N°d'ordre : 4331

THESE

Présentée à

L'UNIVERSITE BORDEAUX I

Ecole Doctorale des Sciences et Environnements

Par Mr CALEY Thibaut

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

Spécialité : SEDIMENTOLOGIE MARINE et PALEOCLIMATS

DE L'IMPORTANCE DE L'OCEAN INDIEN POUR LES PALEOCLIMATS QUATERNAIRES : LA MOUSSON ET LE COURANT DES AIGUILLES.

Dirigée par : Bruno MALAIZE et Jacques GIRAUDEAU

Soutenue le : 25 Octobre 2011

Après avis de :	
M. Franck BASSINOT, Ingénieur-Chercheur CEA (DR2), LSCE	Rapporteur
M. Frank PEETERS, Senior Researcher & Univ. Lecturer, Faculty of Earth and	Life Sciences Rapporteur
Devant la commission d'examen formée de : M. Franck BASSINOT, Ingénieur-Chercheur CEA (DR2), LSCE	Rapporteur
M. Frank PEETERS, Senior Researcher & Univ. Lecturer, Faculty of Earth and	Life Sciences Rapporteur
M. Thierry CORREGE, Professeur, Université Bordeaux 1	Examinateur (Président du jury)
Mme Amaelle LANDAIS, Chargée de recherche CNRS (HDR), LSCE	Examinateur
M. Bruno MALAIZE, Maître de conférences (HDR), Université Bordeaux 1	Directeur de thèse
M. Jacques GIRAUDEAU, DR CNRS, Université Bordeaux 1	Co-Directeur de thèse



Bon voilà, nous y sommes, la partie la plus difficile d'une certaine façon. Non pas que je n'ai personnes à remercier (bien au contraire !!) mais justement parce qu'il va falloir trouver les mots et les qualificatifs à la hauteur de la gratitude que je souhaite témoigner à toutes les personnes qui m'ont aidé et soutenu durant ces trois années de thèse, et il y en a beaucoup !!

Je commence bien évidemment par mon directeur de thèse Bruno Malaizé, ou comment faire une thèse sur un sujet génial et passionnant avec le meilleur encadrant qui soit. Merci pour ta gentillesse, disponibilité, ouverture d'esprit et ton soutien précieux en toutes circonstances. Ce fut pour moi un immense plaisir et aussi une grande fierté de réaliser cette thèse sous ta direction. Je ne pourrai jamais te remercier assez pour tout ce que tu as fait pour moi. Tu m'as toujours transmis ta passion, aidé et conseillé avec une immense pédagogie et cela depuis notre première rencontre, une certaine première année de fac il y a maintenant 8 ans.

8 ans c'est dingue !! Je n'en reviens pas que le temps soit si vite passé mais j'en garde et garderai toujours d'excellents souvenirs. Merci encore un million de fois (et plus plus encore) et je ne souhaite qu'une chose, que l'on puisse continuer à pouvoir travailler ensemble et se voir dans le futur, en temps que collègues et amis. Plein de bonheur pour la suite !!

Aligato mas sensei !!!

Ensuite je voudrais remercier mon co-directeur de thèse Jacques Giraudeau. Merci mille fois à toi aussi pour toute ton aide et ta passion, notamment sur ce magnifique et passionnant sujet qu'est le courant des Aiguilles et le climat de l'Afrique du Sud. Merci pour ton œil toujours avisé, notamment pour les articles. Désolé de t'avoir parfois infligé la lecture de manuscript un peu long sur la mousson mais je sais que tu prends beaucoup de plaisir quand tu fais de la science et je suis extrêmement heureux que tu reviennes encore plus vers elle avec ton projet CASE. J'espère que l'on pourra également retravailler ensemble. Encore merci Jacques !!

J'aimerais faire un immense merci à mon ingénieur féminine préférée Linda Rossignol (grande sœur ou maman 2). Que de bons moments passés dans ton bureau (bonheur et bonne humeur !!) où tout le monde se retrouve toujours. Merci pour tout ton travail et ton aide scientifique, notamment sur les foraminifères, mais aussi pour l'aspect non scientifique. Tu as toujours été à l'écoute et disponible dans les moments plus délicats de la thèse et cela a été pour moi d'un grand soutien et une grande respiration. Merci infiniment pour ta patience et ta disponibilité, toujours avec le sourire, et la bonne humeur. Merci aussi pour toutes les choses marrantes qu'on a trouvées lors de nos collaborations et là encore, faites qu'elles puissent continuer dans l'avenir. **Merci, merci !!** Grosses bises et plein plein de bonheur mérité pour la suite pour l'heureux événement.

Je voudrais ensuite remercier tout les gens du laboratoire EPOC, chercheurs, ingénieurs et techniciens pour leur aide précieuse et l'ambiance de travail. C'est un vrai plaisir de travailler dans de telles conditions. Je remercie plus particulièrement les personnes de l'équipe Paléo

avec qui j'ai eu de nombreuses interactions et qui m'ont toujours aidées et accueillies chaleureusement (Merci à Xavier Crosta, Philippe Martinez, Thierry Corrège, Jérôme Bonnin, Maria Fernanda Sanchez-Goni). Je voudrais remercier encore plus particulièrement Frédérique Eynaud pour sa gentillesse, son aide (en particulier sur les fonctions de transfert) et ses conseils précieux tout au long de la thèse. Merci mille fois à toi aussi Fred. Un immense merci aussi à Sébastien Zaragosi qui m'a proposé des supers axes de recherche (notamment cette magnifique carotte MD04-2861). Un immense merci également pour m'avoir poussé et encouragé à ne pas oublier l'aspect sédimento dans mon approche paléo. Merci également pour m'avoir encouragé et beaucoup aidé à utilisé le logiciel ArcGIS (c'est dingue ce qu'on peut faire avec ce logiciel !!) et pour tes conseils avisés tout au long de la thèse. Encore merci Seb.

Un merci particulier aux ingénieurs et techniciens qui font un travail indispensable : Karine Charlier pour toute son aide et sa gentillesse sur le capricieux (et ce n'est rien de le dire) spectromètre de masse. Merci à Olivier Ther pour son aide pour les lavages, Bernard Martin pour son aide sur les superbes lames minces, Gérard Chabaud pour son aide sur la granulo et Marie-Hélène Castéra pour toute son aide et sa bonne humeur (légendaire !!). Merci encore Marie pour cette ambiance super qui fait un bien fou.

Je voudrais remercier les personnes de l'équipe PALEOCEAN du LSCE avec qui j'ai eu la chance et le plaisir de travailler et qui m'ont fait un excellent accueil. Je remercie en particulier mon ingénieur préféré (masculin cette fois) Nicolas Caillon. Un immense merci pour toute ton aide (notamment pour les analyses Mg/Ca), ton accueil sur Paris, ton humour extraordinaire (quel plaisir de travailler dans ces conditions !!), et pour l'ensemble de tes conseils au cours de cette thèse. Merci mille fois Nico et j'espère qu'on pourra retravailler ensemble également. Je garderai un excellent souvenir de ces mois passés au LSCE en ta compagnie et celle d'Hélène Rebaubier (immense merci également pour toute ton aide et ta gentillesse), Fabien, Eline. Merci aussi à Franck Bassinot pour sa gentillesse, son aide et ses précieux conseils et pour tous nos échanges concernant la mousson et cette technique prometteuse des poids de foram. Cela me fait extrêmement plaisir que tu ai accepté d'être rapporteur de ce manuscrit.

Je remercie également toutes les personnes du département du biogéochimie organique marine du laboratoire du NIOZ qui m'ont extrêmement bien accueillies et beaucoup aidées. Un immense merci en particulier à Kim Jung-Hyun qui m'a appris énormément de choses que ce soit au niveau des manips de biochimie ou de la rédaction des articles. J'ai appris ce qu'était d'aller au bout du bout d'un sujet scientifique ainsi que l'exercice périlleux et complexe d'écrire un manuscrit pour Nature grâce à toi. Merci aussi de m'avoir encouragé et soutenu pour réaliser des collaborations et des conférences durant cette thèse. Merci enfin pour ton avis toujours franc et argumenté tout au long de la thèse. Encore merci mille fois pour tout Kim.

Je voudrais également remercier infiniment les nombreuses personnes avec qui j'ai eu la chance et le plaisir de travailler, collaborer et échanger tout au long de la thèse : Stevens Clemens, Thomas Laepple, Isla castenada, Lydie Dupont, Stefan Schouten, Jaap S. Sinninghe Damsté, Martin Ziegler, Julien Bourget, Marie Revel, Emmanuelle Ducassou, Vincent Marieu, Wainer Karine, Nagy Shoeib Dina, Mohamed Ismail, Sébastien Migeon, Nadine Ellouz-Zimmermann, Catherine Pierre. J'espère n'oublier personne.

Un million de fois merci à tous pour votre travail, aide et vos conseils !! Vous avez contribué à améliorer de façon extrêmement importante la qualité de ce travail de thèse. Un merci particulier à Thibault de Garidel-Thoron qui m'a extrêmement bien accueilli au CEREGE. Merci pour ta gentillesse, ton aide et tes conseils avisés durant ces trois années de thèse.

Enfin, un **TRES TRES** grand merci à tous les amis (ptit Toni, Lolo et Steph en particulier), tous les thésards du labo et d'ailleurs ainsi qu'a toute ma famille. Merci à mes parents en particulier ainsi qu'aux frangins (Bébert et Nono) qui m'ont toujours soutenus et supportés (dans tous les sens du terme) en toutes circonstances au cours de ces trois années. Je n'aurai pas pu faire ça sans vous. Merci, Merci, Merci à vous tous !!!!!

Merci aussi à Prince, Hendrix, Dvořák et Beethoven (et beaucoup d'autres...) pour faire ou avoir fait des musiques aussi incroyablement géniales. Merci à Monet, Kandinsky, Dali, Hokusai... pour avoir peint et gravé des choses aussi belles, à Miyazaki pour ces films d'animation fabuleux et merci à plein d'auteurs de bandes dessinées d'exister. Tout ceci m'a aussi beaucoup accompagné et d'une certaine façon aidé tout au long de ces trois ans.

Merci à tous ceux que j'oublie de citer aussi...

Je suis bien conscient d'avoir eu une chance incroyable de pouvoir travailler sur ce sujet de thèse passionnant et avec un tel encadrement et soutien durant ces trois ans. Les qualificatifs me manquent et ils sont souvent redondants. **Merci encore à tous !!**

Pour les personnes qui se poseraient la question ou hésiteraient sur le fait de faire une Thèse ou pas. Ma réponse n'engage évidemment que moi mais elle est simple : OUI, OUI, OUI, FONCEZ !!!

<u>Un grand merci aux membres du jury qui ont accepté de lire et critiquer ce travail de thèse :</u>

M. Franck BASSINOT, Ingénieur-Chercheur CEA (DR2), LSCE	Rapporteur
M. Frank PEETERS, Senior Researcher & Univ. Lecturer, Faculty of Earth and	Life Sciences Rapporteur
M. Thierry CORREGE, Professeur, Université Bordeaux 1	Examinateur (Président du jury)
Mme Amaelle LANDAIS, Chargée de recherche CNRS (HDR), LSCE	Examinateur
M. Bruno MALAIZE, Maître de conférences (HDR), Université Bordeaux 1	Directeur de thèse
M. Jacques GIRAUDEAU, DR CNRS, Université Bordeaux 1	Co-Directeur de thèse

Ce n'est pas le moindre charme d'une théorie que d'être réfutable' (Friedrich Nietzsche, Par-delà le bien et le mal)

'La météo c'est ce à quoi on s'attend, le climat c'est ce que nous obtenons' (Robert Heinlein)

Prologu	ıe	
		1
Chan	itre 1 Généralités	
enap		8
<u>Partie</u>	1 : Cadre temporel de l'étude	10
		10
<u>Partie</u> l'océar	2 : Cadre environnemental : climatologie et océanog 1 Indien	raphie de
		15
1. La n	nousson Indo-asiatique et le concept de mousson globale	
1.1 M	létéorologie de la mousson Indo-asiatique	
1.2 Le	e concept de mousson globale	
\triangleright	Interactions ENSO-mousson	
1.3 La	a mer d'Arabie	
		22
2. Le c	ourant des Aiguilles et le climat Sud-africain	
2.1 Le	e courant des Aiguilles	26
	Les sources du courant des Aiguilles	
	Le courant des Aiguilles Nord	
	Le courant des Aiguilles Sud	
\triangleright	Impact Global du courant des Aiguilles	
2.2 Le	e climat du continent Sud-africain	
		36

Chapitre 2 Matériel et Méthodes	
•	40
Partie 1. Les carottes de sédiment marin	
	42

Partie 2. Les outils sédimentologiques	
	44
1. Radioscopie RX Scopix	
	44
2. Induration du sédiment pour l'obtention de lames minces	
*	44
3. Mesure de la granularité des sédiments	
	45

Partie 3. Les outils micropaléontologiques et géochimiques des sédiments.

	45
1. Reconstitution des températures de surface de l'océan	•••••
1.1 Les fonctions de transfert paléo-écologiques (foraminifères planctoniques)	45
1.2 Le paléothermomètre Mg/Ca	46
1.3 Le paléothermomètre alcénone	47
1.4 Le paléothermomètre TEX ₈₆	48
2. Les reconstitutions de salinité de surface de l'océan	49
2.1 Les isotopes stables de l'oxygène mesurés sur tests de foraminifères	50
2.2 Approches qualitatives	50
2.3 Approche quantitative	51
2.5 Approvide quantitative	53
$A = s^{13} C + s^{13} C$	54
4. Le o U des n-aikanes	 56
5. L'XRF core scanner (fluorescence au rayon X)	 57

Chapitre 3 : La Mousson Boréale

Partie 1. Etat de l'art sur les études paléoclimatiques de la mous	sson Indo-
asiatique à l'échelle orbitale	
	61

1. Variabilité glaciaire/interglaciaire et réponse de la mousson (pseudo-cyo	cle de
100000 alls)	 61
2. Variabilité de précession et d'obliquité et réponse de la mousson	 63
Partie 2 : La mousson Indienne durant le MIS 13 atypique	
1. Introduction	
2. The monsoon imprint during the 'atypical' MIS 13 as seen through Nor Equatorial Indian Ocean records	69 • th and
3. Conclusion	70
	84
Partie 3 : Le chronomètre de la mousson Indo-asiatique à l'échel	lle
<u>oroitaie</u>	85
1. Introduction	
2. New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian monsoon	85
3. Compléments à l'étude du site MD04-2861	87
- 4. Conclusion	107
	108
Partie 4 : Le concept de mousson globale à l'échelle orbitale	 111
1. Introduction	
2. Orbital timing of the Indian, East-Asian and African boreal monsoons a	111 and the
concept of a 'global monsoon'	 112
3. Conclusion	
Partie 5 : Bilan sur la mousson boréale à l'échelle orbitale (inclu	ant les
conditions glaciaires/interglaciaires)	
	124
1. Réponse de la mousson Indo-asiatique au forçage de l'insolation : cyclic précession et d'obliquité	ité de
L	124

2. Variations glaciaires/interglaciaires et intensité des moussons estivales et	
hivernales Indo-asiatiques	••
- 11	28

Chapitre 4 : Le Courant des Aiguilles	
	132
Partie 1. Etat de l'art sur les études paléocéanographiques o	<u>lans la zone</u>
<u>d'influence du courant des Aiguilles et les relations avec le c</u> l'Afrique du Sud	<u>climat de</u>
<u>I Allique du Suu</u>	134
Partie 2 : Comparaison de quatre paléothermomètres indép	<u>endants au</u>
Aiguilles.	<u>III UES</u>
	138
1. Introduction	138
2. Multiproxies-SST reconstruction. Similarities and differences as s	een in a case
study: the Agumas current	138
2.1. Abstract	
2.2. Different SSTs estimations	
2.3. Similarities and differences between SST proxies	
2.4. Effect of seasonality on paleotemperature records	141
2.5 Dissolution effect on inorganic provies	143
2.5. Dissolution effect on morganic provies	143
2.6. Effect of salinity changes on SST proxies	
2.7. Effect of lateral transport on organic proxies	
2.8. Conclusion	140
3. Conclusion	147
	147

Partie 3 : Contrôle hautes latitudes de l'obliquité sur le transfert Indien-Atlantique de sel et de chaleur du courant des Aiguilles.....

