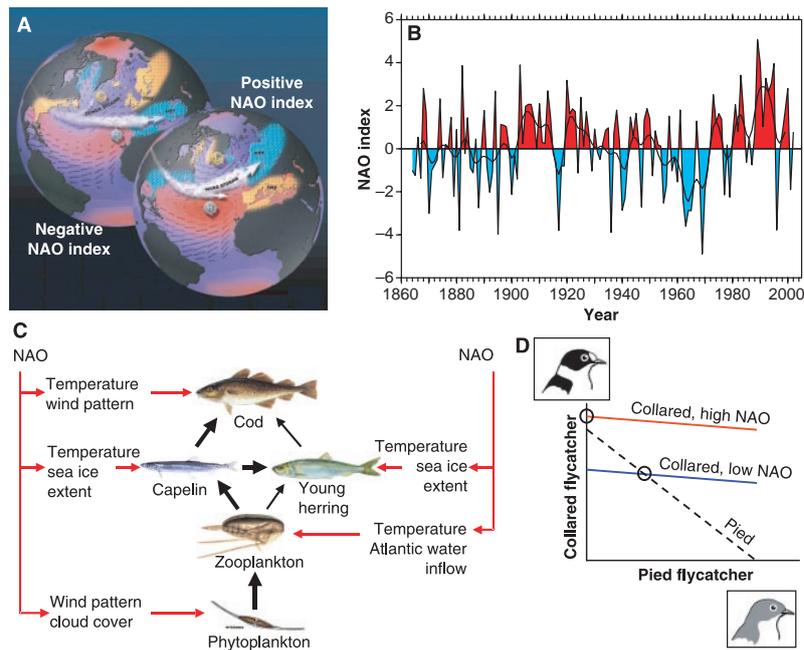


FIGURE 1.18 – a) Phases positive et négative du mode climatique **NAO** mises en évidence dans l’anomalie de pression au niveau de la mer (SLP), b) série temporelle de l’indice climatique de la **NAO** en hiver (différence de pression entre la haute pression des Açores et la basse pression de l’Islande). Les phases positives (négatives) de la **NAO** sont en rouge (bleu), c) influence de la **NAO** sur la chaîne trophique (simplifiée) dans la mer de Barents et d) effets de la **NAO** sur les population d’oiseaux marins. Issu de [STENSETH et al. \[2002\]](#).

## 1.3 Paléoclimats et paléoproduktivité

La Terre a connu de grandes modifications climatiques à l'échelle des temps géologiques. Cette section décrit les variations très basse fréquence du climat en lien avec les modifications des paramètres astronomiques de la Terre.

### 1.3.1 Le mouvement de la Terre comme moteur des variations passées

L'orbite de la Terre décrit une ellipse dont l'un des foyers est occupé par le Soleil. La position et l'orientation de la Terre par rapport au Soleil sont décrites par trois paramètres astronomiques : l'excentricité, l'obliquité et la précession (Fig. 1.19) [BERGER et LOUTRE, 1994]. Les paramètres astronomiques ne sont pas constants dans le temps à cause des différentes attractions gravitationnelles qui s'exercent sur la Terre : par le Soleil, la Lune et les autres planètes du système solaire. Les oscillations générées par les changements de l'orbite terrestre modifient alors la quantité d'énergie solaire reçue par les différentes régions de la Terre et affectent le climat.

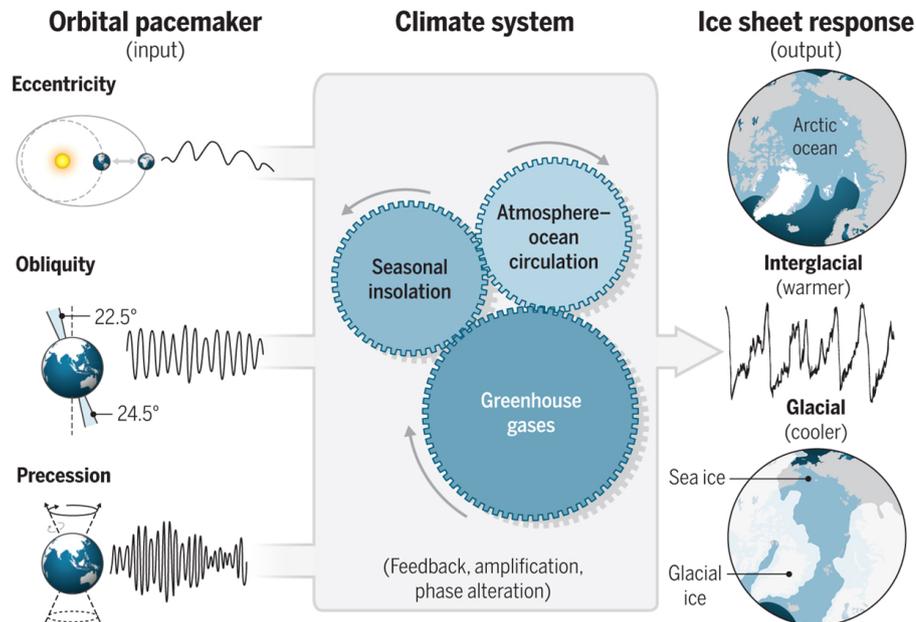


FIGURE 1.19 – Représentation des différents paramètres astronomiques et leur interaction avec le système climatique pour générer les cycles glaciaires-interglaciaires. Issu de HODELL [2016]

L'excentricité caractérise la forme de l'ellipse et plus particulièrement son écart par rapport au cercle, une excentricité de zéro correspond à une orbite circulaire et une excentricité plus grande traduit une orbite elliptique (Fig. 1.19). Actuellement, l'excentricité

de la Terre est de 0.017, elle oscille entre 0.005 et 0.058 avec une période principale de 413000 ans et fluctue aussi sur des périodes d'environ 100 000 ans (Figs. 1.19 et 1.20). Le point de l'orbite terrestre le plus éloigné du Soleil se nomme l'aphélie, le plus proche se nomme le périhélie. Si l'excentricité de l'orbite terrestre est grande, les contrastes d'inso-lation reçue au moment des passages au périhélie et à l'aphélie sont accentués.

L'obliquité est l'angle entre l'axe de rotation de la Terre et la normale au plan de son orbite autour du Soleil (Fig. 1.19). L'obliquité est comprise entre  $22^\circ$  et  $24,5^\circ$ , elle varie avec une période d'environ 41 000 ans (Figs. 1.19 et 1.20). L'obliquité modifie la quantité d'énergie reçue par les deux hémisphères, plus elle est grande, plus les hautes latitudes reçoivent d'énergie par rapport aux tropiques [PAILLARD, 2014]. Une grande obliquité augmente le contraste saisonnier en particulier aux hautes latitudes.

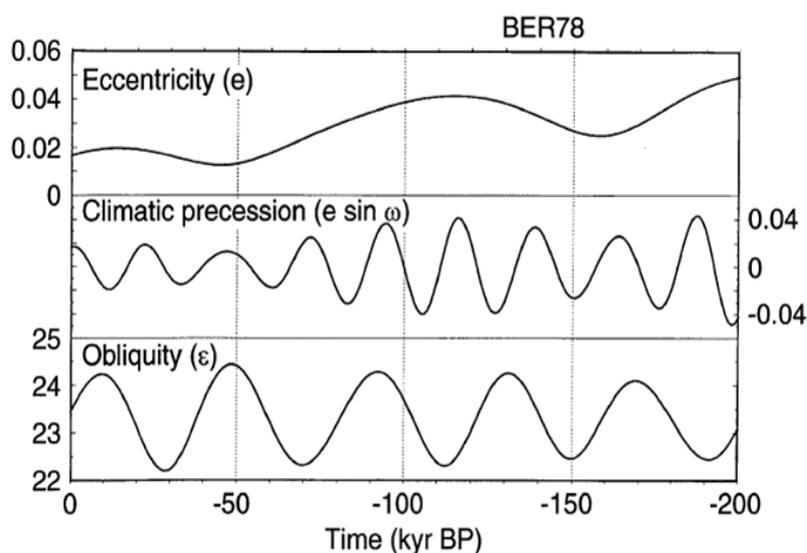


FIGURE 1.20 – Variabilité temporelle de l'excentricité de l'orbite terrestre, de l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre et de la précession climatique des équinoxes [BERGER et LOUTRE, 1991]

Le troisième paramètre astronomique est la précession, définie comme la position de l'axe de rotation de la Terre par rapport aux étoiles (Fig. 1.19 et 1.20). On définit la droite des équinoxes comme l'intersection du plan équatorial et du plan orbital de la Terre. La précession des équinoxes est le mouvement des équinoxes par rapport aux constellations que l'on assimile à un mouvement de toupie de la Terre [PAILLARD, 2014]. Le point vernal qui définit la position des saisons sur l'orbite terrestre change de position en fonction de la précession des équinoxes [PAILLARD, 2014]. L'effet de la précession se mesure à l'aide

de l'angle formé par le point vernal et le périhélie, nommé angle de précession climatique  $\omega$ . Si l'été de l'hémisphère nord se produit au périhélie et l'hiver à l'aphélie, les étés seront "chauds" et les hivers seront "froids" relativement à la moyenne très long terme, comme il y a 11 000 ans (Figs. 1.19 et 1.20). A l'inverse, si l'été correspond à l'aphélie et l'hiver au périhélie, les étés seront "froids" et les hivers seront "chauds", ce qui correspond à peu près à la situation actuelle. On définit le paramètre de précession climatique comme l'excentricité multipliée par le sinus de l'angle de précession climatique,  $esin(\omega)$ . Les variations de l'excentricité seule sont très faibles et son effet sur le climat se manifeste principalement au travers de la modulation des effets de la précession climatique [PAILLARD, 2014].

La précession de l'axe de rotation de la Terre s'effectue avec une période de 23 000 ans et de 19 000 ans (Fig. 1.20).

#### **Le dernier cycle glaciaire-interglaciaire**

En réponse aux variations des paramètres astronomiques, le climat de la Terre a beaucoup changé. Dans ce travail de thèse on s'intéresse tout particulièrement à une partie du dernier cycle glaciaire-interglaciaire entre -72 000 ans et l'époque pré-industrielle. Cette période fait partie de ce que l'on appelle le Quaternaire. Le Quaternaire couvre les derniers 2,6 millions d'années et se caractérise par la présence de calottes de glace persistantes aux hautes latitudes. Au cours de cette période, des phases glaciaires (froides) et interglaciaires plus chaudes (comme l'Holocène) se sont succédées.

Lors de phases glaciaires, la présence de calottes de glace entraîne une diminution du niveau marin, de 120 m environ lors du **Dernier Maximum Glaciaire (DMG)** il y a 21 000 ans. La concentration en gaz à effet de serre, comme le  $\text{CO}_2$  ou le  $\text{CH}_4$ , est aussi plus faible en période glaciaire avec par exemple une concentration en  $\text{CO}_2$  autour de 185 ppm au **DMG** contre 260 ppm au moyen Holocène (-6000 ans).

Dans cette thèse, nous avons travaillé sur 8 périodes au total dont 5 périodes glaciaires que sont le **DMG** (-21 000 ans) avec les plus grandes calottes de glace, le stade isotopique 3 (-46 000 ans) caractérisé par une forte insolation en été boréal dans l'hémisphère nord et trois périodes du stade isotopique 4 se distinguant par des paramètres astronomiques différents (-60 000, -66 000 et -72 000 ans). Les trois périodes interglaciaires que nous avons analysées sont le pré-industriel, le moyen-Holocène (-6 000 ans) et le début de l'Holocène (-9 500 ans). Ces trois périodes se caractérisent par une faible couverture de glace

dans l'hémisphère nord et un niveau des océans plus élevé. L'insolation augmente dans l'hémisphère nord en été boréal du pré-industriel au début de l'Holocène.

Les variations basses fréquences des paramètres astronomiques (Fig. 1.20) modifient le climat de la Terre et à long terme, les calottes glaciaires et les gaz à effet de serre ont aussi un impact sur le climat. Ces modifications du climat vont de pair avec des changements des cycles bio-géochimiques terrestres et marins.

### 1.3.2 Reconstructions climatiques à partir des indicateurs biologiques

Il est possible d'obtenir une image de l'évolution du climat et des écosystèmes sur des échelles de temps géologiques à partir des informations contenues dans différentes archives continentales et marines, on parle alors de "reconstruction". Dans cette thèse nous nous focalisons sur les indicateurs d'origine biologique et marine.

Dans l'océan, la pompe biologique exporte du carbone organique particulaire depuis la surface vers le fond. Comme les productivités totale et exportée sont liées (en première approximation), les informations sur la productivité de surface et les conditions environnementales sont enregistrées dans le sédiment marin.

Les organismes fossiles servant à reconstruire les variations climatiques passées sont récupérés dans des carottes sédimentaires au fond de l'océan (e.g. organismes sur la figure 1.12). Cela signifie que seuls les organismes ayant atteint le fond de l'océan sans avoir été trop dégradés pourront servir d'indicateurs climatiques.

On distingue deux méthodes principales pour reconstruire les variations climatiques et de productivité passée : la méthode géochimique basée sur l'analyse d'isotopes stables ou radioactifs, souvent sur du matériel biologique comme les coquilles ou tests d'organismes fossiles, et la méthode basée sur les distributions de la faune et de la flore.

#### Méthodes géochimiques

Les méthodes géochimiques consistent à mesurer dans les coquilles fossiles la quantité d'un ou plusieurs éléments chimiques. A partir de relations établies entre la concentration en élément chimique et les paramètres environnementaux comme la température il est alors possible de reconstruire les variations passées de ces paramètres.

Parmi les méthodes géo-chimiques existantes on distingue par exemple :

- **La mesure du rapport isotopique**  $\delta^{18}\text{O} = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ . Le rapport des isotopes de l'eau dans les fossiles carbonatés dépend de la température de l'eau et du rapport isotopique de l'eau dans lequel les organismes ont évolué [LHULLIER, 2010; MASSON-DELMOTTE et GUIOT, 2013].
- **La mesure des rapports Mg/Ca ou Ba/Ca**. Le rapport magnésium sur calcium, Mg/Ca, des fossiles carbonatés, augmente avec la température [CLÉROUX et al., 2008; MASSON-DELMOTTE et GUIOT, 2013].
- **La mesure de l'indice**  $U_K^{37}$ . Les coccolithophoridés produisent des molécules organiques nommées alcénones dont le nombre de liaisons doubles et triples varie en fonction des conditions environnementales dont la température. A partir du ratio entre les molécules di- (double liaison) ou tri-saturées (triples liaison), nommé  $U_K^{37}$ , il est possible de remonter à la valeur de la température [MASSON-DELMOTTE et GUIOT, 2013].
- et beaucoup d'autres mesures :  $^{13}\text{C}$ ,  $^{15}\text{N}$ , ...

Ces différentes méthodes comme les rapport Mg/Ca des coquilles carbonatées sont calibrées à l'aide d'observations réalisées dans des cultures, des pièges à particules ou à partir des sédiments de surface. Les analyses géochimiques des sédiments marins permettent principalement la reconstruction de l'état de l'océan et de la dynamique océanique des climats du passé (e.g. température, salinité, circulation) [MASSON-DELMOTTE et GUIOT, 2013].

#### **Méthodes basées sur les distributions de faune et de flore marine**

En plus des signaux géochimiques, le signal climatique est enregistré par les distributions de la faune et de la flore. Les variations climatiques, en modifiant les conditions environnementales, favorisent plus ou moins certaines espèces. En effet, comme nous l'avons vu, les organismes ont des besoins différents en nutriments et tandis que certains organismes pourront se développer dans des eaux pauvres, d'autres verront leur croissance freinée voir inhibée. De même, la gamme de température optimale pour la croissance diffère entre les espèces. Enfin, la profondeur de l'habitat dans la colonne d'eau est aussi un paramètre pouvant aider à reconstruire les conditions environnementales passées.

Afin de récupérer l'information contenue dans les assemblages d'organismes marins on peut dans un premier temps utiliser des fonctions de transfert. Elles expriment la relation entre une variable climatique et l'abondance relative de différentes espèces présentes dans le sédiment [IMBRIE et KIPP, 1971; MASSON-DELMOTTE et GUIOT, 2013]. Ce sont des méthodes statistiques établies par Imbrie dans les années 70 et basées sur l'étude des assemblages au sommet de carottes modernes [IMBRIE et KIPP, 1971]. Elles s'appuient donc sur l'hypothèse que les caractéristiques écologiques des organismes fossiles et actuels sont identiques [IMBRIE et KIPP, 1971; MASSON-DELMOTTE et GUIOT, 2013].

BEAUFORT et al. [1997] relie par exemple l'abondance relative de coccolithophoridés *F. profunda*, vivant entre 60 m et 180 m de profondeur, à la productivité primaire de surface donnée par des mesures satellites de la couleur de l'eau. La relation trouvée par BEAUFORT et al. [1997], a priori seulement valable dans l'océan indien, est la suivante :  $PP = 617 - (279 \times \log(Fp + 3))$ , où PP est la productivité primaire et Fp le pourcentage de *F. profunda* dans le sédiment. Nous y reviendrons dans le chapitre 3.

Une fois la fonction de transfert déterminée, il est possible de reconstruire la valeur de la variable climatique étudiée en fonction du signal climatique enregistré. Cependant, la méthode est régionale et peut fournir des reconstructions irréalistes si elle est appliquée hors de la zone de calibration [MASSON-DELMOTTE et GUIOT, 2013]. La méthode de reconstruction à partir d'une fonction de transfert ne permet pas non plus la prise en compte d'autres facteurs pouvant modifier la distribution et l'abondance des espèces et elle nécessite que l'ensemble des assemblages modernes recouvrent les cas fossiles ce qui n'est pas toujours le cas [MASSON-DELMOTTE et GUIOT, 2013].

Pour pallier à la limitation du nombre de facteurs environnementaux, il est possible d'utiliser la méthode des meilleurs analogues [KUCERA, 2007]. Cette méthode est basée sur un calcul de similarité entre l'assemblage fossile et des assemblages modernes [MASSON-DELMOTTE et GUIOT, 2013]. Ne sont gardés que les assemblages modernes les plus proches de l'assemblage fossile. Par une inversion on remonte aux caractéristiques environnementales moyennes générant les assemblages modernes sélectionnés et donc susceptibles de produire l'assemblage fossile.

La méthode des analogues possède des biais identiques à la précédente avec toujours

cette hypothèse d'uniformité entre les propriétés écologiques actuelles et passées. Elle suppose aussi que les observations actuelles couvrent toutes les possibilités des climats passés. Avec la méthode des meilleurs analogues, on ne peut pas reconstruire de climats différents de ceux qui existent dans les données modernes [MASSON-DELMOTTE et GUIOT, 2013].

D'autres méthodes comme la culture en laboratoire des indicateurs biologiques et leur calibration directe ou encore la modélisation peuvent pallier à certaines des limitations évoquées. Enfin, la quantité de matière terrigène ou de pollens par exemple dans le sédiment peut renseigner sur le débit des fleuves et l'intensité des vents [PAILLARD, 2014].

#### **Approche "multi-proxy" : combinaison de plusieurs indicateurs**

Puisque les différents indicateurs ont chacun des biais qui ne sont pas forcément les mêmes, il est possible de combiner les informations issues de différents indicateurs afin d'obtenir une reconstruction plus robuste et avec une meilleure distribution spatiale et temporelle. Le projet MARGO (*Multiproxy Approach for the Reconstruction of Glacial Ocean surface*) est un exemple phare de combinaison de plusieurs indicateurs pour obtenir des informations sur les climats glaciaires [KUCERA et al., 2005]. La figure 1.21 montre la distribution spatiale de l'ensemble des indicateurs de température de surface des océans utilisés dans le projet.

#### **Exemple de reconstruction climatique**

Malgré les biais inhérents à chacune des méthodes de reconstruction, les informations recueillies et obtenues par ces méthodes sont précieuses et fournissent une image du passé climatique de la Terre. WELDEAB et al. [2014] reconstruisent par exemple les variations de l'intensité des moussons indienne et africaines (Fig. 1.22). Ces reconstructions sont cohérentes avec les changements d'insolation de la période Holocène et permettent notamment d'expliquer les migrations humaines dans la vallée du Nil [WELDEAB et al., 2014].

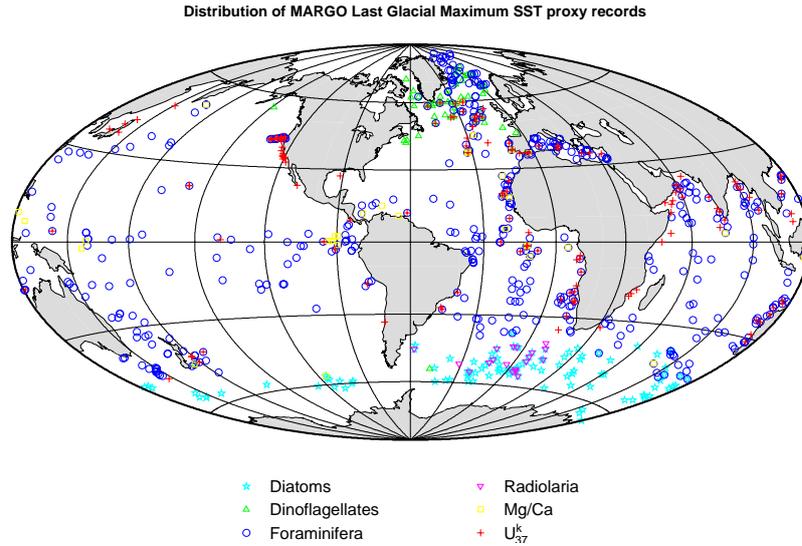


FIGURE 1.21 – Position des enregistrements de la température de surface de l’océan au DMG dans les reconstructions MARGO (Multiproxy approach for the reconstruction of glacial ocean surface). Issu de KUCERA et al. [2005].

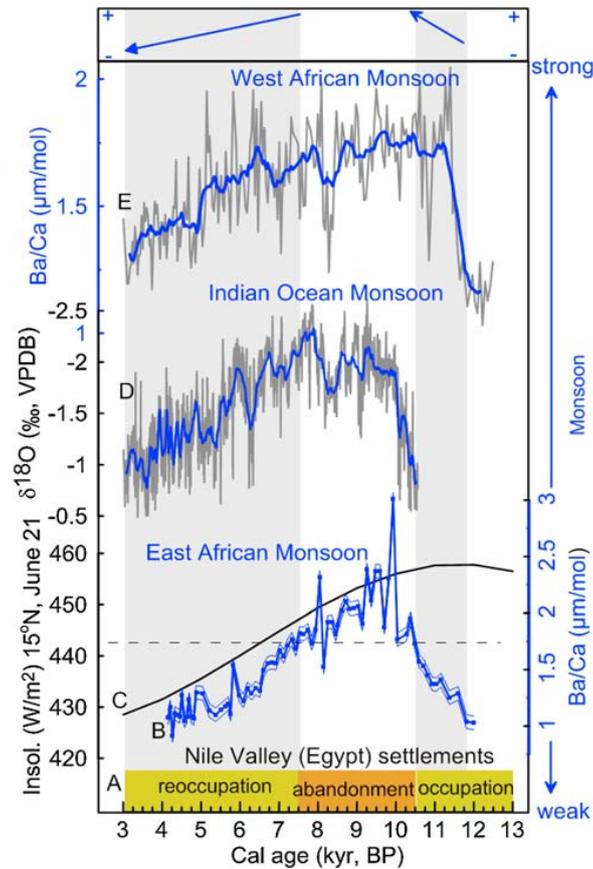


FIGURE 1.22 – Variations temporelles Holocène des indices de l’intensité des moussons indienne (c), ouest-africaine (e) et est-africaine (b et c) changements d’insolation à 15°N en juin. La ligne bleue indique la moyenne glissante sur 11 ans des courbes haute résolution en gris.

### Conclusions et transition

Les informations issues des organismes fossiles contenus dans le sédiment marin nous permettent d'obtenir une image des variations climatiques passées et des informations sur les mécanismes à l'origine de ces variations. Malgré les biais inhérents à chacune des méthodes de reconstruction, ces méthodes et les liens qu'elles mettent en évidence entre les indicateurs biologiques et leur environnement ont permis d'obtenir une image globale des états passés du système climatique et des écosystèmes.

## 1.4 Problématique et organisation de la thèse

Nous l'avons vu, le climat de la Terre varie sur différentes échelles de temps : des cycles basse fréquence liés aux changements astronomiques, à la variabilité interne du système sur des échelles plus courtes, de la saison à la décennie. Ces variations du climat modifient les dynamiques atmosphérique et océanique et par conséquent l'environnement dans lequel évoluent les organismes marins. En réponse à ces variations, la biomasse des organismes, la structure des écosystèmes et leur distribution spatiale changent dans le temps. Ces variations sont enregistrées plus ou moins indirectement par les indicateurs climatiques biologiques servant aux reconstructions des climats passés.

Nous nous intéressons tout au long de ce travail de thèse aux liens entre les organismes marins, des producteurs primaires aux hauts niveaux trophiques, et les variations du climat à différentes échelles de temps. Afin d'étoffer nos connaissances sur cette thématique de recherche, nous allons tenter de répondre à plusieurs questionnements :

- Les relations observées aujourd'hui entre climat et productivité ont-elles changé à l'échelle des cycles glaciaires-interglaciaires ?
- Quels facteurs sont capables d'influencer la relation entre les écosystèmes marins et leur environnement à différentes échelles de temps ?
- Quels sont les effets de la variabilité inter-annuelle du climat et de la productivité primaire sur le signal enregistré par les indicateurs climatiques biologiques ?

Les analyses effectuées pour répondre à ces questions nous amèneront à explorer di-

vers aspects du système climatique et biologique marin que l'on résume sur la figure 1.23.

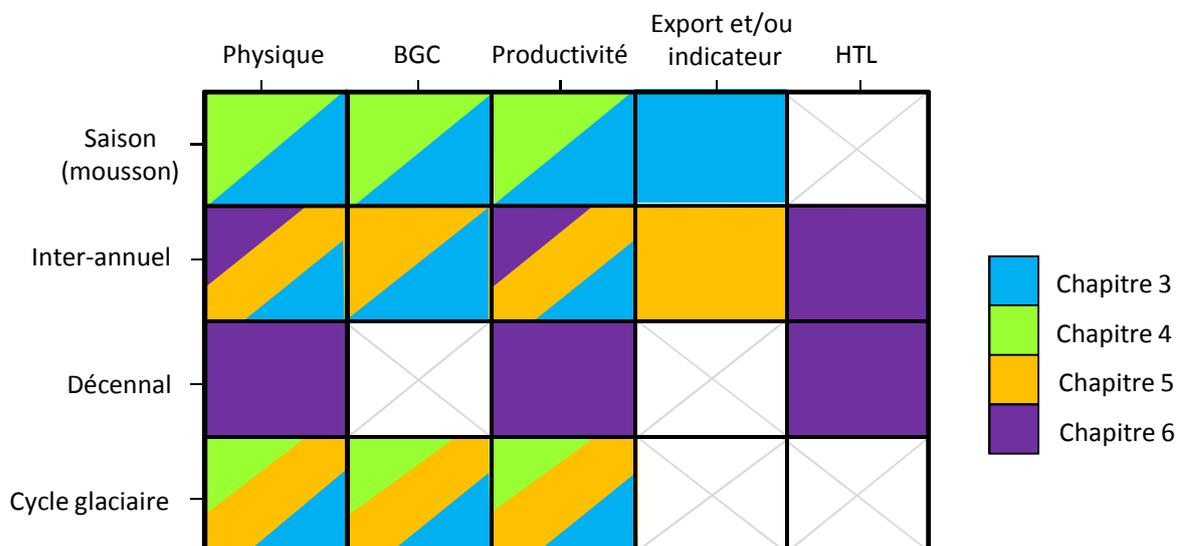


FIGURE 1.23 – Tableau récapitulatif des points abordés dans les différents chapitres de la thèse. Sur l'horizontale, les différentes variables analysées. Sur la verticale, les différentes échelles de temps abordées. Abréviations : BGC = Bio-géochimie marine, HTL = Hauts niveaux trophiques (*High Trophic Level* en anglais)

Plus précisément, la thèse s'organise de la façon suivante :

- Le Chapitre 2 décrit les modèles utilisés et les simulations réalisées qui serviront tout au long de la thèse
- Le chapitre 3 analyse les changements de productivité marine en mer d'Arabie, en lien avec la dynamique de mousson d'été boréal et les changements d'états glaciaire/interglaciaire. La première partie de ce chapitre comporte la publication [LE MÉZO et al. \[2016a\]](#). Un intérêt particulier est ensuite porté à la relation entre productivité primaire et productivité exportée et à la validité de la relation de calibration utilisée dans [BEAUFORT et al. \[1997\]](#). Dans la suite, nous tentons de pousser un peu plus loin le travail effectué dans [LE MÉZO et al. \[2016a\]](#) avec une analyse de sensibilité de la circulation atmosphérique aux calottes de glace de l'hémisphère nord et une analyse de sensibilité de la productivité aux apports de nutriments.
- Le chapitre 4 s'intéresse à un autre système de mousson, celui de l'Afrique, et analyse les changements de productivité au large de l'embouchure du fleuve Congo sur les derniers 46 000 ans. Ces changements sont mis en relation avec les variations des apports et du débit du fleuve ainsi qu'avec les variations de la circulation

atmosphérique en été et en hiver. Une étude sur les changements de dynamique atmosphérique africaine en été et en hiver est présentée en première partie de ce chapitre.

- Le chapitre 5 analyse les effets de la variabilité inter-annuelle sur la réponse de la productivité au pré-industriel et au DMG et en particulier sur la différence de productivité entre ces deux climats. Le but ici est de comprendre comment la variabilité autre que saisonnière peut modifier le signal enregistré par les indicateurs biologiques et affecter les reconstructions climatiques. La seconde partie de ce chapitre se focalise donc sur les effets de la position en profondeur et de la variabilité inter-annuelle de la productivité sur le signal d'une variable physique enregistrée par des indicateurs biologiques.
- Le chapitre 6 analyse la réponse des organismes marins, de différentes tailles et appartenant à différentes communautés pélagiques, à la variabilité du climat dans différentes régions océaniques. Cette étude effectuée dans le Pacifique nord et l'Atlantique nord est présentée via la publication [LE MÉZO et al. \[2016b\]](#).
- Les conclusions et perspectives générales de ce travail de thèse suivent ce dernier chapitre.

## 1.5 Références

- ABRANTES, F., P. CERMEÑO, C. LOPES, O. ROMERO, L. MATOS, J. VAN IPEREN, M. RUFINO et V. MAGALHÃES. 2016, «Diatoms Si Uptake Capacity Drives Carbon Export In Coastal Upwelling Systems», *Biogeosciences Discussions*, , n° April, doi:[10.5194/bg-2015-517](#), p. 1–14. **34**
- ARINO, J. 2001, *Modélisation structurée de la croissance du phytoplancton en chemostat*, thèse de doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble 1. **30, 32, 33**
- ARMSTRONG, R. A., C. LEE, J. I. HEDGES, S. HONJO et S. G. WAKEHAM. 2002, «A new, mechanistic model for organic carbon fluxes in the ocean based on the quantitative association of POC with ballast minerals», *Deep-Sea Res Part II*, vol. 49, p. 219–236. **39**
- AUMONT, O., C. ETHÉ, A. TAGLIABUE, L. BOPP et M. GEHLEN. 2015, «PISCES-v2 : an ocean

- biogeochemical model for carbon and ecosystem studies», *Geoscientific Model Development*, vol. 8, doi:[10.5194/gmd-8-2465-2015](https://doi.org/10.5194/gmd-8-2465-2015), p. 2465–2513. 33
- BEAUFORT, L., LANCELOT, CAMBERLIN, CAYRE, VINCENT, BASSINOT et LABEYRIE. 1997, «Insolation cycles as a major control of equatorial indian ocean primary production», *Science (New York, N.Y.)*, vol. 278, n° 5342, p. 1451–4. 49, 53
- BEHRENFELD, M. J., R. T. O'MALLEY, D. A. SIEGEL, C. R. MCCLAIN, J. L. SARMIENTO, G. C. FELDMAN, A. J. MILLIGAN, P. G. FALKOWSKI, R. M. LETELIER et E. S. BOSS. 2006, «Climate-driven trends in contemporary ocean productivity», *Nature*, vol. 444, n° 7120, doi:[10.1038/nature05317](https://doi.org/10.1038/nature05317), p. 752–755. 41
- BERGER, A. et M. F. LOUTRE. 1991, «Insolation values for the climate of the last 10 million years», *Quaternary Science Reviews*, vol. 10, n° 4, doi:[10.1016/0277-3791\(91\)90033-Q](https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90033-Q), p. 297–317. 45, 336
- BERGER, A. et M. F. LOUTRE. 1994, *Long-Term Climatic Variations*, vol. I, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, ISBN 978-3-642-79068-3, 107–151 p., doi:[10.1007/978-3-642-79066-9](https://doi.org/10.1007/978-3-642-79066-9). 44
- BOPP, L. 2005, «Response of diatoms distribution to global warming and potential implications : A global model study», *Geophysical Research Letters*, vol. 32, n° 19, doi:[10.1029/2005GL023653](https://doi.org/10.1029/2005GL023653), p. L19 606. 34
- BOPP, L., P. MONFRAY, O. AUMONT, J.-L. DUFRESNE, H. LE TREUT, G. MADEC, L. TERRAY et J. C. ORR. 2001, «Potential impact of climate change on marine export production», *Global biogeochemical cycles*, vol. 15, n° 1, p. 81–99. 37, 39
- CHAVEZ, F. P., M. MESSIÉ et J. T. PENNINGTON. 2011, «Marine Primary Production in Relation to Climate Variability and Change», *Annual Review of Marine Science*, vol. 3, n° 1, doi:[10.1146/annurev.marine.010908.163917](https://doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163917), p. 227–260. 16, 41
- CHAVEZ, F. P., P. STRUTTON, G. FRIEDERICH, R. FEELY, G. C. FELDMAN, D. FOLEY et M. J. MCPHADEN. 1999, «Biological and chemical response of the equatorial pacific ocean to the 1997-98 El Nino», . 40, 41
- CLÉROUX, C., E. CORTIJO, P. ANAND, L. LABEYRIE, F. BASSINOT, N. CAILLON et J. C. DUPLESSY. 2008, «Mg/Ca and Sr/Ca ratios in planktonic foraminifera : Proxies for

- upper water column temperature reconstruction», *Paleoceanography*, vol. 23, n° 3, doi:10.1029/2007PA001505, p. 1–16. 48
- DE BOYER MONTÉGUT, C., G. MADEC, A. S. FISCHER, A. LAZAR et D. IUDICONE. 2004, «Mixed layer depth over the global ocean : An examination of profile data and a profile-based climatology», *Journal of Geophysical Research C : Oceans*, vol. 109, n° 12, doi:10.1029/2004JC002378, p. 1–20. 28, 335
- DONOHUE, A., J. MARSHALL, D. FERREIRA et D. MCGEE. 2013, «The relationship between ITCZ location and cross-equatorial atmospheric heat transport : From the seasonal cycle to the last glacial maximum», *Journal of Climate*, vol. 26, n° 11, doi:10.1175/JCLI-D-12-00467.1, p. 3597–3618. 23
- DROOP, M. R. 1973, «Some thoughts on nutrient limitation in algae», *Journal of Phycology*, vol. 9, n° 3, doi:10.1111/j.1529-8817.1973.tb04092.x, p. 264–272. 33
- DUPLESSY, J.-C. et G. RAMSTEIN. 2013, *PALÉOCLIMATOLOGIE - Trouver, dater et interpréter les indices-Tome I*, EDP Sciences/CNRS éditions, ISBN 2759807401. 24
- EPPLEY, R. W. 1972, «Temperature and phytoplankton growth in the sea», *Fishery Bulletin*, vol. 70, n° 4, p. 1063–1085. 39
- EPPLEY, R. W., J. N. ROGERS et J. J. MCCARTHY. 1969, «Half saturation constants for uptake of nitrate and ammonium by marine phytoplankton», *Limnology and oceanography*, vol. 14, n° 6, p. 912–920. 33
- FALKOWSKI, P. G., R. T. BARBER et V. SMETACEK. 1998, «Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production», *Science*, vol. 281, n° 1998, doi:10.1126/science.281.5374.200, p. 200–206. 38, 335
- GEHLEN, M., L. BOPP, N. EMPRIN, O. AUMONT, C. HEINZE et O. RAGUENEAU. 2006, «Reconciling surface ocean productivity, export fluxes and sediment composition in a global biogeochemical ocean model», *Biogeosciences Discussions*, vol. 3, doi:10.5194/bgd-3-803-2006, p. 803–836. 36
- HODELL, D. A. 2016, «The smoking gun of the ice ages», *Science*, vol. 354, n° 6317, p. 1235 LP – 1236. 44, 336

- HURRELL, J. W., Y. KUSHNIR et M. VISBECK. 2001, «The north Atlantic oscillation», *Science*, vol. 291, n° January. 41
- IMBRIE, J. et N. G. KIPP. 1971, «A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology : application to a late Pleistocene Caribbean core», dans *The late Cenozoic glacial ages*, vol. 3, Yale University Press New Haven, p. 71–181. 49
- JOLY, M. 2010, *Rôle des océans dans la variabilité climatique de la mousson africaine*, thèse de doctorat, Université Paris-Est. 20, 335
- JOUSSAUME, S. et J.-C. DUPLESSY. 2013, «Le système climatique : son fonctionnement et son histoire», dans *PALÉOCLIMATOLOGIE - Trouver, dater et interpréter les indices-Tome I*, chap. 1, EDP Sciences/CNRS éditions, p. 1–39. 18, 25
- KUCERA, M. 2007, «Chapter Six Planktonic Foraminifera as Tracers of Past Oceanic Environments», *Developments in Marine Geology*, vol. 1, n° 07, doi:10.1016/S1572-5480(07)01011-1, p. 213–262. 38, 49, 335
- KUCERA, M., A. ROSELL-MELÉ, R. R. SCHNEIDER, C. WAELBROECK et M. WEINELT. 2005, «Multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO)», *Quaternary Science Reviews*, vol. 24, n° 7-9 SPEC. ISS., doi:10.1016/j.quascirev.2004.07.017, p. 813–819. 50, 51, 336
- LAUFKÖTTER, C., M. VOGT et N. GRUBER. 2013, «Long-term trends in ocean plankton production and particle export between 1960-2006», *Biogeosciences*, vol. 10, n° 11, doi:10.5194/bg-10-7373-2013, p. 7373–7393. 38
- LAUFKÖTTER, C., M. VOGT, N. GRUBER, O. AUMONT, L. BOPP, S. C. DONEY, J. P. DUNNE, J. HAUCK, J. G. JOHN, I. D. LIMA, R. SEFERIAN et C. VÖLKER. 2016, «Projected decreases in future marine export production : the role of the carbon flux through the upper ocean ecosystem», *Biogeosciences*, vol. 13, n° 13, doi:10.5194/bg-13-4023-2016, p. 4023–4047. 38
- LE MÉZO, P., L. BEAUFORT, L. BOPP, P. BRACONNOT et M. KAGEYAMA. 2016a, «From Monsoon to marine productivity in the Arabian Sea : insights from glacial and interglacial climates», *Climate of the Past Discussions*, vol. 2016, n° September, doi:10.5194/cp-2016-88, p. 1–31. 53

- LE MÉZO, P., S. LEFORT, R. SÉFÉRIAN, O. AUMONT, O. MAURY, R. MURTUGUDDE et L. BOPP. 2016b, «Natural variability of marine ecosystems inferred from a coupled climate to ecosystem simulation», *Journal of Marine Systems*, vol. 153, n° January, doi:10.1016/j.jmarsys.2015.09.004, p. 55–66. 54
- LHULLIER, T. 2010, «Climats et paléoclimats», URL <https://accens-lyon.fr/acces/terre/paleo/variations/paleoclimats/syntheses/indicateurs-paleoclimatiques/isotopes-oxygene>. 48
- LOTKA, A. J. 1925, *Elements of physical biology*, Wiliams & Wilkins Company, Baltimore. 33
- MANN, K. H. et K. F. DRINKWATER. 1994, «Environmental influences on fish and shellfish production in the Northwest Atlantic», *Environmental Reviews*, vol. 2, n° 1, p. 16–32. 42
- MARINOV, I., S. C. DONEY et I. D. LIMA. 2010, «Response of ocean phytoplankton community structure to climate change over the 21st century : Partitioning the effects of nutrients, temperature and light», *Biogeosciences*, vol. 7, n° 12, doi:10.5194/bg-7-3941-2010, p. 3941–3959. 33, 34
- MARSHALL, J. et R. A. PLUMB. 2008, *Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics : An Introductory Text*, Elsevier Academic Press, ISBN 9780125586917, 345 p.. 20, 24, 25, 26
- MARTINEZ, E., D. ANTOINE, F. D'ORTENZIO et C. DE BOYER MONTÉGUT. 2011, «Phytoplankton spring and fall blooms in the North Atlantic in the 1980s and 2000s», *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 116, n° 11, doi:10.1029/2010JC006836, p. 1–11. 34, 42
- MARTINEZ, E., D. ANTOINE, F. D'ORTENZIO et B. GENTILI. 2009, «Climate-driven basin-scale decadal oscillations of oceanic phytoplankton.», *Science (New York, N.Y.)*, vol. 326, n° 5957, doi:10.1126/science.1177012, p. 1253–1256. 42
- MASSON-DELMOTTE, V. et J. GUIOT. 2013, «Comment reconstituer la physique et la circulation de l'atmosphère?», dans *PALÉOCLIMATOLOGIE - Trouver, dater et interpréter les indices-Tome I*, Edp Sciences/CNRS éditions, p. 205–218. 48, 49, 50
- MOORE, C. M., M. M. MILLS, K. R. ARRIGO, I. BERMAN-FRANK, L. BOPP, P. W. BOYD, E. D. GALBRAITH, R. J. GEIDER, C. GUIEU, S. L. JACCARD, T. D. JICKELLS, J. LA ROCHE,

- T. M. LENTON, N. M. MAHOWALD, E. MARAÑÓN, I. MARINOV, J. K. MOORE, T. NAKATSUKA, A. OSCHLIES, M. A. SAITO, T. F. THINGSTAD, A. TSUDA et O. ULLOA. 2013, «Processes and patterns of oceanic nutrient limitation», *Nature Geoscience*, vol. 6, n° 9, doi:10.1038/ngeo1765, p. 701–710. 32
- NASA. «NASA - Climate Science Investigations», URL <https://www.ces.fau.edu/nasa/resources/>. 33, 335
- NOAA/PMEL. «National Oceanic and Atmospheric Administration», URL <https://www.noaa.gov/>. 20, 31, 335
- OLIVER, M. J. et A. J. IRWIN. 2008, «Objective global ocean biogeographic provinces», *Geophysical Research Letters*, vol. 35, n° 15, doi:10.1029/2008GL034238, p. 1–6. 16
- OTTERSEN, G., B. PLANQUE, A. BELGRANO, E. POST, P. C. REID et N. C. STENSETH. 2001, «Ecological effects of the North Atlantic Oscillation», *Oecologia*, vol. 128, n° 1, doi:10.1007/s004420100655, p. 1–14. 36, 41, 42
- PAILLARD, D. 2014, «Climat et cycles astronomiques», dans *PALÉOCLIMATOLOGIE - Enquête sur les climats anciens-Tome II*, EDP Sciences/CNRS éditions, p. 257–292. 45, 46, 50
- RAHMSTORE, S. 2002, «Ocean circulation and climate during the past 120,000 years.», *Nature*, vol. 419, n° 6903, doi:10.1038/nature01090, p. 207–214. 27
- REYGONDEAU, G., A. LONGHURST, E. MARTINEZ, G. BEAUGRAND, D. ANTOINE et O. MAURY. 2013, «Dynamic biogeochemical provinces in the global ocean», *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 27, n° 4, doi:10.1002/gbc.20089, p. 1046–1058. 16
- ROY-BARMAN, M. et C. JEANDEL. 2011, *Géochimie Marine Circulation Océanique, Cycle Du Carbone Et Changement Climatique*, Vuibert Société géologique de France, ISBN 2311003542, 362 pages p.. 24, 27, 28, 29, 31, 36, 37, 39
- RUDDIMAN, W. F. 2001, *Earth's climate : past and future*, Macmillan. 19, 25, 26
- SAINT-LU, M. et J. LELOUP. 2016, «Petit précis de théorie pour comprendre El Niño Conditions Normales El Niño La Niña», , p. 30–38. 40

- SCHNEIDER, B., L. BOPP, M. GEHLEN, J. SEGSCHNEIDER, T. L. FRÖLICHER, P. CADULE, P. FRIEDLINGSTEIN, S. C. DONEY, M. J. BEHRENFELD et F. JOOS. 2008, «Climate-induced interannual variability of marine primary and export production in three global coupled climate carbon cycle models», *Biogeosciences*, vol. 5, n° 2, doi:[10.5194/bg-5-597-2008](https://doi.org/10.5194/bg-5-597-2008), p. 597–614. 33
- STENSETH, N. C., A. MYSTERUD, G. OTTERSEN, J. W. HURRELL, K.-S. CHAN et M. LIMA. 2002, «Ecological effects of climate fluctuations.», *Science (New York, N.Y.)*, vol. 297, n° 5585, doi:[10.1126/science.1071281](https://doi.org/10.1126/science.1071281), p. 1292–6. 41, 42, 43
- SUTTON, T. T. 2013, «Vertical ecology of the pelagic ocean : Classical patterns and new perspectives», *Journal of Fish Biology*, vol. 83, n° 6, doi:[10.1111/jfb.12263](https://doi.org/10.1111/jfb.12263), p. 1508–1527. 29
- SVERDRUP, H. 1953, «On conditions for the vernal blooming of phytoplankton», *Journal du Conseil*, vol. 18, doi:[10.4319/lom.2007.5.269](https://doi.org/10.4319/lom.2007.5.269), p. 287–295. 34
- THURMAN, H. V., A. P. TRUJILLO, D. C. ABEL et R. MCCONNELL. 1999, *Essentials of oceanography*, Prentice Hall Englewood Cliffs. 26
- TRENBERTH, K. E. et J. M. CARON. 2001, «Estimates of Meridional Atmosphere and Ocean Heat Transports», *Journal of Climate*, vol. 14, n° 16, doi:[10.1175/1520-0442\(2001\)014<3433 :EOMAAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3433 :EOMAAO>2.0.CO;2), p. 3433–3443. 17
- TURNER, J. T. 2015, «Zooplankton fecal pellets, marine snow, phytodetritus and the ocean's biological pump», *Progress in Oceanography*, vol. 130, doi:[10.1016/j.pocean.2014.08.005](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.08.005), p. 205–248. 35, 36, 37, 38, 39
- WELDEAB, S., V. MENKE et G. SCHMIEDL. 2014, «The pace of East African monsoon evolution during the Holocene», *Geophysical Research Letters*, vol. 41, doi:[10.1002/2014GL059361](https://doi.org/10.1002/2014GL059361).Received, p. 1724–1731. 50
- ZHISHENG, A., W. GUOXIONG, L. JIANPING, S. YOUNBIN, L. YIMIN, Z. WEIJIAN, C. YANJUN, D. ANMIN, L. LI, M. JIANGYU, C. HAI, S. ZHENGGUO, T. LIANGCHENG, Y. HONG, A. HONG, C. HONG et F. JUAN. 2015, «Global Monsoon Dynamics and Climate Change», *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 43, n° 1, doi:[10.1146/annurev-earth-060313-054623](https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060313-054623), p. 29–77. 21, 22

# Chapitre 2

## Du modèle aux expériences

### Sommaire

---

<b>2.1 Les modèles</b> . . . . .	<b>62</b>
2.1.1 Le modèle couplé global de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) . . . . .	63
2.1.2 Le modèle de bio-géochimie marine Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies (PISCES) . . . . .	70
2.1.3 Un modèle de haut niveau trophique APECOSM . . . . .	77
<b>2.2 La modélisation des climats passés</b> . . . . .	<b>78</b>
<b>2.3 Expériences</b> . . . . .	<b>81</b>
<b>2.4 Références</b> . . . . .	<b>85</b>

---

Les modèles tentent de représenter la complexité du monde réel à partir de lois fondamentales de la physique, de la mécanique des fluides et de la biologie. Ils sont utiles pour palier aux limitations des observations et des reconstructions en terme de couverture spatiale et temporelle. Les modèles permettent aussi de mieux appréhender le rôle de divers processus complexes. Avec un modèle de système Terre, **Earth System Model (ESM)** en anglais, il est possible de représenter de multiples variables avec une couverture spatiale globale en 3 dimensions et à différentes échelles de temps. Les modèles permettent de se placer dans des conditions climatiques différentes de l'actuel et ainsi rendre possible l'analyse de la réponse des différentes composantes du système à des conditions passées et futures.

Cependant, le système Terre est extrêmement complexe et diversifié, ce qui rend sa modélisation difficile. Il est nécessaire de faire des choix, des simplifications parmi les processus à modéliser et selon les questions auxquelles on souhaite répondre. Même si les modèles ne sont pas exactement fidèles à la réalité, ils permettent d'obtenir des informations sur les relations entre les différentes composantes du système Terre. Ils permettent par exemple de quantifier l'importance de la rétroaction océanique sur la circulation atmosphérique ou la rétroaction positive de l'albédo sur la couverture neigeuse.

Les modèles sont donc des outils qui vont nous servir à comprendre les mécanismes du changement climatique et leurs effets sur la productivité marine. Ce chapitre se compose d'une description générale de l'**ESM** de l'**IPSL**, utilisé tout au long de mes travaux de recherches ainsi qu'une description plus détaillée du modèle de bio-géochimie marine **PISCES**. Une partie est aussi dédiée à la méthodologie pour la représentation des climats passés. Pour finir, des tableaux récapitulatifs donnent des informations générales sur les différentes simulations utilisées dans les différents chapitres de cette thèse. Afin d'alléger ce chapitre, une description plus détaillée de ces simulations est faite dans les chapitres où elles sont utilisées pour la première fois.

## 2.1 Les modèles

La modélisation du climat consiste en la représentation du système climatique via un ensemble d'équations décrivant l'évolution du système à partir de conditions initiales et de conditions aux limites données [KAGEYAMA et PAILLARD, 2014].

Dans un modèle, on distingue deux types de variables : les variables **pronostiques** et

les variables **diagnostiques**. Les variables pronostiques (ex. température et humidité dans l'atmosphère), sont décrites dans le modèle par une équation d'évolution tandis que les variables diagnostiques sont déterminées à partir des variables pronostiques à l'aide de relations simples [KAGEYAMA et PAILLARD, 2014].

On utilise des méthodes numériques de discrétisation des équations afin de les résoudre. Cela consiste à "découper" l'espace et le temps en mailles et en pas de temps, respectivement, pour résoudre les équations d'évolution des variables pronostiques. Le nombre de points utilisés pour discrétiser les équations définit la **résolution** du modèle qui est d'autant plus fine qu'il y a de points.

Cependant, de nombreux processus s'opèrent à des échelles plus petites que la maille ou le pas de temps du modèle, les processus dits "physiques" (à l'inverse des processus dynamiques calculés à partir de la distribution 3D des variables). Ces processus ne sont pas représentés tel quel mais on "paramétrise" leurs effets sur les caractéristiques des circulations plus grande échelle. Par exemple, chaque nuage n'est pas représenté de façon individuelle mais on représente leurs effets sur le bilan radiatif et les précipitations [KAGEYAMA et PAILLARD, 2014]. Cette procédure simplifie encore la réalité, on parle de **paramétrisation** ou de **processus sous-maille**.

En plus des variables pronostiques et diagnostiques, on distingue donc aussi les **paramètres** qui sont des quantités connues a priori qui peuvent dépendre de la position dans l'espace (i.e. conditions aux limites) et aussi du temps (i.e. forçages) [KAGEYAMA et PAILLARD, 2014].

A l'inverse de la météorologie qui est déterministe (i.e. dépend des conditions initiales), le climat est constitué d'un ensemble de trajectoires possibles et correspond donc à un point de vue statistique de l'évolution du système [KAGEYAMA et PAILLARD, 2014]. Le système climatique est dit "stationnaire" lorsque les grandeurs statistiques qui le définissent sont stables dans le temps, on parle alors d'**équilibre** du modèle.

### 2.1.1 Le modèle couplé global de l'IPSL

Dans ces travaux de thèse, nous avons utilisé le modèle IPSL-CM5 [DUFRESNE et al., 2013] développé par l'IPSL. Le modèle de l'IPSL est constitué de plusieurs composantes du système Terre : un modèle de circulation générale atmosphérique nommé **Laboratoire de Météorologie Dynamique - Zoom (LMDZ)** [HOUDIN et al., 2013, 2006], un modèle de dynamique de l'océan nommé **Océan PARallélisé (OPA)** [MADEC, 2011] et un modèle de

dynamique et thermodynamique de la glace de mer, **Louvain-la-neuve Ice Model (LIM)** [FICHEFET et MAQUEDA, 1997] tous deux faisant partie de la plateforme de modélisation de l'océan **Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO)** [MADEC, 2011], et un modèle de surface terrestre, **ORganizing Carbon and Hydrology in Dynamic EcosystEms (ORCHIDEE)** [KRINNER et al., 2005]. En plus de ces quatre composantes principales, le modèle de l'IPSL comprend aussi un modèle de bio-géochimie marine **PISCES** [AUMONT et al., 2015] ainsi qu'un modèle de chimie atmosphérique de la troposphère **INteraction with Chemistry and Aerosols (INCA)** [HAUGLUSTAINE et al., 2004] et de la stratosphère **REactive Processes Ruling the Ozone BUDget in the Stratosphere (REPROBUS)** [JOURDAIN et al., 2008]. Les différentes composantes atmosphériques et océaniques sont reliées entre elles par le coupleur **OASIS** développé au CERFACS [VALCKE, 2012]. Un schéma simplifié du modèle est représenté sur la figure 2.1.

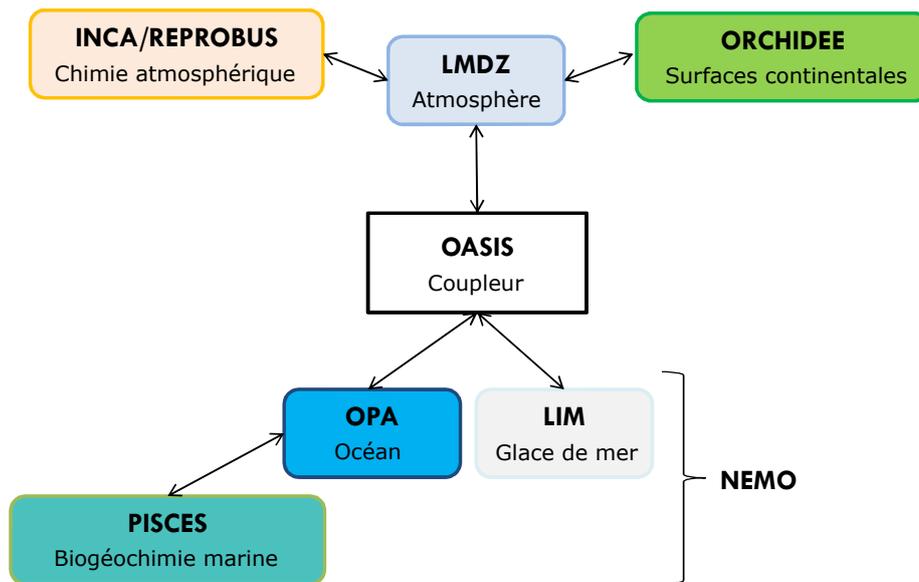


FIGURE 2.1 – Représentation schématique simplifiée du modèle de l'IPSL

### Le modèle d'atmosphère **LMDZ**

Le modèle d'atmosphère **LMDZ** permet la représentation de la circulation atmosphérique générale de la troposphère à la stratosphère [HOURDIN et al., 2013]. **LMDZ** calcule l'évolution des variables météorologiques et le transport de nombreux constituants comme par exemple les aérosols, les poussières ou les composés chimiques [HOURDIN et al., 2013, 2006]. Le modèle d'atmosphère représente la fraction de chaque maille qui

est à saturation en vapeur d'eau et va pouvoir se condenser et précipiter [POITOU et al., 2015]. LMDZ modélise le transfert radiatif et les effets de l'orographie sur la circulation atmosphérique. Le transport turbulent dans la couche limite planétaire est traité comme de la diffusion verticale [HOURLIN et al., 2013, 2006].

Nous avons utilisé une version basse résolution du modèle couplé IPSL-CM5A. Le modèle d'atmosphère possède une résolution horizontale de  $96 \times 96$  points, équivalente à une résolution d'environ  $3.75^\circ \times 1.9^\circ$ , et 39 niveaux verticaux dont 15 au-dessus de 20 km. Le "Z" de LMDZ pour Zoom, indique que le modèle est capable de raffinement régional de sa grille, fonctionnalité que nous n'avons pas utilisée dans ce travail. La basse résolution impose la paramétrisation de processus clés comme la convection ou la couverture nuageuse [HOURLIN et al., 2013]. Le modèle représente donc les processus de convection, de couche limite et les nuages en tant que processus physiques sous-maille. Les variables pronostiques du modèle d'atmosphère sont : la température, l'humidité et la vitesse horizontale du vent [KAGEYAMA et PAILLARD, 2014]. Pour les échanges surface-atmosphère, chaque maille du modèle est séparée en 4 sous-surfaces : surface continentale, océan libre, glace de mer et calotte de glace [HOURLIN et al., 2006]. Les flux de surface, d'eau et d'énergie, sont alors calculés en fonction des paramètres relatifs à chaque surface.

LMDZ est capable de reproduire les grandes structures atmosphériques observées comme la circulation de mousson indienne (Fig. 2.2).

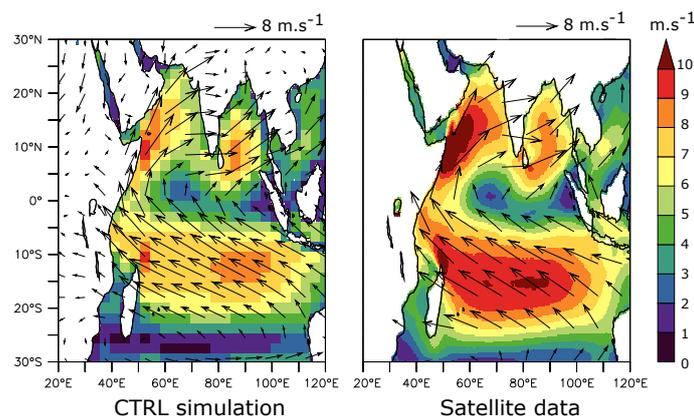


FIGURE 2.2 – Intensité (échelle de couleur) et direction (flèches) du vent moyen de la mousson d'été indienne (JJAS) dans a) une simulation pré-industrielle du modèle couplé IPSL-CM5A-LR et b) les données satellites NOAA sur la période 1995-2005 [ZHANG, 2006]

### Le modèle de surfaces continentales ORCHIDEE

ORCHIDEE représente l'énergie et les cycles de l'eau du sol et de la végétation, le cycle du carbone terrestre et la distribution et composition de la végétation (Fig. 2.3) [KRINNER et al., 2005]. La végétation est catégorisée en fonction de ses traits fonctionnels, en anglais PFT *Plant functional type*, basés sur la phénologie, le type de feuille, la physionomie et le fonctionnement photo-synthétique de la plante [KRINNER et al., 2005]. La végétation échange de l'énergie et de l'eau avec l'atmosphère toutes les 30 mn. Dans nos simulations (décrites plus tard dans ce chapitre), 13 PFTs sont représentées et leur répartition est imposée et identique entre les différents climats.

La végétation dans ORCHIDEE est interactive, ce qui signifie par exemple que la densité foliaire est calculée de façon dynamique dans le modèle [DUFRESNE et al., 2013; KRINNER et al., 2005]. L'indice de surface foliaire ("LAI" = "Leaf Area Index"), qui est le rapport, intégré sur la hauteur depuis le sommet vers le sol, de la surface totale de feuilles d'un couvert au-dessus d'une surface de sol donnée, est représentée de façon interactive dans ORCHIDEE. La LAI est exprimée en  $m^2$  de surface de feuilles par  $m^2$  de surface de sol.

La version du modèle ORCHIDEE que nous utilisons, comprend le modèle hydrologique Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface Biosphère-Atmosphère (SECHIBA) [DUCOUDRÉ et al., 1993] qui représente notamment le routage de l'eau permettant son acheminement (ruissellement et/ou drainage) vers l'océan [POLCHER, 2003]. Ce schéma de routage est composé d'un système de réservoirs en cascade qui acheminent l'eau du bassin versant vers l'embouchure du fleuve [GUIMBERTEAU, 2010]. Un bassin versant est défini comme une surface élémentaire close, déterminée topographiquement par la ligne de partage des eaux et réceptrice des eaux qui alimentent le fleuve [GUIMBERTEAU, 2010]. Chaque bassin est divisé en trois réservoirs : un réservoir en surface du sol dit "réservoir fleuve" dans lequel l'eau circule très rapidement ( $0.24 j.m^{-1}$ ), un réservoir proche de la surface dit "rapide" ( $3.0 j.m^{-1}$ ) et un réservoir lent et profond ( $25 j.m^{-1}$ ) (Fig. 2.4). Le réservoir lent transfère les eaux de drainage, le réservoir rapide transfère les eaux de ruissellement de surface [GUIMBERTEAU, 2010]. Ces deux réservoirs se déversent dans le réservoir fleuve lorsque l'on passe d'un bassin à l'autre. L'eau qui circule dans un fleuve est le résultat des apports par précipitation moins les pertes par évaporation du sol nu ou couvert d'herbacés ou de cultures, les pertes par ruissellement et drainage, les pertes par évapo-transpiration des plantes et par évaporation de l'eau interceptée par les

feuilles (Fig. 2.4). ORCHIDEE permet aussi la prise en compte de l'irrigation mais dans nos simulations cela n'est pas utilisé.

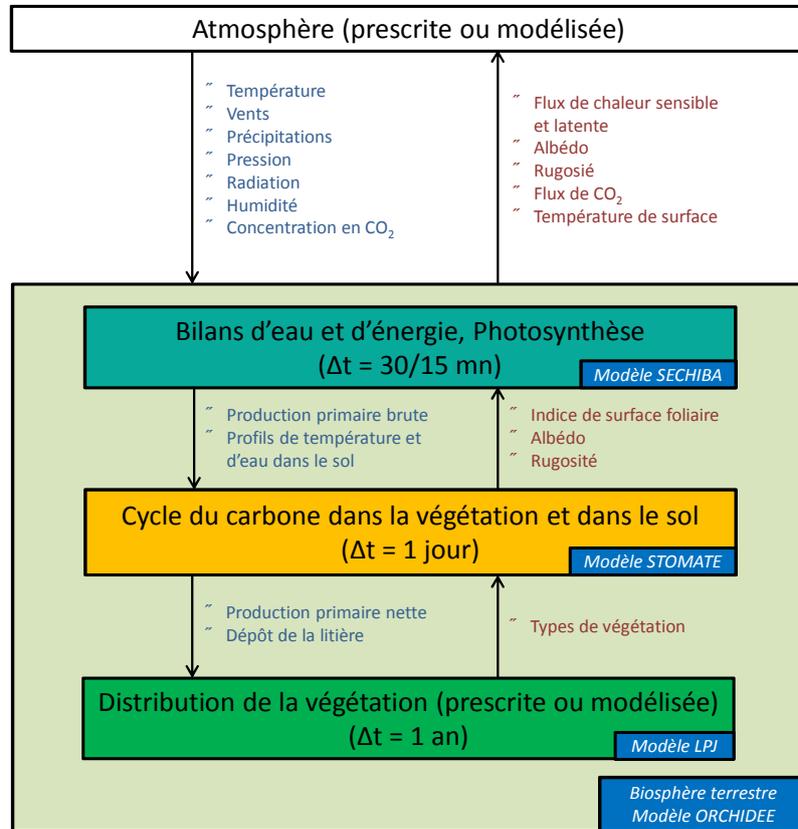


FIGURE 2.3 – Processus représentés dans ORCHIDEE [POITOU et al., 2015]

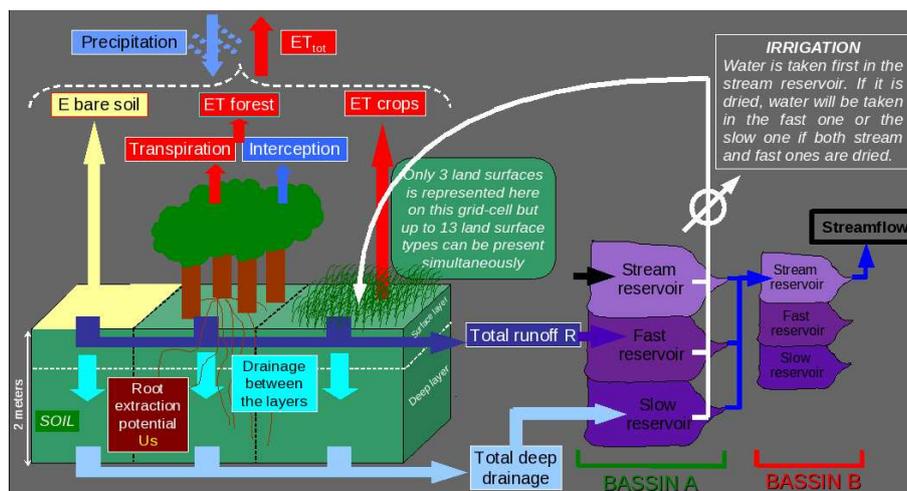


FIGURE 2.4 – Schéma de sol-végétation, de routage de l'eau et d'irrigation dans ORCHIDEE. Issu de [GUIMBERTEAU, 2010].

### Le modèle d'océan OPA

L'océan étant un fluide, il peut-être décrit en première approximation par les équations de Navier-Stokes, avec en plus une contrainte de conservation en sel [KAGEYAMA et PAILLARD, 2014; MADEC, 2011]. Le modèle OPA se base sur l'approximation hydrostatique, l'approximation de Boussinesq, l'hypothèse de fluide incompressible et utilise une formulation de surface libre [ROULLET et MADEC, 2000]. Les variables pronostiques du modèle OPA sont le champ tridimensionnel de vitesse, la hauteur de la surface de la mer, la Température Conservative et la Salinité Absolue [MADEC, 2011]. La densité est calculée à partir de la température potentielle, la salinité et la pression en utilisant l'équation d'état de JACKETT et MCDUGALL [1995]. Plus d'informations sur le modèle OPA sont disponibles dans plusieurs papiers dont MADEC [2011] et DE BOYER MONTÉGUT et al. [2007]. La grille océanique du modèle est curviligne avec une résolution de  $182 \times 149$  points représentant  $2^\circ$  en moyenne (grille ORCA2, fig.2.5). La résolution s'affine, jusqu'à  $0.5^\circ$ , au niveau de l'équateur, de l'Arctique et de l'Atlantique sub-polaire nord. L'océan est divisé en 31 niveaux verticaux de 10 m d'épaisseur dans les 150 premiers de l'océan et jusqu'à 500 m d'épaisseur dans l'océan profond. La grille est tri-polaire et le pôle nord a été déplacé sur les continents pour éviter des problèmes numériques liés à la taille décroissante des mailles du modèle vers le pôle (Fig. 2.5).



FIGURE 2.5 – Représentation de la grille océanique ORCA2

Le modèle de circulation océanique OPA permet entre autres la représentation de la couche de mélange, des mécanismes d'upwelling et de pompage d'Ekman, de la circulation thermohaline, de l'advection de la température et de la salinité et de la diffusion. La figure 2.6 représente la circulation thermohaline de l'Océan Atlantique Nord et la température de surface de l'océan (SST) simulées par le modèle OPA couplé au sein du modèle

IPSL-CM5A-LR. La SST annuelle moyenne est plus élevée au niveau des tropiques et diminue en direction des pôles en raison d'une insolation moyenne plus faible aux pôles que dans les tropiques (Fig. 2.6a). La circulation méridienne de retournement dans l'Océan Atlantique présente bien un flux de masses d'eaux chaudes proches de la surface en direction du pôle nord qui est compensé par un flux d'eaux froides en direction du sud en subsurface (Fig. 2.6b)

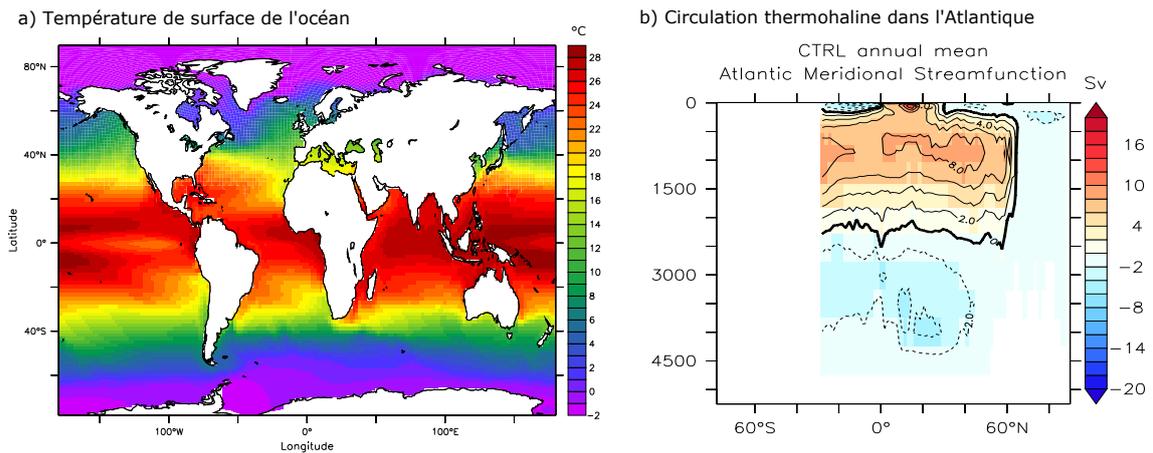


FIGURE 2.6 – Moyenne annuelle de a) la température de surface de l'océan (°C) et b) la circulation méridienne (Sv) dans l'océan Atlantique, simulées avec le modèle IPSL-CM5A-LR dans des conditions pré-industrielles.

### Couplages entre les différents modèles

Afin de conserver la masse, il faut que les bilans de chaleur et d'eau soient fermés entre les modèles. Le modèle **SECHIBA**, au sein du modèle **ORCHIDEE**, assure les échanges d'eau entre l'atmosphère et les surfaces continentales et permet de reproduire le transport d'eau depuis le continent vers les océans par représentation des fleuves et des rivières. Ceci évite les dérives de la salinité de l'océan et du niveau marin [POITOU et al., 2015].

Les pas de temps de chacun des modèles peuvent être différents. Par exemple, la température de l'océan varie moins vite que celle de l'atmosphère. Sur les continents, les variations diurnes de la température sont importantes et les flux à la surface de la glace varient rapidement (inférieur à la journée) [POITOU et al., 2015]. Il est ainsi nécessaire d'ajuster les flux entre les différents pas de temps, soit par ajout de variables ou par utilisation de variables à l'interface entre les modèles. Ce travail de couplage est réalisé dans

IPSL-CM5A par le coupleur OASIS. OASIS permet de coupler les différentes composantes du système climatique tout en les gardant autonomes [VALCKE, 2012]

### 2.1.2 Le modèle de bio-géochimie marine PISCES

Le modèle PISCES est utilisé pour représenter les différents processus bio-géochimiques océaniques [AUMONT et BOPP, 2006; AUMONT et al., 2015]. PISCES est un modèle de type NPZD : il représente les interactions entre les nutriments (N), le phytoplancton (P), le zooplancton (Z) et les détritiques (D) (Figure 2.7).

PISCES est composé de 24 compartiments (Fig. 2.7). Deux compartiments représentent le phytoplancton : les diatomées, qui forment un test siliceux (coquille de silice), et le nano-phytoplancton, qui englobe tout le phytoplancton autre que les diatomées (Fig. 1.12). Une fraction du nano-phytoplancton, calculée de façon explicite en fonction de la température et d'une dépendance aux nutriments, est calcifiante et correspond notamment aux coccolithophoridés (Fig. 1.12) [AUMONT et al., 2015]. Les diatomées et le nano-phytoplancton sont de taille différente, ce qui impacte leurs taux métaboliques comme le taux de demi-saturation ou le taux de croissance. Par conséquent, ces deux groupes phytoplanctoniques ont des besoins différents en nutriments ( $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{NH}_4^+$ ). Notamment, les diatomées ont besoin de plus de fer que le nano-phytoplancton et, contrairement au nano-phytoplancton, les diatomées absorbent de la silice nécessaire à la formation de leurs tests [AUMONT et al., 2015].

La croissance des organismes phyto-planctoniques est limitée dans le modèle par la disponibilité en nutriments, par la quantité de lumière (variable indispensable à la photosynthèse) ainsi que par la température de l'eau (Eq. 2.1). L'équation (2.1) donne le taux de croissance du nano-phytoplancton (P) et des diatomées (D). Seules les valeurs de paramètres indexées d'un "P,D" changent entre les deux types de phytoplancton.

$$\mu^{P,D} = \mu_{P,D} \cdot f_1(L_{day}) \cdot L_{lim,light}^{P,D} \cdot L_{lim}^{P,D} \quad (2.1)$$

Où,  $\mu_{P,D}$  est défini comme le taux de croissance à 0°C multiplié par un terme de dépendance à la température suivant la loi d'Eppley [AUMONT et al., 2015; EPPLEY, 1972],  $f_1(L_{day})$  traduit le lien entre la croissance et la durée du jour ( $L_{day} \in [0, 1]$ ). Le terme  $L_{lim,light}^{P,D}$  est un terme de limitation par la lumière décrit dans l'équation 2.4.  $L_{lim}^{P,D}$  est

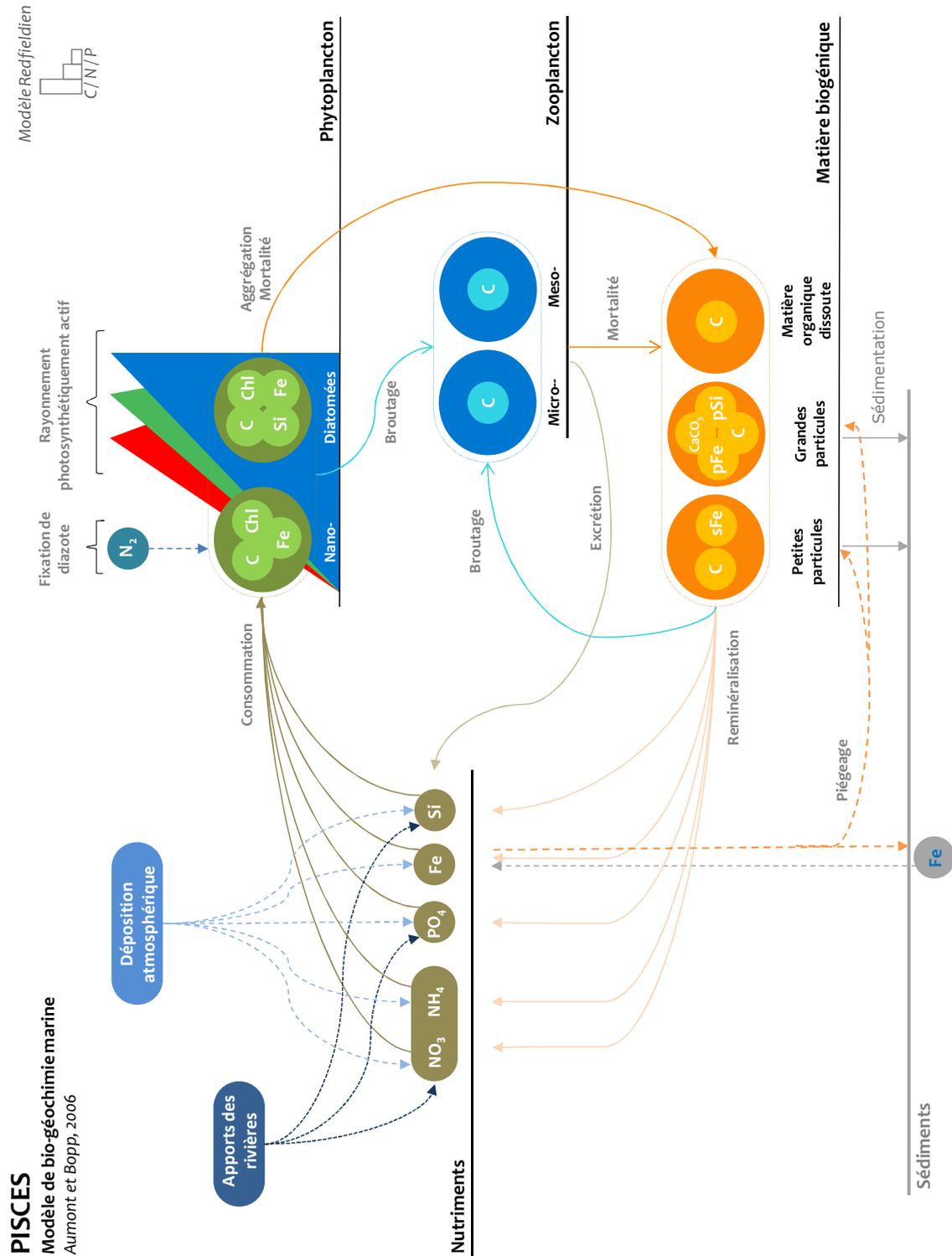


FIGURE 2.7 – Représentation schématique du modèle PISCES. Tous les éléments apparaissant dans les compartiments organiques sont explicitement représentés dans le modèle. Adapté d’une illustration de MARTINEZ [2014]

un terme de limitation par les nutriments.

Selon les régions océaniques, les limitations des différents groupes phyto-planctoniques ne sont pas les mêmes. D'une part, la température et la quantité de lumière varient spatialement et temporellement avec par exemple, la latitude, les saisons et la présence de glace de mer. D'autre part, la dynamique océanique, les échanges terre-mer ou océan-atmosphère modifient aussi les apports de nutriments. Par exemple, on trouve plus de nutriments près des côtes, dans les régions d'upwelling, et moins de nutriments dans l'océan ouvert (Fig. 1.13).

Le calcul des termes de limitations (Eq. (2.2a)- (2.2d)) permet de déterminer en tout point et en tout temps le facteur le plus limitant de la croissance du phytoplancton. Le nutriment principal limitant la croissance du nano-phytoplancton est défini par  $L_{lim}^P = \min(L_{PO_4}^P, L_N^P, L_{Fe}^P)$  où  $L_N^P$  est la limitation par l'azote, i.e. le nitrate et l'ammonium,  $L_{PO_4}^P$  est la limitation par le phosphate et  $L_{Fe}^P$  est la limitation par le fer. Pour les diatomées, un terme supplémentaire de limitation par la silice,  $L_{lim}^{Si}$  est à prendre en compte pour calculer  $L_{lim}^D$ . Chacun des termes est défini ci-après :

$$L_{PO_4}^i = \frac{[PO_4]}{[PO_4] + K_{PO_4}^i} \quad (2.2a)$$

$$L_N^i = L_{NO_3}^i + L_{NH_4}^i \quad (2.2b)$$

$$L_{NO_3}^i = \frac{K_{NH_4}^i [NO_3]}{K_{NH_4}^i K_{NO_3}^i + K_{NH_4}^i [NO_3] + K_{NO_3}^i [NH_4]} \quad (2.2c)$$

$$L_{NH_4}^i = \frac{K_{NO_3}^i [NH_4]}{K_{NH_4}^i K_{NO_3}^i + K_{NH_4}^i [NO_3] + K_{NO_3}^i [NH_4]} \quad (2.2d)$$

$$L_{Fe}^i = \min(1, \max(0, \frac{\theta^{Fe,i} - \theta_{min}^{Fe,i}}{\theta_{opt}^{Fe,i}})) \quad (2.2e)$$

$$L_{Si}^D = \frac{Si}{Si + K_{Si}^D}, \quad \text{où } K_{Si}^D = K_{Si}^{D,min} + \frac{7Si_{max}^2}{K_{si}^2 + Si_{max}^2} \quad (2.2f)$$

Dans les équations (2.2a)- (2.2f), les variables  $K_j^i$  sont les constantes de demi-saturation du nutriment  $j$  associé à l'organisme  $i$  (P=nano-phytoplancton ou D=diatomée) et les  $\theta^{Fe,i}$  sont les ratio Fe/C de l'organisme  $i$ . En général, ces constantes augmentent avec la taille de l'organisme phytoplanctonique mais dans PISCES on ne représente que deux grands compartiments de classe de taille et les constantes,  $K_j^{P,D}$ , sont fixées par compartiments sauf en ce qui concerne le fer (Eq.(2.2e)). En effet, la limitation par le nitrate (N) et le phosphate (P) est déterminée par une paramétrisation Monod où la croissance dépend de la concentration externe en nutriments (Annexe A.1) tandis que, la limitation par le fer est déterminée via une approche quota classique, où l'on s'affranchit de l'hypothèse Redfieldienne (Annexe A.2) [AUMONT et al., 2015]. Dans PISCES, les rapports fer sur carbone, Fe/C, silice sur carbone, Si/C et chlorophylle sur carbone, Chl/C sont déterminés par une approche en quota (Annexe A.2). Pour la limitation en silice des diatomées,  $Si_{max}$  est la concentration maximale en silice sur une année.

La limitation par la température est une fonction exponentielle [EPPLEY, 1972] définie de la façon suivante :

$$L_{lim}^{Temp} = \exp(k_{Eppley} \times Temp) , \quad k_{Eppley} = 6.3913 \times 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1} \quad (2.3)$$

La limitation par la lumière (Equation 2.4) dépend :

- de la profondeur de la couche de mélange, en anglais *Mixed Layer Depth* (MLD)
- de la profondeur de la couche euphotique,  $H_{eup}$ , qui correspond à la profondeur à laquelle il reste 1‰ de la PAR incidente
- de la quantité de lumière photo-synthétiquement disponible, en anglais *Photosynthetically Available Radiation* (PAR)
- du rapport chlorophylle sur carbone,  $Chl/C$ , au sein du phytoplancton
- du terme de limitation par les nutriments,  $L_{lim}$ , qui conditionne la quantité de phytoplancton

$$L_{lim}^{light} = \left(1 - \frac{MLD_{influence}}{\beta_i + MLD_{influence}}\right) \times \left(1 - \exp\left(\frac{-\alpha\theta_i^{Chl/C} \times PAR_i}{\mu_{max}^P \times L_{lim}^i}\right)\right) \quad (2.4)$$

$$\text{où } MLD_{influence} = \begin{cases} MLD - H_{eup} & \text{si } MLD > H_{eup} \\ 0 & \text{sinon} \end{cases}$$

Le coefficient  $\beta_i$  caractérise l'influence de la profondeur de la couche de mélange sur chaque groupe de phytoplancton [AUMONT et al., 2015].  $\alpha$  est la pente initiale de la courbe  $P-I$ , PAR-taux de croissance, et  $\mu_{max}^i$  est la croissance maximale du groupe phytoplanctonique  $i$ . Le terme  $MLD_{influence}$  limite la croissance si la couche de mélange est plus profonde que la couche euphotique. Ce terme est plus grand pour les diatomées que pour le nano-phytoplancton car les diatomées s'adaptent mieux que le nano-phytoplancton à une période d'obscurité prolongée [AUMONT et al., 2015].

La figure 2.8 montre la distribution des termes limitant la croissance du nano-phytoplancton et des diatomées dans le modèle PISCES [SCHNEIDER et al., 2008]. Comme indiqué par les données expérimentales de MOORE et al. [2013] (Fig. 1.13), le fer est le facteur limitant principal dans l'océan Austral, le Pacifique équatorial et dans l'Atlantique nord-ouest (Fig. 2.8). Ensuite, c'est principalement le nitrate qui limite la productivité dans la zone tropicale et la silice pour les diatomées dans les hautes latitudes nord et aux bords des continents dans les hautes latitudes sud (Fig. 2.8). La lumière et la température limitent la productivité du nano-phytoplancton aux hautes latitudes ( $>40^\circ$ ) nord et sud (Fig. 2.8b) [AUMONT et al., 2015; SCHNEIDER et al., 2008].

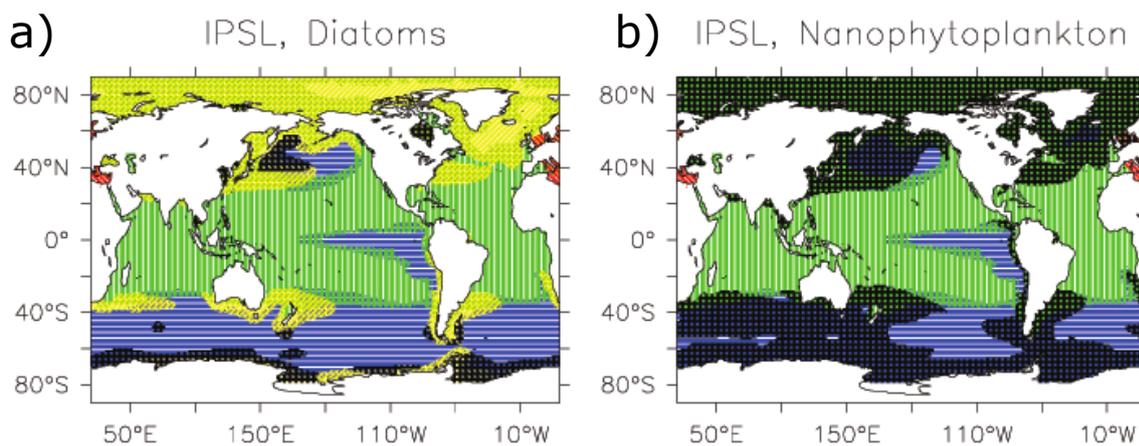


FIGURE 2.8 – Cartes des éléments limitant la croissance a) des diatomées et b) du nano-phytoplancton dans le modèle de l'IPSL (i.e. dans PISCES). En bleu : le fer, rouge :  $PO_4^{3-}$ , vert :  $NO_3^-$ , jaune : la silice, noir : la température et la lumière. Les zones indiquées correspondent aux endroits où l'élément est limitant pendant au moins un mois de l'année. Pour les nutriments, le plus limitant est indiqué, tandis que la limitation par d'autres facteurs (lumière et température) est seulement indiquée lorsque les nutriments ne sont pas limitant. Issu de SCHNEIDER et al. [2008].

Dans le modèle **PISCES**, plusieurs paramètres peuvent être modifiés afin de prendre en compte différents apports de nutriments à l’océan. Les apports par les rivières (carbone et nutriments), par les poussières (silice et fer), le dépôt d’azote anthropique ou encore les échanges avec le sédiment (seulement des échanges de fer) peuvent être tour à tour activés ou désactivés [AUMONT et BOPP, 2006; AUMONT et al., 2015; DA CUNHA et BUITENHUIS, 2013; TAGLIABUE et al., 2014]. La figure 2.9 représente les différents champs de forçage en nutriments en climat pré-industriel.

Dans nos simulations, le champ de poussière (Fig. 2.9c) provient du modèle de chimie **INCA** [HAUGLUSTAINE et al., 2004; HUNEEUS et al., 2011]. Le champ de poussière est défini sur 12 mois (Fig. 2.9d) et est le même pour tout les climats étudiés (adapté au masque terre-mer, voir section 2.2). Dans **PISCES**, la solubilité des poussières est considérée constante et égale à 2% [TAGLIABUE et al., 2014]. Un champ de dépôts d’azote anthropique peut aussi être ajouté afin de simuler les effets de l’activité humaine [HAUGLUSTAINE et al., 2004].

Les apports de rivières proviennent du modèle **Global Erosion Model (GEM)** [LUDWIG et PROBST, 1996] et regroupent 180 bassins versants (Fig. 2.9a). Les rivières apportent du carbone inorganique dissous, DIC, du carbone organique dissous, DOC, et du carbone organique particulaire, POC. Ces apports sont transformés dans le modèle en apport de nutriments (e.g.  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_3^-$ ) dans l’estuaire de la rivière en considérant des relations à stœchiométrie constante. Dans **PISCES**, les apports de rivières sont constants tout au long de l’année et ne varient donc pas avec le débit des rivières.

Enfin, les échanges avec le sédiment dépendent de l’oxygénation du sédiment, elle-même dépendante de la profondeur du plateau continental [AUMONT et BOPP, 2006; TAGLIABUE et al., 2014].

**PISCES** représente le zooplancton divisé en deux classes de taille : le micro- et le meso-zooplancton (Figs.2.7). Comme pour le phytoplancton, les paramètres entre ces deux groupes diffèrent légèrement pour tenir compte des besoins liés à leur taille [AUMONT et al., 2015]. Le micro-zooplancton se nourrit de diatomées et de nano-phytoplancton et le meso-zooplancton se nourrit préférentiellement de micro-zooplancton et de diatomées [AUMONT et al., 2015]. Le broutage du micro- et meso-zooplancton,  $g_m^Z$ , où Z désigne le micro ou le méso-zooplancton, dépend de la température selon une relation

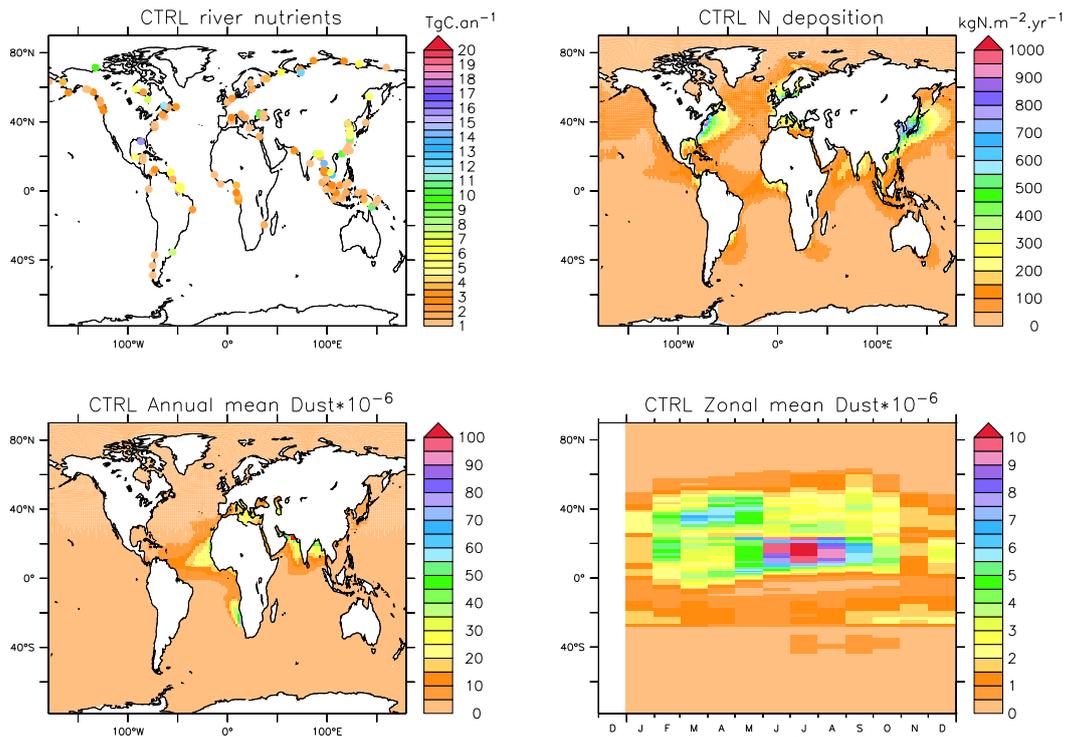


FIGURE 2.9 – Distribution spatiale des champs de forçage de nutriments a) apports des rivières, b) dépôt d’azote, c) moyenne annuelle du dépôt de poussières atmosphériques et d) moyenne zonale pondérée par l’aire des cellules du dépôt de poussière, pour la simulation pré-industrielle (CTRL).

de la forme :

$$g_m^Z = g_{max}^{0,Z} \cdot f_Z(T), \quad \text{où } f_Z(T) = b_Z^T \quad (2.5)$$

Le terme  $Q_{10} = b_Z^{10}$  est imposé à 2.14 pour le micro- et le méso-zooplancton.

La mortalité des deux groupes augmente lorsque l’oxygène se raréfie [AUMONT et al., 2015]. Le broutage du zooplancton sur les groupes phytoplanctoniques et les détritiques est paramétré par une relation de Michaelis-Menten (Annexe A.1). La qualité de la nourriture affecte l’efficacité de la croissance brute de sorte que, lorsque le ratio fer sur carbone,  $Fe/C$ , ou azote sur carbone,  $N/C$ , des proies diminue, l’efficacité de la croissance brute diminue. Dans PISCES, le quota  $N/C$  est constant et déterminé par l’équation classique de Droop en supposant que l’on se trouve à l’équilibre (Annexe A.2) [AUMONT et al., 2015]. En plus du broutage qui dépend de la concentration en proies, le méso-zooplancton est capable de se nourrir sur le flux de particules, il réalise ce qu’on appelle du *flux-feeding* [AUMONT et al., 2015]. Ce broutage s’applique sur les grosses et petites particules de carbone organique (POC et POC respectivement) et dépend de la concentration en particules multipliée par la vitesse de chute des particules dans la colonne d’eau. Le *flux-feeding* est le processus le plus important contrôlant le flux de carbone organique particulaire sous

la couche de mélange [AUMONT et al., 2015; GEHLEN et al., 2006].

Dans PISCES, on distingue la matière organique dissoute, en anglais *Dissolved Organic Matter* (DOM), du carbone organique dissous, en anglais *Dissolved Organic Carbon* (DOC). Le transport de DOM constitue une partie importante de l'export de carbone [AUMONT et al., 2015]. Le DOC est dégradé par reminéralisation et dénitrification selon les conditions en oxygène (oxiques ou anoxiques, respectivement). Le DOM est dégradé par l'activité bactérienne.

Les détritits sont divisés en deux catégories : les grosses et les petites particules (GOC et POC, respectivement, Fig.2.7). Ces particules sont issues de la dégradation de la matière organique planctonique : organismes morts et pelotes fécales du zooplancton. Les plus grandes particules ont une vitesse de chute dans la colonne d'eau plus importante que les petites particules [AUMONT et al., 2015].

Dans PISCES, 50% de la biomasse des organismes calcifiants morts, qui possèdent donc des tests en carbonate de calcium, est acheminée dans le groupe des particules à grande vitesse de chute (GOC). De même pour les diatomées qui sont plus denses de part leurs frustules de silice.

La dégradation du POC dépend de la température avec un  $Q_{10}$  de 1.9. Les particules de POC peuvent s'aggréger.

Le GOC suit une évolution temporelle similaire à celle du POC, mais sa vitesse de chute augmente avec la profondeur jusqu'à  $200m.d^{-1}$  à 5000 m [AUMONT et al., 2015]. Aucun effet ballast due à la densité plus élevée de la calcite et de la silice biogénique n'a été implémenté dans la chute des GOC.

### 2.1.3 Un modèle de haut niveau trophique APECOSM

Dans le chapitre 6 nous utilisons le modèle de haut-niveaux trophiques APECOSM. Ce modèle nous sert à analyser la réponse des organismes marins mesurant de 1 mm à 2 m et appartenant à différentes communautés marines pélagiques. Le modèle est décrit plus en détails dans le chapitre 6.

## 2.2 La modélisation des climats passés

La modélisation des climats du passé permet d'analyser la sensibilité du climat et la réponse des composantes du système Terre à divers forçages. Afin de paramétrer les modèles pour qu'ils simulent des climats passés, il est nécessaire d'obtenir des informations sur ces climats. Les carottes de glace ou sédimentaires permettent de reconstruire les variations de certaines composantes du système Terre (Chapitre 1). Les données géologiques et contenues dans les carottes de glace permettent d'obtenir une image du système climatique passé et des informations sur son évolution temporelle. Par exemple, [GASSE et al. \[2008\]](#) reconstruisent les variations temporelles de la température et des concentrations en méthane et en CO<sub>2</sub> aux pôles nord et sud de la Terre. [KOHFELD et HARRISON \[2000\]](#) regroupent des informations sur différentes variables, allant de la végétation aux dépôts de poussière, du DMG à l'Holocène. Il est possible d'utiliser les reconstructions de ces variables comme **conditions aux limites** du modèle. En particulier, le calcul des variations des paramètres astronomiques terrestres, basé sur la mécanique céleste, est utile pour déterminer le mouvement de la Terre à une époque donnée et donc les variations d'insolation associées, importantes pour le climat (Fig. 1.19 dans le chapitre 1).

A partir de ces informations, il est possible d'imposer des conditions aux limites réalistes aux modèles et d'analyser la réponse des différentes composantes du système Terre à ces forçages. La figure 2.10 schématise le procédé de modélisation d'un climat passé. Les deux boîtes de gauche représentent les informations recueillies et leur utilisation pour forcer le modèle couplé afin qu'il reproduise le climat d'une époque donnée (Fig. 2.10).

Les diverses informations recueillies sur les climats passés, autres que celles utilisées pour les forçages, peuvent servir à l'évaluation de la capacité des modèles à reproduire des conditions significativement différentes de l'actuel (Fig. 2.10, boîte de droite).

De son côté, la modélisation de climat passés permet de donner des explications basées sur des processus physiques et biologiques aux enregistrements climatiques.

Plus un modèle est capable de reproduire des conditions climatiques différentes de l'actuel avec des réponses de ses composantes au plus proche des données observées et/ou reconstruites et plus on peut avoir confiance en sa capacité à nous informer sur les changements climatiques futurs et leurs implications. L'utilisation conjointe de données et de modèles permet donc l'analyse des processus majeurs du changement climatique.

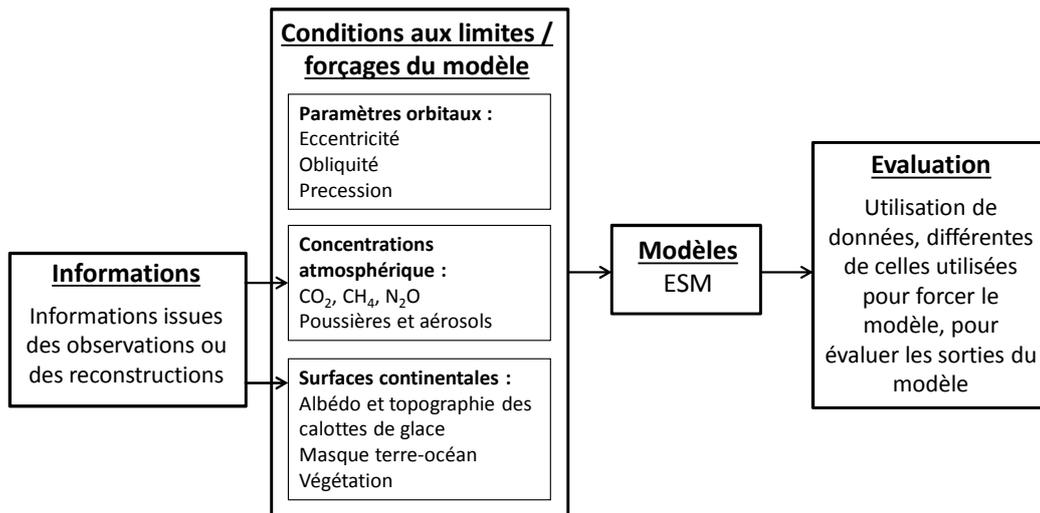


FIGURE 2.10 – Représentation du processus permettant la simulation d'un climat passé et l'utilisation de données pour forcer et évaluer un modèle couplé.

Comment force-t-on le modèle de l'IPSL afin de reproduire des climats passés ? Pour réaliser une simulation d'un climat passé avec le modèle de l'IPSL, il faut imposer les forçages relatifs à la période désirée : les paramètres astronomiques constants tout au long de la simulation, la concentration de certains gaz (CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O et CH<sub>4</sub>) ainsi que la couverture de glace (Fig. 2.10).

Avant de lancer la simulation, les différents fichiers de forçages sont créés et d'autres sont modifiés pour tenir compte des nouveaux paramètres. Par exemple, si on simule un climat glaciaire avec une calotte de glace dans l'hémisphère nord plus grande qu'à l'actuel, ce qui implique un niveau marin plus bas, alors il faudra adapter le trait de côte et les fichiers d'apports de nutriments à l'océan (Fig. 2.9).

Dans les simulations décrites dans la section suivante, lorsqu'il est indiqué que les champs sont "Adapté de CTRL" alors les champs ont été ajustés au nouveau masque terre-océan (différent en climat glaciaire et interglaciaire) afin que l'océan reçoive la même quantité totale de nutriments qu'en climat pré-industriel (noté "CTRL"). Ainsi, dans nos simulations, la quantité de poussière déposée par unité de surface est plus élevée dans un climat où le niveau marin est plus bas (par exemple au DMG).

Dans les simulations couplées, la végétation est prescrite à l'état pré-industriel (non dynamique) mais la LAI est interactive et répond donc aux changements d'insolation et de température à la surface.

### Exemple : simulation du climat du DMG

Pour simuler le DMG, on utilise une calotte de glace plus grande qu'à l'actuelle issue de la reconstruction de ABE-OUCHI et al. [2015] (Fig. 2.11a). L'augmentation de la taille de la calotte réduit le niveau marin et modifie le masque terre-océan (Fig. 2.11b). Les autres paramètres imposés à la modélisation du DMG sont listés dans LE MÉZO et al. [2016a]. KAGEYAMA et al. [2013] analysent les simulations du DMG du modèle IPSL-CM4 (version

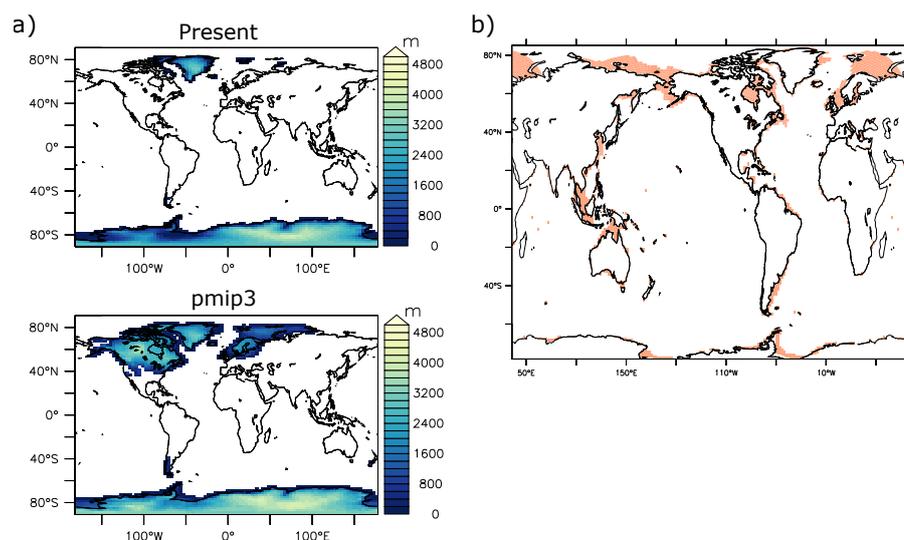


FIGURE 2.11 – Représentation de a) l'étendue des calottes de glace utilisée comme condition aux limites dans le modèle de l'IPSL et b) le changement de masque terre-océan entre le DMG et le pré-industriel. Les terres qui sont immergées au pré-industriel et émergées au DMG sont en orange clair. La calotte du DMG, pmip3, est établie à partir de la reconstruction de ABE-OUCHI et al. [2015].

antérieure à IPSL-CM5) et IPSL-CM5A. Les auteurs utilisent des données de paléoproduction pour évaluer la capacité du modèle à reproduire les changements observés entre le DMG et l'actuel (Fig. 2.12).

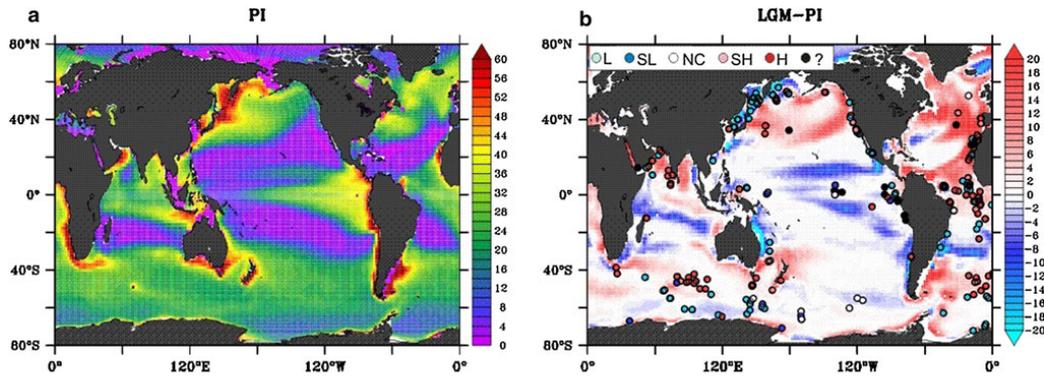


FIGURE 2.12 – Productivité exportée à 100 m ( $gC.m^{-2}.yr^{-1}$ ) pour a) la simulation pré-industrielle (PI), b) LGM-PI (où LGM = simulation du climat du DMG) avec des indicateurs de la production exportée issus de KOHFELD et CHASE [2011]; KOHFELD et al. [2005]. La couleur des cercles de données représente l'intensité du changement : *bleu clair = moins, bleu foncé = légèrement moins, blanc = pas de changement, rouge clair = légèrement plus, rouge foncé = plus.*

## 2.3 Expériences

Pour analyser la réponse de la productivité marine aux variations du climat, nous avons utilisé le modèle de l'IPSL dans sa version couplée globale ainsi que, des simulations d'atmosphère seule ou de bio-géochimie marine seule pour faire des tests de sensibilité. Toutes les simulations utilisées sont résumées dans les tableaux 2.1, 2.2, 2.3 et 2.4.

1. Avec le modèle **couplé** IPSL-CM5A, nous avons réalisé plusieurs simulations en climats glaciaires et interglaciaires (Tableau 2.1). Ces simulations sont décrites en détails dans LE MÉZO et al. [2016b] dans le Chapitre 3.
2. Des simulations **couplées avec des apports de nutriments modifiés** ont aussi été utilisées pour déterminer les effets de ces apports sur la productivité simulée (Table 2.2).
  - \* Parmi ces simulations, LGMriv correspond au climat du DMG où nous avons seulement modifié la quantité de nutriments apportés par le fleuve Congo selon la différence de débits entre le pré-industriel et le DMG (description plus détaillée dans le chapitre 4).
  - \* Les autres simulations couplées du tableau 2.2 correspondent à des simulations où les apports ne sont pas activés et où le champs de poussière possède une mauvaise distribution spatiale (illustration pour le DMG sur la figure 2.13).
3. Nous avons aussi utilisé des simulations dites "**offline**", c.a.d où toutes les compo-

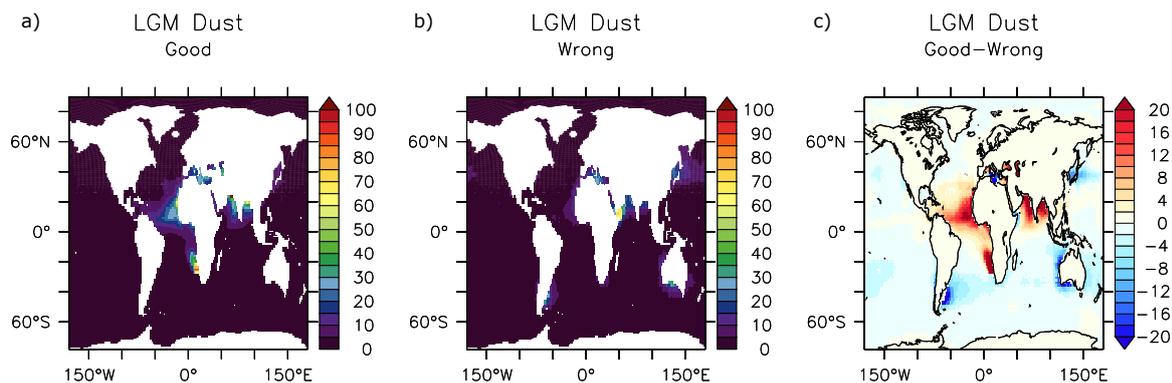


FIGURE 2.13 – Dépôts de poussières atmosphériques dans a) la simulation LGM avec un dépôt correct, b) la simulation LGM<sub>no.input</sub> avec un apport erroné et c) la différence LGM – LGM<sub>no.input</sub>. La description des simulations se trouve dans les tableaux 2.1 et 2.2.

santes du modèle ne tournent pas en même temps.

- \* Dans le tableau 2.3, sont répertoriées les caractéristiques de 4 simulations d'atmosphère seule, dites "AGCM" pour *Atmospheric General Coupled Model*, forcées par la température de surface de l'océan en climat du DMG et par les conditions aux limites de ce climat. Seules les calottes de glace et leur albédo varient entre ces 4 simulations pour tester leurs effets sur la circulation atmosphérique. Ces simulations sont décrites plus en détails dans le chapitre 3 section 3.3.2.
- \* Pour tester les effets de la variabilité inter-annuelle sur la productivité, nous avons aussi fait tourner le modèle PISCES seul, forcé par les champs physiques océaniques des climats du DMG et du pré-industriel, bruts ou bien forcé par ces mêmes champs auxquels on a retiré toute variabilité autre que saisonnière (Tableau 2.4). Ces simulations sont décrites dans le chapitre 5.
- \* Pour analyser la variabilité temporelle de toute la chaîne trophique, nous avons utilisé le modèle PISCES-APECOSM forcé par les champs physiques pré-industriels. Une description plus détaillée est donnée dans le chapitre 6.

Pour toutes les simulations, nous utilisons les moyennes mensuelles des différentes variables.

TABLEAU 2.1 – Caractéristiques des 8 simulations couplées avec apport de nutriments activés. Ces simulations sont utilisées dans les chapitres 3, 4 et 5.