2. High-latitude obliquity as a dominant forcing in the Agulhas current system. 150 3. Conclusion 187 Partie 4 : Le transfert Indien-Atlantique du courant des Aiguilles : un processus clé pour les changements de modes climatiques du Quaternaire 187 1. Introduction 189 2. The Agulhas leakage: a key process in the modes of Quaternary climate changes 190 3. Conclusion 190 3. Conclusion 209 Partie 5 : Relations entre le climat du continent Sud-africain et le courant des Aiguilles 210 1. Impact du climat continental Sud-africain sur le courant des Aiguilles 210 2. Contrôle des variations de température de surface de l'océan Indien Ouest sur les dynamiques glaciaires-interglaciaires de la végétation pour l'Afrique du Sud-est 213 Partie 1. Contrôle de la mousson Indo-asiatique sur la dynamique du courant des Aiguilles 214 1. Introduction 214	1. Introduction	
3. Conclusion 150 187 187 Partie 4 : Le transfert Indien-Atlantique du courant des Aiguilles : un processus clé pour les changements de modes climatiques du Quaternaire 189 Quaternaire 189 1. Introduction 189 2. The Agulhas leakage: a key process in the modes of Quaternary climate changes 190 3. Conclusion 190 3. Conclusion 209 Partie 5 : Relations entre le climat du continent Sud-africain et le courant des Aiguilles 210 1. Impact du climat continental Sud-africain sur le courant des Aiguilles 210 2. Contrôle des variations de température de surface de l'océan Indien Ouest sur les dynamiques glaciaires-interglaciaires de la végétation pour l'Afrique du Sudest 213 Partie 1. Contrôle de la moussons-courant des Aiguilles) 213 Partie 1. Contrôle de la mousson Indo-asiatique sur la dynamique du courant des Aiguilles 214 1. Introduction 214	2. High-latitude obliquity as a dominant forcing in the Agulhas cu	rrent system
187 Partie 4 : Le transfert Indien-Atlantique du courant des Aiguilles : un processus clé pour les changements de modes climatiques du Quaternaire. Quaternaire. 189 1. Introduction. 189 2. The Agulhas leakage: a key process in the modes of Quaternary climate changes 190 3. Conclusion. 190 3. Conclusion. 209 Partie 5 : Relations entre le climat du continent Sud-africain et le courant des Aiguilles. 210 1. Impact du climat continental Sud-africain sur le courant des Aiguilles. 210 209 Partie 5 : Relations de température de surface de l'océan Indien Ouest sur les dynamiques glaciaires-interglaciaires de la végétation pour l'Afrique du Sud-est 211 Contrôle des variations moussons-courant des Aiguilles) 213 Partie 1. Contrôle de la mousson Indo-asiatique sur la dynamique du courant des Aiguilles. 214 1. Introduction 214 214 214 214 214 214	3. Conclusion	
Partie 4 : Le transfert Indien-Atlantique du courant des Aiguilles : un processus clé pour les changements de modes climatiques du Quaternaire. 189 1. Introduction 189 2. The Agulhas leakage: a key process in the modes of Quaternary climate changes 190 3. Conclusion 190 2. The Agulhas leakage: a key process in the modes of Quaternary climate changes 190 3. Conclusion 190 2. The Agulhas leakage: a key process in the modes of Quaternary climate changes 209 Partie 5 : Relations entre le climat du continent Sud-africain et le courant des Aiguilles 210 1. Impact du climat continental Sud-africain sur le courant des Aiguilles 210 2. Contrôle des variations de température de surface de l'océan Indien Ouest sur les dynamiques glaciaires-interglaciaires de la végétation pour l'Afrique du Sud-est 211 Conclusion (Intéractions moussons-courant des Aiguilles) 213 213 Partie 1. Contrôle de la mousson Indo-asiatique sur la dynamique du courant des Aiguilles 214 1. Introduction 214 2. On the possible role of tropical Indo-Pacific climate dynamices for the Agulhas leakage 215		187
processus clé pour les changements de modes climatiques du Quaternaire 189 1. Introduction 189 2. The Agulhas leakage: a key process in the modes of Quaternary climate changes 190 3. Conclusion 209 Partie 5 : Relations entre le climat du continent Sud-africain et le courant des Aiguilles 210 1. Impact du climat continental Sud-africain sur le courant des Aiguilles 210 2. Contrôle des variations de température de surface de l'océan Indien Ouest sur les dynamiques glaciaires-interglaciaires de la végétation pour l'Afrique du Sud-est 211 Conclusion (Intéractions moussons-courant des Aiguilles) 213 213 Partie 1. Contrôle de la mousson Indo-asiatique sur la dynamique du courant des Aiguilles 214 1. Introduction 214	Partie 4 : Le transfert Indien-Atlantique du courant des A	<u> Aiguilles : un</u>
Quaternaire 189 1. Introduction 189 2. The Agulhas leakage: a key process in the modes of Quaternary climate changes 190 3. Conclusion 190 3. Conclusion 209 Partie 5 : Relations entre le climat du continent Sud-africain et le courant des Aiguilles 210 1. Impact du climat continental Sud-africain sur le courant des Aiguilles 210 2. Contrôle des variations de température de surface de l'océan Indien Ouest sur les dynamiques glaciaires-interglaciaires de la végétation pour l'Afrique du Sud-est 211 Contclusion (Intéractions moussons-courant des Aiguilles) 213 213 Partie 1. Contrôle de la mousson Indo-asiatique sur la dynamique du courant des Aiguilles 214 1. Introduction 214 2. On the possible role of tropical Indo-Pacific climate dynamics for the Agulhas leakage 215	processus clé pour les changements de modes climatiques	du
1. Introduction 189 2. The Agulhas leakage: a key process in the modes of Quaternary climate changes 190 3. Conclusion 190 3. Conclusion 209 Partie 5 : Relations entre le climat du continent Sud-africain et le courant des Aiguilles 210 1. Impact du climat continental Sud-africain sur le courant des Aiguilles 210 2. Contrôle des variations de température de surface de l'océan Indien Ouest sur les dynamiques glaciaires-interglaciaires de la végétation pour l'Afrique du Sudest 211 Conclusion (Intéractions moussons-courant des Aiguilles) 213 Partie 1. Contrôle de la mousson Indo-asiatique sur la dynamique du courant des Aiguilles 214 1. Introduction 214 2. On the possible role of tropical Indo-Pacific climate dynamics for the Agulhas leakage 215	Quaternaire	
1. Introduction		107
2. The Agulhas leakage: a key process in the modes of Quaternary climate changes	1. Introduction	
190 3. Conclusion 209 Partie 5 : Relations entre le climat du continent Sud-africain et le courant des Aiguilles 210 1. Impact du climat continental Sud-africain sur le courant des Aiguilles 210 2. Contrôle des variations de température de surface de l'océan Indien Ouest sur les dynamiques glaciaires-interglaciaires de la végétation pour l'Afrique du Sud-est 211 Conclusion (Intéractions moussons-courant des Aiguilles) 213 213 Partie 1. Contrôle de la mousson Indo-asiatique sur la dynamique du courant des Aiguilles 214 1. Introduction 214 2. On the possible role of tropical Indo-Pacific climate dynamics for the Agulhas leakage 215	2. The Agulhas leakage: a key process in the modes of Quaternary	v climate changes
209 Partie 5 : Relations entre le climat du continent Sud-africain et le courant des Aiguilles	3 Conclusion	190
Partie 5 : Relations entre le climat du continent Sud-africain et le courant des Aiguilles. 210 1. Impact du climat continental Sud-africain sur le courant des Aiguilles. 210 2. Contrôle des variations de température de surface de l'océan Indien Ouest sur les dynamiques glaciaires-interglaciaires de la végétation pour l'Afrique du Sud-est. 211 Conclusion (Intéractions moussons-courant des Aiguilles). 213 213 Partie 1. Contrôle de la mousson Indo-asiatique sur la dynamique du courant des Aiguilles. 214 1. Introduction. 214 2. On the possible role of tropical Indo-Pacific climate dynamics for the Agulhas leakage. 215		209
des Aiguilles 210 1. Impact du climat continental Sud-africain sur le courant des Aiguilles 210 2. Contrôle des variations de température de surface de l'océan Indien Ouest sur les dynamiques glaciaires-interglaciaires de la végétation pour l'Afrique du Sud-est 211 Conclusion (Intéractions moussons-courant des Aiguilles) 213 Partie 1. Contrôle de la mousson Indo-asiatique sur la dynamique du courant des Aiguilles 214 1. Introduction 214 2. On the possible role of tropical Indo-Pacific climate dynamics for the Agulhas leakage 215	Partie 5 : Relations entre le climat du continent Sud-afric	ain et le courant
1. Impact du climat continental Sud-africain sur le courant des Aiguilles	des Aiguilles	210
2. Contrôle des variations de température de surface de l'océan Indien Ouest sur les dynamiques glaciaires-interglaciaires de la végétation pour l'Afrique du Sud- est	1. Impact du climat continental Sud-africain sur le courant des Ai	guilles 210
est	2. Contrôle des variations de température de surface de l'océan Ir dynamiques glaciaires-interglaciaires de la végétation pour l'Afri	idien Ouest sur les que du Sud-
Conclusion (Intéractions moussons-courant des Aiguilles) 213 213 213 Partie 1. Contrôle de la mousson Indo-asiatique sur la dynamique du courant des Aiguilles 214 1. Introduction 214 2. On the possible role of tropical Indo-Pacific climate dynamics for the Agulhas leakage 215	est	211
Conclusion (Intéractions moussons-courant des Aiguilles)		
Conclusion (Intéractions moussons-courant des Aiguilles)		
213 Partie 1. Contrôle de la mousson Indo-asiatique sur la dynamique du courant des Aiguilles	Conclusion (Intéractions moussons-courant des Aiguilles)	
Partie 1. Contrôle de la mousson Indo-asiatique sur la dynamique du courant des Aiguilles. 214 1. Introduction. 214 2. On the possible role of tropical Indo-Pacific climate dynamics for the Agulhas leakage.		213
courant des Aiguilles. 214 1. Introduction. 214 2. On the possible role of tropical Indo-Pacific climate dynamics for the Agulhas leakage. 215	<u>Partie 1. Contrôle de la mousson Indo-asiatique sur la dy</u>	namique du
214 1. Introduction. 214 2. On the possible role of tropical Indo-Pacific climate dynamics for the Agulhas leakage. 215	<u>courant des Aiguilles</u>	
1. Introduction. 214 2. On the possible role of tropical Indo-Pacific climate dynamics for the Agulhas leakage. 215		214
214 2. On the possible role of tropical Indo-Pacific climate dynamics for the Agulhas leakage	1. Introduction	
неакаде	2. On the possible role of tropical Indo-Pacific climate dynamics f	214 or the Agulhas
215	теакаge	215
3. Conclusion	3. Conclusion	

Partie 2. Impact du courant des Aiguilles sur la mousson	<u>n Indo-</u>
asiauque	236
Partie 3. Contrôle du courant des Aiguilles sur le climat	<u>Sud-africain et</u>
implication pour la mousson giobale	238
Epilogue	
Perspectives	245
Références Bibliographiques	250

ANNEXES	
	290

Liste des Figures

Figure 1 : Principe schématique de la mousson (Ruddiman, 2001).....

Figure 2 : Exemple de l'importance de la mousson pour l'agriculture indienne. (a) Production indienne annuelle de riz de 1960 à 1996 par rapport à 1978 (100 unités). (b) Indice de précipitation pour l'ensemble de l'Inde (AIRI) (en millimètres) définit par Mooley and Parthasarathy (1984) pour la même période. (c) Production de riz indienne contre AIRI en termes d'écart à la moyenne. Un rapport de modéré à fort (la corrélation est de 0.61) existe entre les deux indices (Webster et al., 1998).....

Figure 3 : Variations relatives du régime des précipitations (%) pour la période 2090-2099, par rapport à la période 1980-1999. Les valeurs indiquées sont des moyennes tirées de plusieurs modèles, obtenues à partir du scénario A1B du SRES pour des périodes allant de décembre à février (à gauche) et de juin à août (à droite). Les zones en blanc correspondent aux régions où moins de 66 % des modèles concordent sur le sens de la variation et les zones en pointillé à celles où plus de 90 % des modèles concordent sur celui-ci (GIEC, 2007).....

3

2

Figure 4 : Variations relatives à grande échelle du ruissellement annuel (disponibilités en eau, en pourcentage) pour la période 2090-2099, par rapport à la période 1980-1999. La figure présente les valeurs médianes de 12 modèles climatiques selon le scénario A1B du SRES. Les zones en blanc indiquent les régions où moins de 66 % des 12 modèles concordent sur le sens de la variation et les zones en pointillé celles où plus de 90 % des modèles concordent sur celui-ci (GIEC, 2007).....

3

Figure 6 : Evolution du nombre de travaux scientifiques par année ayant comme sujet : A) le courant des Aiguilles (d'après Lutjeharms (2006) jusqu'à l'année 1993 puis d'après les articles contenant le mot « Agulhas » dans leur titre, identifié avec le moteur de recherche Google Scholar) B) la mousson (d'après les articles contenant le mot « Monsoon » dans leur

Sommaire

titre,	identifié	avec	le	moteur	de	recherche	Google
Scholar)				••••••			5
Figure 7 . transfert	: Téléconnect des anneaux	ion océaniq depuis le	ue entre courant	la dynamique t des Aiguille	e des ven es (modij	ts équatoriaux fié d'après Sh	Indiens et le outen et al.
(2002)		••••••	•••••				6
Figure 8 l'insolatic Ravmo (2)	: Chronolog on et période 005), paramè	gie du Qu étudiée da tres orbitau	aternairo ns le ca x et inso	e, cyclicité g dre de la thè lation d'après	glaciaire- se. δ ¹⁸ Ο Laskar e	interglaciaire, LR04 d'après t al. (2004)	forçage de Lisiecki and
1009.000 (2	, p					(2001)	11
Figure 9 Crowley	: Les différei Ind North (19	nts paramèt	res orbii	taux et leurs p	périodicit	és (Langlois (2	003) d'après
Crowieyi	ina 1907 in (19	91))	• • • • • • • • • • • •				12
Figure 10 2001)) : Forçage	s externes	et inte	ernes pour l	le systèn	ne climatique	(Ruddiman,
,							13
Figure 11 Henrich (! : La variabi H) en noir : d	ilité d'ordre	milléna près NGI	ire (interstade RIP (2004))	es en rou	ge (D/O) et év	ènements de
iiennien (<i>ii) en notr</i> , u	onnees a ap	// 01	(1 (2007))			14
Figure 12	: Vents et pr	récipitations	s de la n	iousson boréa	le durant	t la saison estiv	vale (modifié

Figure 13 : Circulation océanique de surface dans l'océan Indien durant la saison estivale et hivernale (transport en $Sv=10^6m^3/s$). Current branches indicated are the South Equatorial Current (SEC), South Equatorial Countercurrent (SECC), Northeast and Southeast Madagascar Current (NEMC and SEMC), East African Coast Current (EACC), Somali Current (SC), Southern Gyre (SG) and Great Whirl (GW) and associated upwelling wedges, Socotra Eddy (SE), Ras al Hadd Jet (RHJ) and upwelling wedges off Oman, West Indian Coast Current (WICC), Laccadive High and Low (LH and LL), East Indian Coast Current (ICC), Southwest and Northeast Monsoon Current (SMC and NMC), South Java Current (JC), Leeuwin Current (LC) and Indonesian ThroughFlow (ITF) (modifié d'après Scott and McCreary (2001))....

d'après Wang et al. (2003)).....

16

15

Sommaire

Figure 15 : Budget d'humidité pour la mousson d'été (moyenne 1990–1999) Unitées: 10⁶kg/s (indications d'après Clemens et al. (1996) et Ding et al. (2004)). Les nombres entre parenthèses indiquent les zones qui sont des sources nettes (positifs) ou des puits nets (négatifs). L'océan Indien Sud est la source dominante d'humidité (chaleur latente). Températures de surface de l'océan en juillet d'après NODC_WOA94 fournies par la NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, depuis le site internet (<u>http://www.esrl.noaa.gov/psd/</u>).....

18

Figure 16 : Transport d'humidité moyen pour 1990–1999 (en kg/m/s) (d'après Sur	(2002)
dans Ding et al. (2004))	•••
	18

Figure 17 : Oscillation biannuelle de la mousson (Wang, 2006). Une forte mousson (vents de surface en traits noirs) entraîne une augmentation du transport d'Ekman et donc de chaleur en direction du Sud (traits gris). Une faible mousson, au contraire, entraîne une diminution du transport d'Ekman et de chaleur. La tendance sera de produire une mousson du signe opposé d'une année sur l'autre et d'introduire une forte composante biannuelle dans le système.....

19

Figure 18 : Circulation générale de l'atmosphère (Ruddiman, 2001)..... 20

Figure 19 : Analyses spectrales de séries temporelles climatiques des océans Pacifique et Indien. (a) Température de surface de l'océan Pacifique (1875-1992) dans la région NINO3, (b) Indice de précipitation de l'ensemble de l'Inde (AIRI) (1875-1992), (c) Analyse spectrale croisée entre AIRI et les températures de surface de l'océan Pacifique (Torrence and Compo, 1998 ; Torrence and Webster, 1998).....

21

Figure 20 : La mer d'Arabie : une zone sous l'influence de la mousson Indo-asiatique (salinité de surface de l'océan et précipitation estivale (mois de Juillet) : GPCP Precipitation data as NODC_WOA94 provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <u>http://www.esrl.noaa.gov/psd/</u>, données originales d'après Adler et al. (2003) et Monterey and Levitus (1997)).....

23

Figure 22 : Contrôle de la mousson sur la productivité de surface en mer d'Arabie (image SeaWIFS :

http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/image_archive.cgi?c=CHLOROPHYLL).....

Figure 28 : Températures de surface pour le courant des Aiguilles dans sa partie Nord et Sud. A) Simulation des températures de surface pour le courant des Aiguilles dans un modèle couplé océan-atmosphère (modifié d'après <u>www.gfdl.noaa.gov/visualizations-oceans</u>). Le courant des Aiguilles Nord et Sud est indiqué. B) Températures de surface montrant la stabilité du courant dans sa partie Nord avec la présence d'une « natal pulse » au Sud de Port Elizabeth. Un successeur possible à cette « natal pulse » est visible dans la baie natale près de Durban (données d'après le satellite NOAA 9, 27 mai 2004 ; modifié d'après Lutjeharms (2006)). C) Températures de surface pour le Sud du courant des Aiguilles. La disparition de la stabilité et l'augmentation des méandres est visible. La migration vers l'océan Atlantique d'un filament d'eau chaude est également visible (données d'après le satellite NOAA 9, 16 août 1985 ; modifié d'après Lutjeharms (2006)).....

29

Figure 29 : Diagramme Température-Salinité pour le courant des Aiguilles Nord (100 km au large de Durban) (modifié d'après Pearce (1977)).....

30

Figure 30 : Importance de la bathymétrie pour le courant des Aiguilles...... 31

Figure 31 : Température des eaux de surface au voisinage de l'Agulhas Bank (données d'après les satellites NOAA, 13 Novembre 1985 ; modifié d'après Lutjeharms (2006)). Le courant des Aiguilles Sud, la boucle de rétroflexion vers l'Est et le courant de retour des

Figure 34 : La circulation thermo-haline globale. Estimation du transport de masse méridional (Mt/s). Les flèches rouges représentent les eaux peu profondes et/ou relativement chaudes. Les flèches en pointillés jaunes les eaux intermédiaires à profondes. Les flèches en pointillés bleus représentent les eaux de fond et/ou froides. Les flèches ne représentent pas les courants directement mais plutôt l'intégration côte à côte de ces courants. Les cercles avec un point représentent les upwellings liés à la divergence de masse. Les cercles avec une croix représentent les downwellings liés à la convergence de masse (d'après Macdonald et al. (2001), adapté de Ganachaud and Wunsch (2000))......

34

Figure 35 : A) Températures et courants simulés autour de l'Afrique du Sud (crédit image : IFM-GEOMAR). B) Illustration des processus ondulatoires transmettant les anomalies induites par le courant des Aiguilles dans la partie supérieure de l'AMOC. Les flèches donnent une illustration des processus transportant les anneaux et les ondes de Rossby originaire du courant des Aiguilles à travers le Sud de l'Atlantique (jaune) et les ondes de Kelvin le long du plateau continental de l'Amérique du Sud (rouge) (Biastoch et al., 2008).....

35

Figure 36 : Anomalie de formation et d'écoulement de la NADW à travers 30°S. Dans l'expérience, une source de chaleur et de sel a été introduite dans l'Atlantique Sud au jour 1 (Weijer et al., 2002).....

36

Figure 37 : Pluviométrie sur le continent africain durant l'été et l'hiver austral (modifié d'après Dauteuil et al. (2009))...... 37

Sommaire

Figure 39 : Décharges fluviales annuelles pour deux fleuves de la côte Sud-est Africaine, le Zambèze et le Limpopo (données couvrant la période 1976-1979) (Ocean Data View : Schlitzer, 2011).....

- 38

Figure 43 : Exemple de tests de foraminifères (crédit photo: Thibaut CALEY, laboratoire EPOC)..... 45

Figure 44 : Exemple de relation entre la température de surface de l'océan et l'abondance de l'espèce planctonique G. ruber (crédit photo: Frederique Eynaud, laboratoire EPOC) dans les sédiments actuels de l'océan Indien Sud (Données d'après MARGO ; Barrows and Steve, 2005).....

Figure 45 : Exemple de relation entre les températures annuelles de surface de l'océan mesurées (WAO98) et celles reconstituées grâce à la méthode des analogues modernes (MAT) pour l'océan Indien Sud (base de données de 367 assemblages modernes d'après MARGO;

Figure 47 : Relation entre la différence de température (obtenue avec les mesures Mg/Ca et celles de calcification) et les salinités de surface de l'océan pour l'espèce de foraminifère planctonique G. ruber (Mathien-Blard and Bassinot, 2009).....

48

Figure 52 : Relation actuelle entre le $\delta^{18}O_{sw}$ et la salinité de surface de l'océan. Par exemple, les fortes salinités de l'océan Atlantique tropical sont associées à des valeurs de $\delta^{18}O_{sw}$ élevées (données d'après Schmidt, G.A., G. R. Bigg and E. J. Rohling. 1999. "Global Database". http://data.giss.nasa.gov/o18data/ Seawater Oxvgen-18 et d'après Colorado, NOAA/OAR/ESRL Boulder, USA, from their PSD, Web site at http://www.esrl.noaa.gov/psd/ original data after Monterey and Levitus (1997))..... 53

Figure 55 : Le BIT index comme indicateur de l'apport de matière organique par les décharges fluviales (Hopmans et al., 2004)....

55

Figure 56 : Représentation d'un lipide provenant d'une plante supérieure (C29-alkane) et exemple d'une étude documentant la relation entre la température de surface de l'océan (SST) et le signal δ^{13} C des ces alkanes pour un site sédimentaire marin situé dans la zone tropicale de l'Atlantique Sud. Le pourcentage de plantes C4 est estimé à partir de l'alkane C31, qui est dominant, et à partir d'une équation binaire de mélange en assumant que le δ^{13} C4 des lipides des cires des feuilles est de -21.5 ‰ alors que le δ^{13} C3 et de -36‰

(données d'après Schefuss et al. (2003)). Ces travaux démontrent le contrôle des SS	ST sur la
	56
Figure 57 : Principe de l'XRF (Richter et al., 2006)	

Figure 58 : Réponse de la mousson Indo-asiatique aux variations glaciaires-interglaciaires. a) La susceptibilité magnétique (S.M) dans les Loess qui est reliée à la pédogenèse de ces derniers est utilisée comme indicateur de la mousson d'été asiatique (Clemens et al., 2008 ; Sun et al., 2006). b) Données Fed/Fet (Fe_2O_3 libre/ Fe_2O_3 total) comme indice d'altération chimique des Loess chinois et utilisé comme indicateur de la mousson d'été asiatique (Guo et al., 2000; 2009). c) Indice de mousson estivale (IME) asiatique dans les Loess chinois calculé sur la base des assemblages de mollusques terrestres (Rousseau et al., 2009). d) Indicateur granulométrique (teneur de la fraction grossière > 32um)) dans les Loess en tant qu'indice de la mousson d'hiver asiatique (des vents forts favorisent le transport de grosses particules ; Guo et al., 2009). e) Indice de mousson hivernale (IMH) asiatique dans les Loess chinois calculé sur la base des assemblages de mollusques terrestres (Rousseau et al., 2009). f) Signal isotopique ($\delta^{18}O$) des spéléothèmes asiatiques comme indicateur de la mousson d'été (Cheng et al., 2009; Dykoski et al., 2005; Wang et al., 2001; 2008). g) Stack d'indicateurs de la mer d'Arabie comme indice de mousson estivale indienne (Clemens and Prell, 2003). h) Stack (LR04) du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques en tant qu'indicateur des variations du volume de glace (Lisiecki and Raymo, 2005). Les différentes périodes glaciaires (chiffres pairs) et interglaciaires (chiffres impairs) sont indiquées (MIS : stade isotopique marin). Les cadres bleus indiquent le développement de moussons estivales importantes durant les périodes glaciaires. La mousson atypique enregistrée dans les loess chinois durant le MIS 13 est indiquée par le cadre rouge.....

62

Figure 59 : Forcages et réponses des indicateurs de mousson d'été Indo-asiatique à l'échelle orbitale (précession et obliquité). a) Variation de l'obliquité au cours du temps (Laskar et al., 2004). b) Variation de l'indice de précession au cours du temps (Laskar et al., 2004). c) Pluies estivales modélisées (modèle Climber 2) pour l'Asie (Ziegler et al., 2010b). d) Stack d'indicateurs pour la mer d'Arabie comme indice de mousson estivale indienne (Clemens and Prell, 2003). e) Variation de la teneur de Brome en mer d'Arabie comme indicateur de la teneur en carbone organique marin (Ziegler et al., 2010b). f) Signal isotopique ($\delta^{18}O$) des spéléothèmes asiatiques comme indicateur de la mousson d'été (Cheng et al., 2009 ; Dykoski et al., 2005 ; Wang et al., 2001 ; 2008). Les diagrammes simplifiés de phases sont associés aux enregistrements de la mousson d'été décrits précédemment : ils illustrent la réponse des différents enregistrements au forçage de l'insolation pour les périodes orbitales de précession (23 000 ans) et d'obliquité (41 000 ans). La phase nulle est fixée pour un minimum de précession (augmentation de l'insolation d'été dans l'hémisphère Nord) et un maximum d'obliquité (augmentation de l'insolation d'été dans l'hémisphère Nord et Sud). Les phases négatives sont mesurées dans le sens des aiguilles d'une montre et représentent un retard temporel. Ainsi, la position d'un vecteur représente la réponse de l'enregistrement au forçage de l'insolation dans le temps. Position du volume de glace d'après Lisiecki and Raymo (2005) du maximum de chaleur latente d'après Clemens al. (2008:et et 2010).....

Figure 60 : Forçages et réponses des indicateurs de mousson d'hiver asiatique à l'échelle orbitale (précession et obliquité). a) Taille des grains de quartz normalisée (Clemens et al., 2008). b) Accumulation des chlorins dans le sédiment (Clemens et al., 2008 ; Higgison et al., 2003 ; 2004). c) Accumulation des alcénones totaux dans le sédiment (Clemens et al., 2008 ; Hu et al., 2002 ; Pelejero et al., 1999). d) Accumulation de manganèse (Mn) dans le sédiment (Calvert et al., 1993 ; Clemens et al., 2008). Les diagrammes simplifiés de phases sont associés aux enregistrements de la mousson d'hiver décrits précédemment......

Figure 62 : Exemple de deux lames minces réalisées dans la carotte MD04-2861 avec observation du faciès au microscope en lumière polarisée analysée...... 108

Figure 64 : Diagrammes simplifiés de phases pour les enregistrements de la mousson Indoasiatique estivale et hivernale (la phase pour les enregistrements de la mousson Ouestafricaine est également indiquée : Tableau 2). Ils illustrent la réponse des différents enregistrements au forçage de l'insolation pour les périodes orbitales de précession (23 000 ans) et d'obliquité (41 000 ans). La phase nulle est fixée pour un minimum de précession (= insolation maximale absolue à 30°N) et un maximum d'obliquité (= insolation maximale absolue à 30°N). Les phases négatives sont mesurées dans le sens des aiguilles d'une montre et représentent un retard temporel. Ainsi, la position d'un vecteur indique la réponse de l'enregistrement au forçage de l'insolation dans le temps. Position du volume de glace d'après Lisiecki and Raymo (2005) et NINO 3 d'après Clement and Cane (1999). Les aires grises représentent l'écart type (2σ) sur la phase moyenne (Tableau 2)......

126

Figure 65 : « Modèles » conceptuels pour le « chronomètre » des fortes moussons Indoasiatiques estivales (-P-8+O-6 : somme de la précession normalizée et retardée de 8000 ans après changement de signe et de l'obliquité normalizée et retardée de 6000 ans) et hivernales (-P+3+O+11.5 : somme de la précession normalizée et avancée de 3000 ans après changement de signe et de l'obliquité normalizée et avancée de 11500 ans) (les paramètres de précession et d'obliquité utilisés proviennent des travaux de Laskar et al. (2004)).....

127

Figure 66 : La mousson estivale indienne en périodes/conditions glaciaires. a) Stack pour la mousson indienne au site MD04-2861 (Caley et al., 2011c). b) Variations semi-quantitatives des teneurs en brome (mesures par XRF) pour le site NIOP (Ziegler et al., 2010b). c) Stack pour la mousson indienne au site ODP 722 (données d'après Altabet et al. (1999) et Clemens et al. (2008), en rouge) et stack de Caley et al. (2011b) pour le même site (orange). d) Stack pour la mousson indienne au site ODP 722 et RC2761 (Clemens and Prell, 2003). e) δ^{18} Osw

(ice free) (indicateur de salinité de surface de l'océan) pour le site Maldives MD90-0963 (Caley et al., 2011b). f) Coups XRF de baryum (indicateur de productivité de surface de l'océan) pour le site MD04-2881 (Ziegler et al., 2010a). e) δ^{18} O LR04 comme indicateur des variations du volume de glace (Lisiecki and Raymo, 2005). Le « modèle conceptuel » des fortes moussons Indo-asiatiques estivales (-P-8+O-6, courbes noires) est comparé aux données de la mousson indienne. Les traits en pointillés bleus indiquent la présence de moussons estivales en périodes/conditions glaciaires......

128

Figure 67 : La mousson hivernale Indo-asiatique en périodes/conditions interglaciaires. a) Abondance des foraminifères planctoniques documentant la mousson hivernale indienne au site MD04-2861 (Caley et al., 2011c). b) Flux de Chlorins au site ODP 1146 (Clemens et al., 2008). c) Flux d'alcénones totaux au site ODP 1146 (Clemens et al., 2008). d) Flux de manganèse au site ODP 1146 (Clemens et al., 2008). e) δ^{18} O LR04 comme indicateur des variations du volume de glace (Lisiecki and Raymo, 2005). Le « modèle conceptuel » des fortes moussons Indo-asiatiques hivernales (-P+3+O+11.5, courbes noires) est comparé aux données de la mousson Indo-asiatique. Les traits en pointillés rouges indiquent la présence de moussons hivernales en périodes interglaciaires.....

130

Figure 68 : Migration de la Convergence Subtropicale et variabilité du transfert de masse d'eau entre l'océan Indien en Atlantique au cours des derniers 550000 ans (données d'après Peeters et al. (2004)). Le renforcement du transfert entre périodes glaciaires-interglaciaires (terminaisons) au moment du maximum de volume de glace est indiqué par les cadres rouges.....

134

Figure 69 : Migration extrême vers le Nord de la Convergence SubTropicale (STC) durant les périodes glaciaires 10 et 12 enregistrée sur une carotte située au Sud du courant des Aiguilles (33.17°S, 31.25°E; données d'après Bard and Rickaby (2009)). Les cadres gris indiquent les glaciaires 10 et 12 pour lesquelles l'amplitude du changement de volume de glace est anormalement forte en comparaison de l'évolution de la teneur en CO2 de l'atmosphère (données d'après Lisieski and Raymo (2005) et Lüthi et al. (2008)).....

135

Figure 71 : Test for the modern database composed of 367 core tops from the south Indian Ocean (Barrow and Steve, 2005) yielding to a precision of 0.8°C for the annual SST reconstructions. Modern hydrological parameters were requested from the WOA (1998) database using the tool developed by Schaffer-Neth during the MARGO project......

Figure 72 : Comparison of four independent paleotemperature records over the last 800 ka in the South-West Indian Ocean: similarities and differences......

*Figure 73 : Correlation between G. ruber size-normalized weight and the ratio of Mg/Ca for the same specie......*144

Figure 76 : Impact du fleuve Limpopo sur le courant des Aiguilles. La quantité de lipides (nalkanes) apportée au site MD96-2048 suit les variations des lipides d'origines terrestres (branched GDGT's) et suggère un apport par le fleuve Limpopo. Toutefois, le BIT index indique que l'apport par le fleuve est très limité (valeur proche de 0).....

210

Figure 79 : Le concept de mousson globale vu à travers l'antiphase des hémisphères Nord et Sud. A) Ba/Ca comme indicateur de décharges fluviales liées à la mousson estivale Nord-ouest africaine (Weldeab et al., 2007). B) $\delta^{18}O$ des spéléothèmes de Botuvera cave comme indicateur de la mousson estivale en Amérique du Sud (Wang et al., 2007). C) $\delta^{15}N$ des excréments fossilisés dans la roche comme indicateur de la mousson estivale de l'Afrique du Sud-ouest (Chase et al., 2009 ; 2010 ; 2011). La période humide Nord africaine est indiquée par le cadre. Elle est associée à une période aride pour l'Amérique du Sud mais une période humide pour l'Afrique du Sud. Les courbes rouges représentent l'indice de précession et celle en pointillée, l'obliquité (Laskar et al., 2004)....

Figure 80 : La dynamique des précipitations pour l'Afrique du Nord-est et du Sud-est. A) Analyse spectrale (cross correlation avec Analyseries ; Paillard et al., 1996) pour le signal $\delta^{13}C$ du C_{31} n-alkane (données en E) et le stack de température de surface (SST) de l'océan Indien Ouest (données en F). B) Données Fer (Fe en coups par coups totaux) comme indicateur de la mousson Nord-est Africaine (Revel et al., 2010). C) Signaux $\delta^{13}C$ du C_{31} nalkane et Fe filtrés (filtre gaussien avec Analyseries ; Paillard et al., 1996) pour la périodicité de précession (23000 ans). D) Indice de précession (Laskar et al., 2004). E) $\delta^{13}C$ du C_{31} n-alkane des plantes supérieures comme indicateur de la balance humidité/aridité du continent Est africain. F) Stack de température de surface (SST) de l'océan Indien Ouest (Caley et al., 2011a)....