Période	Nom de la simulation	Nom simplifié	Calotte de glace	Dust field	Ndep	Lnrriver	Sedinput	Couplé
Pré-industriel (0 k BP)	piControl2	CTRL	CTRL	CTRL	CTRL	CTRL	CTRL	oui
Moyen Holocène (6 k BP)	CM5H6K02	MH	CTRL	CTRL	CTRL	CTRL	CTRL	oui
Début Holocène (9.5 k BP)	CM5AEH01	EH	CTRL	CTRL	CTRL	CTRL	CTRL	oui
DMG (21 k BP)	lgm11c3	LGM	LGM full	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	oui
MIS3 (46 k BP)	MIS3mB6	MIS3	ICE6G-16 k	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	oui
MIS4 fin (60 k BP)	MIS4fB6	MIS4F	ICE6G-16 k	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	oui
MIS4 milieu (66 k BP)	MIS4mB6	MIS4M	ICE6G-16 k	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	oui
MIS4 début (72 k BP)	MIS4dB6	MIS4D	ICE6G-16 k	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	oui

TABLEAU 2.2 – Caractéristiques de 6 simulations couplées avec des apports de nutriments modifiés ou sans apport de nutriments et avec une mauvaise distribution du champ de poussières.

Période	Nom de la simulation	Nom simplifié	Calotte de glace	Dust field	Ndep	Lnrriver	Sedinput	Couplé
DMG (21 k BP)	lgm11c3nr	LGMriv	LGM full	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL Congo_nut = 0.8* Congo_nut	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	oui
DMG (21 k BP)	lgm8	LGMno.input	LGM full	faux	non	non	non	oui
MIS3 (46 k BP)	MS3I46K2	MIS3no.input	ICE6G-16 k	faux	non	non	non	oui
MIS4 fin (60 k BP)	MIS4fB2	MIS4Fno.input	ICE6G-16 k	faux	non	non	non	oui
MIS4 milieu (66 k BP)	MIS4mB4	MIS4Mno.input	ICE6G-16 k	faux	non	non	non	oui
MIS4 début (72 k BP)	MIS4dB3	MIS4Dno.input	ICE6G-16 k	faux	non	non	non	oui

TABLEAU 2.3 – Simulations d’atmosphère seule en climat du DMG avec des configurations de calottes de glace différentes.

Période	Nom de la simulation	Nom simplifié	Calotte de glace	Dust field	Ndep	Lnrivier	Sedinput	Forcé
DMG (21k BP)	Algm8a	Algm	LGM full	-	-	-	-	AGCM
DMG (21k BP)	AL8nFIS	AnoEU	LGM full sans calotte européenne	-	-	-	-	AGCM
DMG (21k BP)	AL8nF00L	Aalb	CTRL avec albédo de la calotte nord-européenne	-	-	-	-	AGCM
DMG (21k BP)	AL8nFLIS	Actrl	CTRL	-	-	-	-	AGCM

TABLEAU 2.4 – Simulations PISCES forcées par différents champs physiques océaniques en climat pré-industriel et DMG.

Période	Nom de la simulation	Nom simplifié	Calotte de glace	Dust field	Ndep	Lnrivier	Sedinput	PISCES Forcé
Pré-industriel (0k BP)	CTRL-SE2b	CTRL-se	CTRL	oui	oui	oui	oui	SE océan CTRL
Pré-industriel (0k BP)	CTRL-IA2	CTRL <sub>IA</sub>	CTRL	oui	oui	oui	oui	IA océan CTRL
DMG (21k BP)	LGM-SE11	LGM <sub>SE</sub>	LGM full	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	SE océan LGM
DMG (21k BP)	LGM-IA11b	LGM <sub>IA</sub>	LGM full	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	Adapté de CTRL	IA océan LGM

### Conclusions

L'utilisation de modèles permet une représentation globale des processus du système Terre à des échelles de temps et d'espace variables. Les informations contenues dans les archives naturelles tout autour du globe permettent de contraindre les modèles au plus près des conditions passées mais aussi de tester la capacité des modèles à reproduire les changements ayant eu lieu.

Différents types de simulations peuvent être réalisés selon que l'on souhaite étudier le système dans sa globalité (ce qui inclue les rétroactions d'un compartiment sur l'autre) ou bien que l'on souhaite étudier des processus en particulier ou la sensibilité d'un compartiment/d'une variable à un paramètre ou une condition aux limites particulière.

Ce chapitre décrit en détails le modèle de biogéochimie marine **PISCES** ainsi que les différents paramètres pouvant impacter la productivité marine. On trouve aussi un résumé, sous forme de tableaux, de l'ensemble des simulations utilisées par la suite.

**A partir des simulations effectuées avec le modèle IPSL-CM5A-LR, nous allons étudier les relations entre la productivité primaire marine et le climat de différentes périodes glaciaires et interglaciaires.**

## 2.4 Références

- ABE-OUCHI, A., F. SAITO, M. KAGEYAMA, P. BRACONNOT, S. P. HARRISON, K. LAMBECK, B. L. OTTO-BLIESNER, W. R. PELTIER, L. TARASOV, J.-Y. PETERSCHMITT et K. TAKAHASHI. 2015, «Ice-sheet configuration in the CMIP5/PMIP3 Last Glacial Maximum experiments», *Geoscientific Model Development Discussions*, vol. 8, n° 6, doi:[10.5194/gmdd-8-4293-2015](https://doi.org/10.5194/gmdd-8-4293-2015), p. 4293–4336. 80, 337
- AUMONT, O. et L. BOPP. 2006, «Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies», *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 20, n° 2, doi:[10.1029/2005GB002591](https://doi.org/10.1029/2005GB002591). 70, 75
- AUMONT, O., C. ETHÉ, A. TAGLIABUE, L. BOPP et M. GEHLEN. 2015, «PISCES-v2 : an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies», *Geoscientific Model Development*, vol. 8, doi:[10.5194/gmd-8-2465-2015](https://doi.org/10.5194/gmd-8-2465-2015), p. 2465–2513. 64, 70, 73, 74, 75, 76, 77

- DA CUNHA, L. C. et E. T. BUITENHUIS. 2013, «Riverine influence on the tropical Atlantic Ocean biogeochemistry», *Biogeosciences*, vol. 10, n° 10, doi:[10.5194/bg-10-6357-2013](https://doi.org/10.5194/bg-10-6357-2013), p. 6357–6373. 75
- DE BOYER MONTÉGUT, C., J. VIALARD, S. S. C. SHENOI, D. SHANKAR, F. DURAND, C. ETHÉ et G. MADEC. 2007, «Simulated Seasonal and Interannual Variability of the Mixed Layer Heat Budget in the Northern Indian Ocean», *Journal of Climate*, vol. 20, n° 13, doi:[10.1175/JCLI4148.1](https://doi.org/10.1175/JCLI4148.1), p. 3249–3268. 68
- DUCOUDRÉ, N. I., K. LAVAL et A. PERRIER. 1993, «SECHIBA, a New Set of Parameterizations of the Hydrologic Exchanges at the Land-Atmosphere Interface within the LMD Atmospheric General Circulation Model», *Journal of Climate*, vol. 6, n° 2, doi:[10.1175/1520-0442\(1993\)006<0248 :SANSOP>2.0.CO ;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<0248 :SANSOP>2.0.CO ;2), p. 248–273. 66
- DUFRESNE, J.-L., M.-A. FOUJOLS, S. DENVIL, A. CAUBEL, O. MARTI, O. AUMONT, Y. BALKANSKI, S. BEKKI, H. BELLENGER, R. BENSHILA, S. BONY, L. BOPP, P. BRACONNOT, P. BROCKMANN, P. CADULE, F. CHERUY, F. CODRON, A. COZIC, D. CUGNET, N. DE NOBLET, J.-P. DUVEL, C. ETHÉ, L. FAIRHEAD, T. FICHEFET, S. FLAVONI, P. FRIEDLINGSTEIN, J.-Y. GRANDPEIX, L. GUEZ, E. GUILYARDI, D. A. HAUGLUSTAINE, F. HOURDIN, A. IDELKADI, J. GHATTAS, S. JOUSSAUME, M. KAGEYAMA, G. KRINNER, S. LABETOULLE, A. LAHELLEC, M.-P. LEFEBVRE, F. LEFEBVRE, C. LEVY, Z. X. LI, J. LLOYD, F. LOTT, G. MADEC, M. MANCIP, M. MARCHAND, S. MASSON, Y. MEURDESOUF, J. MIGNOT, I. MUSAT, S. PAROUTY, J. POLCHER, C. RIO, M. SCHULZ, D. SWINGEDOUW, S. SZOPA, C. TALANDIER, P. TERRAY, N. VIOVY et N. VUICHARD. 2013, «Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model : from CMIP3 to CMIP5», *Climate Dynamics*, vol. 40, n° 9-10, doi:[10.1007/s00382-012-1636-1](https://doi.org/10.1007/s00382-012-1636-1), p. 2123–2165. 63, 66
- EPPLEY, R. W. 1972, «Temperature and phytoplankton growth in the sea», *Fishery Bulletin*, vol. 70, n° 4, p. 1063–1085. 70, 73
- FICHEFET, T. et M. A. M. MAQUEDA. 1997, «Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics», *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 102, n° C6, doi:[10.1029/97JC00480](https://doi.org/10.1029/97JC00480), p. 12 609–12 646. 64
- GASSE, F., F. CHALIÉ, A. VINCENS, M. A. J. WILLIAMS et D. WILLIAMSON. 2008, «Climatic patterns in equatorial and southern Africa from 30,000 to 10,000 years ago reconstruc-

- ted from terrestrial and near-shore proxy data», *Quaternary Science Reviews*, vol. 27, n° 25, doi:[10.1016/j.quascirev.2008.08.027](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.08.027), p. 2316–2340. 78
- GEHLEN, M., L. BOPP, N. EMPRIN, O. AUMONT, C. HEINZE et O. RAGUENEAU. 2006, «Reconciling surface ocean productivity, export fluxes and sediment composition in a global biogeochemical ocean model», *Biogeosciences Discussions*, vol. 3, doi:[10.5194/bg-3-803-2006](https://doi.org/10.5194/bg-3-803-2006), p. 803–836. 77
- GUIMBERTEAU, M. 2010, *Modélisation de l'hydrologie continentale et influences de l'irrigation sur le cycle de l'eau*, thèse de doctorat. 66, 67, 336
- HAUGLUSTAINE, D. A., F. HOURDIN, L. JOURDAIN, M. FILIBERTI, S. WALTERS, J. LAMARQUE et E. A. HOLLAND. 2004, «Interactive chemistry in the Laboratoire de Météorologie Dynamique general circulation model : Description and background tropospheric chemistry evaluation», *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, n° D04314, doi:[10.1029/2003JD003957](https://doi.org/10.1029/2003JD003957). 64, 75
- HOURDIN, F., M.-A. FOUJOLS, F. CODRON, V. GUEMAS, J.-L. DUFRESNE, S. BONY, S. DENVIL, L. GUEZ, F. LOTT, J. GHATTAS, P. BRACONNOT, O. MARTI, Y. MEURDESOF et L. BOPP. 2013, «Impact of the LMDZ atmospheric grid configuration on the climate and sensitivity of the IPSL-CM5A coupled model», *Climate Dynamics*, vol. 40, n° 9-10, doi:[10.1007/s00382-012-1411-3](https://doi.org/10.1007/s00382-012-1411-3), p. 2167–2192. 63, 64, 65
- HOURDIN, F., I. MUSAT, S. BONY, P. BRACONNOT, F. CODRON, J.-L. DUFRESNE, L. FAIRHEAD, M. A. FILIBERTI, P. FRIEDLINGSTEIN, J. Y. GRANDPEIX, G. KRINNER, P. LEVAN, Z. X. LI et F. LOTT. 2006, «The LMDZ4 general circulation model : Climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection», *Climate Dynamics*, vol. 27, n° 7-8, doi:[10.1007/s00382-006-0158-0](https://doi.org/10.1007/s00382-006-0158-0), p. 787–813. 63, 64, 65
- HUNEEUS, N., M. SCHULZ, Y. BALKANSKI, J. GRIESFELLER, J. PROSPERO, S. KINNE, S. BAUER, O. BOUCHER, M. CHIN, F. DENTENER, T. DIEHL, R. EASTER, D. FILLMORE, S. GHAN, P. GINOX, A. GRINI, L. HOROWITZ, D. KOCH, M. C. KROL, W. LANDING, X. LIU, N. MAHOWALD, R. MILLER, J. J. MORCRETTE, G. MYHRE, J. PENNER, J. PERLWITZ, P. STIER, T. TAKEMURA et C. S. ZENDER. 2011, «Global dust model intercomparison in AeroCom phase i», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 11, n° 15, doi:[10.5194/acp-11-7781-2011](https://doi.org/10.5194/acp-11-7781-2011), p. 7781–7816. 75

- JACKETT, D. R. et T. J. MCDUGALL. 1995, «Minimal Adjustment of Hydrographic Profiles to Achieve Static Stability», *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 12, n° 2, doi:10.1175/1520-0426(1995)012<0381 :MAOHPT>2.0.CO ;2, p. 381–389. 68
- JOURDAIN, L., S. BEKKI et F. LOTT. 2008, «The coupled chemistry-climate model LMDz-REPROBUS : description and evaluation of a transient simulation of the period 1980-1999», *Annales Geophysicae*, vol. 26, doi:10.5194/angeo-26-1391-2008, p. 1391–1413. 64
- KAGEYAMA, M., P. BRACONNOT, L. BOPP, V. MARIOTTI, T. ROY, M.-N. WOILLEZ, A. CAUBEL, M.-A. FOUJOLS, E. GUILYARDI, M. KHODRI, J. LLOYD, F. LOMBARD et O. MARTI. 2013, «Mid-Holocene and last glacial maximum climate simulations with the IPSL model : part II : model-data comparisons», *Climate Dynamics*, vol. 40, n° 9-10, doi:10.1007/s00382-012-1499-5, p. 2469–2495. 80
- KAGEYAMA, M. et D. PAILLARD. 2014, «La modélisation en paléoclimatologie», dans *PALEOCLIMATOLOGIE - Enquête sur les climats anciens-Tome II*, EDP Sciences/CNRS éditions, p. 139–184. 62, 63, 65, 68
- KOHFELD, K. E. et Z. CHASE. 2011, «Controls on deglacial changes in biogenic fluxes in the North Pacific Ocean», *Quaternary Science Reviews*, vol. 30, n° 23-24, doi:10.1016/j.quascirev.2011.08.007, p. 3350–3363. 81, 337
- KOHFELD, K. E. et S. P. HARRISON. 2000, «How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global palaeoenvironmental datasets», *Quaternary Science Reviews*, vol. 19, n° 1-5, doi:10.1016/S0277-3791(99)00068-2, p. 321–346. 78
- KOHFELD, K. E., C. LE QUÉRÉ, S. P. HARRISON et R. F. ANDERSON. 2005, «Role of marine biology in glacial-interglacial CO<sub>2</sub> cycles.», *Science*, vol. 308, n° 5718, doi:10.1126/science.1105375, p. 74–8. 81, 337
- KRINNER, G., N. VIOVY, N. DE NOBLET-DUCOUDRÉ, J. OGÉE, J. POLCHER, P. FRIEDLINGSTEIN, P. CIAIS, S. SITCH et I. C. PRENTICE. 2005, «A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system», *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 19, n° 1, doi:10.1029/2003GB002199, p. n/a—n/a. 64, 66
- LE MÉZO, P., L. BEAUFORT, L. BOPP, P. BRACONNOT et M. KAGEYAMA. 2016a, «From Monsoon to marine productivity in the Arabian Sea : insights from glacial and interglacial

- climates», *Climate of the Past Discussions*, vol. 2016, n° September, doi:10.5194/cp-2016-88, p. 1–31. 80
- LE MÉZO, P., S. LEFORT, R. SÉFÉRIAN, O. AUMONT, O. MAURY, R. MURTUGUDDE et L. BOPP. 2016b, «Natural variability of marine ecosystems inferred from a coupled climate to ecosystem simulation», *Journal of Marine Systems*, vol. 153, n° January, doi:10.1016/j.jmarsys.2015.09.004, p. 55–66. 81
- LUDWIG, W. et J. L. PROBST. 1996, «Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion», *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 10, n° 1, doi:10.1029/95GB02925, p. 23–41. 75
- MADEC, G. 2011, «NEMO Ocean Engine», cahier de recherche 27. URL <https://www.nemo-ocean.eu/About-NEMO/Reference-manuals{%}5Cnpapers2://publication/uuid/73E7FF17-99BE-4B10-A823-0037C823EF6E>. 63, 64, 68
- MARTINEZ, J. 2014, «PISCES model diagram», URL <https://graphicprototype.com/2014/11/28/pisces-model-diagram/>. 71
- MOORE, C. M., M. M. MILLS, K. R. ARRIGO, I. BERMAN-FRANK, L. BOPP, P. W. BOYD, E. D. GALBRAITH, R. J. GEIDER, C. GUIEU, S. L. JACCARD, T. D. JICKELLS, J. LA ROCHE, T. M. LENTON, N. M. MAHOWALD, E. MARAÑÓN, I. MARINOV, J. K. MOORE, T. NAKATSUKA, A. OSCHLIES, M. A. SAITO, T. F. THINGSTAD, A. TSUDA et O. ULLOA. 2013, «Processes and patterns of oceanic nutrient limitation», *Nature Geoscience*, vol. 6, n° 9, doi:10.1038/ngeo1765, p. 701–710. 74
- POITOU, J., P. BRACONNOT et V. MASSON-DELMOTTE. 2015, *Le climat : la terre et les hommes*, Edp Sciences. 65, 67, 69, 336
- POLCHER, J. 2003, «Les processus de surface à l'échelle globale et leurs interactions avec l'atmosphère», . 66
- ROULLET, G. et G. MADEC. 2000, «Salt conservation, free surface and varying levels : a new formulation for ocean general circulation models», vol. 105(C10), p. 23,923–927,942. 68
- SCHNEIDER, B., L. BOPP, M. GEHLEN, J. SEGSCHNEIDER, T. L. FRÖLICHER, P. CADULE, P. FRIEDLINGSTEIN, S. C. DONEY, M. J. BEHRENFELD et F. JOOS. 2008, «Climate-induced

- interannual variability of marine primary and export production in three global coupled climate carbon cycle models», *Biogeosciences*, vol. 5, n° 2, doi:10.5194/bg-5-597-2008, p. 597–614. 74
- TAGLIABUE, A., O. AUMONT et L. BOPP. 2014, «The impact of different external sources of iron on the global carbon cycle», *Geophysical Research Letters*, vol. 41, n° 3, doi:10.1002/2013GL059059.Received, p. 10.1002/2013GL059059. 75
- VALCKE, S. 2012, «The OASIS3 coupler : a European climate modelling community software», *Geoscientific Model Development Discussions*, vol. 5, n° 3, doi:10.5194/gmdd-5-2139-2012, p. 2139–2178. 64, 70
- ZHANG, H.-M. 2006, «Blended and gridded high resolution global sea surface wind speed and climatology from multiple satellites : 1987–present», dans *American Meteorological Society 2006 Meeting*. 65, 336

# Chapitre 3

## Variabilité saisonnière et cycle glaciaire-interglaciaire de la productivité primaire dans l’océan indien

### Sommaire

---

<b>3.1 La mousson indienne</b> . . . . .	<b>92</b>
<b>3.2 Mousson d’été et productivité en mer d’Arabie [LE MÉZO et al., 2016]</b> . .	<b>94</b>
3.2.1 Étude en mer d’Arabie en été boréal . . . . .	95
3.2.2 Conclusions . . . . .	128
<b>3.3 Développements et perspectives</b> . . . . .	<b>129</b>
3.3.1 Comparaison modèle-données . . . . .	129
3.3.2 Effet des calottes de glaces sur la mousson indienne . . . . .	140
3.3.3 Liens avec l’océan austral et la circulation océanique . . . . .	149
<b>3.4 Résumé et conclusions du chapitre</b> . . . . .	<b>154</b>
<b>3.5 Références</b> . . . . .	<b>156</b>

---

### Objectifs et Méthodes

**Objectifs :** Analyser les changements de productivité marine en mer d'Arabie, depuis le stade isotopique 4 jusqu'à l'Holocène, afin d'en comprendre les mécanismes.

Comprendre les effets des forçages appliqués aux modèles sur la productivité et la circulation atmosphérique.

Comprendre pourquoi certaines reconstructions montrent une productivité en climat glaciaire plus élevée qu'en climat interglaciaire.

**Méthodes :** Après une brève description du fonctionnement de la mousson indienne on se focalise sur les changements de productivité et de mousson en été boréal. Pour cela, on utilise 8 simulations du modèle couplé de l'IPSL incluant la productivité marine pour représenter 8 climats différents du dernier cycle glaciaire-interglaciaire.

On analyse ensuite les différences entre la productivité totale et la productivité exportée en mer d'Arabie ainsi que la relation de calibration utilisée pour la reconstruction de productivité dans [BEAUFORT et al. \[1997\]](#).

On utilise un set de 4 simulations forcées d'atmosphère seule afin de tester la sensibilité de la mousson à différentes configurations de calottes de glace au [DMG](#). Pour finir, on s'intéresse aux effets sur la productivité des apports de nutriments en tant que forçage du modèle [PISCES](#).

## 3.1 La mousson indienne

En hiver boréal (Décembre-Mars), le continent, en particulier le plateau Tibétain situé plus en altitude, se refroidit plus vite que l'océan. Il y a création d'un gradient thermique entre le continent et l'océan qui oriente les vents du nord-est vers le sud-ouest (Fig. 1.5a). En mer d'Arabie, les vents forts et secs en provenance du nord produisent un mélange des couches superficielles de l'océan permettant la remontée de nutriments et une productivité plus élevée, en particulier dans le nord-ouest de la région (Fig. 3.1b) (e.g. [BAUER et al.](#)

[1991]; MCCREARY et al. [2009]).

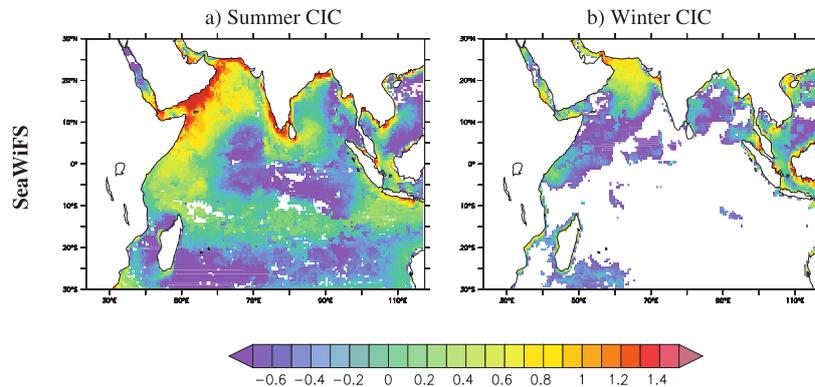


FIGURE 3.1 – Concentration cumulée de la chlorophylle ( $mgChl.m^{-2}.d^{-1}$ ) pendant les périodes de bloom en été et en hiver boréal dans la mer d'Arabie issu des données satellites SeaWiFS. Issu de KONÉ et al. [2009].

En été boréal, le réchauffement plus rapide du continent par rapport à l'océan crée un gradient thermique opposé à celui de l'hiver boréal. Ce gradient génère des vents forts en provenance du sud-ouest de l'océan indien et en direction du nord-est, vers le continent Est asiatique (Fig. 1.5b). Les vents ainsi dirigés en été boréal, transportent l'air humide océanique vers le continent. Au-dessus du continent cet air humide précipite et engendre de grandes quantités de pluie : c'est la période la plus humide de l'année (Fig. 1.5b).

Durant cette période, en mer d'Arabie, les vents se concentrent en un jet appelé Jet de Findlater en altitude [FINDLATER, 1969] et Jet de Somalie à la surface de l'océan. A la surface, ce jet orienté parallèlement à la côte d'Oman et dirigé vers le nord génère du transport d'Ekman depuis la côte vers la mer intérieure (Fig. 3.2). Ce déplacement des eaux côtières vers le large génère des remontées d'eaux plus profondes près de la côte : c'est le phénomène d'upwelling côtier [ANDERSON et al., 1992; ANDERSON et PRELL, 1992; BARBER et al., 2001; MARSHALL et PLUMB, 2008].

Plus au large, le rotationnel du vent associé au jet est positif et génère de la suction d'Ekman entre la côte et l'axe du jet (Fig. 3.2) [ANDERSON et al., 1992; ANDERSON et PRELL, 1992; BARBER et al., 2001; MARSHALL et PLUMB, 2008].

Ces deux mécanismes favorisant la remontée d'eaux riches en nutriments sont à l'origine d'une productivité élevée en mer d'Arabie en été boréal (Fig. 3.1a) (e.g. CALEY et al. [2011]; MCCREARY et al. [2009]; MURTUGUDDE et al. [2007]; PRASANNA KUMAR et al. [2000, 2001]). De l'autre côté de l'axe du jet, le rotationnel du vent est négatif et génère des descentes

d'eau depuis la surface vers les profondeurs via la création d'une convergence des courants de surface [MARSHALL et PLUMB, 2008].

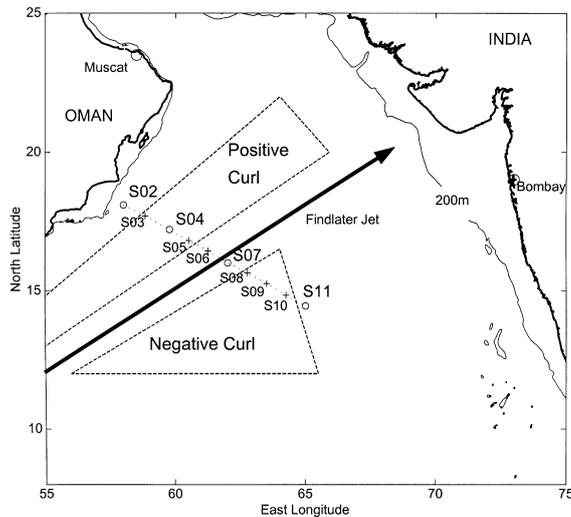


FIGURE 3.2 – Position moyenne du jet de Findlater au-dessus de la mer d'Arabie et position des zones de rotationnel ("curl" en anglais) positif et négatif. Issu de BARBER et al. [2001].

### 3.2 Mousson d'été et productivité en mer d'Arabie [LE MÉZO et al., 2016]

Maintenant que les mécanismes de la mousson indienne et ses effets saisonniers sur la productivité primaire en mer d'Arabie ont été décrit, on s'intéresse aux liens entre la mousson d'été indienne et la productivité dans différents climats glaciaires et interglaciaires.

En général, les reconstructions de productivité en mer d'Arabie sont basées sur un mécanisme simple : plus la mousson d'été est intense plus la productivité est grande [PRELL et al., 1992; ROSTEK et al., 1997]. Cependant, il arrive que des données de reconstructions montrent une productivité en climats glaciaire plus importante qu'en climat interglaciaire [LE MÉZO et al., 2016; ROSTEK et al., 1997] bien que la mousson glaciaire soit censée être plus faible que la mousson interglaciaire [BANAKAR et al., 2005; ROSTEK et al., 1997]. Dès lors, la mousson d'hiver est invoquée puis-qu'étant plus forte en climat glaciaire, elle peut amener en surface les nutriments nécessaires au maintien d'une productivité glaciaire forte [ROSTEK et al., 1997]. Or la productivité en été boréal contribue en majeure partie au signal enregistré dans le sédiment [CALEY et al., 2011]. Nous avons donc voulu voir avec cette étude si des modifications de la mousson d'été ne peuvent pas aussi

expliquer des productivités glaciaires élevées et si le lien entre l'intensité de la mousson d'été et la productivité utilisé pour les reconstructions est toujours vérifié.

### **3.2.1 Étude en mer d'Arabie en été boréal**

Les résultats sur la productivité de la mer d'Arabie dans différents climats du Quaternaire sont en discussion dans le journal *Climate of the Past* [LE MÉZO et al., 2016] (ci-après).

## From Monsoon to marine productivity in the Arabian Sea : insights from glacial and interglacial climates

Priscilla Le Mézo<sup>1</sup>, Luc Beaufort<sup>2</sup>, Laurent Bopp<sup>1</sup>, Pascale Braconnot<sup>1</sup>, and Masa Kageyama<sup>1</sup>

<sup>1</sup>LSCE/IPSL, UMR 8112 - CEA/CNRS/UVSQ, Centre CEA-Saclay, Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France

<sup>2</sup>CEREGE, UMR 7330, CNRS-IRD-Aix Marseille Université, Av. Louis Philibert, BP80, 13545 Aix en Provence, France

*Correspondence to:* Priscilla Le Mézo (priscilla.le-mezo@lsce.ipsl.fr)

**Abstract.** The Indian monsoon is known to boost biological productivity in the Arabian Sea. This paradigm has been extensively used to reconstruct past monsoon variability from paleo-proxies indicative of changes in surface productivity. Here, we test this paradigm by simulating changes in marine primary productivity for 8 contrasted climates from the last glacial-interglacial cycle. We show that there is no straightforward correlation between boreal summer productivity of the western and central Arabian Sea and summer monsoon strength across the different simulated climates. Locally, productivity is fueled by nutrient supply driven by Ekman dynamics depending on both wind stress and wind stress curl. In our simulations, a stronger monsoon with intensified wind stress on the Arabian Sea can lead to either increased or reduced productivity depending on the exact ocean surface on which increased wind stress and a positive wind stress curl are acting. The effects of winds onto the ocean are modulated by the Indian summer monsoon intensity and pattern (e.g. position of the low-level jet over the Arabian Sea), which in turn are driven by the orbital parameters and the ice sheet cover. The orbital parameters are indeed shown to impact wind stress intensity in the Arabian Sea through large scale changes in the meridional gradient of upper tropospheric temperature. But both the orbital parameters and the ice sheets affects the pattern of wind stress curl through the position of the sea level depression barycentre over the monsoon region (20°W-150°W, 30°S-60°N). The combined changes in monsoon intensity and pattern lead to higher glacial productivity during the summer season, in agreement with some paleo-productivity reconstructions.

### 1 Introduction

The Arabian Sea biological productivity is influenced by the strong seasonal activity of the atmospheric circulation (Schott and McCreary, 2001; Ivanova et al., 2003; Lee et al., 2000; Luther et al., 1990). During the boreal summer, the Southwest monsoon consists of strong winds blowing from the south-west to the north-east of the Indian Ocean. These winds result from the rapid heating of

the landmass relative to the ocean, which creates a pressure gradient between the southern Indian Ocean high pressure cell and the low pressure cell over the Tibetan Plateau. During this season, heavy precipitation occurs in India and south-east Asia. In the Arabian Sea, the alongshore winds off the coast of Somalia focus into a low-level jet, called the Somali Jet and generate a strong coastal upwelling (Anderson et al., 1992; Findlater, 1969). In addition, the positive curl of the wind stress between the axis of the jet and the western coast induces Ekman pumping (Murtugudde et al., 2007; Barber et al., 2001; Anderson et al., 1992; Findlater, 1969). These two processes are responsible for increased productivity in the western coastal Arabian Sea due to a higher supply of nutrients to the surface layer (Anderson et al., 1992; Anderson and Prell, 1992). The upwelled nutrients are advected from the coast to the north and the interior of the sea. So, productivity in the central and northern Arabian Sea also increases during the Southwest Monsoon (Caley et al., 2011; Prasanna Kumar et al., 2001; Keen et al., 1997). Wind stress and mixing of the upper layers, as well as Ekman pumping generated by the positive wind stress curl, also contribute to the supply of nutrients to the surface layers and increase productivity in those regions (Resplandy et al., 2011; Wiggert et al., 2005; Prasanna Kumar et al., 2001; Lee et al., 2000).

Monsoon intensity can be characterised in different ways, depending on the observational scale and on the studied processes. Precipitation is a major indicator of monsoonal changes. For example, the rainfall-based index defined as the seasonally averaged precipitation over all the Indian subcontinent from July to September, is used to monitor the strength of the monsoon over India (Mooley and Parthasarathy, 1984). A second indicator of the monsoon strength is based on the sea level pressure (SLP) that is a large-scale fingerprint of the monsoon. The monsoon strength can be determined by the SLP anomaly gradient between a northern region over the Tibetan Plateau, where the Tibetan Low develops during the monsoon months, and a southern region over the southern Indian Ocean, where the Mascarene high develops. The large-scale changes of SLP impact the local dynamics over the Arabian Sea (Schott and McCreary, 2001). Monsoon intensity can also be related to the strength of the winds over the Arabian Sea and the associated upwelling. The general paradigm is that a stronger summer monsoon generates stronger upwelling that enhances productivity. Based on this paradigm, past monsoon intensities have been reconstructed using proxies of productivity from marine sediment cores (Caley et al., 2011; Ivanova et al., 2003; Clemens and Prell, 2003).

Monsoon reconstructions and modelling studies (Marzin and Braconnot, 2009; Braconnot et al., 2008; Anderson and Prell, 1992; Prell et al., 1992) have shown that insolation variations are the major driver of fluctuations in the summer monsoon intensity : the monsoon is stronger when the Northern Hemisphere summer insolation is higher (e.g. during the Holocene). Changes in the orbital parameters, such as the precession that is defined as the longitude of the perihelion, or the obliquity that is defined as the angle between the equator and the orbital plane, modify the seasonal cycle of insolation. Along with orbital parameters, changes in ice-sheet height also have an impact on the monsoon intensity (Masson et al., 2000; Emeis et al., 1995; Prell et al., 1992; Anderson et al., 1992).

There has been some concern about the fact that marine proxies for productivity may be influenced by other processes than monsoon intensity, such as changes in ice volume, aeolian transport of nutrients or the Atlantic Meridional Overturning Circulation (Ruddiman, 2006; Ziegler et al., 2010; Caley et al., 2011). Moreover, most studies linking monsoon and productivity in the past have focused on the monsoon intensity but, the monsoon pattern, e.g wind orientation, can also change in time. Sirocko et al. (1991) have shown that summer monsoon mean position was shifted southward during glacial periods. The monsoon pattern affects the position and the orientation of the low-level jet over the Arabian Sea, which modifies the upwelling of nutrients in the Arabian Sea (Anderson and Prell, 1992). Furthermore, Bassinot et al. (2011) showed opposite evolutions of the upwelling behaviour in the western coastal Arabian Sea and the south-western tip of India during the Holocene, which they related to a southward shift of the monsoonal winds.

Here, we investigate the relationship between the summer monsoon intensity and the Arabian Sea biological productivity. How do changes in the summer monsoon structure along with changes in its intensity impact productivity in the Arabian Sea ? Could the variations in the summer monsoon structure explain higher productivity rates in some glacial climates ? To answer these questions, we test the effects of a range of astronomical parameters and different ice-sheet states on the Arabian Sea productivity.

In section 2, we describe the model we use and the experiments we performed, we evaluate the model results for the pre-industrial and detail the analyses we performed. In section 3, we explain the changes in productivity in the Early Holocene and then, look at several glacial and interglacial climates to link productivity changes to local dynamics and boundary conditions. In section 4, we discuss our results in the light of the summer monsoon paradigm and, we perform a simple model-data comparison and discuss the effects of seasonality on productivity. Finally we summarise our results and give some perspectives.

## **2 Model, experiments, evaluation and diagnostics**

### **2.1 The model**

This study uses an Earth System Model (ESM) that explicitly represents the global climate, oceanic circulation and marine productivity. We use the IPSL-CM5A-LR model developed at the Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) (Dufresne et al., 2013). This ESM is composed of the atmospheric general circulation model LMDZ5A (Hourdin et al., 2013) coupled to the land-surface model ORCHIDEE (Krinner et al., 2005) and the ocean model NEMO v3.2 (Madec, 2011), which includes the ocean general circulation model OPA9, the sea-ice component LIM-2 (Fichefet and Maqueda, 1997) and the biogeochemical model PISCES (Aumont and Bopp, 2006). These components are coupled once a day using the OASIS coupler (Valcke, 2012).

**Table 1.** Boundary conditions for the 8 simulations studied in this work. Precession is defined as the longitude of the perihelion, relative to the moving vernal equinox, minus  $180^\circ$ . Ice sheets are represented on figure 1. "Pmip3" ice-sheet stands for the PMIP3 ice sheet reconstruction (Abe-Ouchi et al., 2015), ICE6g-16k stands for the ICE6G reconstruction at 16 kyr BP (Peltier et al., 2015)

Simulation name	Interglacial climates			Glacial climates				
	CTRL	MH	EH	LGM	MIS3	MIS4F	MIS4M	MIS4D
Time (kyr BP)	0	6	9.5	21	46	60	66	72
Ice sheets	present	present	present	pmip3	Ice6g-16k	Ice6g-16k	Ice6g-16k	Ice6g-16k
Sea level difference vs CTRL (m)	0	0	0	-120	-70	-70	-70	-70
Eccentricity	0.016715	0.018682	0.0193553	0.018994	0.0138427	0.018469	0.021311	0.024345
Obliquity ( $^\circ$ )	22.391	24.105	24.2306	22.949	24.3548	23.2329	22.493	22.391
Precession ( $\omega - 180^\circ$ )	102.7	0.87	303.032	114.42	101.337	266.65	174.82	80.09
$CO_2$ (ppm)	284	280	284	185	205	200	195	230
$N_2O$ (ppm)	275	270	275	200	260	230	217	230
$CH_4$ (ppb)	791	650	791	350	500	426	450	450

We use the low-resolution (LR) version of the model with a regular atmospheric grid of  $96 \times 96$  points horizontally and 39 vertical levels and, an irregular horizontal oceanic grid (ORCA2.0) with  $182 \times 149$  points corresponding to a nominal resolution of  $2^\circ$ , enhanced near the equator and over the Arctic and sub-polar North Atlantic. The ocean vertical grid comprises 31 levels with intervals from 10 meters for the first 150 meters and up to 500 meters for the bottom of the ocean.

The PISCES model simulates marine bio-geochemistry and lower trophic levels. PISCES includes two phytoplankton types (nano-phytoplankton and diatoms), two zooplankton size-classes (micro- and meso-zooplankton) and two detritus compartments distinguished by their vertical sinking speed (small and large organic matter particles), a dissolved organic carbon pool, and five nutrients (Fe,  $NO_3$ ,  $NH_4$ , Si, and  $PO_4^{3-}$ ) (Aumont and Bopp, 2006). In PISCES, phytoplankton growth is a function of temperature, light, mixed layer depth and nutrients.

## 2.2 Experiments

Here, we exploit 8 simulations of IPSL-CM5A-LR forced by different boundary conditions (orbital parameters, gas concentrations and ice sheets cover), to account for different climates throughout the last glacial-interglacial cycle, as detailed in Table 1 and Figure 1.

The reference simulation (CTRL), is a pre-industrial climate with no external forcing such as volcanoes or anthropogenic activities (Dufresne et al., 2013), forced by pre-industrial CMIP5 forcings (Taylor et al., 2012) and the present day ice sheet (0k on Figure 1). A mid-Holocene (MH) simulation, 6 kyr BP (Kageyama et al., 2013), part of Paleoclimate Modeling Intercomparison Project phase 3 (PMIP3) (Braconnot et al., 2012) and an early-Holocene (EH) simulation, 9.5 kyr BP, are used to study productivity changes in different interglacial climates. The EH simulation trace gas concentrations are the same as for the CTRL simulation whereas  $CH_4$  and  $N_2O$  concentrations are slightly lower for the MH simulation compared to CTRL (Table 1). MH and EH simulations mainly differ

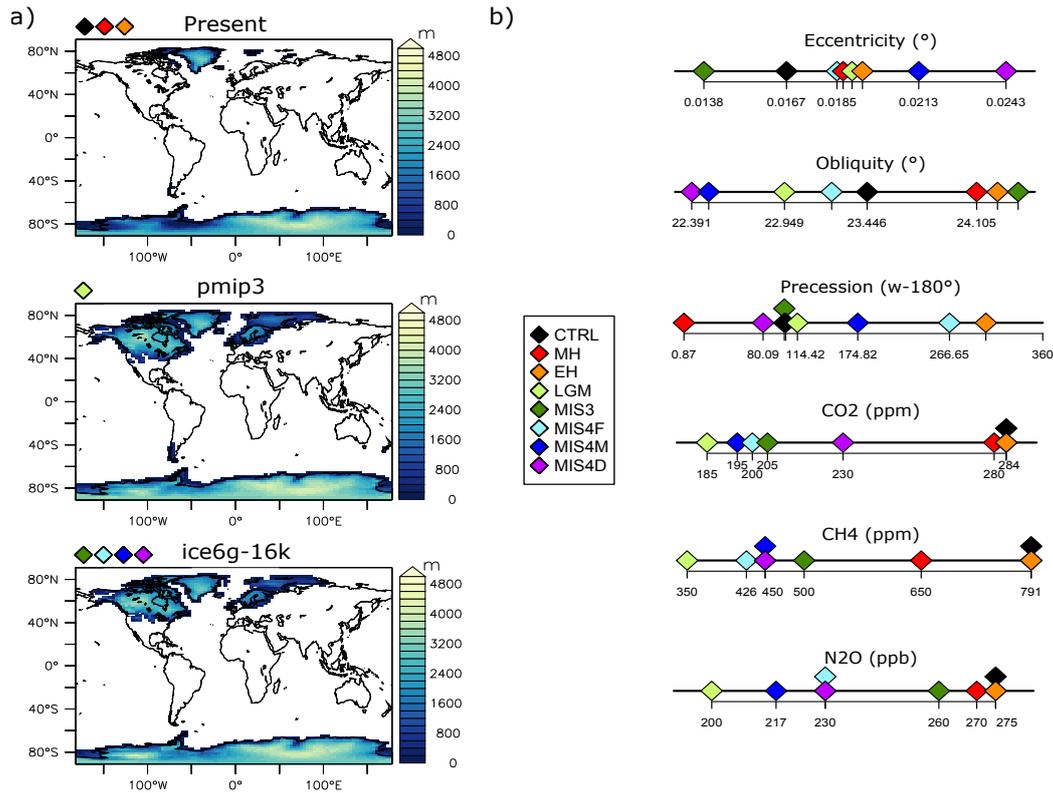
in their astronomical parameters, especially in the precession value (Table 1, Fig. 1). Both Holocene simulations are forced by the present-day ice sheet cover (Fig. 1). Four glacial simulations have also been performed for; the last glacial maximum (LGM, 21 kyr BP), the isotopic stage 3 (MIS3, 46 kyr BP) and three isotopic stage 4 states : MIS4F (60 kyr BP), MIS4M (66 kyr BP) and MIS4D (72 kyr BP). The LGM, which has also been performed for PMIP3 (Kageyama *et al.*, 2013), has the largest ice sheet (Fig. 1) (Abe-Ouchi *et al.*, 2015), which modifies the land-sea distribution and topography since the sea-level is reduced by about 120 meters. The LGM run has the lowest greenhouse gas concentrations of this set of 8 simulations (Table 1). Two of the three MIS4 simulations (MIS4F and MIS4D) are described in Woillez *et al.* (2014). The MIS4 ice-sheets have been prescribed by using the 16 kyr BP ice-sheet, which is the period for which we have an ice sheet reconstruction for the same sea level as during MIS4, i.e. 70 meters lower than today (Ice6g-16k on Fig. 1) (Peltier *et al.*, 2015). This is the most realistic we could do given the available reconstruction at the time of running the MIS4 experiments (Woillez *et al.*, 2014). However, our MIS4 runs are different from the ones described in Woillez *et al.* (2014) since we added the nutrient inputs from dust, rivers and sediments that are essential to marine productivity. Large changes in precession occur between the three MIS4 simulations (Table 1, Fig. 1). The MIS3 simulation uses the same ice-sheet reconstruction as MIS4 and it has the lowest eccentricity and highest obliquity of all 8 simulations (Table 1, Fig. 1).

In PISCES, three source terms contribute to the input of nutrients in the ocean: atmospheric dust deposition, river input and sediment mobilisation. The change in sea-level in glacial climate simulations modifies the land-sea mask, thus in the LGM, MIS3 and all MIS4 (F,M,D) simulations, the source terms were adjusted so that the ocean receives the same quantity of associated nutrient supply as in CTRL. In these simulations, no attempt was made to account for the dustier glacial states (Bopp *et al.*, 2003). All productivity changes are therefore due to other factors.

Our analyses are performed on 100 years of monthly outputs from the last stable part of each simulation.

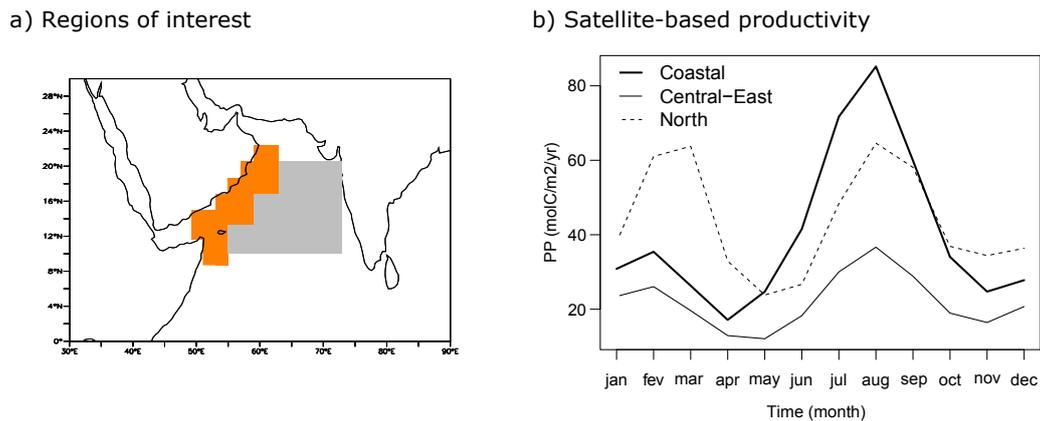
### 2.3 Modern evaluation of the summer mean

This study focuses on primary productivity in the Indian Ocean for the last glacial-interglacial cycle as simulated by the IPSL-CM5A-LR coupled model. Figure 2 shows the seasonal cycle of productivity for three areas in the Arabian Sea: a coastal area in the western Arabian Sea (Fig.2a, orange area), an area that covers the central-east Arabian Sea (Fig.2a, grey area) and a northern region (60°E-68°E, 20°N-68°N). Productivity has two periods of bloom: one in summer and one in winter. In both the coastal and central regions, the summer season is the most productive period of the year (Fig.2b) and contributes the most to the sediments bulk composition. In the northern Arabian Sea, both seasons are equally productive (Fig.2b). In boreal winter, the mechanisms behind productivity changes are different compared to summer ones. The winds reverse and nutrients are brought to the surface thanks to vertical mixing and advected from the central sea to the coast. During this period,



**Figure 1.** a) The three ice sheet covers used as boundary conditions. The 0k ice sheet is used in the CTRL, MH and EH simulations, the pmip3 ice sheet (Abe-Ouchi et al., 2015) is used in the LGM simulation and the ICE6g-16k ice sheet (Peltier et al., 2015) is used in the MIS3 and all the MIS4 (F, M and D) simulations and b) the different values of the other forcing parameters for all the simulations.

productivity is high in the north-western Arabian Sea (Fig.2b). Following these observations, we focus our analyses on the boreal summer season, defined as June-July-August-September (JJAS) to account for the whole summer monsoon, and we will especially analyse the coastal and central areas (orange and grey shadings on fig.2a). A comparative global evaluation of the marine bio-geochemical component of the ESM has been published in Séférian et al. (2013). Even if the model poorly represents the deep-ocean circulation, especially in the Southern Ocean, it has a quite good representation of annual wind patterns, wind stress, mixed-layer depth and geostrophic circulation. The model is able to represent the global ocean biological fields such as macro-nutrients, with correlations higher than 0.9, and surface chlorophyll concentration, with a correlation coefficient of 0.42 (Séférian et al., 2013). We focus here on the representation of the physical processes and productivity distributions in the Indian Ocean, especially in the Arabian Sea. We use satellite products from remote sensing by NASA's Sea-viewing Field-of-view Sensor (SeaWiFS) during the period 1998-2005 for monthly productivity (Lévy et al., 2007) and the NOAA Multiple-Satellite 1995-2005 climatological cycle for wind intensity and wind stress (Zhang, 2006). We compute the observed and modelled wind stress

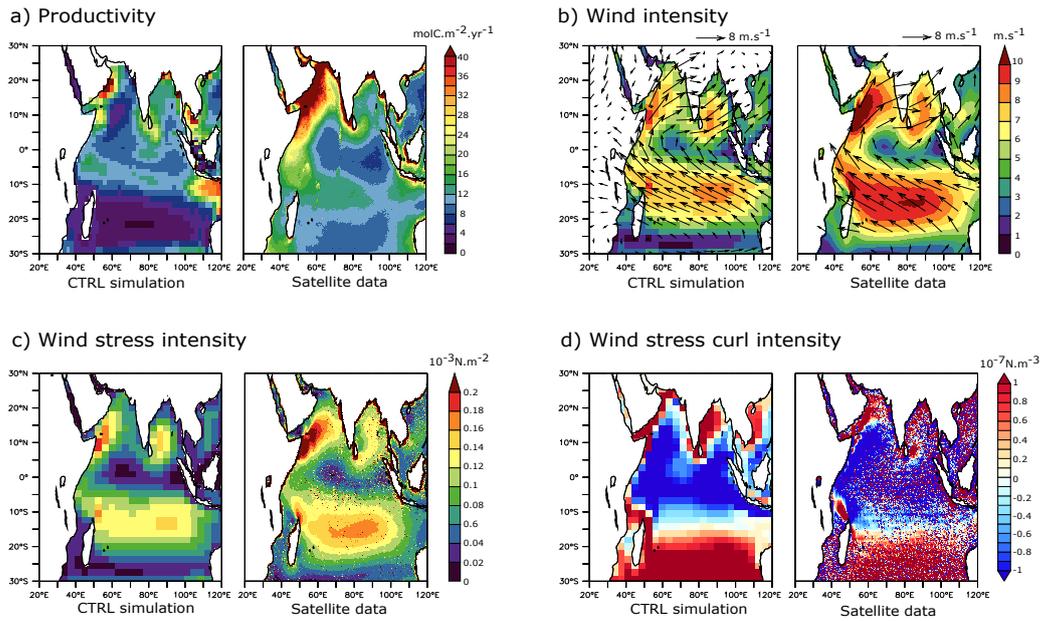


**Figure 2.** a) Coastal (orange shading) and central-east (grey shading) Arabian Sea areas and b) Seasonal cycles of productivity in the coastal (bold line), central-eastern (simple line) and northern (60°E-68°E, 20°N-68°N, dashed line) Arabian Sea.

curl intensity from the wind stress data and model output, respectively. We compare the observations to the pre-industrial (CTRL) simulation outputs.

Figure 3a shows that simulated boreal summer productivity integrated over the whole water column is underestimated relative to the reconstructed boreal summer productivity, especially in the regions of upwelling, along the coast of the Arabic Peninsula and Somalia. The spatial correlation coefficient,  $R$ , between the observed and simulated productivity is 0.44. Underestimation of productivity is first caused by an underestimated wind intensity (Fig. 3b), which affects the extent and intensity of the coastal upwelling and the supply of nutrients to the surface layer. The boreal summer wind patterns, which are characteristic of the boreal summer monsoon system, are better represented than productivity with a correlation of 0.86. Sperber et al. (2013) studied the representation of the Asian summer monsoon in the CMIP5 models, which comprises the IPSL model. They showed that the monsoon was better represented in the CMIP5 models compared to the CMIP3 models, especially the monsoonal winds. We can however note that the alongshore winds in the western Arabian Sea have a more northerly orientation in the CTRL simulation than in the observations, which can affect the dynamical processes in the region (Fig. 3b).

In the Arabian Sea, summer productivity is affected by the winds through different mechanisms implying the wind stress and the wind stress curl (Anderson et al., 1992). The strong winds along the Arabian coast, called the Somali Jet, generate a positive wind stress which increases Ekman transport off the coast. The water that leaves the coastal area is being replaced by subsurface water: this is the coastal upwelling. Similarly to the wind intensity, the CTRL simulation wind stress intensity is underestimated compared to the reconstructions : the maximum wind stress intensity is lower and it does not extend far north in the Arabian Sea as the reconstructed wind stress (Fig.3c). The wind stress orientation is also more zonal in the simulation than in the observations (Fig. 3b,c).



**Figure 3.** Modelled and observed seasonal (JJAS) patterns of a) productivity ( $\text{molC.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ ), b) surface wind intensity ( $\text{m.s}^{-1}$ ), c) surface wind stress intensity ( $10^{-3}\text{N.m}^{-2}$ ) and d) surface wind stress curl intensity ( $10^{-7}\text{N.m}^{-3}$ ). We used SeaWiFS data in 1998-2005 for productivity (Lévy et al., 2007) and the NOAA Multiple-Satellite 1995-2005 product (Zhang, 2006) for the climatology of surface wind, wind stress and wind stress curl intensity.

Figure 3d represents the wind stress curl, computed from the wind stress, in the simulation and in the observations. The simulated distribution resembles the reconstructed one: on the left hand side of the strong low-level wind jet, between the coast and the maximum wind intensity, the curl in the wind stress is positive and, on the other side of the jet the wind stress curl is negative. The differences seen in the jet position and width are transmitted to the wind stress and wind stress curl intensity and distribution.

Discrepancies between our pre-industrial simulation and the observations may be attributed to the model coarse resolution. In Resplandy et al. (2011), a higher resolution version of the model was used to study the effects of meso-scale dynamics on productivity. They showed that the model is able to reproduce the observed meso-scale dynamics, such as the Great Whirl and filaments that transport nutrients from the coast to the open sea. They highlighted the major role of the eddy-driven transports in the establishment of biological blooms in the Arabian Sea and the model ability to represent the different physical processes at stake behind productivity blooms in summer and in winter in the region. Nevertheless, even though both the winds and productivity are underestimated in CTRL by the lower resolution version of the model, the physical mechanisms playing a role in the marine productivity are represented, which is therefore adapted to our study.

## 2.4 Diagnostics

In this section we briefly describe the variables and the methods we use throughout the paper. We are interested in the pathways between the large-scale Indian summer monsoon system and the Arabian Sea primary productivity. To characterise the boreal summer monsoon intensity, we use the meridional gradient of upper tropospheric temperature (TT, averaged from 200 to 500 hPa) between a northern region covering India, south-east Asia and the Tibetan Plateau (60°E-120°E, 10°N-45°N) and a southern region over the tropical Indian Ocean (60°E-120°E, 25°S-10°N) (Marzin and Braconnot, 2009; Goswami *et al.*, 2006). This gradient,  $\Delta TT$ , is associated with the temperature land-sea contrast (Marzin and Braconnot, 2009).  $\Delta TT$  is averaged over the boreal summer period (JJAS for June-July-August-September) and the higher its value, the stronger the Indian summer monsoon.

Changes in the monsoon intensity and pattern affect the sea level pressure (SLP) field. We compute the SLP from the model outputs (i.e. model air temperature and pressure, within and between the atmospheric grid levels, and orography) using the extrapolation described in Yessad (2016). We define "SLP anomalies" as the SLP minus the global annual average of SLP. In order to characterise the monsoon pattern, we compute the barycentre of the region defined by an SLP anomaly lower than -5 hPa over the region covering the African, East Asian and Indian monsoons regions of influence (20°W-150°E, 30°S-60°N) and we call "SLPa-5" the region delimited by the -5 hPa contour in SLP anomalies. This SLPa-5 barycentre is representative of the balance between the different monsoons as well as of the Indian summer monsoon wind position and direction over the Arabian Sea. A modification of the monsoon pattern, which can have impacts on productivity through the atmospheric forcing onto the ocean circulation, can then be related to movements of the SLPa-5 barycentre. We only focus on the Tibetan Low since the Mascarene High, the region of high SLP in the southern Indian Ocean, barycentre remains quite similar in the different simulations.

Anderson *et al.* (1992) showed that the wind stress intensity generates coastal upwelling and that the positive wind stress curl is responsible for Ekman pumping offshore. In the central Arabian Sea, the negative wind stress curl generates downwelling. We focus our work on these two wind variables and on two areas in the Arabian Sea: the coastal area in the western Arabian Sea, which covers the region of positive curl, for the CTRL climate, between the axis of the Jet and the coast (Fig.2a, orange area) and the area covering the central-east Arabian Sea (Fig.2a, grey area).

In the following sections of the paper, total primary productivity (TPP) is defined as the sum of nano-phytoplankton and diatoms productivity integrated over the whole water column. We also analyse nitrate concentrations in the first 30 meters of the water column, nitrate being the major limiting nutrients in the region and, its supply to the surface layers being mainly driven by atmospheric changes via coastal upwelling and Ekman pumping.

We use the CTRL simulation as a reference. All changes are then defined relative to this pre-industrial simulation.

### 3 Simulated paleoproductivity and monsoon changes

In this section, we investigate the changes in summer productivity in past climate simulations with respect to the CTRL simulation, starting with the early Holocene and then generalising to all the climates.

#### 3.1 The early Holocene case

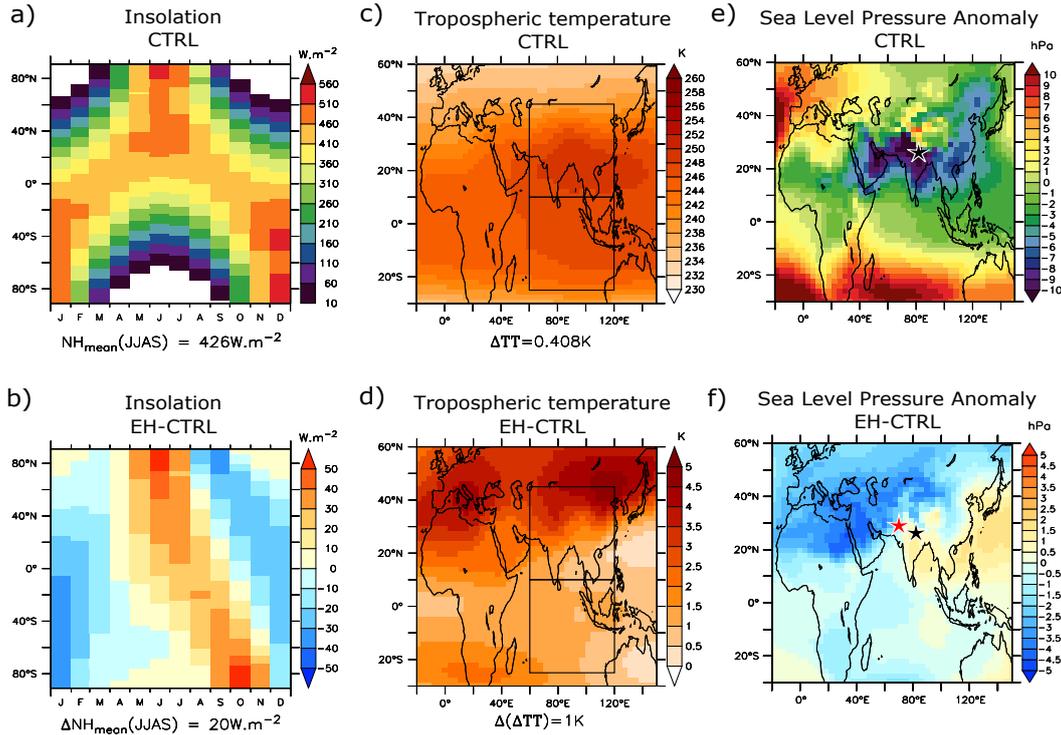
The early Holocene (EH) experiences a stronger Indian summer monsoon than the pre-industrial (Fig.4) therefore, we would expect higher productivity in the Arabian Sea. However, the EH simulation shows lower levels of productivity than in CTRL (Fig.5). We explain this counter-intuitive result by a change in the monsoon pattern instead of a change in its intensity (Fig.6).

The early Holocene, which we choose to represent with a snapshot at 9.5 kyr BP, is an interglacial period that mainly differs from the pre-industrial because of the imposed obliquity ( $24.2306^\circ$  vs  $22.391^\circ$ ) and precession ( $303.032^\circ$  vs  $102.7^\circ$ ) (Table 1). These changes in astronomical parameters cause the boreal summer insolation in the northern hemisphere to be higher than in the pre-industrial climate (Marzin and Braconnot, 2009). In EH, the boreal summer (JJAS) northern hemisphere ( $0-90^\circ\text{N}$ , NH) mean insolation is  $20 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  higher than in CTRL (Fig. 4a,b). This change in insolation modifies the upper tropospheric temperature gradient,  $\Delta\text{TT}$ , represented on Figure 4c,d. In EH,  $\Delta\text{TT}$  is 1 K higher than in CTRL supporting a stronger monsoon intensity consistent with previous studies (Marzin and Braconnot, 2009; Goswami et al., 2006).

The large-scale spatial pattern of the summer monsoon is also different in EH compared to CTRL. Maps e) and f) on Figure 4 show the SLP anomalies and the location of the SLPa-5 barycentre. The EH depression extends further to the north-west and onto Africa and onto the Arabic peninsula than in CTRL and, the EH minimum SLP anomaly is moved to the north-west compared to the CTRL one (Fig.4e,f). The SLPa-5 barycentre, which is representative of the balance between the different monsoons and of the Somali Jet position and direction, moves to the north-west in EH relative to CTRL (Fig4f). This suggests a modification of the monsoon structure with potential impacts on productivity through the atmospheric forcing onto the ocean.

Observation-based (Bauer et al., 1991; Prasanna Kumar et al., 2000) and model-based (Murtugudde et al., 2007) studies have shown that a stronger monsoon, with increased wind strength over the Arabian Sea, leads to higher productivity through intensified supply of nutrients in the photic zone. EH's Indian summer monsoon is enhanced compared to CTRL. One would therefore expect the EH Arabian Sea productivity to be higher in EH than in CTRL. However, our model shows that the EH productivity is reduced in the Arabian Sea (Fig. 5a).

In this region, productivity is mainly nutrient-limited (Koné et al., 2009; Prasanna Kumar et al., 2000) and the levels of surface  $\text{NO}_3^-$  concentration are lower for EH than for CTRL (Fig. 5b). Most

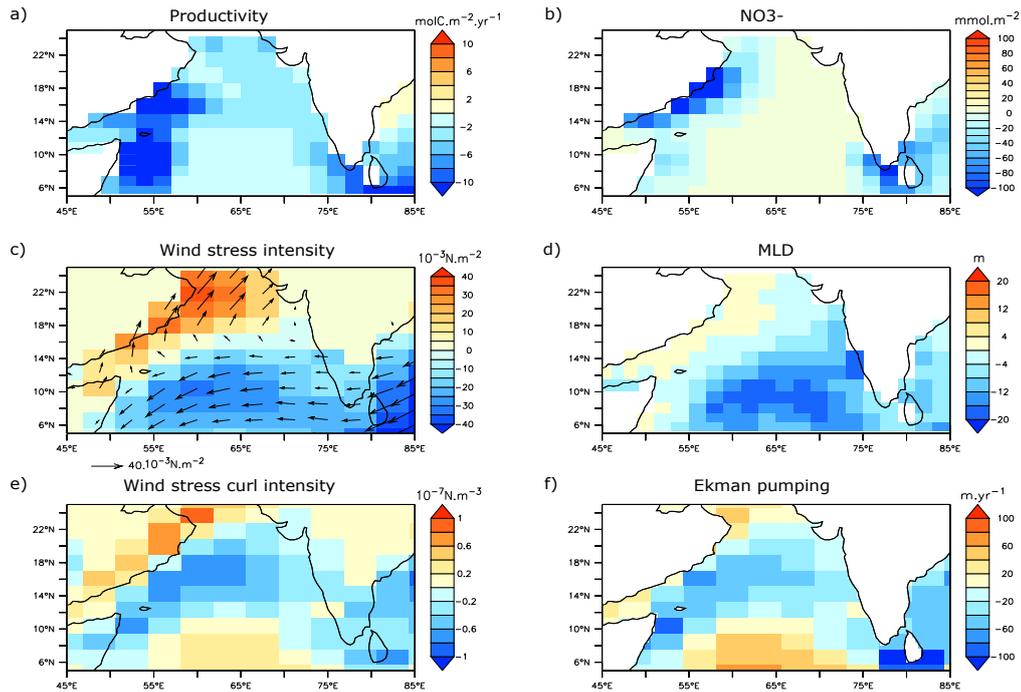


**Figure 4. a,b** : Seasonal cycle of the insolation at the top of the atmosphere ( $W.m^{-2}$ ) in a) the CTRL simulation and b) the difference between EH and CTRL. The Northern Hemisphere ( $0-90^{\circ}N$ ) mean summer (JJAS) insolation,  $NH_{mean}(JJAS)$ , in CTRL and the difference between EH and CTRL,  $\Delta NH_{mean}(JJAS)$ , is given under panel a) and b), respectively.

**c,d** : Upper tropospheric temperature (TT) averaged between 200 hPa and 500 hPa in c) CTRL and d) the difference between EH and CTRL.  $\Delta TT$  value, under panel c), is the TT gradient between a northern region ( $60^{\circ}E-120^{\circ}E; 10^{\circ}N-45^{\circ}N$ ) and a southern region ( $60^{\circ}E-120^{\circ}E; 25^{\circ}S-10^{\circ}N$ ) (black boxes on the maps).  $\Delta(\Delta TT)$ , under panel d), is the difference of TT gradients between EH and CTRL.

**e,f** : Boreal summer (JJAS) sea level pressure (SLP) anomaly (from the annual mean) for e) CTRL and f) EH-CTRL. The SLPa-5 barycentre (i.e. barycentre of the SLP anomalies lower than -5 hPa over the region  $20^{\circ}W-150^{\circ}E; 30^{\circ}S-60^{\circ}N$ ) is represented by a black star for CTRL on e) and f) and by a red star for EH on f).

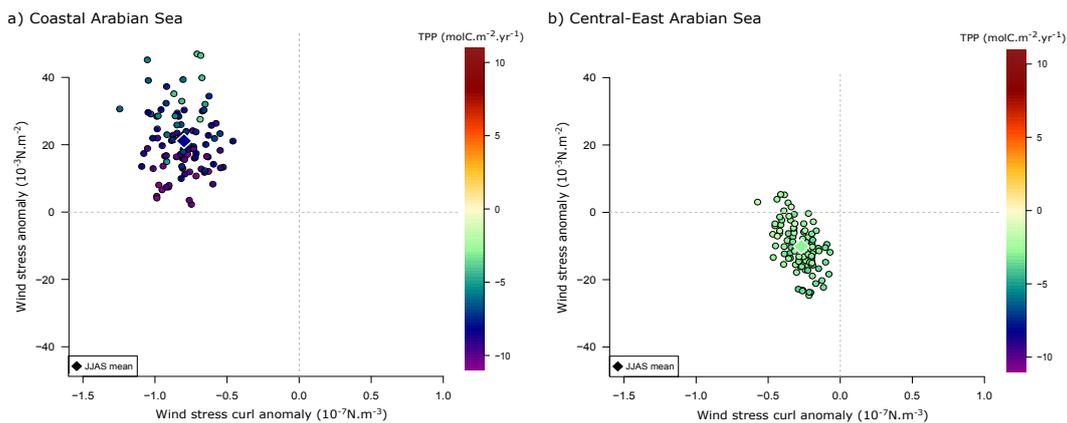
of the nutrients are provided to the surface layer via Ekman dynamics: coastal upwelling, Ekman pumping and mixing of the upper layers close to the coast and offshore and, mixing and advection processes further offshore, in central Arabian Sea (Resplandy et al., 2011; Murtugudde et al., 2007; Prasanna Kumar et al., 2000; Lee et al., 2000; Bauer et al., 1991; McCreary et al., 2009). Figure 5c shows that wind stress intensity increases close to the Omani coast and decreases offshore. This leads to less mixing in the central Arabian Sea because of a shallower mixed layer (ML) (Fig.5d). The ML is deeper in EH than in CTRL close to the Oman coast (Fig.5d), which suggests a reduction in the upwelling intensity in EH. Wind stress intensity changes along with ML changes and the wind stress distribution of the CTRL simulation (Fig.3c) imply that the maximum wind intensity has moved closer to the Oman coast in the EH. This displacement of the jet reduces the wind stress



**Figure 5.** Boreal summer mean differences between EH and CTRL for a) total primary productivity (TPP,  $\text{molC.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ ) integrated over the whole water column, b)  $\text{NO}_3^-$  concentration ( $\text{mmolC.m}^{-2}$ ) in the first 30 m of the water column, c) wind stress intensity ( $\text{N.m}^{-2}$ ) and direction (arrows), d) mixed layer depth (MLD, m), e) wind stress curl intensity ( $10^{-7}\text{N.m}^{-3}$ ) and f) Ekman pumping ( $\text{m.yr}^{-1}$ ).

intensity in the central sea. Moreover, the stronger EH wind stress very close to the coast (Fig. 5c) has a reduced effect on the ocean as it affects a smaller part of the coastal ocean. The reduction in coastal upwelling and mixing then contribute to the decrease in nutrients concentration in the upper layer (Fig.5b). The positive wind stress curl on the left-hand side of the jet has also a reduced influence onto the ocean (Fig.5e). The negative wind stress curl on the other side of the wind jet, affects a region closer to the coast leading to reduced Ekman pumping (Fig.5f). In summary, the EH atmospheric forcing through wind stress and wind stress curl is not able to generate as much coastal upwelling and Ekman pumping as in the CTRL simulation, even though the monsoon is stronger.

On Figure 6, we represented the 100 summers of the EH simulation minus the seasonal summer mean of the CTRL simulation for the variables TPP, wind stress and wind stress curl in the coastal and central Arabian Sea (regions on Figure 2a). In the coastal area, even though wind stress is always higher in EH (y-axis), productivity is always lower in EH than in CTRL (Fig.6a). This highlights the role of the wind stress curl that is always lower in EH than in CTRL (x-axis) : a smaller wind stress curl is responsible for lower productivity levels in the coastal western Arabian Sea. The wind stress intensity also affects the intensity of the changes in TPP: the stronger the wind stress the smaller the change in TPP. Wind stress can oppose the negative effect of reduced wind stress curl, but not overcome it as it is restricted very close to the coast (Fig. 5g).



**Figure 6.** Seasonal (JJAS) anomalies of total primary productivity (TPP,  $\text{molC.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ ), integrated over the whole water column, as a function of wind stress anomalies ( $10^{-3}\text{N.m}^{-2}$ ) and wind stress curl anomalies ( $10^{-7}\text{N.m}^{-3}$ ) in a) the coastal western Arabian Sea and b) the central-east Arabian Sea (see Fig. 2a). Anomalies are computed as the difference between each yearly summer average in the EH simulation and the seasonal summer mean of the CTRL simulation. The color of the circles represents the value of the change in TPP between EH and CTRL. The color-scale, x-axis and y-axis ranges are the same as those in Figure 9 and Figure 14.

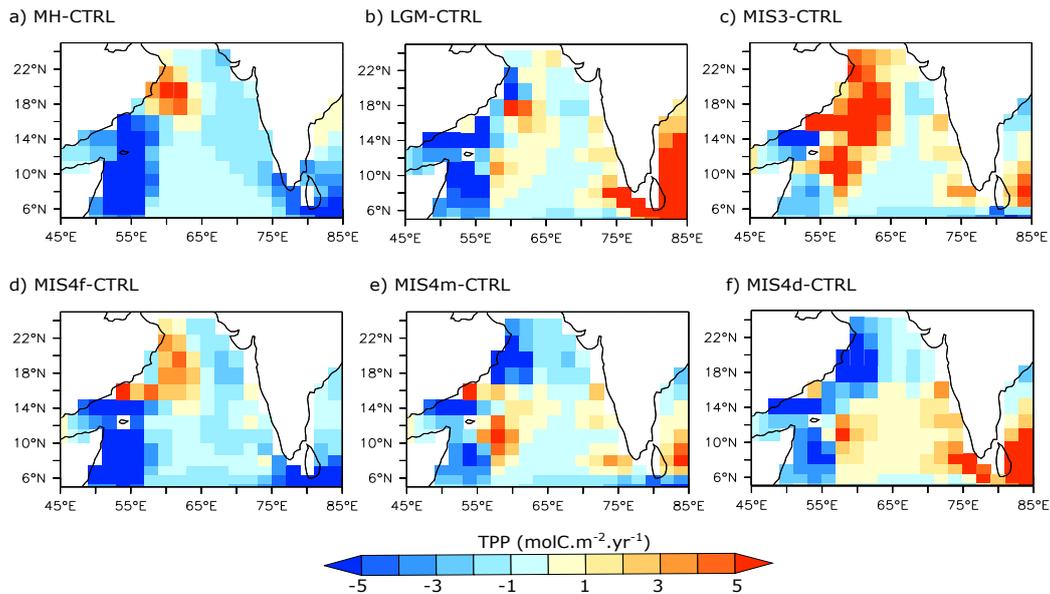
In the central-east Arabian Sea, productivity is also lower in EH than in CTRL. The wind stress and the wind stress curl intensities are reduced almost every year compared to the CTRL seasonal summer mean (Fig.6b). This causes an increased downwelling and less wind mixing of the upper layers, which leads to reduced entrainment of nutrients and less productivity than in CTRL.

In summary, in the EH simulation the summer monsoon intensity is stronger than in the CTRL simulation but the productivity in the Arabian Sea is lower. This is caused by a shift in the Somali Jet position, which reduces coastal upwelling and Ekman pumping. This shift in the maximum wind intensity position closer to the coast can be inferred from the north-western movement of the SLPa-5 barycentre that translates into a modification of the monsoon pattern (Fig. 4).

### 3.2 Generalisation

In the previous section, we saw that a stronger monsoon in the EH does not imply more productivity in the Arabian Sea and that it is important to consider the spatial movements of the monsoonal winds. We now examine the links between productivity, monsoon intensity and boundary conditions in the remaining set of 6 glacial and inter-glacial simulations.

Figure 7 shows the changes in productivity, in the Arabian Sea, in all the remaining climates compared to the CTRL climate. Similar to the EH results, the MH, LGM, MIS4M and MIS4D coastal productivities are reduced (Fig. 7a-b,d-f). MH and MIS4F coastal productivity are reduced in average but present a dipole-like pattern, with higher productivity in the north and reduced productivity in



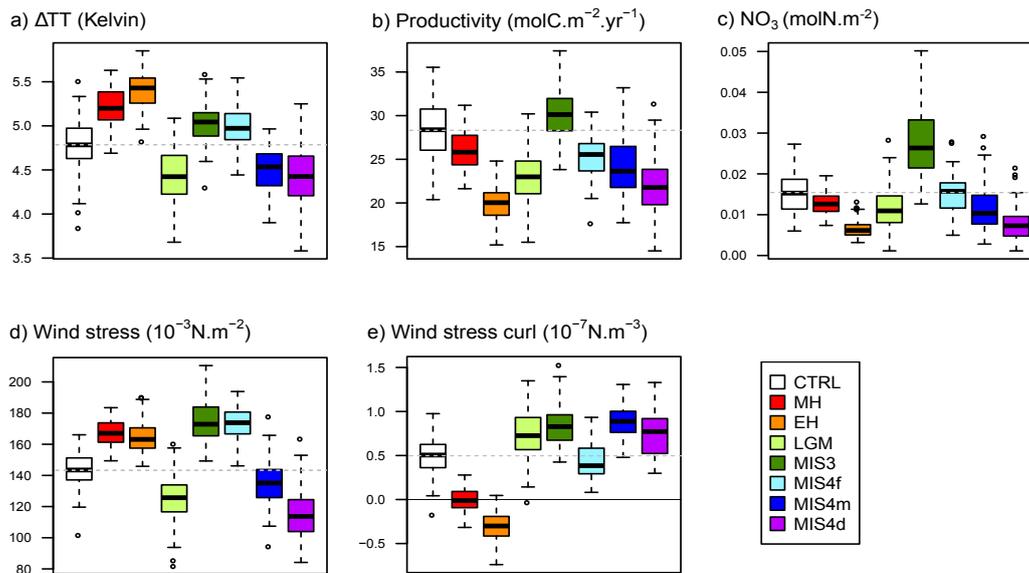
**Figure 7.** Seasonal (JJAS) productivity changes ( $\text{molC.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ ) compared to the CTRL simulation for a) MH, b) LGM, c) MIS3, d) MIS4F, e) MIS4M and f) MIS4D simulation in the Indian Ocean.

the south compared to CTRL (Fig. 7a,d). Coastal productivity is enhanced in the MIS3 simulation (Fig. 7c). The central Arabian Sea productivity is higher than CTRL in all glacial simulations except MIS4F while it is reduced in MH (and EH as seen previously).

The tropospheric temperature gradient ( $\Delta\text{TT}$ ) for each simulation, on Figure 8a, informs that the Indian summer monsoon intensity is stronger than CTRL in MH, EH, MIS3 and MIS4F (i.e. higher  $\Delta\text{TT}$  values) and less intense compared to CTRL in LGM, MIS4M and MIS4D. The changes in productivity for the western coastal Arabian Sea are also summarised on figure 8b. By only looking at these two variables,  $\Delta\text{TT}$  and TPP, we cannot conclude on a direct link between monsoon intensity and productivity because stronger monsoons compared to CTRL, as characterised by  $\Delta\text{TT}$ , do not necessarily imply higher productivity (Fig. 8a,b), in particular for MH and EH.

### 3.2.1 Productivity and local dynamics

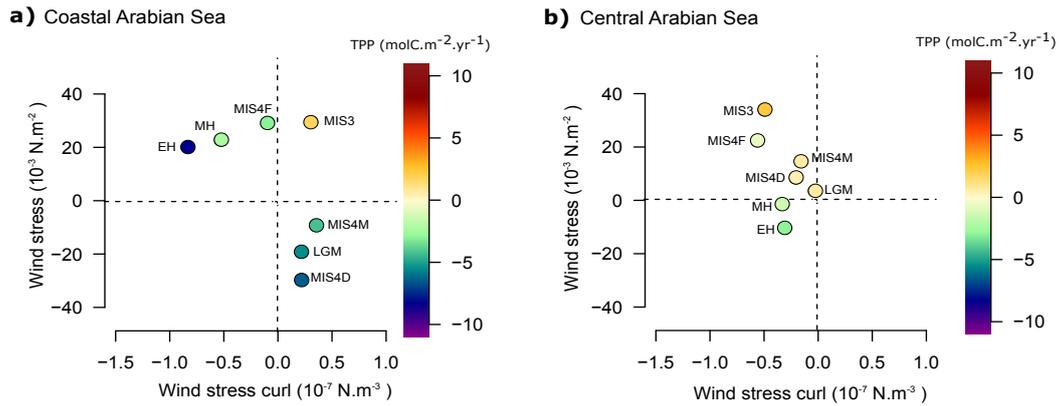
Productivity is nutrient-limited in the region and coastal productivity changes are similar to the changes in the nitrate content of the upper 30 m of the ocean (Fig. 8b,c). When the upper layer receives more nutrients from the subsurface, there is either a stronger upwelling or a higher macro-nutrients ( $\text{NO}_3^-$  and  $\text{PO}_4^{3-}$ ) concentration under the mixed layer associated with enhanced entrainment and, productivity is higher than in CTRL. The stronger monsoon intensity, characterised by a higher  $\Delta\text{TT}$  value, is associated with higher values of coastal wind stress (Fig. 8a,d). But changes in wind stress curl are independent of the monsoon intensity since it is lower than CTRL in MH, EH and MIS4F and higher in all the other glacial simulations (Fig. 8e). Wind stress curl intensity is also higher in all the glacial climates compared to the Holocene. In MH, EH and MIS4F, even though



**Figure 8.** Box-plots of summer (JJAS) a)  $\Delta T T$  (K) values, coastal Arabian Sea b) productivity ( $\text{molC.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ ) integrated over the whole water column, c) nitrate concentration ( $\text{mmolC.m}^{-2}$ ) in the first 30 meters, d) wind stress intensity ( $10^{-3}\text{N.m}^{-2}$ ) and e) wind stress curl intensity ( $10^{-7}\text{N.m}^{-3}$ ), for all 8 simulations. Dash grey line indicates the CTRL value for each variable. The black simple line on e) panel indicates the zero value.

wind stress intensity is stronger and should generate more coastal upwelling, the highly reduced wind stress curl overcomes this positive effect on productivity and induces lower levels of macro-nutrients, which in turn limit productivity (Fig. 8b-e). Conversely, in LGM, MIS4M and MIS4D, even though the wind stress curl is higher than in CTRL, the lower wind stress intensity seems to prevail and productivity is reduced because of lower concentrations of nutrients (Fig. 8b-e). In MIS3, both the wind stress and the wind stress curl are more intense, more nutrients are brought to the surface and productivity increases (Fig. 8b-e). Figure 9a summarises the links between productivity, wind stress and wind stress curl intensities in the coastal Arabian Sea. It shows that changes in wind stress and wind stress curl are drivers of productivity changes. Both variables modulate the change in productivity, with higher values associated with higher productivity.

In the central Arabian Sea, the enhanced productivity appears to result from more intense wind stress, which deepens the mixed layer and brings more nutrients to the upper layer through wind mixing and advection, consistent with Murtugudde et al. (2007), Wiggert et al. (2005) and Bauer et al. (1991). These results are summarised in Figure 9b, where the summer productivity changes are plotted as function of wind stress and wind stress curl summer changes in the central Arabian Sea. When the wind stress intensity change is higher than in CTRL and wind stress curl not too low, productivity is enhanced (LGM, MIS4m and MIS4d)(Fig. 9b). If the wind stress is high enough it can compensate for a more reduced wind stress curl (MIS3) otherwise, productivity is lower (MIS4f,



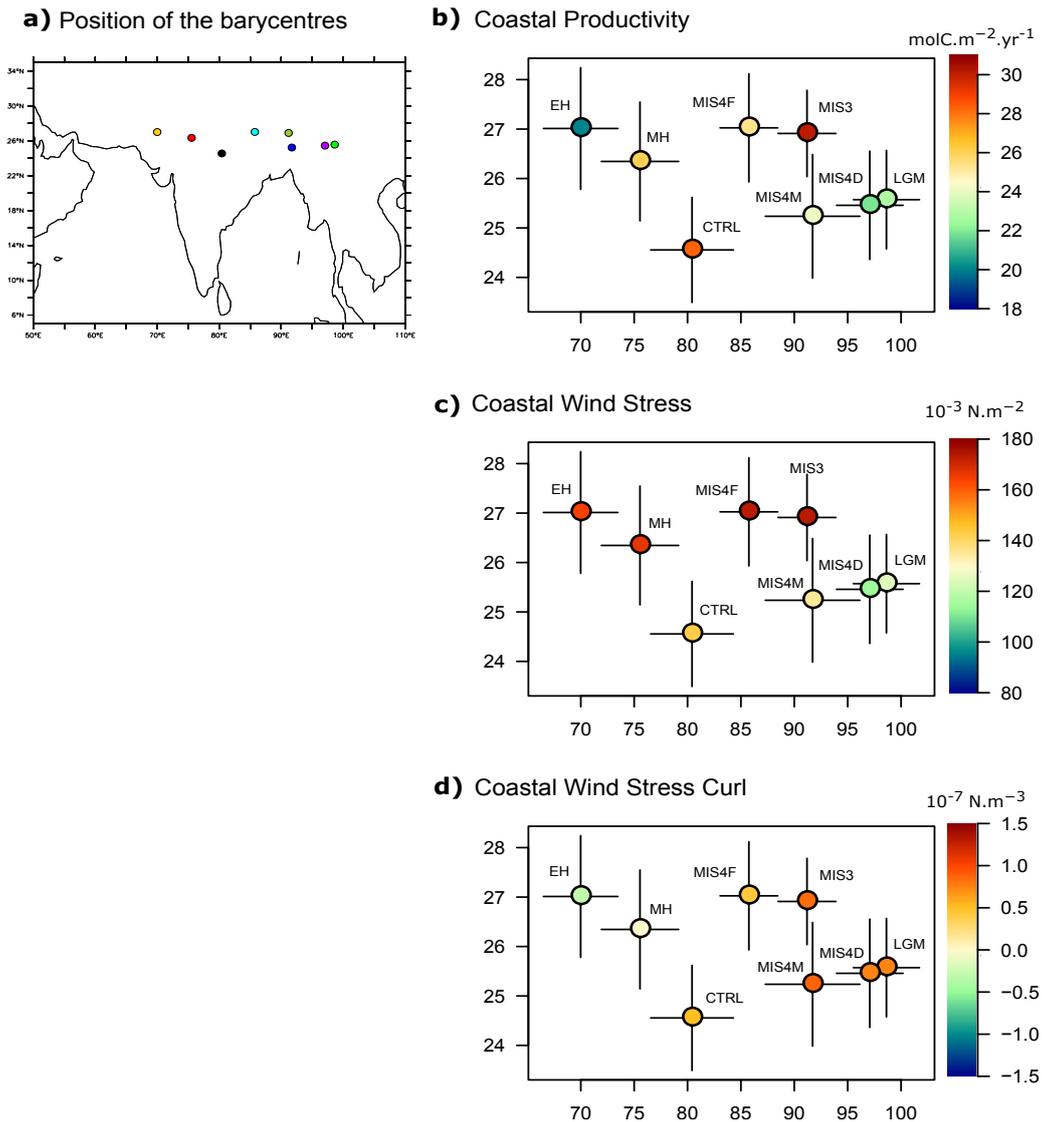
**Figure 9.** Seasonal (JJAS) productivity changes ( $\text{molC.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ ) related to wind stress intensity ( $10^{-3}\text{N.m}^{-2}$ , y-axis) and wind stress curl intensity ( $10^{-7}\text{N.m}^{-3}$ , x-axis) changes compared to the CTRL simulation, for a) coastal and b) central Arabian Sea. The color scale, x-axis and y-axis ranges are the same as those in Figure 14 and Figure 6.

EH and MH)(Fig. 9b). Surprisingly, the simulations with a stronger summer monsoon do not systematically have stronger wind stress intensity over the central Arabian Sea but they have lower wind stress curl. This is the result of a change in the monsoon pattern, like a shift in the position or the orientation of the maximum wind intensity.

### 3.2.2 Relation to the large-scale forcing and boundary conditions

In order to understand how changes in the monsoon pattern are linked to the imposed boundary conditions and influence productivity and local monsoonal changes, we use the SLPa-5 barycentre. The position of the barycentre of each simulation is plotted on a map on figure 10a. We also added on Figure 10, the mean boreal summer values (color-scales) of productivity, wind stress and wind stress curl as a function of the longitude (x-axis) and the latitude (y-axis) of the SLPa-5 barycentre. Productivity shows an increasing trend with the longitude of the SLPa-5 barycentre between  $70^{\circ}\text{E}$  and  $94^{\circ}\text{E}$  (Fig. 10b). It reaches a maximum of  $30 \text{ molC.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$  around  $94^{\circ}\text{E}$ . For higher values of longitude, which correspond to simulations where the monsoon intensity is reduced, productivity decreases (Fig. 10b). The higher values of productivity occur in the simulations for which the SLPa-5 barycentre's longitude and latitude have medium values (MH, CTRL, MIS4F and MIS3)(Fig. 10b). The trends in productivity can be explained by the variations of wind stress (Fig. 10c) and wind stress curl (Fig. 10d) with the SLPa-5 barycentre's position.

Wind stress exhibits a global decrease with the longitude and latitude of the SLPa-5 barycentre (Fig. 10c). If we except the CTRL simulation, wind stress is quite constant for the 5 first simulations (i.e. lower value of longitude) and then it decreases strongly for MIS4M, MIS4D and LGM. The wind stress shows a clear separation between simulations in which the monsoon is enhanced and wind stress is higher (EH, MH, MIS4F and MIS3) and those in which monsoon is less intense and

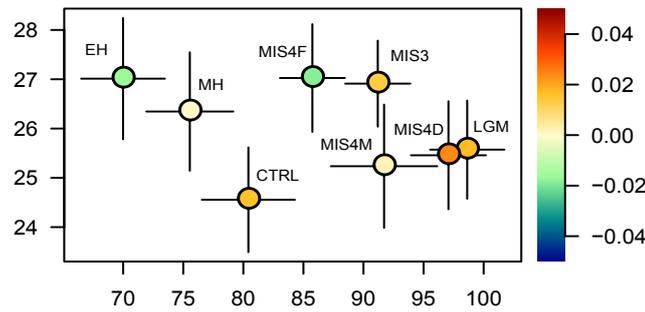


**Figure 10.** Seasonal (JJAS) coastal productivity (molC.m<sup>-2</sup>.yr<sup>-1</sup>), wind stress intensity (10<sup>-3</sup>N.m<sup>-2</sup>, y-axis) and wind stress curl intensity(10<sup>-7</sup>N.m<sup>-3</sup>, x-axis) as a function of the SLPa-5 barycentre a-c) longitude and d-f) latitude. Errors bars give standard deviation of the 100 summers.

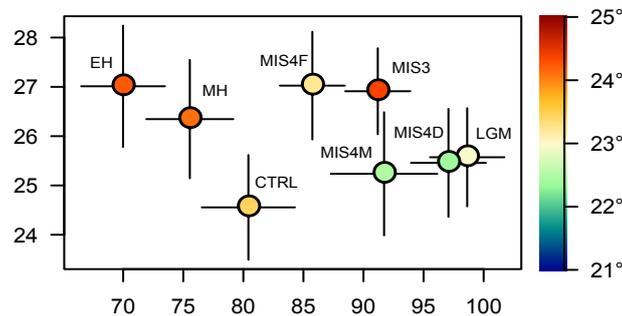
wind stress is reduced (i.e. LGM, MIS4D, MIS4M and CTRL)(Fig. 10c). Wind stress curl shows an increasing trend with longitude for the 5 simulations having lower values of longitude and then the wind stress curl becomes quite constant for MIS4M, MIS4D and LGM (Fig. 10d). The wind stress curl has also a tendency to decrease with the SLPa-5 barycentre's latitude (Fig. 10d).

The increase of productivity with longitude is mostly due to an increase in wind stress curl intensity and then the reduction of productivity with higher longitude is caused by a strong reduction in wind stress while the wind stress curl remains constant (Fig.10b-d). These plots also show that all the glacial simulations have higher values of SLPa-5 barycentre longitude compared to CTRL. This suggests a major role of the ice sheet cover over the longitudinal position of the SLPa-5 barycentre.

a) Climatic precession



b) Obliquity



**Figure 11.** Mean a) climatic precession ( $e \cdot \sin(\omega - 180^\circ)$  where  $e$  is the eccentricity and  $\omega - 180^\circ$  is the precession) and b) obliquity values as a function of the longitude and latitude of the SLPa-5 barycentre for the 8 climate simulations. Errors bars give standard deviation of the SLPa-5 position over the 100 summers of each simulation.

The simulations having a stronger monsoon intensity than CTRL have the highest value of SLPa-5 barycentre latitude, which suggests an influence of the orbital parameters on the latitudinal position of the SLPa-5 barycentre. This latitudinal movement of the SLPa-5 barycentre with the monsoon strength seems also to be dependent on the glacial or interglacial state of the simulation. Indeed, in glacial simulations the SLPa-5 barycentre is north of the CTRL barycentre even if the monsoons are less intense (LGM, MIS4D and MIS4M), however the other glacial simulations with higher summer monsoon intensity (MIS3 and MIS4F) have their barycentre located north of these glacial simulations (Fig. 10). Similarly, in inter-glacial climates, the Holocene simulations have a barycentre north of the CTRL one (Fig. 10).

On figure 11, we plotted the values of the climatic precession and obliquity relative to the SLPa-5 barycentre position, in order to analyse the relationship between the orbital parameters and the SLPa-5 barycentre's position. Climatic precession influences the SLPa-5 barycentre position in longitude: when the climatic precession is high, the barycentre tends to move to the south-east (Fig.11a). Obliquity modulates the latitudinal changes of the SLPa-5 barycentre: high obliquities are associated with a SLPa-5 barycentre farther north (Fig.11b). MIS3 has a precession value similar to CTRL

and a much higher obliquity than CTRL, so the changes in MIS3 winds and productivity related to insolation are mostly obliquity-driven (Fig. 11). Inversely, MIS4F has a similar obliquity as CTRL and a smaller climatic precession which implies that the changes in monsoon intensity in MIS4F are related to precession (Fig. 11). The Holocene simulations are influenced by both obliquity and precession while, the LGM, MIS4M and MIS4D seem to reflect a stronger link with the obliquity signal than with the climatic precession (Fig. 11).

## 4 Discussion

### 4.1 The summer monsoon paradigm

In the simulations, the general paradigm stating that a stronger summer monsoon intensity induces a stronger upwelling and therefore increases marine productivity, is not always verified. Our results show that the only characterisation of the summer monsoon intensity is probably insufficient to assess past productivity changes and reciprocally (Fig.8).

Our results for the summer productivity are consistent with the reconstructed productivity of Rostek *et al.* (1997). In their study, they analyse two cores in the Arabian Sea: one in the south-east (5°04' N - 73°52' E) and one in the upwelling region close to the Oman coast (13°42' N - 53°15' E). They show that paleo-productivity in the south-eastern core was higher in glacial stages than in interglacial stages, which they interpret as the fingerprint of a stronger winter monsoon. In the other core, the productivity signal is more complex and they could find some glacial stages (e.g. stage 2) with high productivity, some interglacial stages with low productivity (e.g. stage 1) and high productivity during stage 3. Similarly, in the simulations, in the central Arabian Sea, glacial productivity is higher than interglacial productivity (except for MIS4F) (Fig.9b). In the coastal Arabian Sea, the simulated MIS3 productivity is higher than CTRL while the other climates productivity is lower than CTRL. Hints on the sources of discrepancies between our results and Rostek *et al.* (1997) results and their interpretation of the productivity changes are given later in this section.

We explain the simulations' summer productivity changes by analysing the variations in the wind forcing (Fig.8). Given the productivity changes in the different simulations, the summer monsoon intensity only is not able to explain the changes in productivity and therefore, we also investigate the changes the monsoon pattern (Fig.10).

The large-scale definition of the monsoon intensity, via  $\Delta TT$ , is mainly driven by orbital changes. The simulations with a strong summer monsoon either have a high obliquity, which enhances the temperature contrast between low and high latitudes in summer (e.g. MIS3) or a small climatic precession that intensifies the summer insolation (MIS4F), or both (MH and EH) (Fig.11) (?). Simulations with a weak summer monsoon all have a small obliquity forcing (Fig.11b). The local wind stress that affects productivity is tightly coupled to the monsoon intensity (Fig.8a,b) and is associated with a SLPa-5 barycentre movement to the North (Fig.10c). This simulated latitudinal move-

ment of the SLPa-5 barycentre, according to the monsoon intensity, is consistent with the study of Anderson and Prell (1992). In this study, the authors show that with a stronger monsoon the Somali Jet is moved further North, which would indeed translate into a northward movement of the SLP barycentre (and inversely). In Fleitmann et al. (2007), the authors investigate the variations in the precipitation records of stalagmites located in Oman and Yemen. They link the changes in precipitation to the position and structure of the ITCZ, which affects the tropical climate. They explain that during the early-Holocene, a northward movement of the mean latitudinal position of the summer ITCZ is responsible for the decrease in precipitation. Throughout the Holocene, they show that the ITCZ shifted southward concomitantly with a decrease in the monsoon precipitation, induced by the reduction of solar insolation (Fleitmann et al., 2007). The changes in the ITCZ position highlighted by Fleitmann et al. (2007) are consistent with our results, especially with the changes in the position of the SLPa-5 barycentre in latitude given a similar background glacial or interglacial state (Fig.10).

Marine productivity is not only influenced by the wind stress but also by the wind stress curl (Anderson et al., 1992) and the latter is also strongly influenced, in our simulations, by the glacial or interglacial state of the climate (Fig.10). The glacial-interglacial distribution of the wind stress curl is associated with a longitudinal movement of the SLPa-5 barycentre : the SLPa-5 barycentre is moved to the East in glacial climates and to the West in interglacial climates (Fig.10d). Pausata et al. (2011) analyse the effects of different LGM boundary conditions on the atmospheric circulation and found that ice sheet topography is responsible for changes in many features of the SLP field, e.g. position of lows and highs and their variability. Consequently, changes in the ice-sheet cover between our simulations can indeed be responsible for the longitudinal movement of the SLPa-5 barycentre. Ivanova et al. (2003) also evoke an eastward shift in the low-level jet position in summer as a possible mechanism to explain some productivity changes in the eastern Arabian Sea. Furthermore, we showed that precession can also act to move the SLPa-5 barycentre eastward (Fig.11a).

We find a valid physical explanation for our simulations productivity changes through the effects of the simulations' boundary conditions (orbital parameters and ice sheets) on the monsoon intensity and pattern. However, even if the simulated summer productivity compares quite well to the data in Rostek et al. (1997) (except for the LGM), they do not match other reconstructions such as in Bassinot et al. (2011) (e.g. the Holocene productivity in the northern part of our coastal area). These differences can arise from several sources, the first one being linked to the area on which we computed our averages (Fig.2a). Indeed, in Rostek et al. (1997) the core in the upwelling region is taken in the southern part of our coastal area (Fig.2a) whereas the core close to the Oman coast in Bassinot et al. (2011) is located in the northern part of our coastal area (Fig.2a). Bassinot et al. (2011) reconstructed productivity is high in the early-Holocene and gradually decreases throughout the Holocene whereas, in our simulations, the Holocene productivity is low compared to the pre-industrial productivity. A closer look at the productivity changes in the MH simulation on figure 7a

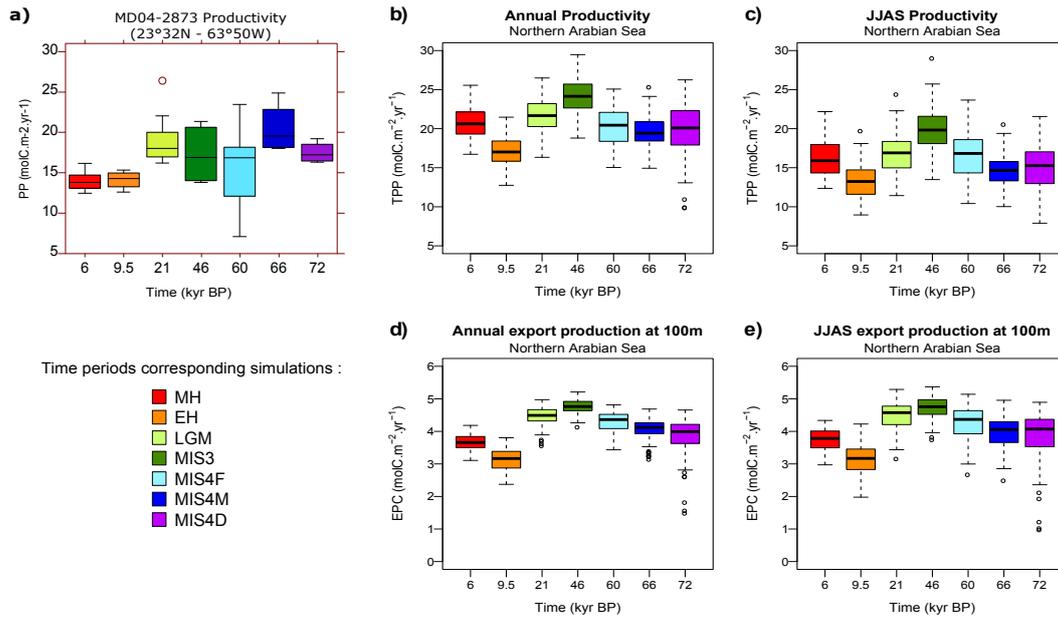
can reconcile our simulations and this reconstructed productivity. In the simulated MH climate, the northern part of the coastal area exhibits a positive productivity change whereas, the southern part of the coastal area is characterised by a negative productivity change compared to CTRL. Therefore, our results are coherent with the results of Bassinot *et al.* (2011) for the mid-Holocene since their core is located in the northern part of our coastal area where we simulate higher MH productivity than CTRL. However, we do not observe this dipole-like pattern in the EH productivity (Fig.5a) and consequently, the EH simulation does not agree with this reconstruction. In the EH simulation, we do not have the remnant Laurentide ice sheet that is supposed to be present at this time-period (Licciardi *et al.*, 1998). The addition of a remnant ice-sheet over Europe and North America in the EH has been shown, in Marzin *et al.* (2013), to induce a southward shift of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) and a strengthening of the Indian monsoon. A southward shift of the jets would modify the large scale pattern of the SLP and therefore, the wind stress and wind stress curl effects on the Arabian Sea. Based on our findings, the addition of this residual ice sheet would move the SLPa-5 barycentre to the south-east, which could increase the wind stress curl and therefore productivity (Fig.10).

Another source of mismatch between our simulations and data resides in the fact that we looked at productivity and not at the export production that will eventually reach the bottom of the ocean. We also focused on the boreal summer season while it is often advanced that the winter monsoon is responsible for higher productivity in glacial climates compared to interglacial climates, e.g. for the south-eastern core productivity in Rostek *et al.* (1997). In the next section, we especially discuss the effect of seasonality on productivity.

## 4.2 Seasonality

Here, we investigate new paleo-productivity reconstructions for the Arabian Sea and we compare them to our simulations. The simulations globally agree with the reconstructions, with glacial productivities higher than Holocene productivities in north-western Arabian Sea, even during boreal summer.

We use data from the sediment core MD04-2873 located at 23°32N-63°50W in northern Arabian Sea on the Murray Ridge (Böning and Bard, 2009). This core is well dated by C14 dates from 50 kyr to present and has a marked Toba Ash layer (74 kyr BP, (Storey *et al.*, 2012)) giving a significant robust stratigraphic marker. The coccolithophores are well preserved and abundant at this location. Their assemblages are used to reconstruct paleo-productivity by using a transfer function that has been designed for the Indian Ocean including the Arabian Sea (Beaufort *et al.*, 1997). Samples have been prepared by settling onto cover-slips (Beaufort *et al.*, 2014) every 10 cm for stratigraphic intervals covering 2000 years above and below each time period simulated by the model. In average 6 samples were studied by time intervals. Coccolithophore analysis has been automatically generated by a software, SYRACO, that has been trained to recognise coccolithophores (Beaufort and Dollfus,



**Figure 12.** Box-plots of a) yearly reconstructed productivity from core MD04-2873 in the north-western Arabian Sea and, b) annual total primary productivity (TPP), c) summer total primary productivity, d) annual export production (EPC) at 100 m and e) summer export production at 100 m, in the northern Arabian Sea (60°E-68°E, 20°N-68°N) for the Holocene and glacial time periods.

2004). Figure 12a shows the resulting paleo-productivity for 7 of the 8 time periods we previously analysed. This reconstruction indicates that glacial productivity is higher than Holocene productivity in this core. At the core location, the effect of the boreal winter monsoon on productivity are known to be strong (Lévy et al., 2007). Consequently, the stronger winter monsoons during glacial time periods are often used to explain how glacial productivity can be higher than interglacial productivity (e.g. Rostek et al. (1997); Banakar et al. (2005)).

On figure 12, we also plotted the box-plots of simulated annual and summer (JJAS) productivity and export production at 100 m for the same time periods in the northern Arabian Sea (60°E-68°E, 20°N-68°N). Our simulated annual and boreal summer productivity show smaller differences between glacial and interglacial climates than the reconstructions (Fig.12a-c). The export production shows a clearer separation between the glacial and interglacial climates in both the summer and annual plots (Fig.12d,e). The differences between productivity and export production (fig.12b-e) highlight that water column processes modify the recorded signal, which add difficulties when comparing model to data. In all simulated climates, the mean boreal summer productivity is lower than the mean annual productivity (Fig.12). This indicates that, in this region, in the simulations, the mean boreal winter productivity is higher than the mean boreal summer productivity. Indeed, in the simulations, in the region of the core, boreal winter productivity accounts for more than 40% of the annual productivity and boreal summer productivity accounts for more than 20% (not shown). The hypothesis, stating that glacial productivity is higher than interglacial productivity because of a stronger winter

monsoon, could explain the variations in this core. However, the observed present-day seasonal cycle of productivity in the northern Arabian Sea shows equal contributions of the winter and summer seasons to the annual productivity (Fig.2b), suggesting that the simulations may underestimate the boreal summer contribution to productivity compared to the boreal winter contribution.

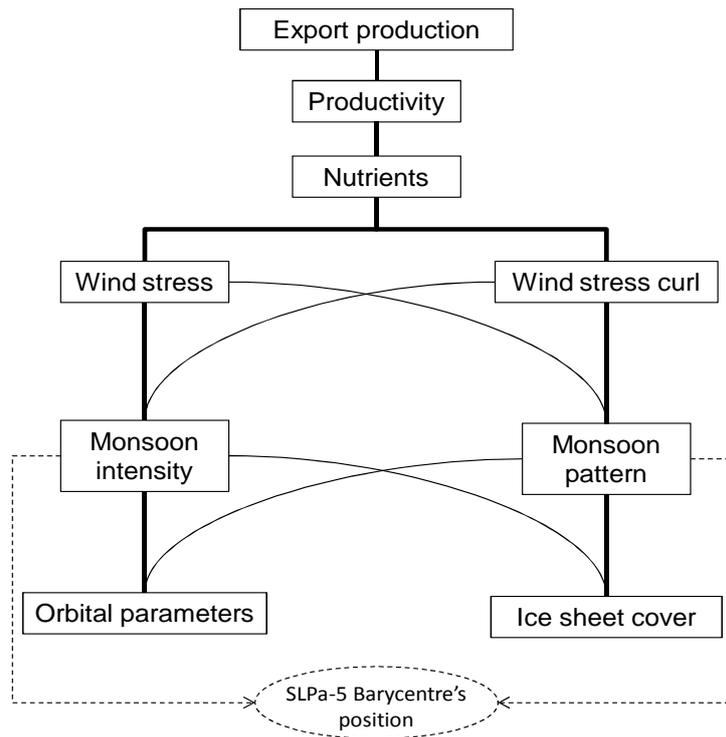
Interestingly, the annual and boreal summer productivity plots look alike, with higher glacial than inter-glacial productivity (Fig. 12). Since the summer monsoon is able to affect the north-western Arabian Sea as seen on figure 2a, it contributes to the recorded signal in the sediment (e.g. Caley *et al.* (2011)). The boreal summer monsoon effect on the recorded signal is then non-negligible and, we see that, even during the boreal summer season, the simulations show higher glacial productivity than interglacial productivity (Fig. 12), especially in central Arabian Sea (Fig.9). Consequently, the boreal winter productivity is not the sole contributor to the higher glacial productivity signal compared to the interglacial productivity, even in the northern Arabian Sea.

## 5 Summary and perspectives

We use the coupled IPSL-CM5A-LR model to study the Arabian Sea paleo-productivity in 8 different climates of the past. We focus on the processes behind the boreal summer productivity changes in the coastal western and central-eastern Arabian Sea. We show that a stronger Indian summer monsoon, which is mostly driven by higher NH insolation, does not necessarily enhance the Arabian Sea productivity, and conversely.

We show that glacial climates can be more productive, in boreal summer, in the Arabian Sea (coastal and/or central), compared to the pre-industrial (Fig.9). Even more, the glacial climates are more productive than the early Holocene, which was supposed to be the most productive period in the region (Figs.9,12). We found that the paradigm between monsoon intensity and productivity is valid for MIS3, both in the coastal and central sea: a stronger monsoon leads to more productivity. The paradigm is also valid in the coastal Arabian Sea for the LGM, MIS4M and MIS4D simulations: a reduced monsoon intensity leads to a reduction in productivity. However it is not the case for MH, EH and MIS4F simulations for which a stronger summer monsoon is associated with reduced productivity, both in the coastal and central Arabian Sea. Moreover, the LGM, MIS4M and MIS4D simulations that have less intense summer monsoons have higher productivity levels in the central Arabian Sea.

Our analyses highlight the importance of considering the monsoon pattern, especially the position of the maximum wind intensity over the Arabian Sea. The mechanisms behind productivity changes are summarised on figure 13. We examine the monsoon pattern through the SLP barycentre position of the depression covering the summer monsoons regions (SLPa-5 barycentre). The SLPa-5 barycentre is moved to the East in glacial climates and far North in climates where monsoon is enhanced (Fig.10), which highlights the influence of the ice sheet cover (Pausata *et al.*, 2011) and of the orbital

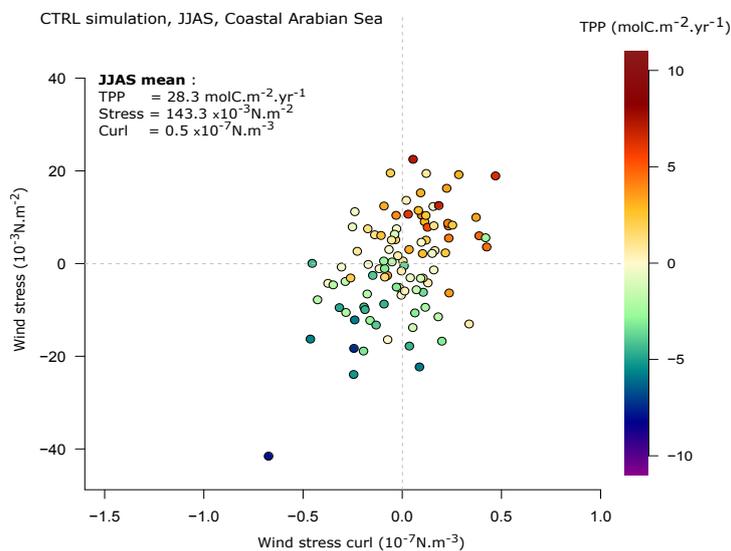


**Figure 13.** Identified seasonal (JJAS) processes behind productivity changes in glacial and inter-glacial climates. Bold lines highlight the major pathways.

parameters (Anderson and Prell, 1992). The monsoon pattern affects the wind stress and wind stress curl efficiency to bring more nutrients to the surface layers. A change in the pattern can reduce or increase the area on which the winds are effective. This study also highlights the combined effects of wind stress and wind stress curl related processes on productivity. Neither wind intensity nor wind stress curl alone can explain productivity changes. We need to keep in mind that the model's coarse resolution does not allow for a very precise representation of the region dynamics. This may have altered the relative weight of the processes related to wind stress and wind stress curl and can explain why the orbital signal is weak in the productivity changes.