240

Figure 81 : Moyenne du taux de precipitation mensuel (NCEP, kg/m²/sec) et vecteurs de vent à 850 mb pour l'Afrique de l'Est et l'océan Indien pour A) Juillet et B) Janvier (1968–1996, données modifiées d'après NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, <u>http://www.cdc.noaa.gov</u>) (modifié d'après Tierney and Russel (2007))...... 241

Figure 82 : Relation entre le poids des tests de G. ruber, de G. bulloides (mesuré sur des sédiments de surface actuel) et la salinité de surface annuelle moyenne de l'océan (d'après WOA5 Hydrographic Atlas; Antonov et al., 2006).....

Figure	83 :	Le	dipôle	Indien	(IOD)	(Saji et	al., 19	99). L'e	évolution	des	températures	de
surface	de	?	l'océan	n ains	si qu	e l'ai	nomalie	des	vents	de	surface	est
représe	ntée	• • • •	• • • • • • • • • •									
											247	

Figure 84 : «Hot-spot» for future studies	•
2	248

Liste des Tableaux

Tableau 1 : Synthèse des caractéristiques pour les différents enregistrements sédimentaires marins étudiés dans le cadre de la thèse	5
43	
Tableau 2 : Phase des indicateurs de mousson d'été et d'hiver indienne, asiatique et africa par rapport au minimum de précession et au maximum d'obliquité. Les indications en ro dénotent les travaux pour lesquels la robustesse ou la signifiance en tant qu'indicateur mousson est questionnées	iine uge • de
125	
Table 3 : Pearson coefficient of correlation obtained with « R » software for SST record.	s at
143	
Table 4 : Pearson coefficient of correlation obtained with « R » software for SST record. site MD96-2048 (95% C.I)	s at
145	
Tableau 5 : Importance de l'océan Indien pour les paléoclimats Quaternaire : la Mousson le courant des Aiguilles. Le tableau doit se lire tel que (1) impact sur (2). Il résume internetions paritieus (1) en écutions (1) entre l'agére la diem la Management le	n et les

le courant des Aiguilles. Le tableau doit se lire tel que (1) impact sur (2). Il résume les interactions positives (+) où négatives (-) entre l'océan Indien, la Mousson et le courant des Aiguilles et renvoie aux différentes parties développées dans le cadre de la thèse...... 244

Prologue

Le nom mousson est issu de l'arabe « *mausim* » qui signifie saison. La mousson est en effet un phénomène saisonnier de renversement de vents au-dessus de vastes régions intertropicales. On associe à ce renversement saisonnier un contraste de précipitation sur le continent avec deux saisons extrêmes : l'été marqué par des précipitations excessivement abondantes, et l'hiver avec la présence d'un air sec (Figure 1).



Figure 1 : Principe schématique de la mousson (Ruddiman, 2001).

La mousson, de part le renversement saisonnier des vents associés au contraste des précipitations, constitue une réserve d'eau importante pour les populations vivant sous son influence. Ce phénomène se rencontre non seulement autour de la mer d'Arabie, mais aussi sur tout le continent Indo-asiatique et Africain. Des études climatiques détaillées montrent que le développement ou le déclin rapide de civilisations dans le Sud et l'Est de l'Asie ont été contrôlés de façon importante par la dynamique de la mousson (Clift and Plumb, 2008). Cette dynamique a été et continuera à être d'importance cruciale pour la prospérité des régions sous son influence et l'économie globale (Webster et al., 1998) (Figure 2).



Figure 2 : Exemple de l'importance de la mousson pour l'agriculture indienne. (a) Production indienne annuelle de riz de 1960 à 1996 par rapport à 1978 (100 unités). (b) Indice de précipitation pour l'ensemble de l'Inde (AIRI) (en millimètres) définit par Mooley and Parthasarathy (1984) pour la même période. (c) Production de riz indienne contre AIRI en termes d'écart à la moyenne. Un rapport de modéré à fort (la corrélation est de 0.61) existe entre les deux indices (Webster et al., 1998).

Dans le contexte des perturbations climatiques d'origine anthropique, il est important de prévoir l'évolution de ces processus atmosphériques dont les répercussions pourraient avoir une dimension globale.

En 2007, le quatrième rapport du GIEC indiquait que le volume des précipitations augmentera très probablement aux latitudes élevées d'ici la fin du XXIème siècle, alors qu'il diminuera probablement dans la plupart des régions continentales subtropicales (d'environ 20 % en 2100 selon le scénario A1B – Figure 3), dans la continuité des tendances observées récemment. Toutefois, les modèles prédictifs peinent généralement à simuler l'évolution prochaine de la disponibilité en eau aux basses latitudes (Figure 4). Les projections indiquent que la mousson asiatique devrait gagner en intensité (augmentation des précipitations), en liaison probable avec une augmentation de la température globale (GIEC, 2007). Cependant, le rôle des aérosols complique la nature des projections futures et plus particulièrement pour la mousson asiatique (GIEC, 2007). En conséquence, comprendre les facteurs qui contrôlent la mousson et expliquent sa variabilité naturelle passée présente un intérêt considérable pour l'amélioration des projections futures.

Projections multimodèles des variations du régime des précipitations



Figure 3 : Variations relatives du régime des précipitations (%) pour la période 2090-2099, par rapport à la période 1980-1999. Les valeurs indiquées sont des moyennes tirées de plusieurs modèles, obtenues à partir du scénario A1B du SRES pour des périodes allant de décembre à février (à gauche) et de juin à août (à droite). Les zones en blanc correspondent aux régions où moins de 66 % des modèles concordent sur le sens de la variation et les zones en pointillé à celles où plus de 90 % des modèles concordent sur celui-ci (GIEC, 2007).



Figure 4 : Variations relatives à grande échelle du ruissellement annuel (disponibilités en eau, en pourcentage) pour la période 2090-2099, par rapport à la période 1980-1999. La figure présente les valeurs médianes de 12 modèles climatiques selon le scénario A1B du SRES. Les zones en blanc indiquent les régions où moins de 66 % des 12 modèles concordent sur le sens de la variation et les zones en pointillé celles où plus de 90 % des modèles concordent sur celui-ci (GIEC, 2007).

De plus, les précipitations (l'effet des moussons) ont un effet direct sur la qualité des eaux de l'océan Indien, qui elles-mêmes, peuvent avoir une influence globale. En effet, une grande partie des eaux de surface de l'océan Indien rejoint l'océan Atlantique via le courant des

Aiguilles qui s'écoule le long de la marge Sud-est africaine (Figure 5). Ce transfert constitue un des éléments clés de la boucle/circulation thermo-haline globale.

Il a été démontré qu'en raison du forçage anthropique (Cai, 2006), la migration des vents d'Ouest en direction du pôle Sud avait stimulé le transfert de sel et de chaleur du courant des Aiguilles depuis l'océan Indien vers l'océan Atlantique Sud (Figure 5) (Biastoch et al., 2009; Rouault et al., 2009). Ceci pourrait avoir des conséquences sur l'évolution future de la circulation thermohaline en Atlantique Nord. Même si cela reste à confirmer, cette modification dans le transfert de masse d'eau pourrait stabiliser un potentiel déclin du système du Gulf Stream (lié à la fonte de la banquise arctique et de la calotte groenlandaise) causé par le dérèglement climatique (Biastoch et al., 2009).



Figure 5 : Transfert de masse d'eau depuis l'océan Indien et impact sur l'augmentation de la salinité des eaux de la thermocline en Atlantique Sud. Exemple de trajectoires de flotteurs obtenus avec une température $T \ge 10^{\circ}$ C le long de la section de « Good Hope » et quittant le Sud de l'Atlantique depuis l'océan Indien (verts), l'océan austral (bleus) ou l'Atlantique Nord (rouges). Les transports en volume (V) et d'eau douce (F) (les nombres négatifs indiquent l'advection de sel vers le Nord) sont montrés pour les sections 6°S (ligne en pointillée rougenoire) et Good Hope (ligne en pointillée noire) pour les périodes indiquées, et la salinité moyenne (S) des flotteurs quittant le domaine du coeur du courant Brésilien Nord (gamme de profondeur, 100-600m). L'encadré montre une analyse historique des profils de salinité moyennés sur la même gamme de profondeur sur la côte Est de l'Amérique du Sud (boîte jaune) (d'après Biastoch et al. (2009)).

La nécessité de mieux appréhender la climatologie et l'océanographie de l'océan Indien, dans l'optique d'une meilleure compréhension des processus de mousson et du courant des Aiguilles, peut être illustrée par l'intérêt croissant de la communauté scientifique concernant ces problématiques (Figure 6).



Figure 6 : Evolution du nombre de travaux scientifiques par année ayant comme sujet : A) le courant des Aiguilles (d'après Lutjeharms (2006) jusqu'à l'année 1993 puis d'après les articles contenant le mot « Agulhas » dans leur titre, identifié avec le moteur de recherche Google Scholar) B) la mousson (d'après les articles contenant le mot « Monsoon » dans leur titre, identifié avec le moteur de recherche Google Scholar).

Cette thèse s'inscrit dans le besoin croissant d'une meilleure caractérisation de la dynamique naturelle du climat de l'océan Indien et de son impact global à travers l'évolution passée des moussons, du courant des Aiguilles et de leurs possibles téléconnections (Figure 7).



Figure 7 : Téléconnection océanique entre la dynamique des vents équatoriaux Indiens et le transfert des anneaux depuis le courant des Aiguilles (modifié d'après Schouten et al. (2002)).

Ainsi, trois objectifs principaux peuvent être établis pour cette thèse :

- Améliorer la compréhension de la dynamique de la mousson Indo-Asiatique ainsi que son interaction avec les autres systèmes de mousson.

- Mieux caractériser le transfert thermo-halin Indien-Atlantique et la dynamique du courant des Aiguilles ainsi que son impact climatique régional et global.

- Déterminer les possibles interactions entre les phénomènes de moussons et le courant des Aiguilles.

Dans cette thèse, nous aborderons ces problématiques à l'échelle orbitale (incluant les conditions glaciaires/interglaciaires) au cours de la période Quaternaire.
Chapitre 1 Généralités

Partie 1	<u>: Cadre temporel de l'étude</u>	 10		
<u>Partie 2</u>	: Cadre environnemental : climatologie et océanographie de l'océan	10		
<u></u>		15		
1. La m	ousson Indo-asiatique et le concept de mousson globale			
1.1 Météorologie de la mousson Indo-asiatique				
1.2 Le concept de mousson globale.				
>	Interactions ENSO-mousson	20		
1.3 La	mer d'Arabie	22		
2. Le co	ourant des Aiguilles et le climat Sud-africain			
21Ie	courant des Aiguilles	26		
2.1 Le	Los sources du courant des Aiguilles	26		
	Les sources du courant des Algumes	27		
\triangleright	Le courant des Aiguilles Nord	 20		
\succ	Le courant des Aiguilles Sud	28 		
	Impact Global du courant des Aiguilles	31		
, , , , , , , , , , , , , , , , , , ,		33		
2.2 Le	climat du continent Sud-africain	 36		

Partie 1 : Cadre temporel de l'étude

La Terre a oscillé entre des périodes glaciaires marquées par la présence de calottes de glace aux pôles, périodes dites « icehouse », et des périodes interglaciaires marquées par l'absence de calottes : périodes dites « greenhouse ».

Depuis environ trois millions d'années, la Terre se situe dans une période glaciaire (icehouse) dont les conditions d'initiation restent très controversées (Raymo and Huybers, 2008). Beaucoup d'hypothèses ont été avancées : la fermeture tectonique de l'isthme de Panama (Keigwin, 1982), la fermeture de « l'Indonesian seaway » (Cane and Molnar, 2001), l'élévation de la chaîne Himalayenne et du Tibet (Raymo et al., 1988), la modulation de l'obliquité (Maslin et al., 1998) ou encore des changements dans la stratification de l'océan Pacifique Nord (Haug et al., 2005 ; Sigman et al., 2004).

Au sein de cette période « icehouse » on observe l'alternance de périodes caractérisées par un volume de glace continentale plus important, et de périodes où le volume de glace était moindre. Par abus de language, on parlera de périodes glaciaires et interglaciaires.

Le Quaternaire, période qui comprend le Pléistocène et l'Holocène, a débuté il y a environ 2,6 million d'années et est marqué par une succession d'oscillations climatiques importante au sein du Pléistocène (Gibbard and Cohen, 2008) (Figure 8).

Les successions climatiques de type glaciaire/interglaciaire ont été décrites entre autres par l'étude isotopique des sédiments marins (Huybers and Wunsch, 2004 ; Imbrie, 1984 ; Lisiecki and Raymo, 2005 ; Shackleton, 2000). Ces enregistrements sont à l'origine d'une échelle stratigraphique isotopique dont la plus récente, appelé LR04, a été établie par Lisiecki and Raymo (2005) à partir de la compilation de 57 courbes isotopiques issues de l'analyse des tests de foraminifères benthiques extraits de carottes sédimentaires réparties sur l'ensemble du globe. Ces enregistrements ont été datés principalement sur la base des cyclicités orbitales. Les stades isotopiques impairs correspondent aux périodes interglaciaires tandis que les stades isotopiques pairs correspondent aux périodes glaciaires (Figure 8).



Figure 8 : Chronologie du Quaternaire, cyclicité glaciaire-interglaciaire, forçage de l'insolation et période étudiée dans le cadre de la thèse. $\delta^{18}O$ LR04 d'après Lisiecki and Raymo (2005), paramètres orbitaux et insolation d'après Laskar et al. (2004).

Milankovitch (1920) développe la théorie astronomique des climats validée par la suite par Berger (1978). Cette théorie montre que l'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires répond de façon proportionnelle aux variations orbitales de la Terre. Sous l'effet de l'attraction des autres planètes, la Terre n'est pas positionnée de manière identique par rapport au Soleil au cours du temps. Ceci va moduler le flux de chaleur reçu. De ce fait, l'insolation dépend de trois paramètres astronomiques :

- <u>l'excentricité</u> : elle dépend de l'aplatissement de l'orbite terrestre (variation du cercle à l'ellipse) avec une périodicité de 100000 et 413000 ans (Figure 9). Elle module la précession climatique.



Figure 9 : Les différents paramètres orbitaux et leurs périodicités (Langlois (2003) d'après Crowley and North (1991)).

- <u>l'obliquité</u> : elle est liée à l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de l'écliptique (entre 22° et $24^{\circ}5$) avec une périodicité de 41000 ans (Figure 9). Elle est responsable des saisons.

-<u>la précession climatique</u> : elle résulte du mouvement combiné de l'ellipse terrestre autour du soleil et de la Terre qui tourne comme une toupie (précession des équinoxes). La cyclicité est de 19000 et 23000 ans (Figure 9). Elle a pour effet de faire évoluer dans le temps la position de la Terre sur l'ellipse à un moment précis de l'année.

L'indice de précession est défini comme la combinaison de l'excentricité et de la précession climatique : indice de précession = excentricité \times sin (précession climatique).

D'après la convention de Berger (1978), un indice de précession faible correspond à un été chaud et un hiver froid dans l'hémisphère Nord. Dans ce cas, l'hémisphère Sud connaîtra un contraste saisonnier moins important.

Le résultat combiné des trois paramètres orbitaux décrits précédemment conduit au calcul d'insolation (Figure 8).

D'après la théorie astronomique des climats, le rôle de l'ensoleillement estival aux hautes latitudes Nord semble très important pour expliquer les cycles glaciaires-interglaciaires ainsi que les transitions entre périodes glaciaires et interglaciaires (Terminaisons). Toutefois, les travaux récents de Huybers and Wunsch (2005) et Huybers (2007) montrent que l'obliquité (et non l'insolation) pourrait expliquer à elle seule la cyclicité de 41 000 ans du Pléistocène Inférieur et la pseudo-cyclicité de ~100 000 ans du Pléistocène Moyen et Supérieur (Figure 8).

En effet, au cours du Quaternaire, la cyclicité glaciaire/interglaciaire a évoluée, passant d'une cyclicité de ~41 000 ans à une cyclicité de ~100 000 ans pour des raisons encore très mal comprises (Hönish et al., 2009; Lisiecki and Raymo, 2007; Raymo and Huybers, 2008). Cette transition, appelée transition Mid-Pleistocene (MPT), qui a débuté il y a 1250000 ans et s'est terminée il y a 700000 ans, intervient sans aucun changement apparent du forçage de l'insolation (Clark et al., 2006). Les travaux de Huybers and Wunsch (2005) ont montré que la quasi-totalité des Terminaisons du Quaternaire se produisait proche des maximums d'obliquité. Cette hypothèse est très séduisante car elle permettrait d'expliquer les cycles de 100000 ans du Pléistocène Moyen et Supérieur comme des multiples de l'obliquité. En effet, il est abusif de parler de périodicité de 100000 ans puisque la durée entre deux transitions climatiques majeures varie entre 80000 et 120000 ans environ c'est-à-dire 2 ou 3 multiples de l'obliquité. L'évolution vers une pseudo-cyclicité à 100000 ans pourrait venir de l'augmentation de la capacité des calottes de glace à résister au flux maximum de chaleur reçue (Bintanja and Van De Wal, 2008 ; Huybers, 2006 ; Raymo, 1997). De plus, cette pseudo-périodicité de 100000 ans ne peut pas avoir d'explication simple en termes de variation d'excentricité car ce paramètre induit des variations dans la quantité d'énergie recue par la terre de l'ordre de 0.1%, qui n'ont sans doute aucun impact immédiat sur le climat de la Terre. D'autres hypothèses ont également été avancées pour expliquer la MPT: extension de la calotte antarctique sur l'océan (Raymo et al., 2006) ou encore l'accroissement de la stabilité de la calotte Laurentide dû à l'érosion du régolithe Nord-Américain (Clark and Pollard, 1998).

Il est important de noter qu'il existe des conditions glaciaires-interglaciaires au sein desquelles on observe des variations orbitales (obliquité et précession). Dans cette thèse, nous parlerons donc de variations orbitales (excentricité, obliquité et précession) mais aussi de conditions glaciaires-interglaciaires (pseudo-cyclicité de 100000 ans).

Dans le cadre des Terminaisons du Pleistocène moyen et supérieur, il convient de préciser qu'associés aux forçages orbitaux que l'on qualifie de forçages externes, les forçages internes au système climatique (Figure 10) tels que les variations de la teneur atmosphérique en CO₂, la circulation atmosphérique et océanique globale, ont très certainement joué un rôle important dans le mécanisme de ces transitions (Cheng et al., 2009).



Figure 10 : Forçages externes et internes pour le système climatique (Ruddiman, 2001).

Objectifs de thèse

Ces mécanismes de transition (terminaisons), ainsi que la MPT, seront des problématiques abordées durant notre étude qui couvrira une période maximale de 1,35 million d'années, c'est-à-dire la deuxième moitié du Quaternaire (Figure 8).

Il est également important de signaler qu'à « l'intérieur » de la variabilité orbitale est contenue une variabilité d'ordre millénaire (d'une durée moyenne de 1000 à 3000 ans) dont l'origine est encore débattue. Elle peut être illustrée par l'étude des rapports isotopiques des carottes de glace du Groenland (Dansgaard et al., 1993 ; Grootes et al., 1993 ; Meese et al., 1997). Ces variations climatiques, tout d'abord détectées dans l'hémisphère Nord, sont regroupées sous le nom de cycles de Dansgaard-Oeschger (D/O), les phases froides et chaudes étant respectivement appelées stades et interstades de Dansgaard-Oeschger (Bond and Lotti, 1995 ; Broecker and Denton, 1989 ; Dansgaard et al., 1993) (Figure 11).



Figure 11 : La variabilité d'ordre millénaire (interstades en rouge (D/O) et évènements de Henrich (H) en noir ; données d'après NGRIP (2004)).

Cette variabilité atmosphérique est parfois liée à des refroidissements sévères et récurrents de l'océan Atlantique Nord appelés évènements de Heinrich (H) (Heinrich, 1988) (Figure 11). Il s'agit de dépôts riches en grains détritiques grossiers, ou IRD (Ice-Rafted Detritus), issus de décharge d'icebergs d'une durée moyenne de 1000 à 2000 ans (Elliot et al., 1998 ; 2001). Ce type de variabilité millénaire ne sera pas abordé dans le cadre de cette thèse. De même, il existe des variabilités centennales et décennales, mais qui ne feront pas l'objet de cette thèse.

Partie 2 : Cadre environnemental : climatologie et océanographie de l'océan Indien

1. La mousson Indo-asiatique et le concept de mousson globale

1.1 Météorologie de la mousson Indo-asiatique

Notre compréhension de la météorologie des moussons et des facteurs qui les contrôlent est loin d'être complète. D'une façon simplifiée, l'énergie issue du soleil va être transmise à l'atmosphère. La façon dont cette énergie est transmise à l'atmosphère est très différente suivant que l'on se situe sur une région continentale ou océanique. Les terres ont une faible capacité calorifique ce qui va permettre à la surface de transmettre immédiatement l'énergie reçu du soleil à l'atmosphère. Au contraire, les océans ont une capacité calorifique plus élevée. A ceci vient s'ajouter les effets des courants et des mélanges à l'intérieur de l'océan qui ont une forte influence sur les températures de surface. Il n'y a donc pas de transfert direct d'énergie à l'atmosphère.

Ce fort contraste de température entre le continent et l'océan, on parle de différence de chaleur sensible, est au cœur du système de mousson dans son ensemble (Figures 1). Les différences de pressions générées par ce gradient de température permettent la mise en place de vents importants et de précipitations sur le continent dans le cas de la saison humide (Figure 12).



Figure 12 : Vents et précipitations de la mousson boréale durant la saison estivale (modifié d'après Wang et al. (2003)).

La dynamique des vents est, en premier ordre, le moteur de la circulation océanique géostrophique de surface (Figure 13).



Figure 13 : Circulation océanique de surface dans l'océan Indien durant la saison estivale et hivernale (transport en $Sv=10^{6}m^{3}/s$). Current branches indicated are the South Equatorial Current (SEC), South Equatorial Countercurrent (SECC), Northeast and Southeast Madagascar Current (NEMC and SEMC), East African Coast Current (EACC), Somali Current (SC), Southern Gyre (SG) and Great Whirl (GW) and associated upwelling wedges, Socotra Eddy (SE), Ras al Hadd Jet (RHJ) and upwelling wedges off Oman, West Indian Coast Current (WICC), Laccadive High and Low (LH and LL), East Indian Coast Current (EICC), Southwest and Northeast Monsoon Current (SMC and NMC), South Java Current (JC), Leeuwin Current (LC) and Indonesian ThroughFlow (ITF) (modifié d'après Schott and McCreary (2001)).

Par exemple, le courant de Somali en mer d'Arabie s'écoule en direction du Nord ou du Sud suivant la dynamique de la mousson d'été ou d'hiver respectivement (Figure 13). Dans la partie Sud, l'océan Indien est caractérisé par l'écoulement en direction de l'ouest du courant équatorial Sud (SEC) (Schott et al., 2009 ; Figure 13). Ce courant va se séparer en deux au

niveau de Madagascar et rejoindre sous la forme de tourbillons le courant des Aiguilles (Agulhas current sur la Figure 13), qui forme la limite Ouest de la circulation océanique anticyclonique (on parle de gyre) forcé par les vents (Figure 12-13).

Toutefois, le phénomène de mousson est plus complexe qu'une simple circulation latitudinale à travers l'équateur, appelée « mousson latérale » (Webster et al., 1998). Les circulations de la mousson ont trois dimensions. En effet, dans les tropiques, une partie importante des circulations se fait sous forme longitudinale et est mentionnée comme les circulations de Walker et de « mousson transverse » (Webster et al., 1998; Figure 14). Les flux atmosphériques divergents les plus forts sont associés aux circulations de mousson latérale et transverse durant l'été boréal (Webster et al., 1998).



Figure 14 : Synthèse des circulations de vents divergents de la mousson d'été et d'hiver. Trois composantes majeures sont identifiées : la mousson transverse, la mousson latérale et la circulation de Walker (Webster et al., 1998).

Dans le cas du système Indo-asiatique, si la différence de chaleur sensible initie la circulation de la mousson, c'est le transport d'humidité et la chaleur latente associée qui jouent un rôle dominant pour moduler et supporter l'intensité des précipitations de la mousson (Liu et al., 1994 ; Webster et al., 1998). Cette chaleur est en effet libérée lors des précipitations ce qui va permettre de renforcer le gradient de pression établi par la différence de chaleur sensible et renforcer la circulation de mousson. On constate que les températures durant la saison estivale sont plus faibles dans l'océan Indien Sud qui correspond à la zone de production de chaleur latente (Figure 15). En effet, bien que contre intuitif, la chaleur latente est, en première approximation, négativement corrélée avec la température à l'interface océan-atmosphère (Liu et al., 1994). L'évaporation augmente avec la diminution de température de surface car la vitesse du vent et l'humidité eau-air joue un rôle très important. Au final, la chaleur latente sera importante dans la région des alizés, où la vitesse du vent est importante et où les températures à l'interface eau-air sont faibles (Hastenrath and Greischar, 1993 ; Liu et al., 1994) (Figure 15).



Figure 15 : Budget d'humidité pour la mousson d'été (moyenne 1990–1999) Unitées: 10⁶kg/s (indications d'après Clemens et al. (1996) et Ding et al. (2004)). Les nombres entre parenthèses indiquent les zones qui sont des sources nettes (positifs) ou des puits nets (négatifs). L'océan Indien Sud est la source dominante d'humidité (chaleur latente). Températures de surface de l'océan en juillet d'après NODC_WOA94 fournies par la NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, depuis le site internet (http://www.esrl.noaa.gov/psd/).



Figure 16 : Transport d'humidité moyen pour 1990–1999 (en kg/m/s) (d'après Sun (2002) dans Ding et al. (2004)).

Les observations météorologiques actuelles et les budgets de transport d'humidité montrent que le Sud de l'océan Indien est la source dominante d'humidité (de chaleur latente) pour le système Indo-asiatique durant la saison estivale avec une contribution assez faible de l'océan Pacifique (Ding et al., 2004 ; Liu and Tang, 2004 ; Park et al., 2007) (Figure 16).

Cela suggère que l'étude et la compréhension des moussons Indo-asiatiques doit se faire en tenant compte des mécanismes de rétroactions internes et de l'importance de l'océan Indien Sud. Blanford (1884) a été le premier à suggérer que l'intensité de la mousson était également gouvernée par l'importance des chutes de neige sur l'Eurasie. Dickson (1984), en utilisant des données plus récentes et plus étendues, confirme que des chutes de neige limitées durant l'hiver sont associées à des moussons plus fortes que la moyenne durant l'été suivant, illustrant de ce fait l'importance des processus de rétroaction interne pour expliquer la dynamique de la mousson.

L'importance des phénomènes de rétroaction interne pour la mousson peut également être illustrée à travers l'oscillation biannuelle. En effet, en plus de posséder la plus grande amplitude annuelle de tout le domaine climatique sub-tropicale et tropicale, les moussons possèdent aussi une variabilité considérable sur une large gamme d'échelles temporelles. Dans le cycle annuel il y a des variations à grandes échelles et fortes amplitudes de la mousson. Sur des durées plus longues que le cycle annuel, la mousson varie à des rythmes biannuels, interannuels et interdécennaux.

Meehl (1997) a proposé un mécanisme par lequel les vents vigoureux durant une année de forte mousson peuvent refroidir les eaux de surface de l'océan équatorial Indien, conduisant à une mousson plus faible l'année suivante. Webster et al. (1998 ; 2002) a inclus la dynamique de l'océan dans ce mécanisme qui, de part sa durée plus lente de circulation, fournissait la mémoire nécessaire d'une année sur l'autre pour boucler le système (Figure 17).



Figure 17 : Oscillation biannuelle de la mousson (Wang, 2006). Une forte mousson (vents de surface en traits noirs) entraîne une augmentation du transport d'Ekman et donc de chaleur en direction du Sud (traits gris). Une faible mousson, au contraire, entraîne une diminution du transport d'Ekman et de chaleur. La tendance sera de produire une mousson du signe opposé d'une année sur l'autre et d'introduire une forte composante biannuelle dans le système.

Ce processus d'oscillation biannuelle est donc une forte manifestation des interactions internes terre-océan-atmosphère.

1.2 Le concept de mousson globale

Le système de mousson Indo-asiatique est le plus important au monde en termes d'intensité et de couverture spatiale. Il est reconnu et démontré que l'orographie joue un rôle déterminant pour expliquer cette forte intensité (Prell and Kutzbach, 1992). Toutefois, il existe d'autres systèmes d'importance moindre sur la planète : l'Afrique de l'Ouest, de l'Est et du Sud, l'Australie. Ces systèmes présentent des caractéristiques similaires mais aussi des différences dans le détail ce qui ne facilite pas l'établissement d'une bonne définition de la mousson et explique la difficulté à trouver un système de classification des régimes régionaux qui soit accepté par l'ensemble de la communauté scientifique (Neelin, 2007). L'exemple le plus marquant est sans doute celui de la mousson Américaine. Les études qui définissent les zones de mousson en termes de renversement saisonnier des vents et des précipitations (Ramage, 1971) n'incluaient pas les Amériques. Webster et al. (1998) a inclus les Amériques sur la base des changements de précipitations tandis que Trenberth et al. (2006), malgré des complications pour les secteurs méridionaux, a inclus ce système sur la base de la divergence de la circulation du vent.

Les systèmes de moussons régionaux sont souvent vus comme des parties d'un « système global » à travers la relation avec la Zone de Convergence InterTropicale (ITCZ) (Trenberth et al., 2000). L'ITCZ est la conséquence de la convergence des grandes cellules de circulation atmosphérique appelées cellules de Hadley (Figure 18). Sa position dépend donc du schéma des vents, de la rotation de la terre, de la présence des continents et de la mousson. Elle concentre la zone de fortes précipitations dans son ensemble (Figure 18).



Figure 18 : Circulation générale de l'atmosphère (Ruddiman, 2001).

Il existe un lien étroit entre les moussons et les migrations latitudinales de l'ITCZ. Cette idée de mousson globale est dérivée de la coordination des systèmes de moussons régionaux qui répondent au cycle annuel du réchauffement solaire et des connections apparentes de la

circulation divergente globale nécessitées par la conservation de masse (Trenberth et al., 2000).

Cependant, si l'ITCZ résulte de phénomènes globaux, la mousson est un phénomène fortement impacté par des processus régionaux. De plus, des analyses des variations interannuelles et interdécennalles suggèrent que le système global ne varie pas de façon cohérente, mais plutôt que les systèmes régionaux de mousson et l'El Niño Southern Oscillation (ENSO) sont en compétition les uns avec les autres (Webster et al., 1998). Une activité intense dans un secteur est apte à créer une subsidence dans un autre secteur et contribuer à y supprimer l'activité (Webster, 1972).

Interactions ENSO-mousson

L'ENSO (El Niño Southern Oscillation) désigne une perturbation atmosphérique (au niveau de la circulation de Walker : Figure 14) couplé à l'océan (variation dans la profondeur de la thermocline), qui se produit dans l'océan Pacifique et dont les répercussions en terme de perturbations climatiques sont mondiales. L'ENSO pourrait avoir une influence sur la mousson et réciproquement les fluctuations de la mousson sur l'évolution des épisodes d'ENSO. Cette hypothèse se conçoit si on considère le schéma de la Figure 14 qui montre une relation entre la circulation de Walker et celles des moussons transverses et latérales. Des études ont ainsi montré l'impact des évènements d'ENSO sur l'intensité des précipitations sur les continents Indien, Est-Asiatique et Australien (Webster et al., 1998). Wu and Kirtman (2004) ont établi que la variabilité de la mousson reliée et non reliée à l'ENSO avait une influence sur les événements d'ENSO. L'influence des moussons sur l'ENSO reste tout de même moins comprise.



Figure 19 : Analyses spectrales de séries temporelles climatiques des océans Pacifique et Indien. (a) Température de surface de l'océan Pacifique (1875-1992) dans la région NINO3,

(b) Indice de précipitation de l'ensemble de l'Inde (AIRI) (1875-1992), (c) Analyse spectrale croisée entre AIRI et les températures de surface de l'océan Pacifique (Torrence and Compo, 1998; Torrence and Webster, 1998).

L'analyse de la Figure 19 montre que la relation entre les températures de surface de l'océan Pacifique et les précipitations sur l'Inde n'est pas statistiquement stationnaire au cours des dernières 120 années. La corrélation est élevée entre 1880-1920 et 1960-1980 mais faible entre 1920-1940 et après 1980. La cause précise de ces changements n'est pas claire et d'autres études sont nécessaires pour identifier les processus physiques responsables des changements interdecénaux dans les relations mousson-ENSO (Lau et Wang, 2006). En revanche, des covariabilités sont visibles pour l'activité intrasaisonnière et pour l'activité interasaisonnière et pour l'activité interasa

interannuelle concernant la relation mousson-ENSO (Figure 19) (Li and Long, 2002; Webster et al., 1998) et pourraient également s'exprimer à travers la variabilité biannuelle (Lau et Wang, 2006).

Objectif de thèse

Dans cette thèse, nous discuterons du concept de mousson globale à l'échelle orbitale. Nous étudierons les forçages et la réponse de la mousson Indienne ainsi que la relation entre les différents systèmes régionaux de mousson.

La relation avec la dynamique climatique du Pacifique via le phénomène ENSO pourra également être testée.