We demonstrated that both changes in wind stress and wind stress curl can affect productivity at the time-scales of thousands of years (Fig.9). The same effects of wind stress and wind stress curl changes on productivity can be found at the inter-annual time-scale (Fig.14). Figure 14 illustrates the combined effects of wind stress and wind stress curl on productivity in the coastal Arabian Sea at the inter-annual time-scale. It shows that if the summer (JJAS) wind stress and wind stress curl intensities are higher than their summer average, productivity is higher than average in coastal Arabian Sea (upper-right quadrant). It also highlights that the higher the wind stress and the wind stress curl anomalies, the higher the productivity change, and conversely. Figure 14 also shows that a high wind stress curl (resp., wind stress) can compensate a reduced wind stress (resp., wind stress curl) intensity and lead to higher than average productivity (lower-right and upper-left quadrants

of figure 14, respectively). The relationship between changes in stress or curl and productivity is similar to the one we found for the glacial-interglacial climate changes (Figs.14 and 9). It could be interesting to further investigate these relationships by looking at high resolution models and re-analyses. This study allows us to draw attention on certain points that may affect the reconstruction



**Figure 14.** Anomalies of total primary productivity (TPP,  $\text{molC.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ , represented by the color-scale) integrated over the whole water column as a function of wind stress anomalies ( $10^{-3}\text{N.m}^{-2}$ , y-axis) and wind stress curl anomalies ( $10^{-7}\text{N.m}^{-3}$ , x-axis) in the coastal western Arabian Sea (see Fig. 2a) for the CTRL simulation. Anomalies are computed as the difference between each summer average (JJAS) and the seasonal summer mean of the corresponding variable in the CTRL simulation. The circles color represents the value of the change in TPP compared to CTRL. The color-scale, x-axis and y-axis ranges are the same as those in Figure 6 and Figure 9.

of past climate and productivity as well as the comparison between model and data. In addition, in regards of projected changes in the monsoon intensity and structure, these results can add some constraints on future productivity changes in the region. In chapter 14 of the 2013 IPCC report (Christensen et al., 2013), it has been shown, through the use of climate projections, that the future Indian summer monsoon should strengthen in regards of precipitation but become less intense in regards of the monsoon flow. Moreover, Sandeep and Ajayamohan (2014) have shown that the projected low-level jet over the Arabian Sea will shift north because of global warming. A northward shift of the low-level jet is consistent with an increased monsoon intensity in our simulations. Then, if a stronger summer monsoon calls for increased productivity, a northward shift of the Somali Jet can either lead to reduced productivity, as in the Holocene and MIS4F simulations, or to an increased productivity as in the MIS3 simulation, depending on the degree of the shift and on the wind stress curl change.

*Acknowledgements.* Priscilla Le Mézo is funded by a grant from the Initiative D'EXcellence (IDEX) Paris-Saclay. This work was supported by the French ANR Project ELPASO (No.2010 BLANC 608 01), the computing time was provided by GENCI (Grand Equipement National de Calcul Intensif) and the simulations were performed on Curie at TGCC (CEA, France).

## References

- Abe-Ouchi, A., Saito, F., Kageyama, M., Braconnot, P., Harrison, S. P., Lambeck, K., Otto-Bliesner, B. L., Peltier, W. R., Tarasov, L., Peterschmitt, J.-Y., and Takahashi, K.: Ice-sheet configuration in the CMIP5/PMIP3 Last Glacial Maximum experiments, *Geoscientific Model Development Discussions*, 8, 4293–4336, doi:10.5194/gmdd-8-4293-2015, <http://www.geosci-model-dev-discuss.net/8/4293/2015/>, 2015.
- Anderson, D. M. and Prell, W. L.: The structure of the southwest monsoon winds over the Arabian Sea during the late Quaternary: Observations, simulations, and marine geologic evidence, *Journal of Geophysical Research*, 97, 15 481, doi:10.1029/92JC01428, <http://doi.wiley.com/10.1029/92JC01428>, 1992.
- Anderson, D. M., Brock, J. C., and Prell, W. L.: Physical upwelling processes, upper ocean environment and the sediment record of the southwest monsoon, Geological Society, London, Special Publications, 64, 121–129, doi:10.1144/GSL.SP.1992.064.01.08, <http://sp.lyellcollection.org/cgi/doi/10.1144/GSL.SP.1992.064.01.08>, 1992.
- Aumont, O. and Bopp, L.: Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies, *Global Biogeochemical Cycles*, 20, doi:10.1029/2005GB002591, <http://doi.wiley.com/10.1029/2005GB002591>, 2006.
- Banakar, V., Oba, T., Chodankar, A., Kuramoto, T., Yamamoto, M., and Minagawa, M.: Monsoon related changes in sea surface productivity and water column denitrification in the Eastern Arabian Sea during the last glacial cycle, *Marine Geology*, 219, 99–108, doi:10.1016/j.margeo.2005.05.004, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322705001544>, 2005.
- Barber, R. T., Marra, J., Bidigare, R. C., Codispoti, L. a., Halpern, D., Johnson, Z., Latasa, M., Goericke, R., and Smith, S. L.: Primary productivity and its regulation in the Arabian Sea during 1995, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 48, 1127–1172, doi:10.1016/S0967-0645(00)00134-X, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S096706450000134X>, 2001.
- Bassinot, F. C., 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, *Climate of the Past*, 7, 815–829, doi:10.5194/cp-7-815-2011, <http://www.clim-past.net/7/815/2011/>, 2011.
- Bauer, S., Hitchcock, G. L., and Olson, D. B.: Influence of monsoonally-forced Ekman dynamics upon surface layer depth and plankton biomass distribution in the Arabian Sea, *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 38, 531–553, doi:10.1016/0198-0149(91)90062-K, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/019801499190062K>, 1991.
- Beaufort, L. and Dollfus, D.: Automatic recognition of coccoliths by dynamical neural networks, *Marine Micropaleontology*, 51, 57–73, doi:10.1016/j.marmicro.2003.09.003, 2004.
- Beaufort, L., Lancelot, Camberlin, Cayre, Vincent, Bassinot, and Labeyrie: Insolation cycles as a major control of equatorial indian ocean primary production, *Science (New York, N.Y.)*, 278, 1451–4, <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/9367955>, 1997.
- Beaufort, L., Barbarin, N., and Gally, Y.: Optical measurements to determine the thickness of calcite crystals and the mass of thin carbonate particles such as coccoliths., *Nature protocols*, 9, 633–42, doi:10.1038/nprot.2014.028, <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/24556786>, 2014.

- Böning, P. and Bard, E.: Millennial/centennial-scale thermocline ventilation changes in the Indian Ocean as reflected by aragonite preservation and geochemical variations in Arabian Sea sediments, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 6771–6788, doi:10.1016/j.gca.2009.08.028, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0016703709005365>, 2009.
- Bopp, L., Kohfeld, K. E., Le Quéré, C., and Aumont, O.: Dust impact on marine biota and atmospheric CO<sub>2</sub> during glacial periods, *Paleoceanography*, 18, n/a–n/a, doi:10.1029/2002PA000810, <http://doi.wiley.com/10.1029/2002PA000810>, 2003.
- Braconnot, P., Marzin, C., Grégoire, L., Mosquet, E., and Marti, O.: Monsoon response to changes in Earth's orbital parameters: comparisons between simulations of the Eemian and of the Holocene, *Climate of the Past Discussions*, 4, 459–493, doi:10.5194/cpd-4-459-2008, <http://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00330744/http://www.clim-past-discuss.net/4/459/2008/>, 2008.
- Braconnot, P., Harrison, S. P., Kageyama, M., Bartlein, P. J., Masson-Delmotte, V., Abe-Ouchi, A., Otto-Bliesner, B., and Zhao, Y.: Evaluation of climate models using palaeoclimatic data, *Nature Climate Change*, 2, 417–424, doi:10.1038/nclimate1456, <http://www.nature.com/nclimate/journal/vaop/ncurrent/full/nclimate1456.html><http://www.nature.com/doi/finder/10.1038/nclimate1456>, 2012.
- Caley, T., Malaizé, B., Zaragosi, S., Rossignol, L., Bourget, J., Eynaud, F., Martinez, P., Giraudeau, J., Charlier, K., and Ellouz-Zimmermann, N.: New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian monsoon, *Earth and Planetary Science Letters*, 308, 433–444, doi:10.1016/j.epsl.2011.06.019, <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.019><http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X11003785>, 2011.
- Christensen, J. H., Kanikicharla, K. K., Marshall, G., and Turner, J.: Climate phenomena and their relevance for future regional climate change, 2013.
- Clemens, S. C. and Prell, W. L.: A 350,000 year summer-monsoon multi-proxy stack from the Owen Ridge, Northern Arabian Sea, *Marine Geology*, 201, 35–51, doi:10.1016/S0025-3227(03)00207-X, 2003.
- Dufresne, J.-L., Foujols, M.-A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., Balkanski, Y., Bekki, S., Belenger, H., Benshila, R., Bony, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Cheruy, F., Codron, F., Cozic, A., Cugnet, D., de Noblet, N., Duvel, J.-P., Ethé, C., Fairhead, L., Fichet, T., Flavoni, S., Friedlingstein, P., Grandpeix, J.-Y., Guez, L., Guilyardi, E., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Idelkadi, A., Ghattas, J., Joussaume, S., Kageyama, M., Krinner, G., Labetoulle, S., Lahellec, A., Lefebvre, M.-P., Lefevre, F., Levy, C., Li, Z. X., Lloyd, J., Lott, F., Madec, G., Mancip, M., Marchand, M., Masson, S., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Musat, I., Parouty, S., Polcher, J., Rio, C., Schulz, M., Swingedouw, D., Szopa, S., Talandier, C., Terray, P., Viovy, N., and Vuichard, N.: Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: from CMIP3 to CMIP5, *Climate Dynamics*, 40, 2123–2165, doi:10.1007/s00382-012-1636-1, <http://link.springer.com/10.1007/s00382-012-1636-1>, 2013.
- Emeis, K.-C., Anderson, D. M., Dooze, H., Kroon, D., and Schulz-Bull, D.: Sea-Surface Temperatures and the History of Monsoon Upwelling in the Northwest Arabian Sea during the Last 500,000 Years, *Quaternary Research*, 43, 355–361, doi:10.1006/qres.1995.1041, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0033589485710411>, 1995.
- Fichet, T. and Maqueda, M. A. M.: Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102, 12 609–12 646, doi:10.1029/97JC00480, <http://doi.wiley.com/10.1029/97JC00480>, 1997.

- Findlater, J.: A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 95, 362–380, doi:10.1002/qj.49709540409, <http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49709540409>, 1969.
- Fleitmann, D., Burns, S. J., Mangini, A., Mudelsee, M., Kramers, J., Villa, I., Neff, U., Al-Subbary, A. A., Buettner, A., Hippler, D., and Matter, A.: Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra), *Quaternary Science Reviews*, 26, 170–188, doi:10.1016/j.quascirev.2006.04.012, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0277379106002265>, 2007.
- Goswami, B. N., Madhusoodanan, M. S., Neema, C. P., and Sengupta, D.: A physical mechanism for North Atlantic SST influence on the Indian summer monsoon, *Geophysical Research Letters*, 33, L02 706, doi:10.1029/2005GL024803, <http://doi.wiley.com/10.1029/2005GL024803>, 2006.
- Hourdin, F., Foujols, M.-A., Codron, F., Guemas, V., Dufresne, J.-L., Bony, S., Denvil, S., Guez, L., Lott, F., Ghattas, J., Braconnot, P., Marti, O., Meurdesoif, Y., and Bopp, L.: Impact of the LMDZ atmospheric grid configuration on the climate and sensitivity of the IPSL-CM5A coupled model, *Climate Dynamics*, 40, 2167–2192, doi:10.1007/s00382-012-1411-3, <http://link.springer.com/10.1007/s00382-012-1411-3>, 2013.
- Ivanova, E., Schiebel, R., Singh, A. D., Schmiedl, G., Niebler, H.-S., and Hemleben, C.: Primary production in the Arabian Sea during the last 135 000 years, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 197, 61–82, doi:10.1016/S0031-0182(03)00386-9, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0031018203003869>, 2003.
- 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., and Woillez, M.-N.: Mid-Holocene and Last Glacial Maximum climate simulations with the IPSL model-part I: Comparing IPSL\_CM5A to IPSL\_CM4, *Climate Dynamics*, 40, 2447–2468, doi:10.1007/s00382-012-1488-8, 2013.
- Keen, T. R., Kindle, J. C., and Young, D. K.: The interaction of southwest monsoon upwelling, advection and primary production in the northwest Arabian Sea, *Journal of Marine Systems*, 13, 61–82, doi:10.1016/S0924-7963(97)00003-1, 1997.
- Koné, V., Aumont, O., Lévy, M., and Resplandy, L.: Physical and biogeochemical controls of the phytoplankton seasonal cycle in the Indian Ocean: A modeling study, *Ocean Biogeochemical*, pp. 147–166, doi:10.1029/2008GM000700, [http://www.lodyc.jussieu.fr/~marina/PUBLI/Kone\[\\_\]GMS\[\\_\]2009.pdf](http://www.lodyc.jussieu.fr/~marina/PUBLI/Kone[_]GMS[_]2009.pdf)<http://doi.wiley.com/10.1029/2008GM000700><http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2008GM000700/summary>, 2009.
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S., and Prentice, I. C.: A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, *Global Biogeochemical Cycles*, 19, n/a–n/a, doi:10.1029/2003GB002199, <http://doi.wiley.com/10.1029/2003GB002199>, 2005.
- Lee, C. M., Jones, B. H., Brink, K. H., and Fischer, A. S.: The upper-ocean response to monsoonal forcing in the Arabian Sea: Seasonal and spatial variability, *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 47, 1177–1226, doi:10.1016/S0967-0645(99)00141-1, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0967064599001411>, 2000.

- Lévy, M., Shankar, D., André, J.-M., Shenoi, S. S. C., Durand, F., and de Boyer Montégut, C.: Basin-wide seasonal evolution of the Indian Ocean's phytoplankton blooms, *Journal of Geophysical Research*, 112, C12 014, doi:10.1029/2007JC004090, <http://doi.wiley.com/10.1029/2007JC004090>, 2007.
- Licciardi, J. M., Clark, P. U., Jenson, J. W., and MacAyeal, D. R.: Deglaciation of soft-bedded Laurentide Ice Sheet, *Quaternary Science Reviews*, 17, 427–448, doi:10.1016/S0277-3791(97)00044-9, 1998.
- Luther, M. E., O'Brien, J. J., and Prell, W. L.: Variability in upwelling fields in the northwestern Indian Ocean 1. Model experiments for the past 18,000 years, *Paleoceanography*, 5, 433–445, doi:10.1029/PA005i003p00433, <http://doi.wiley.com/10.1029/PA005i003p00433>, 1990.
- Madec, G.: NEMO\_book\_v3\_3, Manual, pp. 1–332, <http://www.nemo-ocean.eu/About-NEMO/Reference-manuals>, 2011.
- Marzin, C. and Braconnot, P.: Variations of Indian and African monsoons induced by insolation changes at 6 and 9.5 kyr BP, *Climate Dynamics*, 33, 215–231, doi:10.1007/s00382-009-0538-3, <http://link.springer.com/10.1007/s00382-009-0538-3>, 2009.
- Marzin, C., Braconnot, P., and Kageyama, M.: Relative impacts of insolation changes, meltwater fluxes and ice sheets on African and Asian monsoons during the Holocene, *Climate Dynamics*, 41, 2267–2286, doi:10.1007/s00382-013-1948-9, <http://link.springer.com/10.1007/s00382-013-1948-9>, 2013.
- Masson, V., Braconnot, P., Jouzel, J., de Noblet, N., Cheddadi, R., and Marchal, O.: Simulation of intense monsoons under glacial conditions, *Geophysical Research Letters*, 27, 1747–1750, doi:10.1029/1999GL006070, <http://doi.wiley.com/10.1029/1999GL006070>, 2000.
- McCreary, J. P., Murtugudde, R., Vialard, J., Vinayachandran, P. N., Wiggert, J. D., Hood, R. R., Shankar, D., and Shetye, S.: Biophysical processes in the Indian Ocean, in: *Indian Ocean Biogeochemical Processes and Ecological Variability*, pp. 9–32, doi:10.1029/2008GM000768, <http://doi.wiley.com/10.1029/2008GM000768>, 2009.
- Mooley, D. A. and Parthasarathy, B.: Fluctuations in all-India summer monsoon rainfall during 1871–1978, *Climatic Change*, 6, 287–301, 1984.
- Murtugudde, R., Seager, R., and Thoppil, P.: Arabian Sea response to monsoon variations, *Paleoceanography*, 22, n/a–n/a, doi:10.1029/2007PA001467, <http://doi.wiley.com/10.1029/2007PA001467>, 2007.
- Pausata, F. S. R., Li, C., Wettstein, J. J., Kageyama, M., and Nisancioglu, K. H.: The key role of topography in altering North Atlantic atmospheric circulation during the last glacial period, *Climate of the Past*, 7, 1089–1101, doi:10.5194/cp-7-1089-2011, <http://www.clim-past.net/7/1089/2011/>, 2011.
- Peltier, W. R., Argus, D. F., and Drummond, R.: Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G\_C (VM5a) model, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120, 450–487, doi:10.1002/2014JB011176, <http://doi.wiley.com/10.1002/2014JB011176>, 2015.
- Prasanna Kumar, S., Madhupratap, M., Dileep Kumar, M., Gauns, M., Muraleedharan, P. M., Sarma, V. V. S. S., and De Souza, S. N.: Physical control of primary productivity on a seasonal scale in central and eastern Arabian Sea, *Proceedings of the Indian Academy of Sciences, Earth and Planetary Sciences*, 109, 433–441, doi:10.1007/BF02708331, 2000.
- Prasanna Kumar, S., Madhupratap, M., Dileep Kumar, M., Muraleedharan, P. M., De Souza, S. N., Gauns, M., and Sarma, V. V. S. S.: High biological productivity in the central Arabian Sea during the summer monsoon driven by Ekman pumping and lateral advection, *Current Science*, 81, 1633–1638, 2001.

- Prell, W. L., Murray, D. W., Clemens, S. C., and Anderson, D. M.: Evolution and variability of the Indian Ocean summer monsoon: Evidence from the western Arabian sea drilling program, in: *Geophysical Monograph Series*, vol. 70, pp. 447–469, doi:10.1029/GM070p0447, <http://www.agu.org/books/gm/v070/GM070p0447/GM070p0447.shtml><http://doi.wiley.com/10.1029/GM070p0447>, 1992.
- Resplandy, L., Lévy, M., Madec, G., Pous, S., Aumont, O., and Kumar, D.: Contribution of mesoscale processes to nutrient budgets in the Arabian Sea, *Journal of Geophysical Research*, 116, C11007, doi:10.1029/2011JC007006, <http://doi.wiley.com/10.1029/2011JC007006>, 2011.
- Rostek, F., Bard, E., Beaufort, L., Sonzogni, C., and Ganssen, G.: Sea surface temperature and productivity records for the past 240 kyr in the Arabian Sea, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 44, 1461–1480, doi:10.1016/S0967-0645(97)00008-8, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0967064597000088>, 1997.
- Ruddiman, W. F.: What is the timing of orbital-scale monsoon changes?, *Quaternary Science Reviews*, 25, 657–658, doi:10.1016/j.quascirev.2006.02.004, 2006.
- Sandeep, S. and Ajayamohan, R. S.: Poleward shift in Indian summer monsoon low level jetstream under global warming, *Climate Dynamics*, 45, 337–351, doi:10.1007/s00382-014-2261-y, <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-014-2261-y>, 2014.
- Schott, F. a. and McCreary, J. P.: The monsoon circulation of the Indian Ocean, *Progress in Oceanography*, 51, 1–123, doi:10.1016/S0079-6611(01)00083-0, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0079661101000830>, 2001.
- Séférian, R., Bopp, L., Gehlen, M., Orr, J. C., Ethé, C., Cadule, P., Aumont, O., Salas y Méliá, D., Voldoire, A., and Madec, G.: Skill assessment of three earth system models with common marine biogeochemistry, *Climate Dynamics*, 40, 2549–2573, doi:10.1007/s00382-012-1362-8, <http://link.springer.com/10.1007/s00382-012-1362-8>, 2013.
- Sirocko, F., Sarnthein, M., Lange, H., and Erlenkeuser, H.: Atmospheric summer circulation and coastal upwelling in the Arabian Sea during the Holocene and the last glaciation, *Quaternary Research*, 36, 72–93, doi:10.1016/0033-5894(91)90018-Z, <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/003358949190018Z>, 1991.
- Sperber, K. R., Annamalai, H., Kang, I.-S., Kitoh, A., Moise, A., Turner, A., Wang, B., and Zhou, T.: The Asian summer monsoon: an intercomparison of CMIP5 vs. CMIP3 simulations of the late 20th century, *Climate Dynamics*, 41, 2711–2744, doi:10.1007/s00382-012-1607-6, <http://link.springer.com/10.1007/s00382-012-1607-6>, 2013.
- Storey, M., Roberts, R. G., and Saidin, M.: Astronomically calibrated  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age for the Toba supereruption and global synchronization of late Quaternary records, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109, 18684–18688, doi:10.1073/pnas.1208178109, <http://www.pnas.org/content/109/46/18684.abstract><http://www.pnas.org/content/109/46/18684.full.pdf><http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1208178109>, 2012.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A.: An Overview of CMIP5 and the Experiment Design, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, 485–498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1, <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>, 2012.

- Valcke, S.: The OASIS3 coupler: a European climate modelling community software, *Geoscientific Model Development Discussions*, 5, 2139–2178, doi:10.5194/gmdd-5-2139-2012, <http://www.geosci-model-dev-discuss.net/5/2139/2012/>, 2012.
- Wiggert, J. D., Hood, R. R., Banse, K., and Kindle, J. C.: Monsoon-driven biogeochemical processes in the Arabian Sea, *Progress in Oceanography*, 65, 176–213, doi:10.1016/j.pocean.2005.03.008, 2005.
- Willez, M.-N., Levavasseur, G., Daniau, A.-L., Kageyama, M., Urrego, D. H., Sánchez-Goñi, M.-F., and Hahn, V.: Impact of precession on the climate, vegetation and fire activity in southern Africa during MIS4, *Climate of the Past*, 10, 1165–1182, doi:10.5194/cp-10-1165-2014, <http://www.clim-past.net/10/1165/2014/>, 2014.
- Yessad, K.: Full-pos in the cycle 43 of APEGE/IFS, Tech. rep., <http://www.cnrm-game-meteo.fr/gmapdoc/IMG/pdf/ykfpos43.pdf>, 2016.
- Zhang, H.-M.: Blended and gridded high resolution global sea surface wind speed and climatology from multiple satellites: 1987–present, in: American Meteorological Society 2006 Meeting, 2006.
- Ziegler, M., Lourens, L. J., Tuenter, E., Hilgen, F., Reichert, G. J., and Weber, N.: Precession phasing offset between Indian summer monsoon and Arabian Sea productivity linked to changes in Atlantic overturning circulation, *Paleoceanography*, 25, 1–16, doi:10.1029/2009PA001884, 2010.

### 3.2.2 Conclusions

Dans cette étude, nous avons montré que, dans nos simulations, une mousson indienne plus intense, résultant principalement d'une insolation d'été boréal plus forte dans l'hémisphère nord, ne garantit pas une productivité d'été plus forte en mer d'Arabie, contrairement au paradigme communément accepté. Il apparaît que la structure de la mousson, caractérisée par la position du barycentre de la dépression sur le continent (détails du calcul en Annexe B), a un impact sur la production primaire. En effet, l'upwelling côtier généré par l'intensité du vent parallèle à la côte, et le pompage d'Ekman généré par l'intensité du rotationnel du vent, contribuent à faire remonter des eaux froides et riches en nutriments depuis la subsurface vers la surface. Ces deux mécanismes contrôlent donc l'intensité de la production primaire en mer d'Arabie.

Nous avons montré que l'intensité des vents est principalement modulée par les paramètres astronomiques tandis que l'intensité du rotationnel du vent est influencé à la fois par les paramètres astronomiques et par la présence des calottes de glace. De plus, le barycentre de la SLPa-5 se déplace vers le nord lorsque la mousson est plus forte et vers l'est lorsque les calottes de glace sont grandes.

Finalement, nous avons montré que la productivité exportée se compare mieux aux données de paléo-productivité que la productivité simulée totale. Nous mettons ainsi en évidence un rôle clef des processus de la colonne d'eau sur le signal enregistré dans le sédiment.

A la lumière de ces résultats, nous sommes amenés à nous demander quels processus de la colonne d'eau sont responsables des différences entre la productivité totale et la productivité exportée dans nos simulations. Comment expliquer une différence glaciaire-interglaciaire plus grande dans le signal exporté que dans le signal intégré de productivité? Toujours dans un soucis de comparer les résultats de modèles aux données, on peut aussi se demander si les relations de calibration, permettant de reconstruire la paléo-productivité, établies en climat actuel restent valables pour des climats différents de l'actuel.

Nous avons souligné l'importance de la structure de la mousson. Cette dernière semble répondre aux variations de la couverture de glace dans l'hémisphère nord. Comment les calottes de glace de l'hémisphère nord modifient-elles la mousson indienne? Quels caractéristiques des calottes (albédo/topographie) influencent le plus le climat des tropiques

et en particulier la mousson indienne ?

Enfin, dans notre étude [LE MÉZO et al., 2016] nous avons principalement discuté des changements climatiques de l'hémisphère nord. Comment les variations dans l'hémisphère sud peuvent modifier le signal de productivité en mer d'Arabie ?

Dans la suite de ce chapitre, nous allons tenter d'apporter des réponses à chacune de ces questions en commençant par la comparaison modèle-données, puis en s'intéressant à l'effet des calottes de glace et enfin à la circulation océanique de l'hémisphère sud.

### 3.3 Développements et perspectives

#### 3.3.1 Comparaison modèle-données

Dans la section 3.2.1, nous avons mis en évidence que la production marine exportée simulée par le modèle est en meilleur accord avec les reconstructions de productivité marine que la productivité marine totale (TPP) simulée. En effet, l'export de carbone montre une séparation entre climat glaciaire et climat interglaciaire plus nette que la TPP (Fig. 12 de LE MÉZO et al. [2016]).

Dans cette partie, nous allons essayer dans un premier temps de comprendre par quels mécanismes la productivité exportée peut différer de la productivité totale. Ensuite, nous analyserons la relation de calibration ayant servi à la reconstruction de la productivité dans LE MÉZO et al. [2016]. Nous chercherons en particulier à savoir si elle est restée la même dans les différents climats glaciaires et interglaciaires étudiés dans la section précédente.

#### Productivité exportée

Nous avons vu que l'écart de productivité exportée à 100 m entre les simulations EH et LGM est plus marqué que l'écart de TPP. Dans la suite, on s'intéressera donc aux différences entre productivité totale et exportée de ces deux simulations.

Les disparités entre productivité totale et exportée sont dues aux processus ayant lieu dans la colonne d'eau (Fig. 1.15). La plupart des composants organiques des particules étant transformées en leurs composés inorganiques dans les 100 premiers mètres de l'océan (e.g. TURNER [2015]), on ne s'intéresse qu'à la production exportée à 100 m (EXP),

censée être représentative de la matière organique qui pourra potentiellement atteindre le fond de l'océan. Pour plus de cohérence, on regarde aussi la TPP intégrée dans les 100 premiers mètres de l'océan et non plus sur toute la colonne d'eau. Les résultats obtenus avec la productivité intégrée sur 0-100 m ou sur toute la colonne d'eau varient peu entre eux (non montré).

La figure 3.3 représente le changement de TPP, d'EXP et d'e-ratio, qui est le rapport  $EXP/TPP$  et qui caractérise l'efficacité de la pompe biologique, en été boréal dans l'océan indien. Les cartes de TPP et d'EXP sont assez similaires (Fig. 3.3a-b,d-e). On remarque qu'au niveau de la pointe de la Somalie et dans l'ouest de la Baie du Bengale, l'export diminue moins que la TPP dans la simulation EH par rapport à CTRL (fig. 3.3a,b). À l'inverse, dans certaines zones du sud de l'océan indien, l'augmentation de TPP est plus grande que celle de l'export entre EH et CTRL (Fig. 3.3a,b). Ces différences entre EXP et TPP sont mises en évidence sur la carte de e-ratio qui augmente dans l'ouest de la mer d'Arabie et de la Baie du Bengale et qui diminue dans certaines zones du sud de l'océan indien (Fig 3.3c). Dans la simulation LGM, l'export augmente globalement par rapport à CTRL dans la mer d'Arabie et dans l'océan indien équatorial tandis que la TPP montre une diminution dans l'ouest et une augmentation dans l'est de la mer d'Arabie et la bande équatoriale par rapport à CTRL (Fig. 3.3d,e). Cela résulte en un e-ratio qui augmente en mer d'Arabie, en particulier dans l'ouest, et dans l'océan équatorial ouest dans LGM par rapport à CTRL (Fig. 3.3f).

Ces résultats mettent en évidence que les changements de TPP contribuent fortement aux changements d'export dans nos simulations. En particulier, on remarque que les changements d'export et de TPP sont du même signe dans EH mais avec des intensités différentes (Fig. 3.3a-c). Cependant, au LGM il y a des régions où les changements de productivité totale et exportée ne sont pas du même signe (dans l'ouest de la mer d'Arabie et de l'océan indien équatorial) (Fig. 3.3d-f).

LAUFKÖTTER et al. [2013] montrent que l'export est principalement déterminé par la productivité. Les auteurs mettent aussi en évidence d'autres processus affectant la quantité de matière exportée :

- La structure de l'écosystème qui influence la contribution à l'un ou l'autre des grou-

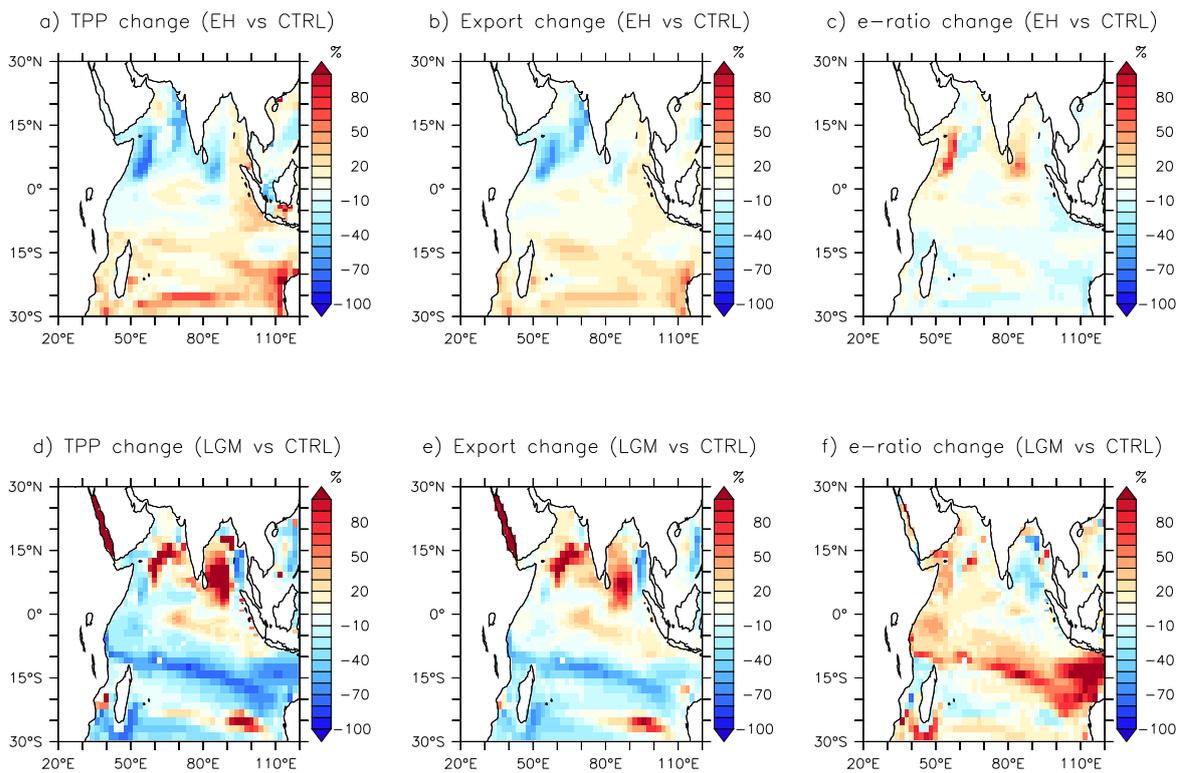


FIGURE 3.3 – Changements (%) par rapport à la simulation CTRL de a,d) la productivité primaire totale intégrée sur 0-100 m (TPP), b,e) la productivité exportée à 100 m (EXP) et c,f) du e-ratio, en été boréal (JJAS) dans les simulations EH et LGM, respectivement.

pes de particules qui ne chutent pas à la même vitesse. Par exemple, s'il y a une production plus importante de diatomées par rapport au nano-phytoplancton alors on pourra avoir une productivité exportée plus importante car les diatomées, particules plus lourdes, sédimentent plus vite. A même valeur de TPP l'export peut être plus grand.

- La température affecte le taux de croissance du phytoplancton et du zooplancton ce qui peut modifier leur biomasse et donc l'export. D'autre part, une température plus élevée favorise la reminéralisation et donc diminue l'export.
- Selon que l'on se trouve dans des zones peu ou très productives, les phénomènes d'agrégation et de broutage auront aussi des impacts différents sur l'export de matière organique.

On peut donc se demander lesquels de ces processus permettent d'expliquer pourquoi l'export dans nos simulations diffère de la TPP.

La première hypothèse que nous allons explorer est celle de la structure de l'écosystème. Sur la figure 3.4, on représente la fraction de TPP due à la productivité des diatomées dans la simulation CTRL et le changement de cette fraction dans les simulations EH et LGM. On nomme cette fraction, d-ratio tel que  $d\text{-ratio} = PP_{diat} / (PP_{diat} + PP_{nano})$ , où  $PP_{diat}$  est la productivité associée aux diatomées et  $PP_{nano}$  la productivité associée au nano-phytoplancton. Le d-ratio en été boréal dans la simulation CTRL met en évidence une forte proportion des diatomées le long de la côte de Somalie et de la péninsule arabique, autour de la pointe de l'Inde et dans la Baie du Bengale (Fig. 3.4a). La plupart des zones où le d-ratio est positif correspond à des zones où il y a des remontées d'eaux froides riches en provenance de la subsurface (e.g. upwelling côtier et équatorial, suction d'Ekman) (Fig. 3.4a). Ce résultat concorde avec l'étude de [ABRANTES et al. \[2016\]](#) dans laquelle les auteurs montrent que les diatomées dominent la biomasse phytoplanktonique dans les zones d'upwelling côtier.

Le changement de d-ratio entre les simulations EH et CTRL montre une diminution de la proportion de diatomées en mer d'Arabie en été boréal (sauf dans le nord-est) ainsi que dans l'ouest de la Baie du Bengale et le long de la côte Somalienne (Fig. 3.4b). Le changement de d-ratio en mer d'Arabie est très similaire au changement de TPP (Figs. 3.4b et 3.3a). Ce résultat est cohérent avec notre étude dans laquelle nous avons montré une diminution de l'upwelling et du pompage d'Ekman en mer d'Arabie. En revanche, une

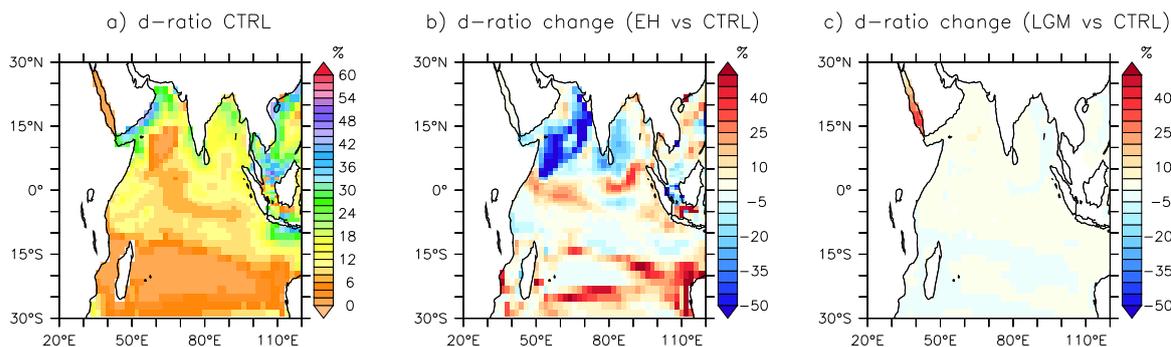


FIGURE 3.4 – a) Moyenne saisonnière du d-ratio dans la simulation CTRL et changement moyen du d-ratio entre les simulations b) EH et CTRL et c) LGM et CTRL en été boréal (JJAS) dans l'océan indien.

diminution de la quantité de diatomée implique un export plus faible car les diatomées sont plus denses et sédimentent plus rapidement que le nano-phytoplancton. Or, nous avons vu sur la figure 3.3c, que l'efficacité de l'export, le e-ratio, est augmentée le long de la côte de la Somalie et dans l'ouest de la Baie du Bengale par exemple. Le changement de structure lié aux diatomées ne permet donc pas d'expliquer les différences entre TPP et EXP dans ces zones particulières.

Dans le cas de la simulation LGM, la proportion de diatomée est quasiment identique à celle de la simulation CTRL (Fig. 3.4c). La proportion de productivité des diatomées par rapport au nano-phytoplancton ne semble pas être la cause des différences entre l'export et la productivité totale dans l'océan indien.

Dans le modèle, la productivité est le produit de la biomasse par la croissance [AUMONT et al., 2015]. Il est donc possible que la productivité diminue même si la biomasse augmente, si le taux de croissance diminue suffisamment, ce qui peut en particulier être lié à la pression de prédation. Sur la figure 3.5, on représente les changements de la productivité, de la biomasse, du taux de croissance, des termes de limitation et de régulation pour les diatomées et le nano-phytoplancton dans la zone côtière à l'ouest de la mer d'Arabie, dans les simulations EH et LGM par rapport à CTRL. Dans les deux simulations, la productivité diminue en accord avec les cartes a) et d) de la figure 3.3. Pour ce qui est de la biomasse, elle diminue pour les deux groupes phytoplanctoniques dans EH mais seulement pour le nano-phytoplancton dans LGM (Fig. 3.5). La biomasse de diatomées augmente donc au LGM tandis que la biomasse du nano-phytoplancton diminue. Cette différence entre productivité et biomasse peut résulter d'une pression de prédation moins

importante sur les diatomées et donc d'un changement de la structure de l'écosystème à l'échelle du zooplancton.

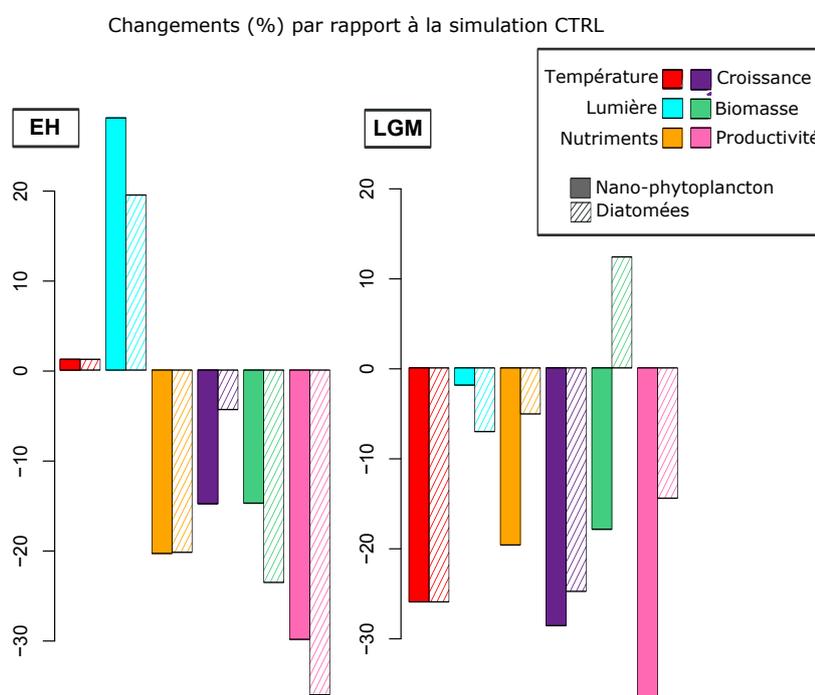


FIGURE 3.5 – Valeur des changements des termes de limitation par la température (rouge), la lumière (cyan), les nutriments (orange), des changements du taux de croissance (violet) de la biomasse phytoplanktonique (vert) et de la productivité du phytoplankton (rose), pour le nano-phytoplankton (couleur pleine) et les diatomées (hachures) dans la zone COAST entre 0-100 m dans l'ouest de la mer d'Arabie, en été boréal (JJAS) dans les simulations EH et LGM par rapport à la simulation CTRL

Dans **PISCES**, la quantité d'organismes producteurs de coquille de carbonate est dépendante des conditions environnementales que sont la température, la lumière et la quantité de nutriments disponibles [AUMONT et al., 2015]. Cette partie du phytoplankton qui calcifie est plus dense et 50% de la matière calcifiante morte est acheminée vers le pool de particules détritiques à grande vitesse de chute dans la colonne d'eau. Ainsi, les variations de biomasse d'organismes calcifiants peuvent induire des différences entre TPP et EXP.

La figure 3.6 représente l'export de calcite à 100 m dans la simulation CTRL et le changement de cet export entre les simulations EH et CTRL et entre les simulations LGM et CTRL. L'export de calcite est similaire à la distribution du d-ratio dans CTRL (Figs. 3.6 et 3.4) et fortement lié de la distribution de la productivité totale (Fig. 3.3). Là où la productivité est

forte, il y a des organismes calcifiants, ce qui ne nous donne pas plus d'informations sur les variations du e-ratio (Fig. 3.3).

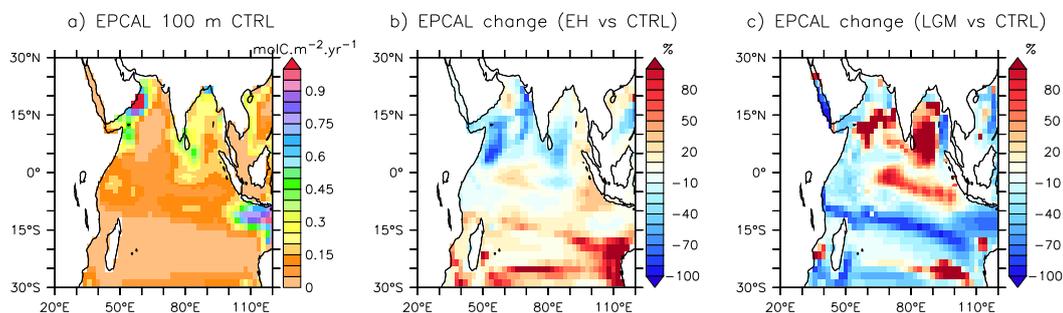


FIGURE 3.6 – a) Moyenne saisonnière de l'export de calcite à 100 m (EPCAL) dans la simulation CTRL et différence relative d'EPCAL entre les simulations b) EH et CTRL et c) LGM et CTRL.

### Conclusions et futurs développements possibles

Dans cette partie sur la différence entre productivité primaire et productivité exportée nous avons vu que l'efficacité de l'export change entre les différents climats. Nous avons tenté d'expliquer ces changements en regardant les variations de la structure de l'écosystème à l'échelle du phytoplancton. Les résultats obtenus montrent que l'abondance relative de la productivité due aux diatomées par rapport à la productivité totale ne nous permet pas d'expliquer les changements de e-ratio. Nous avons analysé l'export de calcite, sans obtenir plus d'informations sur la différence entre export et productivité.

Nous avons mis en évidence que l'export de matière organique est principalement lié à la quantité de productivité primaire comme démontré dans LAUFKÖTTER et al. [2013]. La structure de l'écosystème à l'échelle du phytoplancton explique en partie la différence entre export et productivité pour le LGM.

Nous avons vu dans le Chapitre 1, que la formation des particules de matière organique est amplifiée par le broutage du zooplancton et par l'agrégation de petites particules [GEHLEN et al., 2006; TURNER, 2015]. Pour aller plus loin, il serait intéressant d'analyser la structure de l'écosystème à l'échelle du zooplancton. En effet, l'augmentation de la quantité de biomasse associée aux diatomées dans la simulation LGM suggère un changement dans la pression de prédation par le zooplancton. Ainsi, s'il y a une augmentation de la biomasse du méso-zooplancton par exemple, on peut s'attendre à plus d'export puisque ces organismes produisent des

pelotes fécales plus grandes et leur migration dans la colonne d'eau est un aspect important de l'export de matière vers le fond de l'océan.

Enfin, il serait aussi instructif de s'intéresser aux effets de la température sur les taux métaboliques du phytoplancton, du zooplancton et de son effet sur le processus de reminéralisation. En effet, la diminution de la température, au LGM par exemple (Fig. 3.5), affecte plus les processus hétérotrophes et le taux de reminéralisation que les processus phytoplanctoniques. Si le taux de reminéralisation diminue parce qu'il fait plus froid alors il pourrait y avoir moins de recyclage et donc l'export pourrait être plus efficace.

#### Reconstructions de productivité

Nous avons vu que la relation entre la TPP et l'export à 100 m est différente selon le climat simulé (Fig. 3.3). De plus, les changements de dynamique entre climats suggèrent que les relations que l'on établit à partir des liens entre productivité et paramètres physiques actuels comme la température, servant à reconstruire la variations passées, peuvent aussi varier selon le climat. Ils pourraient donc induire des biais dans les reconstructions.

Dans cette partie, nous avons voulu examiner la relation de calibration établie par [BEAUFORT et al. \[1997\]](#) et utilisée dans [LE MÉZO et al. \[2016\]](#) pour reconstruire la productivité primaire à partir d'assemblages de coccolithophoridés dans l'océan indien.

[BEAUFORT et al. \[1997\]](#) reconstruisent la productivité primaire passée à l'aide d'assemblages de coccolithophoridés. Ils utilisent en particulier l'abondance relative du coccolithophoridé *F. profunda*, qui vit en bas de la couche photique entre 60 et 180 m de profondeur. L'abondance de *F. profunda* est représentative de la quantité de productivité primaire marine en surface et de la profondeur de la nutricline : lorsque la productivité de surface est faible, l'abondance relative de *F. profunda* augmente et inversement.

Dans un premier temps, les auteurs déterminent le pourcentage de *F. profunda*, noté  $F_p$ , à la surface de 96 échantillons sédimentaires marins modernes (Fig. 3.7a). Ensuite, ils utilisent des données satellites de productivité marine pour relier les valeurs de  $F_p$  à la productivité primaire, PP. La relation de calibration ainsi obtenue est :  $PP = 617 - (279 \times \log(F_p + 3))$  [[BEAUFORT et al., 1997](#)]. A partir de cette relation, les assemblages de coccolithophoridés, dans leur carotte sédimentaire MD90-0963 (Fig. 3.7b), permettent de

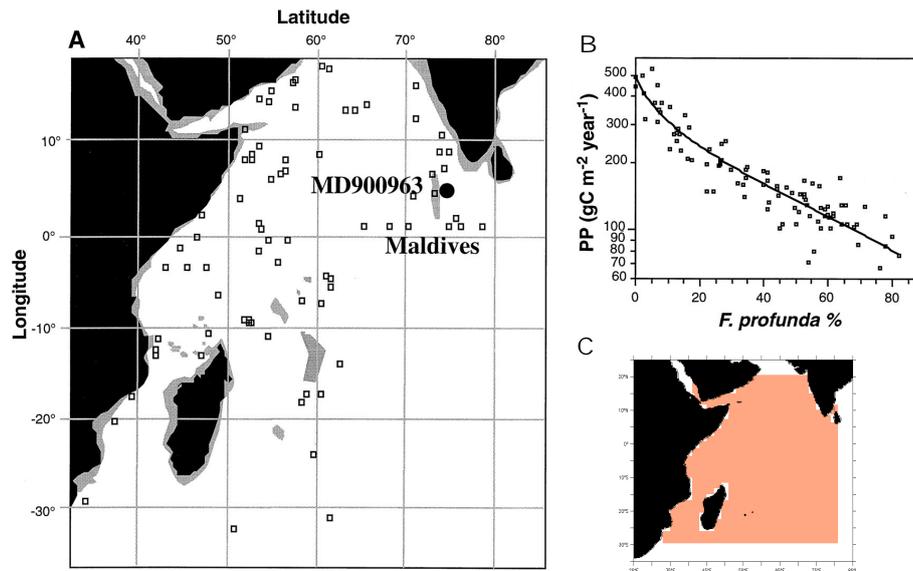


FIGURE 3.7 – a) Localisation des points d'échantillonnage ayant servi à la calibration de la relation entre le pourcentage de *E. profunda*,  $F_p$ , et la productivité primaire, PP dans BEAUFORT et al. [1997] et position de la carotte étudiée dans cette même étude, b) relation de calibration obtenue dans BEAUFORT et al. [1997] et c) région utilisée pour analyser la relation de calibration dans nos différentes simulations.

reconstruire la productivité passée à cet endroit. Nous pouvons tester la robustesse de cette relation de calibration dans nos différents climats simulés. Nous allons donc analyser la relation entre  $F_p$  et PP dans nos différentes simulations dans une région couvrant les zones d'échantillonnage utilisées dans BEAUFORT et al. [1997] (Fig. 3.7c).

On détermine les variables PP et  $F_p$  de la façon suivante :

- PP est défini comme la productivité totale simulée intégrée sur toute la colonne d'eau, censée représenter l'information fournie par les données satellites de BEAUFORT et al. [1997].
- $F_p$  est défini comme le rapport de la moyenne de la productivité du nano-phytoplancton entre 60 m et 180 m de profondeur sur la somme de la productivité du nano-phytoplancton entre la surface et 60 m et entre 60 m et 180 m, multiplié par 100 :

$$F_p = PP_{60-180m}^{nano} / (PP_{60-180m}^{nano} + PP_{0-60m}^{nano}) * 100.$$
 On choisit de regarder la productivité du nano-phytoplancton puisque dans notre modèle, elle comprend la productivité des organismes à tests de carbonate de calcium que sont les coccolithophoridés (Fig. 1.12).

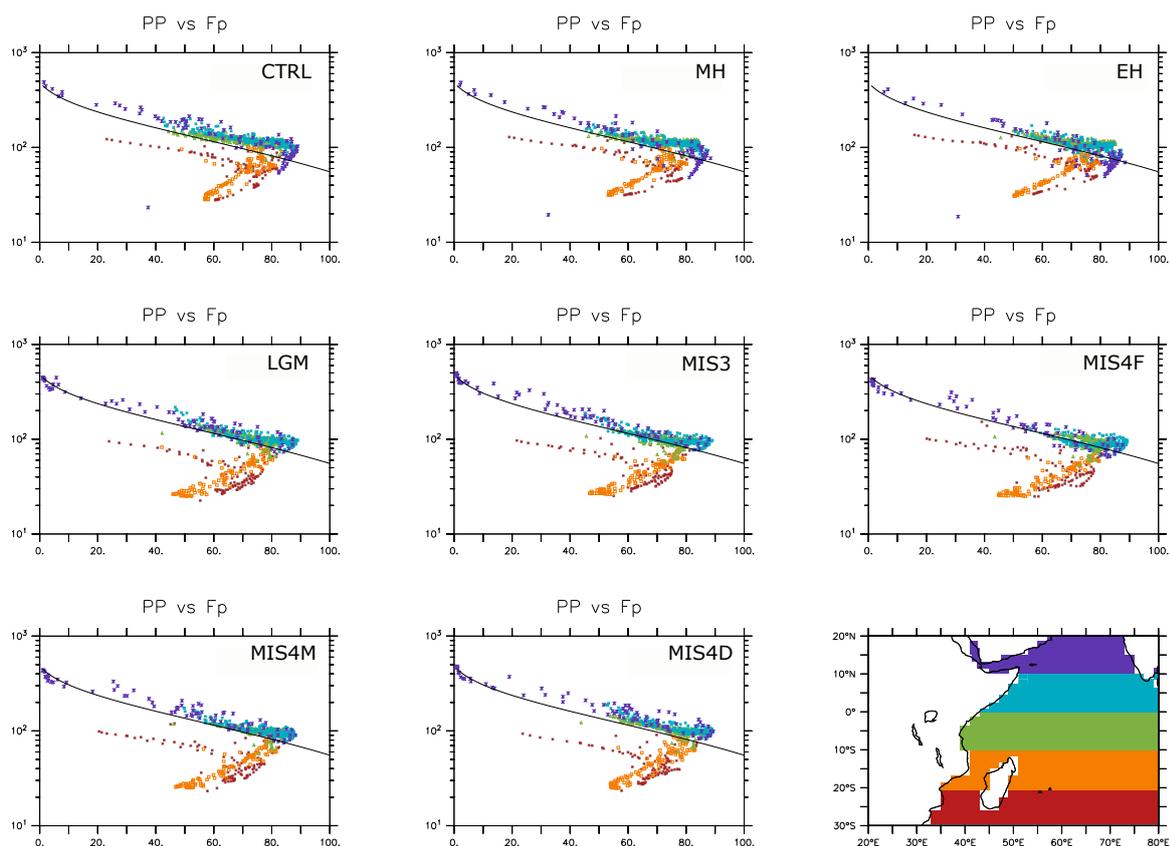


FIGURE 3.8 – Relation entre la moyenne annuelle de la production primaire totale intégrée sur toute la colonne d'eau ( $\text{molC.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ ) et la valeur de  $F_p$  (%) dans l'océan indien (zone en orange sur la figure 3.7c, 774 points) dans les 8 simulations analysées. La courbe noire représente la relation de calibration obtenue dans [BEAUFORT et al., 1997]. Les différentes couleurs indiquent la zone géographique d'origine des points : l'océan indien à été découpé en 5 bandes horizontales de  $10^\circ$  d'épaisseur dont la représentation est donnée sur la dernière figure en bas à droite.

La figure 3.8 représente la relation entre  $F_p$  et PP en moyenne annuelle pour chacun des points de l'océan indien, ce dernier ayant été découpé en 5 bandes horizontales de  $10^\circ$  de latitude chacune (Fig. 3.8, en bas à droite), dans les 8 simulations étudiées. On remarque que les relations sont très similaires entre les différents climats : plus le pourcentage  $F_p$  augmente plus la PP tend à diminuer pour les latitudes comprises entre  $10^\circ\text{S}$  et  $20^\circ\text{N}$  (Fig. 3.8).

Globalement, la relation de calibration (courbe noire sur la figure 3.8) établie par BEAUFORT et al. [1997] reproduit bien les variations de la PP en fonction de  $F_p$ . On remarque qu'il y a des points aberrants par rapport à la relation de calibration sur la figure 3.7b. Ces points, de couleur rouge et orange, correspondent à une PP inférieure à  $100 \text{ gC.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$  et sont représentatifs du sud de l'océan indien entre  $30^\circ\text{S}$  et  $10^\circ\text{S}$  (Fig. 3.8), région où il y

avait peu de points de calibration dans BEAUFORT et al. [1997] (Fig. 3.7a).

### Conclusions et futurs développements possibles

Dans l'ensemble, nos résultats sont cohérents avec la relation dérivée indépendamment par BEAUFORT et al. [1997]. Leur relation de calibration fournit donc une bonne estimation de la relation entre Fp et PP dans les différents climats étudiés. Cependant, on remarque tout de même des petits écarts entre la relation établie et la relation observée dans chacun des climats (Fig. 3.8). Pour aller plus loin dans l'analyse, il serait intéressant de quantifier le biais introduit par l'utilisation de cette calibration dans tous les climats sur la reconstruction de la productivité totale à partir de l'abondance relative Fp. Il est à prendre en compte que l'analyse effectuée ici avec les sorties du modèle est une approximation de ce qui a été réalisé dans BEAUFORT et al. [1997] puisqu'on ne simule pas explicitement la biomasse des coccolithophoridés. Ainsi, il est normal que la relation de calibration de BEAUFORT et al. [1997] diffère de la relation obtenue dans la simulation CTRL notamment. Afin de tester de façon plus robuste l'introduction de biais lié à l'utilisation d'une même relation de calibration dans tous les climats, il faudrait déterminer cette relation pour la simulation CTRL et regarder comment cette relation s'accorde avec les variations des autres simulations.

Dans cette analyse, nous avons regardé les moyennes annuelles de PP et de Fp mais nous avons vu dans le chapitre 1 que la saisonnalité est importante dans la région et dans LE MÉZO et al. [2016] que les relations saisonnières varient entre les climats. Lorsque l'on regarde à présent les variations de PP en fonction de Fp pour tous les points de la région ainsi que pour tous les mois de l'année, la correspondance avec la relation de calibration de BEAUFORT et al. [1997] se dégrade (Fig. 3.9). Cela suggère donc un effet de la variabilité temporelle sur le lien entre Fp et PP, lien qui peut introduire un biais lors de la reconstruction de la PP. Il serait donc aussi intéressant d'étudier les effets de la calibration en relation avec les changements saisonniers ou les changements inter-annuels.

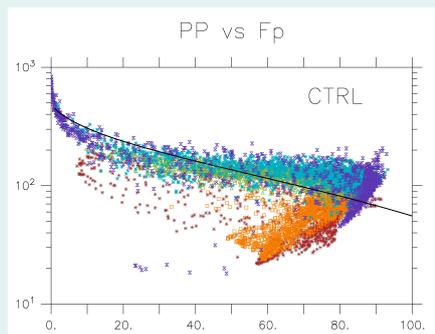


FIGURE 3.9 – Relation entre PP ( $\text{molC.m}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ ) et Fp (%) pour tous les points de la région (en orange sur la figure 3.7c) et pour tous les mois de l'année (un cycle saisonnier par point géographique).

Pour finir, la relation entre PP et Fp varie spatialement (Fig. 3.8). On le remarque notamment avec les points rouges et oranges des courbes de la figure 3.8 qui sont totalement incohérent avec la relation de calibration. Ceci implique que la calibration est fortement dépendante de la région sur laquelle elle est effectuée et on ne peut ainsi pas l'utiliser dans d'autres zones océaniques voir dans la totalité du bassin initial. Une étude sur la dépendance spatiale de la relation de calibration est à envisager.

### 3.3.2 Effet des calottes de glaces sur la mousson indienne

Dans la section 3.2.1, nous avons vu que la présence de calottes de glace plus grandes qu'à l'actuel dans l'hémisphère nord a pour effet de modifier la structure de la mousson indienne. Dans cette partie, on utilise des simulations d'atmosphère seule pour comprendre les impacts des changements de topographie et/ou de l'albédo des calottes sur la mousson.

La première sous-section décrit les effets connus d'une calotte de glace sur la circulation atmosphérique, la seconde sous-section décrit les simulations utilisées et la troisième sous-section détaille les effets des différentes configurations de calottes sur les caractéristiques de la mousson indienne.

#### Interactions calottes-circulation atmosphérique

Les calottes de glace interagissent avec la circulation atmosphérique via leur topographie et leur albédo. La topographie des calottes perturbe directement la circulation

atmosphérique en modifiant la direction et l'intensité des ondes planétaires [KAGEYAMA et VALDES, 2000; LI et BATTISTI, 2008], le fort albédo des calottes modifie le bilan énergétique local [BRACONNOT et KAGEYAMA, 2015].

MANABE et BROCCOLI [1985] et KUTZBACH et GUETTER [1986] montrent une influence de la calotte nord-américaine sur le climat via le vent moyen. PAUSATA et al. [2011] mettent en évidence une modification du courant jet nord Atlantique en lien avec la hauteur des calottes de glace de l'hémisphère nord (HN). En plus de la position, la vitesse du jet est aussi modifiée par la présence de calottes de glace [BEGHIN et al., 2015; LI et BATTISTI, 2008; ULLMAN et al., 2014].

Les modifications thermiques induites par les calottes de glace provoquent des changements importants de la circulation atmosphérique (e.g. NICHOLSON et FLOHN [1980]). La présence d'une calotte de glace dans l'HN diminue la température aux hautes latitudes, via l'effet de l'albédo, ce qui augmente le gradient de température équateur-pôle. Ce gradient étant plus fort, les vents d'ouest s'intensifient, la cellule de Hadley est plus intense et plus étroite et la position du maximum subtropical de la SLP est modifiée [NICHOLSON et FLOHN, 1980]. LU et al. [2007] montrent notamment qu'un réchauffement du climat induit une expansion de la cellule de Hadley. Actuellement, le gradient de température équateur-pôle est plus fort dans l'hémisphère sud, ce qui induit des vents plus intenses que dans l'HN et un équateur météorologique localisé dans ce dernier. La présence d'une calotte de glace dans l'HN, réduit le contraste entre les deux hémisphères, en augmentant le gradient de température de l'HN, et ramène donc l'équateur météorologique vers le sud [NICHOLSON et FLOHN, 1980].

En outre, des conditions de surface plus froides en présence de calottes glaciaires affectent la stabilité de la colonne atmosphérique avec notamment, des effets sur la précipitation via la quantité d'humidité que peut contenir l'air, qui diminue avec la température. BEGHIN et al. [2015] montrent un fort impact de l'altitude de la calotte nord-atlantique sur le courant jet atlantique mais la connexion vers les tropiques n'a pas encore été analysée.

### **Description des simulations**

Afin d'évaluer les effets des calottes de glace (hauteur et albédo) sur la mousson indienne, on utilise des simulations du modèle d'atmosphère, LMDZ, forcé à la surface océanique par 60 ans de simulation du DMG du modèle couplé IPSL-CM5A [BEGHIN et al., 2015; KAGEYAMA et al., 2013]. Parmi les forçages, communs à toutes les simulations,

TABLEAU 3.1 – Expériences réalisées avec le modèle d’atmosphère seul **LMDZ**. DMG = Dernier Maximum Glaciaire et PI = Pré-Industriel.

Nom de l’expérience	Insolation, SST et GHG	Calotte nord-américaine		Calotte eurasienne	
		Albédo	Topographie	Albédo	Topographie
Algm	DMG	DMG	DMG	DMG	DMG
AnoEU	DMG	DMG	DMG	PI	PI
Aalb	DMG	DMG	PI	PI	PI
Actrl	DMG	PI	PI	PI	PI

on retrouve : la température de surface de l’océan, le masque terre-mer, les paramètres astronomiques et les concentrations en gaz à effet de serre. Ces champs communs sont issus de la simulation lgm8 utilisée comme situation initiale de notre simulation LGM décrite en section 2.3 page 82. Les champs qui diffèrent entre les simulations sont l’altitude des calottes de glace et leur albédo (Fig. 3.10) [BEGHIN et al., 2015]. On utilise 4 simulations (Tableau 3.1) :

**Algm** incluant les calottes nord-américaine et eurasienne du **DMG** (topographie et albédo). C’est la configuration de calottes de la simulation couplée LGM (section 2.3)

**AnoEU** où l’on a retiré la calotte eurasienne (topographie et albédo)

**Aalb** où l’on a retiré la calotte eurasienne (topographie et albédo) et la calotte nord-américaine (topographie seulement) en préservant son albédo.

**Actrl** où l’on a retiré les deux calottes et leur albédo. C’est la configuration de calottes de la simulation CTRL (section 2.3).

Cet ensemble de simulations, déjà utilisé et décrit en détail dans BEGHIN et al. [2015], nous permet d’évaluer la sensibilité de la circulation atmosphérique à la calotte eurasienne ainsi qu’à la topographie et à l’albédo de la calotte nord-américaine. On analyse le cycle saisonnier moyen, la moyenne étant calculée à partir des 50 dernières années de chaque simulation.

### Modifications de la structure et de l’intensité de la mousson

Dans la section 3.2.1, nous avons caractérisé la structure de la mousson en utilisant le barycentre de la dépression ( $< -5hPa$  par rapport à la moyenne globale) couvrant la région (20°W-150°E ; 30°S-60°N), dépression notée SLPa-5. Nous continuons d’utiliser ce

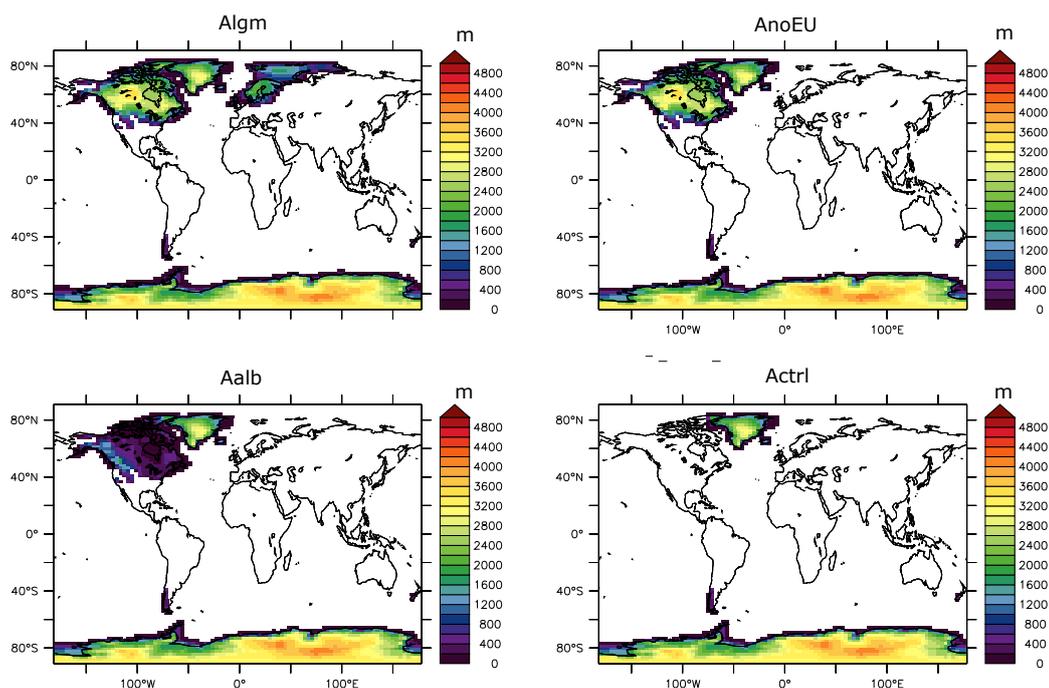


FIGURE 3.10 – Altitude et position des calottes de glace utilisées pour forcer les simulations atmosphériques a) Algm avec les calottes nord-américaine et eurasienne et leur albédo, b) AnoEU avec la calotte nord-américaine seule et son albédo, c) Aalb avec seulement l'albédo de la calotte nord-américaine et d) Actrl sans calottes ni albédo.

critère afin d'évaluer les effets des calottes de glace sur la mousson (Fig. 3.11).

On remarque que les SLPa-5 des simulations Algm et AnoEU sont similaires et leurs barycentres sont quasiment confondus (Fig. 3.11a,b,e). Dans la simulation Aalb où l'on a gardé seulement l'albédo de la calotte nord-américaine, la dépression s'étend un peu plus au nord-est et est globalement plus intense (valeurs plus négatives) que celle de la simulation Algm (Fig. 3.11a,c,f). Le barycentre dans la simulation Aalb est déplacé vers le nord-est par rapport à Algm (Fig. 3.11f). La SLPa-5 de la simulation sans calottes ni albédo, Actrl, est plus intense à l'ouest et moins intense à l'est que celle de la simulation Algm, ce qui implique un barycentre décalé vers l'ouest dans Actrl par rapport à Algm (Fig. 3.11a,d,g). Puisque la SLPa-5 et son barycentre dans la simulation AnoEU sont similaires à ceux de la simulation Algm, les différences des deux autres simulations avec AnoEU sont aussi comparables aux différences avec Algm (Fig. 3.11e-i).

Partons de la simulation Actrl où la topographie et l'albédo des calottes sont ceux du pré-industriel.

\* L'ajout de la calotte nord-américaine et de son albédo (AnoEU) provoque un mouve-

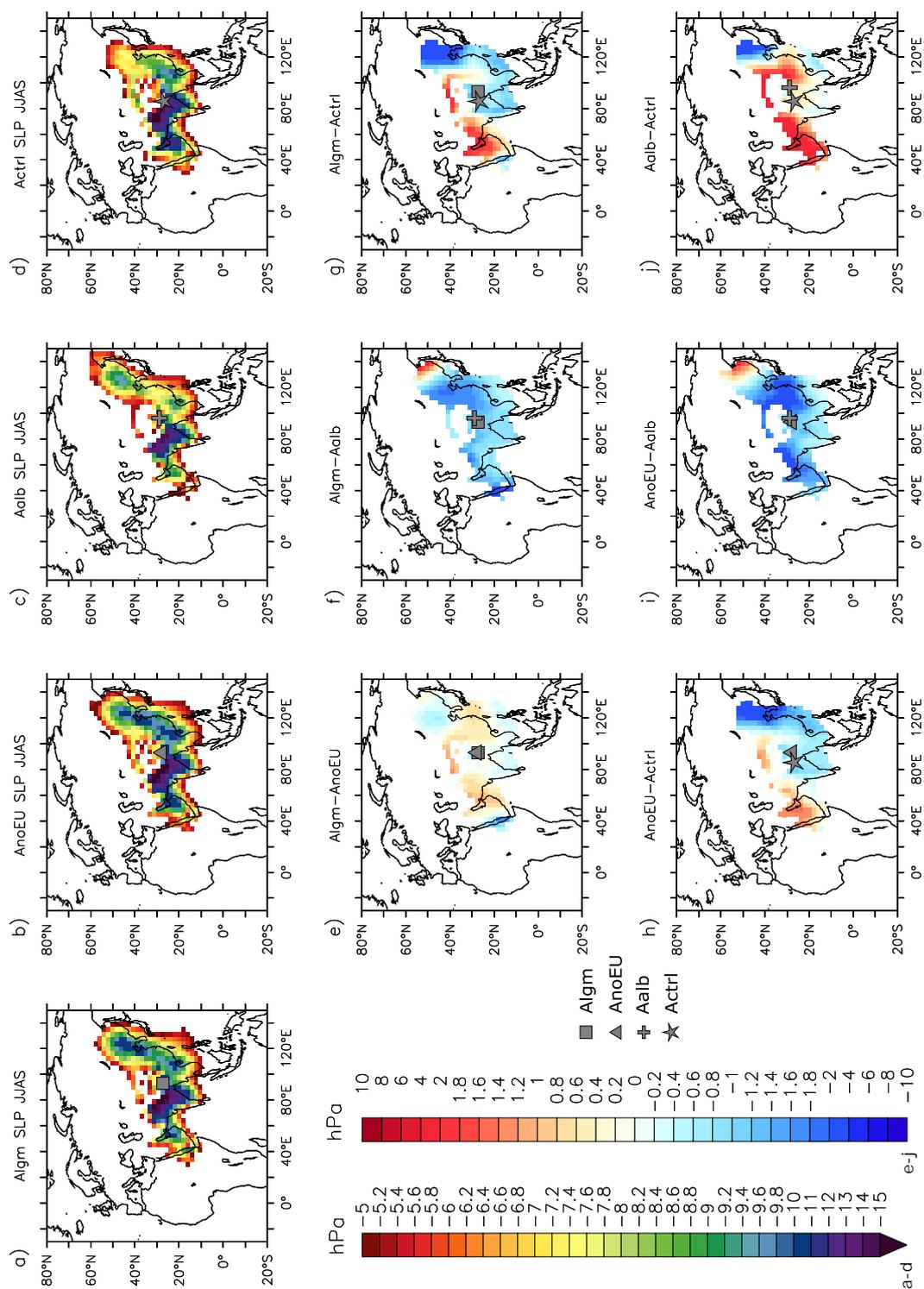


FIGURE 3.11 – Cartes de la SLPa-5 et position de son barycentre en été boréal dans les différentes simulations forcées a) Algm, b) AnoEU, c) Aalb, d) Actrl ainsi que les différences entre ces simulations et la position des deux barycentres e) Algm-AnoEU, f) Algm-Aalb, g) Algm-Actrl, h) AnoEU-Actrl, i) AnoEU-Aalb et j) Aalb-Actrl.

ment du barycentre vers le nord-est (Fig. 3.11b,d,h).

- \* L'ajout de l'albédo seul de la calotte nord-américaine provoque un mouvement du barycentre encore plus important vers le nord-est (Fig. 3.11c,d,j).
- \* L'ajout des deux calottes et de leur albédo, déplace le barycentre sensiblement de la même façon que lorsque l'on ajoute la calotte nord-américaine (albédo et topographie) (Fig. 3.11a,c,g).

Ces résultats sont cohérents avec les mouvements du barycentre mis en évidence dans [LE MÉZO et al. \[2016\]](#). En effet, nous avons vu qu'en climat glaciaire le barycentre avait tendance à être plus à l'est qu'au pré-industriel et à l'inverse en climats Holocène, le barycentre était plus à l'ouest. Ici, les conditions de calottes de glace inter-glaciaires se retrouvent dans la simulation Actrl tandis que les climats glaciaires correspondent à la simulation Algm. Les simulations Aalb et AnoEU représentent des cas particuliers intermédiaires mais la position de leur barycentre est encore plus à l'est que dans Algm.

Afin d'évaluer si les mouvements latitudinaux des barycentres de ces simulations forcées sont en accord avec nos résultats précédents (section 3.2.1, [LE MÉZO et al. \[2016\]](#)), il nous faut caractériser l'intensité de la mousson dans ces nouvelles simulations.

Nous avons montré précédemment que plus la mousson est intense, plus le barycentre de la SLPa-5 se déplace vers le nord relativement aux simulations dont l'état de base, glaciaire ou inter-glaciaire, est le même [[LE MÉZO et al., 2016](#)]. Sur la figure 3.12, les valeurs de  $\Delta TT$  sont plus fortes d'environ 1 K dans la simulation Actrl (Fig. 3.12g), où il n'y a plus aucune calotte sur l'Amérique du Nord et l'Eurasie, par rapport aux autres simulations (Fig. 3.12a-c). Les différences d'intensité de la mousson entre les autres simulations sont faibles, de l'ordre de 0.1-0.2 K (Fig. 3.12a-c).

Le retrait de la calotte eurasienne augmente l'intensité des vents en mer d'Arabie (Fig. 3.12e) tandis que le retrait supplémentaire de la topographie de la calotte nord-américaine fait diminuer l'intensité des vents en mer d'Arabie (Fig. 3.12f,i). L'intensité du jet Somalien est plus élevée dans Actrl que dans Algm (Fig. 3.12g). De même, le jet est plus fort dans Actrl que dans Aalb (Fig. 3.12j), ainsi le retrait de l'albédo de la calotte nord-américaine fait fortement augmenter l'intensité des vents en mer d'Arabie.

La figure 3.13 montre la position des barycentres de la SLPa-5 des simulations forcées et des simulations couplées utilisées dans la section 3.2.1 [[LE MÉZO et al., 2016](#)]. On remarque tout d'abord que le barycentre de la simulation forcée Algm est au nord-ouest du barycentre de la simulation couplée LGM (Fig 3.13), ce qui suggère un rôle important

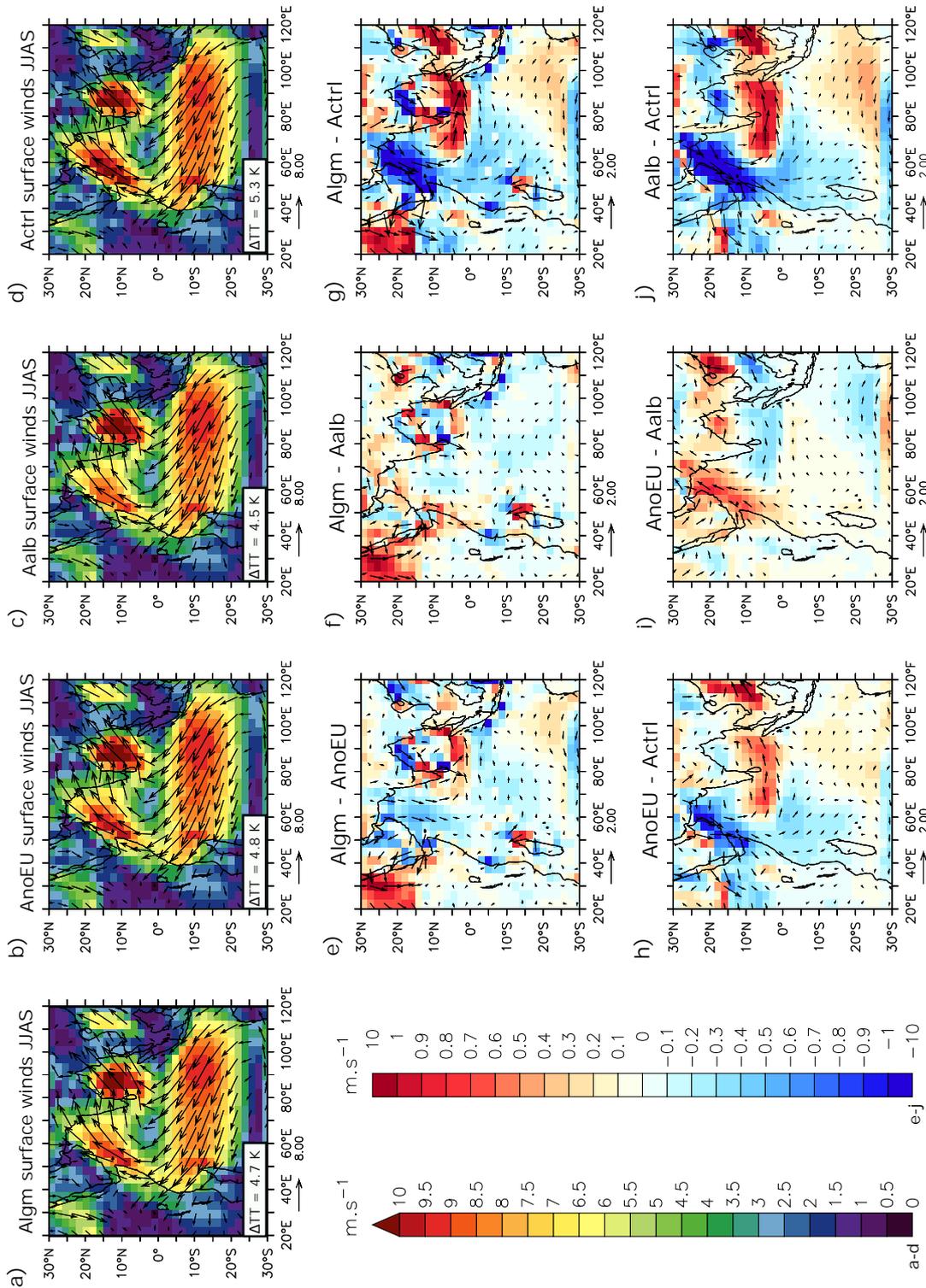


FIGURE 3.12 – Cartes de l'intensité (échelles de couleur) et de la directions (vecteurs) des vents en été boréal dans les différentes simulations forcées a) Algm, b)AnoEU, c) Aalb, d) Actrl ainsi que les différences entre ces simulations e) Algm-AnoEU, f) Algm-Aalb, g) Algm-Actrl, h) AnoEU-Actrl, i) AnoEU-Aalb et j) Aalb-Actrl. La valeur du gradient de température troposphérique est donnée pour chaque simulation sur les cartes a-d : plus sa valeur est élevée plus la mousson d'été indienne est intense. En bas à gauche de chaque échelle de couleur sont indiquées les cartes auxquelles elles sont associées.

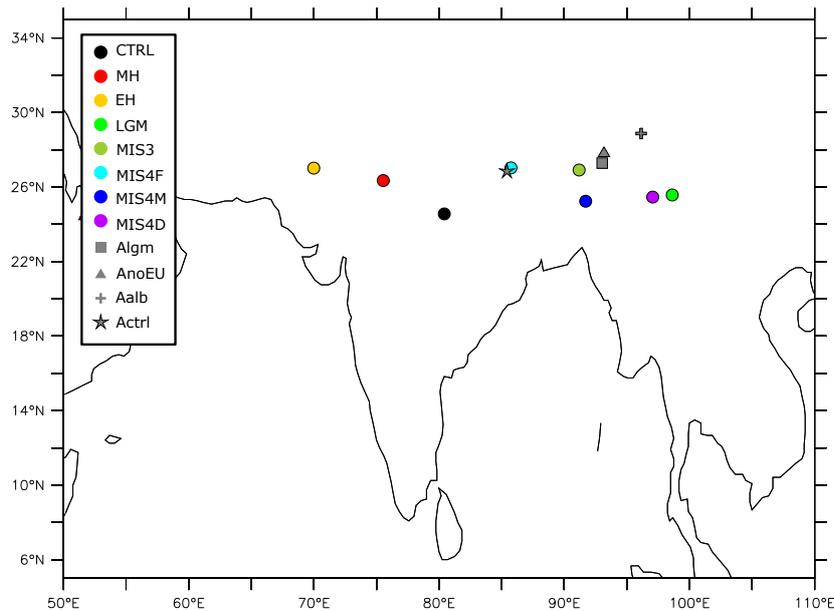


FIGURE 3.13 – Position des barycentres de la SLPa-5 dans les 8 simulations couplées (section 3.2.1) et les 4 simulations d'atmosphère seule de cette section.

des rétroactions océaniques sur ce barycentre et donc sur la circulation atmosphérique. En regardant les déplacements des barycentres des autres simulations forcées (symboles en gris) on isole donc l'impact des calottes par rapport à cet état différent du couplé. On retrouve bien les barycentres des simulations avec les plus grandes calottes de glace plus à l'est que les autres. En revanche, dans les simulations forcées, ce ne sont pas les climats avec une mousson plus forte qui ont leur barycentre plus au nord (Figs. 3.13, 3.11). En effet, la simulation Aalb est celle dont le barycentre est le plus au nord, suivi des simulations AnoEU et Algm (Fig 3.13).

#### Discussion et futurs développements possibles

Les tests de sensibilité de la réponse de la circulation atmosphérique à différentes configurations de la couverture de glace dans l'hémisphère nord nous ont permis de mettre en évidence les effets des calottes nord américaine et eurasienne sur la structure et l'intensité de la mousson indienne. La structure de la mousson, caractérisée par le barycentre de la SLPa-5, est modulée par la présence des calottes et surtout par leur albédo. La topographie de la calotte nord-américaine induit un mouvement en latitude du barycentre, l'albédo de la calotte module l'intensité des vents en mer d'Arabie ainsi que la position du barycentre. La présence simultanée de la topographie et de l'albédo de la calotte eurasienne se traduit par une diminu-

tion de l'intensité des vents en mer d'Arabie.

Cette analyse suggère que la calotte nord-américaine, et en particulier son albédo, est responsable de changements de circulation atmosphérique au niveau de l'océan indien. Dans les simulations glaciaires MIS3 et MIS4E, la mousson est plus forte qu'au pré-industriel bien que des calottes de glaces soient présentes [LE MÉZO et al., 2016]. L'augmentation des vents en mer d'Arabie dans ces simulations est principalement due à des changements d'insolation qui contre-carrent l'effet des calottes [LE MÉZO et al., 2016]. L'effet des changements d'insolation sur la mousson est donc important et ce même en climat glaciaire (e.g. KUTZBACH et GUETTER [1986], MASSON et al. [2000], MARZIN et al. [2013]). Dans leur étude, DEMENOCAL et RIND [1993] montrent que le climat en Asie du sud est particulièrement sensible à l'insolation et la couverture de glace de l'hémisphère nord.

[PAUSATA et al., 2011] montrent que la topographie des calottes a un effet prépondérant par rapport à leur albédo sur la position des centres de haute et basse pression, ce qui affecterait le barycentre de la SLPa-5. L'albédo et la concentration en gaz à effet de serre affectent le gradient de pression entre les centres de haute et basse pression et donc l'intensité de la mousson. Notre étude suggère un effet plus important de l'albédo que de la topographie des calottes sur l'intensité de la mousson. La position du barycentre semble quant à elle impacté à la fois par la topographie et par l'albédo de la calotte nord-américaine (Fig. 3.11). L'ajout de la calotte eurasienne ou l'ajout de la topographie de la calotte nord-américaine déplace le barycentre de la SLPa-5 vers l'est, déplacement caractéristique des simulations glaciaires couplées [LE MÉZO et al., 2016]. L'ajout de l'albédo seul de la calotte nord-américaine par rapport à la simulation Actrl a aussi pour effet de déplacer le barycentre vers l'est (Fig. 3.11e-g). En accord avec ces résultats, YIN et al. [2009] indiquent que le refroidissement induit par les calottes résulte de l'effet de leur albédo et donc que l'aire des calottes est plus déterminante que leur hauteur.

Nous avons utilisé des simulations d'atmosphère seule, il n'y a pas de couplage avec l'océan et donc pas de rétroactions de ce dernier sur la circulation

atmosphérique via les SST et les échanges air-mer de chaleur latente et sensible. L'utilisation de simulations d'atmosphère seule ne prend pas en compte l'influence de l'océan qui peut faire varier la position de la ZCIT et donc l'intensité de la mousson. [MARZIN et BRACONNOT, 2009] analysent les effets de la rétroaction de l'océan sur les moussons indienne, est-asiatique et africaine via la comparaison de simulations d'atmosphère seule et d'océan-atmosphère couplé. Elles montrent que les effets de cette rétroaction sont différents selon le système de mousson. En particulier, la mousson indienne est impactée négativement par le couplage de l'océan avec l'atmosphère. Il serait donc intéressant d'analyser les résultats de tests de sensibilité à la couverture de glace à partir de simulations couplées.

### 3.3.3 Liens avec l'océan austral et la circulation océanique

Nous avons vu que les variations de l'intensité et de la structure de la mousson, en réponse aux changements de couverture de glace et d'insolation dans l'hémisphère nord, ont un impact sur la productivité en mer d'Arabie. Les principaux mécanismes mis en évidence sont l'upwelling côtier et le pompage d'Ekman qui modulent la quantité de nutriments apportée en surface. Cependant, cette quantité de nutriments peut aussi dépendre de la concentration en nutriments sous la thermocline, là où sont prélevés les nutriments qui remontent en surface via l'upwelling ou le pompage d'Ekman. Ce réservoir de nutriments est approvisionné en partie par les eaux en provenance de l'hémisphère sud riches en nitrate [SARMIENTO et al., 2004].

Afin d'évaluer la sensibilité de la productivité en mer d'Arabie aux apports de nutriments de l'océan austral, nous avons utilisé des simulations en climats glaciaires identiques à celles utilisées dans la section 3.2.1 mais sans aucun apports de nutriments par les rivières ni d'échanges de nutriments avec le sédiment et avec des dépôts de poussières différents (Fig. 2.13). Sur la figure 3.14, on peut voir la différence de productivité entre la simulation MIS3 utilisée dans LE MÉZO et al. [2016] et la simulations MIS3<sub>no.input</sub> avec des apports de nutriments modifiés (ces simulations sont décrites dans la section 2.3). On observe que la productivité en mer d'Arabie est plus faible dans la simulation MIS3 que dans la simulation MIS3<sub>no.input</sub>. Comment l'ajout de nutriments dans l'océan a-t-il mené à une productivité réduite en mer d'Arabie ?

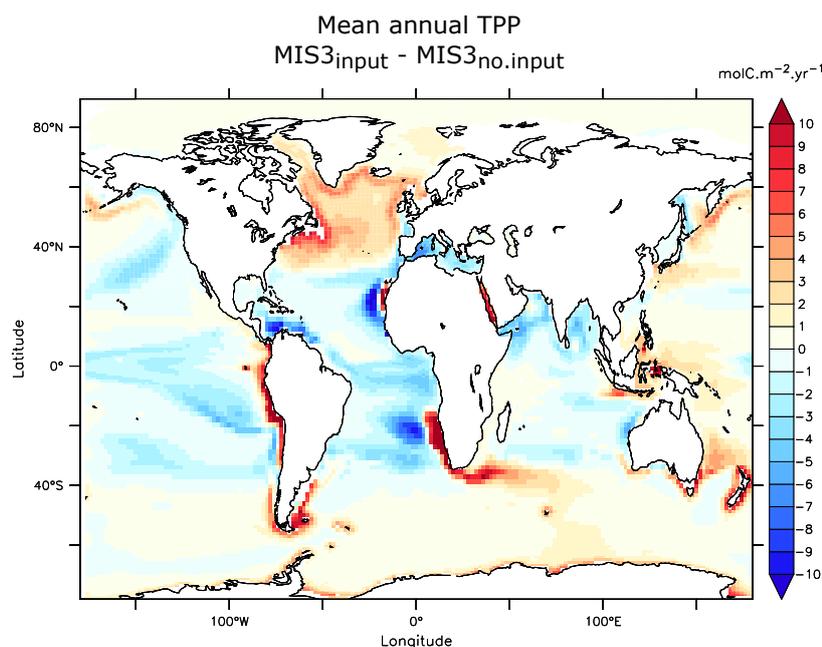


FIGURE 3.14 – Différences de productivité primaire intégrée sur toute la colonne d'eau en été boréal (JJAS) entre la simulation MIS3 avec les sources de nutriments actives et la simulation MIS3<sub>no.input</sub> avec les sources inactives et un champ de poussière erroné.

Dans le modèle **PISCES**, les apports atmosphériques sont des apports par les poussières constitués de fer et de silice ainsi qu'un dépôt d'azote (Fig. 2.9 du chapitre 2). Les échanges avec le sédiment ne concernent que le fer et les rivières apportent tous les types de nutriments (Fig. 2.9). Lorsque les sources de nutriments sont actives, la concentration en fer dans les océans augmente tandis que celle des autres nutriments diminue globalement (Fig. 3.15). En particulier, le fer augmente dans les régions où les dépôts atmosphériques sont importants (Figs. 3.15a et 2.9), dans les Océans Indien et Atlantique par exemple. Les concentrations en nitrate et en phosphate présentent des changements similaires, avec une forte réduction aux hautes latitudes nord et dans l'océan austral (Fig. 3.15b,d). La concentration en silice diminue principalement sur la marge continentale de l'océan austral (Fig. 3.15c).

Dans **COTRIM DA CUNHA et al. [2007]**, les auteurs testent les effets des apports de nutriments des rivières sur la biogéochimie globale à l'aide du même modèle **PISCES**. Ils montrent que le passage d'un état sans aucun apport de rivières à un état avec un apport de nutriments comparable à celui d'aujourd'hui augmente la productivité globale de 5% et d'environ 10% en mer d'Arabie. Cet effet est opposé à ce que l'on observe dans nos simulations, puisque que l'ajout de nutriments dans nos simulations fait diminuer

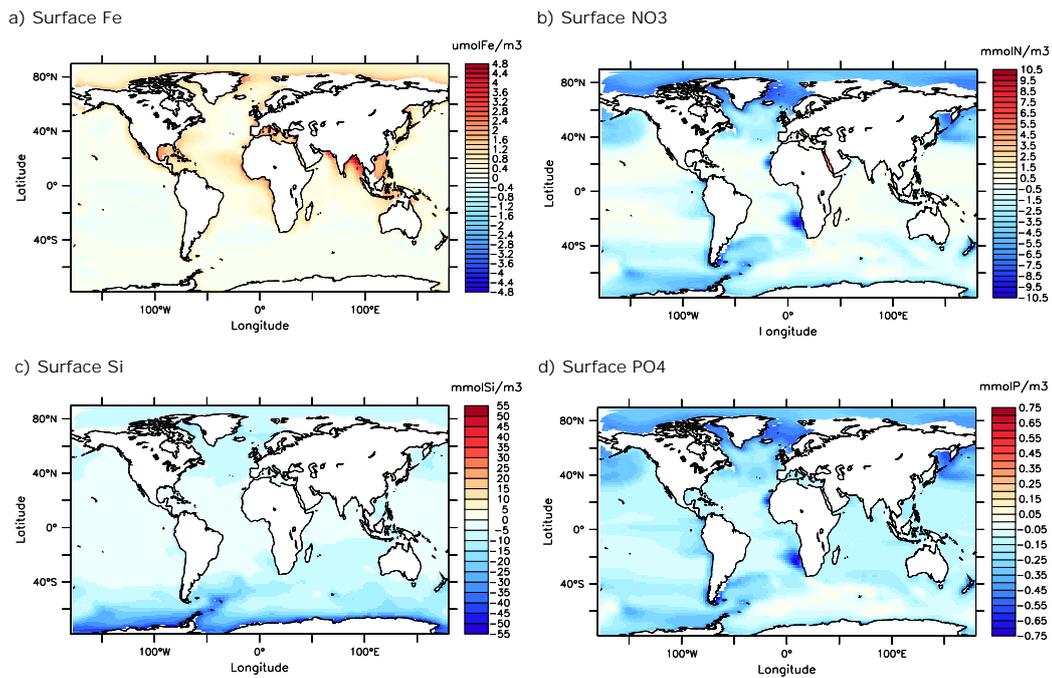


FIGURE 3.15 – Différences de concentration en a) Fer, b) Nitrate, c) Silice et d) Phosphate entre la simulation MIS3 avec les sources de nutriments actives ("input") et la simulation MIS3 avec les sources inactives ("NOinput")

la productivité en mer d'Arabie (Fig. 3.14). Les apports des rivières ne semblent donc pas être en cause dans le changement de productivité que l'on simule. Les auteurs soulignent aussi que les concentrations de nutriments en surface sont principalement affectées par les apports de fer des rivières : un ajout de fer fait diminuer le nitrate et la silice via une limitation en fer moins forte [COTRIM DA CUNHA et al., 2007]. Il est donc probable que les apports de fer par les poussières et les échanges avec le sédiment soient à l'origine des changements simulés.

TAGLIABUE et al. [2014], testent les effets d'apports en fer depuis différentes sources, que sont les sédiments, les poussières et les sources hydrothermales. Les auteurs montrent que le fer provenant des sédiments est la source principale des changements de fer dissous et de production exportée dans l'océan global. Ce résultat provient du fait que l'océan austral est majoritairement fournit en fer par ses échanges avec le sédiment et non pas par les apports de poussières. Lorsque la limitation par le fer augmente, du fait de la réduction de l'apport par l'une ou l'autre des sources, les quantités des autres nutriments comme le nitrate ou le phosphate augmentent et permettent de soutenir une production plus importante dans les régions adjacentes à celles limitées en fer, et inversement [TAGLIABUE et al., 2014]. On s'attend donc ici à l'inverse : si la quantité de fer augmente et que les zones

limitées en fer le sont moins, en particulier l’océan austral, la quantité de nutriments et donc la productivité devrait diminuer dans les régions adjacentes à celles limitées en fer.

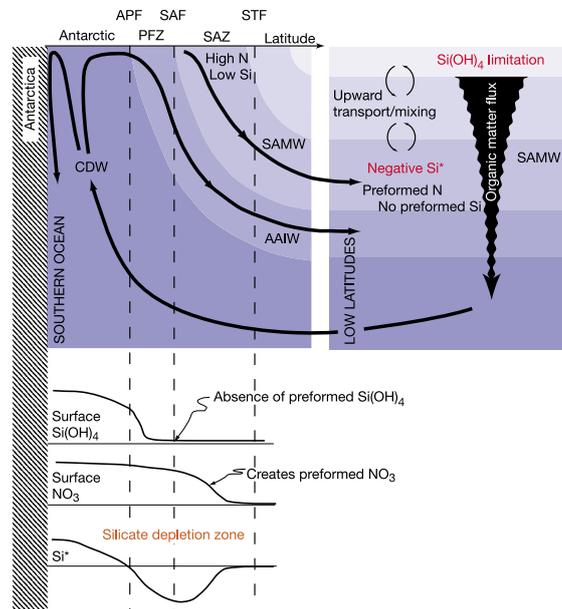


FIGURE 3.16 – Diagramme montrant les processus physiques et biologiques qui forment des eaux pauvres en Si et riches en nitrate et les transportent dans la thermocline globale. Les Eaux Profondes Circumpolaires (CDW) remontent à la surface de l’océan austral et sont transportées vers le nord à travers le Front Polaire Antarctique (APF) dans la Zone de Front Polaire (PFZ), où les Eaux Intermédiaires Antarctiques (AAIW) se forment, et ensuite à travers le Front Subantarctique (STF) dans la Zone Subantarctique (SAZ), qui est limitée au nord par le Front Subtropical (STF). L’acide silicique est préférentiellement retiré de l’eau par rapport au nitrate à mesure que les eaux se déplacent vers le nord. Les Eaux Modales Subantarctiques (SAMW) riches en nitrate et pauvres en silice, plongent à la base de la thermocline principale et nourrissent la production biologique des basses latitudes. Issu de SARMIENTO et al. [2004].

Une partie des nutriments utilisés par le phytoplancton dans l’océan indien et la mer d’Arabie provient de l’Océan Austral via les eaux modales subantarctiques riches en nitrate (Fig. 3.16). En effet, SARMIENTO et al. [2004] montrent que les apports de nutriments par les eaux de l’Océan Austral soutiennent 75% de la productivité biologique au nord de 30°S (Fig. 3.16). Les nutriments contenus dans les eaux modales subantarctiques proviennent de la surface de l’Océan Austral. On remarque sur la figure 3.14 que lorsque l’on active toutes les sources de nutriments, l’océan austral devient plus productif. L’ajout de fer et de silice, éléments limitants dans cette région, permettent la prolifération du phy-

toplancton. Par conséquent, les eaux de surface froides en provenance du sud qui entrent dans l'océan indien ont perdu plus de nutriments que lorsque les sources étaient inactives (Fig. 3.15). Puisque l'Océan Austral est limité en fer [AUMONT et BOPP, 2006; TAGLIABUE et al., 2014] et que les eaux de l'Océan Austral viennent approvisionner l'océan indien en nutriments (Fig. 3.16), il est vraisemblable que la productivité diminue dans l'océan indien (Fig. 3.14) conjointement à la diminution des concentrations en nutriments autres que le fer (Fig. 3.15).

### Conclusions et futurs développements possibles

Dans cette partie, nous avons montré que l'apport externe de nutriments par les poussières, les rivières et le sédiment influence la productivité primaire marine globale. En particulier, les échanges de fer avec le sédiment dans l'océan austral modifient fortement la productivité des basses latitudes via le mouvement des masses d'eau depuis l'austral vers les tropiques. En effet, ce sont ces masses d'eau qui approvisionnent les tropiques en nutriments ainsi, les modifications de la productivité dans l'Océan Austral liées aux variations des apports en fer (élément limitant) modulent la productivité aux basses latitudes.

TAGLIABUE et al. [2014] montrent que le sédiment est la principale source de changements de productivité globale (> 74% des variations de l'export de carbone et de la concentration en fer) car c'est la principale source de fer dans l'océan austral. Cependant, les apports globaux de fer par les poussières sont plus importants que les apports par le sédiment et sont responsables de variations de la productivité exportée de l'ordre de 12 à 16% [TAGLIABUE et al., 2014]. Dans les analyses de la section 3.2.1, nous n'avons pas tenu compte du fait que les climats glaciaires étaient plus poussiéreux qu'à l'actuel, mais juste adapté le champ de poussière pré-industriel au masque terre-mer glaciaire, ce qui peut avoir un effet sur la productivité simulée.

Ces résultats soulignent l'importance d'une reconstruction de dépôt de poussières au plus proche de la réalité passée. Il serait par exemple intéressant d'utiliser des reconstructions de dépôt de poussières du DMG (e.g. MAHOWALD et al. [1999] et LAMBERT et al. [2015]) pour analyser ses impacts sur la productivité. Sur la figure 3.17 sont représentés deux champs de dépôts de poussières au DMG issus de MAHOWALD et al. [1999] et LAMBERT et al. [2015].

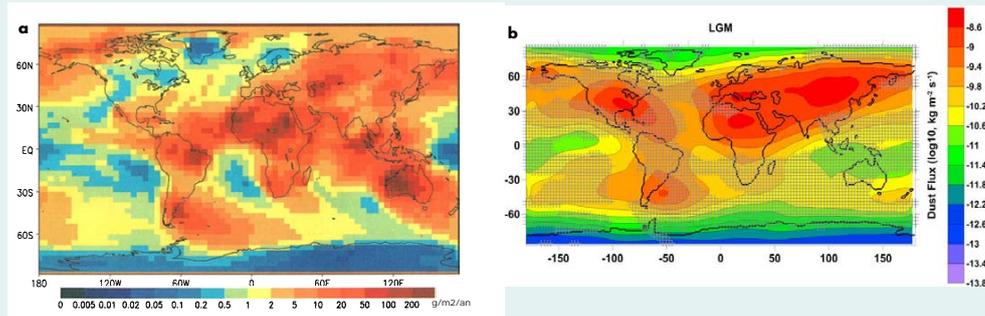


FIGURE 3.17 – Dépôts de poussière au DMG a) simulés dans MAHOWALD et al. [1999] et b) reconstruits dans LAMBERT et al. [2015].

Il apparait que les dépôts de poussières sont plus importants dans l’Océan Indien, l’Océan Atlantique Sud et aux hautes latitudes par rapport au champ de poussière utilisé dans nos simulations (Fig. 2.13). [KRISHNAMURTHY et al., 2010] montrent que les apports d’azote, de silice et de phosphore par les poussières ont une influence plus restreinte que les apports de fer sur la productivité marine. On peut donc s’attendre en utilisant ces champs DMG à une productivité qui augmente dans les régions où le fer est limitant comme l’Océan Austral. Si la productivité augmente dans l’Océan Austral il est probable que la productivité diminue aux basses latitudes, sauf si localement les apports atmosphériques peuvent compenser la pauvreté des eaux [KRISHNAMURTHY et al., 2010].

Dans les prochaines simulations PMIP, un dépôt de poussière DMG sera utilisé afin d’être plus réaliste [KAGEYAMA et al., 2016].

### 3.4 Résumé et conclusions du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons étudié les effets de la variation saisonnière du climat sur la productivité primaire marine dans des climats glaciaires et interglaciaires en mer d’Arabie.

Les changements de productivité sont étroitement liés aux variations de l’apport en nutriments. En particulier, nous avons montré que l’approvisionnement en nutriments des tropiques par l’Océan Austral conditionne la productivité en mer d’Arabie (section 3.3.3). Cet approvisionnement est modulé par les variations de productivité marine dans l’Océan Austral, elles-mêmes dépendantes des dépôts de poussières et des échanges avec le sédiment. Afin d’obtenir des simulations plus réalistes il serait intéressant d’utiliser, pour

les climats glaciaires, des reconstructions du dépôt de poussières plutôt que d'utiliser le même dépôt qu'au pré-industriel. BOPP et al. [2003] montrent à l'aide de simulations avec le modèle PISCES comment un dépôt de poussières du DMG impacte la productivité marine, en particulier dans les zones initialement limitées en fer. En effet, sachant que les climats glaciaires étaient plus poussiéreux qu'à l'actuel on s'attend à une modification de la productivité dans l'austral et les régions limitées en fer et par conséquent dans les tropiques.

A l'échelle locale de la mer d'Arabie, l'approvisionnement en nutriments en été boréal se fait via de l'upwelling côtier et du pompage d'Ekman [ANDERSON et al., 1992; PRELL et al., 1992]. Nous avons pu montrer que contrairement à ce qui est communément accepté, l'intensité de la mousson seule n'est pas suffisante pour expliquer les changements de productivité marine dans différents climats glaciaires et interglaciaires. Notre étude montre que le forçage du vent sur l'océan est bien lié à l'intensité de la mousson mais aussi à sa structure spatiale (section 3.2.1).

Nous avons pu démontrer que la structure et l'intensité de la mousson étaient impactées par l'état glaciaire ou interglaciaire de la simulation et par les variations des paramètres astronomiques (section 3.2.1). En particulier, la structure de la mousson se décale vers l'est en climats glaciaires et vers l'ouest en climats interglaciaires et, les moussons plus intenses ont une structure plus au nord que les moussons moins intenses d'un même état glaciaire ou interglaciaire. L'utilisation de simulations forcées avec différentes configurations de calottes de glace nous a permis de mettre en évidence le rôle majeur de l'albédo sur la structure de la circulation atmosphérique des basses latitudes (section 3.3.2). Cependant ces simulations, par construction, ne représentent pas les effets de la rétroaction de l'océan sur l'atmosphère. Les structures atmosphériques des simulations sont différentes selon que la simulation est couplée ou forcée, avec les mêmes forçages de calottes, d'insolation et de gaz. Pour obtenir plus d'informations sur l'effet des calottes (topographie et albédo) il serait intéressant de faire les mêmes expériences de sensibilité mais avec des simulations couplées.

L'objectif de ce travail était de pouvoir expliquer les variations de productivité reconstruites dans la mer d'Arabie. En particulier, nous nous sommes intéressés au fait que certains jeux de données montrent une productivité plus élevée en climats glaciaires par rapport aux climats interglaciaires, en désaccord avec l'idée générale qu'à mousson plus

forte corresponde une productivité plus forte. Nos résultats sur l'effet de la structure de la mousson amènent à prendre plus de précautions quant à l'interprétation des données dans cette région. Nous avons montré que même en été boréal il est possible d'avoir plus de productivité en climats glaciaires qu'interglaciaires, en réponse à des modifications de la structure de la mousson et en accord avec les données présentées dans [LE MÉZO et al. \[2016\]](#). Cependant, une étude sur la productivité en hiver boréal serait intéressante pour pouvoir quantifier les effets de chacune des saisons sur le signal enregistré dans le sédiment.

Dans cette optique, il est important de prendre en compte la difficulté de comparer les résultats de modèles aux données. Le modèle ne fournit pas les mêmes informations que les données, par exemple on ne modélise pas explicitement la distribution des coccolithophoridés ou des foraminifères dans IPSL-CM5A-LR (Chapitre 1). Nous avons montré que les processus de la colonne d'eau agissent sur la quantité de matière exportée (section 3.3.1). Notamment, un changement de structure de l'écosystème peut être à l'origine de différences entre productivité primaire et productivité exportée. Pour finir, les relations entre productivité et variables physiques ont pu varier dans le temps, il est intéressant d'étudier la fiabilité des fonctions de transfert dans différents climats. L'analyse que nous avons fait de la fonction de transfert établie par [BEAUFORT et al. \[1997\]](#) montre une bonne concordance avec les résultats du modèle et ce dans les différents climats (section 3.3.1). Cependant, nos résultats mettent en évidence quelques disparités liées aux variations spatiales et temporelles de cette relation au sein même de l'océan indien. Une analyse plus approfondie des effets spatio-temporels sur cette relation serait intéressante.