1.3 La mer d'Arabie

La mer d'Arabie est située dans la partie Nord-ouest de l'océan Indien et constitue un bassin d'évaporation (l'évaporation y est plus forte que les précipitations) contrairement au bassin de dilution du golfe du Bengale qui est situé dans la partie Nord-est de l'océan Indien (Figure 20). Il s'agit d'une zone extrêmement sensible aux variations climatiques puisqu'elle subit l'influence de la dynamique de la mousson.



Figure 20 : La mer d'Arabie : une zone sous l'influence de la mousson Indo-asiatique (salinité de surface de l'océan et précipitation estivale (mois de Juillet) : GPCP Precipitation data as NODC_WOA94 provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at http://www.esrl.noaa.gov/psd/, données originales d'après Adler et al. (2003) et Monterey and Levitus (1997)).

Durant la saison estivale, le développement des vents du Sud-ouest (Figure 12) permet la mise en place d'un upwelling important le long de la marge Omanaise. En effet, le courant de surface océanique est contrôlé par les vents parallèles à la côte et est affecté par la force de Coriolis. Cette force dévie les corps vers la droite dans l'hémisphère Nord, créant ainsi un transport moyen résultant qui sera perpendiculaire à la direction du vent (Figure 21A). On parle de transport d'Ekman.



Figure 21: A) Transport d'Ekman et B) Mise en place d'un upwelling côtier (modifié d'après Ruddiman (2001)).

Ce processus permet la remontée d'eau plus profonde, plus froide et riche en nutriments vers la surface qui stimule la productivité (Figures 21B et 22). Ces « blooms » de productivité en surface vont ensuite pouvoir être transportés plus au Nord de la mer d'Arabie par l'intermédiaire de la circulation océanique, sous forme de tourbillons et de filaments (Figure 22). Un système d'upwelling le long du Makran est également observable durant la saison hivernale en liaison avec l'établissement des vents modérés de mousson du Nord-est (Figure 22).

Cette productivité importante va permettre un flux important de sédiments biogènes en direction des fonds marins et, associée à la ventilation des eaux, va permettre le développement d'une zone à oxygène minimum importante (Figure 23).



Figure 22 : Contrôle de la mousson sur la productivité de surface en mer d'Arabie (image SeaWIFS : <u>http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/image_archive.cgi?c=CHLOROPHYLL</u>).



Figure 23 : Zone à oxygène minimum en mer d'Arabie (Ocean Data View : Schlitzer, 2011).

Associé à cette sédimentation biogénique, la mer d'Arabie est aussi fortement influencée par la sédimentation lithogénique.

Les forts vents qui vont balayer l'Oman vont permettre un apport de poussières important à l'océan (Figure 24). Des travaux de pièges à particules ont pu établir une relation entre la force des vents du Sud-ouest et la taille des grains lithogéniques apportés à l'océan au large de l'Oman (Clemens et al., 1996). Plus les vents sont importants et plus la taille des grains lithogéniques transportés est importante.



Figure 24 : Poussières sur la mer d'Arabie le 15 juillet 2006 (summer monsoon) et le 20 Décembre 2006 (winter monsoon) (modifié d'après MODIS <u>http://www.nasaimages.org/luna/servlet/detail/nasaNAS~10~10~73135~178557:Dust-off-</u> <u>Pakistan</u>).

Dans la partie Nord de la mer d'Arabie, les poussières peuvent également être amenées durant la saison hivernale, notamment par les vents du Nord-est qui balayent le Pakistan (Figure 24). Toutefois, le vent n'est pas le seul agent responsable de la sédimentation lithogénique dans cette zone. De nombreux fleuves très actifs durant les périodes de précipitations de la mousson (principalement estivale) permettent le transfert de sédiment de granulométrie fine depuis le continent vers l'océan par l'intermédiaire de courant de turbidité (Bourget et al., 2010). De nombreux canyons et systèmes turbiditiques ont été identifiés le long du Makran (Bourget et al., 2011 ; Figure 25).



Figure 25 : Principaux systèmes fluviaux du Makran (Nord de la mer d'Arabie) et principaux canyons (Bourget et al., 2010) permettant le transfert de sédiment entre le continent et l'océan.

Dans la partie située au Sud de l'Inde, les fortes précipitations durant la mousson estivale, les décharges fluviales et l'influence des eaux dessalées du bassin de dilution du golfe du Bengale contribuent à diminuer les salinités de surface de l'océan (Figure 20).

L'extrême sensibilité actuelle de la mer d'Arabie au phénomène de mousson, tant au niveau de l'influence des vents que de l'impact des précipitations, en font donc un site d'étude privilégié pour reconstituer l'histoire de la mousson Indienne par le passé.

Objectif de thèse

Nous reconstituerons indirectement ces deux variables météorologiques (vents et précipitations de la mousson) à travers leurs impacts sur les processus océaniques et terrestres : changements de productivité de l'océan, changements de salinité de surface de l'océan et d'apports terrigénènes à l'océan.

2. Le courant des Aiguilles et le climat Sud-africain

2.1 Le courant des Aiguilles

Le courant des Aiguilles forme la partie Ouest de la circulation anticyclonique (gyre) forcé par les vents de l'océan Indien Sud (Lutjeharms, 2001) (Figure 26). La gyre Sud indienne est formée dans sa partie Nord par le courant équatorial Sud dont le transport atteint son maximum durant la mousson estivale (Lutjeharms, 2006). Les phénomènes de mousson qui

affectent le Nord de l'océan Indien peuvent donc avoir une influence sur la qualité des eaux formant par la suite le courant des Aiguilles. Dans sa partie Sud, la gyre est limitée par la convergence subtropicale. Cette convergence se traduit par un transport d'Ekman convergeant dans l'océan et un front dont le gradient thermo-halin méridional est très marqué vers ~41°S (Lutjeharms and Valentine, 1984). Elle sépare les eaux subtropicales oligotrophes des eaux australes mésotrophes et eutrophes (Figure 26).



Figure 26 : La gyre anticyclonique de l'océan Indien Sud et le courant des Aiguilles (Image de la productivité de l'océan de surface durant l'été austral d'après <u>http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/</u>).

Le courant des Aiguilles constitue un courant de bordure Ouest au même titre que le Gulf Stream qui se situe dans l'océan Atlantique Nord ou le Kuroshio dans l'océan Pacifique Nord. Ces courants de bordure se caractérisent par des vitesses d'écoulements importantes en direction des pôles sur une section relativement étroite et profonde et sont contrôlés par la dynamique des vents intégrée sur l'ensemble des bassins adjacents.

Le courant des Aiguilles présente des particularités par rapport aux autres courants de bordure ; les forçages qui le contrôlent ne sont pas tous clarifiés et il se distingue dans la partie Ouest de la gyre puisque cette dernière est interrompue au niveau de l'île de Madagascar entraînant une complexité des sources de l'écoulement (Figure 26).

Les sources du courant des Aiguilles

Trois sources peuvent être identifiées pour le courant des Aiguilles. Il y a encore quelques années, on pensait que le courant des Aiguilles était une extension renforcée d'un courant de bordure situé plus en amont, le courant du Mozambique, qui s'écoulait dans le chenal du Mozambique (Lutjeharms, 2007). Les progrès réalisés au cours des trentes dernières années

de recherche ont permis de démontrer que l'écoulement dans le chenal du Mozambique se faisait de façon intermittente, sous la forme de tourbillons, et non en constante continuité avec la partie Nord du courant des Aiguilles (Figure 27). Ceci constitue la première source. La deuxième source est associée au courant de Madagascar qui constitue un courant de bordure Ouest de faible dimension (Lutjeharms, 1981). Lors de sa rétroflexion au niveau du Sud de Madagascar, des anneaux et tourbillons vont contribuer à alimenter le courant des Aiguilles (Figure 27).



Figure 27 : Représentation schématique du transport en volume pour la gyre Sud-ouest de l'océan Indien Sud et le courant des Aiguilles. Transport barocline pour les premier 1000 mètres ($Sv : 10^6 m^3/s$) (modifié d'après Stramma and Lutjeharms (1997)).

La dernière, mais une des plus importantes contributions pour les masses d'eaux du courant des Aiguilles, constitue la recirculation dans la gyre Sud de l'océan Indien. Si le transport sur les premiers ~1000 m dans le chenal du Mozambique est estimé entre ~5-9 Sv (Harlander et al., 2009 ; Stramma and Lutjeharms, 1997) et peut atteindre les 17 Sv avec une forte variabilité interannuelle de 9 Sv (Ridderinkhof et al., 2010), le transport du courant Est de Madagascar est d'environ ~20-30 Sv (Nauw et al., 2008 ; Stramma and Lutjeharms, 1997) tandis que celui de la recirculation est de 40 Sv (Stramma et Lutjeharms, 1997 ; Figure 27).

Le courant des Aiguilles Nord

Une caractéristique importante du courant des Aiguilles dans sa partie Nord est sa vitesse moyenne élevée et relativement constante tout au long de l'année (Pearce and Grundlingh, 1982). L'écoulement du courant est en effet fortement stabilisé par la topographie (pente prononcée) du plateau continental (De Ruijter et al., 1999). La localisation précise du début du courant des Aiguilles n'est à ce jour pas totalement clarifiée. Il semblerait, d'après les informations sédimentaires, que le courant débute entre la baie de Delagoa (~ 26°S) et la zone située au large de la ville de Durban (29-30°S) (Martin, 1981; Lutjeharms, 2006) (Figure 28).



Figure 28 : Températures de surface pour le courant des Aiguilles dans sa partie Nord et Sud. A) Simulation des températures de surface pour le courant des Aiguilles dans un modèle couplé océan-atmosphère (modifié d'après <u>www.gfdl.noaa.gov/visualizations-oceans</u>). Le courant des Aiguilles Nord et Sud est indiqué. B) Températures de surface montrant la stabilité du courant dans sa partie Nord avec la présence d'une « natal pulse » au Sud de Port Elizabeth. Un successeur possible à cette « natal pulse » est visible dans la baie natale

près de Durban (données d'après le satellite NOAA 9, 27 mai 2004; modifié d'après Lutjeharms (2006)). C) Températures de surface pour le Sud du courant des Aiguilles. La disparition de la stabilité et l'augmentation des méandres est visible. La migration vers l'océan Atlantique d'un filament d'eau chaude est également visible (données d'après le satellite NOAA 9, 16 août 1985; modifié d'après Lutjeharms (2006)).

Le transport du courant des Aiguilles est estimé à ~ 70 Sv au Sud de Durban (Beal and Bryden, 1999 ; Bryden et al., 2005). Les températures des eaux de surface atteignent leur maximum en février (28°C) et leur minimum en juillet (23°C) tandis que les salinités de surface atteignent 35.5 PSU mais ne présentent pas de signal annuel distinct (Christensen, 1980 ; Duncan, 1970). Comme expliqué précédemment, les masses d'eaux présentes dans le courant des Aiguilles dérivent pour partie du Sud de l'Océan Indien. Un diagramme température-salinité (Pearce, 1977) permet d'identifier la présence des eaux de surface tropicales dérivées du courant équatorial Sud, les eaux de surface subtropicales et les eaux intermédiaires indiennes Sud (<35.6 en salinité, température entre 4-6°C). Les eaux centrales représentent le mélange entre les eaux de surface et intermédiaires (Figure 29). Une masse d'eau en provenance de la Mer Rouge et de la Mer d'Arabie est également identifiable au sein du courant des Aiguilles (Beal et al., 2006).



Figure 29 : Diagramme Température-Salinité pour le courant des Aiguilles Nord (100 km au large de Durban) (modifié d'après Pearce (1977)).

Si le courant dans sa partie Nord est défini par une stabilité dans l'espace et le temps, il est aussi caractérisé par le passage récurrent d'un large méandre solitaire appelé « natal pulse » qui tire son nom de son origine dans la « natal bight » (Figure 28B). Des preuves de perturbations similaires existent également pour la baie de Delagoa au Sud du Mozambique (Gründlingh, 1992) mais elles ne semblent pas se propager en direction du Sud.

Ce qui rend la « natal bight » propice au développement de « natal pulses » s'explique par la configuration de la pente qui est beaucoup plus faible à cet endroit et donc propice au développement d'instabilités (De Ruijter et al., 1999) (Figure 30).



Figure 30 : Importance de la bathymétrie pour le courant des Aiguilles.

Ajouté à ce contrôle bathymétrique vient se superposer les phénomènes d'adsorptions des tourbillons sur la zone en provenance des zones sources du courant (Schouten et al., 2002). Toutefois, un travail récent suggère que, plus que la topographie, c'est surtout l'arrivée des tourbillons qui est déterminant pour la génération des natal pulses (Tsugawa and Hasumi, 2010). Les « natal pulses » vont ensuite avoir des conséquences importantes pour la dynamique du courant dans sa partie Sud (Figure 28C).

Le courant des Aiguilles Sud

Au large de Port Elizabeth, le plateau continental s'élargi considérablement pour former le « Agulhas Bank » (Figure 30). La pénétration du courant des Aiguilles sur ce haut fond sousmarin s'accompagne de l'apparition de méandres (Figure 28C). Plus au Sud, le courant subit un phénomène de rétroflexion, la majorité de l'écoulement continuant en direction de l'Est pour former le courant de retour des Aiguilles le long de la convergence subtropicale (Figures 26, 28 et 31).

Généralités



Figure 31 : Température des eaux de surface au voisinage de l'Agulhas Bank (données d'après les satellites NOAA, 13 Novembre 1985 ; modifié d'après Lutjeharms (2006)). Le courant des Aiguilles Sud, la boucle de rétroflexion vers l'Est et le courant de retour des Aiguilles sont clairement identifiés par une bande continue de températures maximales.

Les facteurs de contrôle à l'origine de ce phénomène de rétroflexion ne sont pas totalement explicités. Beaucoup de mécanismes dynamiques ont été considérés (De Ruijter, 1982; De Ruijter et al., 1999) et pourraient jouer un rôle qui peut varier dans le temps mais sans que l'on sache dans quelle proportion (Lutjeharms, 2007).

Cette zone de rétroflexion, qui présente une variabilité très élevée, est le lieu d'un échange important de masse d'eau entre l'océan Indien et l'océan Atlantique. En effet la terminaison unique du courant des Aiguilles entre deux gyres subtropicales, qui découle de la position subtropicale de la pointe du continent africain, crée des conditions tout à fait propice à l'échange de masses d'eaux, d'énergie et de biome entre l'océan Indien et l'océan Atlantique (Wefer et al., 1996) (Figure 26, 28 et 31). Ce transfert de masses d'eaux peut se faire sous trois formes différentes (De Ruijter et al., 1999 ; Lutjeharms, 2006). Un transfert direct qui est estimé entre 4 et 10 Sv (De Ruijter et al., 1999). Un transfert par l'intermédiaire de filaments qui est supposé assez faible (0.1 Sv; Lutjeharms and Cooper, 1996). L'échange le plus important semble se faire par l'intermédiaire d'anneaux (Figure 32) avec un volume de transport depuis l'océan Indien pouvant aller jusqu'à 50% (Garzoli and Goni, 2000). Une bonne approximation de l'échange par l'intermédiaire des anneaux du courant des Aiguilles correspond à 7 Sv, un flux de chaleur de 0.9 PW et un flux de sel de 78×10^{12} kg/an (Van Ballegooyen et al., 1994). Le transfert total par le courant des Aiguilles est donc fortement incertain et varie entre 2 et 15 Sv avec environ quatre ou six anneaux par an (Richardson, 2007).



Figure 32 : Distribution et diamètres en Atlantique Sud-est des anneaux issus de la zone de rétroflexion du courant des Aiguilles d'après onze jeux de mesures hydrographiques indépendants (Duncombe, 1991).

Le processus dynamique responsable du déclenchement de la formation des anneaux reste à préciser. Beaucoup d'hypothèses ont été avancées: perturbations dans les flux du courant des Aiguilles ainsi que dans le courant de retour (Lutjeharms and Van Ballegooyen, 1988), augmentation du flux de masse du courant des Aiguilles (Lutjeharms and Van Ballegooyen, 1984), ou encore les perturbations liées au passage de « natal pulses » dont nous avons décrit l'origine précédemment (Lutjeharms, 1989; Schouten et al., 2002). La plupart de ces processus déclencheurs peuvent être affectés par la dynamique des vents sur le Sud-ouest de l'océan Indien (Lutjeharms and Ruijter, 1996).

Objectif de thèse

Dans le cadre de cette thèse, nous nous intéresserons plus particulièrement au dernier mécanisme de formation d'anneaux qui établit un lien entre les perturbations climatiques de l'océan Indien Nord et ou équatorial (et notamment la mousson) et la dynamique du transfert depuis le courant des Aiguilles (Schouten et al., 2002 ; Figure 7).

Impact Global du courant des Aiguilles

Les eaux de surface de l'Atlantique Nord sont en moyenne plus salées que celles situées dans le Nord de l'océan Pacifique en raison d'un excès d'évaporation dans cette première région (Broecker, 1991). Ces eaux plus salées sont également densifiées par le refroidissement des masses d'air de l'Arctique durant l'hiver. A ce processus vient s'ajouter un effet supplémentaire de salinification dû au rejet de sel durant la formation de banquise. Ces processus permettent la plongée des eaux devenues extrêmement denses dans le Nord de l'océan Atlantique et la formation de la masse d'eau North Atlantic Deep Waters (NADW, Figure 33). Cette masse d'eau, centrée à environ 2500 m de profondeur, se propage en direction de l'hémisphère Sud où elle contribue à la circulation circum-Antarctique.



Figure 33 : Principales masses d'eaux dans l'océan Atlantique. NADW (North Atlantic Deep Waters), AABW (AntArctic Bottom Waters) et AAIW (AntArctic Intermediate Waters) (Ocean Data View: Schlitzer, 2011).

A cet endroit, la NADW se mélange aux eaux profondes produites en mer de Weddell et de Ross (AABW) (Figure 33) et une partie de ce mélange est advectée vers les océans Indien et Pacifique. Dans ces deux océans, des processus d'upwelling très importants permettent la remontée de ces eaux en surface. Ensuite, ces eaux vont être réchauffées et commencer un processus de retour (Gordon, 1986) sur ce que l'on nomme la boucle de la circulation thermohaline globale (Figure 34). En effet, ces eaux chaudes vont emprunter le courant équatorial Sud de l'océan Indien avant d'être advecté dans le courant des Aiguilles.



Figure 34 : La circulation thermo-haline globale. Estimation du transport de masse méridional (Mt/s). Les flèches rouges représentent les eaux peu profondes et/ou relativement chaudes. Les flèches en pointillés jaunes les eaux intermédiaires à profondes. Les flèches en

pointillés bleus représentent les eaux de fond et/ou froides. Les flèches ne représentent pas les courants directement mais plutôt l'intégration côte à côte de ces courants. Les cercles avec un point représentent les upwellings liés à la divergence de masse. Les cercles avec une croix représentent les downwellings liés à la convergence de masse (d'après Macdonald et al. (2001), adapté de Ganachaud and Wunsch (2000)).

Le courant transfère ensuite ces eaux chaudes et salées vers l'océan Atlantique Sud, où elles pourront progresser vers le Nord, atteindre le Gulf Stream et redémarrer un nouveau cycle (la boucle thermo-haline) (Figure 34).

Ce rôle du courant des Aiguilles sur la circulation thermo-haline globale a été étudié dans les modèles (Figure 35A). Des études ont montré que la variabilité décennale de la dynamique du transfert du courant des Aiguilles affectait la circulation thermo-haline de l'océan Atlantique (AMOC) (Biastoch et al., 2008). En effet, l'activité mésoéchelle dans la zone de rétroflexion du courant induit des processus ondulatoires dans l'Atlantique Sud qui pourront moduler de façon dynamique la circulation thermo-haline (Biastoch et al., 2008 ; Cunningham et al., 2007 ; Van Sebille and Van Leeuwen, 2007) (Figure 35B).



Figure 35 : A) Températures et courants simulés autour de l'Afrique du Sud (crédit image : IFM-GEOMAR). B) Illustration des processus ondulatoires transmettant les anomalies

induites par le courant des Aiguilles dans la partie supérieure de l'AMOC. Les flèches donnent une illustration des processus transportant les anneaux et les ondes de Rossby originaire du courant des Aiguilles à travers le Sud de l'Atlantique (jaune) et les ondes de Kelvin le long du plateau continental de l'Amérique du Sud (rouge) (Biastoch et al., 2008).

Il a également été démontré que l'augmentation du transfert du courant des Aiguilles contribuait à l'augmentation de la salinité des eaux de la thermocline dans le Sud de l'océan Atlantique au cours des dernières décennies. Sur des échelles de temps plus longues (plusieurs centaines d'années), il a été mis en évidence, dans le cas d'une étude idéalisée (Weijer et al., 2002), que l'advection vers le Nord des anomalies de salinité en provenance du courant des Aiguilles influençait la formation des eaux profondes dans le Nord de l'océan Atlantique (Figure 36). Tout processus, que ce soit les moussons Indo-asiatiques ou les moussons Sud africaines, affectant directement ou indirectement le courant des Aiguilles, peuvent donc avoir un rôle important à jouer sur le climat global.



Figure 36 : Anomalie de formation et d'écoulement de la NADW à travers 30°S. Dans l'expérience, une source de chaleur et de sel a été introduite dans l'Atlantique Sud au jour 1 (Weijer et al., 2002).

Si le courant des Aiguilles semble jouer un rôle global pour le climat, il peut également jouer un rôle sur le climat local. En effet, une masse d'eau chaude importante, maintenue par un écoulement continu, devrait avoir une influence mesurable sur le climat adjacent du continent (Tyson, 1986).

2.2 Le climat du continent Sud-africain

Le climat de l'Afrique du Sud est, tout comme le Nord de l'océan Indien, soumit au phénomène de mousson (Figure 37).



Figure 37 : Pluviométrie sur le continent africain durant l'été et l'hiver austral (modifié d'après Dauteuil et al. (2009)).

Les précipitations durant la mousson sur l'Afrique du Sud-est présentent un cycle annuel associé au cycle d'insolation et à la migration de l'ITCZ (Tyson and Preston-whyte, 2000). Toutefois, au Sud de 20°S (Figure 37), c'est surtout la présence du courant des Aiguilles qui semble jouer un rôle important pour la zone de précipitation estivale. Des études statistiques ont montré qu'une température plus élevée dans la région du courant des Aiguilles le long de la côte Est africaine ainsi que dans la région de rétroflexion conduisait à des précipitations estivales sur le continent plus importantes (Jury et al., 1996 ; Reason and Mulenga, 1999). Cette relation entre les températures plus fortes dans la zone de rétroflexion du courant et les précipitations plus élevées que la normale pour la région de l'Afrique du Sud est également valable pour les précipitations hivernales (Reason, 2002).

Une étude le long de la côte entre la baie de Delagoa et Port Elizabeth a démontré que les précipitations, limitées à la saison estivale, sont influencées par la proximité et la température au cœur du courant (Jury et al., 1993 ; Figure 38).



Figure 38 : Influence du courant des Aiguilles sur les précipitations estivales le long de la côte Sud africaine (données d'après Jury et al. (1993)).

L'effet du courant des Aiguilles pourrait également être important pour la végétation de la côte Sud-est (Preston-Whyte and Tyson, 1988) et l'agriculture côtière (Lutjeharms and Ruijter, 1996). De plus, des fluctuations dans la dynamique du système du courant, et donc éventuellement sur les précipitations, pourraient avoir des conséquences sur les décharges d'eau douce des rivières et impacter l'océan côtier (Lutjeharms and Ruijter, 1996). Les décharges majeures de deux des fleuves importants du continent Sud-est africain se produisent durant l'été austral pour le Limpopo et le printemps-été austral pour le Zambèze, c'est-à-dire en relation directe avec les précipitations estivales (Figure 39).



Figure 39 : Décharges fluviales annuelles pour deux fleuves de la côte Sud-est Africaine, le Zambèze et le Limpopo (données couvrant la période 1976-1979) (Ocean Data View : Schlitzer, 2011).

A l'heure actuelle, le rôle exact que joue le système du courant des Aiguilles sur le climat du continent adjacent reste mal connu. Des travaux sur le système du courant lui-même sont nécessaires pour mieux contraindre cette relation (Lutjeharm, 2006). Réciproquement, l'effet du climat Sud africain sur le courant, nécessite lui aussi une meilleure compréhension. Dans le cas des études paléoclimatiques, la compréhension du système du courant tout comme ses possibles effets globaux et locaux doivent également être mieux contraint.

Chapitre 2 Matériel et Méthodes

De nombreuses archives peuvent être utilisées pour reconstituer l'histoire du climat. Certaines de ces archives sont continentales (lacs, dépôts dans les grottes, glaces...) et d'autres marines (carottes de sédiments marins, coraux...). Dans cette thèse, nous avons travaillé exclusivement sur des carottes de sédiment marin. Ce type d'archive présente l'avantage de fournir une information en général continue et ce sur des durées de temps qui peuvent être importantes. Elles constituent donc des archives idéales pour documenter l'histoire climatique à l'échelle du forçage orbital.

Partie 1. Les carottes de sédiment marin	42
Partie 2. Les outils sédimentologiques	
1 Radiosconie RX Sconix	
2. Induration du sédiment pour l'obtention de lames minces	44
3. Mesure de la granularité des sédiments.	44
	45
Partie 3. Les outils micropaléontologiques et géochimiques	
	45
1. Reconstitution des températures de surface de l'océan	
1.1 Les fonctions de transfert paléo-écologiques (foraminifères planctoniques)	45
1.2 Le paléothermomètre Mg/Ca	40
1.3 Le paléothermomètre alcénone	47
1 4 Le paléothermomètre TEX _{se}	48
2 Los reconstitutions de solinité de surface de l'acéan	49
2. Les reconstitutions de samme de surface de l'ocean	50
2.1 Les isotopes stables de l'oxygène mesurés sur tests de foraminifères	
2.2 Approches qualitatives	
2.3 Approche quantitative	51
3. Le BIT index	53
$4 \text{ Les}^{13} \text{C} \text{ des n all range}$	54
	56
5. L'XRF core scanner (fluorescence au rayon X)	 57

Partie 1. Les carottes de sédiment marin

Plusieurs types de carottier permettent le prélèvement de longues séquences sédimentaires. Dans le cadre de cette thèse, nous avons travaillé sur des carottes obtenues à l'aide du carottier piston (Küllenberg, 1947) de type Calypso qui équipe le navire océanographique Marion-Dufresne (Figure 40, Tableau 1). Des enregistrements sédimentaires prélevés grâce aux forages océanographiques du programme ODP ont également pu être étudiés (Figure 40, Tableau 1).



Figure 40 : Les navires Marion-Dufresne (crédit photo : Linda Rossignol, laboratoire EPOC) et JOIDES Resolution (crédit photo d'après http://www-odp.tamu.edu/public/slidesetthumbsA.html).

Nous avons étudié cinq enregistrements sédimentaires dans le cadre de cette thèse (Figure 41, Tableau 1). La position de ces enregistrements est stratégique par rapport aux objectifs de la thèse.



Figure 41 : Localisation des différents enregistrements sédimentaires marins étudiés dans le cadre de la thèse. La période étudiée pour chacun des enregistrements (en bleu) ainsi que les outils développés dans le cadre de la thèse (en rouge) ou déjà existants (en noir) sont indiqués.

	Core/Site	Oceanographic cruise	Location/depth of the core/site	Stratigraphic extension	Length of the studied core/studied period	Previous studies	New proxies for this study
Arabian Sea region	MD90-0963	SEYMAMA	05.1N, 73.9E, 2450m	900 ka	24-27m and 31- 34m/MIS 13-14 and MIS 16-18	Bassinot et al., 1994/Planktonic foraminifera stable isotopes	Benthic foraminifera stable isotopes, Sea surface temperature (Mg/Ca)- Sea surface salinity
	MD90-0961	SEYMAMA	05.1N, 73.9E, 2450m	??	25.5-27.6m/MIS 13-14	Bassinot (unpublished data)/Planktonic foraminifera stable isotopes	Sea surface temperature (Mg/Ca)- Sea surface salinity
	MD04-2861	СНАМАСК	24.1N, 63.9E, 2049m	310 ka	34.4m/310 ka		Planktonic and Benthic foraminifera stable isotopes, Foraminifera assemblage, XRF, RX, Grain size, Thin sections, CaCO ₃ , ¹⁴ C
	ODP 722	Leg 117/Oman margin	16.6N, 59.8E, 2028m	Early Miocene	18.2-22.1m/450- 600 ka	Clemens and Prell, 1991; Clemens et al., 1996; 2008/ Grain size, Biogenic Opal, Benthic foraminifera stable isotopes	Planktonic foraminifera stable isotopes, Sea surface temperature (Mg/Ca)-Sea surface salinity, <i>G.</i> <i>bulloides/G. ruber</i> ratio
Agulhas current system	MD96-2048	MOZAPHARE	26.2S, 34E, 660m	Early Pleistocene	12m/800 ka		Planktonic and Benthic foraminifera stable isotopes, Sea surface temperature (Mg/Ca, TEX ₈₆ , Alkenone)-Sea surface salinity, Foraminifera assemblage, BIT, XRF, Grain size, CaCO ₃ , n-alkanes, pollen
	ODP 1087	Leg 175/Benguela Current	31.6S, 15.3N, 1371m	~9 Ma	44m/ ~1.35 Ma	Giraudeau et al., 2000; Pierre et al., 2001; McClymont et al., 2005/Planktonic and Benthic foraminifera stable isotopes,Sea surface temperature (Alkenone), Planktonic foraminifera species distribution	Accumulation rate of <i>G, menardii</i>

Tableau 1 : Synthèse des caractéristiques pour les différents enregistrements sédimentaires marins étudiés dans le cadre de la thèse.
Trois enregistrements sont localisés en mer d'Arabie et permettrons d'étudier la dynamique de la mousson Indienne. Deux ont été prélevés par carottage calypso et un par le programme ODP (Figure 41, Tableau 1). Deux autres enregistrements localisés dans le système du courant des Aiguilles ont été étudiés, en amont de la zone de naissance du courant et dans la zone de transfert entre l'océan Indien et Atlantique. Ces différents enregistrements couvrent une période temporelle de plus de 600 000 ans pour la mer d'Arabie et de 800000-1 350 000 ans pour le courant des Aiguilles. A partir de ces archives, différents outils physiques, chimiques, biologiques et sédimentologiques ont été utilisés pour appréhender l'histoire climatique de l'océan Indien Nord et Sud ainsi que leurs possibles interactions.

Partie 2. Les outils sédimentologiques

1. Radioscopie RX Scopix

La radioscopie RX est une méthode qui permet de visualiser l'organisation interne des sédiments et de mettre en évidence des structures d'origines dynamiques ou biologiques qui ne sont pas visibles lors de la description des carottes. Elle présente l'avantage d'être non destructrice. Le banc radiographique Scopix utilisé dans cette étude est celui décrit par Migeon et al. (1999) et est localisé au laboratoire EPOC au sein de la plate-forme « Analyse des carottes sédimentaires ».

2. Induration du sédiment pour l'obtention de lames minces

L'induration des sédiments par un procédé eau-acétone permet la réalisation de lames minces (Figure 42) en vue de leur observation au microscope optique. Ce procédé, mis au point au sein du laboratoire EPOC, permet une étude à l'échelle du grain des composants des dépôts sédimentaires et de leurs structures dynamiques (Zaragosi et al., 2006) suivant un profil vertical. Les lames réalisées dans le cadre de ce travail ont permis d'appréhender, entre autre, les processus dynamiques à l'origine du faciès d'une carotte située au large du Pakistan.



Figure 42 : Exemple de lame mince indurée avec observation du faciès sédimentaire au microscope (lumière polarisée analysée) pour la carotte MD04-2861 située au large du Pakistan (crédit photo: Thibaut CALEY, laboratoire EPOC).

3. Mesure de la granularité des sédiments

La mesure de la taille des grains a été effectuée à l'aide d'un granulomètre laser Malvern Mastersizer S au laboratoire EPOC. Cette mesure, et notamment la teneur en sédiments fins ou grossiers, fournit des informations sur l'agent de transport et la dynamique de dépôt des séquences étudiées.

Les mesures granulométriques utilisées correspondent aux valeurs de la médiane (D50) et aux valeurs du 90 décile (D90). Le 90 décile correspond à un diamètre des particules tel que 90 % d'entre elles sont plus fines et 10 % plus grossières.

Partie 3. Les outils micropaléontologiques et géochimiques

Pour reconstituer l'histoire du climat et notamment l'impact des moussons et du courant des Aiguilles, obtenir des informations sur les paramètres physico-chimiques tel que la température et la salinité des eaux de surface de l'océan est déterminant. En effet, ces paramètres peuvent être reliés aux processus d'évaporations et de précipitations et déterminent la densité des eaux océaniques et donc la circulation océanique globale. Une partie importante des indicateurs utilisés au cours de cette thèse (et détaillés ci-après) vont donc s'atteler à reconstituer chacun de ces paramètres.

1. Reconstitution des températures de surface de l'océan

Les foraminifères sont des protozoaires hétérotrophes qui vivent dans les océans et qui synthétisent une coquille carbonatée (le test, Figure 43) dont les compositions isotopiques (isotopes stables) et élémentaires dépendent des caractéristiques physico-chimiques de l'eau de mer (dont la température et la salinité) dans laquelle ils ont vécu. Les différentes espèces de foraminifères planctoniques sont de plus distribuées à la surface des océans en fonction de la nature physico-chimique des eaux. Leur abondance et leur distribution au sein des assemblages fossiles sont ainsi représentatives de la nature des masses d'eaux de surface au moment de leur sédimentation.



Figure 43 : Exemple de tests de foraminifères (crédit photo: Thibaut CALEY, laboratoire EPOC).

La fraction contenant les foraminifères est obtenue par lavage du sédiment brut à travers un tamis de maille 150 μ m. Le résidu est ensuite pesé et séché avant la sélection et/ou l'identification des différentes espèces de foraminifères à l'aide d'une loupe binoculaire.