## 3.5 Références

- ABRANTES, F., P. CERMEÑO, C. LOPES, O. ROMERO, L. MATOS, J. VAN IPEREN, M. RUFINO et V. MAGALHÃES. 2016, «Diatoms Si Uptake Capacity Drives Carbon Export In Coastal Upwelling Systems», *Biogeosciences Discussions*, , n° April, doi:[10.5194/bg-2015-517](#), p. 1–14. **132**
- ANDERSON, D. M., J. C. BROCK et W. L. PRELL. 1992, «Physical upwelling processes, upper ocean environment and the sediment record of the southwest monsoon», *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 64, n° 1, doi:[10.1144/GSL.SP.1992.064.01.08](#), p. 121–129. **93, 155**

- ANDERSON, D. M. et W. L. PRELL. 1992, «The structure of the southwest monsoon winds over the Arabian Sea during the late Quaternary : Observations, simulations, and marine geologic evidence», *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, n° C10, doi:10.1029/92JC01428, p. 15 481. 93
- AUMONT, O. et L. BOPP. 2006, «Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies», *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 20, n° 2, doi:10.1029/2005GB002591. 153
- AUMONT, O., C. ETHÉ, A. TAGLIABUE, L. BOPP et M. GEHLEN. 2015, «PISCES-v2 : an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies», *Geoscientific Model Development*, vol. 8, doi:10.5194/gmd-8-2465-2015, p. 2465–2513. 133, 134
- BANAKAR, V. K., T. OBA, A. R. CHODANKAR, T. KURAMOTO, M. YAMAMOTO et M. MINAGAWA. 2005, «Monsoon related changes in sea surface productivity and water column denitrification in the Eastern Arabian Sea during the last glacial cycle», *Marine Geology*, vol. 219, n° 2-3, doi:10.1016/j.margeo.2005.05.004, p. 99–108. 94
- BARBER, R. T., J. MARRA, R. C. BIDIGARE, L. A. CODISPOTI, D. HALPERN, Z. JOHNSON, M. LATASA, R. GOERICKE et S. L. SMITH. 2001, «Primary productivity and its regulation in the Arabian Sea during 1995», *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, vol. 48, n° 6-7, doi:10.1016/S0967-0645(00)00134-X, p. 1127–1172. 93, 94, 337
- BAUER, S., G. L. HITCHCOCK et D. B. OLSON. 1991, «Influence of monsoonally-forced Ekman dynamics upon surface layer depth and plankton biomass distribution in the Arabian Sea», *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, vol. 38, n° 5, doi:10.1016/0198-0149(91)90062-K, p. 531–553. 92
- BEAUFORT, L., LANCELOT, CAMBERLIN, CAYRE, VINCENT, BASSINOT et LABEYRIE. 1997, «Insolation cycles as a major control of equatorial indian ocean primary production», *Science (New York, N.Y.)*, vol. 278, n° 5342, p. 1451–4. 92, 136, 137, 138, 139, 156, 338
- BEGHIN, P., S. CHARBIT, C. DUMAS, M. KAGEYAMA et C. RITZ. 2015, «How might the North American ice sheet influence the northwestern Eurasian climate?», *Climate of the Past*, vol. 11, n° 10, doi:10.5194/cp-11-1467-2015, p. 1467–1490. 141, 142
- BOPP, L., K. E. KOHFELD, C. LE QUÉRÉ et O. AUMONT. 2003, «Dust impact on marine biota and atmospheric CO<sub>2</sub> during glacial periods», *Paleoceanography*, vol. 18, n° 2, doi:10.1029/2002PA000810, p. n/a–n/a. 155

- BRACONNOT, P. et M. KAGEYAMA. 2015, «Shortwave forcing and feedbacks in Last Glacial Maximum and Mid-Holocene PMIP3 simulations», *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, vol. 373, n° 2054, doi:[10.1098/rsta.2014.0424](https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0424), p. 20140 424. 141
- CALEY, T., B. MALAIZÉ, S. ZARAGOSI, L. ROSSIGNOL, J. BOURGET, F. EYNAUD, P. MARTINEZ, J. GIRAUDEAU, K. CHARLIER et N. ELLOUZ-ZIMMERMANN. 2011, «New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian monsoon», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 308, n° 3-4, doi:[10.1016/j.epsl.2011.06.019](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.019), p. 433–444. 93, 94
- COTRIM DA CUNHA, L., E. T. BUITENHUIS, C. LE QUÉRE, X. GIRAUD et W. LUDWIG. 2007, «Potential impact of changes in river nutrient supply on global ocean biogeochemistry», *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 21, n° 4, doi:[10.1029/2006GB002718](https://doi.org/10.1029/2006GB002718), p. 1–15. 150, 151
- DEMENOCAL, P. B. et D. RIND. 1993, «Sensitivity of Asian and African climate to variations in seasonal insolation, glacial ice cover, sea surface temperature, and Asian orography», *Journal of Geophysical Research*, vol. 98, n° D4, doi:[10.1029/92JD02924](https://doi.org/10.1029/92JD02924), p. 7265. 148
- FINDLATER, J. 1969, «A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 95, n° 404, doi:[10.1002/qj.49709540409](https://doi.org/10.1002/qj.49709540409), p. 362–380. 93
- GEHLEN, M., L. BOPP, N. EMPRIN, O. AUMONT, C. HEINZE et O. RAGUENEAU. 2006, «Reconciling surface ocean productivity, export fluxes and sediment composition in a global biogeochemical ocean model», *Biogeosciences Discussions*, vol. 3, doi:[10.5194/bgd-3-803-2006](https://doi.org/10.5194/bgd-3-803-2006), p. 803–836. 135
- KAGEYAMA, M., P. BRACONNOT, L. BOPP, V. MARIOTTI, T. ROY, M.-N. WOILLET, A. CAUBEL, M.-A. FOUJOLS, E. GUILYARDI, M. KHODRI, J. LLOYD, F. LOMBARD et O. MARTI. 2013, «Mid-Holocene and last glacial maximum climate simulations with the IPSL model : part II : model-data comparisons», *Climate Dynamics*, vol. 40, n° 9-10, doi:[10.1007/s00382-012-1499-5](https://doi.org/10.1007/s00382-012-1499-5), p. 2469–2495. 141
- KAGEYAMA, M., P. BRACONNOT, S. P. HARRISON, A. M. HAYWOOD, J. JUNGCLAUS, B. L. OTTO-BLIESNER, J.-Y. PETERSCHMITT, A. ABE-OUCHI, S. ALBANI, P. J. BARTLEIN,

- C. BRIERLEY, M. CRUCIFIX, A. DOLAN, L. FERNANDEZ-DONADO, H. FISCHER, P. O. HOPCROFT, R. F. IVANOVIC, F. LAMBERT, D. J. LUNT, N. M. MAHOWALD, W. R. PELTIER, S. J. PHIPPS, D. M. ROCHE, G. A. SCHMIDT, L. TARASOV, P. J. VALDES, Q. ZHANG et T. ZHOU. 2016, «PMIP4-CMIP6 : the contribution of the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project to CMIP6», *Geoscientific Model Development Discussions*, vol. 0, n° May, doi:10.5194/gmd-2016-106, p. 1–46. 154
- KAGEYAMA, M. et P. J. VALDES. 2000, «Impact of the North American ice-sheet orography on the Last Glacial Maximum eddies and snowfall», *Geophysical Research Letters*, vol. 27, n° 10, doi:10.1029/1999GL011274, p. 1515–1518. 141
- KONÉ, V., O. AUMONT, M. LÉVY et L. RESPLANDY. 2009, «Physical and biogeochemical controls of the phytoplankton seasonal cycle in the Indian Ocean : A modeling study», *Ocean Biogeochemical*, doi:10.1029/2008GM000700, p. 147–166. 93, 337
- KRISHNAMURTHY, A., J. K. MOORE, N. MAHOWALD, C. LUO et C. S. ZENDER. 2010, «Impacts of atmospheric nutrient inputs on marine biogeochemistry», *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, n° G1, doi:10.1029/2009JG001115, p. 1–13. 154
- KUTZBACH, J. E. et P. J. GUETTER. 1986, «The Influence of Changing Orbital Parameters and Surface Boundary Conditions on Climate Simulations for the Past 18 000 Years», *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 43, n° 16, doi:10.1175/1520-0469(1986)043<1726 :TIOCOP>2.0.CO;2, p. 1726–1759. 141, 148
- LAMBERT, F., A. TAGLIABUE, G. SHAFFER, F. LAMY, G. WINCKLER, L. FARIAS, L. GALLARDO et R. DE POL-HOLZ. 2015, «Dust fluxes and iron fertilization in Holocene and Last Glacial Maximum climates», *Geophysical Research Letters*, vol. 42, n° 14, doi:10.1002/2015GL064250, p. 6014–6023. 153, 154, 339
- LAUFKÖTTER, C., M. VOGT et N. GRUBER. 2013, «Long-term trends in ocean plankton production and particle export between 1960-2006», *Biogeosciences*, vol. 10, n° 11, doi:10.5194/bg-10-7373-2013, p. 7373–7393. 130, 135
- LE MÉZO, P., L. BEAUFORT, L. BOPP, P. BRACONNOT et M. KAGEYAMA. 2016, «From Monsoon to marine productivity in the Arabian Sea : insights from glacial and interglacial climates», *Climate of the Past Discussions*, vol. 2016, n° September, doi:10.5194/cp-

- 2016-88, p. 1–31. 11, 91, 94, 95, 96, 98, 100, 102, 104, 106, 108, 110, 112, 114, 116, 118, 120, 122, 124, 126, 128, 129, 136, 139, 145, 148, 149, 156
- LI, C. et D. S. BATTISTI. 2008, «Reduced Atlantic storminess during last glacial maximum : Evidence from a coupled climate model», *Journal of Climate*, vol. 21, n° 14, doi:10.1175/2007JCLI2166.1, p. 3561–3579. 141
- LU, J., G. A. VECCHI et T. REICHLER. 2007, «Correction to “Expansion of the Hadley cell under global warming”», *Geophysical Research Letters*, vol. 34, n° 14, doi:10.1029/2007GL030931, p. 1–5. 141
- MAHOWALD, N., K. E. KOHFELD, M. HANSSON, Y. BALKANSKI, S. P. HARRISON, I. C. PRENTICE, M. SCHULZ et H. RODHE. 1999, «Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate : A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments», *Journal of Geophysical Research*, vol. 104, n° March, doi:10.1029/1999JD900084, p. 15 895. 153, 154, 339
- MANABE, S. et A. J. BROCCOLI. 1985, «The influence of continental ice sheets on the climate of an ice age», *Journal of Geophysical Research*, vol. 90, n° D1, doi:10.1029/JD090iD01p02167, p. 2167. 141
- MARSHALL, J. et R. A. PLUMB. 2008, *Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics : An Introductory Text*, Elsevier Academic Press, ISBN 9780125586917, 345 p.. 93, 94
- MARZIN, C. et P. BRACONNOT. 2009, «The role of the ocean feedback on Asian and African monsoon variations at 6kyr and 9.5kyr BP», *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 341, n° 8-9, doi:10.1016/j.crte.2009.09.001, p. 643–655. 149
- MARZIN, C., P. BRACONNOT et M. KAGEYAMA. 2013, «Relative impacts of insolation changes, meltwater fluxes and ice sheets on African and Asian monsoons during the Holocene», *Climate Dynamics*, vol. 41, n° 9-10, doi:10.1007/s00382-013-1948-9, p. 2267–2286. 148
- MASSON, V., P. BRACONNOT, J. JOUZEL, N. DE NOBLET, R. CHEDDADI et O. MARCHAL. 2000, «Simulation of intense monsoons under glacial conditions», *Geophysical Research Letters*, vol. 27, n° 12, doi:10.1029/1999GL006070, p. 1747–1750. 148

- MCCREARY, J. P., R. MURTUGUDDE, J. VIALARD, P. N. VINAYACHANDRAN, J. D. WIGGERT, R. R. HOOD, D. SHANKAR et S. SHETYE. 2009, «Biophysical processes in the Indian Ocean», dans *Indian Ocean Biogeochemical Processes and Ecological Variability*, ISBN 978-0-87590-475-7, p. 9–32, doi:[10.1029/2008GM000768](https://doi.org/10.1029/2008GM000768). 93
- MURTUGUDDE, R., R. SEAGER et P. THOPPIL. 2007, «Arabian Sea response to monsoon variations», *Paleoceanography*, vol. 22, n° 4, doi:[10.1029/2007PA001467](https://doi.org/10.1029/2007PA001467). 93
- NICHOLSON, S. E. et H. FLOHN. 1980, «African environmental and climatic changes and the general atmospheric circulation in late pleistocene and holocene», *Climatic Change*, vol. 2, n° 4, doi:[10.1007/BF00137203](https://doi.org/10.1007/BF00137203), p. 313–348. 141
- PAUSATA, F. S. R., C. LI, J. J. WETTSTEIN, M. KAGEYAMA et K. H. NISANCIOGLU. 2011, «The key role of topography in altering North Atlantic atmospheric circulation during the last glacial period», *Climate of the Past*, vol. 7, n° 4, doi:[10.5194/cp-7-1089-2011](https://doi.org/10.5194/cp-7-1089-2011), p. 1089–1101. 141, 148
- PRASANNA KUMAR, S., M. MADHUPRATAP, M. DILEEP KUMAR, M. GAUNS, P. M. MURALEEDHARAN, V. V. S. S. SARMA et S. N. DE SOUZA. 2000, «Physical control of primary productivity on a seasonal scale in central and eastern Arabian Sea», *Proceedings of the Indian Academy of Sciences, Earth and Planetary Sciences*, vol. 109, n° 4, doi:[10.1007/BF02708331](https://doi.org/10.1007/BF02708331), p. 433–441. 93
- PRASANNA KUMAR, S., M. MADHUPRATAP, M. DILEEP KUMAR, P. M. MURALEEDHARAN, S. N. DE SOUZA, M. GAUNS et V. V. S. S. SARMA. 2001, «High biological productivity in the central Arabian Sea during the summer monsoon driven by Ekman pumping and lateral advection», *Current Science*, vol. 81, n° 12, p. 1633–1638. 93
- PRELL, W. L., D. W. MURRAY, S. C. CLEMENS et D. M. ANDERSON. 1992, «Evolution and variability of the Indian Ocean summer monsoon : Evidence from the western Arabian sea drilling program», dans *Geophysical Monograph Series*, vol. 70, p. 447–469, doi:[10.1029/GM070p0447](https://doi.org/10.1029/GM070p0447). 94, 155
- ROSTEK, F., E. BARD, L. BEAUFORT, C. SONZOGNI et G. GANSSEN. 1997, «Sea surface temperature and productivity records for the past 240 kyr in the Arabian Sea», *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, vol. 44, n° 6-7, doi:[10.1016/S0967-0645\(97\)00008-8](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(97)00008-8), p. 1461–1480. 94

- SARMIENTO, J. L., N. GRUBER, M. A. BRZEZINSKI et J. P. DUNNE. 2004, «High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity.», *Nature*, vol. 427, n° 6969, doi:[10.1038/nature10605](https://doi.org/10.1038/nature10605), p. 56–60. 149, 152
- TAGLIABUE, A., O. AUMONT et L. BOPP. 2014, «The impact of different external sources of iron on the global carbon cycle», *Geophysical Research Letters*, vol. 41, n° 3, doi:[10.1002/2013GL059059](https://doi.org/10.1002/2013GL059059).Received, p. 10.1002/2013GL059059. 151, 153
- TURNER, J. T. 2015, «Zooplankton fecal pellets, marine snow, phytodetritus and the ocean's biological pump», *Progress in Oceanography*, vol. 130, doi:[10.1016/j.pocean.2014.08.005](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.08.005), p. 205–248. 129, 135
- ULLMAN, D. J., A. N. LEGRANDE, A. E. CARLSON, F. S. ANSLOW et J. M. LICCIARDI. 2014, «Assessing the impact of Laurentide Ice Sheet topography on glacial climate», *Climate of the Past*, vol. 10, n° 2, doi:[10.5194/cp-10-487-2014](https://doi.org/10.5194/cp-10-487-2014), p. 487–507. 141
- YIN, Q. Z., A. BERGER et M. CRUCIFIX. 2009, «Individual and combined effects of ice sheets and precession on MIS-13 climate», *Climate of the Past Discussions*, vol. 5, n° 1, doi:[10.5194/cpd-5-557-2009](https://doi.org/10.5194/cpd-5-557-2009), p. 557–593. 148

# Chapitre 4

## Variabilité saisonnière de la productivité et de la dynamique atmosphérique africaine en climats glaciaires et interglaciaires

### Sommaire

---

<b>4.1 Introduction</b> . . . . .	<b>165</b>
<b>4.2 Description de la dynamique atmosphérique et océanique de la région</b> .	<b>167</b>
4.2.1 Dynamique atmosphérique . . . . .	167
4.2.2 Dynamique océanique . . . . .	172
<b>4.3 Dynamique atmosphérique africaine dans différents climats du Quaternaire</b> . . . . .	<b>175</b>
4.3.1 Évaluation du modèle . . . . .	175
4.3.2 Changements dynamiques en été boréal . . . . .	180
4.3.3 Changements dynamiques en été austral . . . . .	190
4.3.4 Impacts sur le débit du fleuve Congo . . . . .	194
4.3.5 Discussion et conclusions . . . . .	196
<b>4.4 Dynamique océanique et productivité marine dans l'est du bassin de l'Angola</b> . . . . .	<b>199</b>
4.4.1 Évaluation du modèle . . . . .	200

---

4.4.2	Sensibilité de la productivité marine à l'apport de nutriment par le fleuve Congo . . . . .	205
4.4.3	Modélisation des changements passés de la productivité à l'embouchure du fleuve . . . . .	209
4.4.4	Conclusions . . . . .	218
<b>4.5</b>	<b>Conclusions et perspectives du chapitre . . . . .</b>	<b>220</b>
<b>4.6</b>	<b>Références . . . . .</b>	<b>223</b>

---

### Objectifs et Méthodes

**Objectifs :** Analyser les changements de productivité marine à l’embouchure du fleuve Congo depuis le stade 3 jusqu’à l’Holocène afin d’expliquer les variations observées dans une carotte sédimentaire marine de la zone.

Analyser les changements de circulation atmosphérique et identifier les mécanismes responsables de ces changements entre différents climats des derniers 46 000 ans, et potentiellement relier ces changements aux modifications de la productivité marine.

**Méthodes :** On utilise des simulations couplées du modèle IPSL-CM5A-LR sur 5 périodes des derniers 46 000 ans pour analyser les changements de dynamiques et de productivité. On réalise aussi un test de sensibilité de la productivité à l’apport de nutriments par le fleuve Congo.

## 4.1 Introduction

A partir d’une carotte de sédiments marins (KZAI-01) prélevée dans le sud-est de l’Atlantique équatorial, [HARDY et al. \[2016\]](#) analysent les assemblages de kystes de dinoflagellés (ou dinokystes) en lien avec les variations climatiques au cours des derniers 44 000 ans. Ils interprètent leurs résultats en termes de variations de la mousson africaine qui module les apports de nutriments depuis le fleuve Congo ainsi qu’en termes de variations de l’intensité de l’upwelling dans la zone d’extraction de la carotte. La figure 4.1, tirée de [HARDY et al. \[2016\]](#), montre en partant du bas : le pourcentage de kystes de dinoflagellés hétérotrophes assimilé à la quantité de productivité marine (ligne 1), les changements du pourcentage d’organismes représentatifs des remontées d’eau de subsurface et du débit de la rivière (lignes 2 et 3), la quantité d’éléments terrigènes dans les sédiments (ligne 4), les changements de précipitations (ligne 5), d’intensité de la mousson (ligne 6) et des paramètres astronomiques (ligne 7) (Fig. 4.1). Les dinokystes de la ligne 1 varient de concert avec les apports terrigènes (ligne 4). [HARDY et al. \[2016\]](#) interprètent ces variations comme un possible effet des apports de nutriments par le fleuve à l’Holocène et pendant le stade isotopique 3 (ligne 2 et 3), en lien avec les différentes configurations orbitales et l’intensité de la mousson (ligne 6 et 7) (Fig. 4.1). Ils mettent aussi en évidence le

#### 4.1. Introduction

caractère complexe des mécanismes en jeu en particulier lors du DMG, période où l'upwelling semble jouer un rôle plus important (Fig. 4.1 ligne 2).

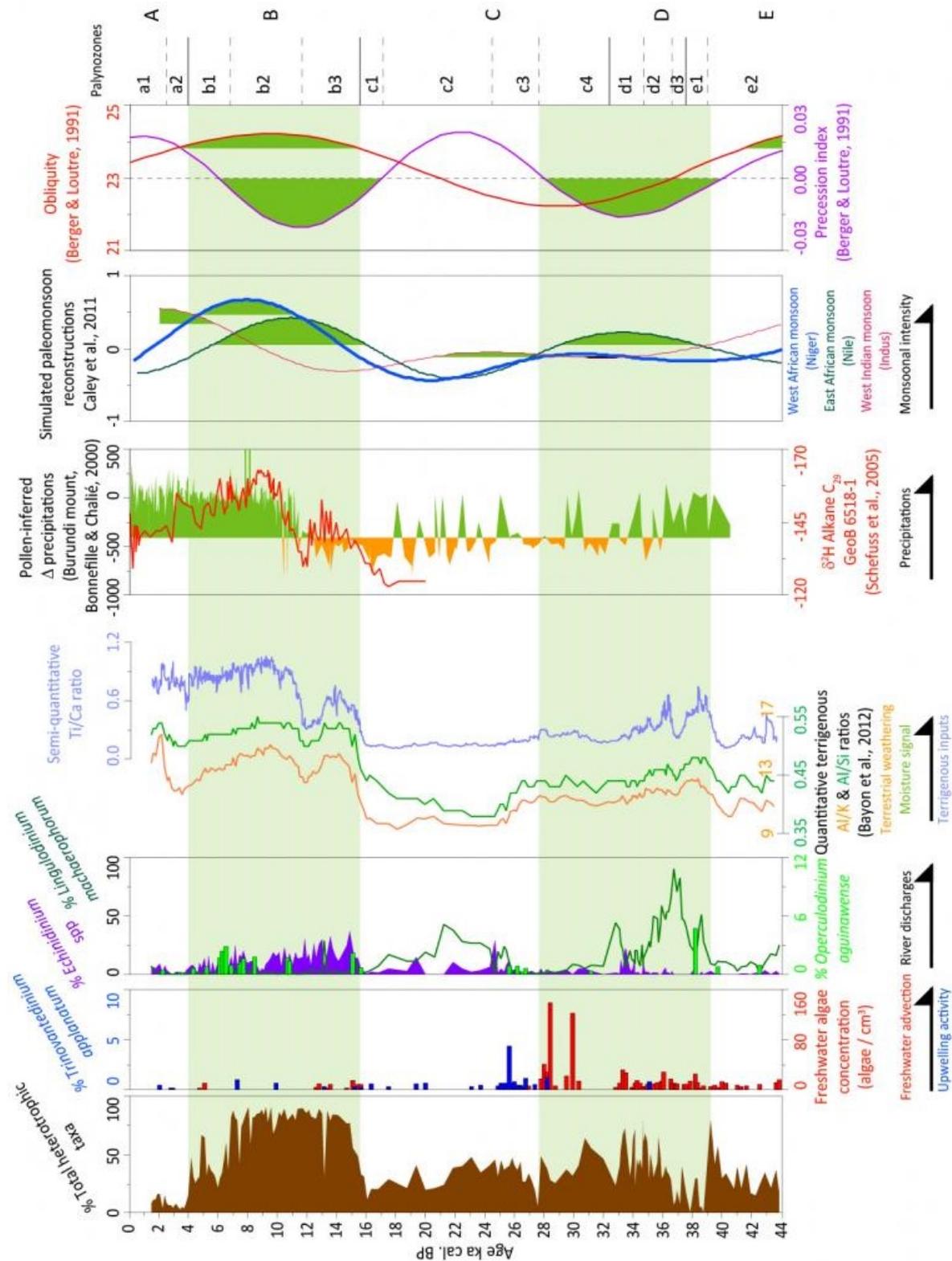


FIGURE 4.1 – Reconstructions obtenues à partir de la carotte KZAI-01 au large de l'embouchure du fleuve Congo. Issu de HARDY et al. [2016].

Dans ce chapitre, nous allons, à l'aide de simulations numériques, analyser les mécanismes à l'origine des variations de productivité au large de l'embouchure du Congo et les comparer aux résultats de [HARDY et al. \[2016\]](#). Nous essayons de répondre aux questions suivantes :

Comment les variations du débit du fleuve Congo influencent la productivité marine au large du fleuve ? D'autres processus sont-ils responsables des changements de productivité au large de l'embouchure du fleuve Congo ? Quels sont les effets des variations de la dynamique atmosphérique sur le débit du fleuve Congo ? Comment la dynamique atmosphérique, et en particulier la mousson africaine, a-t-elle varié au cours des derniers 46 000 ans ?

Dans toute cette étude, nous nous focalisons donc sur l'Afrique et l'Océan Atlantique Sud-Est. On utilise 5 simulations couplées du modèle IPSL-CM5A-LR décrites dans [LE MÉZO et al. \[2016\]](#) et brièvement dans le chapitre 2 pour analyser 5 états climatiques des derniers 46 000 ans : le pré-industriel (CTRL), le moyen-Holocène (MH, -6000 ans), le début de l'Holocène (EH, -9500 ans), le DMG (LGM, -21000 ans) et le Stade Isotopique Marin 3 (MIS3, -46000 ans). On analyse les variations de dynamique et de productivité par rapport à l'état moyen de la simulation CTRL qui nous sert de référence.

Ce chapitre commence par une brève description de la mousson africaine et de la dynamique atmosphérique saisonnière africaine ainsi que de la dynamique océanique du sud-est de l'Océan Atlantique tropical. Ensuite, nous étudions la dynamique atmosphérique saisonnière de la région dans différents climats glaciaires et interglaciaires et son effet sur le débit du fleuve Congo. Enfin, nous analysons les changements de productivité au large de l'embouchure du Congo et leurs liens avec les apports du fleuve et les changements de dynamique océanique et atmosphérique de la zone.

## **4.2 Description de la dynamique atmosphérique et océanique de la région**

### **4.2.1 Dynamique atmosphérique**

La circulation atmosphérique qui détermine le climat en Afrique est liée aux anticyclones subtropicaux ( $>30^\circ$ ) dans l'Atlantique nord (anticyclone des Açores) et sud (anticy-

clone de Sainte Hélène) et à la dépression thermique qui s'installe sur le nord ou le sud du continent africain (Fig. 1.5). L'anticyclone des Açores s'étend sur le nord de l'Afrique en été austral, prenant la place de la dépression de l'été boréal et modifiant ainsi la circulation atmosphérique [GIRESSE, 2008]. La circulation de surface est associée à la circulation tropicale de Hadley : dans l'hémisphère nord les vents sont dirigés du nord-est vers le sud-ouest et dans l'hémisphère sud les vents qui rejoignent la zone équatoriale sont en provenance du sud-est (Fig. 1.5) [GIRESSE, 2008]. La ZCIT est la zone de convergence de ces alizés décrits précédemment dans le chapitre 1 (Fig. 1.5).

Le gradient inter-hémisphérique de température conditionne la position en latitude de la ZCIT qui se déplace dans l'hémisphère le plus chaud. Plusieurs études dont JANICOT [1992], HALL et PEYRILLÉ [2006], NICHOLSON [2009] ou NICHOLSON [2013] donnent une description détaillée de la mousson africaine dont nous reprenons quelques points ici. Comme pour la mousson indienne, un gradient de température entre l'océan, l'Atlantique équatorial, et le continent, i.e. le Sahara, est à l'origine de la circulation de mousson qui transporte de l'humidité depuis l'océan vers le continent. La quantité de pluie sur le continent est aussi conditionnée par la position de la ZCIT et de son intensité [JANICOT, 1992].

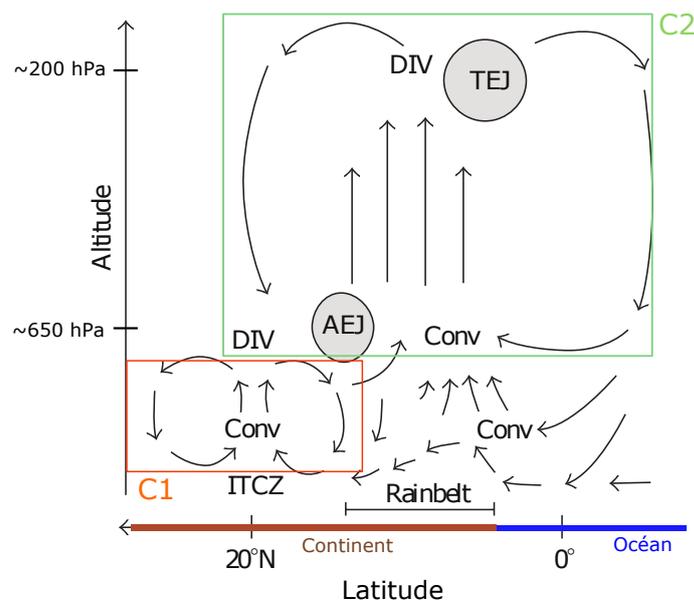


FIGURE 4.2 – Description des différents éléments constituant la mousson africaine (été boréal). L'ITCZ est le nom anglais de la ZCIT et "rainbelt" signifie "bande de pluie". Les cadres colorés mettent en évidence les deux cellules méridiennes C1 et C2. Modifié d'après NICHOLSON [2009].

Dans le cas de la mousson indienne, la zone de convergence des vents, ZCIT, est confondue avec la zone du maximum de précipitation ; ce n'est pas le cas de la circulation atmosphérique africaine. Le maximum de précipitation et la ZCIT continentale, indiquant la zone de convergence des vents de mousson et des vents secs en provenance du nord-est (nommé Harmattan), ne se trouvent pas au même endroit, la ZCIT continentale se situant plus au nord (Fig. 4.2) [NICHOLSON, 2009]. Au niveau de la bande de pluie, la vitesse verticale est plus importante qu'au niveau de la ZCIT continentale à cause d'une convection plus profonde (Fig. 4.2). Entre ces deux zones d'ascension des masses d'air et de convergence de l'humidité se trouve une zone de subsidence mettant en évidence le découplage entre la ZCIT continentale et la bande de pluie tropicale [NICHOLSON, 2009]. Sur l'océan par contre, la ZCIT marine désigne toujours la zone de convergence des alizés.

### Été boréal

En été boréal, une intense dépression thermique s'installe sur l'Afrique du nord-ouest en réponse au réchauffement des terres [LAVAYSSE et al., 2009]. Les gradients de température et de pression entre l'océan et le continent permettent aux alizés du sud-est de traverser l'équateur et de virer vers le nord-est pour entrer sur le continent nord africain : c'est le flux de mousson (Fig. 1.5b, e.g. NICHOLSON [2013]). Une des principales caractéristiques de la mousson d'été boréal est donc ce flux de mousson en provenance du sud-ouest qui transporte de l'humidité de l'océan vers le continent en traversant la bordure continentale au niveau du Golfe de Guinée (Chapitre 1 : Fig. 1.5b). La circulation cyclonique associée à cette dépression permet d'augmenter le flux de mousson vers le continent [LAVAYSSE et al., 2009]. Ce flux de mousson est visible sur la figure 4.3a en haut : entre 5°S et 20°N en été boréal le flux de mousson est restreint aux basses couches de la troposphère. Lors d'années particulièrement humides, on observe, au-dessus de ce flux de mousson, la formation d'un jet d'ouest intense autour de 850 hPa, on parle de jet d'ouest africain (Fig. 4.4) [NICHOLSON, 2013].

En été boréal toujours, on remarque aussi la présence de deux jets d'altitude : le Jet d'Est Africain (AEJ, en anglais pour *African Easterly Jet*) situé autour de 650 hPa et dont le cœur se place au-dessus de l'Afrique du nord-ouest (Fig. 4.3b) et le Jet d'Est Tropical (TEJ pour *Tropical Easterly Jet* en anglais) situé autour de 150 hPa et dont le cœur se situe sur l'océan indien (Fig. 4.3c).

L'AEJ aussi appelé Jet d'Afrique de l'Ouest est une caractéristique majeure de la structure du vent zonal au-dessus de l'Afrique du Nord en été boréal (Fig. 4.3b) [COOK, 1999]. L'AEJ se forme principalement à partir de deux processus qui sont : la distribution de l'humidité du sol qui présente un gradient vertical négatif résultant d'un sol très sec sur le Sahara, et l'insolation d'été qui produit un gradient de température de surface positif [COOK, 1999]. ROCA et al. [2005] montrent aussi que l'AEJ est alimenté en air sec par le jet subtropical. La dynamique et la structure de l'AEJ sont aussi sensibles à la dépression Saharienne [LAVAYSSE et al., 2009].

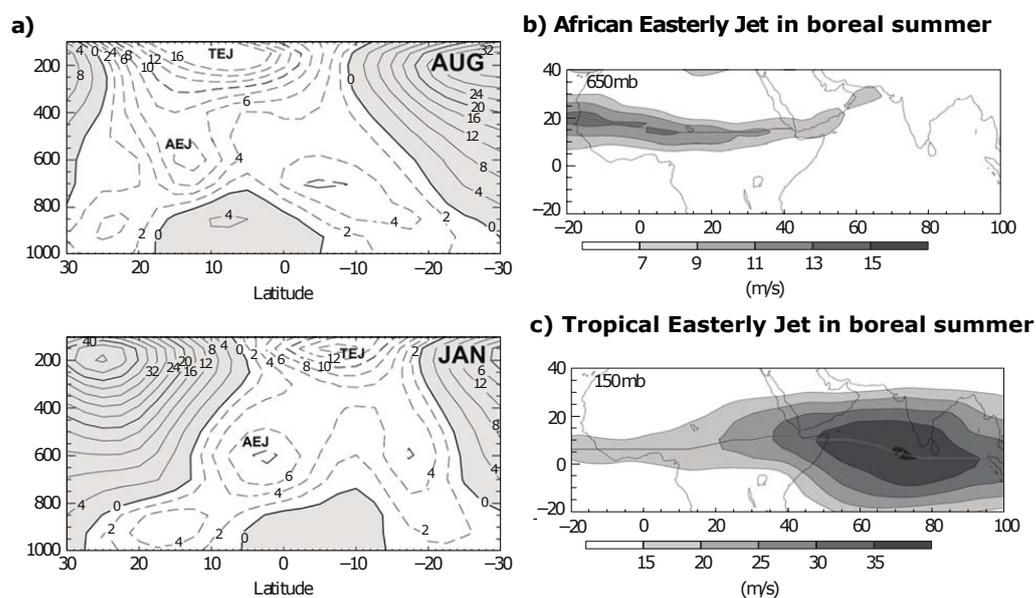


FIGURE 4.3 – a) Structure verticale du vent zonal ( $u$ ,  $m.s^{-1}$ , positif vers l'est) moyenné sur 10°W-10°E en été (AUG, figure du haut) boréal et en hiver (JAN, figure du bas) boréal, b) vitesse moyenne des vents d'est situés à 650 mbar représentant le Jet d'Est Africain (AEJ, en anglais pour *African Easterly Jet*) et d) vitesse moyenne des vents d'est situés à 150 mbar représentant le Jet d'Est Tropical (TEJ, en anglais pour *Tropical Easterly Jet*). Issu de NICHOLSON [2013].

NICHOLSON [2009] montre que le déplacement en latitude du cœur de l'AEJ se fait conjointement au déplacement de la bande de pluie tropicale, en réponse notamment au développement du jet d'ouest africain en altitude qui déplace l'AEJ (Fig. 4.4).

Le TEJ, dont le cœur se situe donc au niveau de l'Océan Indien (Fig. 4.3c), se développe en réponse au gradient de température entre le plateau Tibétain et l'Océan Indien [NICHOLSON, 2013]. NICHOLSON [2013] montre que l'intensité du TEJ peut aussi être liée à la quantité de pluie sur le nord de l'Afrique. Ce lien émane du fait que la divergence gé-

née en haute altitude par le TEJ module l'intensité de la convection profonde au niveau de la bande de pluie.

Si les jets de la moyenne et haute troposphère sont responsables de modifications de la structure et de l'intensité de la circulation de surface c'est qu'ils font partie des deux cellules de circulation méridienne qui s'établissent sur le nord de l'Afrique en été boréal (Fig. 4.2). En effet, puisque la ZCIT continentale et la bande de pluie ne sont pas confondues, la circulation atmosphérique n'est pas simplement composée d'une seule grande cellule méridienne de Hadley comme sur l'océan.

Les observations ont mis en évidence que le flux de mousson en surface se sépare entre une cellule incorporant de la convection profonde, C2 sur la figure 4.2, et une cellule moins profonde mais plus au nord, C1 sur la figure 4.2.

La cellule méridienne C1 s'étend jusque dans la moyenne troposphère où se trouve l'AEJ et est associée à l'ascension de masses d'air au niveau de la ZCIT [NICHOLSON, 2013]. La cellule C1 est associée à la dépression Saharienne et transporte de l'air sec dans la moyenne troposphère en direction de la bande de pluie plus au sud.

La cellule de circulation méridienne C2 est liée à la convection profonde autour de 10°N. Les masses d'air transportées par les vents de mousson s'élèvent là où la convection est intense et montent jusque dans la haute troposphère autour de 200 hPa où elles retournent vers le sud NICHOLSON [2013]. La zone de convection profonde est contrainte entre les axes des jets AEJ et TEJ (Fig. 4.2). Les précipitations importantes sur le continent proviennent à la fois des apports depuis l'océan et d'un recyclage efficace par le sol.

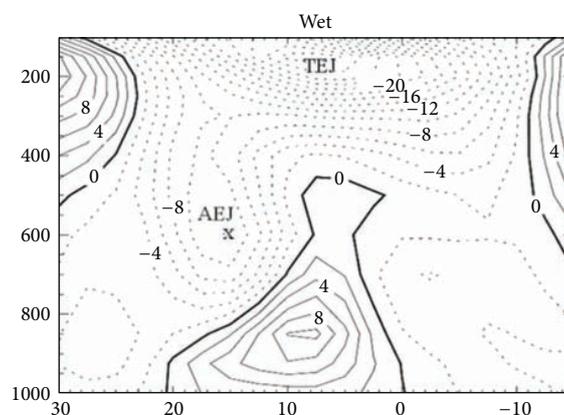


FIGURE 4.4 – Structure verticale du vent zonal caractéristique des années humides. On observe le développement du jet d'ouest africain qui force l'AEJ plus au nord. Issu de NICHOLSON [2013].

### Été austral

Le TEJ et l'AEJ sont présents en été boréal et en été austral, seule leur position (et leur intensité) varie entre les deux saisons avec des jets plus au sud en été austral (Fig. 4.3). En effet, la structure de la mousson se déplace vers le sud en été austral par rapport à l'été boréal, de concert avec les jets subtropicaux d'altitude associés aux cellules de Hadley (Figs. 1.6 et 4.3c). Ce déplacement vers le sud répond au réchauffement des terres de l'hémisphère sud et au refroidissement de celles de l'hémisphère nord en lien à l'insolation. La dépression initialement située sur le Sahara se déplace sur le sud du continent ce qui modifie la direction et l'intensité des vents : les alizés du sud-est ne peuvent plus traverser l'équateur et soufflent sur le continent entre 15°S et l'équateur (Fig. 4.3a, bas). Les alizés du nord-est, eux, pénètrent plus au sud où ils viennent rencontrer les vents du sud-est sur l'océan autour de 5°S (Fig. 1.5a). La bande de pluie tropicale se situe alors entre 5°N et 15°S (Fig. 1.5a). C'est la saison humide pour le sud de l'Afrique (Fig. 1.5a).

#### 4.2.2 Dynamique océanique

La dynamique océanique au sud-est de l'océan Atlantique équatorial est fortement influencée par la dynamique atmosphérique, en particulier par les vents de moussons et la circulation anticyclonique de Sainte-Hélène (section précédente). Nous présentons ici une image succincte de la dynamique océanique dans l'est du bassin Atlantique.

Dans l'est de l'Atlantique équatorial, on note la présence de deux courants principaux : le courant du Benguela qui transporte des eaux froides et riches en nutriments depuis le sud et le courant de l'Angola qui est dirigé en direction du sud le long de la côte africaine et constitue l'extension sud du contre-courant équatorial sud (SECC), le second courant principal dans la circulation de surface du bassin est de l'Angola [SCHNEIDER et al., 1997]. La dynamique océanique de l'Atlantique équatorial est principalement influencée par les effets du vent à la surface de l'eau et dominée par une échelle saisonnière. Le courant du Benguela est généré par les vents forts parallèles à la côte qui constituent la branche Est de la circulation anticyclonique de Sainte-Hélène et qui sont responsables de fortes remontées d'eaux froides et riches depuis la subsurface [MARSHALL et PLUMB, 2008]. Le courant du Benguela rencontre le courant de l'Angola au niveau du front Angola-Benguela situé à peu près à 14°S (Fig. 4.5). La présence de ce front empêche le courant du Benguela de

remonter plus au nord et donc d'apporter des nutriments dans notre zone étude au large de l'embouchure du fleuve Congo. Les vents associés à l'anticyclone de Saint-Hélène, les alizés du sud-est, permettent l'advection des eaux froides du Benguela vers l'équateur. Au niveau de l'équateur, les vents sont de plus en plus zonaux et génèrent donc de la divergence et un courant de surface équatorial d'Est en Ouest (SEC, Fig. 4.5).

Le sous-courant équatorial (EUC), dirigé vers la côte Est, est associé à un important gradient de pression horizontal vers l'Ouest.

Dans l'Est du bassin, la thermocline très proche de la surface et la présence de vents forts en surface, qui génèrent de grands mouvements verticaux, permettent une importante fertilisation de la couche euphotique et donc une importante productivité [SCHNEIDER et al., 1997].

En été boréal, sous l'effet des alizés en provenance du sud-est, la thermocline et la nutricline dans l'Est de l'Atlantique équatorial sud sont plus proches de la surface qu'en été austral. En été austral, le débit du Congo est beaucoup plus important ce qui a pour effet de réduire la salinité jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres au large de la côte lorsque la circulation de mousson et les alizés sont intenses [SCHNEIDER et al., 1997]. Le débit rapide du fleuve induit de l'upwelling au niveau de l'estuaire du Congo et dans le panache de la rivière. En dehors du panache très productif, la productivité marine dépend du mélange océanique qui transfère des nutriments de la subsurface vers la surface.

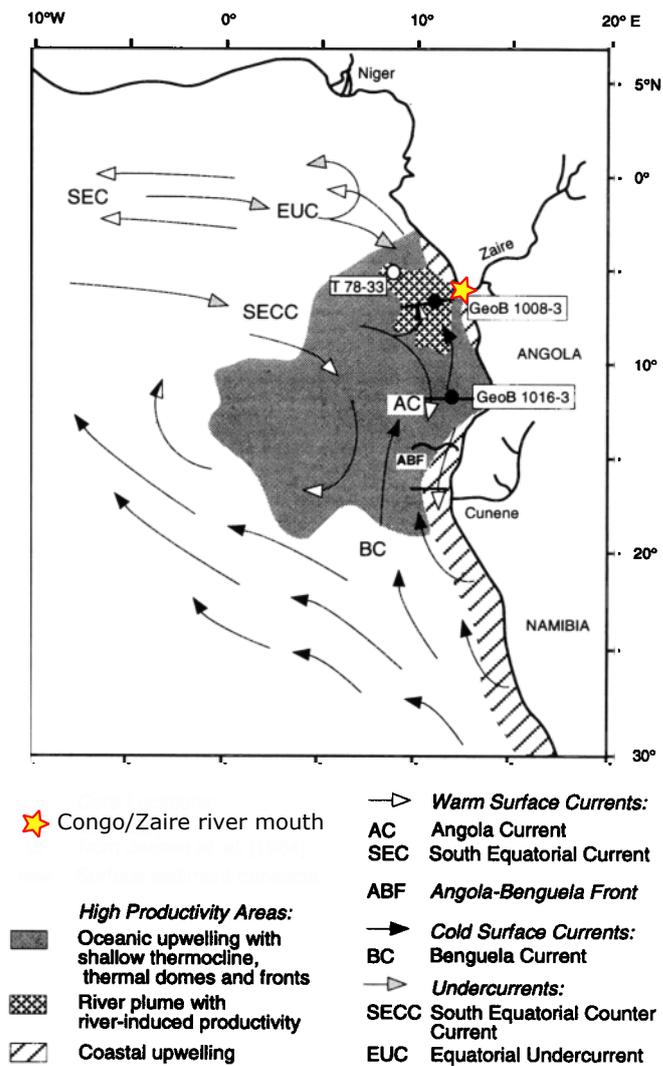


FIGURE 4.5 – Courants océaniques principaux et délimitation des zones de hautes productivité associées à différents mécanismes dans l'est du bassin de l'Angola. Adapté de SCHNEIDER et al. [1997]

### 4.3 Dynamique atmosphérique africaine dans différents climats du Quaternaire

Nous allons dans cette partie analyser les changements de la circulation atmosphérique entre les différents climats étudiés et leurs effets sur le débit du fleuve Congo. Dans un premier temps, on évalue la dynamique atmosphérique de la simulation CTRL au dessus de l'Afrique et de l'océan Atlantique Est. Puis on détermine les différences entre les climats et les mécanismes responsables des changements simulés.

#### 4.3.1 Évaluation du modèle

Dans cette section, nous évaluons la capacité de la simulation CTRL à reproduire la dynamique atmosphérique africaine. La figure 4.6 représente la précipitation, les vents à la surface et la température de surface de l'eau dans la simulation CTRL et dans les réanalyses, ici utilisées comme pseudo-observations, en été et en hiver.

En été boréal (JJAS), la bande tropicale de précipitation est située autour de 10°N sur l'océan et s'étend jusqu'à 5°S sur le continent dans les données (Fig. 4.6a). C'est la saison humide pour l'Afrique du Nord. Les vents en provenance de l'Océan Indien, les alizés du nord-est et du sud-ouest convergent au nord de l'équateur (Fig. 4.6a). L'air qui passe au-dessus de l'océan transporte de l'humidité qui précipite près de la zone de convergence des vents [GIRESE, 2008].

On retrouve bien ces grandes structures de vents et de précipitation dans la simulation CTRL (Fig. 4.6b). Cependant les précipitations sont plus intenses dans CTRL et décalées vers le sud en particulier sur l'océan au niveau du Golf de Guinée où le modèle simule plus de précipitation. Dans les données de précipitation, on remarque trois maxima continentaux vraisemblablement liés au relief continental (Fig. 4.6). Dans CTRL, les maxima sont moins marqués que dans les données et le maximum à l'est de l'Afrique est quasi-inexistant (Fig. 4.6a-c). Les alizés du sud-est sont moins intenses près de l'équateur dans CTRL, ce qui explique que les pluies ne s'étendent pas assez vers le nord (Fig. 4.6a-c). Les alizés étant moins intenses, les eaux froides de l'Atlantique sud remontent moins vers le nord ce qui contribue à générer une anomalie de température chaude dans l'Atlantique équatorial Est dans la simulation CTRL par rapport aux données (Fig. 4.6a-c).

En été austral (DJFM), la précipitation est aussi plus intense dans CTRL que dans les données (Fig. 4.6d-f). La bande de pluie est localisée sur le sud de l'Afrique et sur l'océan équatorial dans les ré-analyses (Fig. 4.6d). La distribution de la précipitation sur le sud de l'Afrique est similaire à celle des données. En revanche, sur l'Océan Atlantique équatorial, les précipitations sont décalées vers le sud dans CTRL (Fig. 4.6d-f). Ces différences de précipitations sont cohérentes avec les différences dans la structure des vents. On remarque que les alizés en provenance du sud-est sont moins intenses dans CTRL et remontent moins vers le nord que dans les données (Fig. 4.6d-f). Ce déplacement vers le sud de la ZCIT marine est dû à la présence d'une double ZCIT dans le modèle [DUFRESNE et al., 2013]. La branche sud de cette double ZCIT prend le pas sur la branche nord qui est la seule que l'on distingue dans les données (Fig. 4.6). Ce déplacement vers le sud est aussi en partie relié au biais froid de l'Atlantique Nord dans notre simulation et à une zone d'eau chaude, *warm-pool* en anglais, dans le Pacifique équatorial plus érodée que dans les données [RICHTER et al., 2014].

Les alizés du nord-est qui convergent au niveau de l'équateur dans les observations sont un peu plus intenses sur le nord de l'Afrique dans CTRL et dirigés plus vers l'ouest que dans les ré-analyses (Fig. 4.6d-f). Comme en été boréal, on observe une anomalie chaude de température dans le bassin de l'Angola (Fig. 4.6f).

RICHTER et al. [2014] ont évalué la capacité des modèles de CMIP5 à représenter la variabilité et l'état moyen de l'Atlantique équatorial. Ils montrent que la plupart des modèles ont de sérieux biais en particulier dans la représentation du gradient zonal de SST, dont le signe est opposé aux observations dans la plupart des simulations. Les auteurs mettent en évidence le fait que les vents d'Est à la surface de l'océan, trop faibles au printemps boréal, induisent une mauvaise position de la thermocline qui est trop profonde à l'Est ce qui réduit l'intensité de l'upwelling et induit une anomalie chaude à l'Est. On observe effectivement ce biais dans notre simulation CTRL. BRACONNOT et al. [2007] montre aussi que l'anomalie chaude de SST peut-être reliée à une composante méridienne des vents trop faible le long de la côte africaine générant ainsi moins d'upwelling. ROEHRIG et al. [2013] montrent que ces biais de SST dans l'Atlantique équatorial induisent un déplacement vers le sud de la ZCIT. Les auteurs mettent en évidence le rôle important des erreurs radiatives sur la température et les précipitations. RICHTER et al. [2012] indiquent que les

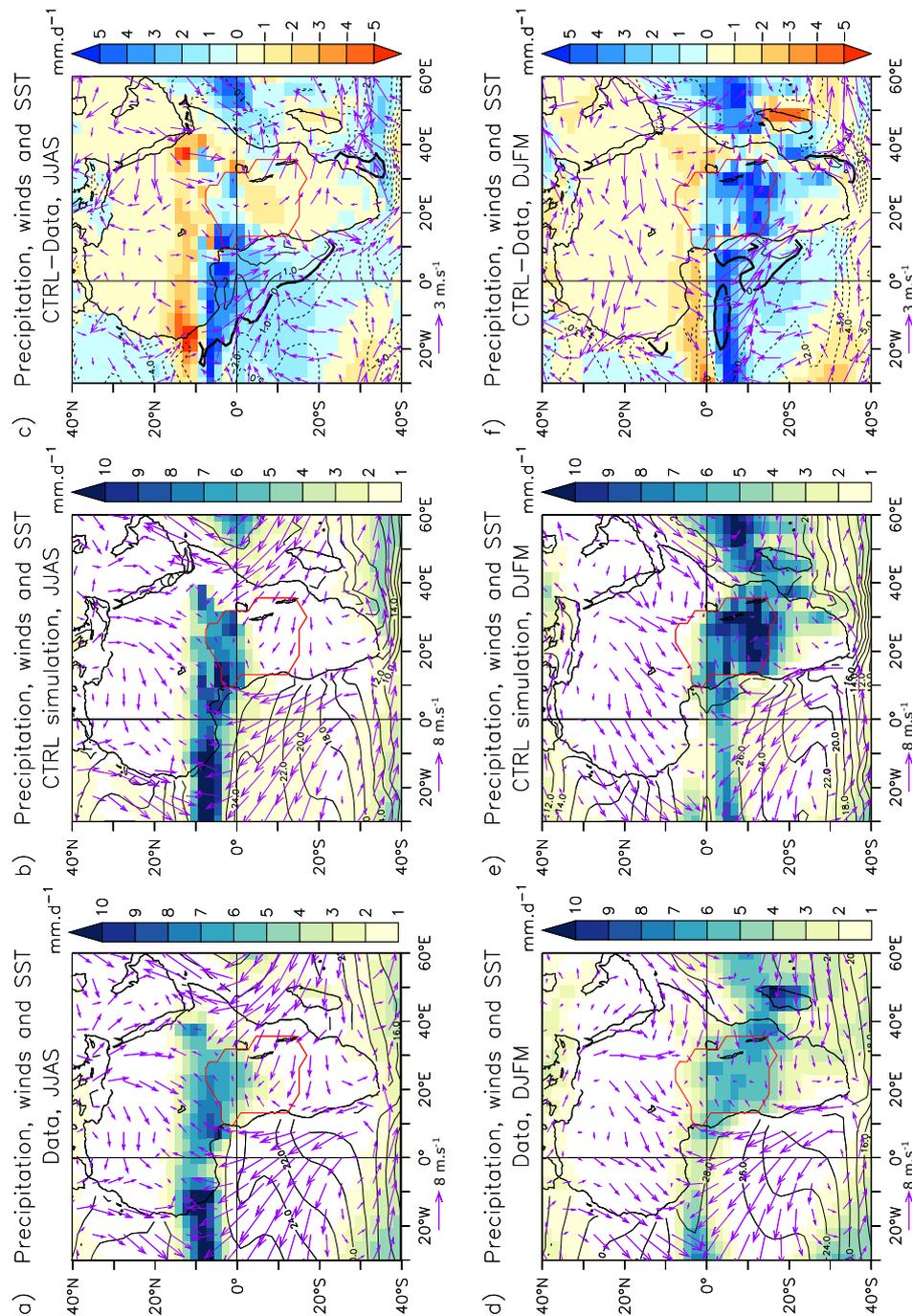


FIGURE 4.6 – Précipitation ( $mm.jour^{-1}$ , échelle de couleur), vents à la surface ( $m.s^{-1}$ , flèches) et température de surface de la mer, SST ( $^{\circ}C$ , contour noir) en été boréal (JJAS) dans a) les données, b) la simulation CTRL et c) la différence modèle-données et en été austral (DJFM) dans d) les données, e) la simulation CTRL et f) la différence modèle-données. Le contour rouge indique l'étendue du bassin versant du Congo dans le modèle. Les données de précipitation sont issues du Global Precipitation Climatology Center (GPCP version 2.2) (1979-2014) [ADLER et al., 2003], les données de vent proviennent du jeu de données NCEP-Reanalysis 2 (1979-2014) [KANAMITSU et al., 2002] et la SST est issue de la ré-analyse ERA-Interim (1979-2014) [DEE et al., 2011].

biais du vent de surface sont liés aux biais de la précipitation, trop intense en Amérique du Sud et trop faible en Afrique. Ils mettent ainsi en évidence le rôle clé des processus continentaux de surface. Il est à noter que la basse résolution de notre modèle ne permet pas la représentation des processus de fine échelle comme les tourbillons et ne permet pas une représentation suffisamment réaliste de l'amplitude des phénomènes de petite échelle comme les upwellings.

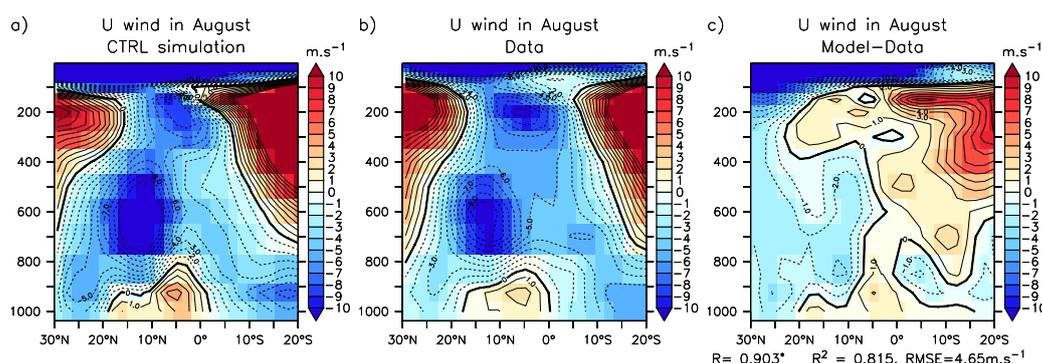


FIGURE 4.7 – Structure verticale du vent zonal moyen en été boréal (Août) entre 10°W et 10°E dans a) la simulation CTRL, b) les données et c) la différence modèle-données. Les données de vent proviennent du jeu de données NCEP-Reanalysis 2 (1979-2014) [KANAMITSU et al., 2002].

On se focalise maintenant sur l'évaluation du vent zonal moyen entre 10°W-10°E en été boréal. La simulation CTRL reproduit bien le flux de mousson d'ouest et les jets d'est de la moyenne et de la haute troposphère, l'AEJ et le TEJ, respectivement (Fig. 4.7). Le jet subtropical nord est sous-estimé tandis que le jet subtropical de l'hémisphère sud est surestimé dans CTRL. L'intensité de l'AEJ est plus grande dans CTRL que dans les données (Fig. 4.7). A l'inverse, le TEJ est moins intense dans CTRL (Fig. 4.7). On remarque aussi que le flux de mousson est plus intense dans CTRL que dans les ré-analyses (Fig. 4.7). Dans l'ensemble on observe un resserrement des structures au niveau de l'équateur dans le modèle par rapport aux données ce qui est cohérent avec l'analyse globale effectuée par HOURDIN et al. [2006] et pourrait en partie être lié à la résolution.

### Débit du fleuve Congo

Le bassin versant du fleuve Congo couvre environ 4 millions de  $km^2$  en Afrique centrale, le fleuve apporte plus de  $1200 km^3$  par an d'eau douce dans l'océan ce qui le place en deuxième position des fleuves à l'échelle mondiale, après l'Amazone [WELDEAB et al.,

2007]. Dans les sections suivantes, nous nous intéressons en particulier aux changements de débit du fleuve Congo et ses effets sur la productivité primaire au large. On évalue donc la représentation de la quantité de pluie sur le bassin versant dans la simulation CTRL, quantité qui impacte le débit du fleuve (Fig. 4.8).

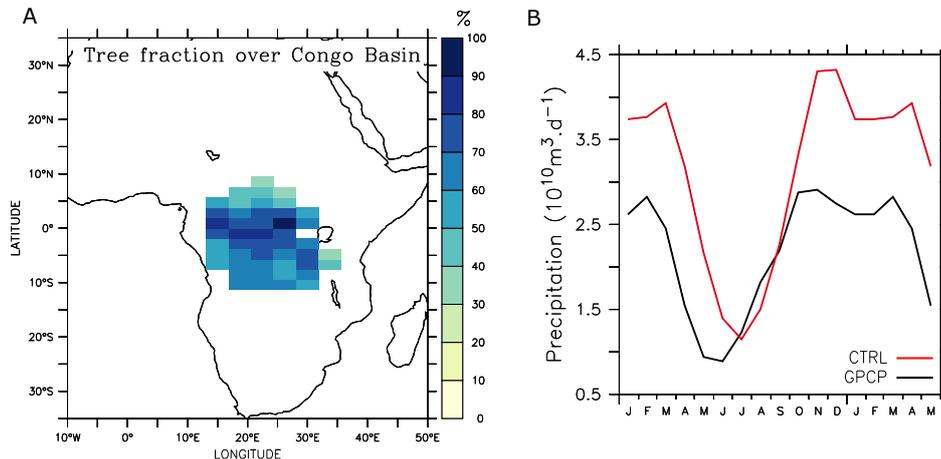


FIGURE 4.8 – a) Étendue du bassin versant du Congo et pourcentage des cellules recouvert par des arbres et b) cycle saisonnier de la précipitation totale ( $10^{10} m^3 \cdot jour^{-1}$ ) sur le bassin versant du Congo dans la simulation CTRL (en rouge) et dans les données (en noir).

Dans le modèle **ORCHIDEE** (voir aussi chapitre 2), le bassin versant est divisé en trois réservoirs avec des temps de résidence de l'eau différents [GUIMBERTEAU, 2010]. L'eau acheminée dans le fleuve dépend de la quantité de pluie sur le bassin moins les différentes pertes d'eau : évaporation du sol nu ou couvert, ruissellement ou drainage, évapotranspiration des plantes, évaporation de l'eau interceptée par les feuilles [GUIMBERTEAU, 2010]. Le bassin versant du Congo et le pourcentage des cellules contenues dans le bassin recouvert par des arbres sont représentés sur la figure 4.8a. Le type de végétation présente sur le bassin influence le routage de l'eau vers le fleuve.

Le cycle saisonnier de la précipitation sur le bassin versant du fleuve Congo dans CTRL est similaire à celui de la ré-analyse mais la simulation surestime la précipitation comme nous l'avons vu sur la figure 4.6. D'autre part, le cycle saisonnier simulé est légèrement décalé dans le temps avec un retard d'environ un mois sur le cycle saisonnier observé (Fig. 4.8).

### Conclusions sur l'évaluation du modèle pour la mousson africaine

L'évaluation de la simulation CTRL a mis en évidence certains biais comme l'anomalie chaude de température dans l'est du bassin Atlantique Tropical Sud et des précipitations trop intenses. Malgré les biais de précipitation mis en évidence, la représentation tri-dimensionnelle de la circulation atmosphérique est satisfaisante (Fig. 4.7, ROHRIG et al. [2013]). L'incursion de la bande de pluie sur le bassin versant Congo est bien représentée en été et en hiver. Ceci nous permet d'envisager l'étude des variations de précipitations en lien avec celles de la mousson africaine pour différents climats.

Dans la suite de cette partie, nous analysons les changements de précipitation et leurs effets sur le débit du fleuve Congo dans 5 simulations différentes. La figure 4.9 représente les variations d'insolation incidente au sommet de l'atmosphère dans les climats Holocène et glaciaires par rapport à la simulation CTRL.

L'insolation moyenne reçue en haut de l'atmosphère dans l'hémisphère nord en été boréal est plus élevée dans les simulations Holocène et MIS3 que dans CTRL et moins élevée dans la simulation LGM par rapport à CTRL, du fait des changements de configurations astronomiques (Fig. 4.9). Les variations de l'insolation à 20°N en été boréal devraient favoriser des tropiques nord plus humides dans MH, EH et MIS3 et plus secs dans LGM par rapport à CTRL. A l'inverse, l'insolation réduite dans l'hémisphère sud (30°S) en été austral devrait favoriser des tropiques sud plus secs dans MH et EH et plus humides dans LGM et MIS3. Ces relations découlent de la corrélation existante entre la mousson sud africaine avec l'insolation à 30°S en janvier et entre la mousson nord africaine et l'insolation à 20°N en juillet [GASSE, 2000]. Dans le détail, ces relations sont surtout le fruit des changements de gradients d'insolation et des changements saisonniers entre les deux hémisphères. Nous allons voir ici si ces changements d'insolation seuls sont capables de caractériser les variations de précipitations sur l'Afrique.

#### 4.3.2 Changements dynamiques en été boréal

L'été boréal est la saison de la mousson africaine caractérisée en Afrique du Nord par des vents forts en provenance du sud-ouest qui, comme décrit précédemment, trans-

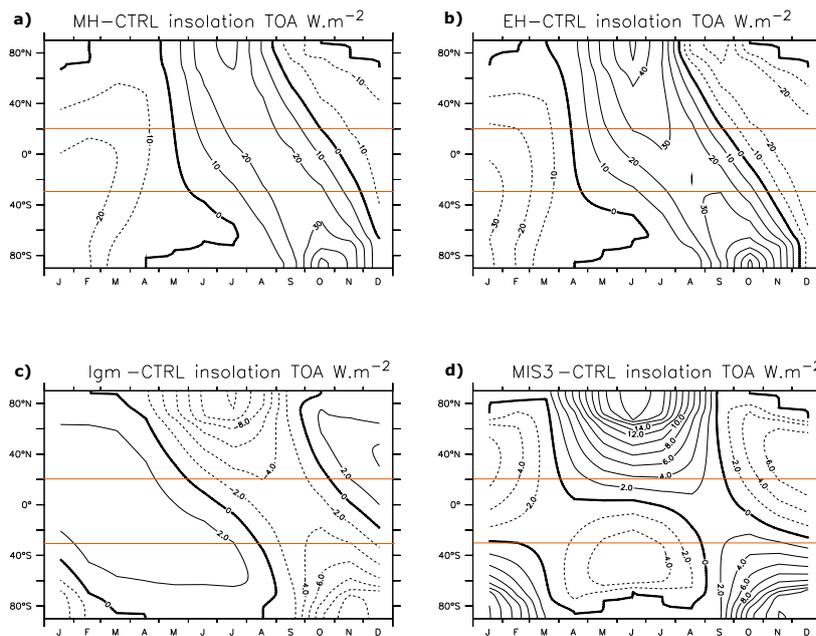


FIGURE 4.9 – Changements d’insolation en haut de l’atmosphère par rapport à la simulation CTRL dans a) MH, b) EH, c) LGM et d) MIS3. Les lignes oranges indiquent les latitudes 20°N et 30°S. Pour toutes les simulations, la date du point vernal est fixée au 21 mai à midi et le calendrier actuel est utilisé pour calculer les moyennes mensuelles. Les effets de déphasage en automne proviennent en partie du choix de calendrier [JOUSSAUME et BRACONNOT, 1997].

portent l’humidité depuis l’Océan Atlantique vers le continent Nord-Africain. La précipitation augmente sur le Sahel pendant les mois d’été boréal. Sur le bassin du Congo il y a peu de précipitation et le débit du fleuve est faible (Fig. 4.8).

Dans cette section, nous analysons les changements de circulation atmosphérique, en été boréal, entre différents climats glaciaires et interglaciaires et leurs liens avec le débit du fleuve Congo.

La figure 4.10 représente les changements de précipitation, de température à la surface, de pression au niveau de la mer (SLP pour *Sea Level Pressure* en anglais) ainsi que les changements d’intensité des vents de surface par rapport à la simulation CTRL dont l’état moyen est donné sur les panels a), f), k) et p), respectivement.

On s’intéresse tout d’abord aux changements de précipitations (Fig. 4.10a-e). Dans toutes les simulations, la quantité de pluies diminue par rapport à la simulation CTRL sur l’océan au niveau de la ZCIT et sur le pourtour continental du Golfe de Guinée (Fig. 4.10b-e). Dans les simulations MH, EH et MIS3 la quantité de pluie augmente sur le Sahel et le

### 4.3. Dynamique atmosphérique africaine dans différents climats du Quaternaire

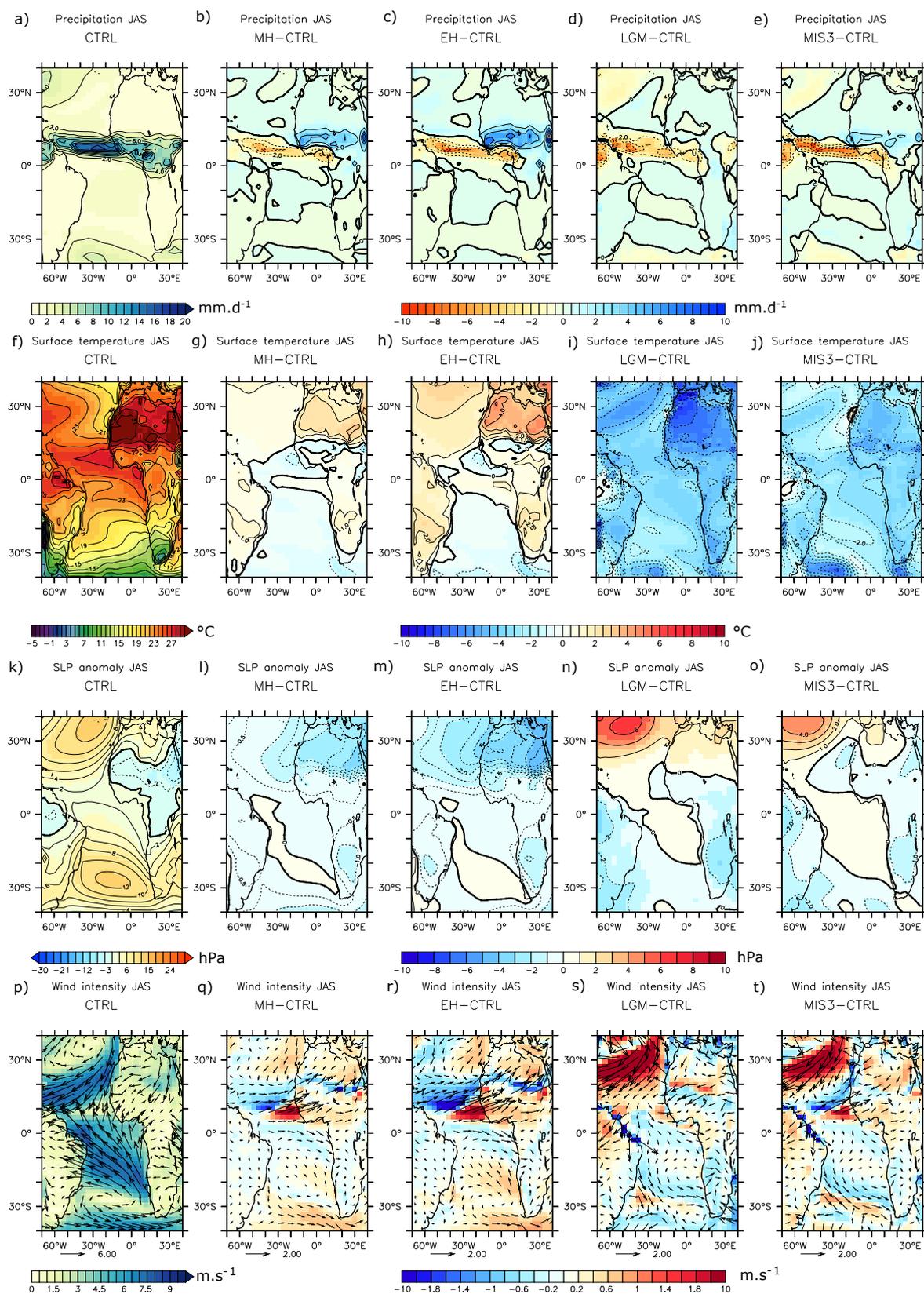


FIGURE 4.10 – Sur cette figure la première colonne donne la distribution moyenne en été boréal (JAS) dans la simulation CTRL de a) la précipitation ( $mm.jour^{-1}$ ), f) la température de surface ( $^{\circ}C$ ), k) l’anomalie de pression de surface (SLP, hPa) et p) l’intensité (échelle de couleur) et la direction (flèches) des vents à la surface ( $m.s^{-1}$ ). Les quatre colonnes suivantes donnent les différences MH-CTRL, EH-CTRL, LGM-CTRL et MIS3-CTRL, pour ces mêmes variables.

nord de l'Afrique (Fig. 4.10b,c,e) tandis qu'elle diminue légèrement dans LGM par rapport à CTRL (Fig. 4.10d).

La structure de changement de précipitation dans MH, EH et MIS3 suggère que la bande de pluie tropicale s'est déplacée vers le nord sur le continent par rapport au pré-industriel.

Afin de comprendre les changements de précipitations on s'intéresse maintenant aux changements de température à la surface du sol et de l'océan (Fig. 4.10f-j). Les différences de température avec CTRL montrent des changements bien distincts entre les simulations Holocène et les simulations glaciaires. En climats glaciaires, on remarque une forte diminution de la température sur toute la zone (Fig. 4.10i,j). Cette diminution de la température est induite par la présence de grandes calottes de glace et la réduction de la quantité de gaz à effet de serre dans l'atmosphère.

La forte diminution de la température conduit à une diminution de l'évaporation et donc de la quantité d'eau dans l'atmosphère. Par conséquent, on s'attend à moins de précipitation dans les simulations LGM et MIS3 par rapport à CTRL. On voit bien cette diminution de la précipitation dans LGM dans toute la bande de précipitation de CTRL (Fig. 4.10a,d). En revanche, dans MIS3, la précipitation ne diminue qu'au niveau de la ZCIT marine (Fig. 4.10e).

Dans les simulations Holocène, la température augmente bien dans l'hémisphère nord en réponse à une insolation plus forte (Figs. 4.9 et 4.10g,h). Cette augmentation de la température devrait permettre d'augmenter les précipitations dans MH et EH par rapport à CTRL. On voit bien une augmentation des précipitations sur le continent mais les pluies diminuent sur l'océan (Fig. 4.10g,h). On remarque aussi des changements locaux de la température dans MH et EH par rapport à CTRL (Fig. 4.10g,h).

Les changements thermiques de grande échelle permettent d'expliquer certains aspects des variations de la précipitation dans les simulations MH, EH et MIS3 et la quasi-totalité du signal de précipitation dans LGM. Les disparités entre les changements attendus et les changements simulés sont donc vraisemblablement dus à des variations dynamiques plutôt que thermiques.

Pour comprendre les mécanismes dynamiques responsables des variations de la précipitation simulées on s'intéresse maintenant à la pression au niveau de la mer et aux vents à la surface (Fig. 4.10k-t). Dans la simulation CTRL, la dépression sur le nord de

l'Afrique (Fig. 4.10k) et le contraste de température et de pression entre l'océan et le continent permet le développement du flux de mousson que l'on voit sur le panel p) de la figure 4.10. Dans les simulations Holocène, la dépression s'intensifie par rapport à CTRL et se déplace vers le nord (Fig. 4.10l,m). On remarque aussi une diminution de la SLP sur le sud de l'Afrique (Fig. 4.10l,m). Dans les simulations glaciaires, la SLP se renforce fortement au niveau de l'anticyclone des Açores dans l'Atlantique Nord (Fig. 4.10n,o). La SLP diminue sur le sud du continent africain et jusqu'à environ 15°N dans LGM (Fig. 4.10n). Dans MIS3, la SLP diminue aussi sur le continent et même plus au nord que dans LGM (Fig. 4.10o). On remarque en effet une diminution et une extension de la SLP plus marquée sur les marges de la dépression Saharienne de la simulation CTRL (Fig. 4.10k,o). Est-ce que ces différences de changement de SLP entre LGM et MIS3 peuvent expliquer l'augmentation de la précipitation sur le nord de l'Afrique dans MIS3 ?

Afin de répondre à cette question, on s'intéresse aux changements de l'intensité et de la direction du vent à la surface (Fig. 4.10p-t). L'intensité des alizés de l'hémisphère nord diminue fortement au niveau des zones de convergence océanique et continentale, suggérant un déplacement de la structure vers le nord dans MH et EH (Fig. 4.10q,r). En particulier, la bande bleue d'intensité des vents sur le continent met en évidence la migration de la zone de convergence vers le nord. Les structures de vent étant déplacées plus au nord et la dépression Saharienne étant plus intense, les alizés du sud-est pénètrent plus au nord et sont déviés plus fortement vers l'est, vers le continent nord africain, par la force de Coriolis. Ces vents s'organisent en un flux de mousson plus intense que dans CTRL situé entre 5 et 10°N (Fig. 4.10q,r). Ce flux de mousson n'est pas orienté depuis le sud vers le nord, il s'agit d'un flux d'ouest dans les basses couches de l'atmosphère.

Dans les simulations LGM et MIS3, les vents anticycloniques sont plus intenses que dans CTRL dans l'Atlantique Nord en réponse à l'augmentation de la SLP (Fig. 4.10s,t). L'augmentation des vents associés au renforcement de l'anticyclone des Açores montre une extension vers le sud plus limitée dans MIS3 que dans LGM, suggérant un déplacement de la structure vers le nord dans MIS3 (Fig. 4.10s,t). Malgré l'intensification des alizés du nord-est dans MIS3 on remarque, à l'instar des simulations MH et EH, la formation d'un flux de mousson d'ouest entre 5 et 10°N (Fig. 4.10t). Les changements faibles de SLP sur les marges de la dépression Saharienne permettent tout de même de modifier l'advection des flux et de générer le flux d'ouest de mousson dans MIS3.

Nos résultats montrent bien une augmentation de la précipitation sur le continent nord africain dans les simulations MH, EH (Fig. 4.10b,c) en accord avec une insolation plus forte dans l'hémisphère nord (Fig. 4.9a,b). ZHAO et al. [2005] montrent en effet qu'une insolation plus forte en été boréal a pour effet de diminuer la SLP sur le nord de l'Afrique et l'Océan Atlantique Nord et d'augmenter le contraste terre-océan qui dirige le flux de mousson. Dans nos simulations, l'augmentation de la quantité de pluie n'est pas directement liée à un flux de mousson nord-sud plus intense mais à un déplacement vers le nord de la bande de pluie tropicale et au développement d'un flux de mousson d'ouest en surface qui transporte l'humidité de l'Océan Atlantique Tropical Nord vers le continent d'ouest en est (Fig. 4.10q,r,t).

Le refroidissement global dans la simulation LGM diminue la quantité d'humidité dans l'atmosphère et donc la quantité de précipitation dans la bande de pluie tropicale. L'insolation plus faible dans LGM permet l'intensification des vents associés à l'anticyclone des Açores en accord avec les résultats de ZHAO et al. [2005].

La simulation MIS3 représente un cas intermédiaire intéressant puisqu'elle combine à la fois les forçages d'un état glaciaire (calotte plus grande et moins de gaz à effet de serre) et les forçages imposés par une insolation plus forte en été boréal. L'état glaciaire suppose un renforcement des alizés et une réduction du flux de mousson tandis que, l'insolation plus forte suppose une réduction des alizés et une augmentation du flux de mousson. Dans MIS3, l'état glaciaire de la simulation est responsable d'une augmentation de l'intensité des alizés dans l'hémisphère nord comme dans LGM cependant, le flux de mousson augmente aussi par rapport à CTRL en accord avec l'extension et le renforcement de la dépression thermique Saharienne (Fig. 4.10o,t). Il apparait que les alizés bien que plus intenses soient décalées vers le nord, laissant ainsi de la place pour le développement d'un flux d'ouest transportant de l'humidité de l'océan vers le continent (Fig. 4.10t). Dans MIS3 on ne retrouve donc pas la relation démontrée dans ZHAO et al. [2005] selon laquelle si les alizés augmentent le flux de mousson diminue et inversement : dans MIS3, la dépression Saharienne plus intense et plus étendue contre-balance l'effet glaciaire.

### **Lien entre gradient de température et précipitation**

ZHAO et al. [2005] établissent, à l'aide de simulations du moyen Holocène, que le dipôle de SST entre l'Atlantique Tropical Nord ( $>5^{\circ}\text{N}$ ) et l'Atlantique Tropical Sud ( $<5^{\circ}\text{S}$ )

influence la quantité de précipitation sur l'Afrique du Nord-Ouest. Sur la figure 4.11 nous avons représenté les variations de la quantité de précipitation moyenne sur le sud-ouest de l'Afrique du Nord en fonction du gradient de température inter-hémisphérique de SST calculé sur l'Océan Atlantique. La relation obtenue pour chacun des climats montre que plus le gradient est grand plus la quantité de pluie sur le continent augmente (Fig. 4.11). Les valeurs du gradient inter-hémisphérique tropical de SST,  $T_{30}$ , et de la quantité de précipitation sur le continent, sont plus élevées dans les simulations Holocène et MIS3 et plus faibles dans LGM par rapport à la simulation CTRL en été boréal (Fig. 4.11).

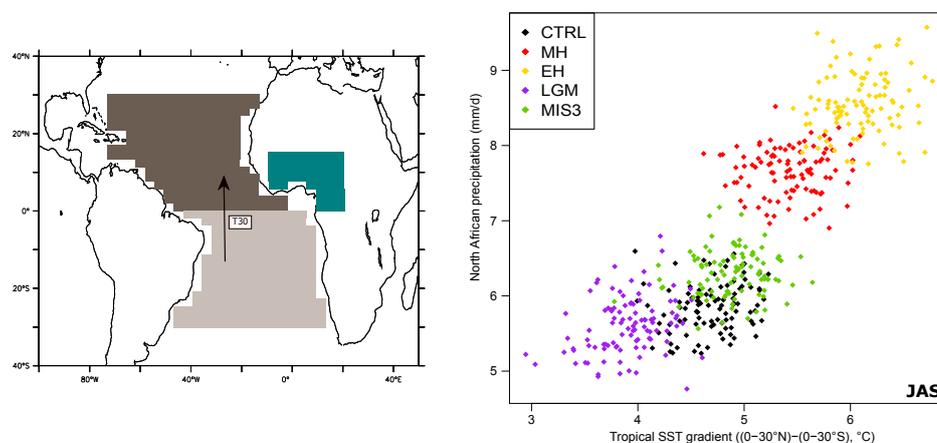


FIGURE 4.11 – Relation entre la quantité de pluies ( $mm.jour^{-1}$ ) sur le sud-ouest du nord de l'Afrique et le gradient de SST entre l'Atlantique Nord (0-30°N) et l'Atlantique Sud (0-30°S). La carte représente les zones (en marron) sur lesquelles ont été effectuées les moyennes pour calculer le gradient T30 ainsi que la région (en vert) sur laquelle est moyennée la précipitation.

### Structure verticale

Le flux de mousson qui se développe dans MH, EH et MIS3 par rapport à CTRL est un flux d'ouest qui se situe sur l'océan au niveau de la zone de convergence des alizés (Fig 4.10b,c,e). La figure 4.12a-e représente une coupe méridienne de la composante zonale du vent sur la zone 20°W-10°E dans les cinq simulations. Cette figure montre, un flux d'ouest en-dessous de 850 hPa plus développé dans les simulations MH, EH et MIS3. NICHOLSON [2013] montrent que le développement d'un jet d'ouest africain se produit lors des années les plus humides en réponse à de l'instabilité inertielle induite par un gradient de pression cross-équatorial plus fort. Ainsi, le flux d'ouest que l'on observe sur la figure 4.10b,c,e est la signature des vents d'ouest de la moyenne troposphère qui se

développent particulièrement lors des années humides [NICHOLSON, 2009, 2013]. Il apparaît donc que le flux d'ouest des basses couches présent dans les simulations Holocène et MIS3 ressemble à de la variabilité inter-annuelle du flux de mousson analysée par exemple dans NICHOLSON [2013]. Ce flux de mousson d'ouest entre 5 et 10°N suggère des conditions plus humides qu'au CTRL en accord avec les précipitations plus intenses (Fig. 4.10a-e).

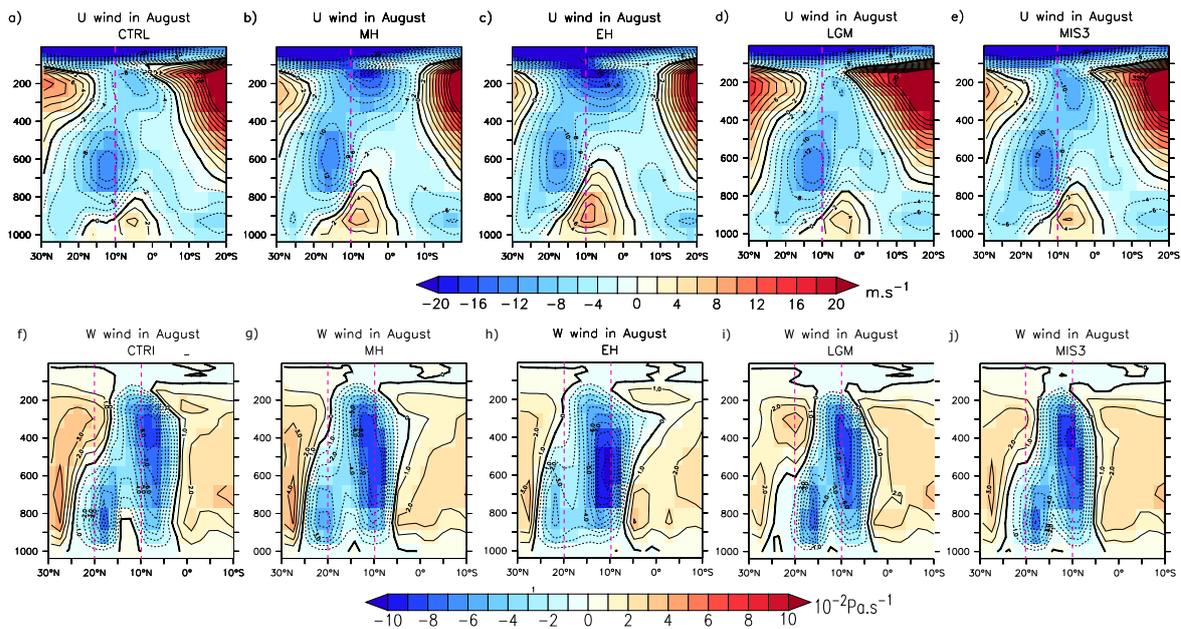


FIGURE 4.12 – Coupe méridienne a-e) du vent zonal et f-j) de la vitesse verticale, moyennés sur 20°W-10°E en août dans les simulations a,f) CTRL, b,g) MH, c,h) EH, d,i) LGM et f,j) MIS3. Les lignes pointillées roses servent de repères pour analyser les déplacement en latitude des différentes structures atmosphériques.

Sur la première ligne de la figure 4.12a-e on note aussi la présence du Jet d'Est Tropical (TEJ, autour de 200 hPa) et du Jet d'Est Africain (AEJ, autour de 650 hPa). Nous avons vu précédemment que la position en latitude de l'AEJ et l'intensité du TEJ module la quantité de précipitation sur le nord du continent NICHOLSON [2013]. Dans les simulations où le flux d'ouest est plus développé (MH, EH et MIS3) l'AEJ est décalé vers le nord par rapport à CTRL (Fig. 4.12b,c,e). On retrouve bien la relation entre la position de l'AEJ et l'intensité des pluies : plus le jet est au nord plus il y a de précipitation [TEXIER et al., 2000]. Dans ces mêmes simulations, l'intensité du TEJ est plus forte que dans CTRL (Fig. 4.12b,c,e). L'intensité du TEJ est d'autant plus grande que le jet d'ouest à 850 hPa est développé et que la quantité de pluie sur le continent est importante (Figs. 4.12a-e et 4.10). TEXIER et al.

[2000] discutent le fait que les changements de convection sont accompagnés de variations du TEJ et de l'AEJ en lien avec les changements de gradients de température dans la moyenne troposphère. En particulier, une mousson africaine renforcée est associée à un déplacement vers le nord et à une intensification de l'AEJ.

Dans la simulation LGM, l'AEJ est situé à la même latitude que dans CTRL et le TEJ n'est pas présent entre 10°W et 10°E (Fig. 4.12d). L'intensité et la distribution spatiale de l'AEJ et du TEJ sont représentées en annexe C pour les 5 climats étudiés. Ces distributions spatiales montrent notamment le développement plus ou moins marqué du TEJ sur l'Afrique de l'ouest et le déplacement de plusieurs degrés en latitude de l'AEJ dans les simulations MH, EH et MIS3 par rapport à CTRL.

L'AEJ et le TEJ contraignent [NICHOLSON, 2009, 2013] et répondent [TEXIER et al., 2000] à la position de la convection profonde ayant lieu dans la bande de pluie tropicale. La distribution verticale méridienne de la vitesse verticale du vent moyennée sur la zone 20°W-10°W nous donne des informations sur le mouvement des zones de convection profonde au niveau la bande de pluie et superficielle au niveau de la ZCIT continentale (Fig.4.12f-j). Dans la simulation CTRL, on retrouve la structure caractéristique des vents avec de la convection autour de 20°N, correspondant à la position de la convergence des vents sur le continent nord africain, et de la convection profonde un peu plus au sud autour de 5°N, correspondant à la position de la bande de pluie tropicale continentale (Fig.4.12f).

Dans les simulations Holocène, les deux zones de convergence se déplacent vers le nord d'environ 5° (Fig. 4.12g,h). Dans la simulation LGM, la zone de convergence des vents sur le continent se déplace légèrement vers le sud tandis que la bande de pluie tropicale est à la même position que dans CTRL (Fig. 4.12i). Dans la simulation MIS3, la zone de convergence des vents sur le continent est au même endroit que dans CTRL et la bande de pluie tropicale s'est déplacée vers le nord d'environ 5° (Fig. 4.12j). La zone de convection globale est plus comprimée en latitude dans les simulations glaciaires que dans les simulations interglaciaires.

Ces résultats suggèrent donc que la position de la zone de convection profonde répond aux changements d'insolation tandis que, la ZCIT est dépendante à la fois de l'insolation et de l'état glaciaire-interglaciaire du climat. [BROCCOLI et al., 2006] montrent notamment à l'aide de simulations d'un modèle d'atmosphère couplé à un modèle d'océan simple (dit "slab", c'est un océan homogène et immobile de profondeur fixe égale à 50 m) que

l'augmentation du gradient de température inter-hémisphérique (orienté sud-nord) qui dépend de l'insolation et de la couverture de glace, a pour effet de déplacer la ZCIT marine vers le sud, et inversement.

[CHIANG et al., 2003] montrent à l'aide de simulations d'atmosphère que l'augmentation de l'insolation à partir du climat du DMG induit un mouvement vers le nord de la ZCIT sur le continent africain et peu ou pas de changement de position de la ZCIT marine, en raison de différents temps de réponse du continent et de l'océan. Nos analyses des simulations LGM et MIS3 sont cohérentes avec leurs résultats et en particulier avec les changements de précipitations sur la figure 4.10d,e.

### Conclusions

Dans cette section, nous avons analysé les changements dynamiques atmosphériques en été boréal dans l'Océan Atlantique Tropical. Les variations simulées de la précipitation peuvent être associées aux changements d'insolation et de gradients thermiques. En effet, l'augmentation de l'insolation dans l'hémisphère nord dans les simulations MH, EH et MIS3 se fait de concert avec l'augmentation de la quantité de pluies sur le continent nord africain. A l'inverse le continent est plus sec dans la simulation LGM où le flux de mousson est réduit à cause d'alizés du nord-est plus intenses.

La simulation MIS3 représente un cas intermédiaire entre les climats Holocène et le climat du DMG. Dans MIS3, l'état glaciaire de la simulation génère des alizés plus intenses dans l'hémisphère nord mais l'augmentation de l'insolation induit un déplacement de l'anticyclone des Açores vers le nord laissant ainsi la place au développement du flux de mousson d'ouest en est entre 5°N et 10°N. Ce flux de mousson plus intense est associé à un gradient inter-hémisphérique (nord-sud) de température plus fort qu'au CTRL.

Une particularité des simulations Holocène et MIS3 est le dipôle de précipitation continent-océan : la précipitation augmente sur le continent et diminue sur l'océan. Dans ces simulations, la bande de pluie tropicale sur le continent se déplace vers le nord en réponse aux changements d'insolation. Ce mouvement de la bande de pluie entraîne une augmentation des précipitations sur le continent au nord de la position de référence issue de CTRL. D'autre part, l'intensification du

flux d'ouest depuis l'océan vers le continent transporte l'humidité de l'océan sur le continent et donc réduit les précipitations sur ce dernier. Dans MIS3 le climat plus froid réduit l'évaporation océanique et donc la quantité de pluie sur l'océan comme dans la simulation DMG. Pour finir, le flux d'ouest plus intense dans MH, EH et MIS3 a pour effet de transporter des eaux chaudes du nord de l'équateur vers le sud ce qui dans les simulations Holocène réduit l'upwelling équatorial, réchauffe l'océan et produit plus d'évaporation. L'augmentation de l'évaporation augmente la quantité d'humidité transportée par les vents depuis l'océan vers le continent. Au niveau du flux d'ouest en revanche, la SST diminue ce qui via la rétroaction vent-évaporation-SST diminue la précipitation.

Les processus modifiant la circulation atmosphérique dans MH et EH font principalement appel à la dynamique atmosphérique tandis qu'en climats glaciaires il y a un fort effet thermodynamique en jeu lié à la présence de calottes de glace et à la diminution du CO<sub>2</sub> atmosphérique. Le climat étant plus froid et plus sec on observe une rétroaction de la vapeur d'eau sur la quantité de pluie précipitable. Dans MIS3 on observe un effet conjoint des processus thermiques et dynamiques sur la structure des précipitations.

### 4.3.3 Changements dynamiques en été austral

En été austral, le Sahara se refroidit et le continent sud africain se réchauffe, les gradients thermiques s'inversent modifiant ainsi la circulation atmosphérique. Le flux de mousson n'est plus assez fort pour traverser l'équateur et transporter de l'humidité sur le nord du continent africain. On observe un renversement des vents de l'hémisphère nord : c'est la mousson d'hiver au cours de laquelle on observe une convergence de l'humidité sur l'océan. Les alizés de l'hémisphère nord pénètrent plus au sud sur le continent et rencontrent les alizés de l'hémisphère sud au sud de l'équateur, ce qui implique que la ZCIT marine est localisée plus au sud en été austral qu'en été boréal. Les précipitations sont importantes sur le sud du continent africain [NICHOLSON et GRIST, 2003; TIERNEY et RUSSELL, 2007]. Ces précipitations sont alimentées par la mousson d'hiver mais aussi par la présence de la zone de convergence sud-pacifique dans l'Océan Indien qui transporte de l'humidité sur le sud-est de l'Afrique.

La figure 4.13 représente les changements de précipitation, d'humidité spécifique, de pression au niveau de la mer (SLP pour *Sea Level Pressure* en anglais) ainsi que les changements d'intensité des vents de surface par rapport à la simulation CTRL dont l'état moyen est donné sur les panels a), f), k) et p), respectivement.

On s'intéresse tout d'abord aux changements de la quantité de pluies par rapport à CTRL (Fig. 4.13a-e). Les changements de précipitation montrent deux distributions distinctes entre :

les simulations Holocène dans lesquelles la précipitation diminue sur tout le sud du continent et augmente au niveau de la ZCIT marine et plus au sud sur l'océan (Fig. 4.13b,c) et les simulations glaciaires dans lesquelles la précipitation diminue sur toute la bande de pluie et augmente dans le Golfe du Guinée et sur l'extrémité sud de l'Afrique (Fig. 4.13d,e).

La réduction des précipitations sur le continent peut-être reliée à des changements thermiques puisque dans toutes les simulations, la température diminue en été austral dans la région et d'autant plus que l'on se trouve en climat glaciaire (non montré). Cette diminution de la température est associée à une réduction de l'évaporation et du recyclage donc de l'humidité spécifique de l'air représentée sur la figure 4.13f-j. L'humidité spécifique diminue plus fortement dans les simulations glaciaires LGM et MIS3 et explique la réduction des pluies dans toute la bande de pluie tropicale (Fig. 4.13d,e,i,j). La réduction de l'humidité spécifique sur le sud de l'Afrique dans MH et EH peut-être responsable de la diminution des pluies à cet endroit (Fig. 4.13b,c,g,h). Ces changements thermiques n'expliquent pas l'augmentation des pluies sur l'océan dans MH et EH et dans le Golfe de Guinée dans LGM et MIS3. Nous nous intéressons donc maintenant aux processus dynamiques pouvant être responsables de ces variations des pluies.

En été boréal, l'anticyclone des Açores s'étend jusque sur le nord de l'Afrique et la dépression continentale se déplace sur l'Afrique tropicale (Fig. 4.13k). Dans les simulations MH et EH, l'anticyclone des Açores s'intensifie et s'étend plus vers le sud que dans CTRL et l'anticyclone de Sainte-Hélène s'affaiblit (Fig. 4.13l,m). Ces changements de la SLP peuvent être responsables du déplacement vers le sud de la ZCIT dans MH et EH et

### 4.3. Dynamique atmosphérique africaine dans différents climats du Quaternaire

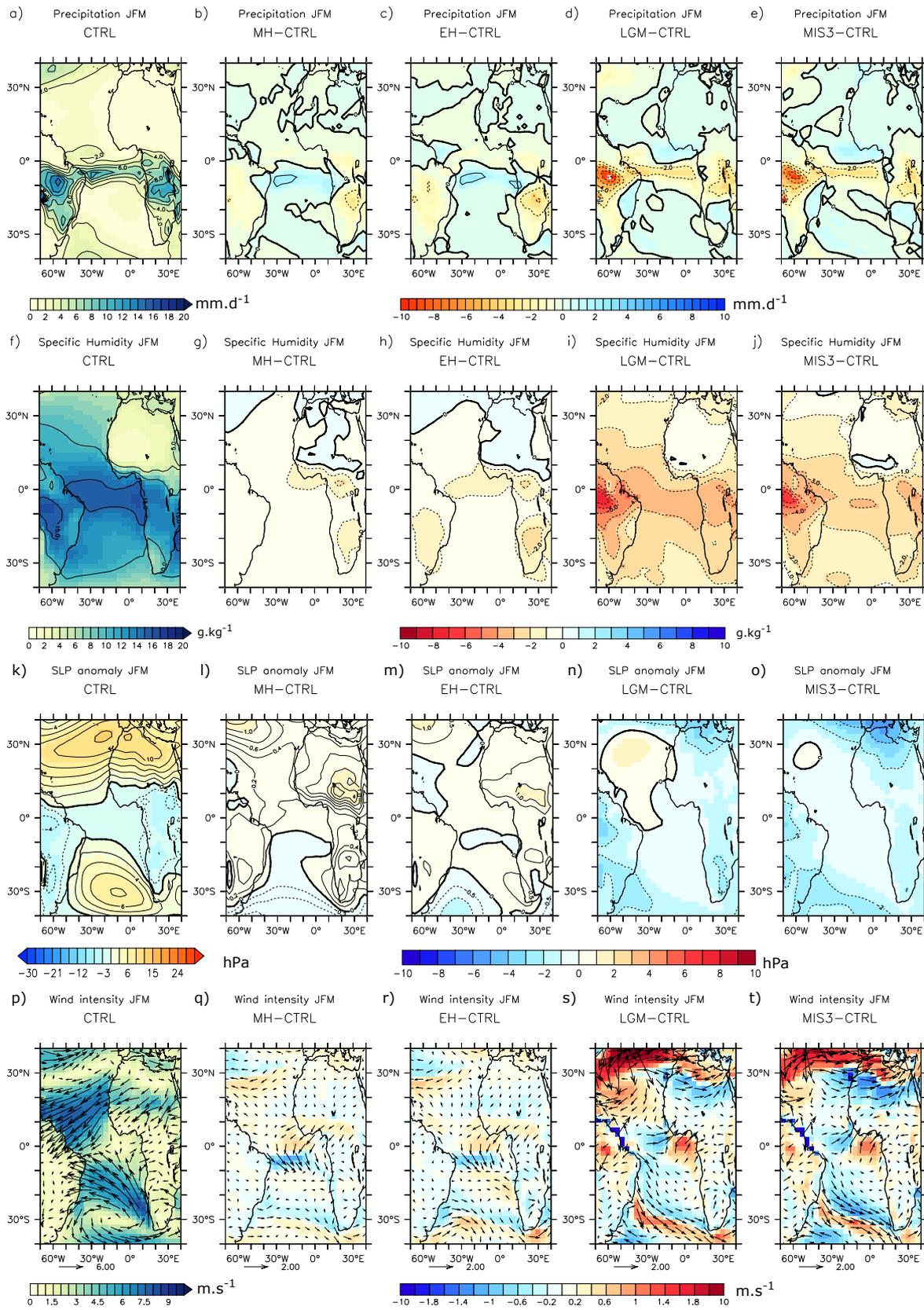


FIGURE 4.13 – Sur cette figure la première colonne donne la distribution moyenne en été austral (JFM) dans la simulation CTRL de a) la précipitation ( $mm.jour^{-1}$ ), f) l'humidité spécifique en surface ( $g.kg^{-1}$ ), k) l'anomalie de pression de surface (SLP, hPa) et p) l'intensité (échelle de couleur) et la direction (flèches) des vents à la surface ( $m.s^{-1}$ ). Les quatre colonnes suivantes donnent les différences MH-CTRL, EH-CTRL, LGM-CTRL et MIS3-CTRL, pour ces mêmes variables.

donc de l'augmentation des pluies au sud de la ZCIT marine de CTRL (Fig. 4.13b,c,q,r). Dans les simulations glaciaires, l'anticyclone faiblit sur le nord continent et s'intensifie sur l'océan principalement dans LGM (Fig. 4.13n,o). Les structure des vents semblent se déplacer vers le nord par rapport à CTRL en réponse aux changements de SLP. Ce déplacement s'illustre par une diminution et un changement de direction des vents sur le nord de l'Afrique (Fig. 4.13s,t). En particulier, on remarque un dipôle de changements d'intensité des vents dans l'Océan Atlantique équatorial avec une augmentation des vents en direction du nord dans le Golfe de Guinée et une diminution des vents à l'ouest (Fig. 4.13s,t). Cette augmentation des vents dans le Golfe de Guinée est vraisemblablement responsable de l'augmentation des pluies dans le nord du Golfe au bord de la côte dans LGM et MIS3 (Fig. 4.13d,e).

D'après GASSE [2000], les changements d'insolation à 30°S en janvier (Fig. 4.9) favoriseraient des tropiques sud plus secs dans les simulations MH et EH, en réponse à une insolation plus faible, et plus humides dans LGM et MIS3, en réponse à une insolation plus forte, par rapport à CTRL. Cependant, les résultats de nos simulations montrent un continent sud africain plus sec dans toutes les simulations (Fig. 4.13a-j). Le cycle hydrologique des climats glaciaires ne répond donc pas seulement aux changements d'insolation mais aussi aux changements des conditions de surface de l'océan et des interactions océan-atmosphère. En particulier la forte diminution de la température et des concentrations en gaz à effet de serre jouent un rôle important sur les précipitations. La diminution de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère réduit la quantité de gaz à effet de serre déjà faible en climats glaciaires et donc rétroagit positivement sur la baisse de température [GASSE, 2000].

### Conclusions

Dans cette section, nous avons analysé les changements dynamiques atmosphériques en été austral dans l'océan Atlantique tropical. Il est apparu que les changements d'insolation sont responsables, via un effet thermique, de pluies moins abondantes sur le continent sud africain dans les simulations MH et EH. L'insolation plus faible induit une diminution de la température et donc de la quantité d'humidité dans l'air. Sur l'océan, la précipitation augmente dans MH et EH par rapport à CTRL. Cette augmentation est le résultat d'un déplacement de la ZCIT

marine plus au sud ce qui déplace le maximum de précipitation sur l'océan. Dans les simulations LGM et MIS3, malgré un changement d'insolation plus favorable, la diminution globale de température et de CO<sub>2</sub> réduit l'humidité spécifique dans l'air et par conséquent la quantité de précipitation dans toute la bande tropicale de pluie et au niveau de la ZCIT marine. Ce changement de précipitation modifie le gradient de température terre-océan et réduit l'intensité de la mousson d'hiver. Les changements de la structure des vents en lien avec la diminution de la SLP permettent l'augmentation des précipitations au nord de l'équateur, du milieu du bassin jusqu'à la côte africaine.

#### 4.3.4 Impacts sur le débit du fleuve Congo

En été boréal, les précipitations sont concentrées sur le nord de l'Afrique et le bassin versant du fleuve Congo reçoit peu de précipitation. En été austral les précipitations sont très fortes sur le bassin du Congo et le débit du fleuve est alors beaucoup plus important (Fig. 4.8).

La figure 4.14 représente le débit du fleuve Congo en fonction de la quantité de pluie tombée sur le bassin versant du fleuve. Plus les précipitations sont importantes sur le bassin versant, plus le débit du fleuve augmente. Le maximum de précipitation a lieu durant les mois de novembre et décembre dans tous les climats, ce qui correspond au début de la saison humide dans la région sud de l'Afrique. Le maximum du débit du fleuve est situé autour des mois de décembre, janvier et février dans toutes les simulations (Fig. 4.14). Les reconstructions du débit du fleuve à partir de la concentration en éléments terrigènes dans la carotte sédimentaire KZAI-01 au large de l'embouchure du fleuve Congo montrent un débit du fleuve Congo plus important à l'Holocène, qu'au stade isotopique marin 3 et qu'au DMG (Fig. 4.1). Ces reconstructions sont en accord avec les résultats de nos simulations (Fig. 4.14).

Sur la figure 4.14, on remarque que tous les graphiques (moins visible pour la simulation LGM) présentent une hystérésis : à même quantité de pluie, le débit est plus faible quand on passe de la saison sèche (été boréal) à la saison humide, que lorsque l'on passe de la saison humide à la saison sèche (Fig. 4.14). Ce phénomène peut être relié au temps

de résidence de l'eau sur le bassin versant.

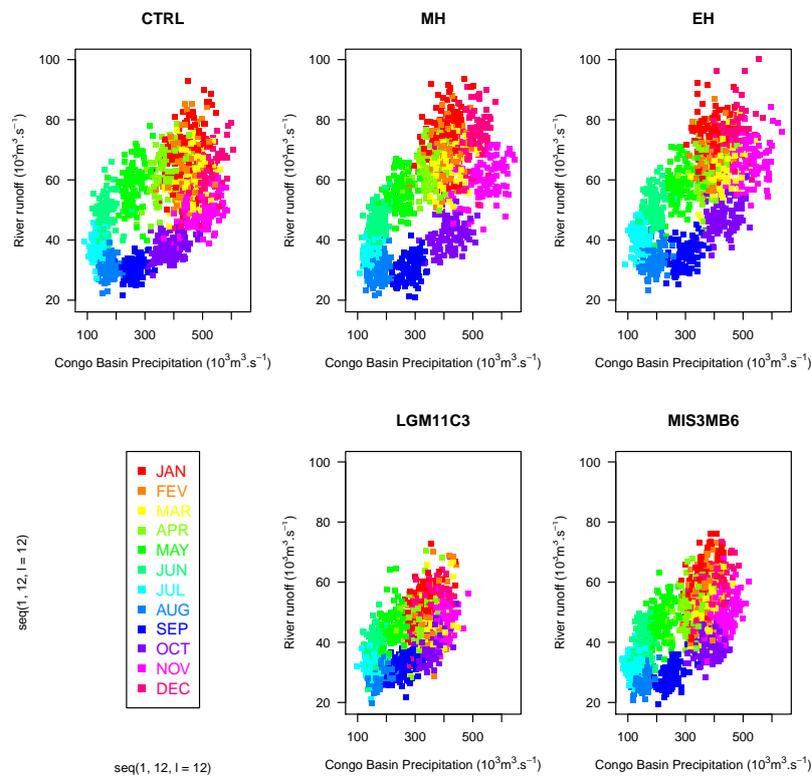


FIGURE 4.14 – Variations du débit du fleuve Congo ( $10^3 m^3.s^{-1}$ ) en fonction de la quantité de précipitations ( $mm.d^{-1}$ ) sur son bassin versant dans les simulations CTRL, MH, EH, LGM et MIS3. Chaque mois de l'année est représenté par une couleur différente. Les 100 ans de chaque simulation sont représentés sur chacun des plots correspondants.

Dans **ORCHIDEE** (voir aussi le chapitre 2), le bassin versant est défini comme une surface élémentaire close, déterminée topographiquement par la ligne de partage des eaux et réceptrice des eaux qui alimentent le fleuve [GUIMBERTEAU, 2010]. L'eau qui précipite sur le bassin remplit différents réservoirs qui vont ensuite alimenter le fleuve (Fig. 2.4, section 2.1). Lorsque l'on se trouve en saison sèche, ces réservoirs sont à leur minimum. Lorsque la saison humide commence, les réservoirs se remplissent mais le débit du fleuve est peu modifié. Une fois les réservoirs pleins, l'eau qui précipite sur le bassin est plus rapidement acheminée vers le fleuve dont le débit est plus important. A l'inverse, lorsqu'après la saison humide les précipitations diminuent, le débit du fleuve reste maintenu plus longtemps à des valeurs plus élevées car le sol est encore gorgé d'eau.

La température peut aussi influencer le bilan hydrique du bassin versant. En effet, si

la température du sol est plus élevée il y a plus d'évaporation et donc moins d'eau acheminée vers le fleuve, et inversement.

D'autre part, l'indice de surface foliaire (LAI pour *Leaf Area Index* en anglais) des plantes est aussi sensible aux conditions climatiques. Une diminution de la LAI réduit l'évapotranspiration et augmente donc la quantité d'eau acheminée vers le fleuve. Ce dernier processus relié à la température nous permet d'expliquer pourquoi l'hystérésis de la courbe débit/précipitation est moins visible en climats glaciaires. La température sur le bassin versant en climats glaciaires étant plus faible qu'en climat interglaciaire, l'évaporation et l'évapo-transpiration sont réduites. Ainsi, pour une même quantité de précipitation sur le bassin versant, la saturation en eau du sol est atteinte plus vite en climat glaciaire et le fleuve atteint son débit maximum plus rapidement.

### Conclusions

Comme attendu, le débit du fleuve augmente avec la quantité de pluie sur le bassin versant. Les valeurs de précipitations et de débits sont plus grandes en été austral qu'en été boréal. Ce résultat concorde avec le fait qu'en été austral la bande de précipitation se déplace vers le sud par rapport à l'été boréal ce qui apporte plus de pluies sur le bassin du Congo.

Les climats les plus humides, MH et EH, ont des précipitations et des débits plus élevés que les autres climats.

Cette analyse a aussi permis de mettre en évidence le rôle des conditions et processus de surface qui modulent fortement le débit du fleuve. Il serait intéressant de quantifier les effets de ces différents processus en vue de déterminer leur importance relative.

#### 4.3.5 Discussion et conclusions

Dans cette partie, nous avons analysé les changements de précipitation sur le continent africain en lien avec les variations de la dynamique atmosphérique. En été boréal, les variations de la quantité de précipitation sur le continent semblent principalement répondre aux changements de l'insolation dans l'hémisphère nord : une plus grande insolation produisant plus de pluies sur le continent autour de 10°N. Cette augmentation

de la précipitation répond à un déplacement vers le nord des structures atmosphériques sur le continent et à l'établissement d'un flux de mousson d'ouest dans les basses couches de la troposphère transportant de l'humidité depuis l'océan vers le continent. De plus, le réchauffement de la surface continentale favorise le recyclage de la précipitation par le sol, le maintien de la convection profonde et des pluies intenses dans la région.

En été austral, le changement d'insolation entre les climats ne permet pas d'expliquer tous les changements de précipitation observés. En particulier, en climats glaciaires, c'est principalement la présence des calottes de glace et la réduction du CO<sub>2</sub> atmosphérique qui dominent les changements. La forte diminution de la température globale fait diminuer la quantité d'humidité spécifique dans l'atmosphère et donc la quantité de pluie dans la bande de pluie tropicale. On observe néanmoins une légère augmentation des précipitations sur l'extrémité sud de l'Afrique dans LGM et MIS3. Dans MH et EH, la diminution de l'insolation dans l'hémisphère sud et la diminution de température associée fait aussi diminuer les précipitations sur le continent sud africain par rapport à CTRL. En revanche, le déplacement de la ZCIT marine vers le sud s'associant à un déplacement du maximum de précipitation sur l'océan, se traduit par une augmentation de la précipitation sur l'Océan Atlantique Sud.

Nos résultats concordent avec l'étude de GASSE [2000] basée sur des données paléo-hydrologiques en Afrique tropicale et subtropicale. En effet, les auteurs montrent que les variations des paramètres astronomiques déterminent la majeure partie des changements du signal hydrologique dans les tropiques, notamment un climat du début de l'Holocène plus humide qu'à l'actuel dans l'hémisphère nord et plus sec dans l'hémisphère sud. Et malgré des paramètres astronomiques suggérant une augmentation de la précipitation pendant l'été des tropiques sud, les auteurs observent un climat du DMG plus sec dans les deux hémisphères. Le forçage des calottes de glace et la réduction du CO<sub>2</sub> atmosphérique (responsable de 60 à 80% des changements de la température dans les tropiques selon les modèles) sont les principaux facteurs modulant le cycle hydrologique en climat glaciaire.

La position en latitude de la bande de pluie tropicale et son intensité sont déterminées par plusieurs facteurs que sont : le gradient inter-hémisphérique de SST, la position et

l'intensité de l'AEJ et du TEJ, la présence de calotte de glace et la circulation océanique méridienne. La présence de calottes de glace dans LGM et MIS3 modifie la circulation atmosphérique de sorte que les structures moyennes sont déplacées vers le sud en été boréal. Ainsi, dans la simulation LGM on n'observe pas d'augmentation de la précipitation sur le continent nord africain ni de développement de flux d'ouest en surface à cause des alizés du nord-est qui sont beaucoup trop intenses. Dans MIS3, l'anticyclone des Açores est bien renforcé comme dans LGM, en réponse aux calottes de glace plus grande que dans CTRL. Mais l'insolation plus forte dans l'hémisphère nord en été boréal s'oppose à l'effet des calottes en forçant les structures vers le nord, permettant ainsi au flux de mousson (flux d'ouest) de se développer. La dynamique qui en résulte est donc un intermédiaire entre le climat sec du LGM et les climats humides MH/EH au niveau du continent. La simulation MIS3 nous permet de mettre en évidence que le paradigme reliant l'intensité des alizés et l'intensité de la mousson n'est pas vérifié en été boréal. Ce paradigme est aussi utilisé en été austral avec les alizés du sud-est. On remarque que dans nos simulations une augmentation des alizés du sud-est n'est pas nécessairement associée à une augmentation du flux de mousson et inversement.

Nos résultats sur la position de la ZCIT sont confirmés par l'étude de [CHIANG et al. \[2003\]](#) dans laquelle les auteurs utilisent des simulations d'atmosphère couplée à un modèle d'océan simple. Ils montrent qu'en climat glaciaire la ZCIT se déplace vers le sud par rapport à l'actuel en raison notamment de la présence de calottes de glace qui font diminuer la température et augmenter la force des alizés. [CHIANG et al. \[2003\]](#) indiquent aussi qu'une augmentation de l'insolation au DMG a pour effet de déplacer la ZCIT continentale vers le nord, comme ce que l'on observe dans notre simulation MIS3. [CHIANG et al. \[2003\]](#) déterminent le rôle d'autres facteurs modulant de la position de la ZCIT comme la force de la circulation thermohaline ou encore l'étendue de la glace de mer.

Les variations saisonnières de la précipitation sur le continent africain et en particulier le déplacement latitudinal de la bande de pluie modulent le débit du fleuve Congo tout au long de l'année. En été boréal, le débit est faible car le bassin est peu alimenté par les précipitations. En été austral, la bande de pluie étant plus au sud, le bassin reçoit beaucoup plus d'eau et le débit est plus élevé.

Les résultats présentés en début de chapitre (Fig. 4.1) issus du papier de [HARDY et al. \[2016\]](#) montrent un débit du fleuve Congo plus important à l'Holocène qu'au stade iso-

topique 3 qui lui-même est plus grand qu'au DMG. Ces changements de débits sont reconstruits à partir de la concentration en éléments terrigènes dans le sédiment ainsi qu'à partir de la présence d'espèces d'eau douce qui ont une affinité plus grande pour les eaux peu salées [HARDY et al., 2016]. Nos résultats de simulations concordent avec les reconstructions de HARDY et al. [2016] : on a bien un débit du fleuve plus important dans les simulations MH et EH et le débit le plus faible a lieu dans la simulation LGM.

Nous avons aussi évoqué le rôle des processus de surface dans la modulation du lien entre quantité de pluie sur le bassin et le débit du fleuve. La quantité de LAI liée à la température, ou encore le remplissage des réservoirs modélisés par ORCHIDEE sont autant de facteurs qui expliquent les différences entre les climats étudiés. L'étude de ces processus et de leurs effets respectifs sur le débit du fleuve est intéressante et sera entreprise dans la continuité de la thèse.

Cette analyse de la dynamique atmosphérique africaine au cours des derniers 46 000 ans nous a permis de comprendre les variations de la précipitation sur le continent et en particulier sur le bassin du fleuve Congo. Ces variations ont un impact sur le débit du fleuve et donc un effet sur l'océan adjacent. Le fleuve apporte de l'eau douce et des nutriments à l'océan modifiant ainsi la productivité marine à son embouchure et éventuellement au-delà. HARDY et al. [2016] montrent notamment que les variations de la concentration en organismes hétérotrophes, représentative de la quantité de productivité primaire marine, varient conjointement aux changements de débit du fleuve Congo (Fig. 4.1). Dans la partie qui suit, nous allons tenter de déterminer si cette variation conjointe des apports du fleuve et de la productivité marine est liée à un effet direct du fleuve sur la productivité ou bien si les changements de dynamiques atmosphériques responsables des variations de débit du fleuve sont aussi et plus directement responsables des changements de productivité observés.

#### **4.4 Dynamique océanique et productivité marine dans l'est du bassin de l'Angola**

Dans cette partie, nous nous intéressons aux variations de la productivité marine au large de l'embouchure du fleuve Congo et aux mécanismes responsables de ces varia-

tions. [HARDY et al. \[2016\]](#) montrent que les variations de la productivité dans une carotte sédimentaire à l'embouchure du fleuve ont lieu conjointement aux variations du débit du fleuve Congo et donc de ses apports en nutriments. Leur interprétation fait du fleuve l'un des principaux acteurs des changements de la productivité marine au large de son embouchure (Fig. 4.1). Les auteurs montrent aussi que des changements dans l'intensité de l'upwelling peuvent être responsables de variations de la productivité dans certaines périodes passées comme au DMG (Fig. 4.1). Notre étude vise à comprendre les mécanismes responsables des changements de productivité au large de l'embouchure du fleuve Congo. Le fleuve et ses apports sont-ils les principaux facteurs modulant la productivité? Les dynamiques atmosphérique et océanique jouent-elles un rôle sur les changements de productivité dans la zone étudiée?

Cette partie débute par une évaluation de la représentation de la productivité marine au large du fleuve dans la simulation CTRL. Puis nous étudions les changements de productivité marine dans différents climats des derniers 46 000 ans. Afin d'expliquer les variations de productivité reconstruites à partir des données de la carotte sédimentaire KZAI-01 [[HARDY et al., 2016](#)], nous utilisons les simulations couplées du modèle IPSL-CM5A-LR utilisées dans la partie précédente.

#### 4.4.1 Évaluation du modèle

Dans un premier temps, on évalue la capacité de la simulation pré-industrielle (CTRL) à reproduire les variations saisonnières actuelles de productivité marine au large de l'embouchure du Congo. On utilise deux types de données :

- une distribution globale en trois dimensions de la chlorophylle obtenue à partir de la chlorophylle de surface issue du produit satellite Globcolour [[UITZ et al., 2006](#)]. Les auteurs utilisent un algorithme basé sur l'hypothèse que la chlorophylle de surface est reliée au contenu intégré en chlorophylle dans la colonne d'eau et à la forme de la distribution verticale du phytoplancton. Ce jeu de données couvre les années 1998-2010.
- des données de profils de chlorophylle in-situ collectées entre 1991 et 2012 [[SAUZÈDE et al., 2015](#)]. Ces données in-situ sont plus éparées que les données satellites mais nous permettent une représentation verticale plus précise de la chlorophylle.

Les données satellites et in-situ sont regrillées sur la grille du modèle ORCA2 pour les

comparer à la simulation CTRL (les données regrillées sont fournies par Sarah Tavernel, pour une description plus détaillée voir TAVERNEL en préparation).

On utilise aussi des données issues du World Ocean Atlas 2009 (WOA09, LOCARNINI et al. [2010]) pour évaluer la température et la salinité. La pression au niveau de la mer et les vents de surface ont été évalués dans la partie précédente sur la dynamique atmosphérique (section 4.3).

Sur la figure 4.15, on représente la concentration en chlorophylle intégrée sur les 200 premiers mètres de l'océan dans la simulation CTRL et les données satellites transformées de UITZ et al. [2006]. La concentration en chlorophylle de la simulation CTRL sous-estime celle des données satellites près de la côte ouest africaine, en particulier au large de l'embouchure du fleuve Congo (Fig. 4.15). La concentration en chlorophylle est surestimée dans la simulation CTRL partout ailleurs, notamment dans le courant du Benguela et de part et d'autre de l'équateur (Fig. 4.15).

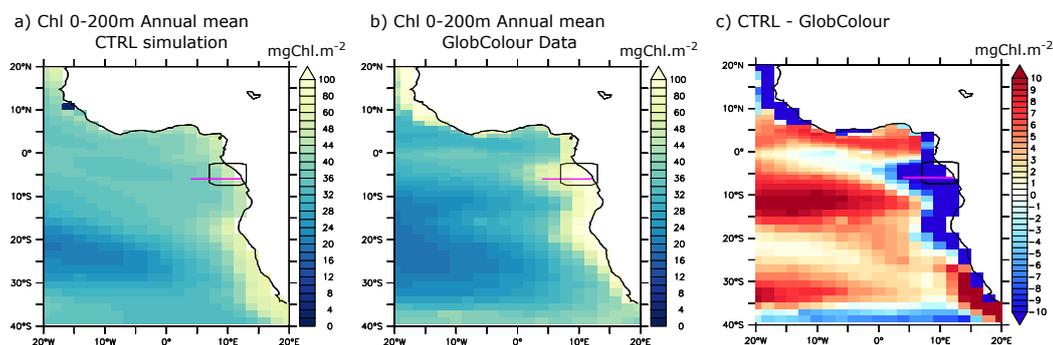


FIGURE 4.15 – Chlorophylle intégrée sur 0-200 m ( $mgChl.m^{-2}$ ) pour a) la simulation de CTRL, b) les données satellites transformées [UITZ et al., 2006], c) la simulation moins les données. Les données sont regrillées sur la grille du modèle ORCA2 pour les comparer à la simulation. Le contour noir indique la zone à l'embouchure du fleuve Congo sur laquelle on regarde les profils verticaux. Le trait violet met en évidence la section à 6°S sur laquelle on se focalise dans la suite.

Afin d'évaluer les distributions verticales et saisonnières de la chlorophylle on se focalise sur la région sud-est de l'Atlantique équatoriale, mise en évidence par un rectangle noir sur la figure 4.15. En plus des données satellites, nous utilisons aussi des profils de chlorophylle in-situ [SAUZÈDE et al., 2015]. La région choisie est proche de l'embouchure du fleuve Congo afin de nous permettre de comprendre les changements de productivité reconstruits par HARDY et al. [2016] et présentés en introduction de ce chapitre (Fig. 4.1).

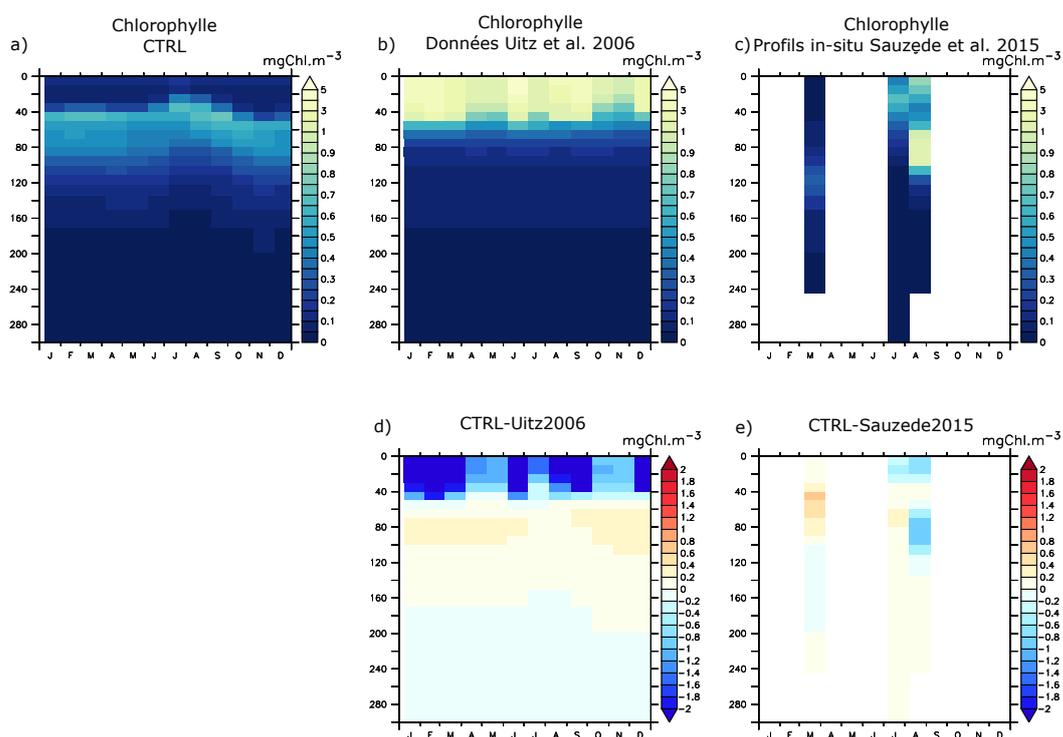


FIGURE 4.16 – Cycle saisonnier de la section verticale de la concentration en chlorophylle ( $mgChl.m^{-3}$ ) à l'embouchure du fleuve Congo (Fig. 4.15) pour a) la simulation CTRL, b) les données UITZ et al. [2006], c) les données in-situ SAUZÈDE et al. [2015] et la différence entre la simulation de CTRL et d) les données satellites et e) les données in-situ.

La figure 4.16 montre le cycle saisonnier de la concentration en chlorophylle intégrée sur la zone au large du fleuve Congo en fonction de la profondeur, dans la simulation CTRL et dans les deux jeux de données. La concentration en chlorophylle simulée dans CTRL présente un maximum de subsurface à environ 60 m de profondeur (Fig. 4.16a). Ce maximum de chlorophylle est localisé plus proche de la surface en été boréal qu'en été austral (Fig. 4.16a). La concentration en chlorophylle construite à partir des données satellites est principalement localisée entre la surface et 60 m de profondeur tout au long de l'année (Fig. 4.16b). La chlorophylle simulée est donc localisée plus bas dans la colonne d'eau que la chlorophylle des données UITZ et al. [2006] et donc surestime la concentration en profondeur et la sous-estime en surface (Fig. 4.16d). La couverture spatio-temporelle des données in-situ est faible et montre un maximum de subsurface de la concentration en chlorophylle localisé plus en profondeur et plus important en été austral qu'en été boréal (Fig. 4.16c). Les différences de concentration entre les données in-situ et la simulation CTRL sont plus faibles qu'avec les données satellites, mais la chlo-

rophyllée simulée est sous-estimée en été boréal et sur-estimée en été austral (Fig. 4.16e).

On évalue la distribution verticale et le cycle saisonnier de la température et de la salinité moyennées sur la zone à l'embouchure du fleuve (Fig. 4.17). La simulation CTRL sous-estime globalement la température d'environ 2°C sur la zone sauf en surface pendant l'été austral (Fig. 4.17a-c). La salinité est aussi sous-estimée en particulier à la surface et pendant les mois de l'été austral (Fig. 4.17d-f). Ceci peut être causé par différents processus comme par exemple un débit du fleuve trop important, un déficit d'évaporation ou un surplus de précipitation sur la zone.

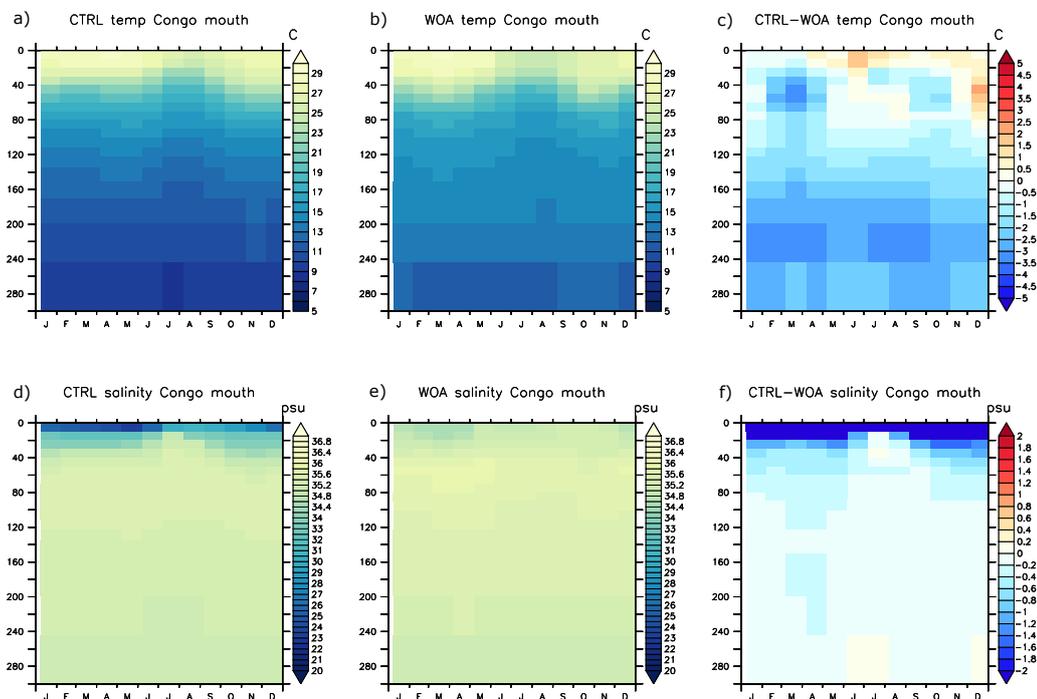


FIGURE 4.17 – Cycle saisonnier de la section verticale de la température dans a) la simulation CTRL, b) les données WOA09 [LOCARNINI et al., 2010] et c) la différence entre la simulation et les données, et cycle saisonnier de la section verticale de la salinité dans d) CTRL, e) les données WOA09 et f) la différence modèle-données, à l'embouchure du fleuve Congo (Fig. 4.15).

La figure 4.18 représente la distribution verticale de la productivité totale, de la concentration en nitrate, de la température et de la salinité en Juillet-Août et en Janvier-Février, le long d'une section longitudinale à 6°S (représentée par la ligne violette sur la figure 4.15). Pour les deux saisons, la productivité présente un maximum de subsurface localisé plus près de la surface près de la côte africaine (Fig. 4.18a,e). Ce maximum de productivité

de subsurface peut être relié à la quantité de nutriments et à la position de la thermocline (Fig. 4.18b-c,f-g). En Janvier-Février, le maximum de subsurface de productivité est plus profond en raison d'une colonne d'eau plus stratifiée : la thermocline saisonnière est située plus bas dans la colonne d'eau, ce qui réduit la quantité de nutriments pouvant atteindre les couches de surface (Fig. 4.18a-c,e-g). En Juillet-Août, la saison de la mousson africaine, les vents sont plus intenses et génèrent des remontées d'eaux froides et riches en nutriments dans les couches de surface et augmentent la productivité (Fig. 4.18a-d). Sous l'influence des alizés du sud-est, la thermocline et la nutricline se trouvent assez proches de la surface, près de la base de la couche euphotique [SCHNEIDER et al., 1994]. Sur la figure 4.18a,d on remarque aussi un maximum de productivité en surface près de l'embouchure du fleuve Congo (i.e. près de la côte africaine) pendant les deux saisons. Ce maximum de productivité est induit pas les apports de nutriments de la rivière et l'upwelling généré par la rivière lors de son entrée dans l'océan [SCHNEIDER et al., 1994; VAN BENNEKOM et BERGER, 1984] (non représenté dans le modèle à cette résolution).

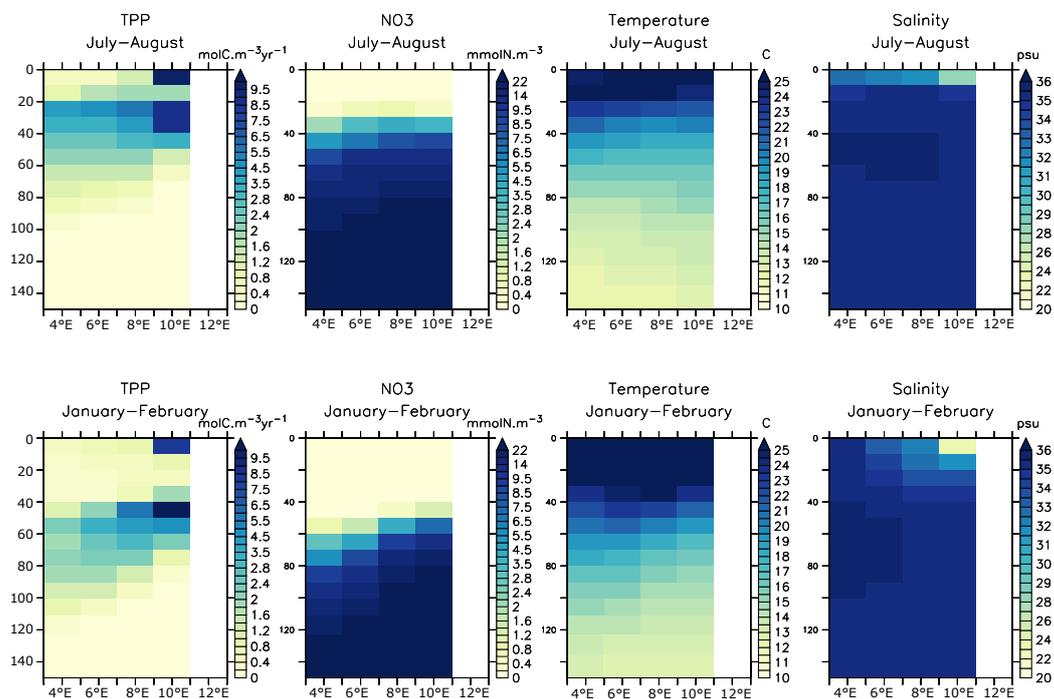


FIGURE 4.18 – Section longitudinale à 6°S dans l'Atlantique équatorial est (ligne violette sur la figure 4.15) de la moyenne de a,e) la TPP ( $\text{molC.m}^{-3}.\text{yr}^{-1}$ ), b,f) la concentration en  $\text{NO}_3^-$  ( $\text{mmolN.m}^{-3}$ ), c,g) la température ( $^{\circ}\text{C}$ ) et de d,h) la salinité (psu) en Juillet-Août et Janvier-Février, respectivement.

Les figures montrant la salinité mettent en évidence les changements saisonniers de

l'intensité du débit du fleuve (Fig. 4.18d,h). Le débit est plus important en été austral lorsque les pluies de mousson sont intenses ce qui se traduit par une salinité plus faible en Janvier-Février qu'en Juillet-Août (Fig. 4.18d,h). Les variations de salinité liées au débit du fleuve sont contraintes dans les premiers mètres de la colonne d'eau, ce qui suggère des effets du fleuve Congo sur la productivité limités à la surface.

Dans la section suivante, on analyse la productivité marine proche de l'embouchure du fleuve Congo afin de déterminer l'influence du fleuve sur les variations de productivité passées.

### Conclusions

Cette évaluation met en évidence des différences notables entre les données satellite transformées et les données in-situ. Les données issues des satellites sont limitées dans leur description de la distribution verticale de la concentration en chlorophylle tandis que les données in-situ sont influencées par le moment et la position de l'échantillonnage mais possèdent une meilleure représentation de la distribution verticale et du cycle saisonnier (fig. 4.16).

Globalement, la simulation CTRL sous-estime la productivité de surface mais représente un cycle saisonnier assez réaliste avec une remontée du maximum de productivité en été boréal (Fig. 4.16), en lien avec des vents de mousson et des alizés du sud-est plus intenses. La salinité est sous-estimée dans CTRL ce qui suggère que la simulation surestime le débit du fleuve Congo (Fig. 4.17d-f).

La surestimation du débit du fleuve peut-être liée à la surestimation de la quantité de précipitations sur le bassin versant mis en évidence dans la partie 4.3 sur la figure 4.8.

#### 4.4.2 Sensibilité de la productivité marine à l'apport de nutriment par le fleuve Congo

Dans les sorties du modèle, la productivité primaire marine est une variable intéressante pour comprendre le signal potentiellement enregistré dans les sédiments par différents types d'organismes. Dans la suite de cette étude nous analysons la productivité primaire marine totale.

Une des hypothèses de [HARDY et al. \[2016\]](#) est que les changements de productivité observés dans leur carotte au large du Congo sont dus à des variations des apports de nutriments via le fleuve en relation avec les changements de mousson. Or, il est possible que les changements de mousson impliquent à la fois un changement de débit et d'apports du fleuve mais aussi un changement de la dynamique océanique qui peut aussi modifier les apports de nutriments depuis la subsurface vers la surface. [SCHNEIDER et al. \[1997\]](#) indiquent par exemple que les changements de productivité passés au large du Congo et de l'Angola ont été induits par des changements de l'intensité des alizés et de l'advection du courant du Benguela riche en nutriments. A l'aide des simulations, nous allons tenter de comprendre les changements de productivité au large de l'embouchure du fleuve. Nous allons tenter de caractériser l'effet des apports du fleuve et l'effet des modifications de circulation atmosphériques et des changements physiques induits par les variations du débit du fleuve.

Dans nos simulations les apports de nutriments par le fleuve Congo sont constants tout au long de l'année et on ne peut donc pas connaître l'impact des changements de ces apports avec le débit du fleuve. Pour tester les effets de cette limitation, nous avons effectué une expérience de sensibilité de la productivité aux apports de nutriments par le fleuve pour le **DMG**.

Dans la simulation LGM, les apports de nutriments par le fleuve sont imposés identiques à ceux de la simulation CTRL. Or le débit du fleuve dans LGM est égal en moyenne à 0.8 fois le débit du fleuve dans la simulation CTRL. Nous avons donc réalisé une simulation, LGMriv, dans laquelle l'apport de nutriments par le fleuve est égal aux apports dans CTRL multiplié par 0.8.

Les changements de productivité totale, TPP, et de concentration en macro-nutriments,  $\min(\text{NO}_3^-, \text{NH}_4^+)$ , au large de l'embouchure du fleuve Congo (boîte noire sur la figure [4.15](#)) en été boréal (JAS) et en été austral (JFM) sont représentés sur la figure [4.19](#).

Pour les deux saisons, la productivité est réduite dans la simulation LGMriv par rapport à la simulation LGM, en particulier entre la surface et 30 m de profondeur (Fig. [4.19](#)). Il n'y a pas de changements significatifs de la concentration en nutriments dans les 30 premiers mètres de l'océan mais plus bas dans la colonne d'eau la concentration en nutriments de LGMriv est légèrement plus faible que celle de LGM (Fig. [4.19](#)). Comme attendu, une diminution de l'apport de nutriments par le fleuve diminue le niveau de productivité à

l'embouchure du fleuve.

DA CUNHA et BUITENHUIS [2013] testent les effets des apports de nutriments des rivières sur la productivité et l'export de matière de l'Atlantique tropical. Les auteurs comparent une simulation dans laquelle aucune des rivières africaines n'apportent de nutriments dans l'océan à une simulation dans laquelle les apports de nutriments sont à leurs valeurs actuelles. DA CUNHA et BUITENHUIS [2013] montrent que l'apport de nutriments par les rivières d'Afrique de l'Ouest augmente la productivité le long de la côte africaine atlantique, en particulier dans le Golfe de Guinée et au large du fleuve Congo.

Dans nos simulations, une diminution de 20% de l'apport de nutriment du fleuve Congo réduit la productivité marine au large du fleuve d'environ 20% dans les premiers 15 m de la colonne d'eau et d'environ 4-5% entre 20 m et 150 m de profondeur, selon la saison (Tableau 4.1). Ces sections verticales ont été choisies en fonction de la distribution verticale de la productivité sur la figure 4.19.

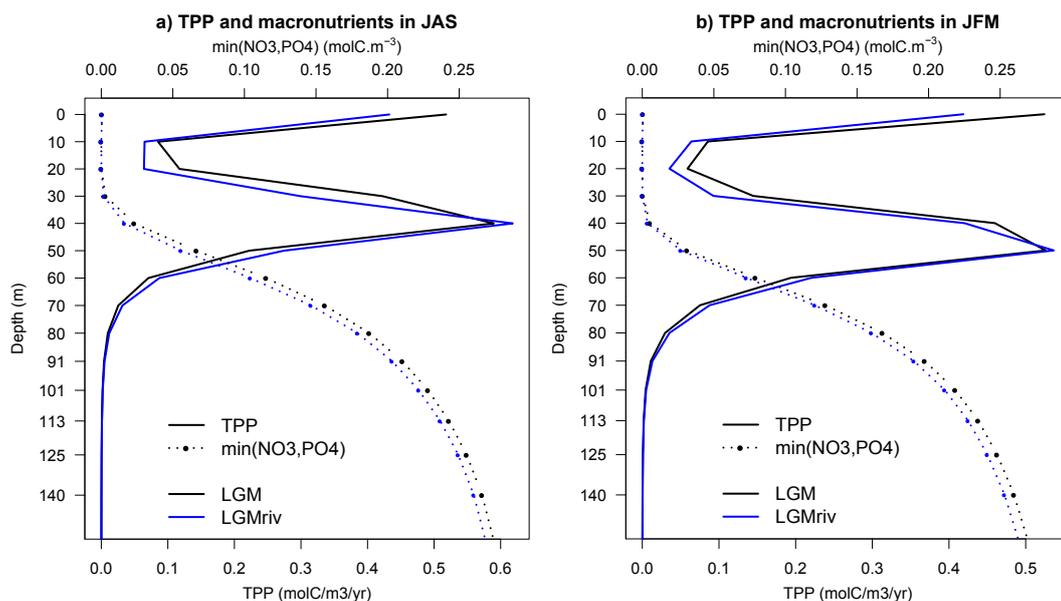


FIGURE 4.19 – Profils de productivité primaire totale ( $molC.m^{-3}.yr^{-1}$ ) et de la concentration en macro-nutriments ( $molC.m^{-3}$ ) dans les simulations LGM et LGMriv, à l'embouchure du fleuve Congo (boite noire sur la figure 4.15) en a) JAS et en b) JFM.

Les changements de productivité liés au fleuve Congo sont principalement localisés dans les premiers 30 m de l'océan (Fig. 4.19, Tableau 4.1). La productivité étant plus élevée en subsurface, le fleuve n'affecte donc qu'une petite partie de la productivité totale (Figs. 4.19, 4.18a,e). Dans le tableau 4.1 sont indiqués les écart-types temporels sur toute

TABLEAU 4.1 – a) Variations de TPP dans LGMriv par rapport à LGM en % dans différentes sections verticales à différentes périodes de l'année et, b) écart-type temporel de la TPP en terme de pourcentage de TPP dans différentes sections verticales dans les simulations LGM (1200 mois) et LGMriv (588 mois).

a)	Change of TPP (%)		b)	% of mean TPP	
	LGMriv-LGM	0-15m 20-150m		0-15m 20-150m	0-15m 20-150m
Annual	-20.0	-4.6	STD in LGM	4.0	9.1
JAS	-17.5	-4.7	STD in LGMriv	4.2	9.9
JFM	-20.8	-3.7			

la longueur des simulations de la productivité pour les niveaux de profondeur 0-15 m et 20-150 m de l'océan sur toute la longueur des simulations LGMriv et LGM, ainsi que le pourcentage de la productivité moyenne représenté par ces écart-types.

Les changements de productivité de surface à l'embouchure du Congo semblent répondre aux changements d'apports de nutriments par la rivière puisque la différence de productivité surface entre LGMriv et LGM dépasse la variabilité naturelle (représentée par l'écart-type) de la productivité de surface (Tableau 4.1). A l'inverse, le changement de productivité entre 20 m et 150 m induit par la modification de l'apport de nutriment par le fleuve est inférieur à l'écart-type de la productivité des deux simulations à cette profondeur (Tableau 4.1). DA CUNHA et BUITENHUIS [2013] mettent en évidence que les apports de nutriments par les rivières ne permettent pas de maintenir la productivité côtière et l'export dans leurs simulations. Ce résultat concorde avec un effet de l'apport de la rivière seulement sur la productivité de surface dans nos simulations. Les auteurs suggèrent la nécessité d'un apport de nutriments autre que celui des rivières comme par exemple en provenance de l'océan de subsurface via les remontées d'eau.

### Conclusions et transition

HARDY et al. [2016] suggèrent que les variations des assemblages de kystes de dinoflagellés répondent aux variations de la mousson via les apports de nutriments par le fleuve Congo. Cependant, selon les périodes cette relation est plus ou moins vérifiée avec par exemple des effets plus prononcés de l'upwelling sur l'abondance des kystes au DMG (Fig. 4.1). Les données montrent que le maximum de productivité (pourcentage maximum de kystes de dinoflagellés strictement hétérotrophes)

a lieu pendant la période Holocène lorsque l'obliquité était maximale (sur les derniers 46 000 ans) [HARDY et al., 2016]. Ces changements de productivité ont lieu à une période où les apports par le fleuve sont amplifiés en raison d'un plus grand débit via une mousson plus intense HARDY et al. [2016]. Il est donc raisonnable de supposer que les changements de productivité soient liés aux changements d'apports de nutriments par le fleuve.

Cependant, nous venons de voir que la majeure partie du signal de productivité est produit en subsurface, entre 20 m et 80 m (Fig. 4.19). Il est donc possible que le signal enregistré dans le sédiment soit en majeure partie un signal de la productivité de subsurface. Ainsi, le signal de productivité issu de la quantité d'organismes hétérotrophes dans le sédiment peut être l'image de la productivité de subsurface tandis que le signal lié aux apports du fleuve reflète la productivité de surface. Le lien entre productivité et apports du fleuve peut ainsi résulter du fait que les changements d'apports de nutriments et les changements de débit affectant la productivité de surface ont lieu en même temps que les modifications des processus affectant la productivité de subsurface.

Dans la section suivante, nous cherchons des explications aux variations de la productivité en subsurface au large de l'embouchure du fleuve Congo dans différents climats des derniers 46 000 ans et nous analysons si ces changements peuvent être reliés à des processus océaniques et atmosphériques concordant avec les variations de débit du fleuve Congo.

#### 4.4.3 Modélisation des changements passés de la productivité à l'embouchure du fleuve

Dans cette section, nous utilisons 5 simulations couplées représentant 5 états climatiques différents des derniers 46 000 ans. La figure 4.20 représente le cycle saisonnier de la productivité primaire totale intégrée sur les 300 premiers mètres de la colonne d'eau, au large de l'embouchure du fleuve Congo. Toutes les simulations montrent deux pics de productivité, un en été et un en hiver (Fig. 4.20). L'amplitude des pics varient entre les simulations : les climats inter-glaciaires (CTRL, MH et EH) ont une productivité plus éle-

vée que les climats glaciaires (LGM et MIS3) tout au long de l'année (Fig. 4.20). Mise à part la simulation MIS3, tous les climats montrent une productivité plus importante en été austral qu'en été boréal. Les climats Holocène présentent de plus grandes différences saisonnières que les autres climats (Fig. 4.20).

En été boréal la productivité glaciaire présente un retard de près de 2 mois par rapport à la productivité inter-glaciaire, ce qui peut affecter nos analyses. Nous avons donc effectué nos analyses sur les périodes JAS et JJASO et avons obtenus les mêmes résultats (non montré). De la même façon en été austral, les périodes JFM et JFMA donnent des résultats similaires. Dans la suite de cette étude, nous utilisons la période JAS comme la période d'été boréal et la période JFM pour l'été austral.

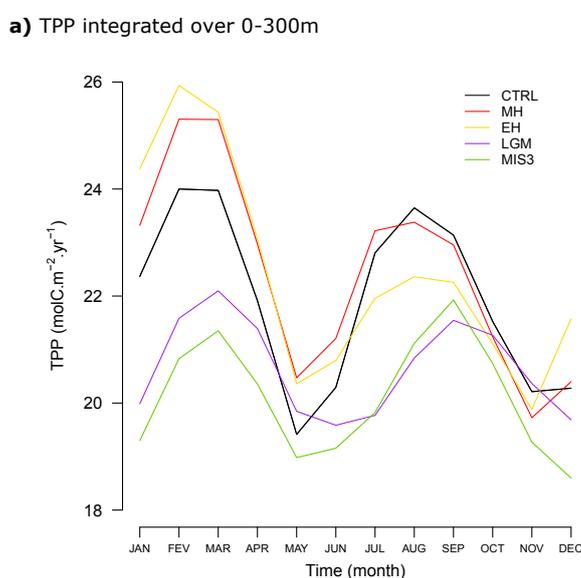


FIGURE 4.20 – Cycle saisonnier moyen de la productivité primaire intégrée entre la surface et 300 m de profondeur au large de l'embouchure du fleuve Congo (boite noire sur la figure 4.15) dans les 5 simulations couplées.

La figure 4.21 montre la distribution verticale de la productivité marine, la concentration en macro-nutriments et la quantité de lumière disponible (PAR) au large de l'embouchure du Congo en été et en hiver. Comme sur la figure 4.19, la productivité marine présente une maximum en subsurface et un second maximum en surface en été boréal (JAS) et en été austral (JFM) (Fig. 4.21).

Dans chacun des climats, la productivité en été boréal est plus faible qu'en été austral, en accord avec les cycles saisonniers de la figure 4.20.

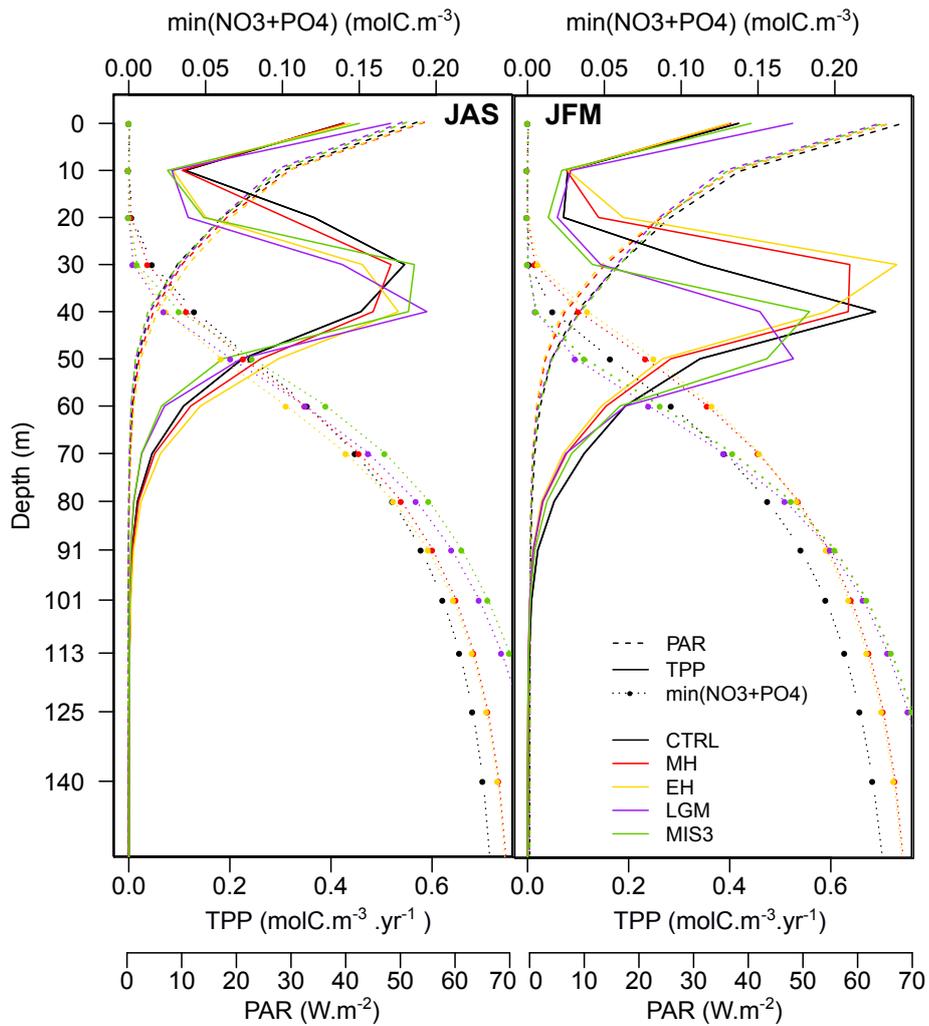


FIGURE 4.21 – Profils verticaux de la TPP ( $\text{molC.m}^{-3}.\text{yr}^{-1}$ ) et des macronutriments,  $\text{min}(\text{NO}_3^- + \text{PO}_4^{3-})$ , ( $\text{molC.m}^{-3}$ ) moyennés au large de l’embouchure du Congo (Fig. 4.15, boîte noire) en JAS et JFM.

En été boréal, pour toutes les simulations, la productivité diminue avec la profondeur depuis la surface jusqu'à 10 m de profondeur (Fig. 4.21 gauche). A partir de 10 m de profondeur, elle recommence à augmenter dans les simulations CTRL et MH. Ceci est lié à une PAR et une concentration en nutriments plus élevées dans CTRL et MH (Fig. 4.21 gauche). Dans les autres climats, la productivité augmente fortement seulement à partir de 20 m de profondeur. Le maximum de TPP est obtenu autour de 20-30 m pour toutes les simulations (Fig. 4.21 gauche). La productivité des simulations CTRL, MH et EH diminue ensuite moins vite avec la profondeur que dans les climats glaciaires et atteint  $0 \text{ molC.m}^{-3}.\text{yr}^{-1}$  à environ 90 m de profondeur contre 80 m pour les simulations de climats glaciaires (Fig. 4.21).

La diminution de la quantité de nutriments en remontant vers la surface est plus rapide dans LGM et MIS3 que dans CTRL et MH. Par conséquent, davantage de nutriments atteignent les couches supérieures de l'océan dans CTRL et MH dans cette région de l'océan. Cet apport plus important peut expliquer la productivité plus élevée au dessus de 20 m dans CTRL et MH. La simulation EH apparait comme un cas intermédiaire entre les simulations CTRL et MH et les simulations glaciaires (Fig. 4.21).

En été austral (JFM), comme en été boréal, la productivité diminue avec la profondeur depuis la surface jusqu'à 10 m de profondeur pour toutes les simulations (Fig. 4.21 droite). A partir de 10 m de profondeur, elle recommence à augmenter dans les simulations MH et EH en raison d'une PAR et d'une concentration en nutriments plus grandes. La productivité augmente fortement seulement à partir de 20 m dans CTRL et autour de 25 m dans LGM et MIS3 (Fig. 4.21 droite). Le maximum de productivité est localisé plus en profondeur par rapport à l'été boréal dans les simulations LGM, MIS3 et CTRL, entre 40-50 m, et plus près de la surface dans les simulations MH et EH, autour de 30 m (Fig. 4.21 droite). Ce résultat est cohérent avec les profils de productivité de nos tests de sensibilité sur la figure 4.19. La productivité reste élevée jusqu'à 90 m dans CTRL, jusqu'à 70 m dans LGM et MIS3 et, jusqu'à 60 m dans MH et EH (Fig. 4.21). Dans LGM et MIS3, la PAR est plus élevée ce qui génère un maximum de TPP plus profond au niveau de la nutricline qui se situe aussi plus bas dans la colonne d'eau dans LGM et MIS3 que dans les autres simulations. La productivité intégrée est plus élevée dans les simulations MH, EH et CTRL que dans les simulations LGM et MIS3 (Fig. 4.21), en accord avec les cycles saisonniers de la figure 4.20.

Afin de mieux comprendre ces changements de productivité, on regarde les profils de la dérivée verticale de la température et la salinité au large de l'embouchure du fleuve Congo (Fig. 4.22).

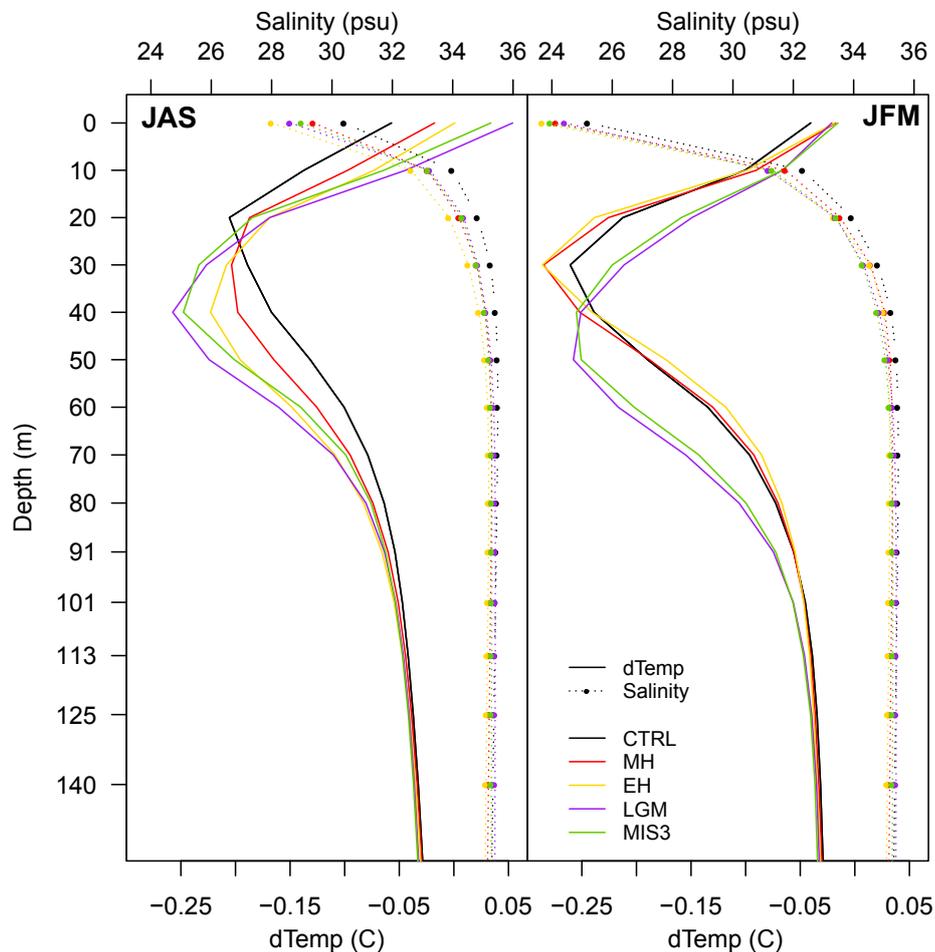


FIGURE 4.22 – Profils verticaux de la salinité (psu) et de la dérivée verticale de la température ( $^{\circ}\text{C}$ ) moyennées au large de l'embouchure du fleuve Congo (Fig. 4.15, boîte noire), en JAS et JFM. La valeur minimale de la dérivée de la température (ou le maximum du gradient) indique la position de la thermocline.

La salinité est plus faible en été austral qu'en été boréal en raison d'une plus grande quantité d'eau douce apportée par le fleuve et la température est plus élevée (non montré) à cause de la réduction de l'upwelling et de l'apport d'eau plus grand depuis le fleuve (e.g. [WOLFF et al., 1999]). En se basant sur le gradient de température, la thermocline (définie comme le minimum du gradient vertical de température) est moins profonde en JAS qu'en JFM (Fig. 4.22).

La thermocline se trouve plus en profondeur en climats glaciaires qu'en climats inter-

glaciaires (Fig. 4.22). Il apparaît que la profondeur de la thermocline exerce un contrôle important sur la profondeur du pic de subsurface (Figs. 4.21 et 4.22). Cette relation est liée au fait que la nutricline est quasiment confondue avec la thermocline dans les tropiques [WOLFF et al., 1999] et donc que ses mouvements conditionnent la quantité de nutriments dans les couches de surface.

Étant donné que la position de la thermocline affecte la productivité de subsurface, on cherche maintenant à comprendre par quels mécanismes la thermocline varie entre les simulations, entre les saisons. Dans cette région, les alizés et les vents de mousson exercent une forte contrainte sur l'océan en générant de l'upwelling et du mélange vertical [WOLFF et al., 1999].

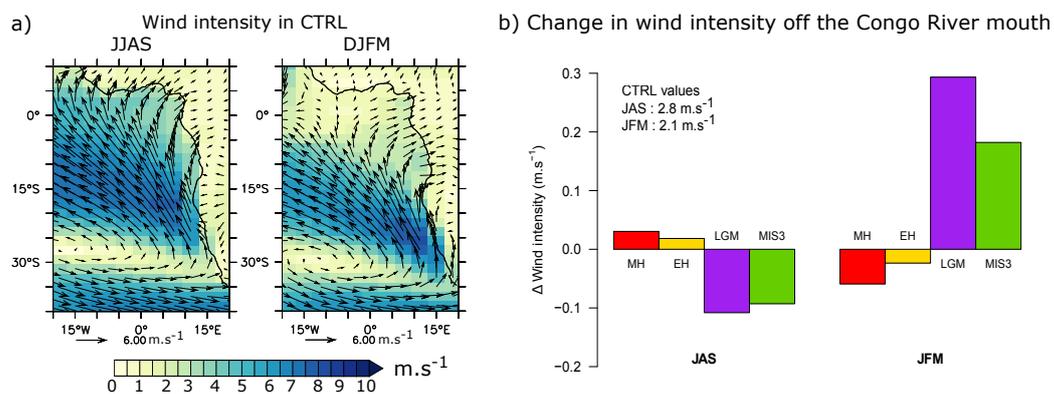


FIGURE 4.23 – a) Vents à la surface de l'océan (vents à 10 m) : intensité en couleur et direction représentée par les flèches ( $m.s^{-1}$ ) en JJAS et en DJFM dans la simulation CTRL, b) la différence saisonnière moyenne de l'intensité des vents de surface moyennés sur la zone au large de l'embouchure du Congo (Fig. 4.15) par rapport à la simulation CTRL.

La figure 4.23 représente l'intensité des vents dans la simulation CTRL en été et en hiver sur tout le sud-est de l'océan Atlantique. La circulation d'été boréal est caractéristique de la mousson avec des vents forts qui traversent le Golfe de Guinée et des alizés en provenance du sud-est et en direction du nord-ouest vers l'équateur (Fig. 4.23a). En été austral, le flux de mousson est réduit et les vents ne traversent plus le Golfe de Guinée pour atteindre le nord de l'Afrique mais tournent vers l'est juste avant d'atteindre l'équateur et entrer sur le continent (Fig. 4.23a). Les alizés sont moins intenses et moins étendus vers le nord qu'en été (Fig. 4.23a). Les changements de direction et d'intensité des vents sont-ils seuls responsables des mouvements de la thermocline ?

En été boréal (JAS), les différences de position de la thermocline entre les différents climats sont faibles, seules les simulations CTRL et MH semblent se distinguer avec un maximum plus proche de la surface (Fig. 4.22). Durant cette saison, plusieurs mécanismes peuvent exercer une contrainte sur la profondeur de la thermocline :

- Près de l'embouchure du Congo, les vents sont presque parallèles à la côte et peuvent générer de l'upwelling (Fig. 4.23a). Le changement de l'intensité moyenne des vents sur la zone à l'embouchure du fleuve par rapport à la simulation CTRL (dont les valeurs sont données sur la figure 4.23b) indiquent une augmentation des vents de surface dans MH et EH et une diminution dans LGM et MIS3 (Fig. 4.23b). Ces variations peuvent se traduire par une diminution du transport d'Ekman depuis la côte dans LGM et MIS3. Une diminution de ce transport réduit les remontées d'eau et donc approfondit la thermocline. Cette explication est cependant peu satisfaisante en ce qui concerne les différences entre les simulations Holocène et CTRL.
- La profondeur de la thermocline peut aussi être affecter par des modification des courants. Nous avons vu, en section 4.3, que dans les simulations MH, EH et MIS3, il y a formation d'un flux d'ouest entre 5 et 10 °N dans les basses couches de la troposphère. Ce flux d'ouest est capable de générer du transport d'Ekman en direction du sud. Si ces eaux chaudes de surface atteignent notre zone d'étude, elles pourraient alors inhiber les remontées d'eaux froides. Ce phénomène pourrait contribuer à approfondir la thermocline, d'autant plus que le flux d'ouest et le transport associé sont forts.

En été austral (JFM), les vents sont perpendiculaires à la côte et produisent plutôt du mélange des eaux de surfaces que des remontées d'eau froide (Fig. 4.23a). Les changements de thermocline ayant lieu à cette saison peuvent être reliés à deux types de processus ayant des sources différentes :

- Un des mécanismes pouvant être responsable des variations de la profondeur de la thermocline peut être lié aux modification de l'intensité des vents près de l'embouchure. Dans les simulations LGM et MIS3, les vents sont plus forts que dans CTRL et la thermocline se situe plus en profondeur. Il est donc possible que ces vents plus forts génèrent un mélange plus important dans LGM et MIS3 et déplacent la thermocline vers le fond de l'océan. A l'inverse, les vents diminuent en intensité dans

les simulations Holocène par rapport à CTRL ce qui pourrait suggérer un mélange plus faible et donc une thermocline plus proche de la surface comme c'est le cas.

Comme en été boréal, cette première explication ne permet de donner de réponse satisfaisante quant aux différences entre les simulations Holocène et CTRL. En effet, la thermocline de ces trois simulations est quasiment confondue mais les vents Holocène sont plus faibles que dans CTRL.

Si l'on considère le bassin océanique dans son ensemble, nous avons vu sur la figure 4.18 qu'en été austral, la thermocline se relâche en réponse à des alizés moins forts et elle s'approfondit dans l'est du bassin. Or, les changements de thermocline que l'on obtient dans nos simulations à l'embouchure du fleuve montrent une thermocline qui se rapproche de la surface en été austral par rapport à l'été boréal dans les simulations CTRL, MH et EH. Localement, les vents diminuent pourtant dans les simulations EH et MH par rapport à CTRL. Il apparaît donc que ces variations de la position de la thermocline à cet endroit ne sont pas complètement reliées à des changements de l'intensité des vents.

- Une autre façon de comprendre les variations de la profondeur de la thermocline est de considérer l'apport d'eau douce par le fleuve Congo. Nous avons vu sur la figure 4.14 que le débit du fleuve est beaucoup plus important dans les simulations interglaciaires que dans les simulations glaciaires. Il peut y avoir plusieurs conséquences à ce débit plus important : un effet sur la stratification de la colonne d'eau et un effet via les remontées d'eau générées par un fort débit dans un estuaire étroit.

La basse résolution du modèle ne permet pas la représentation du processus de remontée d'eau induite par le débit du fleuve. La stratification accrue par un apport d'eau douce important peut limiter le transfert de nutriments depuis le fond de l'océan vers la surface et restreindre la productivité près de la surface comme ce que l'on observe sur la figure 4.21. Cependant sur cette même figure, on remarque que les apports de nutriments dans les simulations CTRL, MH et EH sont plus importants que dans les simulations glaciaires. Il semble que la stratification liée au débit du fleuve n'explique pas non plus tout le signal.

Dans la région étudiée, la profondeur de la couche de mélange ne dépasse pas 10 m car elle est pilotée par la stratification liée à la salinité, salinité étant elle-même fortement influencée par le débit du fleuve Congo. Nous avons cependant évoqué le mélange

vertical des eaux de surface comme possible mécanisme des déplacements de la thermocline. Afin d'obtenir un peu plus d'informations sur le mélange vertical nous avons donc regardé les coefficient de diffusion verticale à l'embouchure du fleuve dans toutes nos simulations (Fig. 4.24).

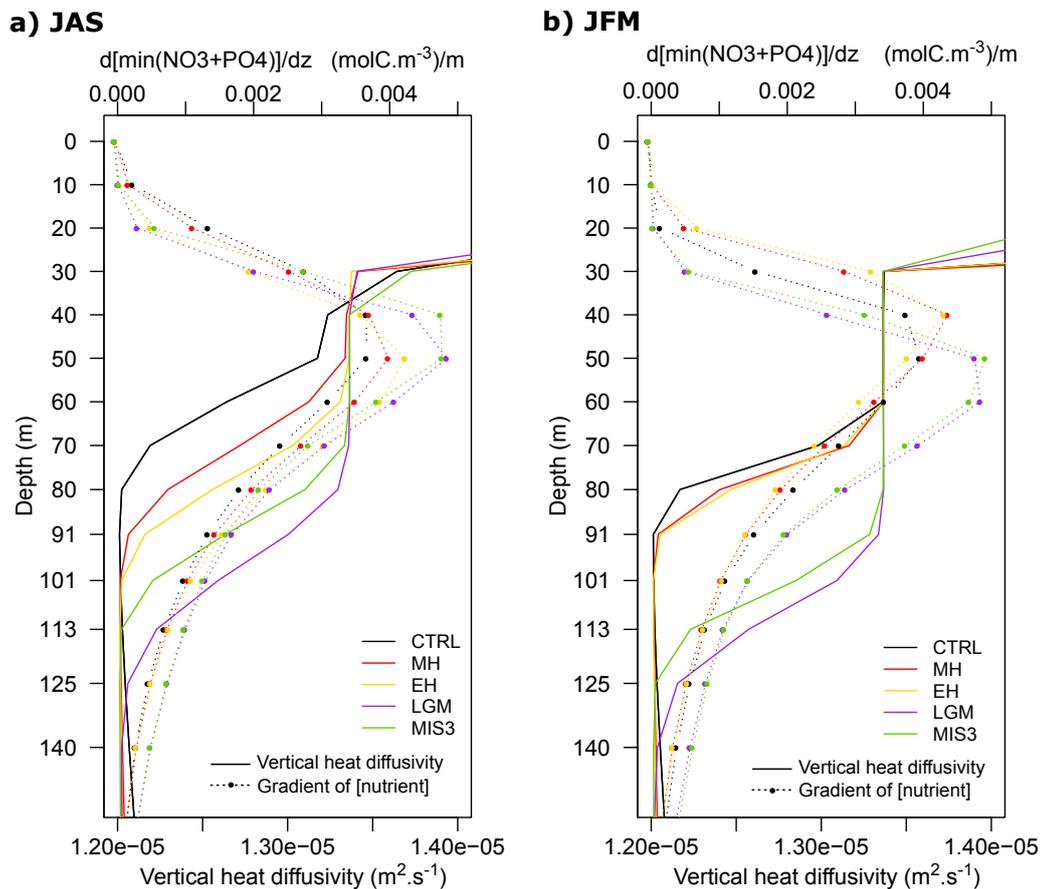


FIGURE 4.24 – Profils du coefficient de diffusion verticale (lignes simples) et de la dérivée verticale de la concentration  $\min(\text{NO}_3^-, \text{PO}_4^{3-})$  (lignes pointillées) moyennés à l'embouchure du fleuve Congo en a) JAS et b) JFM, dans les 5 simulations étudiées. L'échelle choisie pour le coefficient de diffusion ne permet pas de voir les valeurs des 30 premiers mètres.

En été boréal, sous 30 m de profondeur, le coefficient décroît plus vite avec la profondeur pour dans l'ordre : CTRL, MH, EH, MIS3 et LGM (Fig. 4.24a). La dérivée de la concentration en nutriment semble varier en accord avec la valeur du coefficient de diffusion entre le fond et 40 m de profondeur : plus le coefficient est élevé plus la dérivée est grande. Cette relation suggère un apport de nutriments plus important dans les simulations dont le coefficient de diffusion est le plus grand et concorde avec l'amplitude des pics de productivité en subsurface (Fig. 4.21).

En été austral, le coefficient de diffusion vertical montre une séparation nette entre les climats glaciaires et interglaciaires (Fig. 4.24b). Tandis que le coefficient des simulations CTRL, MH et EH commence à diminuer à partir de 60 m pour atteindre la valeur  $1.20 \cdot 10^{-5} m^2 \cdot s^{-1}$  à 90 m, le coefficient des simulations LGM et MIS3 reste constant jusqu'à 85 m environ où il commence aussi à diminuer pour atteindre la même valeur minimale que les autres simulations à 125 m pour MIS3 et 140 m pour LGM (Fig. 4.24b). En accord avec ces profils du coefficient de diffusion vertical, la dérivée de la concentration en nutriment montre des valeurs plus élevées en profondeur dans LGM et MIS3 et moins élevée dans CTRL, MH et EH (Fig. 4.24b). Le maximum de la dérivée est atteint à 60 m pour LGM et MIS3 et à 40 m environ pour CTRL, MH et EH. Ces profondeurs correspondent à la position de la thermocline dans les simulations respectives (Fig. 4.22).

Les valeurs du coefficient de diffusion vertical et de la dérivée de la concentration en nutriment suggèrent donc un mélange plus profond en climats glaciaires permettant un pic de productivité plus en profondeur. Dans les simulations interglaciaires, les nutriments sont disponibles plus proche de la surface, conditionnant ainsi la position du maximum de productivité, car le mélange est moins profond que dans LGM et MIS3 (Figs. 4.24b et 4.21).

#### 4.4.4 Conclusions

Au large de l'embouchure du fleuve Congo, la productivité marine présente deux pics de productivité : un à la surface et un en subsurface (Figs. 4.19,4.21). Nous avons montré que l'apport de nutriments par le fleuve affecte principalement la productivité en surface (Fig. 4.19). Dans leur étude, SCHNEIDER et al. [1994] indiquent aussi que la fertilisation induite par les apports de nutriments du fleuve n'a joué qu'un rôle mineur en comparaison de la forte productivité au large du Congo. De plus, la majeure partie de la productivité se fait en subsurface près de la thermocline où il y a suffisamment de nutriments et de lumière pour permettre la croissance du phytoplancton (Fig. 4.21). Ainsi, il est vraisemblable que les variations de productivité enregistrées dans le sédiment reflète un signal de subsurface.

A partir du pourcentage de kystes de dinoflagellés hétérotrophes, HARDY et al. [2016] reconstruisent un signal de productivité marine passée au large de l'embouchure du fleuve Congo pendant les derniers 46000 ans. Les auteurs montrent une productivité plus élevée

à l'Holocène qu'au stade isotopique 3 et un minimum de productivité pendant la période du DMG (Fig. 4.1). Nos résultats sont plutôt en accord avec les leurs (Fig. 4.21).

Les changements de productivité en subsurface sont principalement modulés par la profondeur de la thermocline. La profondeur de la thermocline est aussi la profondeur du maximum de la dérivée verticale de la concentration en nutriments. C'est à travers la thermocline qu'à lieu le transfert maximal de nutriments depuis la subsurface vers la surface. Ce résultat souligne que la nutricline est confondue avec la thermocline dans la région, ce qui est généralement le cas dans les zones tropicales [VOITURIEZ et HERBLAND, 1982]. En été austral, la thermocline s'approfondit. Le maximum de productivité est localisé plus en profondeur pour les simulations CTRL, LGM et MIS3 qu'en été boréal. A l'inverse, le maximum de TPP se trouve plus près de la surface dans les simulation MH et EH. Dans les simulations Holocène, les effets du débit du fleuve peuvent contre-carrer localement l'approfondissement de la thermocline en générant de l'upwelling mais nous atteignons ici la limite de ce qui peut être résolu par le modèle, et nous ne pouvons donc pas définitivement quantifier cet effet.

Les mouvements de la thermocline peuvent être reliés aux variations dynamiques grande échelle de la circulation océanique et de la circulation atmosphérique ainsi qu'aux changements de débit du fleuve. En particulier, en été austral l'augmentation des vents le long de la côte africaine et dans le Golfe de Guinée dans les simulations LGM et MIS3 (Fig. 4.13i,j) expliquent les vents plus intenses à l'embouchure du fleuve (Fig. 4.23). En été boréal, le flux d'ouest des basses couches présent dans les simulations MH, EH et MIS3, et les modifications des courants associées, peuvent aussi expliquer pourquoi la thermocline est aussi profonde qu'au LGM.

La profondeur du pic de productivité est donc pilotée par plusieurs facteurs comme le débit du fleuve et ses effets sur la stratification et les remontée d'eaux sous le panache du fleuve (non résolu dans nos simulations) ou encore par l'intensité des vents locaux ou situés à plus grande distance. Nous n'avons pas précisément déterminé les liens entre la productivité à l'embouchure du fleuve et les changements de dynamique plus grande échelle. Pour aller plus loin dans cette étude, il serait intéressant de regarder les gradients verticaux de la vitesse qui renseignent sur la position relative du courant de surface en direction de l'ouest et du sous-courant en direction de l'est. En effet, les frictions entre ces deux courants peuvent altérer la stabilité de la colonne d'eau et modifier la produc-

tivité [VOITURIEZ et HERBLAND, 1982]. Cependant, notre modèle étant à basse résolution, la vitesse verticale est très bruitée. Il serait intéressant de travailler avec des modèles régionaux, comme le modèle ROMS [SHCHEPETKIN et MCWILLIAMS, 2005], capables de représenter de nombreux processus fine-échelle et aussi utilisé régionalement en étude paléoclimatique [DARFEUIL et al., 2016]. On pourrait alors étudier les effets de l'upwelling induit dans le panache du fleuve et les modifications des courants locaux.

Cette étude met en évidence le fait que la productivité de subsurface a priori non impactée par les apports de nutriments depuis le fleuve est plus grande dans les simulations Holocène. Dans ces simulations le débit du fleuve est plus important que dans MIS3 et LGM. Ainsi, même si les variations de la productivité ne sont pas directement liées aux apports du fleuve, elles varient de façon synchrone avec ces derniers car les mécanismes responsables de l'augmentation du débit du fleuve sont en lien avec ceux responsables de l'augmentation de la productivité marine en subsurface. En particulier, les effets physiques de l'apport d'eau douce sur les processus verticaux de la colonne d'eau peuvent influencer la productivité en subsurface. L'augmentation de la productivité reconstruite à l'Holocène dans HARDY et al. [2016] n'est donc pas seulement le résultat d'apports plus importants du fleuve mais peut-être le reflet de changements dynamiques locaux et de grande échelle.

## 4.5 Conclusions et perspectives du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons analysé les changements dynamiques saisonniers de la circulation atmosphérique au-dessus de l'Afrique et de l'océan Atlantique tropical et leurs effets sur le débit du fleuve Congo ainsi que les changements de productivité primaire marine au large du fleuve Congo.

Le but de ce travail était de pouvoir comprendre les variations de productivité et si possible de les relier aux apports du fleuve Congo et de son débit et/ou aux changements de dynamique locale et/ou globale. Nous avons dans premier temps montré que l'influence des apports en nutriments du fleuve est limitée à la productivité de surface et que cette productivité est faible devant la productivité de subsurface. C'est donc tout naturellement que nous nous sommes intéressés aux variations de la productivité de subsurface.

La productivité marine en subsurface dépend de la position de la nitracline (ou de la ther-

moeline, car les deux sont confondues dans cette région) qui détermine la zone où les conditions sont optimales pour la productivité. Le sommet de la nitracline détermine la limite entre la couche de surface pauvre en nutriments et la subsurface limitée en lumière [VOITURIEZ et HERBLAND, 1982].

La position de la thermocline/nitracline est impactée par plusieurs facteurs dont nous n'avons pas encore bien déterminé les importances respectives :

- l'intensité locale des vents qui peut agir sur les remontées d'eau principalement en été boréal et sur le mélange des couches de surface en été austral.
- les vents non locaux. Nous avons par exemple mis en évidence le développement d'un flux d'ouest dans les basses couches dans les simulations MH, EH et MIS3. Ce flux de mousson est capable de générer du transport d'Ekman vers le sud et ainsi capable d'approfondir la thermocline en apportant des eaux chaudes depuis l'équateur.
- l'apport d'eau douce depuis le fleuve qui peut à la fois modifier la stratification et générer de la suction d'Ekman qui fait remonter la thermocline vers la surface.

D'autres processus comme la friction entre les courants de surface et de subsurface zonaux, qui génère un gradient vertical de vitesse, ou encore l'intensité du courant du Benguela, qui peut éventuellement apporter des eaux froides et riches en nutriments, peuvent aussi modifier la profondeur de la thermocline et/ou apporter des nutriments. Il conviendrait donc d'explorer ces autres pistes pour obtenir une vision complète du fonctionnement dynamique de la zone et de ces effets sur la productivité locale notamment via l'utilisation de modèle régionaux.

Une analyse grande échelle de la productivité et de ses liens avec la dynamique est envisagée en collaboration avec les auteurs de HARDY et al. [2016] dans le but de réaliser une synthèse régionale des données et une comparaison avec les résultats des simulations.

Il est apparu au cours de cette étude que le lien entre la productivité et les changements à grande échelle n'est pas si évident à établir. SCHNEIDER et al. [1994], INTYRE et al. [1989] ou encore MOLFINO et MCINTYRE [1990] expliquent leurs reconstructions de productivité en utilisant le paradigme suivant : lorsque l'intensité de la mousson africaine augmente, l'intensité des alizés diminue et inversement. Cette relation permet d'expliquer une productivité en surface plus forte en climat glaciaire via une augmentation des alizés du sud-est et donc de découpler les changements de productivité des apports du

fleuve. Dans nos simulations, nous n'observons pas cette anti-corrélation systématique entre mousson et alizés. Par exemple, dans MIS3 en été boréal, les alizés du nord-est augmentent mais le flux de mousson aussi via le développement du flux d'ouest dans les basses couches. Dans MH et EH, le flux de mousson est plus intense en été boréal mais l'intensité des alizés du sud-est augmente aussi le long de la côte africaine. De plus, la façon d'utiliser cette relation entre alizés et mousson donne un poids plus important à l'effet de la saison d'été boréal sur la productivité dans l'est de l'Atlantique équatorial sud, or nous avons aussi vu de grands changements s'opérer en été austral.

Dans différentes reconstructions (e.g. SCHNEIDER et al. [1994], INTYRE et al. [1989], MOLFINO et MCINTYRE [1990], et POKRAS [1987]) et à l'inverse de l'analyse qualitative effectuée dans HARDY et al. [2016] et des résultats de nos simulations sur la productivité primaire, la productivité en climat glaciaire est plus grande qu'en climat interglaciaire. Une possibilité pour expliquer ces divergences peut tenir au fait que les organismes utilisés pour reconstruire la productivité dans ces études soient des organismes vivant exclusivement en surface, ou du moins au-dessus de notre pic de productivité simulé. On remarque en effet dans nos simulations que la productivité de surface (<10 m) est supérieure dans LGM et MIS3 à celle de CTRL, MH et EH.

Une seconde possibilité est que ce que l'on regarde dans le modèle ne correspond pas à ce que l'on regarde dans le sédiment. Nous avons choisi de nous focaliser sur la productivité primaire mais les reconstructions se basent sur des organismes variés tels que des foraminifères planctoniques [SCHNEIDER et al., 1994], des coccolithophoridés [MOLFINO et MCINTYRE, 1990], des kystes de dinoflagellés [HARDY et al., 2016] ou du contenu en matière organique [BORNHOLD, 1973; POKRAS, 1987]. Sur la figure 4.25 on représente les profils verticaux de la concentration en chlorophylle et de l'export de matière organique dans notre zone d'étude au large de l'embouchure du fleuve. La chlorophylle montre des valeurs glaciaires plus grandes que les valeurs interglaciaires, ce qui concorde avec les reconstructions de SCHNEIDER et al. [1994] et POKRAS [1987]. Cette différence avec la productivité primaire de la figures 4.21 peut s'expliquer par le fait que lorsque le maximum de productivité se situe en subsurface, le rapport chlorophylle sur carbone, Chl/C, augmente car les cellules s'adaptent au manque de lumière. Le pic de productivité glaciaire étant plus en profondeur que dans les simulations CTRL, MH et EH, notamment en été austral, est donc associé à une quantité de chlorophylle plus importante (Fig. 4.25). L'ex-

port de productivité montre aussi des valeurs glaciaires plus grandes en été boréal mais plus petites en été austral par rapport aux simulations interglaciaires (Fig. 4.25). Il est donc important de bien choisir la variable du modèle que l'on compare aux données de paléoproduktivité.

Enfin, dans le même ordre d'idée, la position du pic de productivité à différentes profondeurs selon le climat peut aussi modifier les assemblages, en favorisant plus ou moins certaines espèces par rapport à d'autres, et donc impacter les reconstructions. Il y a encore beaucoup de voies à explorer pour bien comparer modèles et reconstructions et pour comprendre les variations reconstruites.

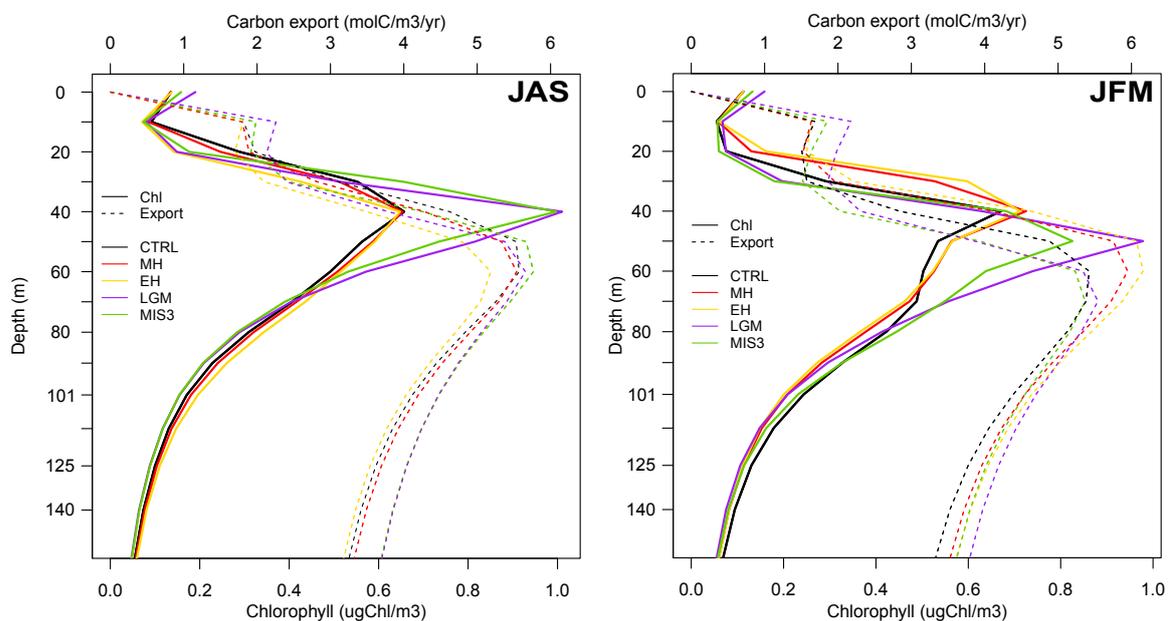


FIGURE 4.25 – Profils verticaux des concentrations moyennes en chlorophylle ( $\mu\text{gChl}\cdot\text{m}^{-2}$ ) et en productivité exportée ( $\text{molC}\cdot\text{m}^{-2}$ ) au large de l'embouchure du fleuve Congo en JAS et JFM dans les 5 simulations étudiées.

## 4.6 Références

ADLER, R. F., G. HUFFMAN, A. CHANG, R. FERRARO, P. XIE, J. JANOWIAK, B. RUDOLF, U. SCHNEIDER, S. CURTIS, D. BOLVIN, A. GRUBER, J. SUSSKIND et P. ARKIN. 2003, «The version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation analysis (1979-present)», *Journal Hydrometeor*, vol. 4, p. 1147–1167. 177

- BORNHOLD, B. D. 1973, *Late Quaternary sedimentation in the eastern Angola Basin*, thèse de doctorat. 222
- BRACONNOT, P., F. HOURDIN, S. BONY, J. L. DUFRESNE, J. Y. GRANDPEIX et O. MARTI. 2007, «Impact of different convective cloud schemes on the simulation of the tropical seasonal cycle in a coupled ocean-atmosphere model», *Climate Dynamics*, vol. 29, n° 5, doi:10.1007/s00382-007-0244-y, p. 501–520. 176
- BROCCOLI, A. J., K. A. DAHL et R. J. STOUFFER. 2006, «Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling», *Geophysical Research Letters*, vol. 33, n° 1, doi:10.1029/2005GL024546, p. 1–4. 188
- CHIANG, J. C. H., M. BIASUTTI et D. S. BATTISTI. 2003, «Sensitivity of the Atlantic Intertropical Convergence Zone to Last Glacial Maximum boundary conditions», *Paleoceanography*, vol. 18, n° 4, doi:10.1029/2003PA000916, p. 1–18. 189, 198
- COOK, K. H. 1999, «Generation of the African Easterly Jet and Its Role in Determining West African Precipitation», *Journal of Climate*, vol. 12, n° 5, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1165 :GOTAEJ>2.0.CO ;2, p. 1165–1184. 170
- DA CUNHA, L. C. et E. T. BUITENHUIS. 2013, «Riverine influence on the tropical Atlantic Ocean biogeochemistry», *Biogeosciences*, vol. 10, n° 10, doi:10.5194/bg-10-6357-2013, p. 6357–6373. 207, 208
- DARFEUIL, S., G. M??NOT, X. GIRAUD, F. ROSTEK, K. TACHIKAWA, M. GARCIA et D. BARD. 2016, «Sea surface temperature reconstructions over the last 70 kyr off Portugal : Biomarker data and regional modeling», *Paleoceanography*, vol. 31, n° 1, doi:10.1002/2015PA002831, p. 40–65. 220
- DEE, D. P., S. M. UPPALA, A. J. SIMMONS, P. BERRISFORD, P. POLI, S. KOBAYASHI, U. ANDRAE, M. A. BALMASEDA, G. BALSAMO, P. BAUER et OTHERS. 2011, «The ERA-Interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system», *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, vol. 137, n° 656, p. 553–597. 177
- DUFRESNE, J.-L., M.-A. FOUJOLS, S. DENVIL, A. CAUBEL, O. MARTI, O. AUMONT, Y. BALKANSKI, S. BEKKI, H. BELLENGER, R. BENSILHA, S. BONY, L. BOPP, P. BRACONNOT, P. BROCKMANN, P. CADULE, F. CHERUY, F. CODRON, A. COZIC, D. CUGNET, N. DE NOBLET, J.-P. DUVEL, C. ETHÉ, L. FAIRHEAD, T. FICHEFET, S. FLAVONI, P. FRIEDLINGSTEIN,

- J.-Y. GRANDPEIX, L. GUEZ, E. GUILYARDI, D. A. HAUGLUSTAINE, F. HOURDIN, A. IDELKADI, J. GHATTAS, S. JOUSSAUME, M. KAGEYAMA, G. KRINNER, S. LABETOULLE, A. LAHELLEC, M.-P. LEFEBVRE, F. LEFEBVRE, C. LEVY, Z. X. LI, J. LLOYD, F. LOTT, G. MADEC, M. MANCIP, M. MARCHAND, S. MASSON, Y. MEURDESOF, J. MIGNOT, I. MUSAT, S. PAROUTY, J. POLCHER, C. RIO, M. SCHULZ, D. SWINGEDOUW, S. SZOPA, C. TALANDIER, P. TERRAY, N. VIOVY et N. VUICHARD. 2013, «Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model : from CMIP3 to CMIP5», *Climate Dynamics*, vol. 40, n° 9-10, doi:10.1007/s00382-012-1636-1, p. 2123–2165. 176
- GASSE, F. 2000, «Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum», dans *Quaternary Science Reviews*, vol. 19, ISBN 0277-3791, p. 189–211, doi:10.1016/S0277-3791(99)00061-X. 180, 193, 197
- GIRESE, P. 2008, *Tropical and Sub-Tropical West Africa : Marine and continental changes during the Late Quaternary*, Else, ISBN 0080556035. 168, 175
- GUIMBERTEAU, M. 2010, *Modélisation de l'hydrologie continentale et influences de l'irrigation sur le cycle de l'eau*, thèse de doctorat. 179, 195
- HALL, N. et P. PEYRILLÉ. 2006, «Dynamics of the West African monsoon», *Journal de Physique IV*, vol. 139, doi:10.1051/jp4, p. 81–99. 168
- HARDY, W., A. PENAUD, F. MARRET, G. BAYON, T. MARSSET et L. DROZ. 2016, «Dinocyst assemblage constraints on oceanographic and atmospheric processes in the eastern equatorial Atlantic over the last 44 kyr», *Biogeosciences*, vol. 13, n° 16, doi:10.5194/bg-13-4823-2016, p. 4823–4841. 165, 166, 167, 198, 199, 200, 201, 206, 208, 209, 218, 220, 221, 222, 339
- HOURDIN, F., I. MUSAT, S. BONY, P. BRACONNOT, F. CODRON, J.-L. DUFRESNE, L. FAIRHEAD, M. A. FILIBERTI, P. FRIEDLINGSTEIN, J. Y. GRANDPEIX, G. KRINNER, P. LEVAN, Z. X. LI et F. LOTT. 2006, «The LMDZ4 general circulation model : Climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection», *Climate Dynamics*, vol. 27, n° 7-8, doi:10.1007/s00382-006-0158-0, p. 787–813. 178
- INTYRE, A. M., W. F. RUDDIMAN, K. KARLIN et A. C. MIX. 1989, «Surface water response of the equatorial Atlantic Ocean to orbital forcing», vol. 4, n° 1, p. 19–55. 221, 222

- JANICOT, S. 1992, «Spatiotemporal variability of West African rainfall. Part II : Associated Surface and Airmass Characteristics», *Journal of Climate*, vol. 5, n° 5, doi:[10.1175/1520-0442\(1992\)005<0499:SVOWAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1992)005<0499:SVOWAR>2.0.CO;2), p. 499–511. 168
- JOUSSAUME, S. et P. BRACONNOT. 1997, «Sensitivity of paleoclimate simulation results to season definitions», *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, p. 1943–1956. 181, 340
- KANAMITSU, M., W. EBISUZAKI, J. WOOLLEN, S.-K. YANG, J. HNILO, M. FIORINO et G. POTTER. 2002, «NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2)», *Bulletin of the American Meteorological Society*, p. 1631–1643. 177, 178, 340
- LAVAYSSE, C., C. FLAMANT, S. JANICOT, D. J. PARKER, J. P. LAFORE, B. SULTAN et J. PELON. 2009, «Seasonal evolution of the West African heat low : A climatological perspective», *Climate Dynamics*, vol. 33, n° 2-3, doi:[10.1007/s00382-009-0553-4](https://doi.org/10.1007/s00382-009-0553-4), p. 313–330. 169, 170
- LE MÉZO, P., L. BEAUFORT, L. BOPP, P. BRACONNOT et M. KAGEYAMA. 2016, «From Monsoon to marine productivity in the Arabian Sea : insights from glacial and interglacial climates», *Climate of the Past Discussions*, vol. 2016, n° September, doi:[10.5194/cp-2016-88](https://doi.org/10.5194/cp-2016-88), p. 1–31. 167
- LOCARNINI, R. A., A. V. MISHONOV, J. I. ANTONOV, T. P. BOYER, H. E. GARCIA, O. K. BARRANOVA, M. M. ZWENG et D. R. JOHNSON. 2010, «World Ocean Atlas 2009, vol. 1», *Temperature, NOAA Atlas NESDIS*, vol. 68. 201, 203, 342
- MARSHALL, J. et R. A. PLUMB. 2008, *Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics : An Introductory Text*, Elsevier Academic Press, ISBN 9780125586917, 345 p.. 172
- MOLFINO, B. et A. MCINTYRE. 1990, «Precessional forcing of nutricline dynamics in the equatorial atlantic.», *Science (New York, N.Y.)*, vol. 249, n° 4970, doi:[10.1126/science.249.4970.766](https://doi.org/10.1126/science.249.4970.766), p. 766–9. 221, 222
- NICHOLSON, S. E. 2009, «A revised picture of the structure of the “monsoon” and land ITCZ over West Africa», *Climate Dynamics*, vol. 32, n° 7-8, doi:[10.1007/s00382-008-0514-3](https://doi.org/10.1007/s00382-008-0514-3), p. 1155–1171. 168, 169, 170, 187, 188, 339
- NICHOLSON, S. E. 2013, «The West African Sahel : A Review of Recent Studies on the Rainfall Regime and Its Interannual Variability», *ISRN Meteorology*, vol. 2013, n° 453521, doi:[10.1155/2013/453521](https://doi.org/10.1155/2013/453521), p. 1–32. 168, 169, 170, 171, 186, 187, 188, 340

- NICHOLSON, S. E. et J. P. GRIST. 2003, «The seasonal evolution of the atmospheric circulation over West Africa and equatorial Africa», *Journal of Climate*, vol. 16, n° 7, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<1013:TSEOTA>2.0.CO;2, p. 1013–1030. 190
- POKRAS, E. M. 1987, «Diatom record of Late Quaternary climatic change in the eastern equatorial Atlantic and tropical Africa», *Paleoceanography*, vol. 2, n° 3, doi:10.1029/PA002i003p00273, p. 273–286. 222
- RICHTER, I., S. P. XIE, S. K. BEHERA, T. DOI et Y. MASUMOTO. 2014, «Equatorial Atlantic variability and its relation to mean state biases in CMIP5», *Climate Dynamics*, vol. 42, n° 1-2, doi:10.1007/s00382-012-1624-5, p. 171–188. 176
- RICHTER, I., S. P. XIE, A. T. WITTENBERG et Y. MASUMOTO. 2012, «Tropical Atlantic biases and their relation to surface wind stress and terrestrial precipitation», *Climate Dynamics*, vol. 38, n° 5-6, doi:10.1007/s00382-011-1038-9, p. 985–1001. 176
- ROCA, R., J.-P. LAFORE, C. PIRIOU et J.-L. REDELSPERGER. 2005, «Extratropical Dry-Air Intrusions into the West African Monsoon Midtroposphere : An Important Factor for the Convective Activity over the Sahel», *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 62, doi:10.1175/JAS-3366.1, p. 390–407. 170
- ROEHRIG, R., D. BOUNIOL, F. GUICHARD, F. DÉRIC HOURDIN et J. L. REDELSPERGER. 2013, «The present and future of the west african monsoon : A process-oriented assessment of CMIP5 simulations along the AMMA transect», *Journal of Climate*, vol. 26, n° 17, doi:10.1175/JCLI-D-12-00505.1, p. 6471–6505. 176, 180
- SAUZÈDE, R., H. CLAUSTRE, C. JAMET, J. UITZ, J. RAS, A. MIGNOT et F. D'ORTENZIO. 2015, «Retrieving the vertical distribution of chlorophyll a concentration and phytoplankton community composition from in situ fluorescence profiles : A method based on a neural network with potential for global-scale applications», *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 120, n° 1, doi:10.1002/2014JC010355, p. 451–470. 200, 201, 202, 341
- SCHNEIDER, R. R., P. J. MT et G. WEFER. 1994, «From Stable Carbon Isotopes of Planktonic Foraminifera», vol. 110. 204, 218, 221, 222
- SCHNEIDER, R. R., B. PRICE, P. J. MÜLLER, D. KROON et I. ALEXANDER. 1997, «Monsoon related variations in Zaire (Congo) sediment load and influence of fluvial silicate supply

- on marine productivity in the east equatorial Atlantic during the last 200,000 years», *Paleoceanography*, vol. 12, n° 3, doi:[10.1029/96PA03640](https://doi.org/10.1029/96PA03640), p. 463–481. 172, 173, 174, 206, 340
- SHCHEPETKIN, A. F. et J. C. MCWILLIAMS. 2005, «The regional oceanic modeling system (ROMS) : A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model», *Ocean Modelling*, vol. 9, n° 4, doi:[10.1016/j.ocemod.2004.08.002](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002), p. 347–404. 220
- TAVERNEL, S. *Régionalisation des estimations de la production primaire et de l'export de carbone à partir d'observations de la couleur de l'eau et de modélisation biogéochimique*, thèse de doctorat, Université de Paris-Saclay. 201
- TEXIER, D., N. DE NOBLET et P. BRACONNOT. 2000, «Sensitivity of the African and Asian monsoons to mid-Holocene insolation and data-inferred surface changes», *Journal of Climate*, vol. 13, n° 1, doi:[10.1175/1520-0442\(2000\)013<0164 :SOTAAA>2.0.CO ;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<0164 :SOTAAA>2.0.CO ;2), p. 164–181. 187, 188
- TIERNEY, J. E. et J. M. RUSSELL. 2007, «Abrupt climate change in southeast tropical Africa influenced by Indian monsoon variability and ITCZ migration», *Geophysical Research Letters*, vol. 34, n° 15, doi:[10.1029/2007GL029508](https://doi.org/10.1029/2007GL029508), p. L15 709. 190
- UITZ, J., H. CLAUSTRE, A. MOREL et S. B. HOOKER. 2006, «Vertical distribution of phytoplankton communities in open ocean : An assessment based on surface chlorophyll», *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 111, n° 8, doi:[10.1029/2005JC003207](https://doi.org/10.1029/2005JC003207). 200, 201, 202, 341
- VAN BENNEKOM, A. J. et G. W. BERGER. 1984, «Hydrography and silica budget of the Angola Basin», *Netherlands Journal of Sea Research*, vol. 17, n° 2-4, doi:[10.1016/0077-7579\(84\)90047-4](https://doi.org/10.1016/0077-7579(84)90047-4), p. 149–200. 204
- VOITURIEZ, B. et A. HERBLAND. 1982, «Comparaison des systèmes productifs de l'Atlantique tropical Est : dômes thermiques, upwellings côtiers et upwelling équatorial», *Rapports et Procès-Verbaux des Réunions du Conseil International pour l'Exploration de la Mer*, vol. 180, n° 5-6, p. 17. 219, 220, 221
- WELDEAB, S., D. W. LEA, R. R. SCHNEIDER et N. ANDERSEN. 2007, «155,000 Years of West African Monsoon and Ocean Thermal Evolution», *Science*, vol. 316, n° 5829, doi:[10.1126/science.1140461](https://doi.org/10.1126/science.1140461), p. 1303–1307. 178

WOLFF, T., S. MULITZA, C. RÜHLEMANN et G. WEFER. 1999, «Response of the tropical Atlantic thermocline to Late Quaternary Trade Wind changes», *Paleoceanography*, vol. 14, n° 3, doi:[10.1029/1999PA900011](https://doi.org/10.1029/1999PA900011), p. 374–383. 213, 214

ZHAO, Y., P. BRACONNOT, O. MARTI, S. P. HARRISON, C. HEWITT, A. KITOHI, Z. LIU, U. MIKOLAJEWICZ, B. OTTO-BLIESNER et S. L. WEBER. 2005, «A multi-model analysis of the role of the ocean on the African and Indian monsoon during the mid-Holocene», *Climate Dynamics*, vol. 25, n° 7-8, doi:[10.1007/s00382-005-0075-7](https://doi.org/10.1007/s00382-005-0075-7), p. 777–800. 185



# Chapitre 5

## Variations inter-annuelles du climat et de la productivité primaire, impacts sur les reconstructions

### Sommaire

---

<b>5.1 Introduction</b> . . . . .	<b>232</b>
<b>5.2 Impacts de la variabilité inter-annuelle du climat sur la productivité marine</b> . . . . .	<b>234</b>
5.2.1 Principe . . . . .	234
5.2.2 Méthode et détection des zones impactées par la variabilité . . . . .	235
5.2.3 Le Pacifique équatorial . . . . .	239
5.2.4 L'Atlantique nord . . . . .	245
5.2.5 Conclusions . . . . .	248
<b>5.3 Température enregistrée par les indicateurs climatiques biologiques</b> . .	<b>250</b>
5.3.1 Effet de la variabilité inter-annuelle et de la profondeur sur l'enregistrement de la température . . . . .	250
5.3.2 Séparation des effets de la profondeur et de la variabilité . . . . .	253
5.3.3 Discussion et Conclusion . . . . .	255
<b>5.4 Conclusions et perspectives du chapitre</b> . . . . .	<b>256</b>
<b>5.5 Références</b> . . . . .	<b>259</b>

---

## 5.1 Introduction

Une des difficultés de la reconstruction des climats passés à partir d'archives sédimentaires marine est que le lien entre les indicateurs climatiques et les variables physiques que l'on cherche à reconstruire peut être assez indirect. En effet, la plupart des indicateurs sont d'origine biologique. Ainsi les informations sur le climat qu'ils renferment ont été obtenues via des processus biologiques qui répondent à une multitude de facteurs physiques, de façon majoritairement non linéaire. De plus, les informations issues des indicateurs servent à reconstruire un état moyen passé or, la relation entre le climat et les indicateurs est susceptible de varier dans le temps et dans l'espace, d'un climat à l'autre.

Plusieurs études ont déjà envisagé les effets des changements saisonniers et spatiaux sur les enregistrements climatiques. Par exemple, [SCHNEIDER et al. \[2010\]](#) montrent que le signal de température issu du ratio  $U_{37}^K$  enregistre préférentiellement les températures de la saison chaude (froide) dans les hautes (basses) latitudes. Le cycle saisonnier de la productivité des organismes (ici des coccolithophoridés) utilisés pour calculer les ratio  $U_{37}^K$  impacte donc le signal climatique enregistré. La température enregistrée par ces organismes n'est donc pas une température moyenne annuelle. [TELFORD et al. \[2013\]](#) utilisent des simulations des modèles CMIP5 au Dernier Maximum Glaciaire (DMG) et au pré-industriel dans l'Atlantique Nord, pour quantifier les biais de calibration des fonctions de transfert. Les auteurs montrent qu'une calibration avec la température de surface (10 m) induit un biais chaud dans les reconstructions par rapport à des calibrations réalisées avec la température à différentes profondeurs. [TELFORD et al. \[2013\]](#) montrent que les foraminifères sont particulièrement sensibles aux changements ayant lieu en subsurface plutôt qu'en surface et que d'un point de vue écologique il est plus logique d'utiliser une température de subsurface pour calibrer les fonctions de transfert. De la même façon, [HO et LAEPPLE \[2016\]](#) montrent que la température estimée via le paléo-thermomètre  $TEX_{86}^H$ , basé sur la distribution relative de lipides, est en meilleur accord avec les sorties de modèles lorsque le  $TEX_{86}^H$  est calibré sur la température de subsurface de l'océan, là où le signal est probablement formé. Enfin, dans son dernier chapitre de thèse, [MARIOTTI \[2013\]](#) combine, à l'aide de simulations du modèle IPSL-CM5A-LR, les effets de la profondeur de la productivité primaire et sa saisonnalité sur la température potentiellement enregistrée par les indicateurs climatiques biologiques. Elle montre qu'il n'y a pas de biais saisonnier dans

les tropiques mais plutôt un biais lié à la profondeur de la productivité, en particulier dans les gyres subtropicales nord Atlantique et Pacifique. Dans les chapitres précédents, nous avons aussi vu que les variations saisonnières ont un impact non négligeable sur le signal enregistré dans les sédiments : les changements saisonniers de mousson influencent la productivité marine en mer d'Arabie (Chapitre 3) et dans l'Atlantique Équatorial Est (Chapitre 4) à l'échelle des cycles glaciaires.

Cependant, un point qui n'a pas encore été abordé est celui des effets de la variabilité inter-annuelle du climat sur les enregistrements climatiques. PAUSATA et al. [2009] montrent à l'aide de simulations de modèles couplés que la relation entre la variabilité atmosphérique et la variabilité océanique de surface est différente au DMG par rapport à l'actuel. Les auteurs soulignent que ces changements de relations peuvent impacter l'interprétation des données issues d'indicateurs climatiques calibrés à partir de relations modernes. En effet, les relations observées actuellement entre les indicateurs climatiques et leur environnement sont susceptibles d'avoir changé dans le passé et de changer dans le futur. Si la variabilité climatique change entre les climats ou si la réponse des écosystèmes à une même variabilité climatique est modifiée via un état moyen différent par exemple, alors les reconstructions peuvent être biaisées par l'utilisation de relations modernes. LAEPPLÉ et HUYBERS [2014a] et LAEPPLÉ et HUYBERS [2014b] ont en particulier étudié la difficulté de comparer les résultats de modèles aux données en termes de variabilité. Ils montrent que plus la fréquence de variabilité considérée est basse, plus les écarts modèles-données sont importants.

La question des effets de la variabilité inter-annuelle sur les enregistrements climatiques a donc été peu abordée. C'est sur ce point que nous allons nous focaliser dans ce chapitre en tentant de répondre aux questions suivantes :

**Est-ce que les changements de variabilité du climat ou de la réponse de la productivité entre le DMG et le pré-industriel ont un impact sur la différence de productivité entre ces deux climats ?**

**Quels sont les effets de la variabilité inter-annuelle de la productivité et de sa position dans la colonne d'eau sur le signal de température potentiellement enregistré par les indicateurs climatiques ?**

### Méthode

Nous réalisons un test de sensibilité à la variabilité climatique à l'aide de simulations forcées du modèle **PISCES** pour déterminer si la variabilité inter-annuelle a un effet sur la différence de productivité entre le **DMG** et le pré-industriel.

Nous utilisons ensuite les simulations couplées CTRL et LGM des chapitres précédents pour l'analyse des effets de la profondeur et de la variabilité temporelle inter-annuelle de la productivité sur la température enregistrée par les indicateurs.

## 5.2 Impacts de la variabilité inter-annuelle du climat sur la productivité marine

### 5.2.1 Principe

Afin de déterminer si la variabilité inter-annuelle climatique et la réponse de la productivité marine à cette dernière sont en mesure d'affecter les reconstructions de paléoprodutivité, nous avons réalisé des tests de sensibilité.

Considérons une simulation climatique de 100 ans dont les champs de sortie sont mensuels. D'une année à l'autre, les variations saisonnières des champs physiques sont différentes, cela constitue la variabilité inter-annuelle. Notre but est de connaître l'impact de la présence de cette variabilité inter-annuelle sur la réponse de la productivité par rapport à un climat où il n'y a pas de variabilité inter-annuelle.

Dans le principe, il nous suffit donc de récupérer le cycle saisonnier moyen d'un climat donné et de le répéter autant de fois que l'on souhaite d'années de simulations, ici 100 ans (Fig. 5.1a). On applique ensuite cette série temporelle, constituée d'une multitude de répétitions d'un unique cycle saisonnier moyen, en entrée de notre modèle de bio-géochimie marine (Fig. 5.1a). Les organismes marins répondent alors toujours aux mêmes variations physiques d'une année sur l'autre. Seules les variations saisonnières sont conservées.

Il nous faudra alors comparer les résultats de cette simulation sans variabilité inter-annuelle à une simulation où l'on a forcé le modèle de bio-géochimie marine par les 100 ans des champs physiques bruts, i.e. avec toute leur variabilité temporelle (Fig. 5.1b).

## 5.2.2 Méthode et détection des zones impactées par la variabilité

Afin de réaliser nos tests de sensibilité, nous avons réalisé plusieurs simulations supplémentaires en utilisant le modèle **PISCES** seul forcé par

- 1) le cycle saisonnier sur 100 ans des champs physiques issus d'une simulation du modèle couplé de l'**IPSL** (Fig. 5.1a). Les simulations forcées obtenues sont indexées **SE**. Le calcul de la moyenne saisonnière de certaines variables est fait à la main en raison d'un profil vertical particulier et de liens forts avec la couche de mélange et les apports de nutriments (voir l'annexe D)
- 2) les champs physiques bruts mensuels sur 100 ans de la même simulation du modèle couplé de l'**IPSL** (Fig. 5.1b). Les simulations forcées obtenues sont indexées **IA**.

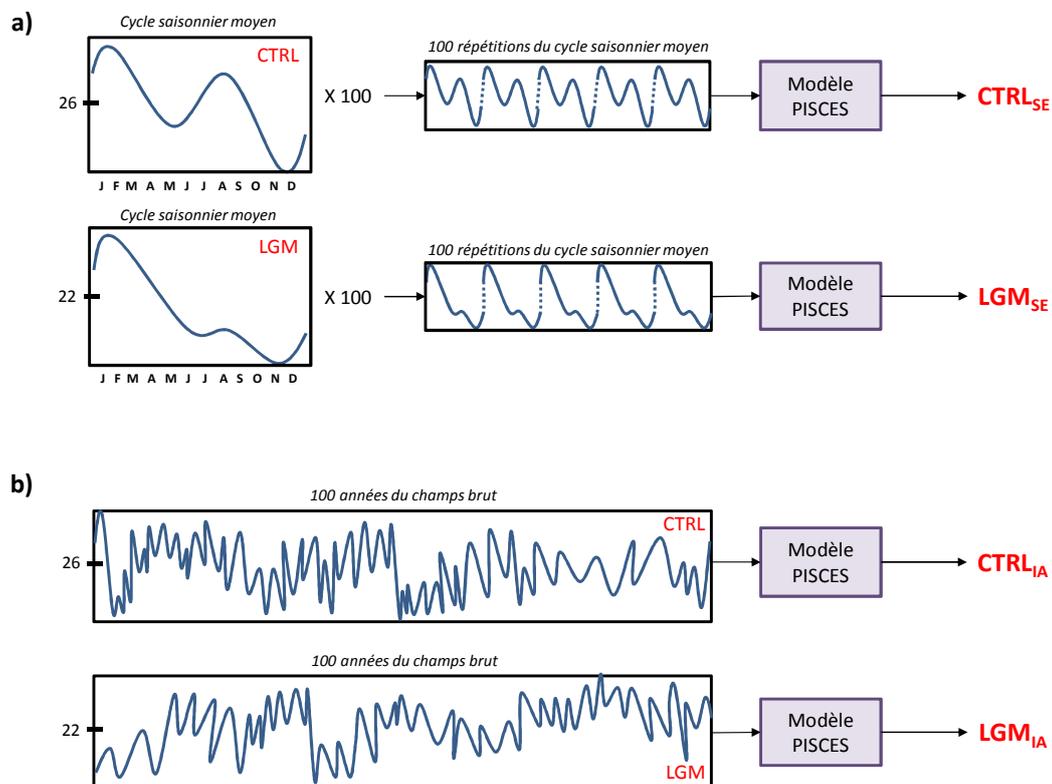


FIGURE 5.1 – Schéma représentant le principe par lequel on obtient des simulations forcées a) par le cycle saisonnier moyen et b) par les champs physiques bruts.

L'indice **SE** indique que la simulation est forcée par le cycle saisonnier des champs physiques.

L'indice **IA** indique que la simulation est forcée par les champs physiques bruts.

Ces deux types de simulations ont été réalisés pour deux états moyens différents : le pré-industriel (PI) et le dernier maximum glaciaire (DMG). Les simulations se nomment : **CTRL<sub>SE</sub>**, **LGM<sub>SE</sub>**, **CTRL<sub>IA</sub>** et **LGM<sub>IA</sub>** et sont représentées sur la figure 5.1.

La productivité marine des simulations indexées "SE" représente donc la réponse de la productivité à un état moyen du climat qui est le même d'une année à l'autre. La seule variabilité introduite dans ces simulations est de la variabilité saisonnière. Dans les simulations indexées "IA", la productivité répond à toute la variabilité climatique, de la saison aux variations décennales. Dans la suite nous parlons de variabilité inter-annuelle (IA) pour en fait désigner toutes les fréquences de variabilité du climat.

Nous nous intéressons aux processus pouvant affecter la différence de productivité LGM-CTRL (Fig. 5.2). Des changements d'état moyen et/ou un changement de variabilité peuvent être à l'origine des variations de cette différence. Dans la suite on not TPP la productivité totale intégrée sur la colonne d'eau. Sur la figure 5.2, on représente les différences de productivité  $\Delta IA = TPP_{LGM_{IA}} - TPP_{CTRL_{IA}}$  et  $\Delta SE = TPP_{LGM_{SE}} - TPP_{CTRL_{SE}}$  ainsi que le pourcentage de la différence  $\Delta IA$  que représente la différence  $\Delta SE$ . Les différences  $\Delta IA$  et  $\Delta SE$  sont assez similaires avec notamment une productivité glaciaire beaucoup plus importante qu'au pré-industriel dans l'Océan Atlantique Nord et globalement moins importante dans les tropiques (Fig. 5.2a,b). Les plus grands écarts entre  $\Delta IA$  et  $\Delta SE$  ont lieu dans l'Océan Pacifique tropical, dans l'est de l'Océan Atlantique tropical sud et l'ouest de l'Océan Atlantique tropical nord (Fig. 5.2c). Ces différences de productivité LGM-CTRL ressemblent aux différences de productivité exportée LGM-PI (climat du DMG moins climat du pré-industriel) de l'étude KAGEYAMA et al. [2013] obtenues à partir de simulations issues du même modèle IPSL-CM5A-LR. Dans cette étude, une évaluation du modèle avec des données de reconstruction montre une bonne concordance entre le modèle et les données.

Comment déterminer à partir de ces simulations forcées les endroits du globe affectés par des changements de variabilité? A partir des différences entre simulations on peut établir que :

$$\Delta IA = TPP_{LGM_{IA}} - TPP_{CTRL_{IA}} = f(TPP_{CTRL_{IA}}, \Delta moy_{IA}, \Delta var) \quad (5.1)$$

$$\Delta SE = TPP_{LGM_{SE}} - TPP_{CTRL_{SE}} = f(TPP_{CTRL_{SE}}, \Delta moy_{SE})$$

où

$\Delta moy_{IA}$  et  $\Delta moy_{SE}$  sont des changements d'état moyen de circulation et de physique

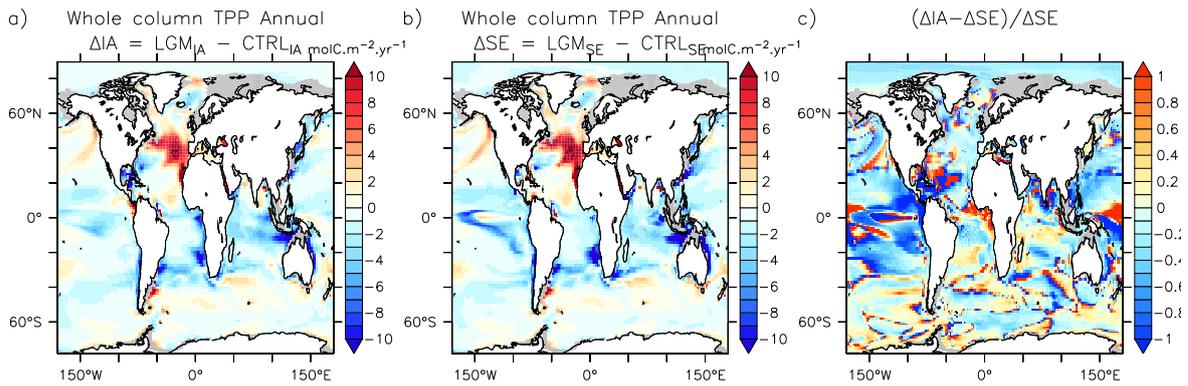


FIGURE 5.2 – Carte de la moyenne annuelle globale de a) la différence  $\Delta IA$ , b) la différence  $\Delta SE$  et c) du rapport  $(\Delta IA - \Delta SE)/\Delta SE$ , de la productivité totale intégrée sur toute la colonne d'eau.

océaniques

$\Delta var$  est un changement de variabilité de circulation et de physique océaniques

Notre but est de comprendre quels sont les mécanismes responsables des différences entre  $\Delta IA$  et  $\Delta SE$ . Si on suppose que  $\Delta moy_{IA} = \Delta moy_{SE}$  alors deux hypothèses sont possibles :

H1 :  $\Delta IA \neq \Delta SE$  parce que  $TPP_{CTRL_{IA}} \neq TPP_{CTRL_{SE}}$  et  $\Delta CTRL = TPP_{CTRL_{IA}} - TPP_{CTRL_{SE}}$  contribue pour la majeure partie à la différence entre  $\Delta IA$  et  $\Delta SE$

H2 :  $\Delta IA \neq \Delta SE$  parce que  $\Delta var \neq 0$  et  $\Delta var$  contribue pour la majeure partie à la différence entre  $\Delta IA$  et  $\Delta SE$

Ainsi, les zones qui nous intéressent tout particulièrement sont celles où l'hypothèse **H2** est vérifiée.

Notre objectif est de savoir quelles sont les régions où la différence  $\Delta IA - \Delta SE$  résulte d'un changement de variabilité  $\Delta var$ . Puisqu'on ne peut pas caractériser  $\Delta var$  simplement, on utilise  $\Delta CTRL$  afin de sélectionner les zones correspondant aux différentes hypothèses.

#### Critère basé sur un seuil à 50 %

- Les zones où l'hypothèse H1 est vérifiée correspondent aux zones où le rapport  $(\Delta IA - \Delta SE)/\Delta CTRL * 100 > 50\%$  (Fig. 5.3c).
- Les zones vérifiant H2 sont les zones complémentaires de la zone H1 (Fig. 5.3d).

Les régions vérifiant l'hypothèse H2 sont nombreuses, le critère à 50% étant peu res-

trictif (Fig. 5.3d). Toutes les régions faisant partie de la zone H2 sont susceptibles d'être impactées par un changement de variabilité climatique, par un changement de la réponse de la productivité à la variabilité et/ou par un changement d'état moyen de la physique et/ou de la biologie (Fig. 5.3d).

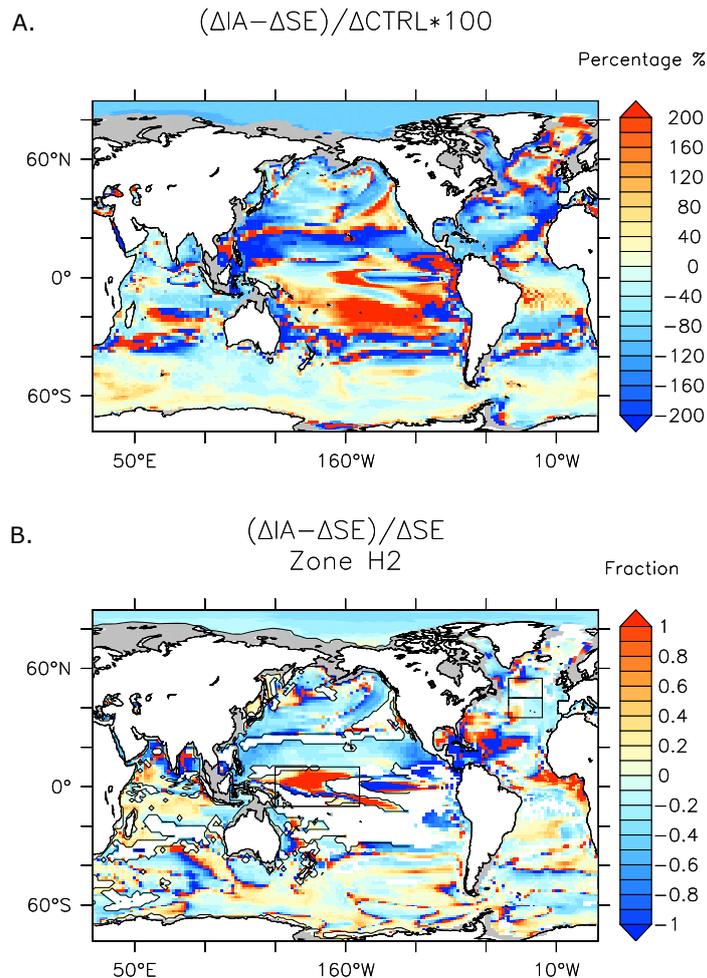


FIGURE 5.3 – Moyenne annuelle globale a) du rapport  $\Delta CTRL / (\Delta IA - \Delta SE) * 100$  et b) du rapport  $(\Delta IA - \Delta SE) / \Delta SE$  dans les zones vérifiant l'hypothèse H2. Les cadres noirs indiquent les régions sur lesquelles on se focalise par la suite.

L'utilisation de simulations forcées a permis de mettre en évidence que la variabilité saisonnière du climat seule est suffisante pour reproduire les changements de productivité sur de nombreuses régions du globe (zones H1 sur la figure 5.3c). Cependant, dans certaines régions comme le Pacifique Équatorial Ouest, la variabilité saisonnière seule n'explique pas les différences de productivité (zones H2 sur la figure 5.3d). Les autres fréquences de variabilité du climat jouent un rôle dans la réponse de la productivité et

donc affectent le signal enregistré dans les sédiments. Parmi les régions mises en évidence par le critère à 50% nous choisissons de travailler dans le Pacifique Équatorial Ouest ( $150^{\circ}\text{E}-130^{\circ}\text{W} : 10^{\circ}\text{N}-10^{\circ}\text{S}$ ) (Fig. 5.3). Nous nous intéressons aussi à l'Atlantique Nord où les différences de productivité primaire marine entre les simulations du DMG et du pré-industriel sont importantes (Fig. 5.2). Nous analysons le nord de l'Atlantique Nord ( $44^{\circ}\text{W}-20^{\circ}\text{W}, 45^{\circ}\text{N}-55^{\circ}\text{N}$ ) et le sud de l'Atlantique Nord ( $44^{\circ}\text{W}-20^{\circ}\text{W}, 35^{\circ}\text{N}-45^{\circ}\text{N}$ ).

### 5.2.3 Le Pacifique équatorial

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 1, la productivité du Pacifique équatorial ouest est dépendante de la quantité de nutriments transportés par les courants depuis l'est du bassin et transférés depuis la subsurface vers la surface grâce au mélange des eaux par les vents. Dans ce bassin, la thermocline est inclinée d'est en ouest, avec son minimum à l'est et son maximum à l'ouest. Les alizés poussent les eaux chaudes de surface depuis l'est, où la divergence équatoriale crée des remontées d'eaux froides, et ces eaux chaudes transportées vers l'ouest s'accumulent et forment ce que l'on appelle la "warm-pool". Les eaux riches en nutriments de l'est s'appauvrissent peu à peu lors de leur transport vers l'ouest. Le Pacifique équatorial ouest est une zone pauvre en nutriments. Dans cette région, le mode climatique inter-annuel ENSO conditionne fortement les changements de productivité primaire. Les variations physiques induites par ENSO, e.g. les changements de courants océaniques, de la température de l'eau, de l'upwelling, de la quantité de lumière, modifient les apports de nutriments et donc la productivité (e.g. BEHRENFELD et al. [2006]). Les différences de productivité liées à la variabilité climatique entre nos simulations SE et IA auront donc de grandes chances d'être reliées aux variations du mode climatique ENSO.

La figure 5.4 représente les changements inter-annuels de la productivité primaire marine totale intégrée sur toute la colonne d'eau, TPP, en fonction de la température de surface de l'océan, SST, et en fonction de la concentration en nitrate dans les 30 premiers mètres de l'océan, dans les simulations CTRL<sub>IA</sub> (en jaune) et LGM<sub>IA</sub> (en bleu). Sur cette figure on indique aussi les moyennes sur 100 ans des simulations CTRL<sub>IA</sub>, LGM<sub>IA</sub>, CTRL<sub>SE</sub> et LGM<sub>SE</sub>. On remarque que la relation entre TPP et SST dans l'Océan Pacifique équatorial est quasi-linéaire et décroissante : plus la température augmente plus la productivité diminue (Fig. 5.4a). Cette décroissance de la productivité avec la température s'explique

par le fait que, dans la zone étudiée, une température plus chaude augmente le contraste de densité entre la surface et les eaux sous-jacentes riches en nutriments. Ce plus grand contraste de densité augmente la stratification et diminue les échanges de nutriments à travers le mélange vertical [BEHRENFELD et al., 2006]. On remarque notamment le lien fort et positif entre la TPP et la quantité de nutriments en surface sur la figure 5.4b.

Les pentes entre la TPP et la SST, et entre la TPP et la quantité de nitrate, ne semblent pas beaucoup varier entre les simulations CTRL<sub>IA</sub> et LGM<sub>IA</sub> (Fig. 5.4a). Mais les états moyens dans les simulations du DMG sont plus faibles que ceux des simulations pré-industrielles respectives, avec un écart moyen de température d'environ 3°C et un écart de productivité d'environ 1 molC.m<sup>2</sup>.yr<sup>-1</sup> (Fig. 5.4a). WAELBROECK et al. [2009] reconstruisent la SST au DMG à partir de nombreux indicateurs climatiques. Leurs résultats montrent que dans notre zone du Pacifique équatorial Ouest la SST du DMG est effectivement plus faible d'environ 1-2°C par rapport à l'actuel. KOHFELD et al. [2005] montrent que la différence de productivité exportée, dans les quelques carottes disponibles dans cette région du Pacifique ouest, entre le DMG et la moyenne temporelle entre 0 et -7 000 ans est négative, en accord avec nos résultats.

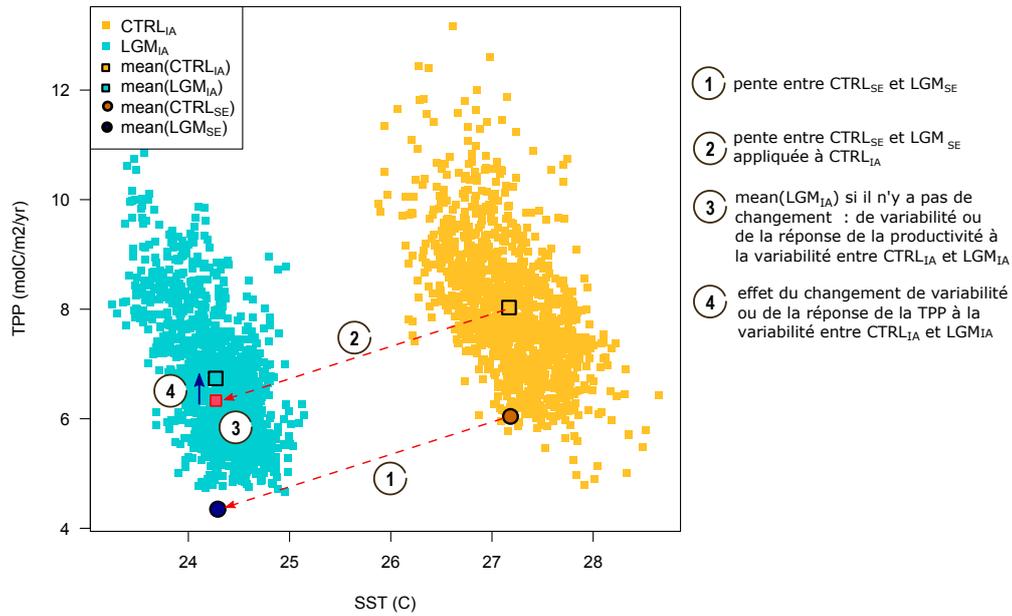
Dans la suite de cette partie, nous nous intéressons aux différences entre les simulations IA et SE d'un même climat.

### Importance de la variabilité inter-annuelle

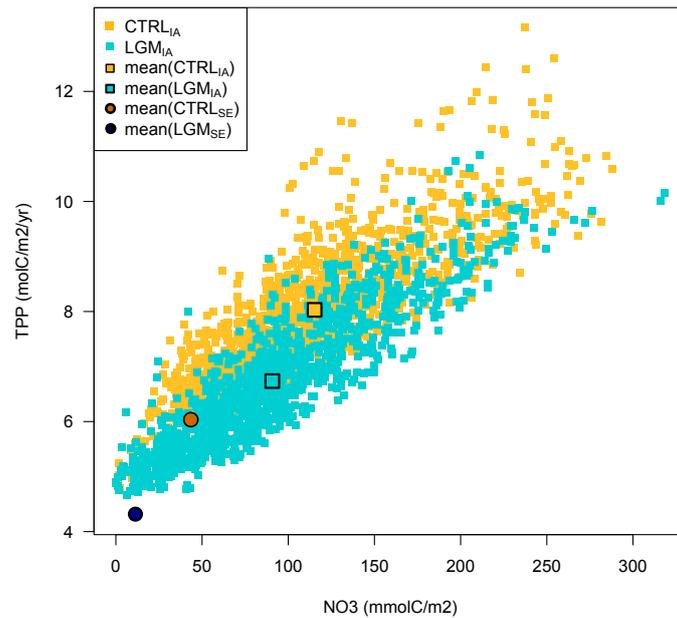
Par construction les valeurs moyennes de la SST entre la simulation forcée par le cycle saisonnier (indexée SE) et celle forcée par les champs bruts (indexée IA) sont égales (Fig. 5.4). En revanche, la TPP des simulations SE et celle des simulations IA sont différentes : la TPP ne répond pas de façon linéaire au forçage physique. Ces différences entre TPP<sub>IA</sub> et TPP<sub>SE</sub> sont donc a priori induites par la variabilité inter-annuelle des simulations CTRL<sub>IA</sub> et LGM<sub>IA</sub>.

La différence entre TPP<sub>IA</sub> et TPP<sub>SE</sub> change aussi selon le climat : elle est plus importante entre les simulations pré-industrielles qu'entre les simulations du DMG (fig. 5.4).

Notre hypothèse est la suivante : si la variabilité inter-annuelle n'influence pas la réponse de la productivité alors les moyennes des deux simulations pré-industrielles forcées (IA et SE) devraient être confondues. Ce n'est pas le cas ici, ce qui est cohérent avec ce que nous avons vu dans la partie précédente qui montre que cette région océanique présente



(a) TPP vs SST, Pacifique équatorial (150°E-130°W, 10°S-10°N)



(b) TPP vs  $\text{NO}_3^-$ , Pacifique équatorial (150°E-130°W, 10°S-10°N)

FIGURE 5.4 – Variations des moyennes mensuelles de la TPP ( $\text{molC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ ), intégrée sur toute la colonne d'eau, en fonction de a) la température de surface de l'océan (SST, °C) et b) la quantité de nitrate ( $\text{mmolC} \cdot \text{m}^{-2}$ ), dans les 30 premiers mètres de l'océan, dans le Pacifique équatorial ouest dans les simulations CTRL<sub>IA</sub> et LGM<sub>IA</sub>. Les carrés de couleur avec un contour noir représentent les moyennes des simulations CTRL<sub>IA</sub> et LGM<sub>IA</sub> et les disques de couleur avec un contour noir représentent les moyennes des simulations CTRL<sub>SE</sub> et LGM<sub>SE</sub>.

un effet de la variabilité climatique sur le signal de productivité (e.g. Fig. 5.3b).

La variabilité climatique de la simulation CTRL<sub>IA</sub> a pour effet d'augmenter la productivité moyenne par rapport à CTRL<sub>SE</sub>. Quels sont les processus responsables des différences entre simulation SE et IA ?

Sur la figure 5.4, on observe une relation linéaire entre la TPP et la SST ainsi qu'entre la TPP et la concentration en nitrate, dans les deux simulations IA. Ces relations linéaires soulignent le lien entre les remontées et le transport d'eaux riches et froides depuis l'est du bassin vers l'ouest : lorsque la température diminue, la quantité de nitrate et la productivité augmentent (Fig. 5.4a). La relation linéaire que l'on observe entre la TPP et la concentration en nitrate en surface dans le Pacifique équatorial ouest sur la figure 5.4 est caractéristique d'une zone pauvre en nutriments. La quantité de nutriments disponible conditionne la productivité dans la zone : plus il y a de nutriments et plus il y a de productivité (Fig. 5.4b). Cette relation est valable dans les deux climats CTRL et LGM.

La différence de quantité de nutriments permet d'expliquer la grande différence de productivité : il y a plus de nutriments en moyenne dans CTRL<sub>IA</sub> que dans CTRL<sub>SE</sub>. Si l'on regarde une coupe verticale de la concentration en nitrate en moyenne entre 10°S et 10°N sur toute la largeur du bassin Pacifique (Fig. 5.5), on remarque qu'effectivement la quantité de nutriments en surface est bien plus élevée dans CTRL<sub>IA</sub> que dans CTRL<sub>SE</sub> sur toute la quasi totalité du bassin.

En climats du DMG, nos résultats montrent aussi une augmentation de la TPP lorsqu'elle est soumise à toute la variabilité climatique : la TPP moyenne de LGM<sub>IA</sub> est supérieure à la TPP moyenne de LGM<sub>SE</sub> (Fig. 5.4). De même, les changements de la quantité de nitrate en surface montrent plus de nitrate dans LGM<sub>IA</sub> que dans LGM<sub>SE</sub> ce qui explique les différences de productivité (Fig. 5.4).

### **Variabilité inter-annuelle et changement de climat**

Si les réponses de la TPP à la variabilité de CTRL<sub>IA</sub> et la variabilité de LGM<sub>IA</sub> étaient identiques alors la moyenne de TPP<sub>LGM<sub>IA</sub></sub>, représentée par un carré bleu avec un contour noir sur la figure 5.4, devrait être à la place du carré rouge que nous avons représenté au point numéro 3 sur la même figure. En effet, la différence entre la valeur moyenne de

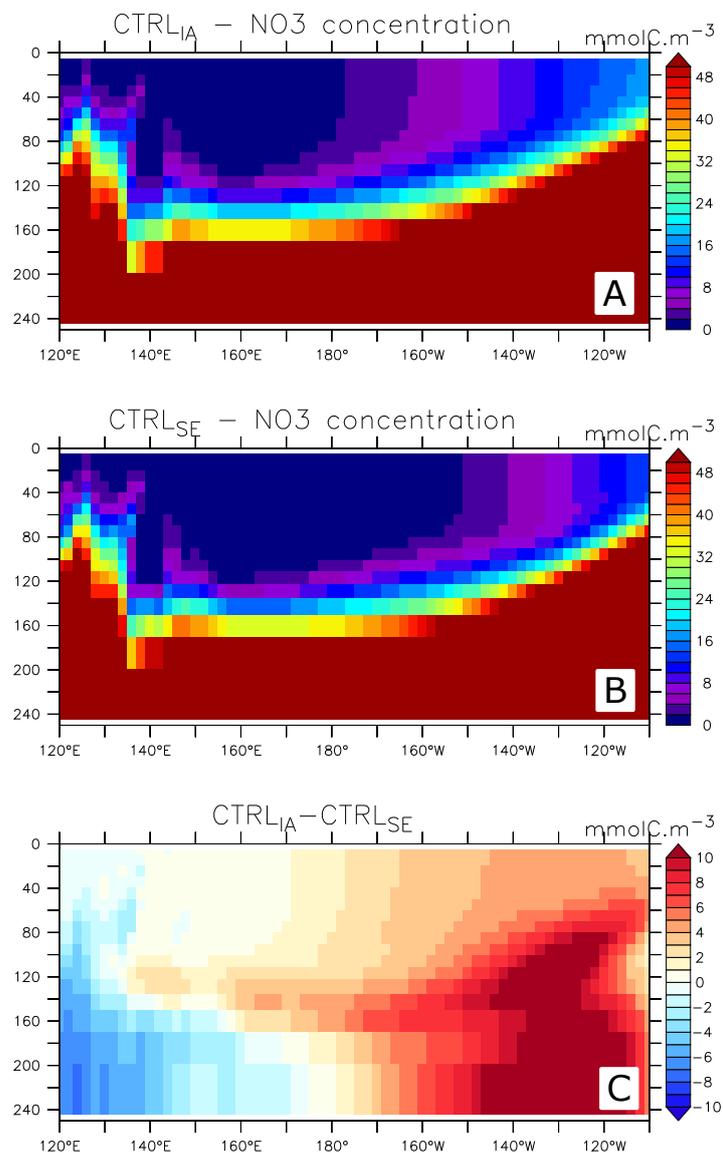


FIGURE 5.5 – Coupe verticale de la concentration en nitrate moyennée entre 10°S et 10°N dans les simulations a) CTRL<sub>IA</sub>, b) CTRL<sub>SE</sub> et c) la différence CTRL<sub>IA</sub> – CTRL<sub>SE</sub>.

TPP de la simulation CTRL<sub>SE</sub> et la valeur moyenne de la TPP de CTRL<sub>IA</sub> est induite par la réponse de la productivité à la variabilité de CTRL<sub>IA</sub>. Ainsi, si CTRL<sub>IA</sub> et LGM<sub>IA</sub> ont les mêmes réponses à la même variabilité, l'écart entre TPP<sub>LGM<sub>IA</sub></sub> et TPP<sub>LGM<sub>SE</sub></sub> devrait être identique à celui entre les simulations CTRL. Ce n'est pas le cas ici puisque la différence entre les moyennes TPP<sub>LGM<sub>IA</sub></sub> et TPP<sub>LGM<sub>SE</sub></sub> est inférieure à la différence entre les moyennes TPP<sub>CTRL<sub>IA</sub></sub> et TPP<sub>CTRL<sub>SE</sub></sub> (Fig. 5.4). Le numéro "4" sur la figure 5.4 indique donc a priori l'effet du changement de variabilité et/ou de réponse de la TPP entre les deux simulations CTRL<sub>IA</sub> et LGM<sub>IA</sub>. Nous avons aussi vu sur la figure 5.4 que la différence entre la TPP moyenne de CTRL<sub>IA</sub> et la TPP moyenne de CTRL<sub>SE</sub> est plus petite que la différence de TPP entre LGM<sub>IA</sub> et LGM<sub>SE</sub>.

Plusieurs hypothèses pouvant être évoquées pour expliquer ces différences sont représentées sur la figure 5.6.

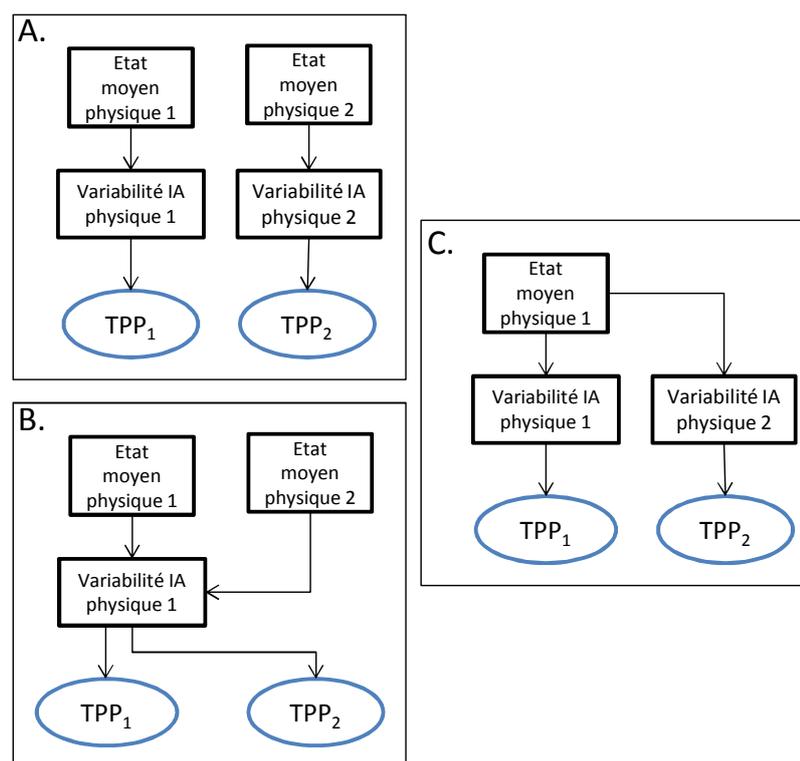


FIGURE 5.6 – Divers scénarios de changements d'états moyen et/ou de variabilité des champs physiques entre deux simulations 1 et 2. Les champs de productivité TPP<sub>1</sub> et TPP<sub>2</sub> peuvent aussi répondre différemment selon les cas : il est par exemple possible que dans le cas C les états moyens de TPP<sub>1</sub> et TPP<sub>2</sub> soient différents alors que l'état moyen physique des deux simulations est identique. De même dans le cas B, la variabilité de TPP<sub>1</sub> peut être différente de la variabilité de TPP<sub>2</sub> alors que la variabilité physique des simulations 1 et 2 était identique.

Un changement de variabilité, d'état moyen et/ou un changement de la réponse de la TPP à la variabilité inter-annuelle peut donc être responsable du fait que la TPP au DMG est plus élevée que ce qui était attendu (Fig. 5.4 numéro "4"). Il est vraisemblable que l'on se situe dans le cas A dans le Pacifique équatorial Ouest puisque l'on change à la fois l'état moyen et la variabilité de la SST et légèrement la réponse de la TPP à la variabilité climatique (Fig. 5.4a).

Pour comprendre un éventuel changement de variabilité climatique dans la région, nous calculons la première fonction empirique orthogonale (EOF) de la SST dans le Pacifique tropical (Fig. 5.7). Les résultats de cette analyse sur les simulations couplées CTRL et LGM précédentes mais plus longues (300 ans) montrent que la région du Pacifique équatoriale est dominée par le mode climatique ENSO (Fig. 5.7). La première EOF de la SST dans la simulation CTRL montre une extension plus grande dans l'ouest du bassin et un peu plus étendue en latitude par rapport au LGM (Fig. 5.7). Cette extension dans l'ouest du bassin pourrait expliquer la variabilité légèrement plus grande de la SST dans la simulation CTRL<sub>IA</sub> par rapport à LGM<sub>IA</sub> (visible sur l'extension des nuages de points sur la figure 5.4).

#### 5.2.4 L'Atlantique nord

La différence de productivité entre les simulations LGM (IA et SE) et CTRL (IA et SE) est particulièrement élevée dans l'Océan Atlantique Nord (Fig. 5.2a,b). Avec les simulations forcées IA et SE nous avons vu que cette région présente moins d'effets de la variabilité inter-annuelle sur la différence de productivité entre le DMG et le pré-industriel par rapport à la région du Pacifique équatorial Ouest (Fig. 5.3a). Cependant, ce résultat ne signifie pas qu'il n'y a pas eu de changement de variabilité ou d'état moyen physique entre LGM<sub>IA</sub> et CTRL<sub>IA</sub> mais que la réponse de la productivité à cette variabilité donne des valeurs  $\Delta$ IA proches des valeurs de  $\Delta$ SE.

Dans la région Atlantique Nord, la quantité de nutriments est limitée par les apports de nutriments et la quantité de lumière disponible tout au long de l'année. Au printemps, si la stratification de l'océan est suffisante alors le phytoplancton peut utiliser les nutriments apportés par le mélange hivernal et produire un bloom phytoplanctonique [MARTINEZ et al., 2011; SVERDRUP, 1953]. Un deuxième bloom de phytoplancton peut se produire en automne lorsque la couche de mélange s'approfondit et entraîne les nutriments vers la surface [MARTINEZ et al., 2011]. A l'échelle inter-annuelle, le mode de variabilité

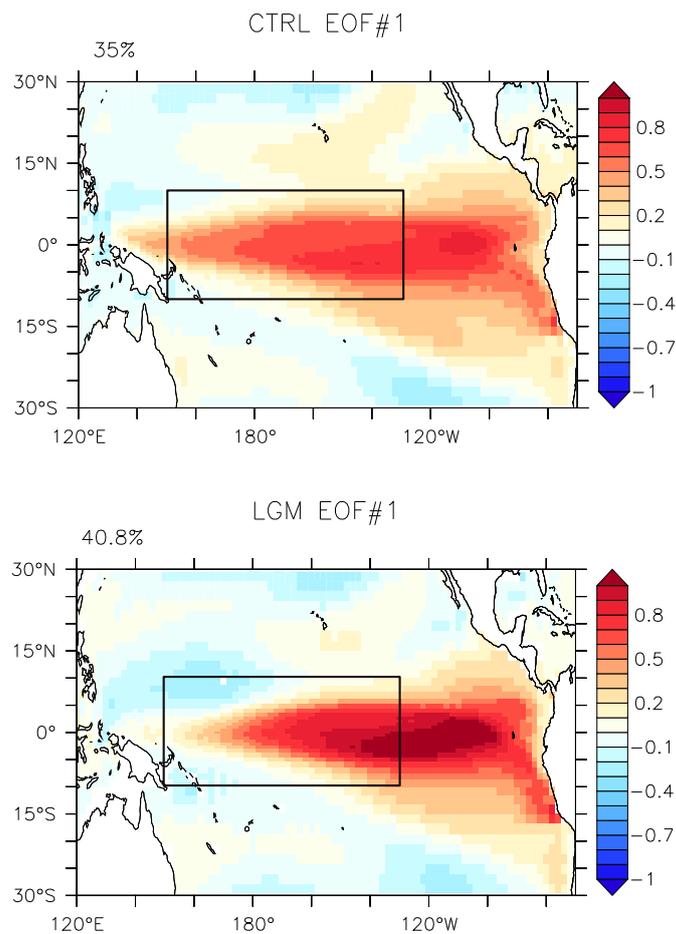


FIGURE 5.7 – Distribution spatiale de la première fonction empirique orthogonale de l’anomalie de température de surface, calculée en retirant le cycle saisonnier moyen, dans l’océan tropical Pacifique dans les simulations CTRL et LGM de 300 ans. Le cadre noir indique la zone du Pacifique Équatorial Ouest que nous avons analysée.

climatique NAO modifie l'intensité des vents et la température de surface de l'océan ce qui impacte la dynamique océanique et donc la productivité marine (voir chapitre 1, section 1.2.4).

Nous avons analysé les variations de la productivité annuelle au nord ( $44^{\circ}\text{W}$ - $20^{\circ}\text{W}$ - $45^{\circ}\text{N}$ - $55^{\circ}\text{N}$ ) et au sud ( $44^{\circ}\text{W}$ - $20^{\circ}\text{W}$ - $35^{\circ}\text{N}$ - $45^{\circ}\text{N}$ ) de l'Atlantique Nord.

La figure 5.8 représente les variations moyennes annuelles de la TPP en fonction de la profondeur de la couche de mélange et en fonction de la quantité de nitrate en surface dans les deux régions. Tout d'abord, on peut voir que les états moyens SE et IA d'une même simulation sont très proches, ce qui concorde avec le fait que la réponse de la TPP est peu affectée par l'introduction de la variabilité inter-annuelle dans cette région océanique (Fig. 5.8).

On remarque dans la simulation CTRL<sub>IA</sub> que plus la couche de mélange est profonde, plus la TPP est élevée. De même, plus la concentration en nitrate augmente plus la TPP augmente dans CTRL<sub>IA</sub>. Ce résultat est cohérent avec le fait que l'approfondissement de la couche de mélange est associée à un apport plus grand de nutriments en surface [MARTINEZ et al., 2011]. On remarque que pour les valeurs plus grandes de la profondeur de la couche de mélange ou de la concentration en nitrate, la TPP atteint une gamme maximale de valeurs dont elle ne sort pas dans le nord de l'Atlantique Nord (Fig. 5.8a,b). C'est dans cette gamme de valeurs que se trouvent les points de la simulation LGM<sub>IA</sub>. On ne distingue pas de relation entre la TPP et la couche de mélange ou entre la TPP et la quantité de nitrate en surface dans LGM<sub>IA</sub> (Fig. 5.8). La productivité n'est alors plus limitée par les nutriments mais par la quantité de lumière disponible [MARTINEZ et al., 2011].

L'état moyen de la simulation LGM<sub>IA</sub> est différent de l'état moyen de CTRL<sub>IA</sub> : la couche de mélange est plus profonde et la concentration en nutriments plus élevée ce qui se traduit par une TPP plus élevée dans LGM<sub>IA</sub>. VILLANUEVA et al. [1998] montrent par exemple, à l'aide d'analyses sur les alkénones recueillies dans deux carottes de l'Atlantique Nord, que la productivité primaire marine est plus élevée en climats glaciaires qu'en climats interglaciaires. Les auteurs expliquent qu'en climats interglaciaires, la thermocline plus stable et le pompage d'Ekman plus au sud limitent les apports de nutriments vers la surface par rapport aux climats glaciaires. Plus particulièrement, dans leur étude de modélisation, KAGEYAMA et al. [2013] montrent que la productivité exportée est plus grande au

Dernier Maximum Glaciaire qu'au pré-industriel en raison d'une couche de mélange plus profonde en hiver.

Dans cette région, on s'aperçoit que notre hypothèse  $\Delta moy_{IA} = \Delta moy_{SE}$  n'est pas valable : si  $\Delta IA$  et  $\Delta SE$  montrent de grandes valeurs dans l'Atlantique Nord c'est parce que les états moyens des simulations glaciaires et pré-industriel sont très différents et que la réponse de la productivité à la variabilité inter-annuelle (différente elle aussi entre les deux climats) est modifiée par ces états moyens différents. Ces résultats sont vrais dans les deux régions de l'Atlantique Nord étudiées, avec cependant une variabilité climatique et biologique plus faible dans le sud de l'Atlantique Nord, ce qui sépare encore plus les deux états climatiques glaciaire et interglaciaire (Fig. 5.8c,d).

### 5.2.5 Conclusions

Dans cette partie nous avons étudié les effets de la variabilité climatique inter-annuelle et plus basse fréquence sur la productivité moyenne dans les climats pré-industriel et du **DMG**. Nous avons vu que seulement quelques régions océaniques ont une productivité primaire a priori impactée par la variabilité climatique inter-annuelle (différences  $\Delta IA - \Delta SE$  importantes). Nous avons en particulier étudié la productivité dans le Pacifique Équatorial Ouest, mais aussi dans l'Atlantique Nord qui présentait des différences glaciaire-interglaciaires de productivité importantes. Entre les deux climats, on observe un changement d'état moyen marqué avec une SST beaucoup plus faible dans les simulations du **DMG** par rapport au pré-industriel dans le Pacifique et une couche de mélange plus profonde dans l'Atlantique Nord. Ces changements d'états climatiques physiques sont responsables des changements de productivité dans l'Atlantique Nord entre les climats pré-industriel et du **DMG**. Dans le Pacifique Équatorial, il y a un léger effet de la variabilité climatique sur les changements de productivité. A travers ces analyses, il est possible de voir des changements d'états moyens et de variabilité des champs physiques. Cependant, la réponse de la productivité n'étant pas linéaire, elle peut introduire des changements inter-climats différents des différences physiques initiales, ce qui rend l'étude plus complexe.

Il est possible que dans les simulations forcées par le cycle saisonnier, l'intensité de la diffusion des nutriments à travers la couche de mélange ne corresponde pas parfaitement à

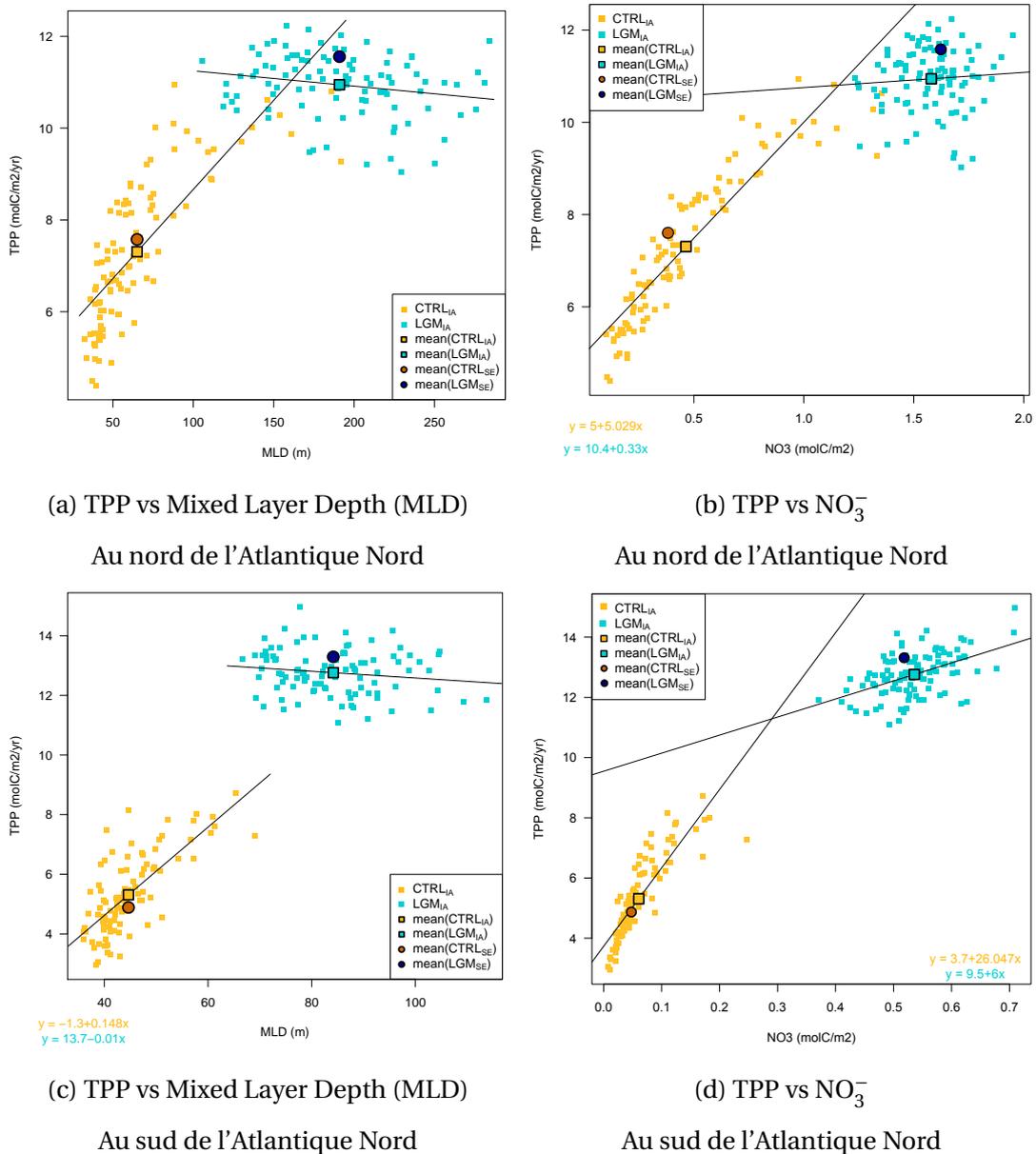


FIGURE 5.8 – Variations des moyennes mensuelles de la TPP ( $\text{molC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ ), intégrée sur toute la colonne d'eau en fonction (a,c) de la profondeur de la couche de mélange (MLD, m) et en fonction (b,d) de la quantité de nitrate ( $\text{mmolC} \cdot \text{m}^{-2}$ ), dans les 30 premiers mètres de l'océan, au nord ( $44^\circ\text{W}-20^\circ\text{W}$ ,  $45^\circ\text{N}-55^\circ\text{N}$ ) et au sud ( $44^\circ\text{W}-20^\circ\text{W}$ ,  $35^\circ\text{N}-45^\circ\text{N}$ ) de l'Océan Atlantique Nord, respectivement, dans les simulations CTRL<sub>IA</sub> et LGM<sub>IA</sub>. Les carrés de couleur avec un contour noir représentent les moyennes des simulations CTRL<sub>IA</sub> et LGM<sub>IA</sub> et les disques de couleur avec un contour noir représentent les moyennes des simulations CTRL<sub>SE</sub> et LGM<sub>SE</sub>.

la profondeur de la couche de mélange (voir l'annexe D). Il conviendrait d'améliorer ces simulations en prenant soin de moyenner les variables pour qu'elles soient absolument cohérentes les unes avec les autres.

Des études ont pu montrer un lien clair entre la variabilité du climat et la productivité primaire marine (e.g. CHAVEZ et al. [2011]; SCHNEIDER et al. [2008]). Ces liens se retrouvent dans les simulations réalisées avec le modèle IPSL-CM5A-LR mais les changements de variabilité entre un climat du DMG et un climat pré-industriel obtenus avec nos tests de sensibilité ne nous permettent pas de déterminer le rôle précis de la variabilité climatique sur les changements de productivité primaire marine entre climats.

## 5.3 Température enregistrée par les indicateurs climatiques biologiques

Si l'on suppose que les indicateurs enregistrent la température de l'eau dans laquelle ils vivent, alors cette dernière n'est pas forcément égale à la température de la surface de l'océan, température souvent utilisée pour calibrer les indicateurs. Plusieurs études ont déjà testé les effets de l'habitat des indicateurs via l'effet de la position dans la colonne d'eau (e.g. HO et LAEPPEL [2016]; MARIOTTI [2013]; TELFORD et al. [2013] et les effets de la saison d'enregistrement du signal (e.g. LAEPPEL et LOHMANN [2009]; MARIOTTI [2013]; SCHNEIDER et al. [2010]) sur les reconstructions climatiques. Dans cette section, nous nous intéressons aux effets la variabilité inter-annuelle de la productivité et de sa position dans la colonne d'eau sur le signal de température potentiellement enregistré par les indicateurs climatiques biologiques. Nous travaillons avec les simulations CTRL et LGM des chapitres 3 et 4, longues de 100 ans chacune avec des sorties mensuelles.

### 5.3.1 Effet de la variabilité inter-annuelle et de la profondeur sur l'enregistrement de la température

Dans cette section, nous pondérerons la température par la quantité de productivité primaire sur les 1200 mois des simulations CTRL et LGM et sur les 31 niveaux verticaux de la colonne d'eau. Cette méthode nous permet de prendre en compte à la fois, la quantité de productivité et sa profondeur ainsi que les variations saisonnières et inter-annuelle de cette productivité. La température pondérée,  $T_{pond}$  est calculée de la façon suivante :

$$T_{pond} = \sum_{z,t} \left( T(z,t) \times \frac{TPP(z,t)}{\sum_{z,t} TPP(z,t)} \right) \quad (5.2)$$

Dans cette équation 5.2,  $T$  désigne la température,  $TPP$  la productivité marine,  $z$  et  $t$  désignent les dimensions verticale et temporelle, respectivement.

La figure 5.9 représente la SST, la température pondérée et la différence entre ces deux températures pour les simulations CTRL, LGM et la différence LGM-CTRL. Dans les deux simulations CTRL et LGM, on remarque que la température pondérée par la productivité est plus faible que la SST en particulier dans les tropiques, de l'ordre de  $-1$  à  $-5^{\circ}\text{C}$  (Fig. 5.9a-f). Ce résultat est cohérent avec le fait que la productivité est plus importante en subsurface au niveau de la nutricline là où la quantité de nutriments et de lumière sont en quantité suffisante, en particulier dans les tropiques [VOITURIEZ et HERBLAND, 1982]. On remarque aussi que la température pondérée est plus faible que la SST dans les océans des hautes latitudes nord, en particulier dans la simulation CTRL (Fig. 5.9c,f).

Lorsque l'on s'intéresse à la différence de température LGM-CTRL on remarque que les écarts entre  $\Delta\text{SST}$  et  $\Delta T_{pond}$  sont faibles (Fig. 5.9i).  $\Delta T_{pond}$  a des valeurs plus grandes que  $\Delta\text{SST}$ , de l'ordre de  $2^{\circ}\text{C}$  au nord ( $>10^{\circ}\text{N}$ ) de l'Atlantique et dans le Pacifique nord excepté la gyre subtropicale (Fig. 5.9f). Ce résultat signifie que l'écart de température entre les simulations LGM et CTRL est plus faible lorsque l'on considère la température pondérée plutôt que la SST car  $\Delta T_{pond}$  et  $\Delta\text{SST}$  sont négatifs, dans les hautes latitudes nord (Fig. 5.9g-i). Et inversement dans l'Atlantique sud et les gyres subtropicales du Pacifique (Fig. 5.9i). Ainsi si l'on considère que les indicateurs enregistrent la SST alors on surestime la différence de température entre le pré-industriel et le DMG dans le nord des océans Atlantique et Pacifique et on la sous-estime dans le sud de l'Atlantique ( $<10^{\circ}\text{N}$ ) et les gyres subtropicales du Pacifique.

Dans ce calcul nous avons à la fois considéré les effets de la profondeur de la TPP, de sa variabilité inter-annuelle et de la variabilité inter-annuelle de la TPP. Nous souhaitons à présent séparer les effets de la profondeur moyenne de ceux de la variabilité inter-annuelle pour mettre en évidence les régions impactées par la variabilité inter-annuelle.

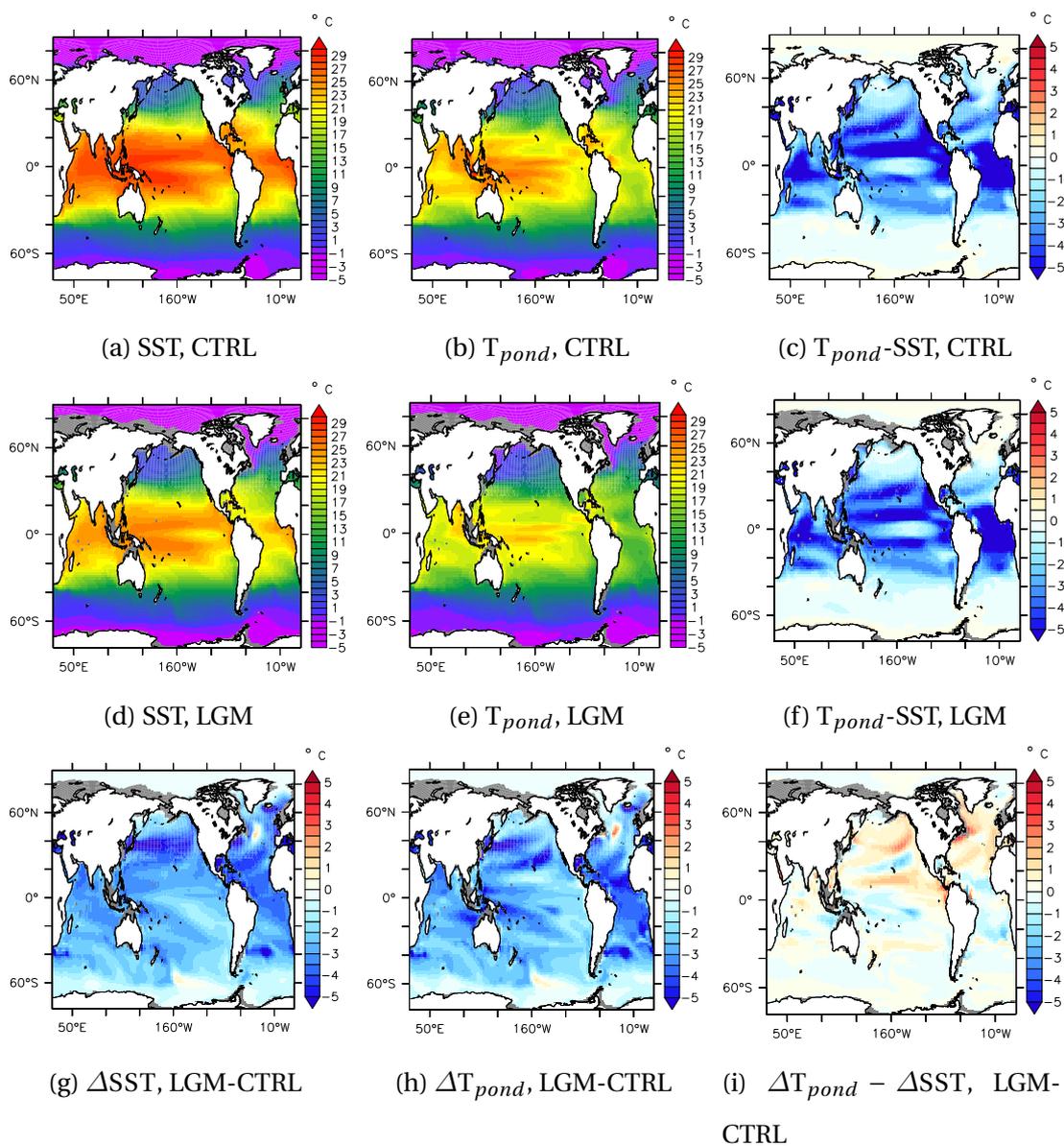


FIGURE 5.9 – Température de surface de l’océan (SST), température pondérée par la productivité inter-annuelle et sa position en profondeur ( $T_{pond}$ ) et différence  $T_{pond} - SST$ , pour la simulation CTRL (a-c), la simulation LGM (d-f) et la différence LGM-CTRL (g-i).

### 5.3.2 Séparation des effets de la profondeur et de la variabilité

Nous ne considérons maintenant que l'effet de la distribution verticale moyenne de la productivité dans la colonne d'eau afin de déterminer les effets de la variabilité inter-annuelle. Pour cela, on pondère la température par la quantité de productivité dans la colonne d'eau de la façon suivante :

$$T_{pond}^{Zonly} = \sum_z \left( T(z) \times \frac{TPP(z)}{\sum_z TPP(z)} \right) \quad (5.3)$$

Dans cette équation, la température,  $T$ , et la productivité,  $TPP$ , sont moyennées dans le temps sur toute la longueur des simulations (pas d'indice "t"), puis la température est pondérée par la productivité sur la verticale. La figure 5.10 représente la température de surface de l'océan, SST, la température pondérée,  $T_{pond}^{Zonly}$ , calculée à partir de l'équation 5.3, et la différence entre les deux températures,  $T_{pond}^{Zonly} - SST$ , pour les simulations CTRL, LGM et la différence LGM-CTRL.

Les différences entre la SST et la température pondérée montrent comme précédemment que la température pondérée est beaucoup plus faible que la SST dans les tropiques dans les deux simulations (Fig. 5.10a-c). Ce résultat était attendu puisque l'on va chercher une température plus en profondeur, il est logique qu'elle soit plus froide que la température de surface.

La différence LGM-CTRL entre  $\Delta SST$  et de  $\Delta T_{pond}^{Zonly}$  est plus faible que les différences entre  $T_{pond}^{Zonly}$  et la SST dans LGM et CTRL (Fig. 5.10). Les différences  $\Delta T_{pond}^{Zonly}$  entre LGM et CTRL sont plus faibles que les différences de SST entre LGM et CTRL dans le Pacifique Nord et l'Atlantique Nord (zones en rouges sur le panel i) de la figure 5.10). Dans ces zones prendre la SST revient à surestimer l'écart de température entre LGM et CTRL. Dans les zones en bleu sur la figure 5.10i, à l'inverse la SST sous-estime les différences de température entre LGM et CTRL.

La figure 5.11 montre les différences entre les deux calculs de température pondérée dans la simulation CTRL, la simulation LGM et la différence LGM-CTRL. Les principales différences de température dans CTRL et LGM ont lieu dans les océans Atlantique Nord et Pacifique Nord et autour de 30°S (Fig. 5.11). L'ajout de la variabilité inter-annuelle a pour

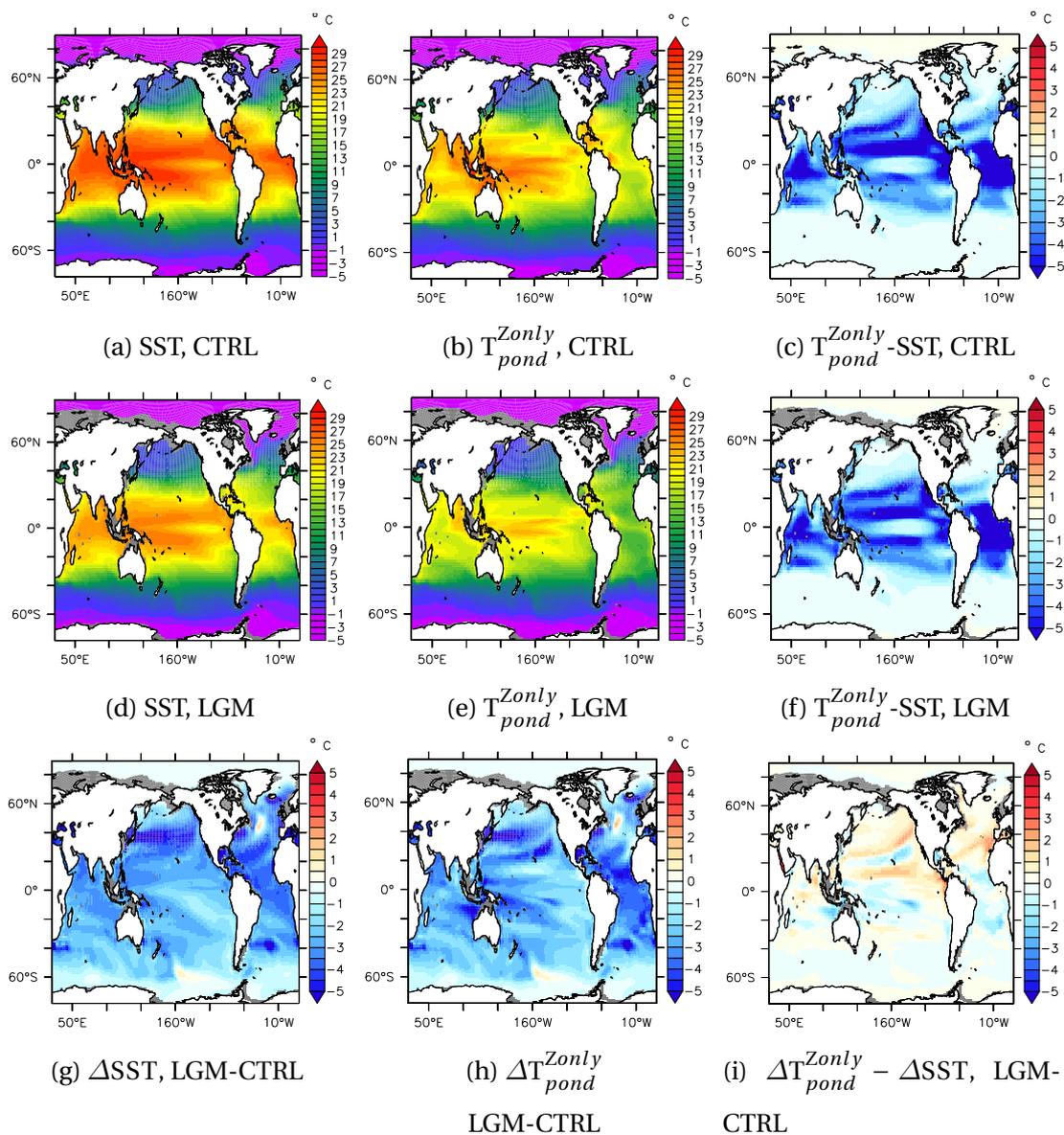


FIGURE 5.10 – Température de surface de l’océan (SST), température moyenne pondérée par la productivité moyenne sur la verticale de la colonne d’eau ( $T_{pond}^{Zonly}$ ) et différence  $T_{pond}^{Zonly} - SST$ , pour la simulation CTRL (a-c), la simulation LGM (d-f) et la différence LGM-CTRL (g-i).

principal effet de diminuer la température pondérée dans les hautes latitudes par rapport à la température seulement pondérée par la profondeur de la productivité marine dans CTRL et LGM (Fig. 5.11a,b). On remarque aussi que la présence de la variabilité a pour effet d'augmenter la valeur de la température pondérée dans le nord de l'Atlantique Nord, dans la zone de formation d'eau profonde, dans la simulation LGM (Fig. 5.11b).

La différence de température LGM-CTRL,  $\Delta T_{pond}$ , présente alors des valeurs plus élevées, donc une différence plus faible car les températures sont négatives, dans le nord des océans Pacifique et Atlantique et plus petites, donc une différence plus grande, autour de 30°N (Fig. 5.11c).

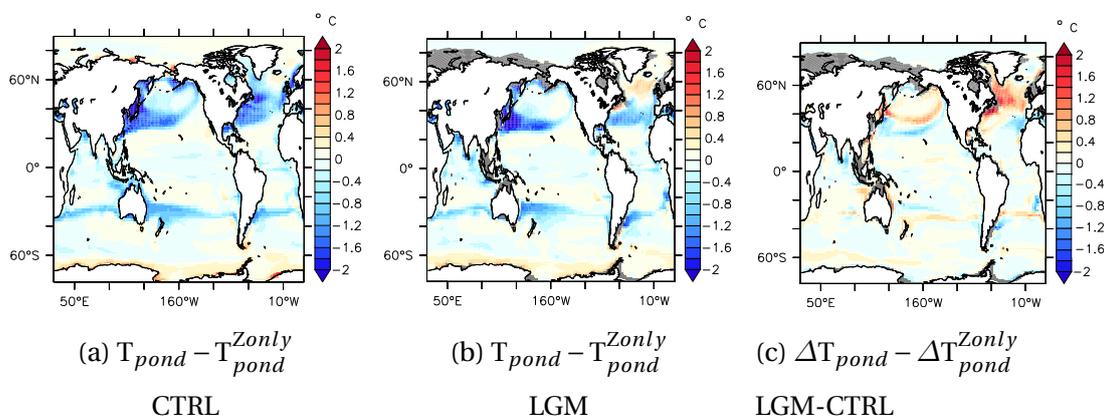


FIGURE 5.11 – Différences des températures pondérées dans a) CTRL, b) LGM et c) la différence LGM-CTRL.

### 5.3.3 Discussion et Conclusion

Dans chacune des simulations CTRL et LGM, l'effet de la position et de la variabilité inter-annuelle de la productivité primaire marine dans la colonne d'eau est particulièrement marqué dans les tropiques, où la température pondérée est plus faible que la SST, dans les simulations LGM et CTRL. La différence de température entre LGM et CTRL est, quant à elle, impactée différemment entre les latitudes nord et sud.

La variabilité inter-annuelle de la productivité primaire et de sa position dans la colonne d'eau dans le calcul de la température pondérée, a pour effet principal de modifier le signal de température dans les hautes latitudes nord des océans Pacifique et Atlantique.

Dans son dernier chapitre de thèse, [MARIOTTI \[2013\]](#) a étudié les effets de la saisonnalité et de la profondeur de la productivité sur le signal de température dans les océans Atlantique

et Pacifique tropicaux. Elle a montré que les enregistrements de température dans le Pacifique tropical Nord et le Nord-Est de l'Atlantique Tropical sont impactés par la profondeur de la productivité mais pas par la saisonnalité. Nos résultats sur la température pondérée seulement par la profondeur de la TPP montrent bien une différence entre  $T_{pond}^{Zonly}$  et la SST dans ces deux zones tropicales (Fig. 5.10i). En revanche, la température pondérée par la profondeur et la variabilité inter-annuelle ne montre pas de changement par rapport à la température pondérée par la profondeur seule (Fig. 5.11 a-c). On ne voit donc pas d'effet de la variabilité saisonnière et inter-annuelle, sur le signal de température dans ces régions, ce qui concorde avec les résultats de MARIOTTI [2013]. Dans le nord-ouest de l'Atlantique tropical, MARIOTTI [2013] montre qu'il n'y a pas d'effets ni de la profondeur ni de la saison sur le signal de température. Nos résultats montrent cependant un effet de la profondeur seule sur le signal de température (Fig. 5.10i) mais aucun effet de la variabilité inter-annuelle (Fig. 5.11).

Nos analyses ont permis de mettre en évidence que la variabilité inter-annuelle de la productivité et de sa profondeur impacte d'autres régions océaniques comme le nord ( $>40^{\circ}\text{N}$ ) des océans Atlantique et Pacifique. Dans le Pacifique Nord, par exemple, la variabilité inter-annuelle modifie principalement la température au niveau de la limite de la gyre subpolaire. Il semble donc que les variations inter-annuelles de l'extension de cette gyre soient responsables des modifications du signal de température enregistré par les indicateurs climatiques. Dans l'Atlantique Nord, on observe un très fort effet de la variabilité inter-annuelle sur la température pondérée avec une réduction de la différence LGM-CTRL par rapport à la température seulement pondérée par la profondeur. Dans cette zone, la profondeur de la couche de mélange conditionne la position du maximum de productivité. Les variations inter-annuelles de la couche de mélange autour de sa position moyenne peuvent alors faire remonter le maximum de productivité de sorte qu'il enregistre une température plus élevée qu'en moyenne.

## 5.4 Conclusions et perspectives du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons dans un premier temps tenté d'évaluer les effets de la variabilité climatique sur la différence de productivité primaire marine entre les climats du DMG et du pré-industriel. Cette étude nous a permis de voir que peu de régions océaniques présentent un effet marqué de la variabilité inter-annuelle sur la différence de pro-

ductivité entre le DMG et le pré-industriel. Dans l'une de ces régions, l'Atlantique Nord, on note principalement un changement de régime entre les deux climats ce qui modifie la réponse de la productivité à la variabilité inter-annuelle. Ce résultat est assez rassurant du point de vue des reconstructions passées de la productivité. Certaines régions comme le Pacifique équatorial Ouest présentent à l'inverse un effet de la variabilité climatique inter-annuelle sur les changements de productivité. D'autres études de variabilité comme KARAMPERIDOU et al. [2015] montrent qu'une modification de la structure du phénomène ENSO entre l'actuel et le moyen-Holocène peut-être responsable des différences de reconstructions issues de différents indicateurs climatiques dans plusieurs endroits du Pacifique équatorial. Les auteurs montrent que les occurrences des phénomènes El Niño plutôt forts au centre du bassin (El Niño Modoki) ou plutôt forts à l'est du bassin modifient les enregistrements climatiques. La variabilité inter-annuelle associée à ces changements entre différents climats pourrait donc expliquer les différences de productivité que nous avons mises en évidence entre nos simulations forcées par le cycle saisonnier seul et les autres simulations soumises au forçage inter-annuel. Il conviendrait de pousser un peu plus loin cette étude et de notamment réaliser des simulations forcées saisonnières en ayant éliminé au mieux les sources possibles de biais liés à la méthode d'élaboration de ces simulations (voir l'annexe D).

Nous avons ensuite étudié l'influence de la distribution verticale de la productivité sur l'enregistrement d'une variable physique, ici la température, par un indicateur biologique. Dans les deux simulations couplées CTRL et LGM la température pondérée par la TPP est beaucoup plus faible que la SST dans les tropiques. Ce résultat est en accord avec le fait que dans les tropiques la nutricline est quasiment confondue avec la thermocline et que c'est à ce niveau, plus en profondeur, qu'a lieu le maximum de productivité [VOITURIEZ et HERBLAND, 1982]. Les différences entre la température pondérée et la SST sont fortes dans les tropiques mais lorsque l'on regarde la différence LGM-CTRL, les différences sont bien plus faibles et principalement localisées dans l'hémisphère nord. La prise en compte de la variabilité inter-annuelle de la productivité et de sa profondeur a pour effet de modifier la température pondérée dans les océans Atlantique et Pacifique. Ces changements pourraient être reliés aux variations de l'extension des gyres et de la profondeur de la couche de mélange. Dans les autres régions, les deux calculs de température pondérée montrent des différences assez similaires avec la SST, ce qui suggère un

effet prépondérant de la profondeur sur la variabilité inter-annuelle. Dans la continuité de ce travail, il serait intéressant d'isoler les effets du cycle saisonnier moyen par rapport à la variabilité inter-annuelle pour connaître plus précisément les effets de cette dernière.

La première partie de ce chapitre a montré que la différence de productivité LGM-CTRL des tropiques répond plus fortement à un changement de la variabilité inter-annuelle que dans les autres régions océaniques. À l'inverse, la deuxième partie de ce chapitre a montré que les effets de la variabilité inter-annuelle sur le signal de température sont prédominants dans les hautes latitudes nord des océans Atlantique et Pacifique. Dans la première partie nous n'avons considéré que la productivité totale intégrée sur toute la colonne d'eau et l'effet de la prise en compte de la variabilité inter-annuelle sur la différence de productivité LGM-CTRL était faible. Dans la seconde partie, nous avons vu qu'en décomposant les variations de la TPP dans le temps et sur la verticale, des effets de la variabilité inter-annuelle apparaissent dans les hautes latitudes nord. Il semble donc qu'au-delà de la quantité totale de productivité, sa position dans la colonne d'eau et la variabilité inter-annuelle de cette position soit importante pour caractériser les changements liés à la variabilité.

Afin d'améliorer notre attribution des impacts à la variabilité inter-annuelle seule, il conviendrait de retirer les effets liés à la saisonnalité seule. Il pourrait être intéressant de reprendre les calculs effectués par [MARIOTTI \[2013\]](#) et de les comparer à nos résultats de la figure 5.9.

Concernant les limitations de cette étude, nous avons déjà vu que la réalisation de simulations forcées par le cycle saisonnier seul des variables physiques peut générer des biais et qu'il est nécessaire d'affiner la méthode (voir annexe D). D'autre part, de la même façon que dans l'étude de [WAELEBROECK et al. \[2009\]](#), nos simulations LGM, LGM<sub>SE</sub> et LGM<sub>IA</sub> ne possèdent pas de forçages de poussières réalistes (voir aussi section 3.3.3). Ces forçages sont susceptibles d'impacter la productivité primaire marine et donc les différences LGM-CTRL. Il conviendrait donc de faire des nouvelles simulations avec ce forçage corrigé.

Dans ce chapitre nous avons évoqué les effets de la variabilité climatique sur la productivité primaire marine et surtout sur la différence entre les climats du DMG et du pré-industriel. Dans le chapitre suivant, nous nous intéressons un peu plus en détails aux

impacts des variations du climat sur les écosystèmes marins.

## 5.5 Références

- BEHRENFELD, M. J., R. T. O'MALLEY, D. A. SIEGEL, C. R. MCCLAIN, J. L. SARMIENTO, G. C. FELDMAN, A. J. MILLIGAN, P. G. FALKOWSKI, R. M. LETELIER et E. S. BOSS. 2006, «Climate-driven trends in contemporary ocean productivity», *Nature*, vol. 444, n° 7120, doi:[10.1038/nature05317](https://doi.org/10.1038/nature05317), p. 752–755. 239, 240
- CHAVEZ, F. P., M. MESSIÉ et J. T. PENNINGTON. 2011, «Marine Primary Production in Relation to Climate Variability and Change», *Annual Review of Marine Science*, vol. 3, n° 1, doi:[10.1146/annurev.marine.010908.163917](https://doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163917), p. 227–260. 250
- HO, S. L. et T. LAEPPLÉ. 2016, «Flat meridional temperature gradient in the early Eocene in the subsurface rather than surface ocean», *Nature Geoscience*, vol. 9, n° 8, doi:[10.1038/ngeo2763](https://doi.org/10.1038/ngeo2763), p. 606–610. 232, 250
- KAGEYAMA, M., P. BRACONNOT, L. BOPP, V. MARIOTTI, T. ROY, M.-N. WOILLEZ, A. CAUBEL, M.-A. FOIJOLS, E. GUILYARDI, M. KHODRI, J. LLOYD, F. LOMBARD et O. MARTI. 2013, «Mid-Holocene and last glacial maximum climate simulations with the IPSL model : part II : model-data comparisons», *Climate Dynamics*, vol. 40, n° 9-10, doi:[10.1007/s00382-012-1499-5](https://doi.org/10.1007/s00382-012-1499-5), p. 2469–2495. 236, 247
- KARAMPERIDOU, C., P. N. DI NEZIO, A. TIMMERMANN, F.-F. JIN et K. M. COBB. 2015, «The response of ENSO flavors to mid-Holocene climate : Implications for proxy interpretation», *Paleoceanography*, vol. 30, n° 5, doi:[10.1002/2014PA002742](https://doi.org/10.1002/2014PA002742), p. 527–547. 257
- KOHFELD, K. E., C. LE QUÉRE, S. P. HARRISON et R. F. ANDERSON. 2005, «Role of marine biology in glacial-interglacial CO<sub>2</sub> cycles.», *Science*, vol. 308, n° 5718, doi:[10.1126/science.1105375](https://doi.org/10.1126/science.1105375), p. 74–8. 240
- LAEPPLÉ, T. et P. HUYBERS. 2014a, «Global and regional variability in marine surface temperatures», *Geophysical Research Letters*, vol. 41, n° 7, doi:[10.1002/2014GL059345](https://doi.org/10.1002/2014GL059345), p. 2528–2534. 233
- LAEPPLÉ, T. et P. HUYBERS. 2014b, «Ocean surface temperature variability : large model-data differences at decadal and longer periods.», *Proceedings of the National Academy of*

- Sciences of the United States of America*, vol. 111, n° 47, doi:[10.1073/pnas.1412077111](https://doi.org/10.1073/pnas.1412077111), p. 16 682–16 687. 233
- LAEPPLÉ, T. et G. LOHMANN. 2009, «Seasonal cycle as template for climate variability on astronomical timescales», *Paleoceanography*, vol. 24, n° 4, doi:[10.1029/2008PA001674](https://doi.org/10.1029/2008PA001674), p. 1–15. 250
- MARIOTTI, V. 2013, *Le cycle du carbone en climat glaciaire : état moyen et variabilité*, thèse de doctorat, Université de Versailles Saint-Quentin en Yvelines. 232, 250, 255, 256, 258
- MARTINEZ, E., D. ANTOINE, F. D'ORTENZIO et C. DE BOYER MONTÉGUT. 2011, «Phytoplankton spring and fall blooms in the North Atlantic in the 1980s and 2000s», *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 116, n° 11, doi:[10.1029/2010JC006836](https://doi.org/10.1029/2010JC006836), p. 1–11. 245, 247
- PAUSATA, F. S. R., C. LI, J. J. WETTSTEIN, K. H. NISANCIOGLU et D. S. BATTISTI. 2009, «Changes in atmospheric variability in a glacial climate and the impacts on proxy data : a model intercomparison», *Climate of the Past Discussions*, vol. 5, n° 2, doi:[10.5194/cpd-5-911-2009](https://doi.org/10.5194/cpd-5-911-2009), p. 911–936. 233
- SCHNEIDER, B., L. BOPP, M. GEHLEN, J. SEGSCHNEIDER, T. L. FRÖLICHER, P. CADULE, P. FRIEDLINGSTEIN, S. C. DONEY, M. J. BEHRENFELD et F. JOOS. 2008, «Climate-induced interannual variability of marine primary and export production in three global coupled climate carbon cycle models», *Biogeosciences*, vol. 5, n° 2, doi:[10.5194/bg-5-597-2008](https://doi.org/10.5194/bg-5-597-2008), p. 597–614. 250
- SCHNEIDER, B., G. LEDUC et W. PARK. 2010, «Disentangling seasonal signals in Holocene climate trends by satellite-model-proxy integration», *Paleoceanography*, vol. 25, n° 4, doi:[10.1029/2009PA001893](https://doi.org/10.1029/2009PA001893), p. 1–13. 232, 250
- SVERDRUP, H. 1953, «On conditions for the vernal blooming of phytoplankton», *Journal du Conseil*, vol. 18, doi:[10.4319/lom.2007.5.269](https://doi.org/10.4319/lom.2007.5.269), p. 287–295. 245
- TELFORD, R. J., C. LI et M. KUCERA. 2013, «Mismatch between the depth habitat of planktonic foraminifera and the calibration depth of SST transfer functions may bias reconstructions», *Climate of the Past*, vol. 9, n° 2, doi:[10.5194/cp-9-859-2013](https://doi.org/10.5194/cp-9-859-2013), p. 859–870. 232, 250

- VILLANUEVA, J., J. O. GRIMALT, L. D. LABEYRIE, E. CORTIJO, L. VIDAL et J. LOUIS-TURON. 1998, «Precessional Forcing of Productivity in the North Atlantic Ocean», *Paleoceanography*, vol. 13, n° 6, doi:[10.1029/98pa02318](https://doi.org/10.1029/98pa02318), p. 561–571. 247
- VOITURIEZ, B. et A. HERBLAND. 1982, «Comparaison des systèmes productifs de l'Atlantique tropical Est : dômes thermiques, upwellings côtiers et upwelling équatorial», *Rapports et Procès-Verbaux des Réunions du Conseil International pour l'Exploration de la Mer*, vol. 180, n° 5-6, p. 17. 251, 257
- WAELEBROECK, C., A. PAUL, M. KUCERA, A. ROSELL-MELÉ, M. WEINELT, R. R. SCHNEIDER, A. C. MIX, A. ABELMANN, L. ARMAND, E. BARD, S. BARKER, T. T. BARROWS, H. BENWAY, I. CACHO, M.-T. CHEN, E. CORTIJO, X. CROSTA, A. DE VERNAL, T. DOKKEN, J. DUPRAT, H. ELDERFIELD, F. EYNAUD, R. GERSONDE, A. HAYES, M. HENRY, C. HILLAIRE-MARCEL, C.-C. HUANG, E. JANSEN, S. JUGGINS, N. KALLEL, T. KIEFER, M. KIENAST, L. LABEYRIE, H. LECLAIRE, L. LONDEIX, S. MANGIN, J. MATTHIessen, F. MARRET, M. MELAND, A. E. MOREY, S. MULITZA, U. PFLAUMANN, N. G. PISIAS, T. RADI, A. ROCHON, E. J. ROHLING, L. SBAFFI, C. SCHÄFER-NETH, S. SOLIGNAC, H. SPERO, K. TACHIKAWA et J.-L. TURON. 2009, «Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum», vol. 2, n° February, doi:[10.1038/ngeo411](https://doi.org/10.1038/ngeo411), p. 127–132. 240, 258



# Chapitre 6

## Variabilité inter-annuelle à multi-décennale des hauts niveaux trophiques en climat pré-industriel

### Sommaire

---

<b>6.1 Le modèle de hauts niveaux trophiques APECOSM</b>	<b>264</b>
6.1.1 Description du modèle	264
6.1.2 Couplage PISCES-APECOSM	266
<b>6.2 Variabilité des écosystèmes dans le Pacifique nord et l'Atlantique nord [LE MÉZO et al., 2016]</b>	<b>267</b>
6.2.1 Méthode	267
6.2.2 Publication : LE MÉZO et al. [2016]	268
6.2.3 Conclusions	281
<b>6.3 Perspectives</b>	<b>282</b>
6.3.1 Autres régions océaniques	282
6.3.2 Version "double-sens" du couplage PISCES-APECOSM	286
<b>6.4 Conclusions du chapitre</b>	<b>287</b>
<b>6.5 Références</b>	<b>287</b>

---

Dans les chapitres précédents, nous avons vu que la productivité primaire est reliée à son environnement via divers mécanismes qui varient dans le temps et dans l'espace. Les niveaux trophiques supérieurs sont liés à cette productivité primaire via l'ensemble de la chaîne trophique, et évoluent dans des environnements variables. Comment les organismes de haut niveau trophique répondent-ils aux variations de leur environnement et de la base de leur chaîne alimentaire ?

Dans ce chapitre, nous étudions la variabilité temporelle et spatiale des organismes marins de grande taille. Nous utilisons le modèle de hauts niveaux trophiques **APECOSM** couplé au modèle de bio-géochimie marine **PISCES** (description dans la section 2.1.2).

### Objectif et méthode

**Objectif :** Caractériser les modes de variabilité temporelle des organismes de niveau trophique supérieur et du phytoplancton dans différents bassins océaniques.

**Méthode :** On utilise le modèle couplé **PISCES-APECOSM** qui simule les variations de la biomasse des hauts niveaux trophiques de trois communautés pélagiques. On analyse les variations temporelles de ces biomasses à l'aide de transformées de Fourier et d'analyses de spectres.

## 6.1 Le modèle de hauts niveaux trophiques **APECOSM**

### 6.1.1 Description du modèle

Le modèle **APECOSM** permet de représenter les organismes marins dont la taille varie de quelques millimètres à quelques mètres, du mésozooplancton aux grands prédateurs marins [MAURY et al., 2007]. Dans **APECOSM**, la taille est le paramètre principal qui régit les relations trophiques [MAURY et al., 2007]. **APECOSM** modélise les processus de prédation, de mortalité, d'assimilation ainsi que la croissance, l'entretien et la reproduction des organismes [MAURY et al., 2007](Fig. 6.1). Les interactions entre organismes sont représentées par des transferts d'énergie contrôlés par la prédation, qui est opportuniste et dépend du ratio entre la taille de la proie et celle du prédateur (Fig. 6.1a), et par la croissance des organismes [MAURY et al., 2007] (Fig.6.1b). Tous les flux d'énergie sont explicites, la prédation est vue comme une perte d'énergie pour la classe de taille des proies

et comme un gain d'énergie pour la classe de taille du prédateur. La quantité maximale d'énergie qui peut être absorbée par un prédateur est proportionnelle à sa taille pour satisfaire ses besoins liés à la croissance, l'entretien et à la reproduction [MAURY et al., 2007] (Fig. 6.1b). La répartition de l'énergie entre la croissance et la reproduction est calculée selon la théorie du Budget d'Énergie Dynamique (DEB) [KOOIJMAN, 2001].

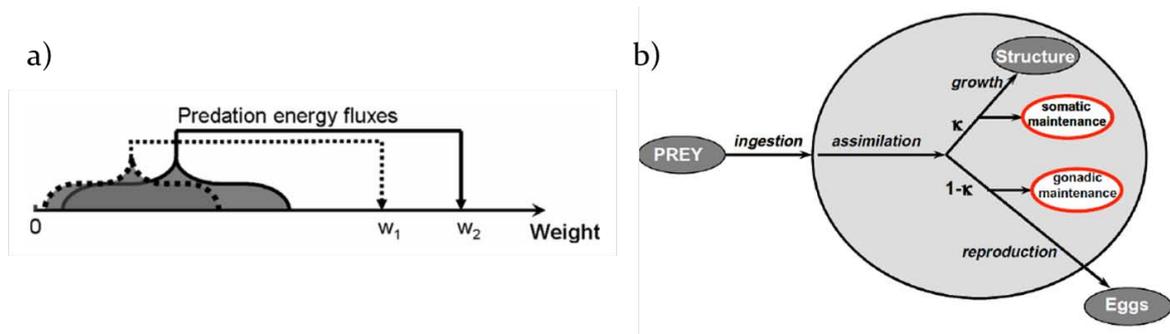


FIGURE 6.1 – **Modélisation à l'échelle de l'organisme.** a) Schématisation du processus de prédation qui est vu comme un transfert d'énergie d'une classe de taille à une autre. Un organisme de poids  $w_1$  peut se nourrir sur toute une gamme de classe de taille contrainte par sa propre taille. b) Schématisation de l'utilisation de l'énergie absorbée par prédation. Après ingestion, l'énergie est assimilée et utilisée pour la croissance et la reproduction. Les mécanismes de maintenance stomatique et gonadique sont implicites. Issu de MAURY et al. [2007].

Dans APECOSM, les organismes sont séparés par communautés et chaque communauté possède le même comportement général avec notamment une biomasse moins importante pour les grandes classes de taille que pour les plus petites (Fig.6.2a). Dans cette version du modèle APECOSM sont représentées trois communautés pélagiques vivant dans les premiers 1000 m de l'océan (Fig. 6.2b) :

- La communauté épi-pélagique qui vit dans la couche de surface de l'océan (200 m). Dans cette couche de la colonne d'eau, la lumière pénètre en quantité suffisante pour permettre la photosynthèse (dans les 100 premiers mètres), on y retrouve une grande diversité d'animaux et de plantes.
- La communauté migratoire se situe entre la surface et 1000 m de profondeur : les organismes migrants restent entre 200 m et 1000 m de profondeur la journée, à cause de la pression de prédation qui est plus forte en surface qu'en profondeur, et ils remontent à la surface (0-200 m) la nuit pour se nourrir.
- La communauté méso-pélagique dont l'habitat est situé en profondeur, entre 200 m et 1000 m. Dans la zone méso-pélagique, il n'y a pas assez de lumière pour permettre la pho-

tosynthèse. Les plus petits organismes méso-pélagiques se nourrissent donc de la matière en suspension qui sédimente depuis la surface vers le fond, les plus grands sur les organismes migrateurs qui passent une partie de la journée en profondeur, et sur les petits organismes méso-pélagique.

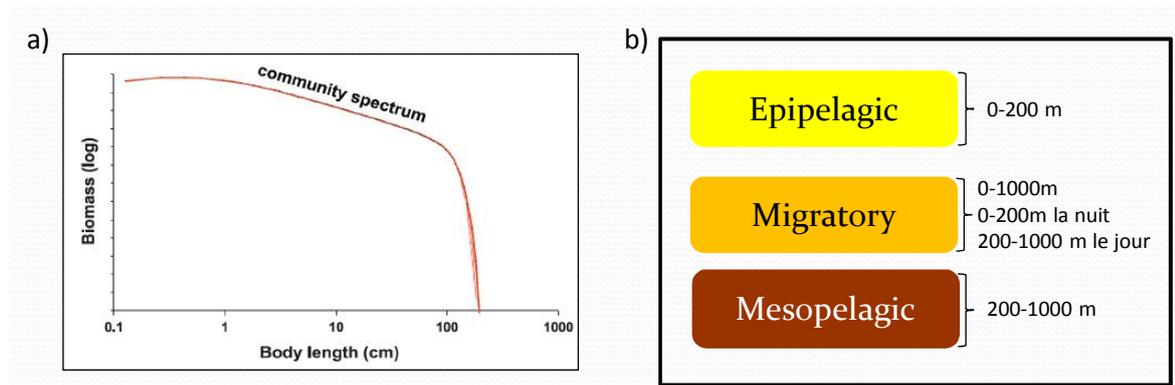


FIGURE 6.2 – **Modélisation à l'échelle de la communauté.** a) Distribution moyenne de la biomasse en fonction de la taille des organismes. Le spectre de taille d'une communauté donné montre une diminution de la quantité de biomasse avec la taille. Adaptée de MAURY et POGGIALE [2013]. b) Caractérisation des trois communautés épi-pélagiques représentées dans *APECOSM*. Les communautés se distinguent par la préférence verticale de leur habitat.

### 6.1.2 Couplage PISCES-APECOSM

L'énergie est fournie au système par le bas de la chaîne trophique via les producteurs primaires et transférée aux consommateurs par la prédation. Le phytoplancton n'étant pas représenté dans *APECOSM*, on couple le modèle *APECOSM* au modèle de bio-géochimie marine *PISCES* qui simule la productivité primaire. Dans la version "sens-unique" du couplage que nous utilisons dans nos analyses [LE MÉZO et al., 2016], le couplage entre *PISCES* et *APECOSM* ne se fait que dans un sens : *APECOSM* voit les variations de la biomasse planctonique de *PISCES* qui lui fournissent de l'énergie en entrée, mais il n'y a pas de rétroactions des organismes d'*APECOSM* sur la bio-géochimie marine de *PISCES*. Les modèles *PISCES* et *APECOSM* sont couplés entre eux mais tournent "offline", i.e. ils sont forcés par les sorties physiques (comme la dynamique océanique et la température) du modèle couplé *IPSL-CM5A-LR*, ici en climat pré-industriel (Chapitre 2).

## 6.2 Variabilité des écosystèmes dans le Pacifique nord et l'Atlantique nord [LE MÉZO et al., 2016]

Dans un premier temps, nous nous sommes intéressés à la variabilité temporelle des organismes de hauts niveaux trophiques dans les océans Pacifique Nord et Atlantique Nord ( $> 20^\circ\text{N}$ ), ces océans représentant une part non-négligeable des ressources alimentaires marines [YEARBOOK, 2012]. Cette étude a été publiée sous la référence : LE MÉZO et al. [2016] (section 6.2.2).

La section 6.2.1 de cette partie décrit la méthode employée dans la publication LE MÉZO et al. [2016].

### 6.2.1 Méthode

Dans LE MÉZO et al. [2016], sur les deux régions océaniques analysées, nous avons moyenné la biomasse annelle intégrée sur toute la colonne d'eau des organismes de chacune des communautés pour chaque classe de taille. Nous avons ensuite analysé les séries temporelles ainsi obtenues dans le domaine spectral à l'aide d'une transformée de Fourier. Le passage dans le domaine spectral nous permet de déterminer les différentes fréquences de variabilité temporelle présentes dans le signal de la biomasse d'organismes de communautés et de taille diverses.

La transformée de Fourier est une analyse spectrale permettant de détecter la variabilité temporelle à différentes fréquences [TALLEY et al., 2011]. Avant d'effectuer une analyse par transformée de Fourier, nous avons retiré la moyenne et la tendance linéaire de chaque série temporelle analysée. La significativité du signal dans le domaine spectral est déterminée par la transformée de Fourier d'un processus auto-régressif d'ordre un [VON STORCH et ZWIERS, 2004].

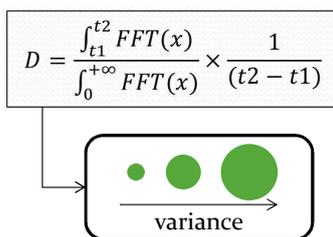
Une fois dans le domaine spectral, nous choisissons plusieurs bandes de périodes dans lesquelles nous analysons la quantité de variance exprimée par le signal de biomasse : 2-5 ans, 5-7 ans, 7-12 ans, 12-20 ans et 20-30 ans.

La quantité de variance exprimée par le signal de biomasse d'un organisme de taille donné est calculée comme l'aire sous la courbe dans la gamme de fréquences étudiée divisée par l'aire totale sous la courbe et pondéré par le nombre d'années dans la bande de fréquence étudiée (Fig. 6.3a). La quantité de variance ainsi calculée sert à déterminer, pour la repré-

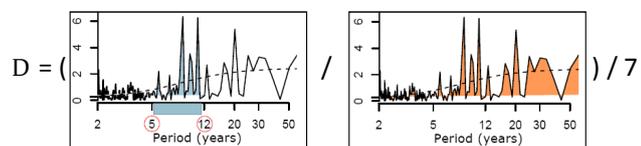
sentation graphique des résultats, le diamètre du cercle de la gamme de fréquence choisie pour un organisme de taille donné (Fig. 6.3a).

Le calcul de l'aire sous la courbe spectrale est aussi réalisé sur le spectre du processus auto-régressif d'ordre 1, AR1, du signal de productivité afin d'en déterminer la significativité. La différence de quantité de variance entre le signal de productivité et le signal d'auto-correlation détermine le type de contour du disque : épais pour une significativité supérieure à 66%, simple pour une significativité entre 33-66% et en pointillés pour une significativité inférieure à 33% (Fig. 6.3b).

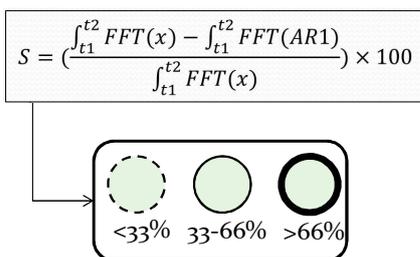
**A. Calcul de la variance**



Exemple :



**B. Calcul de la significativité**



Exemple :

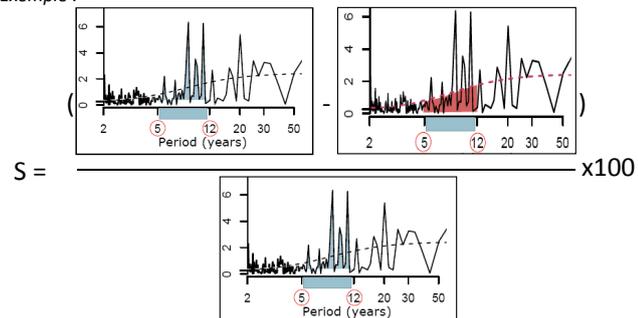


FIGURE 6.3 – a) Calcul de la quantité de variance associée à une bande de fréquences donnée et b) calcul de la significativité du signal dans une bande de fréquence donnée. "D" désigne le diamètre du disque et "S" la significativité. "FFT(x)" désigne la transformée de Fourier de la série temporelle "x", "FFT(AR1)" désigne la transformée de Fourier du processus auto-régressif d'ordre 1, AR1, et "t1" et "t2" désignent les limites de la bande de fréquence considérée.

**6.2.2 Publication : LE MÉZO et al. [2016]**



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Marine Systems

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/jmarsys](http://www.elsevier.com/locate/jmarsys)



## Natural variability of marine ecosystems inferred from a coupled climate to ecosystem simulation



Priscilla Le Mézo<sup>a,\*</sup>, Stelly Lefort<sup>a</sup>, Roland Sférian<sup>b</sup>, Olivier Aumont<sup>c</sup>, Olivier Maury<sup>d,e</sup>, Raghu Murtugudde<sup>f</sup>, Laurent Bopp<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (CNRS/CEA/UVSQ), Orme des Merisiers, Point Courrier 132, Bât. 712, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France

<sup>b</sup> CNRM-GAME, Météo-France, CNRS, UMR 3589, 42, avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 1, France

<sup>c</sup> Laboratoire de Physique des Océans (LPO/IRD/UMR6539), IUEM Technopôle Brest-Iroise, rue Dumont d'Urville, 29280 Plouzané, France

<sup>d</sup> Institut de Recherche pour le Développement (IRD), UMR 248 MARBEC, CRH, av. Jean Monnet, B.P. 171, 34203 Sète cedex, France

<sup>e</sup> International Laboratory ICEMASA, Department of Oceanography, University of Cape Town, Private Bag X3, Rondebosch, 7701 Cape Town, South Africa

<sup>f</sup> Department of Atmospheric and Oceanic Science, Earth System Science Interdisciplinary Center, University of Maryland, College Park, MD 20742, USA

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 12 May 2015

Received in revised form 31 August 2015

Accepted 8 September 2015

Available online 30 September 2015

#### Keywords:

Variability

Pelagic environment

Size

Trophic levels

Fourier transform

North Atlantic

North Pacific

### ABSTRACT

This modeling study analyzes the simulated natural variability of pelagic ecosystems in the North Atlantic and North Pacific. Our model system includes a global Earth System Model (IPSL-CM5A-LR), the biogeochemical model PISCES and the ecosystem model APECOSM that simulates upper trophic level organisms using a size-based approach and three interactive pelagic communities (epipelagic, migratory and mesopelagic). Analyzing an idealized (e.g., no anthropogenic forcing) 300-yr long pre-industrial simulation, we find that low and high frequency variability is dominant for the large and small organisms, respectively. Our model shows that the size-range exhibiting the largest variability at a given frequency, defined as the resonant range, also depends on the community. At a given frequency, the resonant range of the epipelagic community includes larger organisms than that of the migratory community and similarly, the latter includes larger organisms than the resonant range of the mesopelagic community. This study shows that the simulated temporal variability of marine pelagic organisms' abundance is not only influenced by natural climate fluctuations but also by the structure of the pelagic community. As a consequence, the size- and community-dependent response of marine ecosystems to climate variability could impact the sustainability of fisheries in a warming world.

© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

### 1. Introduction

Fisheries are of great importance in many regions, for food security as well as economic development. In 2012, the North Atlantic and the North Pacific Oceans respectively provided about 13% and 31% of global marine fish catches (Yearbook, 2012). Climate variations may impact ecosystems sustainability with consequences for fisheries as demonstrated in different regions of the world (Badjeck et al., 2010; Brander, 2010; Di Lorenzo and Ohman, 2013; Gröger et al., 2014; Perry et al., 2010). To better anticipate future fisheries management, it appears crucial to enhance our knowledge on the response of marine ecosystems to climate variability.

The variability of the marine environment, influenced by climate perturbations, is a key factor in driving the temporal variability of marine ecosystems (Alheit et al., 2014; Chavez et al., 2011; Gröger et al., 2014; Harris et al., 2014; Henson et al., 2009; Hollowed et al., 2001; Parsons and Lear, 2001). Over short time scales (years to decades), the natural variability of the climate system is known to induce

fluctuations in both environmental conditions and marine resources (Chavez et al., 2011; Di Lorenzo and Ohman, 2013; Gröger et al., 2014; Henson et al., 2009; Martinez et al., 2009; Sférian et al., 2014). Over multi-decadal to centennial time scales, in addition to natural variability, the impacts of anthropogenic climate change on marine environmental conditions (Rind et al., 1989; Salinger, 2005) are expected to affect marine ecosystems (Blanchard et al., 2012; Bopp et al., 2013; Dueri et al., 2012, 2014; Jones et al., 2014; Lefort et al., 2015). In their modeling study, Bell et al. (2013) showed that under the IPCC SRES A2 emissions scenario, climate change would modify the characteristics of the Pacific warm pool (temperature, stratification, spatial distribution), through changes in wind intensity and the strength of oceanic currents, with consequences on marine productivity levels and high trophic level organisms such as tuna.

The North Atlantic and the North Pacific regions undergo strong climate variability. In the North Atlantic, the NAO is the dominant mode of atmospheric variability. The NAO is characterized by a dipole linking a high-pressure zone over the Azores and a low-pressure zone over Iceland (Hurrell et al., 2001) and oscillates between positive and negative modes at a period shorter than 15 years (Gastineau et al., 2013; Hurrell et al., 2001). In the North Atlantic, the NAO represents

\* Corresponding author.

E-mail address: [priscilla.le-mezo@lscce.ipsl.fr](mailto:priscilla.le-mezo@lscce.ipsl.fr) (P. Le Mézo).

about a third of the sea level pressure variance in winter (December–January–February), the season of the year when it is the strongest (Hurrell et al., 2001), and about 11% of the sea surface temperature (SST) variance (Harris et al., 2014). Another mode of variability in the North Atlantic is the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), which explains about 15% of the SST variance (Harris et al., 2014). The AMO is related to the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) variability (Zhang and Delworth, 2007) and oscillates between cold and warm phases at an un-evenly distributed period of 60–80 years. The AMO seems to influence the life-cycle of fishes in the temporal and spatial domains by affecting fish abundances and their migration patterns (Alheit et al., 2014). The North Pacific climate is impacted by the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) mode which is located in the tropics but has worldwide impacts (19% of the non-seasonal variability of SST over all oceans) through modifications of wind patterns and near surface temperature (Deser et al., 2010). The North Pacific Ocean is also subject to the Pacific Decadal Oscillation (PDO) that is a long-lived El Niño-like pattern (with less weight in the tropical Pacific) with a periodicity of 20–30 years and explains about 25% of the SST variance (Deser et al., 2010; Mantua and Hare, 2002). The impact of these variability modes on marine ecosystems is difficult to characterize. Characterizing low-frequency modes indeed requires long time series of observations (at least twice the length of the event time-period). Long-term time series exist: for instance, Ravier (2001) gathered 54 time series longer than 20 years, with a few extending up to 400 years, of trap data on Bluefin tuna in the Atlantic Ocean and in the Mediterranean Sea. Based on these time series, she highlighted a 20-year period of variability of Bluefin tuna abundance. However, trap data or any data from fisheries are mostly limited to commercial species and to the harvested size ranges. For instance, Ravier (2001) and Ravier and Fromentin (2004) targeted mostly large specimens of Bluefin Tuna (>60 kg) and few juveniles (<35 kg) were included in their data. Consequently, the dataset misses some key links of the trophic chain variability.

In the natural environment, anthropogenic effects are superimposed on natural variability (Hsieh et al., 2006). Disentangling natural variability from anthropogenic contributions or secular trends in the observations is difficult, as climate change may alter natural climate variability. Gillett et al. (2003) showed that the increased trend of the North Atlantic Oscillation (NAO) index toward its positive phase may be connected to the increase of greenhouse gas concentration due to anthropogenic activities. Natural variability changes may also overcome those induced by anthropogenic climate change at global or regional scales (Henson et al., 2010; Séférian et al., 2014). In this context, it is critical to improve our understanding of the ecosystem response to natural modes of climate variability, in order not only to better understand the links between climate and ecosystems, but also to better detect the impact of anthropogenic climate change on marine systems. Mechanistic models considering the effect of the environmental variability in a holistic manner offer an interesting alternative tool to study the propagation of natural environmental variability in ecosystems. Using a size-structured ecosystem model, the Apex Predators Ecosystem Model (APECOSM), Maury et al. (2007b) showed that oscillations of primary production or temperature induce variations in high trophic level (HTL) biomass that depend on the frequency of the environmental perturbation. However, this study was restricted to the investigation of the effects of idealized variations of temperature or primary production on HTL. In addition, their model represented the size-spectrum of only one pelagic community disregarding their spatial variability.

In this study, we use a recent version of APECOSM (Maury, 2010; Maury et al., 2007a) that includes three interactive generic communities (epipelagic, migratory, and mesopelagic) and their global-scale 3-D distribution and movements (passive transport and active swimming). In addition, the model explicitly includes the effects of major environmental factors (food, temperature, light and oxygen) that determine

organism's habitat, swimming and metabolic rates. Through simulations with this state-of-the-art model, we analyze the response of three generic pelagic communities to a “realistic” representation of the variability of multiple environmental factors simulated by the IPSL Earth System Model.

## 2. Method

### 2.1. Models

This study exploits a 300-year long pre-industrial simulation using the coupled PISCES–APECOSM model. The PISCES model simulates marine biogeochemistry and lower trophic levels, including four plankton functional types (Aumont and Bopp, 2006) and APECOSM simulates the marine upper trophic levels through the representation of three size-structured generic marine pelagic communities (Maury et al., 2007b). The model configuration is the same as in Lefort et al. (2014), except that the simulated climate variability is not influenced by anthropogenic forcing.

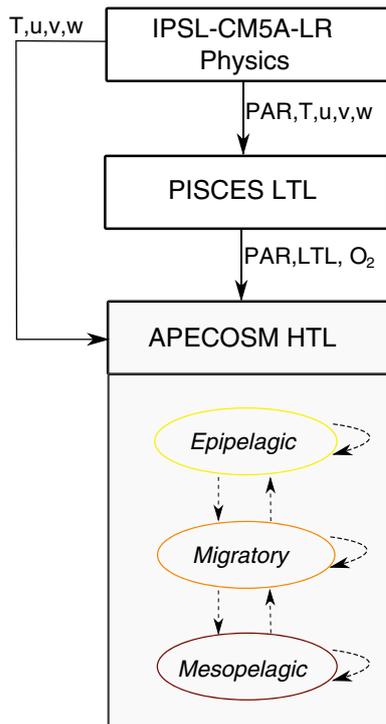
#### 2.1.1. The PISCES model

Production at the base of the trophic chain is calculated with the PISCES model. PISCES includes two phytoplankton types (nanophytoplankton and diatoms, respectively; NanoPHY and Diat), two zooplankton size-classes (micro- and meso-zooplankton, respectively; MicroZOO and MesoZOO) and two detritus compartments distinguished by their vertical sinking speed (small and large organic matter particles, respectively; SmallPOC and LargePOC), a dissolved organic carbon pool, and five nutrients (Fe,  $NO_3^-$ ,  $NH_4^+$ , Si, and  $PO_4^{3-}$ ) (Aumont and Bopp, 2006). In PISCES, phytoplankton growth is a function of; temperature, a term of light limitation depending on the photosynthetic available radiation (PAR) and the mixed layer depth (MLD), and a term of nutrient limitation. In the following sections of the paper, the sum of all organic matter pools in the form of particles (living or dead biomass) is referred to as Low Trophic Level (LTL):

$$LTL = \text{NanoPHY} + \text{Diat} + \text{MicroZOO} + \text{MesoZOO} + \text{SmallPOC} + \text{LargePOC}.$$

#### 2.1.2. The high trophic level model APECOSM

APECOSM represents the energy flow through the size-spectrum of marine organisms from 1 mm to 2 m. It simulates the food chain from small organisms at the base of the trophic chain up to high trophic level organisms at the top of the food chain. In the following sections, HTL designates all the organisms represented in APECOSM. Opportunistic predation, which depends on the size ratio between the prey and the predator, and organisms' growth, control the energy flux through the system (Maury, 2010; Maury et al., 2007b). Energy is only supplied by primary producers (LTL is the “source term” for APECOSM) and transferred to consumers through predation. All energy fluxes are explicit, predation is viewed as a loss of energy for preyed size classes and a gain of energy for predating size classes. The maximum amount of preyed energy is proportional to the body surface to meet the growth, reproduction and maintenance needs of the organism (Maury et al., 2007b). The allocation of energy for growth or reproduction is determined according to the Dynamical Energy Budget (DEB) theory (Kooijman, 2001). Part of the ingested energy is allocated to growth (and somatic maintenance which is not explicit in the model) and the rest of the energy is devoted to maturity maintenance and eggs production (as well as gonad development which is not explicit). The ingested energy is used in the same way by all the organisms, and mean physiological parameters are used to describe the energy fluxes through every consumer organism of the ecosystem. In APECOSM, all pelagic organisms of the open ocean are represented and divided into three Open Ocean Pelagic Communities (OOPCs): epipelagic, migratory and



**Fig. 1.** Schematic representation of the experimental design. Plain arrows indicate the interaction between the models. T is the temperature, (u,v,w) the meridional, zonal and vertical current, respectively, PAR is the photo-synthetically available radiation and O<sub>2</sub> is the oxygen concentration. Dashed arrows represent trophic interactions within APECOSM.

mesopelagic communities (Fig. 1). These communities are defined according to their vertical behavior (Maury, 2010). The epipelagic community is mainly found above the thermocline, i.e., between the surface and 200 m-depth in the euphotic layer. The mesopelagic community lies between 200 m- and 1000 m-depth, below the euphotic layer. The migratory community partially occupies the mesopelagic habitat (200–1000 m) during the day and migrates up to the epipelagic habitat at night. The three communities are not taxonomically resolved and the displacements, foraging efficiency and metabolic rates of organisms depend on temperature, light, food availability and oxygen (Maury, 2010). These pelagic communities do not have any interactions with coastal and demersal communities, since they are not represented in APECOSM. The coupling between PISCES and APECOSM is a one-way coupling as in Lefort et al. (2014), i.e., small organisms of APECOSM feed on the LTL provided by PISCES without feedback from APECOSM onto the LTL of PISCES (Fig. 1).

## 2.2. Experiment

### 2.2.1. Description

The PISCES–APECOSM model is forced with outputs from a pre-industrial climate simulation with no external forcing (e.g. volcanoes, solar forcing) and no anthropogenic forcing (e.g. greenhouse gas increases, fishing pressure) from the IPSL-CM5A-LR Earth System model (Fig. 1). The IPSL-CM5A-LR model is a low-resolution (LR) version of the 5th generation coupled model (CM5A) of the Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) (Dufresne et al., 2013). This model is composed of an atmospheric general circulation model LMDZ5A (Hourdin et al., 2013) coupled to the land-surface model ORCHIDEE (Krinner et al., 2005) and the ocean model NEMO v3.2 (Madec, 2011), which includes the ocean general circulation model OPA9, the sea-ice component LIM-2 (Fichefet and Maqueda, 1997) and the biogeochemical model PISCES (Aumont and Bopp, 2006). IPSL-CM5A-LR provides the physical fields needed to run the coupled PISCES–APECOSM model offline,

i.e., without feedback from marine biogeochemistry and ecosystems on climate. The ocean dynamic outputs provided by IPSL-CM5A-LR are 300 year long and correspond to a climate with pre-industrial levels of greenhouse gases and aerosols. The simulated physical conditions of the ocean (e.g., currents, temperature, salinity, mixing, and radiations) are used to force both PISCES and APECOSM. The PISCES–APECOSM simulation was run on the same grid as the ocean component of the IPSL-CM5A-LR climate simulation, i.e., at global scale on a  $2^\circ \times 2^\circ \cos(\vartheta)$  (where  $\vartheta$  is the latitude) resolution grid that comprises 31 vertical levels with intervals from 10 m for the first 150 m and up to 500 m for the bottom of the ocean.

### 2.3. Analysis

This paper focuses on two oceanic regions experiencing high climate variability (Fig. 3): (1) the North Atlantic Ocean ( $100^\circ\text{W}$ – $0^\circ\text{W}$ ;  $20^\circ\text{N}$ – $65^\circ\text{N}$ ) where the Atlantic Multidecadal Oscillation (Knight et al., 2006; Zhang and Delworth, 2007) and the NAO (Hurrell et al., 2001; Ottersen et al., 2001) strongly constrain the variability and (2) the North Pacific Ocean ( $100^\circ\text{E}$ – $100^\circ\text{W}$ ;  $20^\circ\text{N}$ – $65^\circ\text{N}$ ) mainly affected by the PDO (Hare and Mantua, 2000; Lehodey et al., 2006; Mantua and Hare, 2002) and by ENSO (Guilyardi et al., 2009; Newman et al., 2003; Valsala et al., 2012).

#### 2.3.1. Variability in fish abundance

The outputs of APECOSM analyzed in this paper are the yearly depth-integrated biomass of 20 size-classes (1 mm–2 m) for each of the three pelagic communities (i.e., corresponding to 60 different categories of organisms). Primary production and temperature were integrated over three vertical depth ranges corresponding roughly to the average vertical distribution of the three communities of APECOSM: 0–200 m depth for the epipelagic community, 200–1000 m depth for the mesopelagic community and 0–1000 m depth for the migratory community. Then, depth-integrated HTL biomass (i.e., APECOSM outputs), LTL biomass (i.e., PISCES outputs) and temperature were spatially averaged in each of our two oceanic regions of interest, resulting in one yearly time series for each variable and each size class in the two regions.

#### 2.3.2. Climate indices

In order to identify potential direct links between environmental variability and the response of pelagic organisms, we computed the Pearson's correlation coefficients, up to a lag of 5 years, between the community biomasses and climate indices. The climate indices used for the North Pacific region were: (1) the ENSO index computed as the SST anomaly averaged over the Nino3.4 region ( $5^\circ\text{S}$ – $5^\circ\text{N}$ ;  $170^\circ\text{W}$ – $120^\circ\text{W}$ ) (Bamston et al., 1997), and (2) the PDO index computed as the first leading principal component of the SST anomaly averaged over the North Pacific region ( $20^\circ\text{N}$ – $70^\circ\text{N}$ ) (Mantua et al., 1997). For the North Atlantic region, we used (1) the NAO index computed as the first leading principal component of the sea level pressure anomaly averaged over the North Atlantic region ( $40^\circ\text{N}$ – $70^\circ\text{N}$ ) (Hurrell et al., 2003) and (2) the AMO index computed as the SST anomaly averaged over the North Atlantic ( $0^\circ$ – $70^\circ\text{N}$ ) and filtered with a 10 year running mean (Knight et al., 2006). All anomalies were computed by removing the mean and the linear trend of the time series for each variable.

#### 2.3.3. Fast Fourier transform

In order to analyze the temporal variability of each time series, we used a Fast Fourier Transform (FFT) algorithm. The FFT is a spectral analysis algorithm allowing the detection of temporal variability at different frequencies (Talley et al., 2011). In order to avoid problems while computing the FFT, the mean and the linear trend of each time series were subtracted prior to the Fourier analysis (Talley et al., 2011). The FFT significance was tested against a first order auto-regressive process (AR(1)) (Von Storch and Zwiers, 2004).

### 2.3.4. Interannual to multidecadal variability

After the computation of the FFTs, spectra were analyzed in order to characterize the relative importance of each frequency compared to the others. In that way, it is possible to determine the range of frequencies over which the simulated biomass variability is distributed and how organism's body size, the community and the oceanic region affect this distribution.

We chose five time-periods to characterize the relative importance of interannual, decadal and multidecadal variability: 2–5 years, 5–12 years, 12–20 years, 20–30 years, and 30–50 years. The significance of the 30–50 years period has to be considered with caution however, because the number of points accounting for the variability in this time range is limited (a maximum of 10 points). Longer time periods were not analyzed because the significance for periods longer than 50 years was too low given the simulation length (300 years). The proportion  $D$  of the total variance for each period was expressed as:

$$D = \frac{\int_{t_2}^{t_1} FFT(x)}{\int_0^{+\infty} FFT(x)} \times \frac{1}{(t_2 - t_1)}$$

where  $FFT(x)$  is the fast Fourier transform of the time series  $x$ , and  $t_1$  and  $t_2$  are the boundaries of the selected time period. The significance  $S$  was calculated as follows:

$$S = \left( \frac{\int_{t_1}^{t_2} FFT(x) - \int_{t_1}^{t_2} FFT(AR1)}{\int_{t_1}^{t_2} FFT(x)} \right) \times 100$$

## 3. Results

### 3.1. Model evaluation of simulated chlorophyll and zooplankton

Although the evaluation of the coupled PISCES–APECOSM is not the focus of this paper, we present here a short comparison to data. Evaluation is limited by the amount of data available especially for high trophic levels but also by the fact that our simulation is an idealized representation of the environment and ecosystems with no external forcing such as volcanoes, solar forcing and anthropogenic activities (e.g. fishing and greenhouse gas emissions). Figure 2 shows the distribution of LTL biomass integrated over the whole water column and of HTL biomass averaged over the three communities' 20 size classes and depth-integrated. The LTL and HTL biomasses' spatial patterns are similar, with high productivity zones in the West North Pacific and North Atlantic Ocean, in upwelling areas and around 40°S. No synoptic data exist to validate the distribution of LTL and HTL biomasses as presented in Fig. 2.

It is possible however to evaluate the spatial patterns and amplitude of some LTL variables; for ex., chlorophyll concentration simulated by PISCES (Fig. 3a) and meso- and macro-zooplankton abundance simulated by PISCES and APECOSM (Fig. 3b, c). We used data from the GlobColour project ("GlobColour project," n.d.), between 2007 and 2012 (Fig. 3d) to evaluate the modeled surface distribution of chlorophyll at the global scale (Fig. 3a). This dataset is based on multiple satellite products such as remote sensing by NASA's Sea-viewing Wide-of-view Sensor (SeaWiFS). The simulated chlorophyll (Fig. 3a) globally matches the observed patterns of chlorophyll given by the GlobColour data (Fig. 3d) with a Pearson's correlation coefficient of 0.40. Notably, there is a slight underestimation of chlorophyll concentration in coastal areas due to the model resolution. The root mean square error (RMSE) of 0.75 and the bias of 0.48 ( $\mu\text{gChl/L}$ ) for chlorophyll (Table 1) reveal that the model gives a good worldwide representation of chlorophyll distribution and abundance. In the North Atlantic and the North Pacific regions, on which this study focuses, simulated chlorophyll is in better

agreement with the observations with a correlation of 0.6 and 0.49, respectively, and a lower RMSE and bias in the North Atlantic Ocean (Table 1). Meso-zooplankton (Moriarty and O'Brien, 2013) (Fig. 3e) and macro-zooplankton (Moriarty et al., 2013) (Fig. 3f) data were extracted from the MARine Ecosystem DATA (MAREDAT) of the MARine Model Intercomparison Project (MAREMIP). These include a collection of observation-based global biomass datasets ("MAREDAT database," n.d.). The simulated patterns and orders of magnitude of meso-zooplankton biomass are not as well captured as chlorophyll as seen by a correlation coefficient of 0.24 with the observations (Fig. 3b, e). Despite a global reasonable representation of macro-zooplankton abundance (here inferred from the number of organisms per liter) in most oceanic regions, APECOSM tends to largely overestimate macro-zooplankton in the Southern Ocean (Fig. 3c, f), by up to 3 orders of magnitude. This mismatch is responsible for the bias of about  $-4$  log(organisms per liter) and a negative global correlation coefficient of  $-0.15$  (Table 1). Our model has a better representation of meso-zooplankton and macro-zooplankton in the North Atlantic Ocean compared to the global ocean with a correlation of 0.37 and 0.32, respectively, and in the North Pacific with a correlation of 0.41 and  $-0.06$ , respectively (Table 1).

### 3.2. Temporal variability of low- and high-trophic levels and climate modes

The total HTL biomass shows high variability in the North Atlantic and the North Pacific Oceans (Fig. 4a). The regions of high HTL variability (Fig. 4a) correspond to the regions of high HTL abundance (Fig. 2b) and high sea surface temperature (SST) variability (Fig. 4b). It has to be noted that modeled SST variability is different from the observed one especially in the North Atlantic Ocean (Fig. 4b–d), which may be caused by differences in sea-ice variability resulting from the model cold bias in mean air sea temperature over the region (Dufresne et al., 2013).

SST, LTL and total HTL biomass' oscillations have different time periods over the Atlantic and Pacific Oceans (Fig. 4e, f). Each ocean is characterized by two natural modes of variability represented by the model: the ENSO and the PDO in the North Pacific Ocean (Fig. 5a, b), and the NAO and the AMO in the North Atlantic Ocean (Fig. 5c, d). The time series in Fig. 5 show major differences in the climate indices' variability: NAO, ENSO and PDO indices oscillate at higher frequency (Fig. 5a–c) than the AMO index, which is an index of low frequency climate variability (Fig. 5d). We used observed SST from the HadISST dataset (Rayner, 2003) to compute the observed ENSO, PDO and AMO climate modes and NCEP-NCAR sea level pressure (Kalnay et al., 1996) to compute the observed NAO. Modeled ENSO pattern (Fig. 5a left) is similar to the observed ENSO pattern (Fig. 5a right) with high positive SST anomaly along the equator. However, the modeled extension of this anomaly goes further west in the Pacific basin and the model underestimates the SST anomaly along the South American coast, which can be related to model temperature bias in the region and coupled feedback effects (Dufresne et al., 2013). The PDO pattern simulated by the model (Fig. 5b left) is similar to the observed one (Fig. 5b right) with negative SST anomalies in central and western North Pacific and positive SST anomalies in the eastern North Pacific. The main difference lies in the position of the maximum negative SST anomaly, which is located in the central Pacific in the observations and near the western boundary in the model. This difference is caused by both atmospheric processes through the position of the Aleutian Low associated with the PDO and by oceanic processes, especially to the variations of the Kuroshio Extension current (Yim et al., 2014). The simulated NAO pattern (Fig. 5c left) resembles the observed NAO pattern (Fig. 5c right) with a dipole in sea level pressure generated by fluctuations of the jet stream position (Gastineau et al., 2013). However, the model pattern is more zonally distributed than the observed one (Fig. 5c). Indeed, in the model, the dynamics of the leading pattern of variability, which determine the NAO, may be different from the real dynamics (Davini and

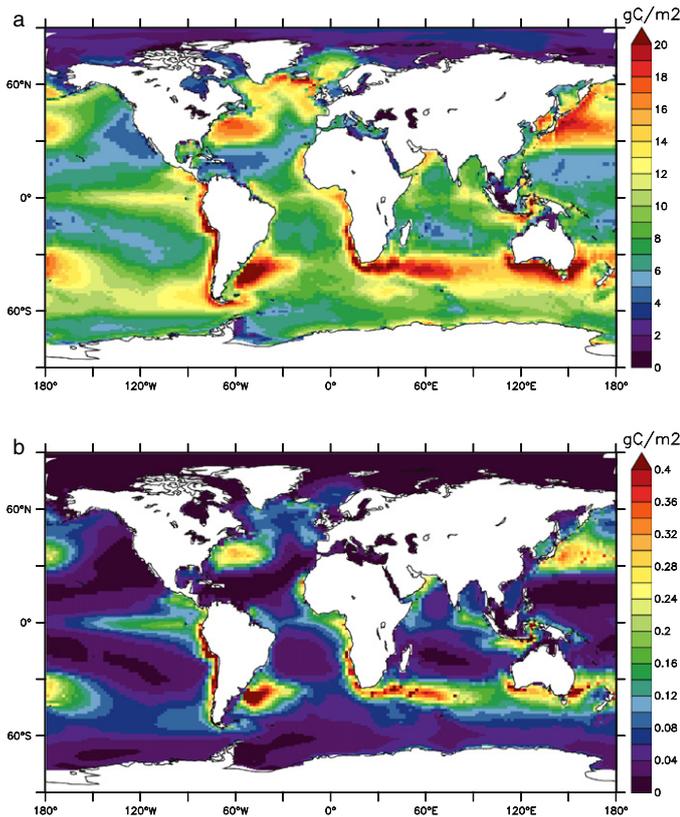


Fig. 2. a) LTL biomass integrated over the whole water column, in  $\text{gC}/\text{m}^2$  and b) HTL depth-integrated biomass averaged on all the size classes of the three communities, in  $\text{gC}/\text{m}^2$ , for the 300 years of simulation.

Cagnazzo, 2013). The linear regression of SST onto the AMO index in the model (Fig. 5d left) and in the observations (Fig. 5d right) are similar with a comma-shaped SST pattern in the North Atlantic with a subpolar positive anomaly following the eastern subtropical gyre and a reduced SST amplitude in the Gulf Stream. The model shows a warmer anomaly in the subpolar North Atlantic, a weaker anomaly between Iceland and Greenland and the subtropical SST anomaly is shifted northward compared to the observations (Fig. 5). These differences in the AMO pattern are linked to the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) variations (Gastineau et al., 2013; Zhang and Wang, 2013).

In Table 2, the first two lines give the correlation coefficients between LTL and HTL total biomass and the four simulated climate indices ENSO, NAO, PDO and AMO. The strongest correlation is obtained with the PDO index in the North Pacific Ocean, whereas in the North Atlantic Ocean, LTL and HTL total biomass are better correlated to AMO.

### 3.3. Size- and community-dependent variability

In the North Pacific Ocean, spectra of simulated HTL biomass of every community highlight a shift of the variability toward longer time periods as size increases (Fig. 6). LTL biomass spectrum in the epipelagic habitat (0–200 m) (Fig. 6a) and the spectra of small and intermediate epipelagic organisms' biomass, of size up to 0.2 cm (Fig. 6b) and 4 cm (Fig. 6c), display significant high and low frequency peaks. High frequency variations are found in the spectrum of epipelagic organisms up to 13 cm (not shown). For larger size classes (organisms of about 26 cm and higher), the high frequency (2–5 years) peaks in the epipelagic biomass spectrum are reduced (Fig. 6d).

LTL biomass spectrum between the surface and 1000 m depth and small migratory size classes under 1 cm (only the 0.2 cm size class is shown) have a similar spectrum except in the very low frequencies

(above 20 years) where LTL biomass spectrum has higher amplitude (Fig. 6e, f). The amplitude of the intermediate size class (4 cm) spectrum diminishes for the 2–5 years period and enhances for time periods longer than 7 years compared to smaller size classes (Fig. 6g). The amplitude of large migratory (26 cm) size class spectrum is reduced for time periods shorter than 15 years (Fig. 6h).

The modeled mesopelagic community has a comparable behavior to the two other communities except for the different sizes values at which the attenuation of interannual variability occurs. The LTL biomass spectrum in the mesopelagic habitat and the 0.2 cm mesopelagic size class have a similar spectrum but with lower amplitudes at high and low frequencies for the HTL organisms' spectrum (Fig. 6i, j). The spectrum of the mesopelagic intermediate size organisms (4 cm) displays no frequency peaks below 7 year time periods unlike the spectrum of the small size class (Fig. 6k). Larger organisms' (26 cm) biomass spectrum (Fig. 6l) has a significant variability above 12 year time periods.

Note that the trend in the frequency distribution from small to large size classes is similar in the North Atlantic Ocean (not shown): as the size increases, the amplitude of interannual frequency peaks diminishes.

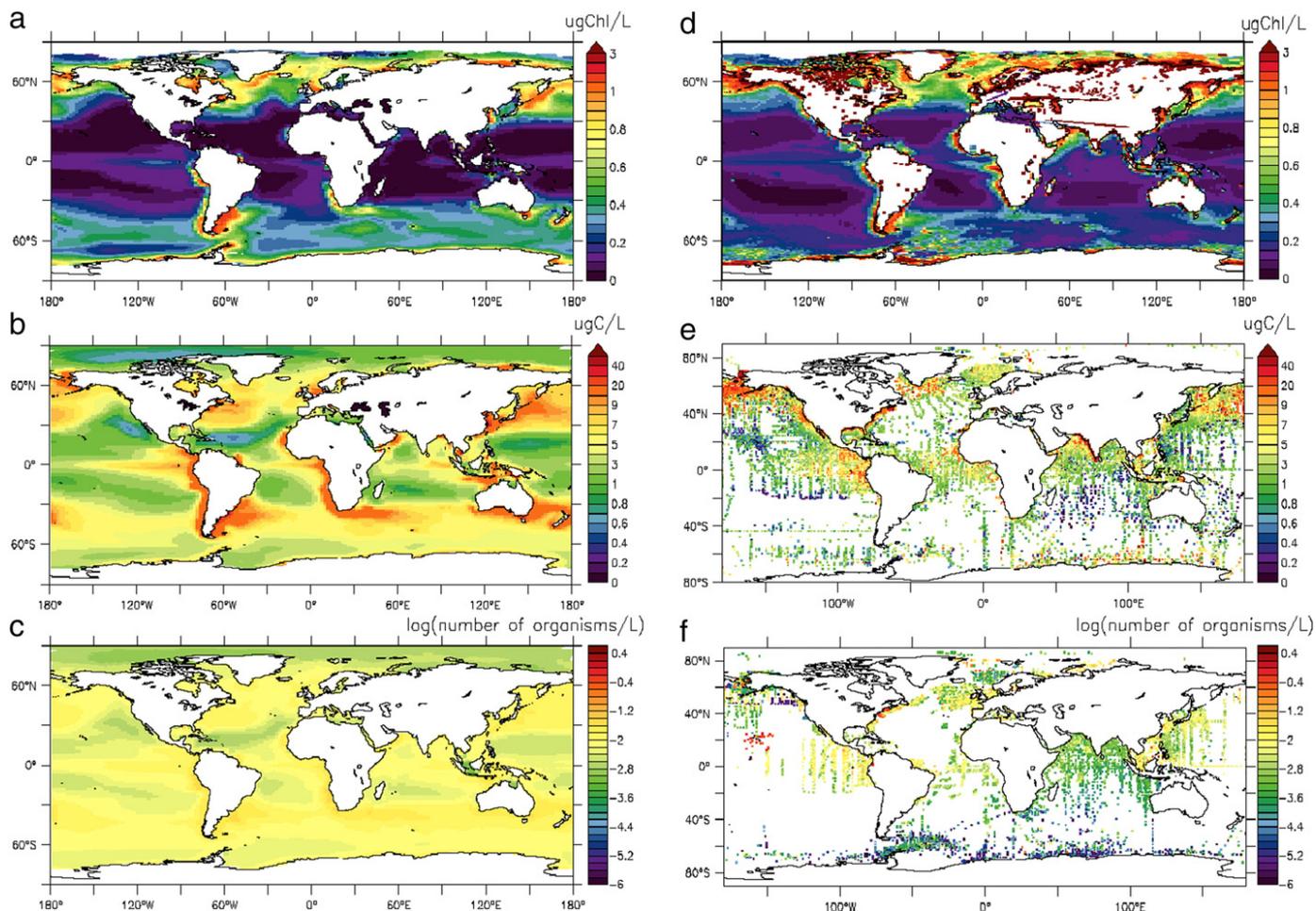
Both the strength and the significance of the modeled HTL biomass variability vary with the frequency domain considered, the size class, and the community (Figs. 7, 8). In the North Atlantic and North Pacific regions and for the three communities, there is a range of consecutive size classes that have higher variability and higher significance levels than the other size classes (Figs. 7, 8). For instance, in the North Pacific, in the 12–20 year period, for the mesopelagic community, the size classes between 0.9 cm and 12.3 cm display more variability than the other size classes of the community (Fig. 7). For short time periods, size classes showing more variability are smaller than for long time periods and vice versa (Figs. 7, 8).

The time period at which HTL temporal variance is maximal differs between regions and communities (Figs. 7, 8). In the North Pacific Ocean, HTL variance is the strongest in the 5–12 year periods for the three communities (Fig. 7) compared to the North Atlantic Ocean (Fig. 8), and even more for the migratory community. At a given time period, the HTL variability is often more significant for larger size classes in the epipelagic community than in the migratory community, and for larger size classes in the migratory community than in the mesopelagic community (Figs. 7, 8). For long time periods (>20 years), large and small size classes can both show high/significant variability whereas intermediate size classes do not (Figs. 7, 8). That is the case for the 20–30 year period, where small epipelagic organisms (0.1–0.9 cm length in the North Pacific and 0.1–0.4 cm length in the North Atlantic) and small migratory organisms (0.1–0.4 cm in the North Atlantic) exhibit high/significant variability (Figs. 7, 8). Also, the variability is significant for the 30–50 year period for small epipelagic organisms, 0.1–1.8 cm, in the North Atlantic and the variability of small migratory organisms (0.1–0.6 cm) and small mesopelagic organisms (0.1–0.6 cm) is higher than that of intermediate size classes in the North Atlantic. Temporal variability of marine organisms seems to be dependent on their size and community as well as the region in which they live.

### 3.4. Marine organisms variability and climate variability

Fluctuations in marine organisms' biomass are influenced by the climatic variations affecting the environmental conditions in which marine organisms live. Correlation coefficients allow us to investigate joint variability of modeled marine organisms and climate. In Table 2, we see that the correlation coefficients vary with the size class and the community.

Climate indices representing PDO and AMO are more correlated to total simulated HTL biomass (all sizes, all communities) than climate indices of ENSO and NAO (Table 2). For the three communities' total biomass, the highest correlation coefficient is obtained with the PDO index and the smallest with the NAO index (Table 2). The three



**Fig. 3.** Evaluation of the first 50 years of the PISCES–APECOSM simulation. (a) Simulated surface chlorophyll in PISCES, (b) meso-zooplankton biomass averaged between 0 and 100 m-depths from the PISCES–APECOSM simulation, (c) number of macro-zooplankton organisms between the surface and 100 m deep from APECOSM, (d) GlobColour (2007–2012) estimates of surface chlorophyll, (e) observations of meso-zooplankton abundance averaged over the first 100 m from MAREDAT observations (1990s–2012) and (f) number of macro-zooplankton organisms between the surface and 100 m deep from MAREDAT observations (1994–2010).

communities are significantly correlated with PDO and AMO climate indices, although the migratory community is more strongly correlated with these climate indices. The mesopelagic community is generally less correlated with the ENSO and NAO climate modes than the two other communities (Table 2). We computed the coefficients for three size class in each community and as size increase correlation diminishes (Table 2). Our model shows that in every community, small body-size classes generally exhibit a higher correlation with the four climate modes than large body-sizes. Moreover, as size increases the highest

correlation coefficient shifts from being obtained with the PDO index to being obtained with the AMO index.

We also investigated lagged correlations between size classes of the three communities and the climate modes (only three size classes are shown in Table 2), i.e., the response of the size class to a climatic fluctuation up to 5 years after the fluctuation. These lagged correlations highlight that the higher correlation tends to happen at larger lags for large size classes than for small size classes. This trend is better reflected in the migratory and the mesopelagic communities.

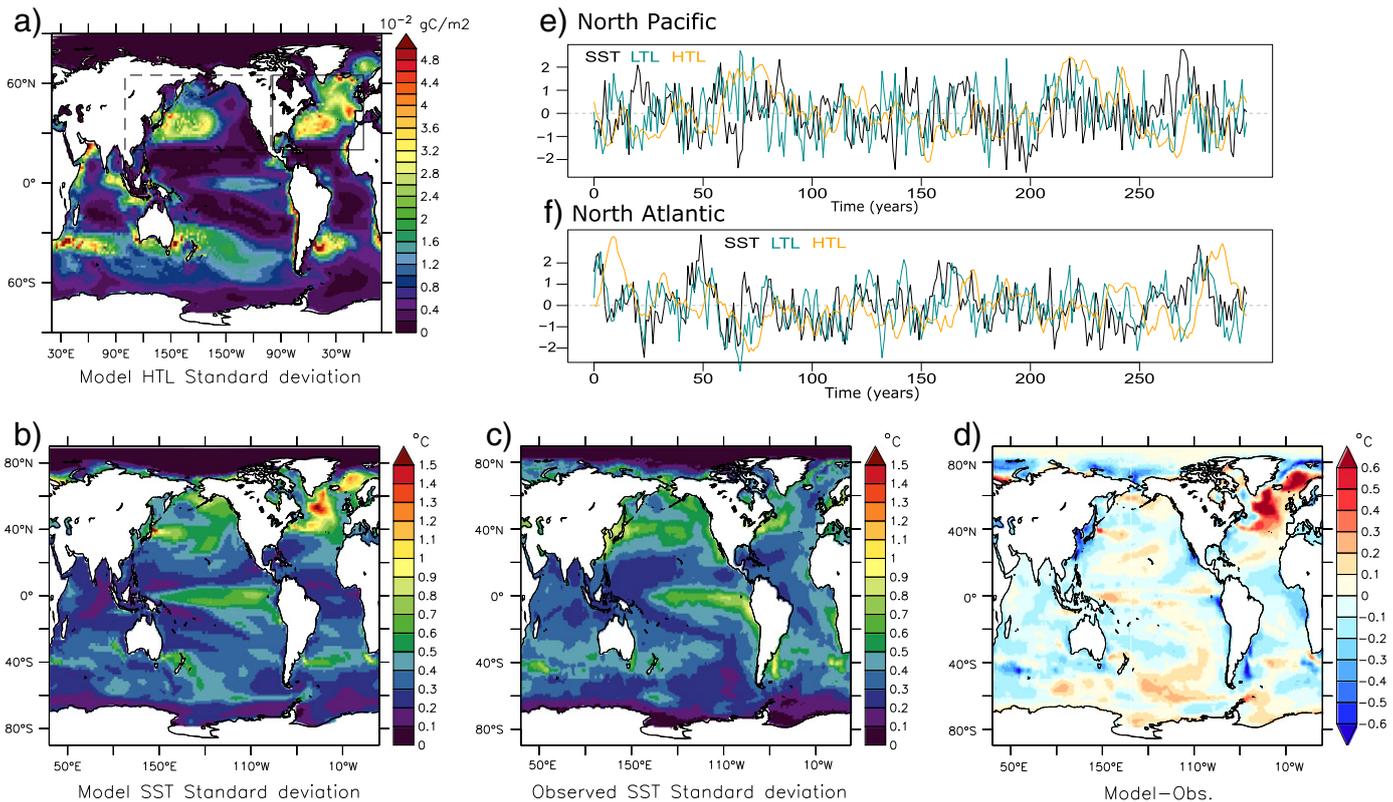
**Table 1**

Pearson's correlation coefficient (R), root mean square error (RMSE) and bias between modeled and observed chlorophyll, mesozooplankton and macrozooplankton in the global ocean, the North Pacific and North Atlantic Oceans.

		Global	North Pacific	North Atlantic
Chl ( $\mu\text{gChl/L}$ )	R	0.4	0.6	0.49
	RMSE	0.74	0.96	0.48
	Bias	0.48	0.81	0.13
MesoZoo ( $\mu\text{gC/L}$ )	R	0.24	0.41	0.37
	RMSE	2.96	4.78	3.26
	Bias	−0.9	7.02	2.27
MacroZOO ( $\log(\#\text{organisms/L})$ )	R	−0.15	−0.06	0.32
	RMSE	0.55	0.5	0.29
	Bias	−4	0.19	0.03

#### 4. Discussion

We have conducted a spectral analysis of the outputs of a coupled PISCES–APECOSM pre-industrial simulation to investigate the size- and community-dependent temporal variability of marine organisms. We performed our analysis in the North Atlantic and the North Pacific Oceans, which are regions of high economical interest regarding fisheries as well as being two regions impacted by strong climate fluctuations (ENSO, PDO, NAO and AMO). Within the North Atlantic and the North Pacific Oceans, our model shows that large size classes of the generic epipelagic, migratory and mesopelagic communities are less affected by climate variability at high frequency than small size classes and vice versa. We also report a community dependence of the correlation between biomass and climate indices (ENSO, NAO, PDO and AMO).

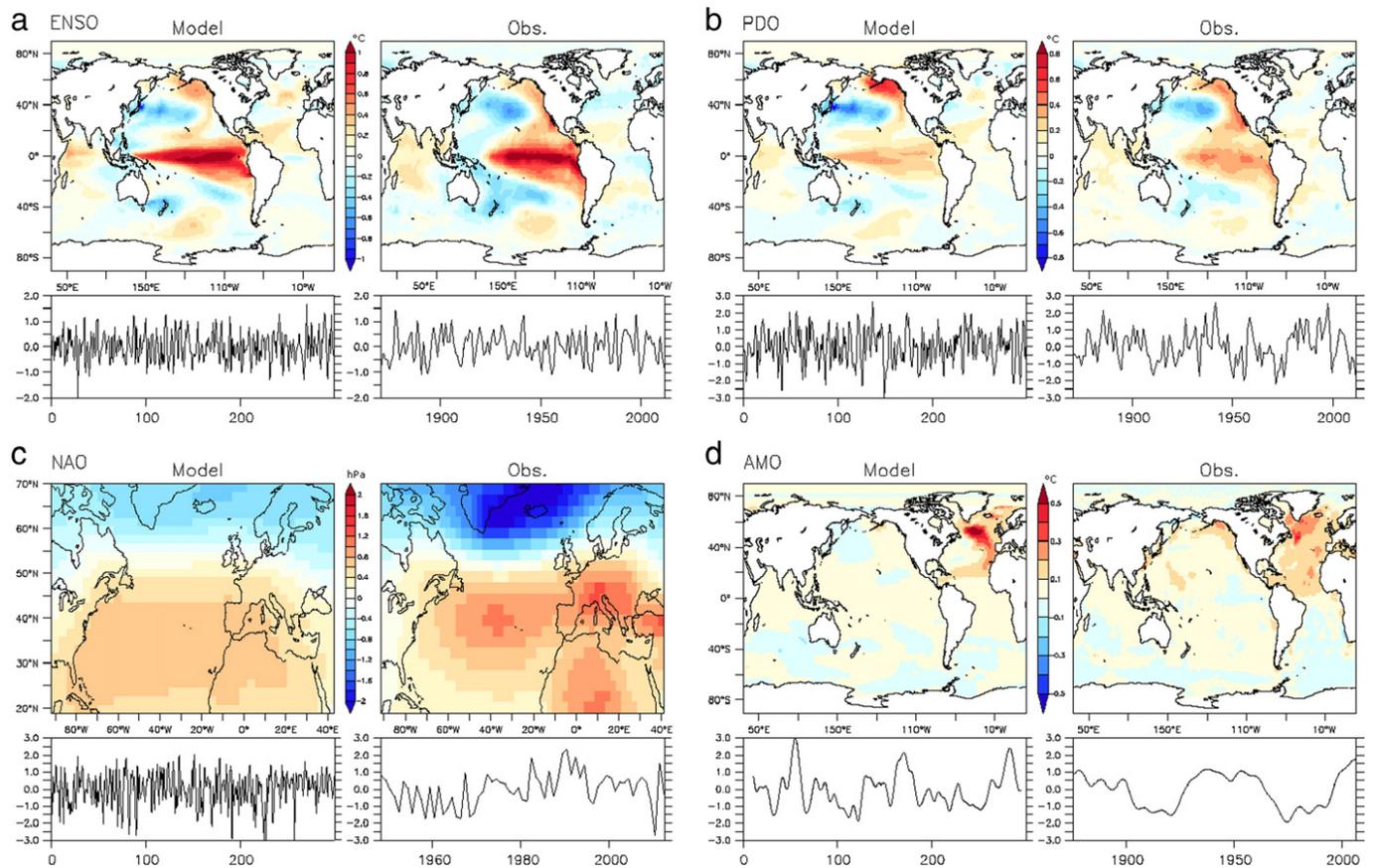


**Fig. 4.** Standard deviation of (a) total depth-integrated and size-averaged HTL biomass ( $\text{gC}/\text{m}^2$ ) and (b) sea surface temperature (SST) over the 300 years of simulation, (c) observed SST from HadISST dataset from 1870 to 2011, (d) difference of SST standard deviation between the model and the observations. Boxes on (a) delimit the North Pacific (simple black line) and the North Atlantic (dashed black line). Simulated normalized sea surface temperature (SST, black line), LTL biomass averaged from the surface down to 1000 m-depth (green line) and HTL biomass integrated over depth and averaged over all sizes (orange line) for (e) the North Pacific and (f) the North Atlantic.

#### 4.1. Resonance: wave propagation along size spectra

Our model results show that small organisms display higher frequency variability than large ones (Figs. 7, 8) and that the biomass of small size classes better follows the fluctuations of the ENSO, NAO, PDO and AMO climate indices (Table 2). These findings are consistent with the study of Maury et al. (2007b), in which the authors studied the response of HTL to the variability of primary production and temperature with a simpler 0-D version of the APECOSM model. They showed that oscillations in temperature or primary production propagate along the trophic chain at a frequency that stays similar to the frequency of the perturbation. These oscillations reach a range of size classes, where the amplitude of the fluctuations is maximal; they called this range of size-classes the resonant range. However, only lower frequency perturbations (in their case 5-year oscillations) propagate to large size organisms (20 cm–2 m), while interannual variability impacts mostly smaller organisms (3–90 cm). Oscillations in primary producers' biomass propagate to small-sized organisms as they can quickly respond to variations of their environment (Maury et al., 2007b). Larger organisms are subject to the fluctuation of both the bottom-up effects of their food and the top-down effects of predation that cause some size classes to be alternately in and out of phase with producers. Large organisms are beyond the resonant range because they can simultaneously feed on preys in and out of phase with environmental variations. They are therefore emancipated from the bottom-up effect of the environment over a wider range of frequencies (Maury et al., 2007b). In our modeling study, we were able to analyze the response of three pelagic communities to climate fluctuations with a period longer than 5 years, a tri-dimensional setting and a realistic pre-industrial environmental forcing. The PISCES model, which explicitly simulates primary production (Aumont and Bopp, 2006), provides food for the first trophic levels

of APECOSM. Variations of nutrients, light and temperature influence primary production in PISCES and the effects of temperature, currents, oxygen, light and primary production on HTL biomass are convoluted in a complex way in APECOSM. In this simulation, the climate variability has multiple realistic modes of variability (such as ENSO, NAO, AMO, PDO), which modify a number of environmental conditions such as temperature and nutrient supply, and influence both LTL and HTL evolution. The effects of this environmental variability on ecosystems have been at the core of marine ecology for decades (e.g., Alheit et al., 2014; Dalpadado et al., 2014; Harris et al., 2014; Ottersen et al., 2010; Royer and Fromentin, 2006; Séférian et al., 2014). Our model shows that the generic epipelagic, migratory and mesopelagic communities can exhibit significant variability at frequencies consistent with the frequencies of climate modes occurring in the North Atlantic (NAO, AMO) and in the North Pacific (PDO, ENSO) (Figs. 7, 8). Our analysis of the correlations between the simulated biomass and climate indices indicates that small organisms' variability closely follows that of environmental drivers, while the large organisms have a lagged response to these environmental fluctuations (Table 2). Indeed, ecosystem's biomass is connected to climate through several direct and indirect mechanisms (Ottersen et al., 2010; Séférian et al., 2014; Stenseth et al., 2002) such as changes in food supply or temperature (Fig. 1). Small organisms, which have a short life span (Genner et al., 2010; Lehodey et al., 2006; Maury, 2010), feed on primary producers and on particulate matter settling through the water column. They are directly influenced by climate and indirectly through its effects on primary producers. Due to their small generation time, they have a short response time and they tightly follow environmental variability. On the other hand, large organisms have longer life expectancy and are more likely to respond to long time periods of environmental variations (Genner et al., 2010; Hare and Mantua, 2000; Maury et al., 2007b). They filter climate variability



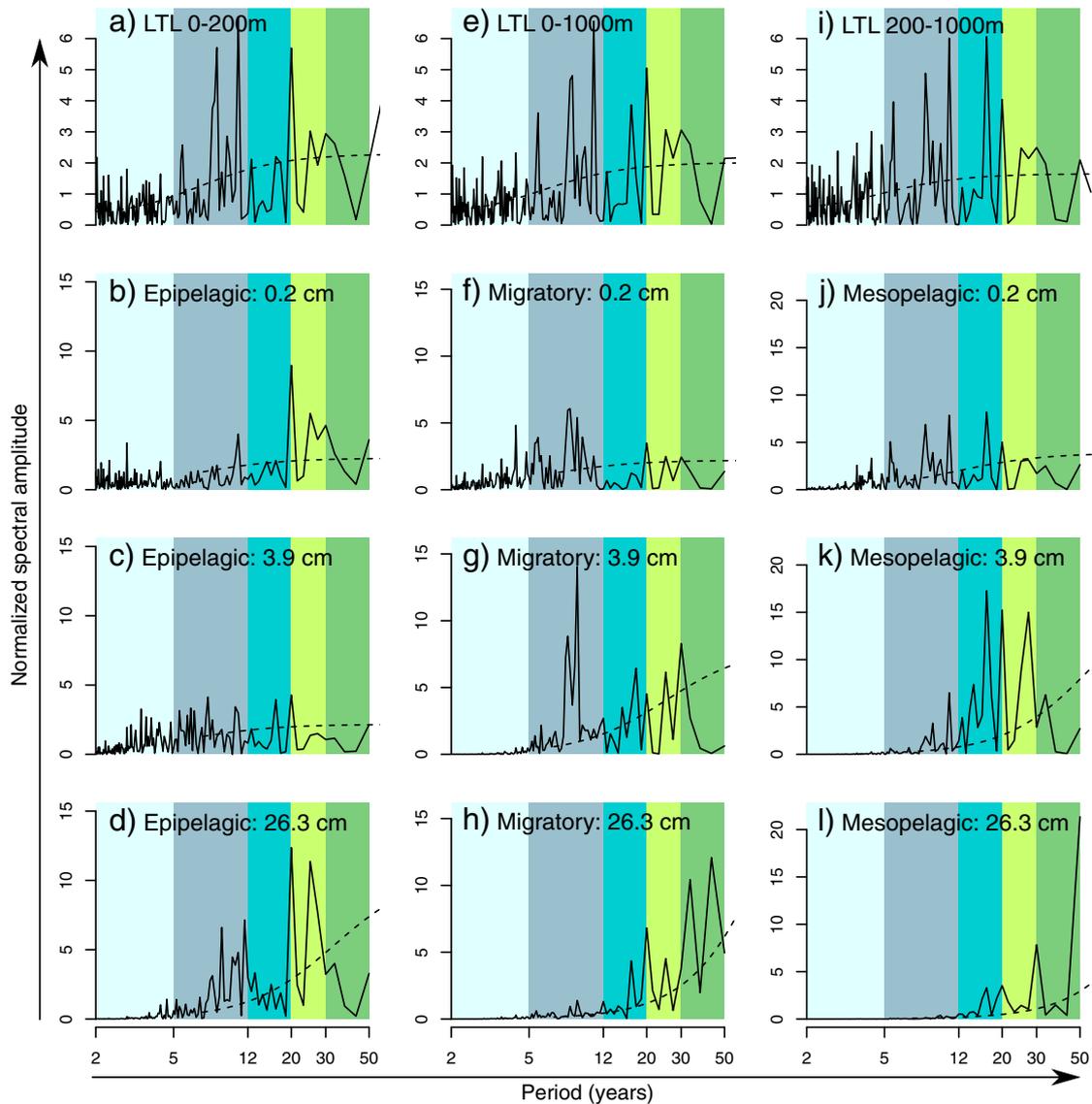
**Fig. 5.** Climate modes as represented in the model and observed in data. Spatial pattern and climate index of (a) ENSO, (b) PDO, (c) NAO and (d) AMO. For each climate mode, the model result is shown on the left and the observations on the right. We used SST observations from the HadISST dataset, 1870–2011, to compute ENSO, NAO and PDO modes and SLP observations from the NCEP/NCAR reanalysis, 1948–2012, to compute the NAO mode. ENSO, PDO and AMO spatial patterns were obtained by linearly regressing SST field onto the climate indices. The climate index of PDO extracted from the data corresponds to the second EOF of the North Pacific SST and not the first one which is representative of ENSO. Spatial patterns of modeled and observed NAO are the first EOF of the SLP anomaly in the North Atlantic. Modeled climate indices are 300 year-long and observed climate indices are 64 year-long for NAO and 141 year-long for ENSO, PDO and AMO.

and their response to climate is lagged and generally not linear (Hare and Mantua, 2000; Ottersen et al., 2001; Overland et al., 2010), leading to a weaker correlation with climate indices (Table 2). Consequently, a delayed effect might be induced by climate fluctuations affecting for instance early stages of development (Stenseth et al., 2002). The lagged correlations (up to 5 year lag) between climate modes and the various

size classes show that the lag of maximum correlation tends to be greater for large organisms than small ones suggesting a delayed influence of the climate forcing. Large organisms both respond directly to low frequency environmental variations and integrate the high frequency signal of smaller size classes on which they feed. Di Lorenzo and Ohman (2013) showed that zooplankton might respond to an atmospheric signal

**Table 2**  
Correlation coefficients between simulated LTL, HTL biomasses and climate indices and value of the lag in years at maximum correlation. Each biomass is averaged over the North Pacific to calculate the correlation with ENSO and PDO indices, and averaged over the North Atlantic for the correlation with the NAO and the AMO. Mean correlation coefficients are the mean of the individual (per size class) correlation coefficients weighted by the biomass in the corresponding size class and divided by the total biomass (respectively of the three communities or of each community). Correlation coefficients are tested against a Student *t*-test, correlations into brackets are not significant at the 90% level. The lag values are given in years.

Community	Size class	Climate indices							
		ENSO		PDO		NAO		AMO	
		$R_{(Lag=0)}$	$R_{Lag}^{max}$	$R_{(Lag=0)}$	$R_{Lag}^{max}$	$R_{(Lag=0)}$	$R_{Lag}^{max}$	$R_{(Lag=0)}$	$R_{Lag}^{max}$
LTL	–	0.29	–	0.62	–	0.13	–	0.37	–
HTL	All	0.17	–	0.37	–	0.14	–	0.30	–
Epipelagic	All	0.21	–	0.30	–	0.12	–	0.26	–
	0.2 cm	0.27	0.27 <sub>Lag=0</sub>	0.38	0.38 <sub>Lag=0</sub>	0.16	0.19 <sub>Lag=2</sub>	0.30	0.39 <sub>Lag=3</sub>
	4 cm	0.24	0.24 <sub>Lag=0</sub>	0.29	0.29 <sub>Lag=0</sub>	0.13	0.17 <sub>Lag=1</sub>	0.36	0.36 <sub>Lag=1</sub>
Migratory	26 cm	(0.08)	0.29 <sub>Lag=2</sub>	(0.10)	0.41 <sub>Lag=1</sub>	(0.01)	0.20 <sub>Lag=2</sub>	0.23	0.48 <sub>Lag=5</sub>
	All	0.24	–	0.47	–	0.19	–	0.36	–
	0.2 cm	0.34	0.34 <sub>Lag=0</sub>	0.60	0.60 <sub>Lag=0</sub>	0.24	0.24 <sub>Lag=0</sub>	0.43	0.44 <sub>Lag=1</sub>
Mesopelagic	4 cm	0.04	0.30 <sub>Lag=1</sub>	0.30	0.48 <sub>Lag=1</sub>	0.12	0.17 <sub>Lag=1</sub>	0.30	0.38 <sub>Lag=2</sub>
	26 cm	(0.03)	0.13 <sub>Lag=2</sub>	(0.05)	0.18 <sub>Lag=1</sub>	(0.03)	(0.10) <sub>Lag=2</sub>	0.14	0.16 <sub>Lag=2</sub>
	All	(0.07)	–	0.35	–	0.12	–	0.27	–
	0.2 cm	0.20	0.44 <sub>Lag=1</sub>	0.56	0.56 <sub>Lag=0</sub>	0.15	0.15 <sub>Lag=0</sub>	0.33	0.36 <sub>Lag=1</sub>
	4 cm	(0.04)	0.28 <sub>Lag=2</sub>	0.13	0.38 <sub>Lag=2</sub>	(0.10)	0.14 <sub>Lag=1</sub>	0.20	0.38 <sub>Lag=4</sub>
	26 cm	(0.05)	(0.05) <sub>Lag=0</sub>	(0.01)	(0.10) <sub>Lag=2</sub>	(0.02)	(0.07) <sub>Lag=4</sub>	(0.11)	0.21 <sub>Lag=5</sub>



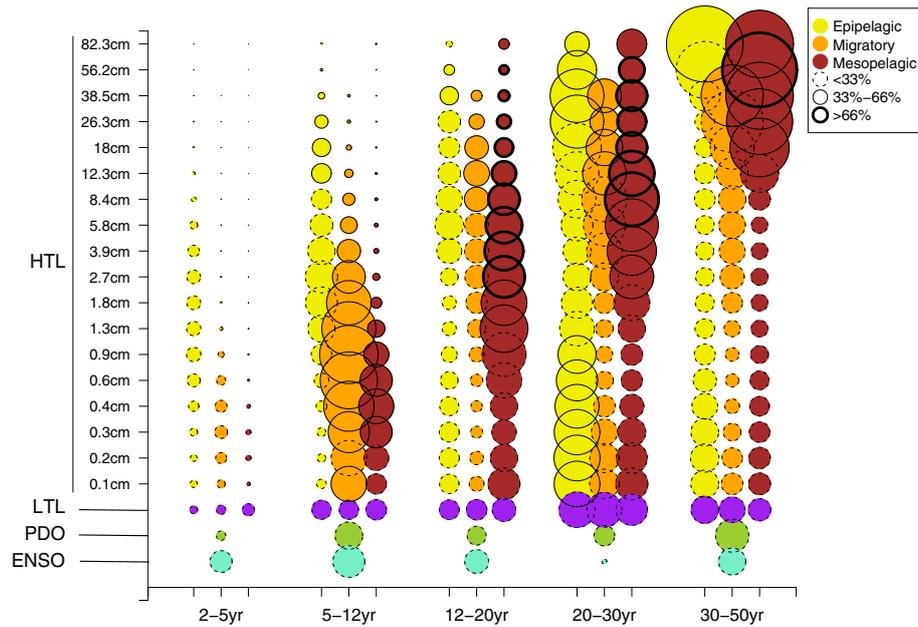
**Fig. 6.** Normalized Fast Fourier transform (FFT) in the North Pacific Ocean of integrated LTL biomass in (a) the 0–200 m depth layer, (e) the 0–1000 m depth layer and (i) the 200–1000 m depth layer; FFT of the epipelagic community biomass of organisms of length (b) 0.2 cm, (c) 4 cm and (d) 26 cm, migratory community biomass of organisms of length (f) 0.2 cm, (g) 4 cm and (h) 26 cm and mesopelagic community biomass of organisms of length (j) 0.2 cm, (k) 4 cm and (l) 26 cm. The higher the amplitude of the FFT peak, the more variance in the corresponding time period. The dashed line represents the AR(1) spectrum associated with each time series. FFT peaks above the dashed line are significant. The background colors highlight the different time periods of interest (2–5 yrs, 5–12 yrs, 12–20 yrs, 20–30 yrs and 30–50 yrs).

integrated twice over time or to a phytoplankton signal integrated once. Similarly, large organisms could respond to a signal that has already been “processed” by lower trophic levels. However, the variability of the different HTL size classes is not always easy to link statistically to the variability of the environment (represented by the climate indices and LTL). For instance, modeled intermediate size classes do not always exhibit significant variability whereas small and large size classes do (Figs. 7, 8). This might be due to the fact that intermediate size classes are influenced both by the bottom-up effects of small size classes responding to high frequency environmental fluctuations and by the top-down effects of large size classes responding to the environment at low frequency. Furthermore, HTL has multiple ways to respond to the environment (Stenseth et al., 2002) and it is possible that a trend in climate variables induces a shift in the ecosystem or that the ecosystem extracts a weak climate signal different from the dominant one (Taylor et al., 2002). Simulated size classes’ variability was analyzed over the whole North Atlantic and North Pacific basins while the effects of climate modes on the environment vary and can even be opposite in the basin (Drinkwater et al.,

2003) which can impact the results by, for instance, reducing the correlation between biomass and climate. Finally, the highly non-linear nature of the biological and ecological processes represented in APECOSM (habitat selection, predation, bio-energetics assimilation, growth, reproduction, maintenance, starvation, etc) might generate different responses between body-sizes (Figs. 1, 7 and 8). Analyzing in details the interactions of these processes and their effects on biomass variability at the basin scale is beyond the scope of this paper. Future analyses are therefore required to investigate the interplay of physiological and ecological processes underpinning ecosystem response to climate variability.

#### 4.2. Inter-communities variability

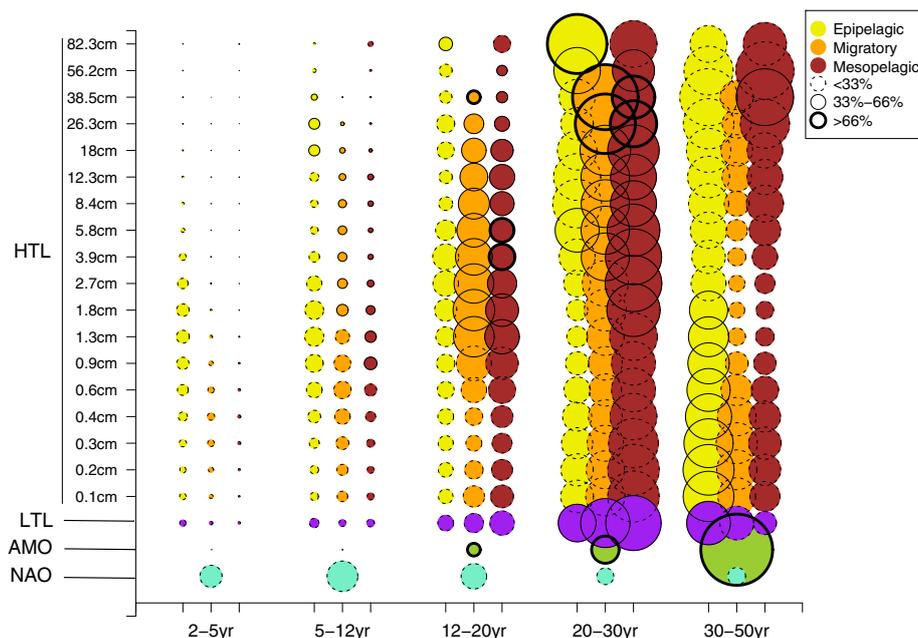
At all the frequencies examined, the resonant ranges differ from one community to another. This is firstly because the three communities do not experience the same environmental conditions. Epipelagic organisms, which inhabit the surface layer between 0 and 200 m depth



**Fig. 7.** Temporal variability of climate indices, LTL biomass, and HTL biomass in the North Pacific Ocean. LTL biomass was integrated over different depth range (0–200 m, 0–1000 m and 200–1000 m) according to the pelagic community habitat (epipelagic, migratory, and mesopelagic, respectively). The diameter  $D$  of the discs indicates the relative importance of the variability (see Section 2.3.1): the larger the diameter, the more dominant the given variability. The circle contour, associated with percentages, indicates the level of significance of the variability.

(Maury, 2010), are living in warmer waters. They have therefore faster growth rates, reach larger sizes at age and propagate environmental signal faster along their size-spectrum than migratory organisms, which spend a significant fraction of the day in deep cold water or than mesopelagic organisms that always stay in cold waters. The size-dependent resonance range changes between communities, toward smaller sizes when the temperature experienced by the community gets colder. Furthermore, the surface ocean displays a higher environmental variability than the subsurface ocean. In our simulation temperature has a mean temporal standard deviation of about 0.41 °C and 0.51 °C in the first 200 m in the North Pacific and the North Atlantic Oceans, respectively, against 0.11 °C and 0.27 °C in the 200–1000 m

layer in the North Pacific and the North Atlantic Oceans, respectively, since the effects of rapid climate variability in the atmosphere decay rapidly with depth (Hurrell et al., 2003). Consequently, the surface layer is subject to fluctuations of the four climatic modes while the sub-surface is mostly affected by the AMO and PDO (Knight et al., 2006; Mantua and Hare, 2002; Parsons and Lear, 2001; Wang and Fiedler, 2006). The organisms of the epipelagic community and to a lesser extent those of the migratory community are influenced by stronger climate variability and are more responsive to the interannual climate modes such as ENSO and NAO (Table 2). In APECOSM, the migratory community interacts directly with the two other communities (Fig. 1). Its large organisms are therefore less influenced by the oscillations of



**Fig. 8.** Same as Fig. 7 for the North Atlantic Ocean.

primary production as they feed on organisms exhibiting different frequencies of variability even though they have the same size. The mesopelagic community does not experience a strong high frequency environmental variability (its distribution extends from 200 to 1000 m) but interacts with the migratory community and feeds on exported particulate matter in the water column. The simulated effect of climate variability on the mesopelagic community is therefore indirect and reduced by the propagation through the trophic chain.

#### 4.3. Limitations of the study

It is important to keep in mind that the present analysis is based on a 300 year long pre-industrial control simulation of a coupled ocean-atmosphere Earth-System model. This simulation does not include the influence of external forcing like volcanoes or anthropogenic greenhouse gases nor represents the actual chronology of observed climate events. This precludes any direct analysis of specific events. For that purpose, one could use oceanic reanalysis as forcing datasets to the coupled PISCES–APECOSM model.

The current generation of climate models, including ours, have a biased representation of the modes of climate variability (e.g., Bellenger et al., 2014), which can potentially affect ecosystem variability (Figs. 4, 5). Moreover, Bopp et al. (2013) showed that biogeochemistry response to climate change differs from one model to another. So it would be interesting to use other biogeochemical models and to couple them with the APECOSM model to analyze the differences in the HTL variability.

The PISCES–APECOSM coupling was a one way coupling with no feedback from APECOSM to the primary producers of PISCES. Using the 2-way coupling version of these models would allow considering the top-down effects of HTL on LTL. This extension of the model is being performed and the findings will be reported elsewhere.

Finally, this is a global analysis conducted at the large scale of wide oceanic basins in which climate modes have heterogeneous effects on the ecosystems. Averaging the data over such wide regions might attenuate the relationship between marine organisms' biomass and climate variability. We could conduct the same analysis on smaller regions which would allow us to link size class variability to local environment variability.

#### 5. Conclusion

We investigated the response of three generic pelagic communities to the natural variability of multiple environmental factors using the PISCES–APECOSM model forced by a three-dimensional pre-industrial simulation of the IPCC-class IPSL-CM5A-LR Earth system model with no external forcing (e.g., volcanoes, anthropogenic greenhouse gases and fishing). We focused our analyses on the North Atlantic and the North Pacific domain where ocean climate exhibits large interannual-to-multidecadal natural variability. In these regions, the variability of the simulated biomass strongly depends on organism's size and the community considered: there is a shift of variability toward low frequencies as the size class increases and as the community habitat deepens. In addition, we highlighted that in each studied community, small size classes are directly correlated to climate indices while larger size class exhibit lagged correlation, supporting the hypothesis of Di Lorenzo and Ohman (2013). This modeling study suggests that small size classes, with their faster response to climate fluctuations, are likely to be impacted first by modifications in climate variability due to climate change in the future.

#### References

Alheit, J., Licandro, P., Coombs, S., Garcia, A., Giráldez, A., Santamaría, M.T.G., Slotte, A., Tsikliras, A.C., 2014. Reprint of "Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) modulates dynamics of small pelagic fishes and ecosystem regime shifts in the eastern North and Central Atlantic". *J. Mar. Syst.* 133, 88–102. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.02.005>.

Aumont, O., Bopp, L., 2006. Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies. *Glob. Biogeochem. Cycles* 20. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GB002591>.

Badjeck, M.-C., Allison, E.H., Halls, A.S., Dulvy, N.K., 2010. Impacts of climate variability and change on fishery-based livelihoods. *Mar. Policy* 34, 375–383. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpol.2009.08.007>.

Bamston, A.G., Chelliah, M., Goldenberg, S.B., 1997. Documentation of a highly ENSO related SST region in the equatorial Pacific: research note. *Atmosphere-Ocean* 35, 367–383. <http://dx.doi.org/10.1080/07055900.1997.9649597>.

Bell, J.D., Ganachaud, A., Gehrke, P.C., Griffiths, S.P., Hobday, A.J., Hoegh-Guldberg, O., Johnson, J.E., Le Borgne, R., Lehodey, P., Lough, J.M., Matear, R.J., Pickering, T.D., Pratchett, M.S., Gupta, A. Sen, Senina, I., Waycott, M., 2013. Mixed responses of tropical Pacific fisheries and aquaculture to climate change. *Nat. Clim. Change* 3, 1–9. <http://dx.doi.org/10.1038/nclimate1838>.

Blanchard, J.L., Jennings, S., Holmes, R., Harle, J., Merino, G., Allen, J.L., Holt, J., Dulvy, N.K., Barange, M., 2012. Potential consequences of climate change for primary production and fish production in large marine ecosystems. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B Biol. Sci.* 367, 2979–2989. <http://dx.doi.org/10.1098/rstb.2012.0231>.

Bellenger, H., Guilyardi, E., Leloup, J., Lengaigne, M., Vialard, J., 2014. ENSO representation in climate models: from CMIP3 to CMIP5. *Clim. Dyn.* 42 (7–8), 1999–2018.

Bopp, L., Resplandy, L., Orr, J.C., Doney, S.C., Dunne, J.P., Gehlen, M., Halloran, P., Heinze, C., Ilyina, T., Séférian, R., Tjiputra, J., Vichi, M., 2013. Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century: projections with CMIP5 models. *Biogeosciences* 10, 6225–6245. <http://dx.doi.org/10.5194/bg-10-6225-2013>.

Brander, K., 2010. Impacts of climate change on fisheries. *J. Mar. Syst.* 79, 389–402. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.12.015>.

Chavez, F.P., Messié, M., Pennington, J.T., 2011. Marine primary production in relation to climate variability and change. *Ann. Rev. Mar. Sci.* 3, 227–260. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163917>.

Dalpadado, P., Arrigo, K.R., Hjøllø, S.S., Rey, F., Ingvaldsen, R.B., Sperfeld, E., van Dijken, G.L., Stige, L.C., Olsen, A., Ottersen, G., 2014. Productivity in the barents sea—response to recent climate variability. *PLoS One* 9, e95273. <http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0095273>.

Davini, P., Cagnazzo, C., 2013. On the misinterpretation of the North Atlantic Oscillation in CMIP5 models. *Clim. Dyn.* 1–15. <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-013-1970-y>.

Deser, C., Alexander, M.A., Xie, S.-P., Phillips, A.S., 2010. Sea surface temperature variability: patterns and mechanisms. *Ann. Rev. Mar. Sci.* <http://dx.doi.org/10.1146/annurev-marine-120408-151453>.

Di Lorenzo, E., Ohman, M.D., 2013. A double-integration hypothesis to explain ocean ecosystem response to climate forcing. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 110, 2496–2499. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.1218022110>.

Drinkwater, K.F., Belgrano, A., Borja, A., Conversi, A., Edwards, M., Greene, C.H., Ottersen, G., Pershing, A.J., Walker, H., 2003. The response of marine ecosystems to climate variability associated with the north Atlantic oscillation. *North Atl. Oscil. Clim. Significance Environ. Impact* 211–234.

Dueri, S., Faugeras, B., Maury, O., 2012. Modelling the skipjack tuna dynamics in the Indian Ocean with APECOSM—Part 2: Parameter estimation and sensitivity analysis. *Ecol. Model.* 245, 55–64. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2012.02.008>.

Dueri, S., Bopp, L., Maury, O., 2014. Projecting the impacts of climate change on skipjack tuna abundance and spatial distribution. *Glob. Chang. Biol.* 20, 742–753. <http://dx.doi.org/10.1111/gcb.12460>.

Dufresne, J.-L., Foujols, M.-A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., Balkanski, Y., Bekki, S., Bellenger, H., Benshila, R., others, 2013. Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: from CMIP3 to CMIP5. *Clim. Dyn.* 40, 2123–2165.

Fichefet, T., Maqueda, M., 1997. Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *J. Geophys. Res.* 102, 2609–2612.

Gastineau, G., D'Andrea, F., Frankignoul, C., 2013. Atmospheric response to the North Atlantic Ocean variability on seasonal to decadal time scales. *Clim. Dyn.* 40, 2311–2330. <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-012-1333-0>.

Genner, M.J., Sims, D.W., Southward, A.J., Budd, G.C., Masterson, P., Mchugh, M., Rendle, P., Southall, E.J., Wearmouth, V.J., Hawkins, S.J., 2010. Body size-dependent responses of a marine fish assemblage to climate change and fishing over a century-long scale. *Glob. Chang. Biol.* 16, 517–527. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02027.x>.

Gillett, N., Graf, H., Osborn, T., 2003. Climate change and the north Atlantic oscillation. *Geophys. Monogr.* 134, 193–209. <http://dx.doi.org/10.1029/134GM09>.

GlobColour project, d. [WWW Document], URL <http://www.globcolour.info/>.

Gröger, J.P., Hinrichsen, H.-H., Polte, P., 2014. Broad-scale climate influences on spring-spawning herring (*Clupea harengus*, L.) recruitment in the Western Baltic Sea. *PLoS One* 9, e87525. <http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0087525>.

Guilyardi, E., Wittenberg, A.T., Fedorov, A., Collins, M., Wang, C., Capotondi, A., Van Oldenborgh, G.J., Stockdale, T., 2009. Understanding El Niño in ocean-atmosphere general circulation models. *Am. Meteorol. Soc.* 90, 325–340.

Hare, S.R., Mantua, N.J., 2000. Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989. *Prog. Oceanogr.* 47, 103–145.

Harris, V., Edwards, M., Olhede, S.C., 2014. Multidecadal Atlantic climate variability and its impact on marine pelagic communities. *J. Mar. Syst.* 133, 55–69. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.07.001>.

Henson, S.A., Dunne, J.P., Sarmiento, J.L., 2009. Decadal variability in North Atlantic phytoplankton blooms. *J. Geophys. Res.* 114, C04013. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JC005139>.

Henson, S.A., Sarmiento, J.L., Dunne, J.P., Bopp, L., Lima, I., Doney, S.C., John, J., Beaulieu, C., 2010. Detection of anthropogenic climate change in satellite records of ocean chlorophyll and productivity. *Biogeosciences* 7, 621–640. <http://dx.doi.org/10.5194/bg-7-621-2010>.

- Hollowed, A.B., Hare, S.R., Wooster, W.S., 2001. Pacific Basin climate variability and patterns of Northeast Pacific marine fish production. *Prog. Oceanogr.* 49, 257–282.
- Hourdin, F., Foujols, M.-A., Codron, F., Guemas, V., Dufresne, J.-L., Bony, S., Denvil, S., Guez, L., Lott, F., Ghattas, J., Braconnot, P., Marti, O., Meurdesoif, Y., Bopp, L., others, 2013. Impact of the LMDZ atmospheric grid configuration on the climate and sensitivity of the IPSL-CM5A coupled model. *Clim. Dyn.* 40, 2167–2192. <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-012-1411-3>.
- Hsieh, C.-H., Reiss, C.S., Hunter, J.R., Beddington, J.R., May, R.M., Sugihara, G., 2006. Fishing elevates variability in the abundance of exploited species. *Nature* 443, 859–862. <http://dx.doi.org/10.1038/nature05232>.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Visbeck, M., 2001. The north Atlantic oscillation. *Science* 291.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M., 2003. An Overview of the North Atlantic Oscillation.
- Jones, D.O.B., Yool, A., Wei, C.-L., Henson, S., a., Ruhl, H. a., Watson, R. a., Gehlen, M., 2014. Global reductions in seafoor biomass in response to climate change. *Glob. Chang. Biol.* 20, 1861–1872. <http://dx.doi.org/10.1111/gcb.12480>.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 77, 437–471. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYP>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYP>2.0.CO;2).
- Knight, J.R., Folland, C.K., Scaife, A.A., 2006. Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation. *Geophys. Res. Lett.* 33, L17706. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL026242>.
- Kooijman, S.A., 2001. Quantitative aspects of metabolic organization: a discussion of concepts. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. B Biol. Sci.* 356, 331–349. <http://dx.doi.org/10.1098/rstb.2000.0771>.
- 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. *Glob. Biogeochem. Cycles* 19, GB1015. <http://dx.doi.org/10.1029/2003GB002199>.
- Lefort, S., Aumont, O., Bopp, L., Arsouze, T., Gehlen, M., Maury, O., 2015. Spatial and body-size dependent response of marine pelagic communities to projected global climate change. *Glob. Chang. Biol.* 21 (1), 154–164.
- Lehodey, P., Alheit, J., Barange, M., Baumgartner, T., Beaugrand, G., Drinkwater, K.F., Fromentin, J.-M., Hare, S.R., Ottersen, G., Perry, R.L., Roy, C., van der Linden, C.D., Werner, F., others, 2006. Climate variability, fish, and fisheries. *J. Clim.* 19, 5009–5030. <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3898.1>.
- Madec, G., 2011. NEMO\_book\_v3.3. Manual. pp. 1–332.
- Mantua, N.J., Hare, S.R., 2002. The Pacific decadal oscillation. *J. Oceanogr.* 58, 35–44.
- Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M., Francis, R.C., 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 78, 1069–1079.
- MAREDAT database, d. [WWW Document], URL <http://www.pangaea.de/search?&q=maredat>.
- Martinez, E., Antoine, D., D'Ortenzio, F., Gentili, B., 2009. Climate-driven basin-scale decadal oscillations of oceanic phytoplankton. *Science* 326, 1253–1256. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1177012>.
- Maury, O., 2010. An overview of APECOSM, a spatialized mass balanced “Apex Predators ECOSystem Model” to study physiologically structured tuna population dynamics in their ecosystem. *Prog. Oceanogr.* 84, 113–117. <http://dx.doi.org/10.1016/j.poccean.2009.09.013>.
- Maury, O., Shin, Y.-J., Faugeras, B., Ben Ari, T., Marsac, F., 2007a. Modeling environmental effects on the size-structured energy flow through marine ecosystems. Part 1: The model. *Prog. Oceanogr.* 74, 479–499. <http://dx.doi.org/10.1016/j.poccean.2007.05.001>.
- Maury, O., Shin, Y.J., Faugeras, B., Ben Ari, T., Marsac, F., 2007b. Modeling environmental effects on the size-structured energy flow through marine ecosystems. Part 2: Simulations. *Prog. Oceanogr.* 74, 500–514.
- Moriarty, R., O'Brien, T.D., 2013. Distribution of mesozooplankton biomass in the global ocean. *Earth Syst. Sci. Data* 5, 45–55. <http://dx.doi.org/10.5194/essd-5-45-2013>.
- Moriarty, R., Buitenhuis, E.T., Le Quééré, C., 2013. Distribution of known macrozooplankton abundance and biomass in the global ocean. *Earth Syst. Sci. Data* 5, 241–257. <http://dx.doi.org/10.5194/essd-5-241-2013>.
- Newman, M., Compo, G.P., Alexander, M.A., 2003. ENSO-forced variability of the Pacific Decadal Oscillation. *J. Clim.* 16, 3853–3857.
- Ottersen, G., Planque, B., Belgrano, A., Post, E., Reid, P.C., Stenseth, N.C., 2001. Ecological effects of the North Atlantic Oscillation. *Oecologia* 128, 1–14. <http://dx.doi.org/10.1007/s004420100655>.
- Ottersen, G., Kim, S., Huse, G., Polovina, J.J., Stenseth, N.C., 2010. Major pathways by which climate may force marine fish populations. *J. Mar. Syst.* 79, 343–360. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.12.013>.
- Overland, J.E., Alheit, J., Bakun, A., Hurrell, J.W., Mackas, D.L., Miller, A.J., 2010. Climate controls on marine ecosystems and fish populations. *J. Mar. Syst.* 79, 305–315. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.12.009>.
- Parsons, L., Lear, W., 2001. Climate variability and marine ecosystem impacts: a North Atlantic perspective. *Prog. Oceanogr.* 49, 167–188. [http://dx.doi.org/10.1016/S0079-6611\(01\)00021-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0079-6611(01)00021-0).
- Perry, R.L., Cury, P., Brander, K., 2010. Sensitivity of marine systems to climate and fishing: concepts, issues and management responses. *J. Mar. Syst.* 79, 427–435.
- Ravier, C., 2001. Long-term fluctuations in the eastern Atlantic and Mediterranean bluefin tuna population. *ICES J. Mar. Sci.* 58, 1299–1317. <http://dx.doi.org/10.1006/jmsc.2001.1119>.
- Ravier, C., Fromentin, J.-M., 2004. Are the long-term fluctuations in Atlantic bluefin tuna (*Thunnus thynnus*) population related to environmental changes? *Fish. Oceanogr.* 13, 145–160. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2419.2004.00284.x>.
- Rayner, N.A., 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.* 108, 4407. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JD002670>.
- Rind, D., Goldberg, R., Ruedy, R., 1989. Change in climate variability in the 21st century. *Clim. Change* 5–37.
- Royer, F., Fromentin, J., 2006. Recurrent and density-dependent patterns in long-term fluctuations of Atlantic bluefin tuna trap catches. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 319, 237–249. <http://dx.doi.org/10.3354/meps319237>.
- Salinger, M.J., 2005. Climate variability and change: past, present and future—an overview. *Clim. Change* 70, 9–29. <http://dx.doi.org/10.1007/s10584-005-5936-x>.
- Séférian, R., Bopp, L., Gehlen, M., Swingedouw, D., Mignot, J., Guilyardi, E., Servonnat, J., 2014. Multiyear predictability of tropical marine productivity. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 111, 11646–11651. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.1315855111>.
- Stenseth, N.C., Mysterud, A., Ottersen, G., Hurrell, J.W., Chan, K.-S., Lima, M., 2002. Ecological effects of climate fluctuations. *Science* 297, 1292–1296. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1071281>.
- Talley, L.D., Pickard, G.L., Emery, W.J., Swift, J.H., 2011. *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*. 6th ed. Elsevier.
- Taylor, A., Allen, J.I., Clark, P., 2002. Extraction of a weak climatic signal by an ecosystem. *Nature* 416, 629–632.
- Valsala, V., Maksyutov, S., Telszewski, M., Nakaoka, S., Njiri, Y., Ikeda, M., Murtugudde, R., 2012. Climate impacts on the structures of the North Pacific air-sea CO<sub>2</sub> flux variability. *Biogeosciences* 9, pp. 477–492. <http://dx.doi.org/10.5194/bg-9-477-2012>.
- Wang, C., Fiedler, P.C., 2006. ENSO variability and the eastern tropical Pacific: a review. *Prog. Oceanogr.* 69, 239–266. <http://dx.doi.org/10.1016/j.poccean.2006.03.004>.
- Yearbook, F.A.O.P., 2012. FAO. Rome, Italy ISBN 978–992.
- Yim, B.Y., Kwon, M., Min, H.S., Kug, J.-S., 2014. Pacific Decadal Oscillation and its relation to the extratropical atmospheric variation in CMIP5. *Clim. Dyn.* 44, 1521–1540. <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-014-2349-4>.
- Zhang, R., Delworth, T.L., 2007. Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on North Pacific climate variability. *Geophys. Res. Lett.* 34, L23708. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL031601>.
- Zhang, L., Wang, C., 2013. Multidecadal North Atlantic sea surface temperature and Atlantic meridional overturning circulation variability in CMIP5 historical simulations. *J. Geophys. Res. Oceans* 118, 5772–5791.

## Glossary

- AMO: Atlantic Multidecadal Oscillation  
APECOSM: Apex Predators ECOSystem Model  
AR(1): First order Auto-Regressive process  
DEB: Dynamical Energy Budget  
ENSO: El Niño Southern Oscillation  
EOF: Empirical Orthogonal Function  
FFT: Fast Fourier Transform  
GOC: Big Organic Carbon Particles  
HTL: High Trophic Levels  
IPSL-CM5ALR: 5th Generation Coupled Model of the Institut Pierre Simon Laplace at Low Resolution  
LIM: Louvain-La-Neuve sea-Ice Model  
LMDZ: Laboratoire de Météorologie Dynamique « Zoom »  
LTL: Low Trophic Levels  
NAO: North Atlantic Oscillation  
NEMO: Nucleus for European Models of Ocean  
OOPC: Open Ocean Pelagic Community  
OPA: Océan PAralléliisé  
ORCHIDEE: ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems  
PDO: Pacific Decadal Oscillation  
PHY: Nano Phytoplankton  
PHY2: Diatoms  
PISCES: Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies  
POC: Small Organic Carbon Particles  
SST: Sea Surface Temperature  
ZOO: Micro zooplankton  
ZOO2: Meso Zooplankton

### 6.2.3 Conclusions

Dans cette étude, nous avons pu montrer que la réponse des organismes marins, représentés par APECOSM, aux variations de leur environnement est dépendante de leur taille des organismes et de la communauté à laquelle ils appartiennent.

Plus l'organisme est petit, plus il est sensible aux variations haute fréquence de son environnement. Cela est lié au fait que les petits organismes ont des taux métaboliques plus faibles et donc des réponses plus rapides que les organismes de plus grande taille. Les grands organismes montrent une réponse décalée dans le temps par rapport au signal climatique (signal représenté par les indices climatiques des régions). Ils peuvent répondre à un signal de haute fréquence via l'ingestion des proies sur lesquelles ils se nourrissent ce qui conduit à une intégration de ce signal haute fréquence et donc une réponse décalée dans le temps. Les grands organismes avec leur temps de vie plus long "filtrent" la variabilité climatique.

Les communautés pélagiques étudiées vivant à différentes profondeurs dans la colonne d'eau ne sont pas soumises aux mêmes conditions environnementales. Cette différence d'environnement module aussi la réponse des écosystèmes à la variabilité du climat. La communauté épi-pélagique par exemple vit dans des eaux plus chaudes en moyenne que les autres communautés. Une température plus élevée accélère les métabolismes et permet aux organismes de répondre plus vite aux changements environnementaux. Les grands organismes épi-pélagiques sont donc susceptible de répondre plus rapidement à des variations haute fréquence par rapport aux organismes méso-pélagiques ou migrants.

D'autre part, la zone d'habitat épi-pélagique est aussi plus variable que la zone méso-pélagique située plus en profondeur. Les oscillations climatiques sont donc moins importantes dans la zone méso-pélagique et la biomasse des organismes vivant dans cette zone est donc moins corrélée aux variations climatiques que les deux autres communautés.

Les interactions entre communautés contribuent aussi à transmettre le signal climatique depuis la surface vers la subsurface et à travers les classes de tailles.

Pour finir, selon la région océanique étudiée les fréquences de variabilité prédominantes changent en rapport avec les modes climatiques établis dans ces régions.

Cette étude présente plusieurs limitations dont l'utilisation d'un unique modèle de

climat. Les modes de variabilité climatiques sont en effet modèle-dépendant et les biais du modèle peuvent se répercuter sur la variabilité des écosystèmes. D'autre part, les analyses ont été faites sur de grands bassins océaniques dans lesquels les effets du climat sur les écosystèmes peuvent être hétérogènes ce qui peut impacter nos résultats en limitant notamment les valeurs de significativité. Pour finir, le couplage entre les modèle PISCES et APECOSM ne se fait que dans un sens. Il serait intéressant d'analyser les sorties d'une simulation dont le couplage est fait dans les deux sens.

## 6.3 Perspectives

Dans cette section, nous présentons dans un premier temps un développement de l'étude réalisée dans [LE MÉZO et al. \[2016\]](#) en étendant nos analyses à d'autres bassins océaniques. Nous voulons voir si les relations obtenues précédemment entre l'expression de la variabilité et la taille et la communauté des organismes restent valides dans les autres régions du globe.

Dans une second temps, nous présentons une perspective possible de ce travail.

### 6.3.1 Autres régions océaniques

Dans la section précédente, nous avons vu que la variabilité temporelle des organismes marins dans le Pacifique et l'Atlantique Nord est dépendante de la taille des-dits organismes, de la communauté à laquelle ils appartiennent ainsi que de la région océanique dans laquelle ils évoluent [[LE MÉZO et al., 2016](#)]. Ces relations sont-elles vérifiées à l'échelle globale, dans d'autres bassins océaniques (Fig.6.4) ?

On représente la variabilité temporelle des organismes épi-pélagiques, méso-pélagiques et migrateurs de 1 mm à 2 m de longueur dans 6 bassins océaniques : le Pacifique Sud (<20°S), l'Atlantique Sud (<20°S), l'Arctique Pacifique et l'Arctique Atlantique sur la figure 6.5 et la bande tropicale (30°S-30°N), l'Océan Indien et l'Océan Austral sur la figure (Fig.6.6). Les analyses ayant permis l'obtention de ces figures sont les même que celles effectuées dans [LE MÉZO et al. \[2016\]](#) (voir partie précédente 6.2.2).

On retrouve la même tendance que dans les Océans Atlantique Nord et Pacifique Nord dans toutes les régions du globe : un déplacement de la bande de résonance vers les plus

grandes tailles avec les fréquences les plus basses et à même fréquence, une bande résonnante qui se situe au niveau d'organismes plus grands dans la communauté épi-pélagique que dans la communauté des migrateurs que dans la communauté méso-pélagique et ce, surtout dans les hautes fréquences (Figs. 6.5 et 6.6). Comme précédemment, les organismes répondent aux variations de leur environnement qui sont différentes d'un bassin à l'autre.

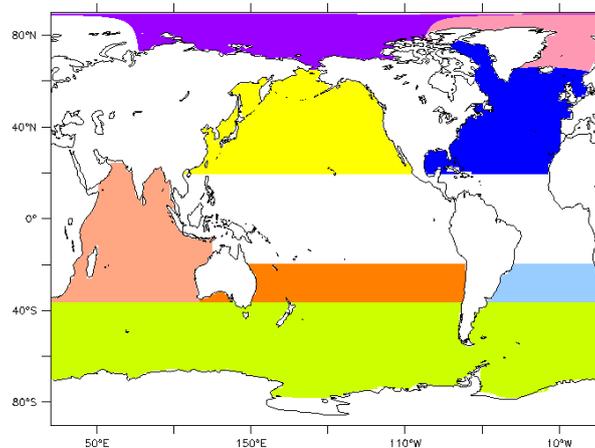


FIGURE 6.4 – Délimitation des différents bassins d'étude : en jaune le Pacifique Nord (>20°N), en orange le Pacifique Sud (<20°S), en bleu foncé l'Atlantique Nord (>20°N), en bleu clair l'Atlantique Sud (<20°S), en orange clair l'Océan Indien, en vert l'Océan Austral, en violet le Pacifique Arctique et en rose l'Atlantique Arctique. La Bande Tropicale est définie par les zones océaniques indiennes, pacifique et atlantique entre 30°S et 30°N. Les Océans Pacifique Nord et Atlantique Nord ont été étudiés dans la section 6.2.2

Tout comme le Pacifique Nord, le Pacifique Sud est impacté par l'ENSO et la PDO. Ainsi, la réponse des organismes à de la variabilité autour de 5-7 ans dans le Pacifique Sud peut être due à la variabilité d'ENSO (Fig.6.5a). Dans les gammes plus basses fréquences, la variabilité peut éventuellement être reliée à la PDO (Fig.6.5a).

Les effets d'ENSO peuvent s'étendre dans pratiquement tous les bassins océaniques par le biais des télé-connexions atmosphériques et océaniques [CAI et al., 2011; GIANNINI et al., 2001].

Aux impacts d'ENSO, d'autres modes de variabilité inter-annuels tels que le Mode Méri-

dien Atlantique (AMM) en Atlantique tropicale, relié au mouvement méridien de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) [BREUGEM et al., 2006; CHIANG et VIMONT, 2004], ou encore le Dipôle Océanique Indien (IOD) dans l’océan Indien, qui présente deux modes inter-annuels reliés aux composantes d’ENSO [KRISHNAMURTHY et KRISHNAMURTHY, 2016], peuvent moduler le signal de productivité des organismes. On remarque notamment une forte variabilité inter-annuelle de la biomasse des organismes marins dans l’Océan Atlantique Sud, dans l’Océan Indien et dans la bande tropicale (Figs.6.5b et 6.6a,b).

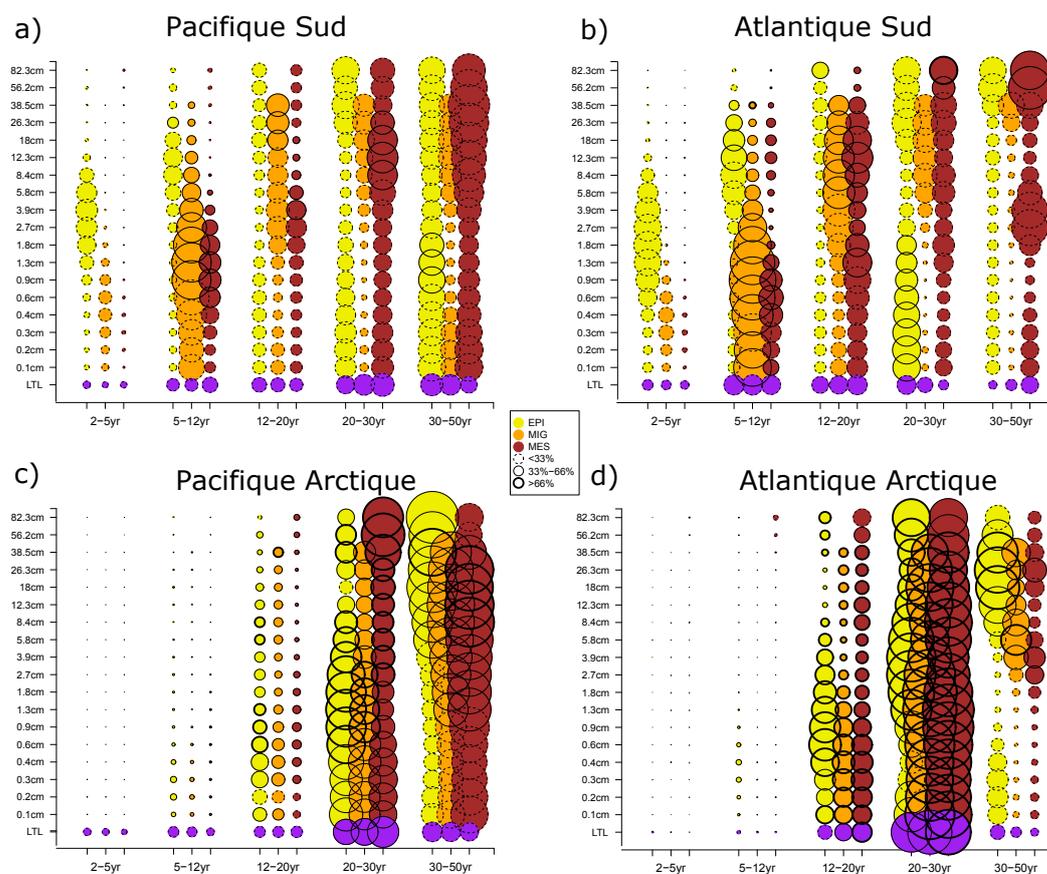


FIGURE 6.5 – Variabilité temporelle de la biomasse des bas et haut niveaux trophiques dans les océans a) Pacifique Sud, b) Atlantique Sud, c) Pacifique Arctique et d) Atlantique Arctique. La biomasse des bas niveaux trophiques, LTL, est intégrée sur différentes gammes de profondeurs (0-200 m, 200-1000 m et 0-1000 m) selon la distribution de l’habitat des différentes communautés pélagiques (épi-pélagique, méso-pélagique et migrateur, respectivement). Le diamètre des disques de couleur indique le poids relatif de chaque fréquence de variabilité : plus le diamètre est grand, plus la fréquence de variabilité considérée est importante pour l’organisme en question. Le contour des disques indique le degré de significativité de la variabilité.

L’IOD possède aussi un mode décennal, associé à la PDO de l’Océan Pacifique [KRISH-

NAMURTHY et KRISHNAMURTHY, 2016], qui affectent les organismes de l’Océan Indien sur des échelles de temps plus longues (i.e. basses fréquences) (Fig.6.6b). L’Océan Atlantique Sud présente de la variabilité climatique inter-annuelle à multi-décennale cohérente avec nos résultats sur la figure 6.5b [VENEGAS et al., 1997].

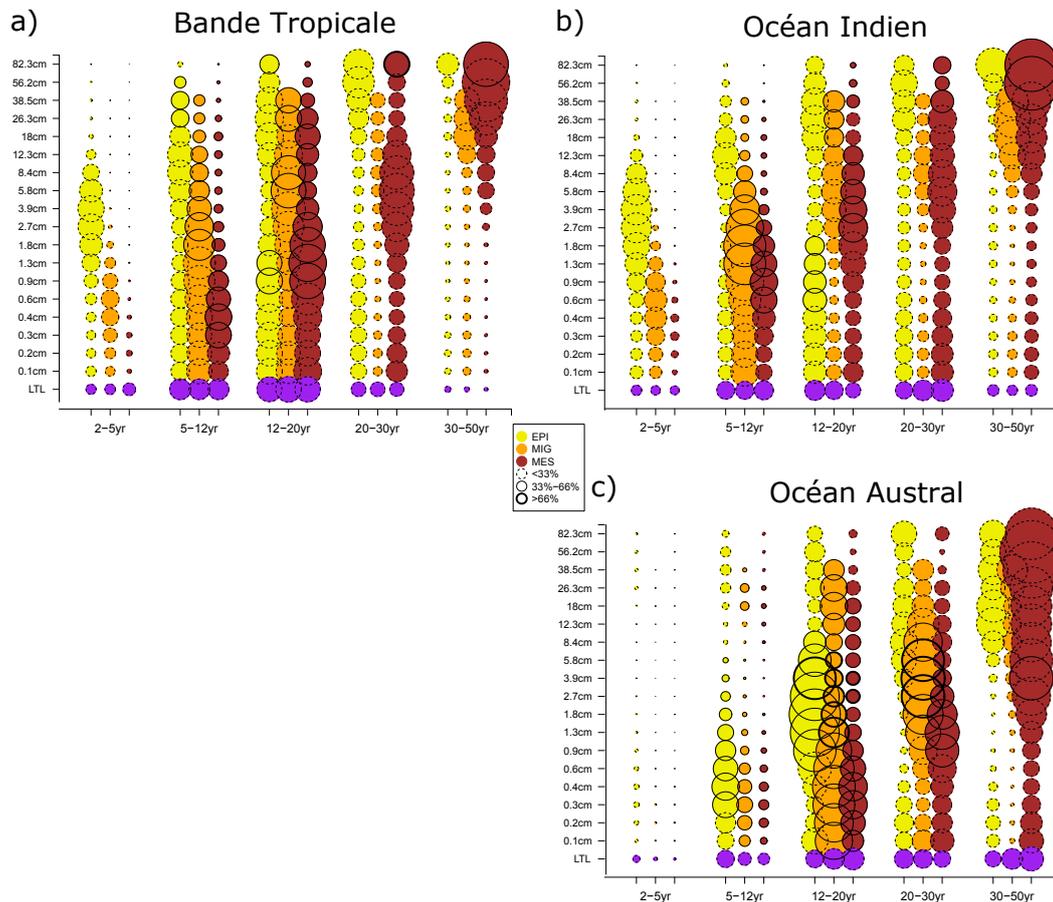


FIGURE 6.6 – Comme la figure 6.5 pour a) la bande tropicale entre 30°S et 30°N, b) l’océan Indien (en orange clair sur la figure 6.4) et c) l’océan Austral (en vert clair sur la figure 6.4

On note qu’il n’y a pas de réponse à de la variabilité haute fréquence (<12 ans) dans les régions arctiques (Fig. 6.5 c,d). Dans ces régions, la fréquence de variation dominante se situe autour de 20-30 ans, ce qui peut être relié à la forte influence de l’Oscillation Arctique (OA) qui varie de façon décennale et à l’effet de l’Oscillation Basse-Fréquence (LBF) de la NAO qui varie avec une période d’environ 60 à 80 ans [POLYAKOV et JOHNSON, 2000]. Les tropiques sont soumis à l’influence d’ENSO mais aussi aux différents modes qui affectent les plus hautes latitudes et dont les influences sur les circulations atmosphériques et océaniques peuvent atteindre les tropiques (e.g. ZHANG et al. [2014]). De plus, le Pacifique et l’Atlantique tropical présentent tous deux de la variabilité inter-annuelle à décen-

nale liée aux variations de la position de la ZCIT [CHIANG et VIMONT, 2004].

Dans l'océan austral, l'Oscillation Antarctique (AAO) ou Mode Annulaire Sud (SAM), mode dominant de la variabilité atmosphérique de l'hémisphère sud, est responsable de variations hautes et basses fréquences de l'environnement [LIM et al., 2016; THOMPSON et WALLACE, 2000]. Ces variations peuvent être à l'origine de la réponse des écosystèmes à ces mêmes fréquences de variabilité (Fig.6.6c).

#### Conclusions

La variabilité naturelle des organismes marins dans différents bassins océaniques peut être reliée aux fluctuations naturelles de l'environnement comme dans le Pacifique Nord et l'Atlantique Nord [LE MÉZO et al., 2016]. De même, on explique la variabilité des petits organismes marins à basse fréquence par leur temps de vie court qui leur permet une réponse rapide aux fluctuations environnementales [LE MÉZO et al., 2016]. La réponse des organismes de taille intermédiaire, plus complexe, résulte des interactions avec le bas et le haut de la chaîne trophique qui ne répondent pas de la même façon à leur environnement. En effet, les petits organismes au bas de la chaîne suivent assez bien les variations de leur environnement tandis que, les grands organismes du haut de la chaîne ont une réponse plus fortement non-linéaire et décalée dans le temps [HARE et MANTUA, 2000; OTTERSEN et al., 2001; OVERLAND et al., 2010].

Dans cette partie de développement nous avons les mêmes limitations que dans l'étude effectuée dans le Pacifique Nord et l'Atlantique Nord.

#### 6.3.2 Version "double-sens" du couplage PISCES-APECOSM

Dans les analyses précédentes, nous avons utilisé une version du modèle PISCES-APECOSM dans laquelle le couplage ne s'effectue seulement que dans un sens. Le modèle PISCES simule la productivité primaire à la base de la chaîne trophique modélisée par APECOSM. En revanche, le modèle APECOSM ne rétro-agit pas sur le modèle PISCES. Ainsi la productivité primaire de PISCES n'est affectée que par les changements environnementaux imposés au modèle et par les interactions biologiques au sein du modèle lui-même.

Une autre version du modèle PISCES-APECOSM dans laquelle le couplage entre les mo-

dèles s'effectue dans les deux sens pourrait être utilisée afin d'analyser les effets du contrôle "top-down" sur la variabilité des écosystèmes, en particulier sur la variabilité de la productivité primaire ce qui serait intéressant pour étudier de potentiels effets sur les enregistrements climatiques.

## 6.4 Conclusions du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons étudié le lien entre la variabilité du climat, à différentes échelles de temps, et les organismes marins de diverses tailles et communautés. Nos résultats montrent que la taille et la communauté des organismes affectent leur réponse à la variabilité climatique, elle-même région-dépendante. Selon leur habitat, déterminé principalement par la profondeur à laquelle les organismes vivent, la réponse des organismes à la variabilité climatique est différente. Ce résultat fait écho à notre analyse du chapitre 5 qui a mis en évidence un impact particulièrement fort de la position dans la colonne d'eau de la productivité sur la température potentiellement enregistrée par les indicateurs biologiques. Les reconstructions climatiques se basent sur l'analyse d'organismes divers et représentatifs de différentes conditions environnementales. Il serait intéressant d'étudier plus précisément la réponse des différents organismes phyto- et zoo-planctoniques aux multiples fréquences de variabilité du climat.

Les effets de la communauté et de la taille sur la réponse de la biomasse aux variations du climat sont d'autant plus important à comprendre que la structure de l'écosystème affecte la quantité de matière exportée [LAUFKÖTTER et al., 2016; TURNER, 2015].

## 6.5 Références

- BREUGEM, W.-P., W. HAZELEGER et R. J. HAARSMA. 2006, «Multimodel study of tropical Atlantic variability and change», *Geophysical Research Letters*, vol. 33, n° 23, doi:10.1029/2006GL027831, p. 1–5. 284
- CAI, W., A. SULLIVAN et T. COWAN. 2011, «Interactions of ENSO, the IOD, and the SAM in CMIP3 models», *Journal of Climate*, vol. 24, n° 6, doi:10.1175/2010JCLI3744.1, p. 1688–1704. 283
- CHIANG, J. C. H. et D. J. VIMONT. 2004, «Analogous Pacific and Atlantic Meridional

- Modes of Tropical Atmosphere–Ocean Variability\*», *Journal of Climate*, vol. 17, n° 21, doi:10.1175/JCLI4953.1, p. 4143–4158. 284, 286
- GIANNINI, A., J. C. H. CHIANG, M. A. CANE, Y. KUSHNIR et R. SEAGER. 2001, «The ENSO teleconnection to the Tropical Atlantic Ocean : Contributions of the remote and local SSTs to rainfall variability in the Tropical Americas», *Journal of Climate*, vol. 14, n° 24, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<4530 :tetttt>2.0.co ;2, p. 4530–4544. 283
- HARE, S. R. et N. J. MANTUA. 2000, «Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989», *Progress in oceanography*, vol. 47, n° 2000, doi:10.1016/S0079-6611(00)00033-1, p. 103–145. 286
- KOOIJMAN, S. A. 2001, «Quantitative aspects of metabolic organization : a discussion of concepts», *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B : Biological Sciences*, vol. 356, n° 1407, doi:10.1098/rstb.2000.0771, p. 331–349. 265
- KRISHNAMURTHY, L. et V. KRISHNAMURTHY. 2016, «Decadal and interannual variability of the Indian Ocean SST», *Climate Dynamics*, vol. 46, n° 1-2, doi:10.1007/s00382-015-2568-3, p. 57–70. 284
- LAUFKÖTTER, C., M. VOGT, N. GRUBER, O. AUMONT, L. BOPP, S. C. DONEY, J. P. DUNNE, J. HAUCK, J. G. JOHN, I. D. LIMA, R. SEFERIAN et C. VÖLKER. 2016, «Projected decreases in future marine export production : the role of the carbon flux through the upper ocean ecosystem», *Biogeosciences*, vol. 13, n° 13, doi:10.5194/bg-13-4023-2016, p. 4023–4047. 287
- LE MÉZO, P., S. LEFORT, R. SÉFÉRIAN, O. AUMONT, O. MAURY, R. MURTUGUDDE et L. BOPP. 2016, «Natural variability of marine ecosystems inferred from a coupled climate to ecosystem simulation», *Journal of Marine Systems*, vol. 153, n° January, doi:10.1016/j.jmarsys.2015.09.004, p. 55–66. 12, 263, 266, 267, 268, 270, 272, 274, 276, 278, 280, 282, 286
- LIM, E.-P., H. H. HENDON, J. M. ARBLASTER, F. DELAGE, H. NGUYEN, S.-K. MIN et M. C. WHEELER. 2016, «The impact of the Southern Annular Mode on future changes in Southern Hemisphere rainfall», *Geophysical Research Letters*, doi:10.1002/2016GL069453, p. 7160–7167. 286

- MAURY, O. et J.-C. POGGIALE. 2013, «From individuals to populations to communities : a dynamic energy budget model of marine ecosystem size-spectrum including life history diversity.», *Journal of theoretical biology*, vol. 324, doi:[10.1016/j.jtbi.2013.01.018](https://doi.org/10.1016/j.jtbi.2013.01.018), p. 52–71. 266
- MAURY, O., Y.-J. SHIN, B. FAUGERAS, T. BEN ARI et F. MARSAC. 2007, «Modeling environmental effects on the size-structured energy flow through marine ecosystems. Part 1 : The model», *Progress in Oceanography*, vol. 74, n° 4, doi:[10.1016/j.pocean.2007.05.001](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.05.001), p. 479–499. 264, 265
- OTTERSEN, G., B. PLANQUE, A. BELGRANO, E. POST, P. C. REID et N. C. STENSETH. 2001, «Ecological effects of the North Atlantic Oscillation», *Oecologia*, vol. 128, n° 1, doi:[10.1007/s004420100655](https://doi.org/10.1007/s004420100655), p. 1–14. 286
- OVERLAND, J. E., J. ALHEIT, A. BAKUN, J. W. HURRELL, D. L. MACKAS et A. J. MILLER. 2010, «Climate controls on marine ecosystems and fish populations», *Journal of Marine Systems*, vol. 79, n° 3-4, doi:[10.1016/j.jmarsys.2008.12.009](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.12.009), p. 305–315. 286
- POLYAKOV, I. V. et A. JOHNSON. 2000, «Arctic decadal and interdecadal variability», *Geophysical Research Letters*, vol. 27, n° 24, doi:[10.1029/2000GL011909](https://doi.org/10.1029/2000GL011909), p. 4097–4100. 285
- TALLEY, L. D., G. L. PICKARD, W. J. EMERY et J. H. SWIFT. 2011, *Descriptive physical oceanography : an introduction*, 6<sup>e</sup> éd., Elsevier. 267
- THOMPSON, D. W. J. et J. M. WALLACE. 2000, «Annular Mode in the Extratropical Circulation. Part I : Month-to-Month Variability», *Journal of Climate*, vol. 13, n° 1999, doi:[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2), p. 1000–1016. URL [papers2://publication/uuid/9A9E1710-F09C-4477-B3E2-BB99F78E6CA4](https://papers2://publication/uuid/9A9E1710-F09C-4477-B3E2-BB99F78E6CA4). 286
- TURNER, J. T. 2015, «Zooplankton fecal pellets, marine snow, phytodetritus and the ocean's biological pump», *Progress in Oceanography*, vol. 130, doi:[10.1016/j.pocean.2014.08.005](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.08.005), p. 205–248. 287
- VENEGAS, S. A., L. A. MYSAK et D. N. STRAUB. 1997, «Atmosphere-ocean coupled variability in the South Atlantic», *Journal of Climate*, vol. 10, n° 11, doi:[10.1175/1520-0442\(1997\)010<2904:AOCVIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<2904:AOCVIT>2.0.CO;2), p. 2904–2920. 285

VON STORCH, H. et F. W. ZWIERS. 2004, *Statistical analysis in climate research*, Cambridge University Press, 484 p.. 267

YEARBOOK, F. A. O. P. 2012, «FAO», *Rome, Italy ISBN*, p. 978–992. 267

ZHANG, H., A. CLEMENT et P. D. NEZIO. 2014, «The south pacific meridional mode : A mechanism for ENSO-like variability», *Journal of Climate*, vol. 27, n° 2, doi:[10.1175/JCLI-D-13-00082.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00082.1), p. 769–783. 285

# Conclusions et perspectives générales de la thèse

## Conclusions générales

La thématique générale de cette thèse était l'exploration des liens entre le climat et les écosystèmes marins à différentes échelles de temps à l'aide d'outils de modélisation. Nous avons en particulier déterminé dans le premier chapitre de ce manuscrit trois questions de recherche auxquelles nous avons tenté de répondre.

### **Les relations observées aujourd'hui entre climat et productivité ont-elles changé à l'échelle des cycles glaciaires-interglaciaires ?**

Des réponses à cette question sont apportées dans les chapitres 3, 4 et 5. Premièrement, nous avons vu que la relation entre l'intensité de la mousson d'été indienne et la quantité de productivité primaire en mer d'Arabie, utilisée pour reconstruire les fluctuations passées du climat, n'est pas forcément valable dans tous les climats étudiés (chapitre 3). Nous avons en effet montré que le paradigme actuel "mousson plus forte, productivité plus forte", vérifié à l'échelle inter-annuelle dans notre simulation pré-industrielle, ne suffit pas pour expliquer les changements passés de productivité. Il est nécessaire de considérer les changements de la structure de la mousson en plus des changements de son intensité. La relation entre le climat, ici la mousson, et la productivité en mer d'Arabie est donc plus complexe que ce qui était attendu. Deuxièmement, lorsque nous nous sommes intéressés à la dynamique de la mousson africaine (chapitre 4), nous avons mis en évidence que le paradigme entre l'intensité des alizés et l'intensité de la mousson pouvait aussi ne pas être vérifié d'un climat à l'autre. Si cette relation change entre les climats cela pose alors des difficultés pour reconstruire les variations passées du climat à partir de la producti-

tivité. Enfin, l'analyse du chapitre 5 a montré que la variabilité inter-annuelle des climats pré-industriel et du DMG peut modifier la réponse de la productivité marine au sein de ces climats mais que la différence de productivité entre ces deux climats est relativement peu impactée par la variabilité inter-annuelle, en particulier hors des tropiques.

Les changements de relations entre le climat et les écosystèmes ont des implications pour la reconstruction des variations climatiques passés. Si les relations actuelles ne sont pas valables dans le passé alors il est difficile de reconstruire simplement les états climatiques. Les résultats de ces travaux ont pointé vers de possibles sources d'erreur dans l'interprétation des paléo-productivités, en particulier associées aux moussons indienne et africaines. Les biais possibles, induits sur la TPP intégrée, associés à la variabilité climatique et biologique inter-annuelle sont quant à eux plus restreints globalement.

### **Quels facteurs sont capables d'influencer la relation entre les écosystèmes marins et leur environnement à différentes échelles de temps ?**

Dans les chapitres 3 et 4, nous avons mis en évidence plusieurs facteurs capables d'influencer la réponse de la productivité à son environnement. Nous avons vu que l'état glaciaire ou interglaciaire de la simulation joue un rôle important sur les liens climat/écosystèmes en modifiant en particulier la structure et l'intensité de la circulation atmosphérique, en lien avec les moussons indienne et africaines. Les modifications de la circulation atmosphérique se répercutent sur la dynamique océanique et donc sur la productivité marine. Dans le chapitre 3, nous avons aussi souligné les effets potentiels des dépôts de poussières sur la productivité. Il apparaît en effet nécessaire d'utiliser des reconstructions réalistes des dépôts de poussières en climats glaciaires afin de mieux contraindre les changements de productivité. Dans le chapitre 6, nous avons étudié la variabilité temporelle de la biomasse des organismes marins dans différentes régions océaniques. Cette étude a révélé que les liens entre la variabilité du climat et celle des organismes sont affectés par la taille des organismes ainsi que la communauté à laquelle ils appartiennent. Les caractéristiques de la structure de l'écosystème sont donc aussi capables d'agir sur la réponse de l'écosystème à son environnement. Pour connaître dans quelle mesure la structure modifie la réponse de la productivité par exemple, il serait intéressant d'utiliser le modèle PISCES-APECOSM avec un couplage effectif dans les deux sens, i.e. une rétroaction des hauts-niveaux trophiques sur la bio-géochimie marine.

### **Quels sont les effets de la variabilité inter-annuelle du climat et de la productivité primaire sur le signal enregistré par les indicateurs climatiques biologiques ?**

Cette thématique est principalement abordée dans le chapitre 5 de la thèse. Nous avons explicitement testé les effets de la variabilité inter-annuelle de la productivité et de sa profondeur sur la température potentiellement enregistrée par des indicateurs climatiques biologiques. Nous avons montré que la variabilité inter-annuelle impacte le signal enregistré principalement dans les hautes latitudes ( $>40^{\circ}\text{N}$ ) des océans Atlantique et Pacifique. Cet impact de la variabilité semble s'opérer à travers les variations inter-annuelles de la position en profondeur du maximum de productivité.

## **Perspectives générales**

Dans chacun des chapitres de ce manuscrit, nous avons évoqué quelques pistes de recherche futures associés à nos analyses. Dans certains cas, nous avons commencé à donner une réponse à ces nouveaux questionnements. Nous ne reprenons pas ici toutes les perspectives évoquées mais nous établissons deux axes de recherche futurs associés aux perspectives précédemment évoquées et associés aux implications de nos résultats.

### **Prospective climatique et variabilité**

Un premier axe de recherche possible concerne les dynamiques atmosphérique et océanique. Nous avons au cours de cette thèse, analysé différentes régions océaniques, des tropiques aux hautes latitudes. Un développement intéressant et utile serait la mise en relation des phénomènes et mécanismes mis en évidence entre les différentes régions. Par exemple, nous avons étudié les mousson indienne et africaines dans différents climats glaciaire et interglaciaires. Nous avons relié les changements régionaux de la dynamique atmosphérique à des changements plus grande échelle allant jusqu'aux forçages par les calottes de glace. Est-il possible de relier ces deux analyses de la dynamique atmosphériques ? Si l'on regarde la circulation grande échelle atmosphérique on s'aperçoit que le jet de Somalie, en mer d'Arabie, constitue la branche basse de la circulation de Hadley de mousson. La branche haute se situe à environ 150 hPa et est caractérisée par le Jet d'Est Tropical (TEJ en anglais pour *Tropical Easterly Jet*) [ABISH et al., 2013]. Ce jet

d'est en altitude est généré par le fort gradient thermique entre l'océan indien équatorial et le plateau Tibétain à partir duquel de la chaleur sensible et latente vient réchauffer la haute troposphère [ABISH et al., 2013]. Le coeur du TEJ est localisé sur l'océan indien (Fig. 6.7a). PATTANAİK et SATYAN [2000] montrent une forte corrélation entre l'intensité du TEJ et la précipitation de la mousson d'été indienne. On remarque sur la figure 6.7 que le TEJ s'étend jusqu'en Afrique du nord et NICHOLSON [2013] a montré que l'intensité du TEJ affecte aussi la mousson africaine. Ainsi, le TEJ pourrait être le lien manquant dans notre étude entre les deux systèmes de moussons. Pour aller plus loin, il serait aussi possible d'affiner l'étude des liens entre les tropiques et les extra-tropiques en particulier d'un point de vue des effets de la variabilité inter-annuelle.

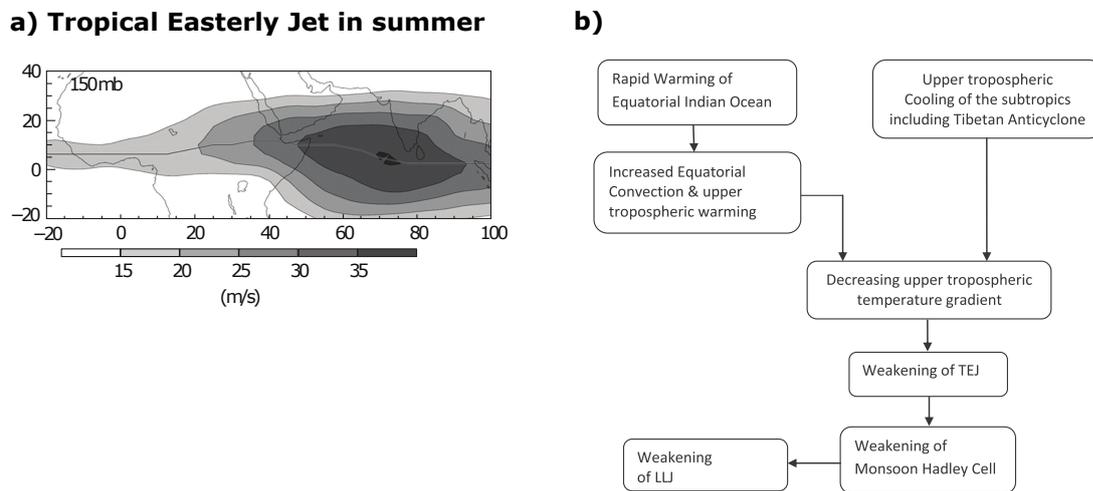


FIGURE 6.7 – a) Vitesse moyenne des vents d'est situé à 150 mbar représentant le Jet d'Est Tropical (TEJ, en anglais pour *Tropical Easterly Jet*). Issu de NICHOLSON [2013]. b) Représentation schématique des changements dans la haute troposphère menant à une diminution de l'intensité du Jet d'Est Tropical (TEJ, pour *Tropical Easterly Jet* en anglais), de la cellule de mousson de Hadley et du jet de surface (LLJ, pour *Low Level Jet* en anglais). Issu de ABISH et al. [2013].

### Prospective sur les reconstructions et la comparaison modèles-données

Le second axe de recherche qui peut ressortir de ce travail est basé sur la modélisation des indicateurs biologiques et sur la compréhension du signal reconstruit. L'objectif de cette perspective peut être séparé en plusieurs points :

- Dans un premier temps, on s'intéresse au type d'organisme à modéliser. Les reconstructions sont basées sur les spécificités des indicateurs biologiques et il convient

de représenter au mieux ces spécificités pour bien comparer modèles et données.

- Dans un second temps, on s'intéresse aux conditions spatio-temporelles d'enregistrement du signal climatique et dans quelle mesure ces conditions perturbent le signal enregistré.
- Dans un dernier temps, on cherche à comprendre comment le transfert de ce signal issu d'organismes vivants est transféré et préservé dans le sédiment.

Dans nos analyses, nous avons considéré la productivité totale uniquement. Or le modèle **PISCES** représente déjà de façon explicite les diatomées, le nano-phytoplancton calcifiant ou encore le micro- et le méso-zooplancton. En première approximation, le nano-phytoplancton calcifiant peut être assimilé aux coccolithophoridés et le micro-zooplancton aux foraminifères, qui sont des organismes utilisés pour les reconstructions climatiques.

Comme nous l'avons souligné, il s'agit d'une approximation puisque dans les faits les reconstructions paléo-climatiques se basent plus précisément sur l'étude de l'abondance d'espèces particulières parmi les coccolithophoridés ou les foraminifères par exemple. Pour palier à cette limitation, il est maintenant possible de modéliser directement certains organismes comme par exemple les foraminifères avec le modèle FORAMCLIM [LOMBARD et al., 2011]. A l'aide de ce modèle notamment, KAGEYAMA et al. [2013] ont déterminé les effets relatifs de la température et de la disponibilité en nutriments sur la différence d'abondance du foraminifère *N. pachyderma* entre le climat du Dernier Maximum Glaciaire et le pré-industriel dans l'Atlantique Nord et le Pacifique Tropical. Ce type de modélisation permet de mieux comparer les modèles aux données et d'intégrer les spécificité de chaque espèce, ce qui est important comme nous avons pu le percevoir dans le chapitre 6. Dans le même ordre d'idée, certains modèles permettent maintenant la représentation d'isotopes utilisés dans les reconstructions paléoclimatiques comme le  $^{13}\text{C}$ . L'utilisation de ces modèles pour nos analyses pourrait être intéressante afin de voir si les relations ou l'absence de relation établie dans les chapitres 3 et 4 concernent tous les indicateurs climatiques modélisés et afin d'étudier plus précisément les effets de la variabilité inter-annuelle sur ces indicateurs biologiques et leur enregistrement climatique.

En effet, les variations spatio-temporelles environnementales et biologiques peuvent influencer le signal climatique enregistré : c'est le second point de cet axe de recherche. Cette problématique constitue la suite de l'étude du chapitre 5. Pour commencer il serait

intéressant de séparer la part due au cycle saisonnier moyen de celle due à la variabilité inter-annuelle seule sur les effets de la variabilité sur le signal climatique enregistré par les indicateurs. A partir de là, nous pourrions nous attarder sur les régions présentant un effet de la variabilité inter-annuelle de la productivité sur le signal de température enregistré et déterminer les mécanismes responsables de cet effet.

Le dernier point de cet axe de recherche est un questionnement ayant déjà fait l'objet de nombreuses études (e.g. LAUFKÖTTER et al. [2015, 2016]) : comment le signal est-il transmis et préservé dans le sédiment. BERGER [1971] analysait déjà cette problématique de transfert du signal via son travail sur les foraminifères en se demandant comment les assemblages sédimentaires étaient reliés aux assemblages vivants les ayant produits (Fig. 6.8).

Nous avons évoqué ce point dans les chapitres 3 et 4 où nous avons montré des diffé-

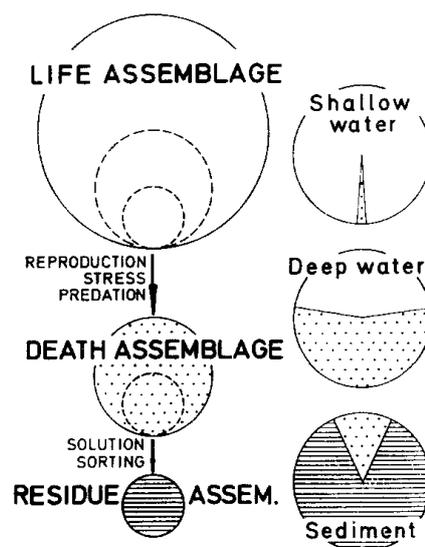


FIGURE 6.8 – Transfert du signal de productivité depuis la surface jusque dans le sédiment. Les plus petits cercles dans "life assemblage" correspondent symboliquement aux portions qui deviendront des assemblages morts et des résidus. Les cercles de droite représentent la composition des assemblages dans la colonne d'eau et le sédiment. Issu de BERGER [1971].

rences entre la productivité primaire et la productivité exportée. Des hypothèses pour expliquer ces différences ont été évoquées comme par exemple des modifications de la structure de l'écosystème. Il serait intéressant de travailler avec le modèle PISCES-APECOSM dans lequel la rétroaction des hauts-niveaux trophiques sur la bio-géochimie marine serait activée. D'une part, les relations trophiques prédateur-proie et l'effet "top-

down" peuvent modifier la biomasse planctonique et donc l'export. D'autre part, étant donné que les organismes marins peuvent se déplacer dans la colonne d'eau, ils sont capables d'altérer sur le signal climatique exporté. Après l'export, le signal est enfoui dans le sédiment où il peut être préservé. Cependant, des processus comme la bioturbation ou la diagénèse vont encore modifier le signal une fois dans le sédiment. Pour parer à certains de ces problèmes et aller plus loin dans la comparaison modèles-données il est possible d'utiliser des modèles capables de représenter la formation des carottes sédimentaires marines [HEINZE, 2001]. L'utilisation de ce types de modèles peut permettre de mieux comprendre les différences observées entre calottes et d'expliquer les mécanismes responsables de ces différences (e.g. RIDGWELL [2007]).

Afin de compléter cette perspective sur la comparaison modèles-données, il convient d'ajouter quelques mots sur l'utilisation de différents modèles physiques et de bio-géochimie marine. Il est en effet difficile d'aborder toutes ces perspectives avec un seul outil. Comme nous l'avons vu, la faible résolution de notre modèle ne nous permet pas d'analyser des processus physiques de fine échelle et biaise donc potentiellement nos résultats. Deux approches complémentaires peuvent être utilisée :

- il est possible d'utiliser des modèles de complexité intermédiaire. Ces modèles, comme par exemple iLOVECLIM [GOOSSE et al., 2010; ROCHE et al., 2006], permettent notamment de réaliser des simulations longues et transitoires. Ce type de simulation est utile pour comprendre la mise en place de certains processus et circulations, en réponse à des variations graduelles de paramètres ou forçages. Cependant, la résolution spatiale de ce type de modèle reste faible et il restera difficile de comparer les sorties des modèles aux données sans développements spécifiques pour les zones influencées par la dynamique à fine échelle comme pour les zones d'upwelling.
- la deuxième approche est celle de l'utilisation de modèles régionaux à fine résolution spatiale. Ces modèles sont capables de représenter des processus de fine-échelle qui nous manquaient dans nos simulations. DARFEUIL et al. [2016] ont par exemple utilisé le modèle ROMS-PISCES pour étudier les effets de la saison et de la profondeur sur le signal de température enregistré par différents bio-marqueurs au

large du Portugal. Cependant, la couverture spatio-temporelle de ces modèles est restreinte à cause du coût de calcul de telles simulations.

Nous l'avons vu dans les chapitres 3 et 4, il est difficile de comparer les sorties de modèles aux données, tant dans le choix des bonnes variables du modèle que dans l'utilisation des forçages des simulations. L'obtention d'une image des climats passés se sert d'informations issues des données et des modèles. De nombreux allers-retours entre ces deux sources d'informations permettent d'affiner le portrait des paléoclimats. Les données sont utiles au forçage et à la validation des modèles ; elles fournissent des ordres de grandeur et des bornes desquelles les modèles tentent de se rapprocher. Les modèles quant à eux, grâce au grand nombre de variables simulées, fournissent des explications physiques aux changements observés dans les données et possèdent une couverture spatiale étendue permettant de comprendre les mécanismes en jeu aux points de collecte des carottes sédimentaires. L'amélioration de la comparaison entre modèles et données est donc primordiale afin d'obtenir une meilleure image des climats passés.

## Références

- ABISH, B., P. V. JOSEPH et O. M. JOHANNESSEN. 2013, «Weakening Trend of the Tropical Easterly Jet Stream of the Boreal Summer Monsoon Season 1950–2009», *Journal of Climate*, vol. 26, n° 23, doi:[10.1175/JCLI-D-13-00440.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00440.1), p. 9408–9414. 293, 294, 345
- BERGER, W. H. 1971, «Sedimentation of planktonic foraminifera», *Marine Geology*, vol. 11, p. 325–358. 296, 345
- DARFEUIL, S., G. M??NOT, X. GIRAUD, F. ROSTEK, K. TACHIKAWA, M. GARCIA et D. BARD. 2016, «Sea surface temperature reconstructions over the last 70 kyr off Portugal : Biomarker data and regional modeling», *Paleoceanography*, vol. 31, n° 1, doi:[10.1002/2015PA002831](https://doi.org/10.1002/2015PA002831), p. 40–65. 297
- GOOSSE, H., V. BROVKIN, T. FICHEFET, R. HAARMSMA, P. HUYBRECHTS, J. JONGMA, A. MOUCHET, F. SELTEN, P. Y. BARRIAT, J. M. CAMPIN, E. DELEERSNIJDER, E. DRIESSCHAERT, H. GOELZER, I. JANSSENS, M. F. LOUTRE, M. A. MORALES MAQUEDA, T. OPSTEEGH, P. P. MATHIEU, G. MUNHOVEN, E. J. PETERSSON, H. RENSSSEN, D. M. ROCHE, M. SCHAEFFER, B. TARTINVILLE, A. TIMMERMANN et S. L. WEBER. 2010, «Description of the Earth

system model of intermediate complexity LOVECLIM version 1.2», *Geoscientific Model Development*, vol. 3, n° 2, doi:[10.5194/gmd-3-603-2010](https://doi.org/10.5194/gmd-3-603-2010), p. 603–633. 297

HEINZE, C. 2001, «Towards the time dependent modeling of sediment core data on a global basis», *Geophysical Research Letters*, vol. 28, n° 22, doi:[10.1029/2001GL013479](https://doi.org/10.1029/2001GL013479), p. 4211–4214. 297

KAGEYAMA, M., P. BRACONNOT, L. BOPP, V. MARIOTTI, T. ROY, M.-N. WOILLEZ, A. CAUBEL, M.-A. FOUJOLS, E. GUILYARDI, M. KHODRI, J. LLOYD, F. LOMBARD et O. MARTI. 2013, «Mid-Holocene and last glacial maximum climate simulations with the IPSL model : part II : model-data comparisons», *Climate Dynamics*, vol. 40, n° 9-10, doi:[10.1007/s00382-012-1499-5](https://doi.org/10.1007/s00382-012-1499-5), p. 2469–2495. 295

LAUFKÖTTER, C., M. VOGT, N. GRUBER, M. AITA-NOGUCHI, O. AUMONT, L. BOPP, E. BUITENHUIS, S. C. DONEY, J. P. DUNNE, T. HASHIOKA, J. HAUCK, T. HIRATA, J. JOHN, C. LE QUÉRE, I. D. LIMA, H. NAKANO, R. SEFERIAN, I. TOTTERDELL, M. VICHI et C. VÖLKER. 2015, «Drivers and uncertainties of future global marine primary production in marine ecosystem models», *Biogeosciences*, vol. 12, n° 23, doi:[10.5194/bg-12-6955-2015](https://doi.org/10.5194/bg-12-6955-2015), p. 6955–6984. 296

LAUFKÖTTER, C., M. VOGT, N. GRUBER, O. AUMONT, L. BOPP, S. C. DONEY, J. P. DUNNE, J. HAUCK, J. G. JOHN, I. D. LIMA, R. SEFERIAN et C. VÖLKER. 2016, «Projected decreases in future marine export production : the role of the carbon flux through the upper ocean ecosystem», *Biogeosciences*, vol. 13, n° 13, doi:[10.5194/bg-13-4023-2016](https://doi.org/10.5194/bg-13-4023-2016), p. 4023–4047. 296

LOMBARD, F., L. LABEYRIE, E. MICHEL, L. BOPP, E. CORTIJO, S. RETAILLEAU, H. HOWA et F. JORISSEN. 2011, «Modelling planktic foraminifer growth and distribution using an ecophysiological multi-species approach», *Biogeosciences*, vol. 8, n° 4, doi:[10.5194/bg-8-853-2011](https://doi.org/10.5194/bg-8-853-2011), p. 853–873. 295

NICHOLSON, S. E. 2013, «The West African Sahel : A Review of Recent Studies on the Rainfall Regime and Its Interannual Variability», *ISRN Meteorology*, vol. 2013, n° 453521, doi:[10.1155/2013/453521](https://doi.org/10.1155/2013/453521), p. 1–32. 294, 345

PATTANAIK, D. R. et V. SATYAN. 2000, «Fluctuations of Tropical Easterly Jet during contras-

ting monsoons over India : A GCM study», *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 75, doi:[10.1007/s007030070015](https://doi.org/10.1007/s007030070015), p. 51–60. 294

RIDGWELL, A. 2007, «Application of sediment core modelling to interpreting the glacial-interglacial record of Southern Ocean silica cycling», *Climate of the Past*, vol. 3, n° 3, doi:[10.5194/cp-3-387-2007](https://doi.org/10.5194/cp-3-387-2007), p. 387–396. 297

ROCHE, D. M., T. M. DOKKEN, H. GOOSSE, H. RENSSSEN et S. L. WEBER. 2006, «Climate of the last glacial maximum : sensitivity studies and model-data comparison with the LO-VECLIM coupled model», *Climate of the Past Discussions*, vol. 2, n° 6, doi:[10.5194/cpd-2-1105-2006](https://doi.org/10.5194/cpd-2-1105-2006), p. 1105–1153. 297

# Annexe A

## Equation PISCES

### A.1 Modèle de Monod

Nous reprenons ici quelques uns des éléments permettant de comprendre la paramétrisation de la croissance du phytoplancton dans **PISCES** à partir d'un modèle de Monod.

On s'inspire de la thèse de [ARINO \[2001\]](#) dans laquelle le modèle est bien décrit.

Un modèle de Monod est un modèle où la fonction de croissance est de la forme :

$$\forall s \in \mathbb{R}^+, \quad \mu(s) = \mu_{max} \cdot \zeta(s) \quad (\text{A.1})$$

où  $s$  est le substrat (quantité de nutriments) et  $\zeta : \mathbb{R}^+ \rightarrow [0, 1]$  est une application localement lipschitzienne, non nécessairement monotone avec  $\zeta(0) = 0$ . Une application lipschitzienne possède une propriété de régularité plus forte que la continuité telle que : soit  $E$  une partie de  $(\mathbb{R})$ ,  $f : E \rightarrow \mathbb{R}$  une application et  $k$  un réel positif. On dit que  $f$  est *k-lipschitzienne* si

$$\forall (x, y) \in E^2, \quad |f(x) - f(y)| \leq k|x - y| \quad (\text{A.2})$$

La valeur absolue de la pente reliant deux points d'une courbe lipschitzienne est inférieure à une constante appelée *constante de Lipschitz*.

La modélisation du phytoplancton dans **PISCES** est basée sur la description de la masse des cellules et sur la consommation en nutriments de ces dernières.

On fait les hypothèses suivantes :

- la croissance des cellules est bornée : une cellule ne peut pas absorber plus d'une certaine quantité de nutriments

- la croissance est monotone et croissante : une cellule ne perd pas de masse si elle est privée de nutriments

Dans le modèle **PISCES**, le modèle de Monod est un modèle de Monod généralisé dans lequel la fonction de croissance est de la forme Michaelis-Menten (Equation A.3).

$$\mu(s) = \mu_{max} \cdot \frac{s}{k_s + s} \quad (\text{A.3})$$

Cette fonction est monotone croissante sur  $\mathbb{R}$ ,  $\mu(0) = 0$ ,  $\lim_{s \rightarrow +\infty} \mu(s) = \mu_{max}$  et  $k_s$  est le taux de demi-saturation du substrat  $s$  défini tel quel  $\mu(k_s) = \frac{\mu_{max}}{2}$ .

## A.2 Approche par quota

Dans l'approche par quota, la croissance répond à la taille du stock de nutriments interne à la cellule (quota de la cellule) plutôt que directement aux concentrations externes en nutriments [DROOP, 1973]. Le quota de la cellule est quand à lui déterminé par les taux d'absorption de nutriments (eux-mêmes calculés à partir de la cinétique de Michaelis-Menten) et par la division cellulaire [HANEY et JACKSON, 1996]. Dans **PISCES**, le quota,  $Q$ , d'un nutriment,  $N$ , est décrit comme le rapport  $Q = N/C$  de la cellule où  $C$  est la quantité de carbone de la cellule.

L'approche par quota est basée sur 3 hypothèses :

- l'absorption dépend de la concentration externe en nutriment
- la croissance dépend de la concentration interne en nutriment
- à l'équilibre, le taux spécifique d'absorption est le produit de la croissance spécifique et de la concentration interne en nutriment

Le modèle quota de Droop exprime la croissance de la façon suivante :

$$\mu = \mu'_{max} \cdot \left(1 - \frac{Q_{min}}{Q}\right) \quad (\text{A.4})$$

où  $\mu'_{max}$  est le taux de croissance théorique pour un quota infini,  $Q_{min}$  est le quota minimum et  $Q$  le quota actuel.

Afin que  $\mu = \mu_{max}$  lorsque  $Q = Q_{max}$ , on normalise l'équation A.4 qui devient :

$$\mu = \mu_{max} \cdot \frac{\left(1 - \frac{Q_{min}}{Q}\right)}{\left(1 - \frac{Q_{min}}{Q_{max}}\right)} \quad (\text{A.5})$$

L'approche par quota permet de prendre en compte le fait que la composition des cellules varie en fonction des conditions environnementales et du taux de croissance. Contrairement au modèle de Monod, dans cette approche on ne suppose pas que la demande des cellules pour un élément limitant est indépendante des paramètres de croissance et de nutrition [DROOP, 1973].

Les modèles de Monod et Quota sont équivalents en état stationnaire.

Dans PISCES les rapports fer sur carbone, Fe/C, silice sur carbone, Si/Chl et chlorophylle sur carbone, Chl/C, sont décrits par une approche en quota tandis que les nutriments, ammonium, nitrate et phosphate sont décrits par un modèle de Monod.

## Références

- ARINO, J. 2001, *Modélisation structurée de la croissance du phytoplancton en chemostat*, thèse de doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble 1. 301
- DROOP, M. R. 1973, «Some thoughts on nutrient limitation in algae», *Journal of Phycology*, vol. 9, n° 3, doi:10.1111/j.1529-8817.1973.tb04092.x, p. 264–272. 302, 303
- HANEY, J. D. et G. A. JACKSON. 1996, «Modeling phytoplankton growth rates», *Plankton Research*, vol. 18, n° 1, doi:10.1093/plankt/18.1.63, p. 63–85. 302



## Annexe B

# Calcul de pression au niveau de la mer et de barycentres

Dans le chapitre 3.2.1, nous avons utilisé le barycentre des anomalies de pression au niveau de la mer inférieures à -5 hPa sur la région (20°W-150°E; 30°S-60°N) comme diagnostique de la structure de la mousson indienne. Cette annexe présente le détail des calculs effectués pour obtenir la position du barycentre.

### B.1 Calcul de la pression au niveau de la mer

La variable de pression au niveau de la mer issue des sorties du modèle LMDZ est erronée dans cette version du modèle. Nous avons donc recalculé la SLP à partir des variables atmosphériques de sortie du modèle. Pour faire ce calcul nous avons besoin de :

- \* la pression inter-couches atmosphériques
- \* la pression au milieu des couches atmosphériques
- \* le géopotential,  $geop$
- \* la température au milieu de chaque couche atmosphérique

On fait l'hypothèse que si le géopotential à la surface est plus petit en valeur absolue que  $0.001 \text{ J.kg}^{-1}$  alors la pression au niveau de la mer moyenne est prise égale à la pression de surface  $P_{b1}$ . Dans les autres cas on réalise une extrapolation verticale selon l'algorithme décrit ci-après [YESSAD, 2016].

On commence par calculer la température atmosphérique de surface,  $T_{sfc}$ , et la tempé-

température atmosphérique moyenne au niveau de la mer,  $T_{std}$  :

$$T_{sfc} = T_{l1} \cdot \left( 1 + \alpha \cdot \frac{P_{b2}}{P_{l1} - 1} \right) \quad (B.1)$$

$$T_{std} = T_{sfc} + (-1) \times \frac{\beta}{rg} \times geop$$

où

$T_{l1}$  est la température dans la couche au-dessus de la surface

$$\alpha = (-1) \times \frac{\beta}{rg} \times rd$$

$rg$  est l'accélération de pesanteur et vaut  $9.80665 m \cdot s^{-2}$

$rd$  est la constante d'air sec et vaut  $0.2870597 \times 10^3 J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$

$\beta$  est le gradient de température en fonction de l'altitude en atmosphère standard et vaut  $6.5^\circ C \cdot km^{-1}$

$P_{b2}$  est la pression entre la couche atmosphérique touchant le sol et celle au-dessus.

On applique ensuite des hypothèses sur le gradient vertical de température :

$$T^* = \begin{cases} 0.5 \times (255 + T_{sfc}) & \text{si } T_{sfc} < 255 \\ T_{sfc} & \text{si } 255 \leq T_{sfc} < 290.5 \\ 0.5 \times (290.5 + T_{sfc}) & \text{sinon} \end{cases} \quad (B.2)$$

Enfin, la SLP est calculée de la façon suivante :

$$T_0 = T^* + (-1) \times \frac{\beta}{rg} \times geop$$

$$T_1 = \begin{cases} 290.5 & \text{si } 290.5 > T^* \text{ et } T_0 > 290.5 \\ 0 & \text{sinon} \end{cases}$$

$$T_2 = \begin{cases} T^* & \text{si } 290.5 < T^* \text{ et } T_0 > T^* \\ 0 & \text{sinon} \end{cases}$$

$$T_{00} = \begin{cases} Ta_{std} & \text{si } T_1 + T_2 = 0 \\ T_1 + T_2 & \text{sinon} \end{cases} \quad (\text{B.3})$$

$$zx = \frac{geop}{rd \times T^*}$$

$$zy = rd \times \frac{(T_{00} - T^*)}{sgn(geop) \times \max(1, abs(geop))} * zx$$

$$SLP = Pa_{b1} \times \exp\left(zx \times \left(1 - \frac{zy}{2} + \frac{zy^2}{3}\right)\right)$$

où  $sgn(X)$  désigne le signe du terme  $X$ ,  $abs(X)$  sa valeur absolue et  $max(X)$  sa valeur maximale.

## B.2 Caclul de la position du barycentre

Dans [LE MÉZO et al. \[2016\]](#), la SLPa-5 et son barycentre sont calculés de la façon suivante :

$$SLP_{ano,JJAS} = SLP_{JJAS} - moy_{globale}(SLP) \quad (\text{B.4a})$$

$$SLPa^{-5} = SLP_{ano,JJAS} \leq -5hPa \text{ over the selected area (30°S-60°N ; 20°W-150°E)} \quad (\text{B.4b})$$

$$Bar y_{longitude} = \frac{\sum_{x,y} SLP a^{-5}(x,y) * lon(x,y) * aire(x,y)}{\sum_{x,y} SLP a^{-5}(x,y) * aire(x,y)} \quad (B.5a)$$

(B.5b)

$$Bar y_{latitude} = \frac{\sum_{x,y} SLP a^{-5}(x,y) * lat(x,y) * aire(x,y)}{\sum_{x,y} SLP a^{-5}(x,y) * aire(x,y)} \quad (B.5c)$$

où  $lon(x,y)$  est la longitude,  $lat(x,y)$  la latitude et  $aire(x,y)$  est l'aire de chaque cellules atmosphérique afin de pondérer le calcul du barycentre.

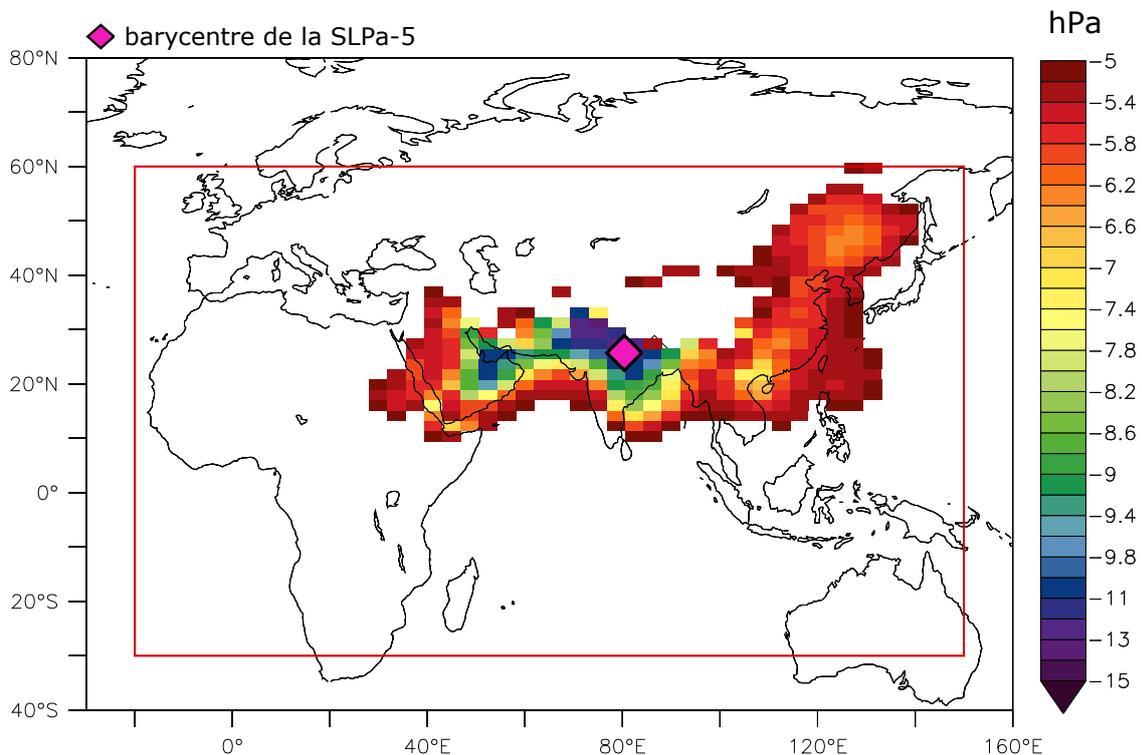


FIGURE B.1 – Anomalies de la pression au niveau de la mer (PSL) inférieure à -5 hPa, SLPa-5 (échelle de couleur) et barycentre de la SLPa-5 (losange rose) dans la simulation pré-industrielle (CTRL). Le barycentre est calculé sur la zone délimitée par le cadre rouge.

## Références

LE MÉZO, P., L. BEAUFORT, L. BOPP, P. BRACONNOT et M. KAGEYAMA. 2016, «From Monsoon to marine productivity in the Arabian Sea : insights from glacial and interglacial climates», *Climate of the Past Discussions*, vol. 2016, n° September, doi:10.5194/cp-2016-88, p. 1–31. 307

YESSAD, K. 2016, «Full-pos in the cycle 43 of APEGE/IFS», cahier de recherche. URL  
<https://www.cnrm-game-meteo.fr/gmapdoc//IMG/pdf/ykfpos43.pdf>. 305



# Annexe C

## Annexe au chapitre 4

### C.1 Évaluation des jets d'est

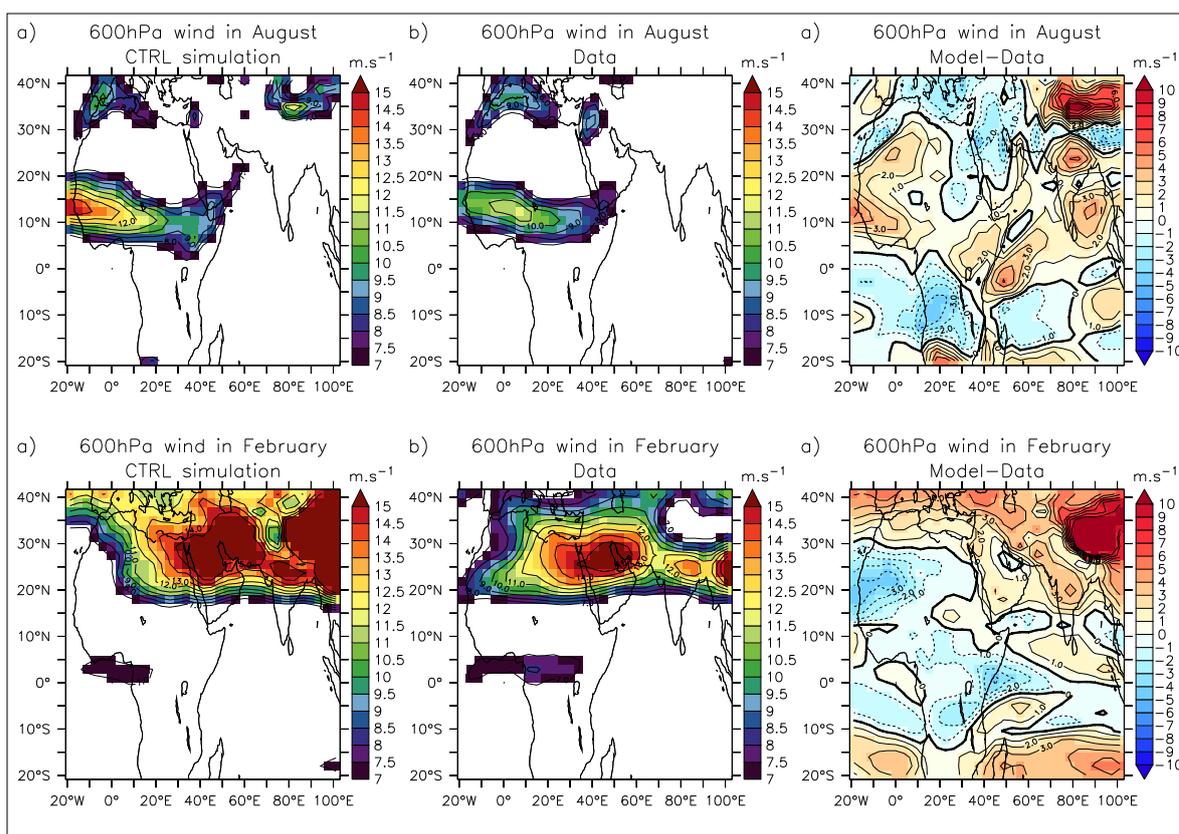


FIGURE C.1 – Intensité du vent moyen à 600 hPa représentant le jet d'est africain dans la simulation CTRL (à gauche), les données (au milieu) et la différence modèle-données (à droite), en été boréal (ligne du haut) et en été austral (ligne du bas).

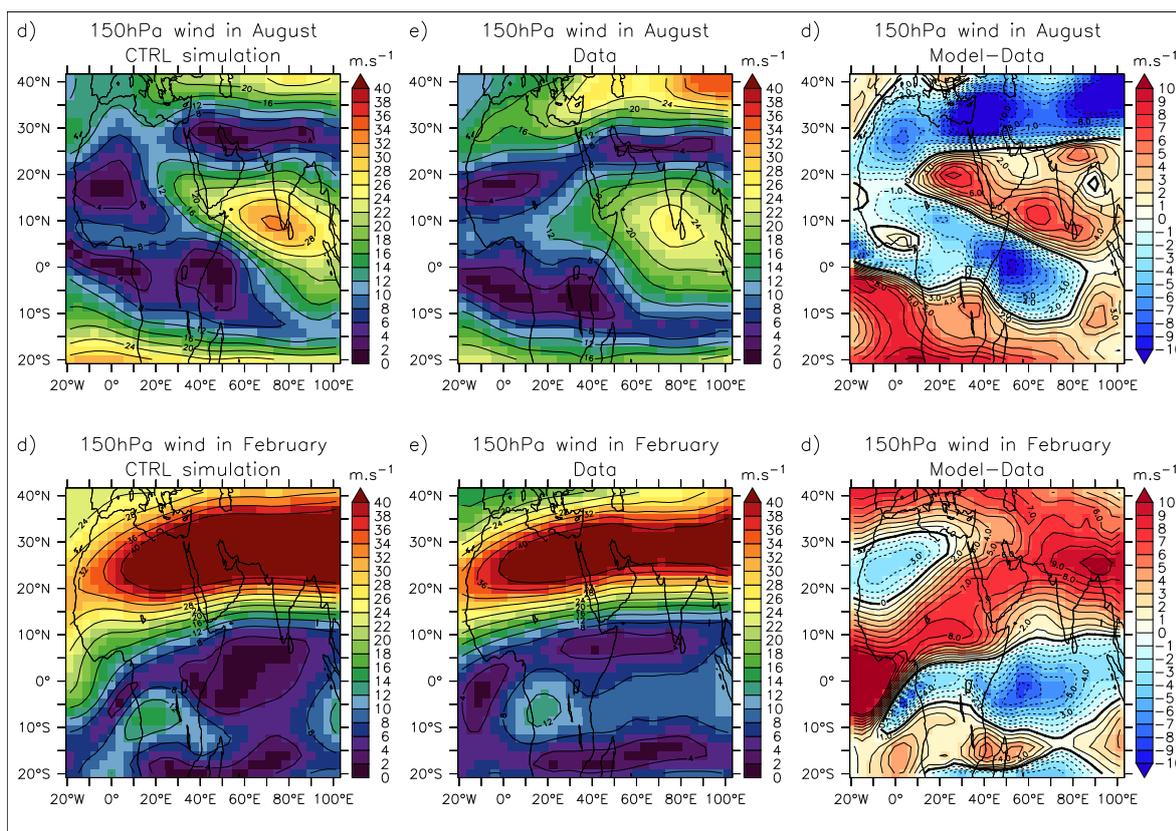


FIGURE C.2 – Intensité du vent moyen à 150 hPa représentant le jet d'est tropical dans la simulation CTRL (à gauche), les données (au milieu) et la différence modèle-données (à droite), en été boréal (ligne du haut) et en été austral (ligne du bas).

## C.2 Dynamique atmosphérique en été boréal

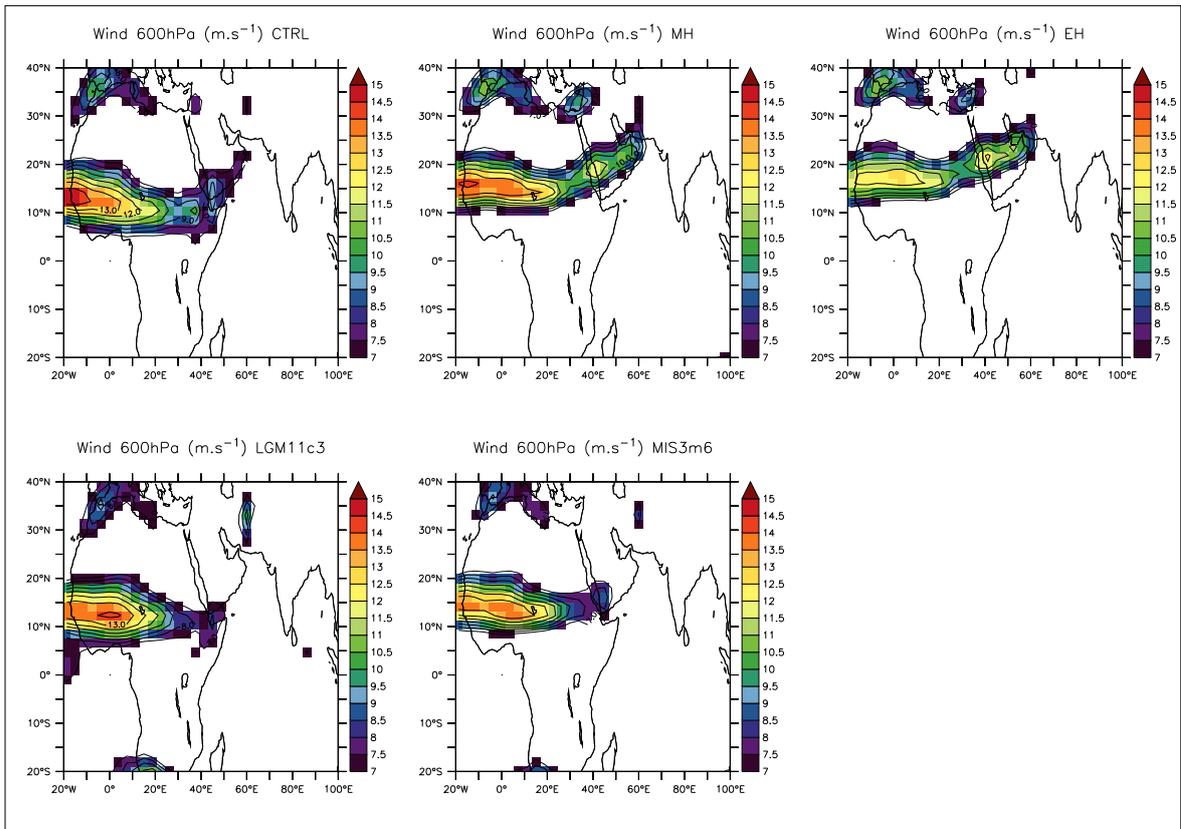


FIGURE C.3 – Intensité du vent moyen à 600 hPa représentant le jet d’est africain dans les simulations CTRL, MH, EH, LGM et MIS3. Les moyennes sont réalisées sur les 100 ans de chaque simulation.

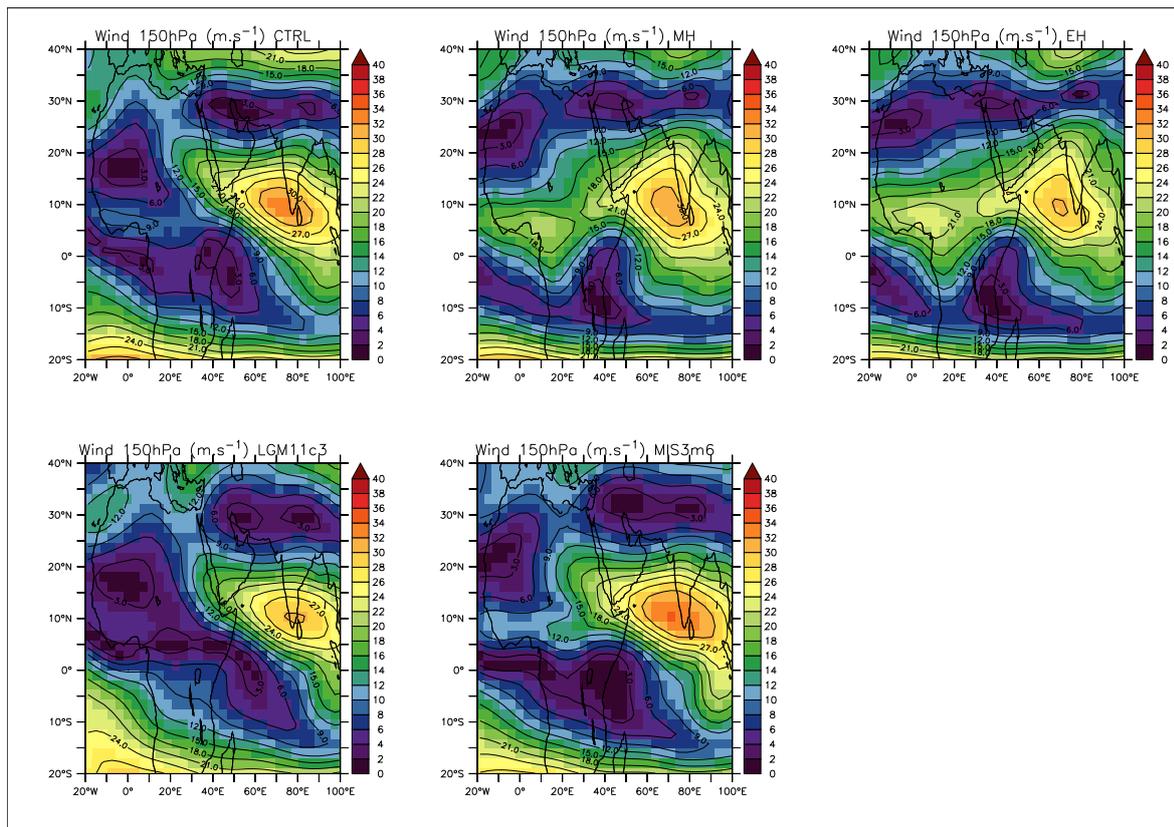


FIGURE C.4 – Intensité du vent moyen à 150 hPa représentant le jet d'est tropical dans les simulations CTRL, MH, EH, LGM et MIS3. Les moyennes sont réalisées sur les 100 ans de chaque simulation.

# Annexe D

## Annexe au chapitre 5

### D.1 Calcul des moyennes saisonnières pour les simulations forcées par le cycle saisonnier

La plupart des variables peuvent être moyennées simplement pour obtenir le cycle saisonnier des 100 ans des simulations CTRL et LGM. Cependant certaines variables comme les coefficients de diffusion verticale doivent être traitées indépendamment pour éviter l'introduction de trop grands biais lors du forçage. En effet, les coefficients de diffusion ont des valeurs très grandes en surface de l'océan et des valeurs très faibles en profondeur, de l'ordre de  $10^{-4} m^2 \cdot s^{-1}$ . Ainsi lorsque l'on calcule la moyenne des valeurs du coefficient de diffusion verticale, on surestime sa valeur en profondeur. En effet, le coefficient de diffusion atteint la valeur de  $5 \times 10^{-4} m^2 \cdot s^{-1}$  au niveau de la couche de mélange, ce qui n'est pas le cas si on prend la moyenne simple de toutes les valeurs du coefficient. Une surestimation du coefficient au niveau de la base de la couche de mélange a des impacts sur la quantité de nutriments remontant à la surface.

Pour résoudre ce problème, on considère tout d'abord le logarithme du coefficient de diffusion que l'on moyenne dans le temps, puis on prend l'exponentielle du logarithme moyen pour obtenir la valeur moyenne du coefficient de diffusion (Eq. D.1, Fig. D.1).

$$mean(k_z) = exp(mean(log(k_z))) \quad (D.1)$$

où  $k_z$  est le coefficient de diffusion verticale.

Si l'on regarde la profondeur à laquelle le coefficient de diffusion verticale atteint la valeur seuil de  $5 \times 10^{-4} m^2 \cdot s^{-1}$ , on remarque qu'avec une moyenne simple cette valeur

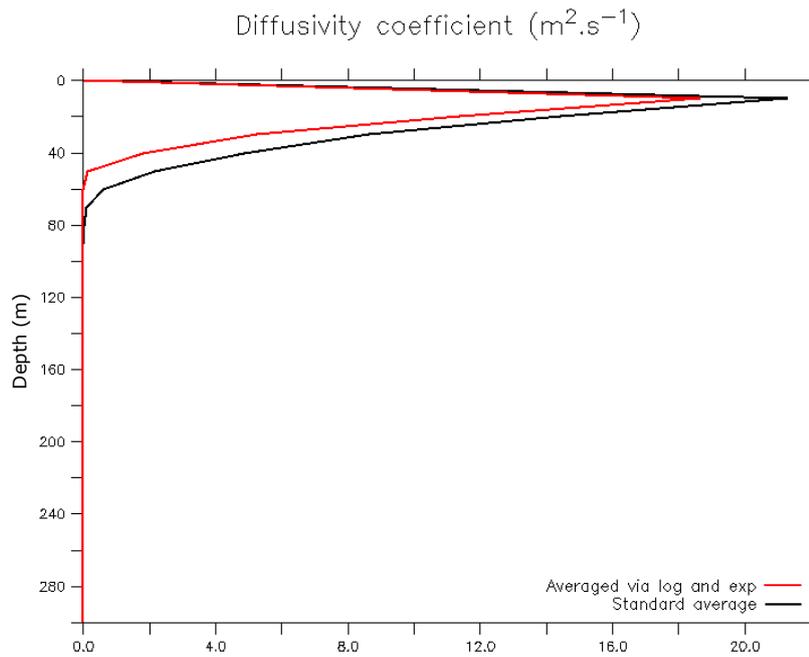


FIGURE D.1 – Profil moyen du coefficient de diffusion verticale sur 10 ans sur une cellule du modèle dans l’Atlantique Nord. Moyenne simple (en noir) et moyenne calculée sur le logarithme du coefficient de diffusion, en prenant l’exponentielle pour obtenir le coefficient de diffusion moyen.

est atteinte bien en deçà de la base de la couche de mélange. Avec le calcul de la valeur moyenne via le logarithme on obtient une valeur seuil atteinte plus proche de la base de la couche de mélange.

# **Annexe E**

## **Article en collaboration**

### **E.1 Bopp et al., en révision**

BOPP, L., RESPLANDY, L., UNTERSEE, A., LE MÉZO, P., KAGEYAMA, M., en révision, "Ocean (de)oxygenation from the Last Glacial Maximum to the 21<sup>st</sup> century : insights from Earth System Models", *Philosophical Transactions of the Royal Society*.



**Subject Areas:**

oceanography

**Keywords:**

ocean deoxygenation, Last Glacial Maximum and future projections, Earth System Modeling

**Author for correspondence:**

Laurent Bopp

e-mail: [Laurent.Bopp@lsce.ipsl.fr](mailto:Laurent.Bopp@lsce.ipsl.fr)

## Ocean (de)oxygenation from the Last Glacial Maximum to the 21<sup>st</sup> century: insights from Earth System Models

L. Bopp<sup>1,3</sup>, L. Resplandy<sup>2</sup>, A. Untersee<sup>3</sup>, P. Le Mezo<sup>1</sup> and M. Kageyama<sup>1</sup>

<sup>1</sup>LSCE / IPSL, CE Saclay, Gif sur Yvette, France

<sup>2</sup>Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, La Jolla, CA, USA

<sup>3</sup>Ecole Normale Supérieure, Département de Géosciences, Paris, France

All Earth System Models project a consistent decrease in the oxygen content of the ocean for the coming decades because of ocean warming, reduced ventilation and increased stratification. But large uncertainties for these future projections of ocean deoxygenation remain for the subsurface tropical oceans where the major Oxygen Minimum Zones are located. Here, we combine global warming projections, model-based estimate of natural short-term variability, as well as data and model estimates of the Last Glacial Maximum ocean oxygenation to gain some insights into the major mechanisms of oxygenation changes across these different time-scales. We show that the primary uncertainty on future ocean deoxygenation in the subsurface tropical oceans is in fact controlled by a robust compensation between decreasing oxygen saturation ( $O_{2sat}$ ) due to warming and decreasing apparent oxygen utilization (AOU) due to increased ventilation of the corresponding water masses. Modeled short-term natural variability in subsurface oxygen levels also reveals a compensation between  $O_{2sat}$  and AOU, controlled by the latter. Finally, using a model simulation of the Last Glacial Maximum, reproducing data-based reconstructions of past ocean (de)oxygenation, we show that the deoxygenation trend of the sub-surface ocean during the deglaciation was controlled by a combination of warming-induced decreasing  $O_{2sat}$  and increasing AOU driven by a reduced ventilation of tropical sub-surface waters.

© The Authors. Published by the Royal Society under the terms of the Creative Commons Attribution License <http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>, which permits unrestricted use, provided the original author and source are credited.

## 1. Introduction

Oxygen is a fundamental resource for aerobic life in the ocean, and as such, any diminution in oxygen levels below some specific thresholds could be disruptive to marine organisms and ocean ecosystems (Vaquer-Sunyer and Duarte, 2008). The last IPCC assessment reports that "oxygen concentrations have decreased in the open ocean thermocline in many ocean regions" since the 1960s and that "tropical oxygen minimum zones (OMZs) have likely expanded in recent decades" (Rhein et al. 2013). The invoked mechanisms at play are a reduction of surface solubility due to sea surface warming and the combination of reduced ventilation / increased stratification that prevents the penetration of oxygen to the interior of the ocean. Both of these mechanisms are very consistent with the global warming trend, suggesting that deoxygenation will continue with future anthropogenic climate change and would pose a risk to marine ecosystems, in addition to threats associated to ocean acidification, sea-water warming and reduction in primary productivity (Gruber, 2011, Bopp et al, 2013, Pörtner et al. 2014).

Global Earth System Models have been instrumental in highlighting ocean deoxygenation as a potential future threat to marine ecosystems. Back in 1998, Sarmiento and co-authors simulated the response of ocean biogeochemistry to global warming using a coupled climate-marine biogeochemistry model and showed that oxygen levels in the 21st century could decrease by  $-8 \text{ mmol m}^{-3}$  globally, by up to  $-50 \text{ mmol m}^{-3}$  locally (Sarmiento et al. 1998). Other modeling studies have followed and confirmed these first simulated trends (Matear 2000, Bopp et al. 2002, Plattner et al. 2002), including the most recent generation of Earth System Models (ESMs) used for the last assessment report of the IPCC (IPCC 2013, Ciais et al. 2013). These recent models suggest that the deoxygenation trend over the 21st century will continue irrespective of the future scenario, with expected decrease in global ocean  $\text{O}_2$  content between  $-1.81\%$  for the "optimistic mitigation" scenario (RCP2.6) and  $-3.45\%$  for the high emission "business as usual" scenario (RCP8.5) (Bopp et al. 2013).

Even if current models agree well on the trend of future global deoxygenation, this is not case at the regional level in the tropical ocean. There is yet no consensus on the evolution of subsurface oxygen levels in the tropics and hence on the evolution of the volume of hypoxic and suboxic waters (Cocco et al. 2013, Ciais et al. 2013, Bopp et al. 2013). Indeed, whereas current observations show that tropical OMZs have likely expanded worldwide over the past 60 years (Stramma et al. 2008, Rhein et al. 2013), ESMs simulate increasing oxygen levels in the subsurface tropical Atlantic and Indian oceans and disparate changes (increase or decrease depending on the model) in the tropical Pacific Ocean (Bopp et al. 2013). Cabré et al. (2015) focused on the inter-model discrepancies in the Equatorial Pacific and showed that they always hide an almost perfect compensation between the warming-induced decrease in  $\text{O}_2$  (i.e. saturation or thermal component) and the increase in  $\text{O}_2$  associated with changes in biological productivity and ocean ventilation (i.e. the apparent oxygen utilization AOU or non-thermal component). Also focusing on the oxygen minimum zone in the Eastern Equatorial Pacific, Ito and Deutsch (2010) pointed out that the natural variability associated with the El Niño-Southern Oscillation also led to a weak response in subsurface  $\text{O}_2$  levels, also resulting from the compensation between changes in  $\text{O}_2$  saturation and AOU.

Another way to gain some insights into future ocean deoxygenation is to turn to past climates. Jaccard and Galbraith (2012) have compiled marine sediment proxy records over the last deglaciation and have shown some remarkably coherent signals, i.e. clear oxygenation of the deep ocean but deoxygenation of the first 1500m of the ocean throughout the deglaciation. As for future projections, these changes illustrate the potential role of ocean ventilation and marine ecosystem changes in driving  $\text{O}_2$  changes. Indeed, a simple solubility control of oxygen levels in the ocean would not explain the contrasted changes between the upper and deeper oceans. Jaccard and Galbraith (2012) hypothesized that the trend in subsurface oxygen levels (i.e. deoxygenation through the deglaciation) may have been caused by an increase in carbon export from the surface layers that would have increased oxygen consumption in the subsurface ocean.

The approach we follow in this study is directly inspired from the proposal of Jaccard et al. (2014), that is to confront future projections of ocean deoxygenation to past geological changes, as a way to get a perspective on how ocean oxygenation respond to large-scale climate change and variability. To do so, we build upon the work of Bopp et al. (2013) and Cabré et al. (2015) and analyze future projections of ocean deoxygenation, but we contrast them against past changes of ocean oxygenation from the Last Glacial Maximum 21,000 years ago. We focus here mostly on ocean oxygenation in the subsurface waters of the tropical ocean, where ESMs do not project consistent future trends, but we compare these trends with trends at the surface and in the deep ocean. We first make use of the ESMs CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) ensemble used by Bopp et al. (2013), and apply a decomposition of the  $O_2$  change signal into its saturation ( $O_{2sat}$ ) and apparent oxygen utilization (AOU) components.

$$\Delta O_2 = \Delta O_{2sat} - \Delta AOU \quad (1.1)$$

We apply this framework to future trends under the high emission representation concentration pathway 8.5 (RCP8.5) and contrast them against changes expected from natural variability exploiting multi-century long pre-industrial climate simulations (Section 3). We then examine oxygen changes and their  $O_{2sat}$  / AOU decomposition during past climates using a Last Glacial Maximum simulation realized with one of the above-mentioned CMIP5 models (IPSL-CM5A-LR) and a data-based reconstructions of past oxygenation (Section 4). Finally, we give some perspectives on how future oxygenation changes can be interpreted in a larger time-scale context, by contrasting future and deglacial (de)oxygenation signals (Section 5).

## 2. Methods

### (a) CMIP5 models and simulations

We use simulations from 9 Earth System Models (ESMs) from the Coupled Model Intercomparison Project 5 (CMIP5). The selection of models is based on the same subset than the one used in Bopp et al. (2013) (see Table 1 from Bopp et al. 2013). We make use of historical simulations for the period 1990-1999 (referred to as the present state) and of Representative Concentration Pathway 8.5 (RCP8.5) simulations for the period 2090-2099 (referred to as the future state). To compute changes in dissolved  $O_2$ , as well as changes in  $O_{2sat}$  and AOU, we use ocean temperature, ocean salinity and ocean dissolved oxygen concentrations as simulated by the CMIP5 models.  $O_{2sat}$  is computed from temperature and salinity and AOU is deduced from  $AOU = O_{2sat} - O_2$ . To gain some insight into potential changes in ventilation, we use ideal ventilation age as simulated by some of the CMIP5 models.

We quantify oxygenation changes due to short-term natural variability using the pre-industrial control experiments called piControl performed with the same 9 CMIP5 ESMs. Pre-industrial experiments diagnose the earth system internal variability at interannual to multi-decadal time scales in the absence of anthropogenic (fossil fuel emissions etc.) or external (volcanoes etc.) forcing. Here, we considered the last 500-years of these pre-industrial experiments except for NorESM1-ME, which only provides 256 years.

All model outputs (RCP8.5 and piControl) have been regridded on a common  $1^\circ \times 1^\circ$  grid and to standard ocean depths using a Gaussian weighted average. A robustness index for oxygen future trends is defined when at least 80% of models agree on the sign of the mean change (robustness index larger than 1), again similar to Bopp et al. (2013).

### (b) Paleoclimate simulations

In addition to the control, historical and future projection simulations, we also use paleoclimate simulations performed with the IPSL-CM5A-LR ESM (Dufresne et al, 2013) with the same model version as the one used for the entire CMIP5 exercise. These simulations for the periods of the Mid-Holocene (ca. 6,000 years ago) and the Last Glacial Maximum (LGM, ca. 21,000

years ago) were performed according to the CMIP5/PMIP3 protocol (Braconnot et al. 2012, <http://pmip3.lscce.ipsl.fr>).

The main forcing for the Mid-Holocene simulation is an insolation change resulting from modifications in astronomical parameters that favor an enhanced seasonal cycle in the northern hemisphere. The Mid-Holocene simulation used here is described in details in Kageyama et al (2013) and we use the last 100 years of this 1000-yr simulation.

The main forcings for the LGM simulation are lowered greenhouse gas concentrations and imposed LGM ice sheets. The LGM ice sheets have an impact on the land-sea distribution, topography and continental surface type. Astronomical parameters are also set to their appropriate values but this is not a very strong change compared to the present-day ones. The resulting simulation (described in Kageyama et al, 2013 and distributed as part of CMIP5/PMIP3), which has been run for 1100 years starting from pre-industrial conditions, simulates a very strong Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC), with North Atlantic Deep Waters reaching the bottom of the North Atlantic ocean. This is not very realistic as compared to the current understanding of the North Atlantic circulation that emerges from a portfolio of paleodata (e.g. Adkins, 2013). We have therefore (1) continued this simulation on the new supercomputer at our disposal, which still displays a very strong AMOC, and (2) perturbed this strong AMOC simulation with a 0.2 Sv fresh water flux imposed in the North Atlantic between 50 and 70° N, which could be seen as an additional forcing mimicking calving fluxes from the large northern hemisphere ice sheets. After 200 years of hosing, the AMOC is less intense (at 6 Sv), with a boundary between the clockwise Glacial North Atlantic circulation and anti-clockwise Antarctic Bottom Waters located at around 1500m depth in the whole Atlantic Ocean. It is this perturbed simulation which is studied here. We use the last 50 years of this 450-yr simulation to depict the LGM state, and we contrast this LGM state to the Mid-Holocene one using the mid-holocene simulation described above. All changes shown here are computed from the Last Glacial Maximum to the Mid-Holocene.

### (c) Paleoclimate data

To gauge our paleoclimate simulations in terms of ocean oxygenation changes, we make use of the recent multi-proxy compilation of Jaccard and Galbraith (2012), reconstructing the past oxygenation state of the ocean over the last deglaciation. Reconstruction of past oxygenation is based on the analysis of sedimentary proxies of benthic oxygen levels. These proxies record modifications of the redox state at the sediment interface and are based on the presence / absence of laminations, on the assemblages of benthic foraminifera species and on redox-sensitive trace metals such as manganese and uranium. Because all these proxies have their shortcomings and are sensitive to different O<sub>2</sub> levels, Jaccard and Galbraith (2012) have included all 3 types to infer a relatively robust but only qualitative estimate of past changes in ocean oxygenation. Overall, the variations in past ocean (de)oxygenation have been analyzed from this multi-proxy compilation for 3 distinct time-intervals, i.e. from the Last Glacial Maximum to Heinrich Stadial 1 (HS1), from HS1 to the Bølling-Allerød/Antarctic Cold Reversal (BA/ACR) and from the BA/ACR to the Mid-Holocene (Jaccard and Galbraith, 2012). Because of the paleoclimate simulations available, we focus here exclusively on the entire deglaciation period, that is to say from the Last Glacial Maximum to the Mid-Holocene. For this time-interval, the multi-proxy compilation includes of the order of 70 proxy records of ocean oxygenation (changes from the LGM to the Mid-Holocene). Note that the compilation is biased towards the Indian and Pacific basins and towards continental margins (Jaccard et al. 2014).

## 3. Future warming-induced (de)oxygenation

In response to the RCP8.5 forcing, the ensemble of 9 Earth System Models analyzed here simulates a robust deoxygenation trend for the surface and deep oceans (Figure S1.a and Figure S1.d). At the surface (0-50m average), the multi model-mean O<sub>2</sub> concentration decreases by 10 mmol m<sup>-3</sup>

globally in the 2090s compared to the 1990s, with the largest changes occurring in the North Pacific and in the Arctic seas (down to  $-25 \text{ mmol m}^{-3}$ ). In the deep ocean (2000-5000m), the multi-model-mean  $\text{O}_2$  concentration decreases by  $5 \text{ mmol m}^{-3}$  globally, with the largest simulated changes in the deep North Atlantic and in the deep Weddell Sea.

A focus on the subsurface ocean (200-600m) however reveals contrasted changes during the 21st century between the mid/high latitudes, where oxygen levels drop by more than  $10 \text{ mmol.m}^{-3}$ , and the tropics where they increase by  $5 \text{ mmol.m}^{-3}$  in the Indian and Atlantic basins and stay more or less constant in the Pacific Basin (Figure 1.a). The trends at high- and mid-latitudes are consistent across the ensemble of CMIP5 models used here, but this is not the case in the tropics, especially in the Equatorial Pacific where  $\text{O}_2$  changes are inconsistent across models (Figure 1.a). In average over the subsurface tropical ocean (here defined as  $20^\circ\text{S}$  to  $20^\circ\text{N}$ , 200-600m), the multi-model mean  $\text{O}_2$  concentration decreases by  $-0.8 \text{ mmol m}^{-3}$  in 2090s (compared to 1990s), with an inter-model standard deviation of  $2.7 \text{ mmol m}^{-3}$  highlighting very large inter-model discrepancies.

### (a) Compensation between thermal and non-thermal subsurface $\text{O}_2$ changes

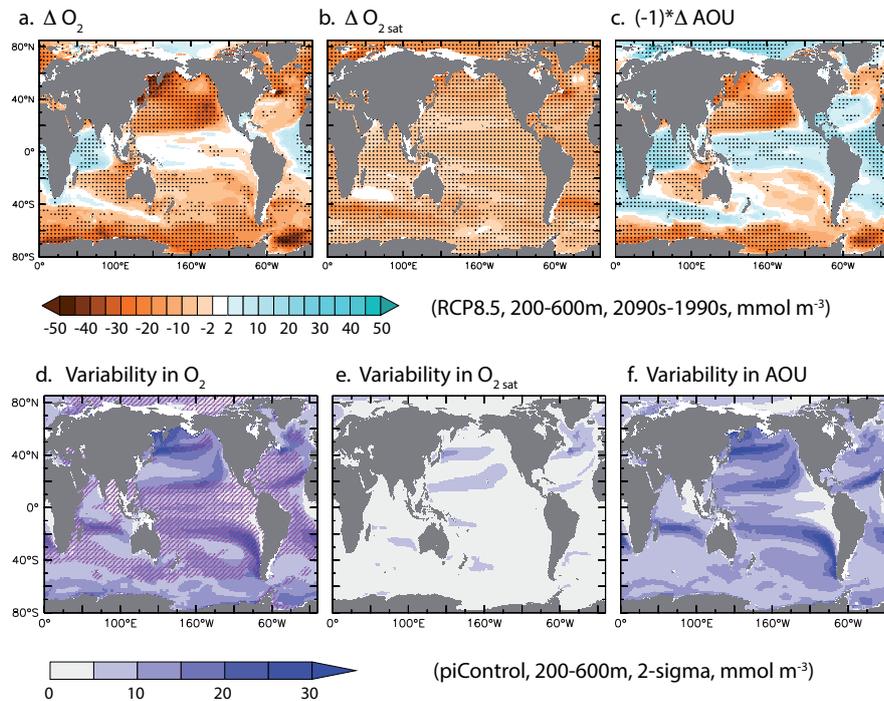
At the surface, simulated  $\text{O}_2$  changes are controlled by changes in  $\text{O}_{2sat}$  (Figure S1.b) associated with changes in sea surface temperature and to a lesser extent by changes in sea surface salinity. At the surface  $\text{O}_2$  concentrations stays within a few percent of their saturation values for most of the ocean. In the deep ocean however, simulated  $\text{O}_2$  changes are controlled by changes in AOU (Figure S1.f), with only a weak contribution from decreasing  $\text{O}_{2sat}$  (Figure S1.e). The increasing AOU trend, which controls the deep deoxygenation signal, is a signature of the reduction in the formation and ventilation of deep and bottom water masses formed in the North Atlantic and the Southern Ocean (Heuzé et al. 2015).

When focusing on the subsurface ocean (200-600m), both changes in  $\text{O}_{2sat}$  (Figure 1.b) and in AOU (Figure 1.c) play a significant role in controlling changes in  $\text{O}_2$ . Reductions in  $\text{O}_{2sat}$  are very robust across the model ensemble and are quite homogeneous across the world ocean with the largest changes occurring where the warming is more prominent, i.e. in the North Atlantic and in the Southern Ocean at mid latitudes. Changes in AOU vary spatially, with increasing AOU trends at mid latitudes (inducing reduced  $\text{O}_2$  concentrations) and decreasing AOU trends at low latitudes and in the Arctic (inducing increased  $\text{O}_2$  concentrations).

At mid- and high-latitudes,  $\text{O}_{2sat}$  and AOU reinforce each other, as expected from increasing sea surface temperature (decreasing solubility) and reduced ventilation / increasing stratification. In the tropics however, the  $\text{O}_{2sat}$  and AOU components compensate each other so that the resulting  $\text{O}_2$  change is relatively small compared to the individual components (Figure 1), as shown by Cabré et al. (2015) for the Eastern Equatorial Pacific. Although both  $\text{O}_{2sat}$  and AOU changes are robust across models (when based on sign agreement between models, Figure 1.b-c), the magnitude of their compensation and the resulting changes in  $\text{O}_2$  in the sub-surface tropical ocean are not robust (Figure 1.a).

### (b) Short-term variability

$\text{O}_2$  variations associated with short term variability (defined as 2 times the standard deviation) varies between  $0 \text{ mmol m}^{-3}$  in the core of oxygen minimum zones and more than  $30 \text{ mmol m}^{-3}$  in mid-latitude hot spots in the North West Pacific (Figure 1.d). As for future trends, we find that AOU variations largely explain the pattern of  $\text{O}_2$  natural variability at the subsurface and that  $\text{O}_{2sat}$  variations partly compensate the AOU signal in the tropics (Ito and Deutsch, 2013, Cabré et al., 2015) but re-inforce it at mid- and high-latitudes (Figure 1.d-f and Figure S2). We find that the warming-induced change expected by the end of the 21st century exceeds the magnitude of natural short-term variability (at the 2-sigma level) in most of the subsurface ocean at mid- and



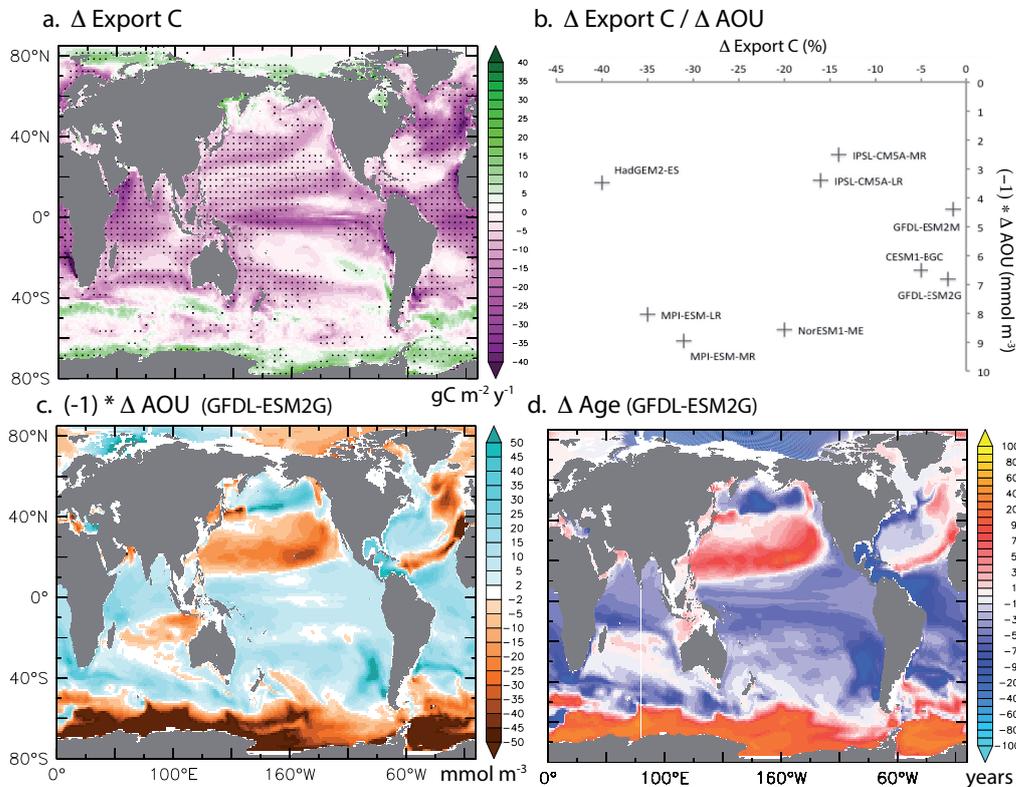
**Figure 1.** (a) Multi-model mean changes in (a) subsurface dissolved O<sub>2</sub> concentrations, (b) subsurface O<sub>2sat</sub> and (c) subsurface apparent oxygen utilization (AOU) in 2090–2099 relative to 1990–1999 under RCP8.5 (all averaged between 200 and 600 m, in mmol m<sup>-3</sup>). Stippling marks high robustness between models and is defined from agreement on sign of changes (i.e., when at least 80% of models agree on the sign of change). Short-term natural variability in (d) subsurface dissolved O<sub>2</sub> concentrations, (e) subsurface O<sub>2sat</sub> and (f) subsurface apparent oxygen utilization (AOU) (defined as 2 times the multi-model mean standard deviation computed from long-preindustrial control simulations, averaged between 200 and 600m, in mmol m<sup>-3</sup>). Hatching (on panel d) marks low detectability of future trends and is defined when the multi-model change is less than 2 standard deviation of internal variability.

high-latitudes (Figure 1.d), in line with the idea that warming-induced deoxygenation will be detectable in most of the mid- and high-latitude subsurface ocean by 2040 (Long et al., 2016). In contrast, we find that O<sub>2</sub> natural variations surpass the projected trends in tropical oxygen minimum zones where warming induced trends are weak due to the AOU/O<sub>2sat</sub> compensation (Figure 1.b-c, d) and in regions of strong O<sub>2</sub> spatial gradients sensitive to AOU changes on shorter time-scales, i.e. at the edge of oxygen minimum zones and along ventilation pathways by mode and intermediate waters at mid-latitudes and by deep waters at high-latitudes (Figure 1.d-f).

### (c) Ventilation controls non-thermal future changes

The spatial distribution of non-thermal or AOU changes explains the spatial distribution of the O<sub>2</sub> response to climate change at the subsurface (Figure 1). Here we examine the biological and physical factors controlling AOU. A reduction in biological export production would drive a

decrease in AOU through reduced biological O<sub>2</sub> consumption (or oxygen utilization rates - OUR) at depth. In parallel, an increase in ventilation or a decrease in ocean stratification would also reduce AOU without invoking any change in biological export.



**Figure 2.** (a) Multi-model mean change in export production of organic particles at 100m in 2090–2099 relative to 1990–1999 under RCP8.5. Stippling marks high robustness between models and is defined from agreement on sign of changes. (b) Relation between changes in export production (from (a)) and changes in subsurface AOU (from Figure 1. c), averaged between 20°S and 20°N and for each of the individual Earth System Models used in this study. Changes as simulated by GFDL-ESM2M in (c) subsurface AOU (mol m<sup>-3</sup>) and (d) ventilation age (years) in 2090–2099 relative to 1990–1999 under RCP8.5.

At first sight, the simulated reduction in export production, which is quite prominent in the tropics for most model projections (Bopp et al. 2013, Laufkötter et al. 2015), could be thought to be responsible for the decrease in apparent oxygen utilization (Figure 2.a, adapted from Figure 3 of Bopp et al. 2013). However, we find no inter-model relationship between export changes and AOU over the tropical subsurface ocean (20°S to 20°N, 200-600m, Figure 2.b). Some models with very little change in export production project large decrease in AOU (e.g. GFDL models), whereas some models with large reduction in export production only produce little change in AOU (e.g. HadGEM2-ES). Changes in AOU are therefore likely to be explained by changes in ventilation, i.e. changes in O<sub>2</sub> transport by the ocean circulation and mixing.

A detailed and quantitative analysis of all O<sub>2</sub> transport terms and their changes is not possible due to the lack of these diagnostics in the CMIP5 model output. However, we can explore the relationship between changes in ventilation and changes in AOU for the models providing ocean ventilation ages. This is the case for the GFDL models. Figure 2 (c and d) shows the changes in AOU and in an ideal age tracer in the subsurface ocean, as simulated with GFDL-ESM2M in 2090s compared to 1990s. These two fields show a very high spatial correlation, with a Pearson-correlation coefficient *R* of 0.89 (*P*<0.0001), indicating a tight control of AOU by ventilation

changes. In the tropics, sub-surface ventilation ages decrease by an average of 34 years (from 382 years in 2090s to 348 years in 2090s), illustrating the substantial increase in subsurface ventilation with anthropogenic climate change. Although we don't have access to ventilation ages for the others CMIP5 models, the absence of a clear relationship between changes in export and changes in AOU (Figure 2.b) suggests that the increase in ventilation controls AOU changes for all or most of the models analyzed here.

Several warming-induced modifications of ocean mixing and circulation could be pointed out to explain these AOU changes. With a previous version of the GFDL ESM (GFDL-ESM2.1), Gnanadesikan et al. (2012) have analyzed the processes behind the drop in ventilation time (and the subsequent increase in oxygen in the subsurface tropical Pacific). They have highlighted the role of an increase in ocean ventilation along Chile and a subsequent increase in oxygen supply due to lateral diffusion at depth. Other mechanisms / processes, which effects on subsurface oxygen is yet not clear, may include a deepening of the equatorial pycnocline, mostly on the Eastern side of the ocean basins (Wang et al. 2015), an acceleration of the Equatorial Under Current (Ruggio et al. 2013), or an acceleration of the subtropical gyres (Cai 2006).

#### 4. (De)oxygenation throughout the last deglaciation

Paleoclimate records of ocean oxygenation have been used to show how oceanic oxygen levels have varied in response to past episodes of climate change. This is the case in particular for the last deglaciation for which Jaccard and Galbraith (2012) have revealed a clear de-oxygenation trend of the upper ocean (and hence an expansion of low-oxygen waters in the Pacific and Indian basins), concomitantly to an overall oxygenation of the deeper ocean. Despite the fact that these past changes were much slower than the current ones, they offer an interesting perspective on future ocean deoxygenation.

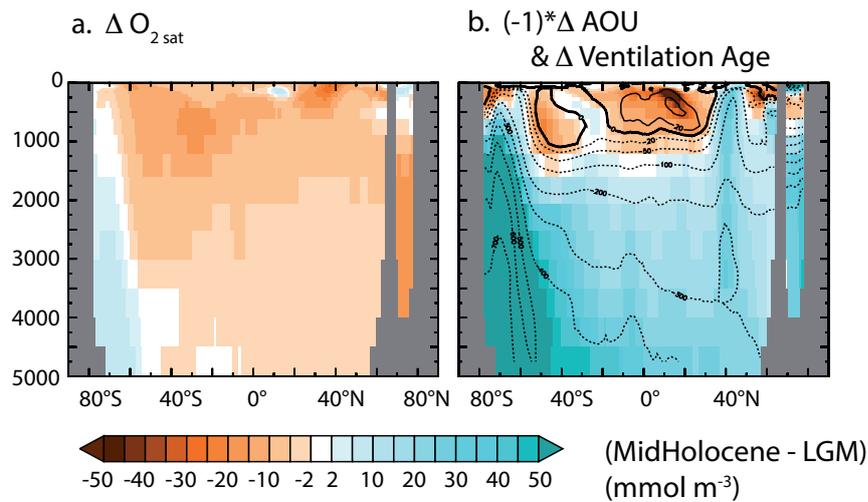
##### (a) Model-data comparison

Due to the limited number of data points in the reconstruction we use here, we have not attempted to perform a point-by-point co-localized model-data comparison. In addition, because the simulated changes in oxygen levels between the Last Glacial Maximum (LGM) and the Mid-Holocene (MH) as simulated by IPSL-CM5A-LR show a certain homogeneity regardless of the longitude, we perform this comparison on a zonal average basis, as shown on Figure 3.

Figure 3 shows the zonal-mean changes in oxygen concentrations in the 3 major ocean basins from the Last Glacial Maximum to the Mid-Holocene, using the 2 snapshot simulations described in the Method Section. All ocean basins show a very striking contrast between the deep and upper oceans. The simulated deep ocean gains oxygen from the LGM to the MH, with a mean increase of  $15.1 \text{ mmol m}^{-3}$  when averaged over 2000m to 5000m. On the contrary, the upper ocean shows a clear deoxygenation signal with a loss of oxygen reaching  $31.9 \text{ mmol m}^{-3}$  when averaged over 200m to 600m and between  $20^\circ\text{S}$  and  $20^\circ\text{N}$ . Overall, the glacial ocean is simulated to be less oxygenated than at Mid-Holocene, with an average oxygen concentration lower by  $5.8 \text{ mmol m}^{-3}$ .

When the multi-proxy data compilation of Jaccard and Galbraith (2012) is plotted on top of the simulated changes (Figure 3), the overall comparison is rather satisfying, with the same contrast between the upper and deep oceans. If we consider the 68 records that display a significant trend (increase or decrease) from the LGM to the MH, the model reproduces the same trend for 48 of them (i.e. for 76% of the core locations). Main mismatches are located in the North Pacific, where the model simulates an oxygenation trend northward of  $40^\circ\text{N}$  opposite to the deoxygenation signal from the proxy records, and in the northern Indian Ocean (in fact in the Arabian Sea), where the model simulates a deoxygenation trend opposite to a clear oxygenation signal from the data.





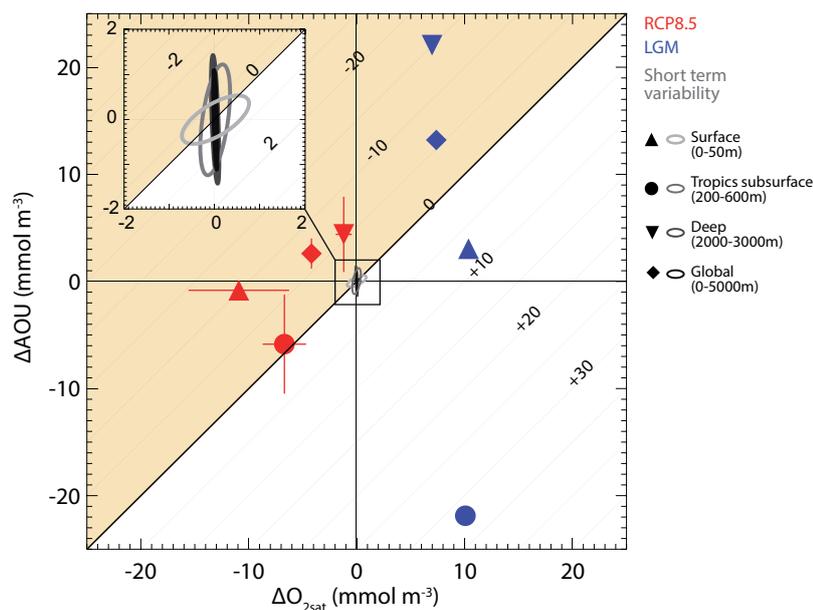
**Figure 4.** Simulated changes in (a)  $O_{2sat}$  and (b) AOU ( $\text{mmol m}^{-3}$ ) from the Last Glacial Maximum to the Mid-Holocene for the Pacific Basin (zonal mean). On top of AOU changes, the contours show changes in ventilation age (years, isolines at 20, 50 and every 100 from 100 to 700 yrs) from the Last Glacial Maximum to the Mid-Holocene.

Ocean for instance, the decrease in AOU by more than  $50 \text{ mmol m}^{-3}$  is parallel to a reduction in the ventilation age by more than 700 yrs. In the subsurface tropical ocean, AOU increases by up to  $50 \text{ mmol m}^{-3}$  from the LGM to the MH (which is the main cause of the deoxygenation signal) whereas the simulated ventilation age increases by more than 50 yrs. We have not analyzed in details the dynamical changes from the LGM to the MH as simulated by IPSL-CM5A-LR, but some of the prominent features, such as (1) a re-invigoration of the AMOC from 6 to 11 Sv at the MH and (2) an increase in Antarctic Bottom Waters (Figure S4), are clearly consistent with the changes in ventilation that we discuss above. The use of proxies of past ocean circulation, such as  $^{14}\text{C}$ ,  $PaTh$  or  $\epsilon_{Nd}$ , and a direct model-data comparison using these simulated proxies, would give a much better estimate of the realism of this specific LGM past ocean circulation.

## 5. Conclusion and Perspectives

Past changes do not represent *a priori* a direct constraint for future ocean (de)oxygenation. It is evident for instance that the last deglaciation has been much slower than the recent century-scale warming and that it started from a very different initial state. That said, the combined analysis of future and deglacial changes, as suggested recently by Jaccard et al. 2014, offer some interesting insights into the use of Earth System Models for projecting ocean deoxygenation. They offer in particular an interesting look at the controls of the changes in dissolved oxygen in response to some climate change episodes. Figure 5 displays a combined view of  $O_2$  changes across the different time periods, as simulated by the ensemble of CMIP5 models (for the projected trends and the short-term natural variability) and by the IPSL-CM5A-LR ESM (for the last deglaciation). The changes of  $O_2$  are broken down into the  $O_{2sat}$  and AOU components.

First, using a similar model than the one used for future projections, we show that it is indeed possible to reproduce the broad changes in oxygen concentrations from the Last Glacial Maximum to the Mid-Holocene, i.e. deoxygenation of the subsurface ocean / oxygenation of the deep ocean along the deglaciation. Second, we show that there is a consistent and major role of AOU and ventilation changes in driving the resulting changes in dissolved  $O_2$ , in the deep and the global ocean, and across the different periods considered here, that is from the LGM to future projections (Figure 5). Third, we show that compensation between AOU and  $O_{2sat}$  may differ between climate periods: whereas they compensate each other for future trends in the sub-surface



**Figure 5.** Summary figure with  $O_{2sat}$  changes (x-axis, mol m<sup>-3</sup>), AOU changes (y-axis, mol m<sup>-3</sup>), and the resulting  $O_2$  changes (with dashed lines representing iso-lines of total  $O_2$  changes). Diamonds are for the global ocean, triangle for the surface ocean (0-50m, 90°S and 90°N), dots for the subsurface tropical ocean (200-600m, 20°S and 20°N) and down triangles for the deep ocean (2000-3000m, 90°S and 90°N). Blue depicts LGM changes relative to mid-holocene, red RCP8.5 projected changes relative to modern conditions. Grey/black ellipses show short natural term variability and are based on 95% of the internal variability of  $O_{2sat}$  and AOU for the 4 depth levels.

tropical oceans, they tend to re-inforce each other at the Last Glacial Maximum. And oppositely, whereas they re-inforce each other for future trends in the deep ocean, they tend to compensate at the Last Glacial Maximum. Fourth, the evolution of the subsurface tropical ocean over the next decades stems out as the only time scales where  $O_{2sat}$  and AOU almost perfectly compensate so that changes in  $O_2$  are relatively modest making these changes harder to detect (AOU and  $O_{2sat}$  reinforce each other during the last deglaciation and only partly compensate on shorter time scales, Figure 5).

Several lines of work following what is presented here can be proposed. They would fill some of the gaps and shortcomings inherent to what is exposed here:

- A more quantitative analysis of  $O_2$  changes in the subsurface tropical ocean would be needed to more precisely attribute oxygen changes to potential modifications in ocean ventilation and biology. To be able to do so properly, we clearly advocate that all simulations for the next phase of CMIP now include an ideal age tracer, as well as diagnostics of all transport terms for oxygen.
- Even if clearly needed, a focus on oxygen minimum zones is still difficult at this stage, because of very large discrepancies for all models when comparing the simulated OMZs to observations (Cabr e et al. 2015). This partly explains our strategy to focus on the large-scale signal of the subsurface tropical ocean. With an increase in spatial resolution in the future generation of Earth System Models, there is some expectations that the realism of the representation of OMZs will largely improve in the coming years (Duteuil et al. 2014), hence offering a better way of investigating the response of OMZs to climate change.
- Measurements of oxygen concentration over the last decades have been used to conduct model-data comparison of the trends in  $O_2$  concentrations (Stramma et al. 2012, Ito et al. 2016, Oschlies et al. this issue). The combined use of  $O_2$  and of other tracers (e.g. temperature) could enable a direct estimate from the data of the contributions from the

different mechanisms driving O<sub>2</sub> changes (solubility, ventilation, biology), as attempted by Helm et al. (2011).

- It would be very interesting to pursue the kind of analysis we propose here with multi-century scale projections (e.g. Hofmann and Shellnhuber, 2009) to see if the compensation between O<sub>2</sub>sat and AOU in the subsurface tropical ocean is only a transient feature.
- Last but not least, the analysis of past climate simulations and a comparison between the last deglaciation and future projections has been possible in this work thanks to one model of the CMIP5 ensemble. The combined use of past climate and future projection simulations for all models could enable to derive some emergent constraint relationships (see Klein and Hall, 2015 for a review of emergent constraint applied to cloud feedbacks) and hence potentially reduce future model uncertainties on ocean deoxygenation.

**Data Accessibility.** All CMIP5 simulations used here can be accessed through the ESGF portal for CMIP5 at <http://pcmdi9.llnl.gov>. Output from the IPSL-CM5A-LR LGM simulation used here, which are not distributed through CMIP5, can be obtained by contacting Masa.Kageyama@lscce.ips.fr.

**Authors' Contributions.** All authors read and approved the manuscript'.

**Competing Interests.** The author(s) declare that they have no competing interests.

**Acknowledgements.** LB thank the organizers of the Royal Society Meeting on Ocean ventilation and deoxygenation in a Warming World. The authors thank the IPSL modeling group for the software infrastructure, which facilitated CMIP5 analysis. They also acknowledge the World Climate Research Programme's Working Group on Coupled Modelling, which is responsible for CMIP. For CMIP the US Department of Energy's Program for Climate Model Diagnosis and intercomparison provided coordinating support and led the development of software infrastructure in partnership with the Global Organization for Earth System Science Portals.

## References

1. Adkins JF. 2013. The role of deep ocean circulation in setting glacial climates. *Paleoceanography*. **28(3)**, 539–61.
2. Bopp L, Resplandy L, Orr JC, Doney SC, Dunne JP, Gehlen M, et al. 2013. Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century: projections with CMIP5 models. *Biogeosciences*. **10(10)**, 6225–45.
3. Bopp L, Le Quéré C, Heimann M, Manning AC, Monfray P. 2002. Climate-induced oceanic oxygen fluxes: Implications for the contemporary carbon budget. *Global Biogeochemical Cycles*. **16(2)**, 1–13.
4. Braconnot P, Harrison SP, Kageyama M, Bartlein PJ, Masson-Delmotte V, Abe-Ouchi A, et al. 2012. Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. *Nature Clim Change*. **2(6)**, 417–24.
5. Cabré A, Marinov I, Bernardello R, Bianchi D. 2015. Oxygen minimum zones in the tropical Pacific across CMIP5 models: mean state differences and climate change trends. *Biogeosciences*. **12(18)**, 5429–54.
6. Cai W. 2006. Antarctic ozone depletion causes an intensification of the Southern Ocean supergyre circulation. *Geophys Res Lett*. **33(3)**, L03712.
7. Ciais P, Sabine C, Bala G, Bopp L, Brovkin V, Canadell J, et al. Carbon and other biogeochemical cycles. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge Univ. Press. Cambridge, UK: TF Stocker, D Qin, G-K Plattner, M Tignor, SK Allen, et al. 465–570.
8. Cocco V, Joos F, Steinacher M, Frâžlicher TL, Bopp L, Dunne J, et al. 2013. Oxygen and indicators of stress for marine life in multi-model global warming projections. *Biogeosciences*. **10(3)**, 1849–68.
9. Dufresne J-L, Foujols M-A, Denvil S, Caubel A, Marti O, Aumont O, et al. 2013. Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: from CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*. **40(9-10)**, 2123–65.
10. Duteil O, Schwarzkopf FU, Böning CW, Oschlies A. 2014. Major role of the equatorial current system in setting oxygen levels in the eastern tropical Atlantic Ocean: A high-resolution model study. *Geophys Res Lett*. **41(6)**, 2013GL058888.

11. Gnanadesikan A, Dunne JP, John J. 2012. Understanding why the volume of suboxic waters does not increase over centuries of global warming in an Earth System Model. *Biogeosciences* **9(3)**, 1159–72.
12. Gruber N. 2011. Warming up, turning sour, losing breath: ocean biogeochemistry under global change. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* **369(1943)**, 1980–96.
13. Helm KP, Bindoff NL, Church JA. 2011. Observed decreases in oxygen content of the global ocean. *Geophysical Research Letters*. **38(23)**.
14. Heuzé C, Heywood KJ, Stevens DP, Ridley JK. Changes in Global Ocean Bottom Properties and Volume Transports in CMIP5 Models under Climate Change Scenarios. *J Climate*. **28(8)**, 2917–44.
15. Hofmann M, Schellnhuber H-J. 2009. Oceanic acidification affects marine carbon pump and triggers extended marine oxygen holes. *PNAS*. **106(9)**, 3017–22.
16. IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ. Press. Cambridge, UK: TF Stocker, D Qin, G-K Plattner, M Tignor, SK Allen, et al. 1535 pp.
17. Ito T, Deutsch C. 2010. Variability of the oxygen minimum zone in the tropical North Pacific during the late twentieth century. *Global Biogeochemical Cycles* **27(4)**, 1119–28.
18. Ito T, Nenes A, Johnson MS, Meskhidze N, Deutsch C. 2016. Acceleration of oxygen decline in the tropical Pacific over the past decades by aerosol pollutants. *Nature Geosci.* **9(6)**, 443–7.
19. Jaccard S, Galbraith E, Frölicher T, Gruber N. 2014. Ocean (De)oxygenation Across the Last Deglaciation: Insights for the Future. *Oceanography* **27(1)**, 2635.
20. Jaccard SL, Galbraith ED. 2012. Large climate-driven changes of oceanic oxygen concentrations during the last deglaciation. *Nature Geoscience* **5**, 1511–16.
21. Kageyama M, Braconnot P, Bopp L, Caubel A, Foujols M-A, Guilyardi E, et al. 2013. Mid-Holocene and Last Glacial Maximum climate simulations with the IPSL model part I: comparing IPSL-CM5A to IPSL-CM4. *Climate Dynamics* **40(9-10)**, 2447–68.
22. Klein SA, Hall A. 2015. Emergent Constraints for Cloud Feedbacks. *Curr Clim Change Rep.* **1(4)**, 276–87.
23. Long MC, Deutsch C, Ito T. 2016. Finding forced trends in oceanic oxygen. *Global Biogeochem Cycles*. **30(2)**, 2015GB005310.
24. Matear RJ, Hirst AC, McNeil BI. 2000. Changes in dissolved oxygen in the Southern Ocean with climate change. *Geochem Geophys Geosyst* **1(11)**, 1050.
25. Plattner G-K, Joos F, Stocker TF. 2002. Revision of the global carbon budget due to changing air-sea oxygen fluxes. *Global Biogeochem Cycles* **16(4)**, 1096.
26. Pörtner H-O, Karl DM, Boyd PW, Cheung WWL, Lluich-Cota SE, Nojiri Y, et al. 2014. Ocean systems. In: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ. Press. Cambridge, UK: CB Field, VR Barros, DJ Dokken, KJ Mach, MD Mastrandrea, et al. 411–484.
27. Rhein M, Rintoul SR, Aoki S, Campos E, Chambers D, et al. 2013. Observations: ocean. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ. Press. Cambridge, UK: TF Stocker, D Qin, G-K Plattner, M Tignor, SK Allen, et al. 255–310.
28. Ruggio R, Vichi M, Paparella F, Masina S. 2012. Climatic trends of the equatorial undercurrent: A backup mechanism for sustaining the equatorial Pacific production. *Journal of Marine Systems* **121**, 11–23.
29. Sarmiento JL, Hughes TMC, Stouffer RJ, Manabe S. 1998. Simulated response of the ocean carbon cycle to anthropogenic climate warming. *Nature*. **393(6682)**, 2459.
30. Schmittner A, Galbraith ED, Hostetler SW, Pedersen TF, Zhang R. 2007. Large fluctuations of dissolved oxygen in the Indian and Pacific oceans during Dansgaard-Oeschger oscillations caused by variations of North Atlantic Deep Water subduction. *Paleoceanography*. **22(3)**, 3207.
31. Skinner LC, Fallon S, Waelbroeck C, Michel E, Barker S. 2010. Ventilation of the Deep Southern Ocean and Deglacial CO<sub>2</sub> Rise. *Science*. **328(5982)**, 1147–51.
32. Stramma L, Johnson GC, Sprintall J, Mohrholz V. 2008. Expanding Oxygen-Minimum Zones in the Tropical Oceans. *Science*. **320(5876)**, 655–8.
33. Stramma L, Oschlies A, Schmidtko S. 2012. Mismatch between observed and modeled trends in dissolved upper-ocean oxygen over the last 50 yr. *Biogeosciences*. **9(10)** 4045–57.

34. Vaquer-Sunyer R, Duarte CM. 2008. Thresholds of hypoxia for marine biodiversity. *PNAS*. **105(40)**,154527.
35. Wang G, Xie S-P, Huang RX, Chen C. 2015. Robust Warming Pattern of Global Subtropical Oceans and Its Mechanism. *J Climate*. **28(21)**,857484.

14

.....  
rsta.royalsocietypublishing.org Phil. Trans. R. Soc. A 0000000  
.....



# Glossaire

- AAO** Oscillation Antarctique. 258
- AMM** Mode Méridien Atlantique. 255
- AMO** Oscillation Multi-décennale Atlantique. 40
- APECOSM** Apex Predators ECOSystem Model. 53, 69, 74, 235–238, 253
- DMG** Dernier Maximum Glaciaire. 44, 48, 51, 69, 71–74, 76, 80, 129, 130, 143, 148, 149, 170, 171, 175, 178, 179, 181, 188, 190, 200, 208–210, 212, 215, 216, 218, 221, 224, 226, 227, 232, 234, 262
- DOC** Carbone organique Dissout. 34
- ENSO** El Niño Southern Oscillation. 14, 38, 39, 215, 221, 233, 255, 258
- ESM** Earth System Model. 54
- GEM** Global Erosion Model. 67
- INCA** INteraction with Chemistry and Aerosols. 56, 67
- IOD** Dipôle Océanique Indien. 255, 256
- IPSL** Institut Pierre Simon Laplace. 53–56, 66, 70, 71, 73, 80, 211, 238
- LBF** Oscillation Basse-Fréquence. 258
- LIM** Louvain-la-neuve Ice Model. 55
- LMDZ** Laboratoire de Météorologie Dynamique - Zoom. 55–57, 129, 130, 273
- NAO** North Atlantic Oscillation. 40, 41, 221
- NEMO** Nucleus for European Modelling of the Ocean. 56
- OA** Oscillation Arctique. 258

**OPA** Océan PARallélisé. 55, 60

**ORCHIDEE** ORganizing Carbon and Hydrology in Dynamic EcosystEms. 56–59, 61, 160, 176, 180

**PDO** Oscillation Pacifique Décennale. 40, 255, 256

**PISCES** Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies. 53, 54, 56, 62–69, 74, 77, 80, 123, 137, 138, 143, 210, 211, 236, 238, 265, 269–271

**POC** Carbone Organique Particulaire. 34

**REPROBUS** REactive Processes Ruling the Ozone BUdget in the Stratosphere. 56

**SAM** Mode Annulaire Sud. 258

**SECHIBA** Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface Biosphère-Atmosphère. 58, 61

**ZCIT** Zone de Convergence Inter-Tropicale. 255

**ZCIT** Zone de Convergence Inter-Tropicale. 16, 19, 150, 151, 153, 157, 159, 164, 169–172, 174, 175, 178, 179, 258

# Liste des figures

1.1	Bilan radiatif de la Terre et transport de chaleur . . . . .	17
1.2	Circulation atmosphérique générale . . . . .	19
1.3	Schéma de la circulation de Walker globale. Issu de <a href="#">NOAA/PMEL</a> . . . . .	20
1.4	Moyenne zonale de la fonction de courant atmosphérique représentant les cellules de Hadley tropicales et leur déplacement et changement d'intensité saisonniers. Issu de <a href="#">JOLY [2010]</a> . . . . .	20
1.5	Circulations de mousson . . . . .	22
1.6	Cellules de Hadley tropicale en été et en hiver . . . . .	23
1.7	Échanges océan-atmosphère . . . . .	24
1.8	Dynamique d'Ekman . . . . .	26
1.9	Circulation thermohaline . . . . .	27
1.10	Profondeur de la couche de mélange en hiver boréal (janvier et février) et en été boréal (juillet et août). Adapté de <a href="#">DE BOYER MONTÉGUT et al. [2004]</a> . . .	28
1.11	Chaine trophique marine . . . . .	30
1.12	Photos et représentations de différents organismes planctoniques . . . . .	31
1.13	Cartes de limitation de la productivité par les nutriments issues d'expérimentations . . . . .	32
1.14	Distribution globale de la chlorophylle moyenne annuelle issue de données satellites de la couleur de l'eau [ <a href="#">NASA</a> ]. . . . .	33
1.15	La pompe biologique océanique. . . . .	35
1.16	a) Comparaison de la sensibilité de 26 espèces de foraminifères planctoniques à la température et à la dissolution. Issu de <a href="#">KUCERA [2007]</a> . b) Carte de la moyenne globale annuelle de la production exportée calculée à partir de données satellites de concentration en chlorophylle. Issu de <a href="#">FALKOWSKI et al. [1998]</a> . . . . .	38

1.17 Mode climatique ENSO . . . . .	40
1.18 Mode climatique NAO . . . . .	43
1.19 Représentation des différents paramètres astronomiques et leur interaction avec le système climatique pour générer les cycles glaciaires-interglaciaires. Issu de <a href="#">HODELL [2016]</a> . . . . .	44
1.20 Variabilité temporelle de l'excentricité de l'orbite terrestre, de l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre et de la précession climatique des équinoxes [ <a href="#">BERGER et LOUTRE, 1991</a> ] . . . . .	45
1.21 Position des enregistrements de la température de surface de l'océan au DMG dans les reconstructions MARGO (Multiproxy approach for the reconstruction of glacial ocean surface). Issu de <a href="#">KUCERA et al. [2005]</a> . . . . .	51
1.22 Reconstructions des changements de moussons indienne et africaines . . . . .	51
1.23 Tableau récapitulatif des points abordés dans les différents chapitres de la thèse . . . . .	53
2.1 Représentation schématique simplifiée du modèle de l'IPSL . . . . .	64
2.2 Intensité (échelle de couleur) et direction (flèches) du vent moyen de la mousson d'été indienne (JJAS) dans a) une simulation pré-industrielle du modèle couplé IPSL-CM5A-LR et b) les données satellites NOAA sur la période 1995-2005 [ <a href="#">ZHANG, 2006</a> ] . . . . .	65
2.3 Processus représentés dans ORCHIDEE [ <a href="#">POITOU et al., 2015</a> ] . . . . .	67
2.4 Schéma de sol-végétation, de routage de l'eau et d'irrigation dans ORCHIDEE. Issu de [ <a href="#">GUIMBERTEAU, 2010</a> ]. . . . .	67
2.5 Représentation de la grille océanique ORCA2 . . . . .	68
2.6 Moyenne annuelle de a) la température de surface de l'océan (°C) et b) la circulation méridienne (Sv) dans l'océan Atlantique, simulées avec le modèle IPSL-CM5A-LR dans des conditions pré-industrielles. . . . .	69
2.7 Représentation schématique du modèle PISCES . . . . .	71
2.8 Cartes de limitation de la productivité par les nutriments issues du modèle de l'IPSL . . . . .	74
2.9 Distribution spatiale des champs de forçage de nutriments . . . . .	76
2.10 Représentation du processus permettant la simulation d'un climat passé et l'utilisation de données pour forcer et évaluer un modèle couplé. . . . .	79

2.11 Représentation de a) l'étendue des calottes de glace utilisée comme condition aux limites dans le modèle de l'IPSL et b) le changement de masque terre-océan entre le DMG et le pré-industriel. Les terres qui sont immergées au pré-industriel et émergées au DMG sont en orange clair. La calotte du DMG, pmip3, est établie à partir de la reconstruction de ABE-OUCHI et al. [2015]. . . . .	80
2.12 Productivité exportée à 100 m ( $gC.m^{-2}.yr^{-1}$ ) pour a) la simulation pré-industrielle (PI), b) LGM-PI (où LGM = simulation du climat du DMG) avec des indicateurs de la production exportée issus de KOHFELD et CHASE [2011]; KOHFELD et al. [2005]. La couleur des cercles de données représente l'intensité du changement : <i>bleu clair = moins, bleu foncé = légèrement moins, blanc = pas de changement, rouge clair = légèrement plus, rouge foncé = plus.</i> . . . .	81
2.13 Dépôts de poussières atmosphériques dans a) la simulation LGM avec un dépôt correct, b) la simulation LGM <sub>no.input</sub> avec un apport erroné et c) la différence LGM-LGM <sub>no.input</sub> . La description des simulations se trouve dans les tableaux 2.1 et 2.2. . . . .	82
3.1 Concentration cumulée de la chlorophylle ( $mgChl.m^{-2}.d^{-1}$ ) pendant les périodes de bloom en été et en hiver boréal dans la mer d'Arabie issu des données satellites SeaWIFs. Issu de KONÉ et al. [2009]. . . . .	93
3.2 Position moyenne du jet de Findlater au-dessus de la mer d'Arabie et position des zones de rotationnel ("curl" en anglais) positif et négatif. Issu de BARBER et al. [2001]. . . . .	94
3.3 Changements (%) par rapport à la simulation CTRL de a,d) la productivité primaire totale intégrée sur 0-100 m (TPP), b,e) la productivité exportée à 100 m (EXP) et c,f) du e-ratio, en été boréal (JJAS) dans les simulations EH et LGM, respectivement. . . . .	131
3.4 a) Moyenne saisonnière du d-ratio dans la simulation CTRL et changement moyen du d-ratio entre les simulations b) EH et CTRL et c) LGM et CTRL en été boréal (JJAS) dans l'océan indien. . . . .	133

3.5	Valeur des changements des termes de limitation par la température (rouge), la lumière (cyan), les nutriments (orange), des changements du taux de croissance (violet) de la biomasse phytoplanctonique (vert) et de la productivité du phytoplancton (rose), pour le nano-phytoplancton (couleur pleine) et les diatomées (hachures) dans la zone COAST entre 0-100 m dans l'ouest de la mer d'Arabie, en été boréal (JJAS) dans les simulations EH et LGM par rapport à la simulation CTRL . . . . .	134
3.6	a) Moyenne saisonnière de l'export de calcite à 100 m (EPCAL) dans la simulation CTRL et différence relative d'EPCAL entre les simulations b) EH et CTRL et c) LGM et CTRL. . . . .	135
3.7	a) Localisation des points d'échantillonnage ayant servis à la calibration de la relation entre le pourcentage de <i>F. profunda</i> , Fp, et la productivité primaire, PP dans BEAUFORT et al. [1997] et position de la carotte étudiée dans cette même étude, b) relation de calibration obtenue dans BEAUFORT et al. [1997] et c) région utilisée pour analyser la relation de calibration dans nos différentes simulations. . . . .	137
3.8	Relation entre la moyenne annuelle de la production primaire totale intégrée sur toute la colonne d'eau ( $molC.m^{-2}.yr^{-1}$ ) et la valeur de Fp (%) dans l'océan indien (zone en orange sur la figure 3.7c, 774 points) dans les 8 simulations analysées. La courbe noire représente la relation de calibration obtenue dans [BEAUFORT et al., 1997]. Les différentes couleurs indiquent la zone géographique d'origine des points : l'océan indien à été découpé en 5 bandes horizontales de 10° d'épaisseur dont la représentation est donnée sur la dernière figure en bas à droite. . . . .	138
3.9	Relation entre PP ( $molC.m^{-2}.yr^{-1}$ ) et Fp (%) pour tous les points de la région (en orange sur la figure 3.7c) et pour tous les mois de l'année (un cycle saisonnier par point géographique). . . . .	140
3.10	Altitude et position des calottes de glace utilisées pour forcer les simulations atmosphériques a) Algm avec les calottes nord-américaine et eurasienne et leur albédo, b) AnoEU avec la calotte nord-américaine seule et son albédo, c) Aalb avec seulement l'albédo de la calotte nord-américaine et d) Actrl sans calottes ni albédo. . . . .	143

3.11	Cartes de la SLPa-5 et position de son barycentre en été boréal dans les différentes simulations forcées a) Algm, b)AnoEU, c) Aalb, d) Actrl ainsi que les différences entre ces simulations et la position des deux barycentres e) Algm-AnoEU, f) Algm-Aalb, g) Algm-Actrl, h) AnoEU-Actrl, i) AnoEU-Actrl et j) Aalb-Actrl. . . . .	144
3.12	Cartes de l'intensité (échelles de couleur) et de la directions (vecteurs) des vents en été boréal dans les différentes simulations forcées a) Algm, b)AnoEU, c) Aalb, d) Actrl ainsi que les différences entre ces simulations e) Algm-AnoEU, f) Algm-Aalb, g) Algm-Actrl, h) AnoEU-Actrl, i) AnoEU-Actrl et j) Aalb-Actrl. La valeur du gradient de température troposphérique est donnée pour chaque simulation sur les cartes a-d : plus sa valeur est élevée plus la mousson d'été indienne est intense. En bas à gauche de chaque échelle de couleur sont indiquées les cartes auxquelles elles sont associées. . . . .	146
3.13	Position des barycentres de la SLPa-5 dans les 8 simulations couplées (section 3.2.1) et les 4 simulations d'atmosphère seule de cette section. . . . .	147
3.14	Différences de productivité primaire intégrée sur toute la colonne d'eau en été boréal (JJAS) entre la simulation MIS3 avec les sources de nutriments actives et la simulation MIS3 <sub>no.input</sub> avec les sources inactives et un champ de poussière erroné. . . . .	150
3.15	Différences de concentration en a) Fer, b) Nitrate, c) Silice et d) Phosphate entre la simulation MIS3 avec les sources de nutriments actives ("input") et la simulation MIS3 avec les sources inactives ("NOinput") . . . . .	151
3.16	Contrôle de l'Océan Austral sur la concentration en nutriments sous la thermocline . . . . .	152
3.17	Dépôts de poussière au DMG a) simulés dans MAHOWALD et al. [1999] et b) reconstruits dans LAMBERT et al. [2015]. . . . .	154
4.1	Reconstructions obtenues à partir de la carotte KZAI-01 au large de l'embouchure du fleuve Congo. Issu de HARDY et al. [2016]. . . . .	166
4.2	Description des différents éléments constituant la mousson africaine (été boréal). L'ITCZ est le nom anglais de la ZCIT et "rainbelt" signifie "bande de pluie". Les cadres colorés mettent en évidence les deux cellules méridiennes C1 et C2. Modifié d'après NICHOLSON [2009]. . . . .	168

4.3	a) Structure verticale du vent zonal ( $u$ , $m.s^{-1}$ , positif vers l'est) moyenné sur $10^{\circ}W-10^{\circ}E$ en été (AUG, figure du haut) boréal et en hiver (JAN, figure du bas) boréal, b) vitesse moyenne des vents d'est situés à 650 mbar représentant le Jet d'Est Africain (AEJ, en anglais pour <i>African Easterly Jet</i> ) et d) vitesse moyenne des vents d'est situés à 150 mbar représentant le Jet d'Est Tropical (TEJ, en anglais pour <i>Tropical Easterly Jet</i> ). Issu de NICHOLSON [2013]. . . . .	170
4.4	Structure verticale du vent zonal caractéristique des années humides. On observe le développement du jet d'ouest africain qui force l'AEJ plus au nord. Issu de NICHOLSON [2013]. . . . .	171
4.5	Courants océaniques principaux et délimitation des zones de hautes productivité associées à différents mécanismes dans l'est du bassin de l'Angola. Adapté de SCHNEIDER et al. [1997] . . . . .	174
4.6	Évaluation de la dynamique physique du modèle en Afrique . . . . .	177
4.7	Structure verticale du vent zonal moyen en été boréal (Août) entre $10^{\circ}W$ et $10^{\circ}E$ dans a) la simulation CTRL, b) les données et c) la différence modèle-données. Les données de vent proviennent du jeu de données NCEP-Reanalysis 2 (1979-2014) [KANAMITSU et al., 2002]. . . . .	178
4.8	a) Étendue du bassin versant du Congo et pourcentage des cellules recouvert par des arbres et b) cycle saisonnier de la précipitation totale ( $10^{10} m^3.jour^{-1}$ ) sur le bassin versant du Congo dans la simulation CTRL (en rouge) et dans les données (en noir). . . . .	179
4.9	Changements d'insolation en haut de l'atmosphère par rapport à la simulation CTRL dans a) MH, b) EH, c) LGM et d) MIS3. Les lignes oranges indiquent les latitudes $20^{\circ}N$ et $30^{\circ}S$ . Pour toutes les simulations, la date du point vernal est fixée au 21 mai à midi et le calendrier actuel est utilisé pour calculer les moyennes mensuelles. Les effets de déphasage en automne proviennent en partie du choix de calendrier [JOUSSAUME et BRACONNOT, 1997].	181
4.10	Sur cette figure la première colonne donne la distribution moyenne en été boréal (JAS) dans la simulation CTRL de a) la précipitation ( $mm.jour^{-1}$ ), f) la température de surface ( $^{\circ}C$ ), k) l'anomalie de pression de surface (SLP, hPa) et p) l'intensité (échelle de couleur) et la direction (flèches) des vents à la surface ( $m.s^{-1}$ ). Les quatre colonnes suivantes donnent les différences MH-CTRL, EH-CTRL, LGM-CTRL et MIS3-CTRL, pour ces mêmes variables.	182

4.11	Relation entre la quantité de pluies ( $mm.jour^{-1}$ ) sur le sud-ouest du nord de l'Afrique et le gradient de SST entre l'Atlantique Nord (0-30°N) et l'Atlantique Sud (0-30°S). La carte représente les zones (en marron) sur lesquelles ont été effectuées les moyennes pour calculer le gradient T30 ainsi que la région (en vert) sur laquelle est moyennée la précipitation. . . . .	186
4.12	Coupe méridienne a-e) du vent zonal et f-j) de la vitesse verticale, moyennés sur 20°W-10°E en août dans les simulations a,f) CTRL, b,g) MH, c,h) EH, d,i) LGM et f,j) MIS3. Les lignes pointillées roses servent de repères pour analyser les déplacement en latitude des différentes structures atmosphériques. .	187
4.13	Sur cette figure la première colonne donne la distribution moyenne en été austral (JFM) dans la simulation CTRL de a) la précipitation ( $mm.jour^{-1}$ ), f) l'humidité spécifique en surface ( $g.kg^{-1}$ ), k) l'anomalie de pression de surface (SLP, hPa) et p) l'intensité (échelle de couleur) et la direction (flèches) des vents à la surface ( $m.s^{-1}$ ). Les quatre colonnes suivantes donnent les différences MH-CTRL, EH-CTRL, LGM-CTRL et MIS3-CTRL, pour ces mêmes variables. . . . .	192
4.14	Variations du débit du fleuve Congo ( $10^3 m^3.s^{-1}$ ) en fonction de la quantité de précipitations ( $mm.d^{-1}$ ) sur son bassin versant dans les simulations CTRL, MH, EH, LGM et MIS3. Chaque mois de l'année est représenté par une couleur différente. Les 100 ans de chaque simulations sont représentés sur chacun des plots correspondants. . . . .	195
4.15	Chlorophylle intégrée sur 0-200 m ( $mgChl.m^{-2}$ ) pour a) la simulation de CTRL, b) les données satellites transformées [UITZ et al., 2006], c) la simulation moins les données. Les données sont regrillées sur la grille du modèle ORCA2 pour les comparer à la simulation. Le contour noir indique la zone à l'embouchure du fleuve Congo sur laquelle on regarde les profils verticaux. Le trait violet met en évidence la section à 6°S sur laquelle on se focalise dans la suite. . . . .	201
4.16	Cycle saisonnier de la section verticale de la concentration en chlorophylle ( $mgChl.m^{-3}$ ) à l'embouchure du fleuve Congo (Fig. 4.15) pour a) la simulation CTRL, b) les données UITZ et al. [2006], c) les données in-situ SAUZÈDE et al. [2015] et la différence entre la simulation de CTRL et d) les données satellites et e) les données in-situ. . . . .	202

4.17	Cycle saisonnier de la section verticale de la température dans a) la simulation CTRL, b) les données WOA09 [LOCARNINI et al., 2010] et c) la différence entre la simulation et les données, et cycle saisonnier de la section verticale de la salinité dans d) CTRL, e) les données WOA09 et f) la différence modèle-données, à l'embouchure du fleuve Congo (Fig. 4.15). . . . .	203
4.18	Section longitudinale à 6°S dans l'Atlantique équatorial est (ligne violette sur la figure 4.15) de la moyenne de a,e) la TPP ( $molC.m^{-3}.yr^{-1}$ ), b,f) la concentration en $NO_3^-$ ( $mmolN.m^{-3}$ ), c,g) la température (°C) et de d,h) la salinité (psu) en Juillet-Août et Janvier-Fevrier, respectivement. . . . .	204
4.19	Profils de productivité primaire totale ( $molC.m^{-3}.yr^{-1}$ ) et de la concentration en macro-nutriments ( $molC.m^{-3}$ ) dans les simulations LGM et LGM-riv, à l'embouchure du fleuve Congo (boite noire sur la figure 4.15) en a) JAS et en b) JFM. . . . .	207
4.20	Cycle saisonnier moyen de la productivité primaire intégrée entre la surface et 300 m de profondeur au large de l'embouchure du fleuve Congo (boite noire sur la figure 4.15) dans les 5 simulations couplées. . . . .	210
4.21	Profils verticaux de la TPP ( $molC.m^{-3}.yr^{-1}$ ) et des macronutriments, $min(NO_3^- + PO_4^{3-})$ , ( $molC.m^{-3}$ ) moyennés au large de l'embouchure du Congo (Fig. 4.15, boite noire) en JAS et JFM. . . . .	211
4.22	Profils verticaux de la salinité (psu) et de la dérivée verticale de la température (°C) moyennés au large de l'embouchure du fleuve Congo (Fig. 4.15, boite noire), en JAS et JFM. La valeur minimale de la dérivée de la température (ou le maximum du gradient) indique la position de la thermocline. . .	213
4.23	a) Vents à la surface de l'océan (vents à 10 m) : intensité en couleur et direction représentée par les flèches ( $m.s^{-1}$ ) en JJAS et en DJFM dans la simulation CTRL, b) la différence saisonnière moyenne de l'intensité des vents de surface moyennés sur la zone au large de l'embouchure du Congo (Fig. 4.15) par rapport à la simulation CTRL. . . . .	214
4.24	Profils du coefficient de diffusion verticale (lignes simples) et de la dérivée verticale de la concentration $min(NO_3^-, PO_4^{3-})$ (lignes pointillées) moyennés à l'embouchure du fleuve Congo en a) JAS et b) JFM, dans les 5 simulations étudiées. L'échelle choisie pour le coefficient de diffusion ne permet pas de voir les valeurs des 30 premiers mètres. . . . .	217

4.25	Profils verticaux des concentrations moyennes en chlorophylle ( $\mu\text{gChl}.m^{-2}$ ) et en productivité exportée ( $\text{molC}.m^{-2}$ ) au large de l'embouchure du fleuve Congo en JAS et JFM dans les 5 simulations étudiées. . . . .	223
5.1	Schéma représentant le principe par lequel on obtient des simulations forcées a) par le cycle saisonnier moyen et b) par les champs physiques bruts. L'indice <b>SE</b> indique que la simulation est forcée par le cycle saisonnier des champs physiques. L'indice <b>IA</b> indique que la simulation est forcée par les champs physiques bruts. . . . .	235
5.2	Carte de la moyenne annuelle globale de a) la différence $\Delta\text{IA}$ , b) la différence $\Delta\text{SE}$ et c) du rapport $(\Delta\text{IA} - \Delta\text{SE}) / \Delta\text{SE}$ , de la productivité totale intégrée sur toute la colonne d'eau. . . . .	237
5.3	Moyenne annuelle globale a) du rapport $\Delta\text{CTRL} / (\Delta\text{IA} - \Delta\text{SE}) * 100$ et b) du rapport $(\Delta\text{IA} - \Delta\text{SE}) / \Delta\text{SE}$ dans les zones vérifiant l'hypothèse H2. Les cadres noirs indiquent les régions sur lesquelles on se focalise par la suite. .	238
5.4	Variations des moyennes mensuelles de la TPP ( $\text{molC}.m^{-2}.yr^{-1}$ ), intégrée sur toute la colonne d'eau, en fonction de a) la température de surface de l'océan (SST, °C) et b) la quantité de nitrate ( $\text{mmolC}.m^{-2}$ ), dans les 30 premiers mètres de l'océan, dans le Pacifique équatorial ouest dans les simulations $\text{CTRL}_{\text{IA}}$ et $\text{LGM}_{\text{IA}}$ . Les carrés de couleur avec un contour noir représentent les moyennes des simulations $\text{CTRL}_{\text{IA}}$ et $\text{LGM}_{\text{IA}}$ et les disques de couleur avec un contour noir représentent les moyennes des simulations $\text{CTRL}_{\text{SE}}$ et $\text{LGM}_{\text{SE}}$ . . . . .	241
5.5	Coupe verticale de la concentration en nitrate moyennée entre 10°S et 10°N dans les simulations a) $\text{CTRL}_{\text{IA}}$ , b) $\text{CTRL}_{\text{SE}}$ et c) la différence $\text{CTRL}_{\text{IA}} - \text{CTRL}_{\text{SE}}$ .	243
5.6	Divers scénarios de changements d'états moyen et/ou de variabilité des champs physiques entre deux simulations 1 et 2. Les champs de productivité $\text{TPP}_1$ et $\text{TPP}_2$ peuvent aussi répondre différemment selon les cas : il est par exemple possible que dans le cas C les états moyens de $\text{TPP}_1$ et $\text{TPP}_2$ soient différents alors que l'état moyen physique des deux simulations est identique. De même dans le cas B, la variabilité de $\text{TPP}_1$ peut être différente de la variabilité de $\text{TPP}_2$ alors que la variabilité physique des simulations 1 et 2 était identique. . . . .	244

5.7	Distribution spatiale de la première fonction empirique orthogonale de l'anomalie de température de surface, calculée en retirant le cycle saisonnier moyen, dans l'océan tropical Pacifique dans les simulations CTRL et LGM de 300 ans. Le cadre noir indique la zone du Pacifique Équatorial Ouest que nous avons analysée. . . . .	246
5.8	Variations des moyennes mensuelles de la TPP ( $molC.m^{-2}.yr^{-1}$ ), intégrée sur toute la colonne d'eau en fonction (a,c) de la profondeur de la couche de mélange (MLD, m) et en fonction (b,d) de la quantité de nitrate ( $mmolC.m^{-2}$ ), dans les 30 premiers mètres de l'océan, au nord ( $44^{\circ}W-20^{\circ}W, 45^{\circ}N-55^{\circ}N$ ) et au sud ( $44^{\circ}W-20^{\circ}W, 35^{\circ}N-45^{\circ}N$ ) de l'Océan Atlantique Nord, respectivement, dans les simulations CTRL <sub>IA</sub> et LGM <sub>IA</sub> . Les carrés de couleur avec un contour noir représentent les moyennes des simulations CTRL <sub>IA</sub> et LGM <sub>IA</sub> et les disques de couleur avec un contour noir représentent les moyennes des simulations CTRL <sub>SE</sub> et LGM <sub>SE</sub> . . . . .	249
5.9	Température de surface de l'océan (SST), température pondérée par la productivité inter-annuelle et sa position en profondeur ( $T_{pond}$ ) et différence $T_{pond} - SST$ , pour la simulation CTRL (a-c), la simulation LGM (d-f) et la différence LGM-CTRL (g-i). . . . .	252
5.10	Température de surface de l'océan (SST), température moyenne pondérée par la productivité moyenne sur la verticale de la colonne d'eau ( $T_{pond}^{Zonly}$ ) et différence $T_{pond}^{Zonly} - SST$ , pour la simulation CTRL (a-c), la simulation LGM (d-f) et la différence LGM-CTRL (g-i). . . . .	254
5.11	Différences des températures pondérées dans a) CTRL, b) LGM et c) la différence LGM-CTRL. . . . .	255
6.1	Modèle APECOSM à l'échelle de l'organisme . . . . .	265
6.2	Modèle APECOSM à l'échelle de la communauté . . . . .	266
6.3	a) Calcul de la quantité de variance associée à une bande de fréquences donnée et b) calcul de la significativité du signal dans une bande de fréquence donnée. "D" désigne le diamètre du disque et "S" la significativité. "FFT(x)" désigne la transformée de Fourier de la série temporelle "x", "FFT(AR1)" désigne la transformée de Fourier du processus auto-régressif d'ordre 1, AR1, et "t1" et "t2" désignent les limites de la bande de fréquence considérée. . .	268

6.4 Bassins d'étude de la variabilité des organismes marins de haut niveau tropique . . . . .	283
6.5 Variabilité temporelle de la biomasse des bas, LTL, et hauts niveaux tropiques, HTL, dans les océans a) Pacifique Sud, b) Atlantique Sud, c) Pacifique Arctique et d) Atlantique Arctique. . . . .	284
6.6 Comme la figure 6.5 pour a) la bande tropicale entre 30°S et 30°N, b) l'océan Indien (en orange clair sur la figure 6.4) et c) l'océan Austral (en vert clair sur la figure 6.4 . . . . .	285
6.7 a) Vitesse moyenne des vents d'est situé à 150 mbar représentant le Jet d'Est Tropical (TEJ, en anglais pour <i>Tropical Easterly Jet</i> ). Issu de NICHOLSON [2013]. b) Représentation schématique des changements dans la haute troposphère menant à une diminution de l'intensité du Jet d'Est Tropical (TEJ, pour <i>Tropical Easterly Jet</i> en anglais), de la cellule de mousson de Hadley et du jet de surface (LLJ, pour <i>Low Level Jet</i> en anglais). Issu de ABISH et al. [2013]. . . . .	294
6.8 Transfert du signal de productivité depuis la surface jusque dans le sédiment. Issu de BERGER [1971]. . . . .	296
B.1 Anomalies de la pression au niveau de la mer (PSL) inférieure à -5 hPa, SLPa-5 (échelle de couleur) et barycentre de la SLPa-5 (losange rose) dans la simulation pré-industrielle (CTRL). Le barycentre est calculé sur la zone délimitée par le cadre rouge. . . . .	308
C.1 Intensité du vent moyen à 600 hPa représentant le jet d'est africain dans la simulation CTRL (à gauche), les données (au milieu) et la différence modèle-données (à droite), en été boréal (ligne du haut) et en été austral (ligne du bas). . . . .	311
C.2 Intensité du vent moyen à 150 hPa représentant le jet d'est tropical dans la simulation CTRL (à gauche), les données (au milieu) et la différence modèle-données (à droite), en été boréal (ligne du haut) et en été austral (ligne du bas). . . . .	312
C.3 Intensité du vent moyen à 600 hPa représentant le jet d'est africain dans les simulations CTRL, MH, EH, LGM et MIS3. Les moyennes sont réalisées sur les 100 ans de chaque simulation. . . . .	313

C.4	Intensité du vent moyen à 150 hPa représentant le jet d'est tropical dans les simulations CTRL, MH, EH, LGM et MIS3. Les moyennes sont réalisées sur les 100 ans de chaque simulation. . . . .	314
D.1	Profil moyen du coefficient de diffusion verticale sur 10 ans sur une cellule du modèle dans l'Atlantique Nord. Moyenne simple (en noir) et moyenne calculée sur le logarithme du coefficient de diffusion, en prenant l'exponentielle pour obtenir le coefficient de diffusion moyen. . . . .	316

# Liste des tableaux

2.1	Caractéristiques des 8 simulations couplées avec apport de nutriments actifs. Ces simulations sont utilisées dans les chapitres 3, 4 et 5. . . . .	83
2.2	Caractéristiques de 6 simulations couplées avec des apports de nutriments modifiés ou sans apport de nutriments et avec une mauvaise distribution du champ de poussières. . . . .	83
2.3	Simulations d’atmosphère seule en climat du DMG avec des configurations de calottes de glace différentes. . . . .	84
2.4	Simulations PISCES forcées par différents champs physiques océaniques en climat pré-industriel et DMG. . . . .	84
3.1	Expériences réalisées avec le modèle d’atmosphère seul LMDZ. DMG = Dernier Maximum Glaciaire et PI = Pré-Industriel. . . . .	142
4.1	a) Variations de TPP dans LGMriv par rapport à LGM en % dans différentes sections verticales à différentes périodes de l’année et, b) écart-type temporel de la TPP en terme de pourcentage de TPP dans différentes sections verticales dans les simulations LGM (1200 mois) et LGMriv (588 mois). . . .	208

# Variabilité des écosystèmes marins de l'échelle inter-annuelle au dernier cycle glaciaire-interglaciaire

La variabilité du système climatique influence la productivité et la distribution des espèces marines sur toutes les échelles de temps, de la variabilité saisonnière et inter-annuelle aux cycles glaciaires-interglaciaires. Mais ces liens entre climat et écosystèmes marins sont encore largement méconnus, de telle sorte que les prévisions des changements à venir sont difficiles. De plus, parce que les indicateurs paléoclimatiques issus des archives marines sont souvent liés au fonctionnement de l'écosystème, cette méconnaissance limite la fiabilité de la reconstruction de la variabilité climatique passée.

Ce travail de thèse vise à améliorer notre connaissance de ces liens entre climat et écosystèmes marins : nous nous sommes intéressés aux changements de productivité marine au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire, et nous nous sommes aussi penchés sur la réponse de l'écosystème, incluant l'ensemble des niveaux de la chaîne trophique, à la variabilité inter-annuelle à décennale en climat pré-industriel. Ce travail est basé sur l'utilisation d'un modèle climatique (IPSL-CM), d'un modèle de biogéochimie marine (PISCES) et d'un modèle de niveaux trophiques supérieurs (APECOSM).

Dans un premier temps, nous montrons que le lien entre l'intensité de la mousson indienne et la productivité primaire marine, en été boréal dans la mer d'Arabie, n'est pas direct. En effet, il apparaît indispensable pour comprendre les changements de productivité de considérer, en plus de l'intensité de la mousson, la structure de la mousson. En particulier, la position du Jet de Findlater par rapport à la côte de la péninsule arabique est un paramètre important puisqu'elle conditionne la dynamique d'Ekman dans la région.

Dans un second temps, nous avons étudié les variations de la productivité marine au large de l'embouchure du fleuve Congo et leurs liens avec le fleuve et les changements de dynamique atmosphérique africaine. Ce travail a mis en évidence que la relation entre l'intensité de la mousson et l'intensité des alizés, souvent utilisée dans les reconstructions climatiques, n'est pas toujours vérifiée. Selon le climat étudié, l'importance des effets thermiques ou dynamiques sur les changements de précipitations et de vents simulés est différente.

Dans un troisième temps, nous avons étudié l'effet de la variabilité inter-annuelle sur les changements de productivité passés et sur le signal climatique potentiellement enregistré par des indicateurs climatiques biologiques.

Enfin, la dernière partie de cette thèse se focalise sur la réponse des organismes marins des haut-niveaux trophiques à la variabilité climatique à différentes fréquences. Ce travail a révélé que les organismes marins répondent de façons différentes aux variations environnementales en fonction de leur taille et de leur habitat.

**Mots clés :** *variabilité climatique, écosystèmes marins, cycle glaciaire-interglaciaire, reconstruction climatique, mousson, modélisation*

Climate variability influences marine primary productivity and marine species distribution over all timescales, from seasonal to interannual variability and glacial-interglacial cycles. The links between climate and marine ecosystems are still sparsely known so that the predictions of future changes are difficult. Moreover, because paleoclimate records extracted from marine archives are often linked to the functioning of the ecosystem, this lack of knowledge limits our ability to reconstruct past climate variability.

This thesis work aims at improving our knowledge of these links between climate and marine ecosystems : we have looked into marine productivity changes during the last glacial-interglacial cycle, but we also examined the "end-to-end" ecosystem response to inter-annual to decadal variability in a pre-industrial climate. This work uses a climate model (IPSL-CM), a bio-geochemical model (PISCES) and a model of high trophic levels (APECOSM).

First, we show that the link between Indian summer monsoon intensity and marine primary productivity in the Arabian Sea is indirect. Indeed, it appears necessary to consider the monsoon pattern, such as the Findlater Jet position, which drives the Ekman dynamics in the region, as well as its intensity to understand the productivity changes.

Second, we study the marine productivity changes off the Congo river mouth and their links with the river runoff and the African atmospheric dynamics. This work shows that the relationship between monsoon intensity and trade winds intensity, often used to reconstruct past changes, is not always verified. Depending on the climate, thermal or dynamical effects are more or less prominent drivers of the simulated changes in precipitation and winds. Productivity off the Congo river mouth, which is mainly located in the subsurface, seems more affected by the ocean and atmosphere dynamics than by the river supply in nutrients.

Third, we study the inter-annual variability effects over past productivity changes and over the climatic signal potentially recorded in the biological climate proxies.

Finally, the last part of the thesis focuses on high trophic levels marine organisms response to climate variability at different frequencies. This study shows that marine organisms response to environmental changes varies with the organism's size and habitat.

**Key words :** *climate variability, marine ecosystems, glacial-interglacial cycle, climate reconstruction, monsoon, modeling*