Dans cette thèse, les foraminifères ont constitué un outil important de reconstructions paléocéanographique/paléoclimatiques. Le dénombrement de leur abondance ainsi que des mesures chimiques sur leur test ont été réalisées.

Les coccolithophoridés sont des algues unicellulaires marines à squelette calcaire. L'étude des coccolithophoridés est de grande importance dans le contexte des recherches climatiques car ils affectent le cycle biogéochimique global à travers (1) la pompe de carbone organique (création, export et reminéralisation du carbone organique), (2) la pompe carbonatée (création, diminution, et dissolution partielle du carbone inorganique particulaire-CaCO₃) et (3) les effets importants sur l'albédo (création de nuages à hautes capacités de réflexion à travers l'émission de gaz de dimethyl sulphide-DMS) (Giraudeau and Beaufort, 2007). Dans ce travail, nous serons intéressés par les molécules organiques produitent par les coccolithophoridés.

1.1 Les fonctions de transfert paléo-écologiques (foraminifères planctoniques)

Le terme « fonction de transfert » désigne une méthode permettant de reconstruire une variable environnementale, dans notre cas la température, grâce à l'analyse des assemblages de foraminifères planctoniques (Imbrie and Kipp, 1971). Cette méthode permet d'obtenir une estimation quantitative des paramètres environnementaux (Figures 44 et 45). Dans cette thèse, nous avons utilisé une méthode basée sur la similarité : la méthode des analogues modernes (MAT : i.e Kucera, 2007) réalisée sur le logiciel R en utilisant un « script » qui a été développé initialement pour les fonctions de transfert des Dinoflagellés par Guiot and Brewer (www.cerege.fr/IMG/pdf/formationR08.pdf). Cette méthode se base sur l'analyse d'un nombre important d'échantillons modernes de surface qui doivent représenter le même type d'environnement que les échantillons fossiles. Une comparaison entre assemblages fossiles et modernes est effectuée à l'aide d'un indice de similarité.



Figure 44 : Exemple de relation entre la température de surface de l'océan et l'abondance de l'espèce planctonique G. ruber (crédit photo: Frederique Eynaud, laboratoire EPOC) dans les sédiments actuels de l'océan Indien Sud (Données d'après MARGO ; Barrows and Steve, 2005).



Figure 45 : Exemple de relation entre les températures annuelles de surface de l'océan mesurées (WAO98) et celles reconstituées grâce à la méthode des analogues modernes (MAT) pour l'océan Indien Sud (base de données de 367 assemblages modernes d'après MARGO; Barrows and Steve, 2005). L'incertitude sur la reconstitution de température associée à cette méthode et pour cette base de données est de 0,8°C.

1.2 Le paléothermomètre Mg/Ca

Le squelette calcaire des foraminifères contient des éléments traces comme le cation Mg^{2+} capable de remplacer l'élément majeur Ca^{2+} . Comme la substitution du Mg dans la calcite est une réaction endothermique, le rapport Mg/Ca augmente en même temps que les températures (Mucci and Morse, 1990 ; Rosenthal et al., 1997) (Figure 46).



Figure 46 : Exemple de relation entre le rapport Mg/Ca des foraminifères planctoniques G. ruber et G. bulloides et la température de calcification (modifié d'après Cléroux et al. (2008)

en comparaison avec les résultats de Anand et al. (2003) et Elderfield and Ganssen (2000) ; crédit photo: Frederique Eynaud, laboratoire EPOC).

La relation entre variation de température et l'assimilation du Mg dans les foraminifères planctoniques a été calibrée grâce aux études réalisées sur des cultures (Lea et al., 1999 ; Nürnberg et al., 1996 ; Russell et al., 2004), des pièges à particules (Anand et al., 2003 ; McConnel and Thunell, 2005) et des sédiments de surface (Dekens et al., 2002 ; Elderfield and Ganssen, 2000 ; Lea et al., 2000). Une fois les valeurs de Mg/Ca obtenus pour des échantillons, il est possible d'estimer les paléo-températures grâce à l'équation :

Mg/Ca (mmol/mol)=Bexp(AT) avec A et B constante exponentielle et pre-exponentielle et T la température en °C. L'incertitude sur les reconstitutions de température est d'environ 1,2 °C dans le cas de la calibration d'Anand et al. (2003).

Le protocole pour la mesure d'éléments traces (Mg/Ca) sur les foraminifères, réalisée au LSCE, est disponible en Annexe.

Plusieurs études portant notamment sur des expérimentations en culture (Lea et al., 1999 ; Nürnberg et al., 1996 ; Sadekov et al., 2009), des environnements fortement évaporitiques (Ferguson et al., 2008) et, plus récemment, sur des sédiments de surface pour l'espèce planctonique *G. ruber* (Arbuszewski et al., 2010 ; Mathien-Blard and Bassinot, 2009 ; Figure 47) ont montré que le rapport Mg/Ca des foraminifères pouvait être influencé par les changements de salinité de surface de l'océan.



Figure 47 : Relation entre la différence de température (obtenue avec les mesures Mg/Ca et celles de calcification) et les salinités de surface de l'océan pour l'espèce de foraminifère planctonique G. ruber (Mathien-Blard and Bassinot, 2009).

Dans cette thèse, ce biais potentiel de salinité pour le paléothermomètre Mg/Ca a été testé et pris en considération pour les interprétations.

1.3 Le paléothermomètre alcénone

Les alcénones sont produit par les coccolithophoridés. Il s'agit de molécules organiques avec des chaînes de 37 (C37) ou 38 atomes de carbone. Les chaînes de carbone contiennent des liaisons doubles dont le nombre peut varier en raison de l'adaptation de l'algue aux changements de conditions environnementales comme la température. Ainsi, le nombre de liaisons doubles (:2 ou :3) dans la chaîne C37 est appelé « alkenone unsaturation » et est utilisé comme indicateur de température :

UK'₃₇ (unsaturation index)=C37:2/(C37:2+C37:3) (Prahl, 1987). Et T= (UK'₃₇-0.044)/0.033 (Müller et al., 1998 ; Figure 48) L'incertitude associée pour la reconstitution de la température est de 1.5° C.



*Figure 48 : Calibration globale de température pour le UK'*₃₇ *basée sur des prélèvements de surface (modifié d'après Müller et al. (1998)).*

Le protocole pour la mesure des alcénones, réalisée au laboratoire du NIOZ (Pays-bas), est fourni en Annexe.

1.4 Le paléothermomètre TEX₈₆

Le nombre d'anneaux cyclopentanes trouvé dans le « glycerol dialkyl glycerol tetraethers » (GDGT) des archées marins (crenarchaeota) peut être utilisé comme indicateur de température de surface de l'océan (Schouten et al., 2002) (Figure 49). En effet, la membrane lipidique de ces organismes s'adapte aux changements de la température.



Figure 49 : Structure des glycerol dialkyl glycerol tetraethers (GDGTs) (Kim et al., 2010).

Un index, appelé TEX₈₆, a été défini par Schouten et al. (2002) comme :

 $TEX_{86} = [GDGT - 2] + [GDGT - 3] + [Cren']/[GDGT - 1] + [GDGT - 2] + [GDGT - 3] + [Cren']$ Un lien très clair a été observé avec la température : TEX_{86}=0.015T+0.29

La relation initiale, basée sur 40 échantillons de sédiment de surface, a plus récemment été révisée par Kim et al. (2008) et Kim et al. (2010) avec la définition d'un nouvel indice : le $\text{TEX}_{86}^{H} = \text{logTEX}_{86}$ et T=68.4*TEX $_{86}^{H}$ +38.6 (Figure 50). L'incertitude associée à cette dernière calibration est de 2.5°C.



Figure 50 : Calibration de température pour le TEX_{86}^{H} (modifié d'après Kim et al. (2010)).

Le protocole pour la mesure des glycerol dialkyl glycerol tetraether (GDGTs), réalisée au laboratoire du NIOZ (Pays-bas), est fourni en Annexe.

Objectif de thèse

Une discussion sur la comparaison des résultats obtenus pour chacune de ces méthodes de reconstitution de la température océanique de surface sera présentée dans le cadre de cette thèse.

2. Les reconstitutions de salinité de surface de l'océan

Un des objectifs important de notre étude est de reconstruire les paléosalinités de surface de l'océan. Actuellement, la seule méthode bien établie est celle développée par Duplessy et al. (1991) qui s'appuie sur la double influence de la température de surface et de la salinité sur les valeurs isotopiques des foraminifères planctoniques.

2.1 Les isotopes stables de l'oxygène mesurés sur tests de foraminifères

Le δ^{18} O des foraminifères vivants en surface (planctoniques) dépend à la fois de la température de surface de la mer, des changements locaux du δ^{18} O de l'eau de mer (ce

paramètre étant relié à la salinité de surface par la balance évaporation-précipitation) et des variations globales du δ^{18} O de l'océan entre périodes glaciaires et interglaciaires associées aux variations du volume des glaces (Figure 51).



Figure 51 : Représentation schématique des facteurs environnementaux qui influencent le $\delta^{18}O$ des tests de foraminifères. On considère ici un fractionnement thermodynamique à l'équilibre et sans effet vital.

Pour les foraminifères vivants au fond de l'océan (benthiques), on considère, en première approximation, que les variations de température ainsi que les changements locaux de l'eau de mer sont faibles. On peut ainsi négliger la part due à ces paramètres et considérer que leur rapport isotopique dépend presque exclusivement du signal δ^{18} O océanique dérivant des variations glaciaires/interglaciaires du volume des glaces continentales. Ce sont ces oscillations qui définissent le cadre d'étude des variations climatiques quaternaires (Figure 8).

L'unité de mesure du δ^{18} O est exprimée par la formule suivante :

 δ^{18} O = (((¹⁸O/¹⁶Oéchantillon)/(¹⁸O/¹⁶Ostandard))-1)×1000.

Ceci permet une normalisation par rapport à un standard, qui est pour les carbonates le VPDB (Vienne Pee dee Belemnite).

Une explication sur le fonctionnement du spectromètre de masse permettant la mesure du signal δ^{18} O, réalisée au laboratoire EPOC, est fournie en annexe.

Puisque l'on utilise certaines espèces de foraminifères planctoniques pour obtenir l'information de δ^{18} O, il semble plus approprié (en première approche) d'utiliser un indicateur de température basé sur le même matériel (le Mg/Ca par exemple) pour pouvoir extraire le signal de salinité qui nous intéresse.

Plusieurs approches peuvent être utilisées pour estimer les salinités dans le passé : qualitative ou quantitative. Dans tous les cas, elles sont basées sur l'obtention d'un signal résiduel.

2.2 Approches qualitatives

<u>Approche 1</u>: Elle consiste à retrancher au signal δ^{18} O des foraminifères planctoniques le signal de température de surface (obtenu à partir des mesures Mg/Ca). Il n'y a pas de prise en compte ici de l'impact des variations du volume des glaces continentales (dues aux

changements glaciaires-interglaciaires) sur le δ^{18} O de l'eau de mer, ni de celle de la salinité globale. L'interprétation du signal obtenu est alors uniquement qualitative. On obtient ainsi un δ^{18} Osw utilisé comme indicateur de la salinité de surface de l'océan.

La calibration obtenue par Epstein et al. (1953) et adaptée sur les foraminifères par Shackleton and Opdyke (1973) et Shackleton (1974) est la suivante :

 $T = A + B \ (\delta^{18} Oc \text{-} \ \delta^{18} Ow) \pm \sigma_t$

 $T = 16,9-4,38(\delta^{18}O_{carbonate(PDB)}-\delta^{18}O_{sw})+0,1(\delta^{18}O_{carbonate(PDB)}-\delta^{18}O_{sw})^{2} (1)$

Pour obtenir le δ^{18} Osw (indicateur de salinité de surface) on utilise d'après (1): δ^{18} Osw(smow) = δ^{18} O_{carbonate(pdb)}+0,27-21,9+ $\sqrt{(310,6+10T)}$

Le +0,27 dans la formule sert à convertir le δ^{18} Osw de PDB à SMOW. Le δ^{18} O_{carbonate(pdb)} est celui mesuré sur les foraminifères au niveau correspondant et T désigne la température reconstituée.

Pour calculer l'incertitude sur la méthode on utilise la formule de Press et al. (1990) :

$$\sigma_{Y}^{2} = \sum_{i=1}^{n} (\partial f / \partial X_{i})^{2} \sigma_{X_{i}}^{2} \text{ si } Y = f(X_{1}, X_{2}, \dots, X_{n})$$

D'où $\sigma_{sw}^{2} = \sigma_{c}^{2} + (10/(2\sqrt{(310,6+10T)})^{2} (\sigma_{T}^{2}) \text{ avec } \sigma_{c} \text{ erreur sur le } \delta^{18}O_{\text{carbonate}} \text{ des}$

foraminifères.

<u>Approche 2</u>: En plus de supprimer l'effet de la température, l'effet de variation du δ^{18} O des glaces continentales (dues aux changements glaciaires-interglaciaires) est corrigé. L'estimation de ces variations glaciaires-interglaciaires du δ^{18} O est issue des travaux de Bintanja et al. (2005) et Waelbroeck et al. (2002) qui estiment les variations du niveau marin et leur impact sur le δ^{18} O benthique, d'autres indicateurs tels que les coraux ou l'utilisation de modèles. Par contre, les variations de salinité liées à ces mêmes changements du volume des glaces continentales ne sont pas corrigées. On obtient également une information qualitative : le δ^{18} Osw (correction glace) utilisé comme indicateur de la salinité de surface de l'océan.

Au final, $\delta^{18}O_{sw (corrigé de la glace)} = \delta^{18}O_{sw} \cdot \delta^{18}O_{glace}$. Le $\delta^{18}O_{glace}$ est obtenu à partir des travaux de Bintanja et al. (2005) ou Waelbroeck et al. (2002).

Pour calculer l'incertitude associée à cette méthode nous utilisons aussi la formule de Press et al. (1990) tel que :

 $(\sigma_{\text{sw (corrigé de la glace)}})^2 = (\sigma_{\text{sw}})^2 + (\sigma_{\text{glace}})^2$

2.3 Approche quantitative

Pour cette approche, toutes les corrections liées aux variations du volume des glaces sont effectuées. De plus, on utilise une relation qui relie le δ^{18} O de l'eau à la salinité pour pouvoir quantifier nos reconstitutions. En effet, actuellement, les variations de salinité de surface de l'océan sont fortement corrélées aux variations du δ^{18} O de l'eau de mer (Figure 52 et 53).



Figure 52 : Relation actuelle entre le $\delta^{1\delta}O_{sw}$ et la salinité de surface de l'océan. Par exemple, les fortes salinités de l'océan Atlantique tropical sont associées à des valeurs de $\delta^{18}O_{sw}$ élevées (données d'après Schmidt, G.A., G. R. Bigg and E. J. Rohling. 1999. "Global Oxygen-18 Database". http://data.giss.nasa.gov/o18data/ Seawater et *d'après* Colorado. NOAA/OAR/ESRL PSD. Boulder. USA, from their Web site at http://www.esrl.noaa.gov/psd/ original data after Monterey and Levitus (1997)).



Figure 53 : Exemple de relation régionale pour l'océan Atlantique Nord (losanges), l'Indien Sud (ronds), la Mer rouge/Golfe persique (carrés, Delaygue et al., 2001) et la Mer d'Arabie (triangles) entre le $\delta^{18}O$ de l'eau de mer et la salinité de surface (données d'après Schmidt, G.A., G. R. Bigg and E. J. Rohling. 1999. "Global Seawater Oxygen-18 Database". <u>http://data.giss.nasa.gov/o18data/</u>).

Avec cette méthode, on obtient une information quantitative mais l'incertitude est très importante. En effet, dans les zones tropicales par exemple, le lien entre le $\delta^{18}O_{sw}$ et la salinité peut varier de façon importante du fait de la balance évaporation-précipitation (en mer d'Arabie notamment) (Figure 53), ce qui entraîne des incertitudes difficilement quantifiables (Schmidt, 1999). A ceci s'ajoute les incertitudes importantes liées à la propagation des erreurs (Rohling, 1998).

Pour toutes ces raisons, nous avons décidé d'utiliser l'approche qualitative la plus poussée dans le cadre de cette thèse. Une étude très récente confirme qu'il s'agit à l'heure actuelle du meilleur compromis entre la qualité de l'information fournie et les incertitudes qui lui sont associées (LeGrande and Schmidt, 2011).

Une synthèse des reconstitutions de salinité de surface de l'océan à partir de l'étude des tests de foraminifères est disponible en Annexe sous la forme d'un article : Malaizé and Caley (2009). Sea surface salinity reconstruction as seen with foraminifera shells: Methods and cases studies. *Eur. Phys. J. Conferences* **1**, 177–188 doi: 10.1140/epjconf/e2009-00919-6.

3. Le BIT index

Une autre façon d'estimer des changements locaux de salinité (pour des enregistrements côtiers) peut consister à estimer les décharges fluviales.

Nous avons vu précédemment que les archées pouvaient constituer un outil intéressant pour la reconstitution des températures de surface de l'océan. The Branched and Isoprenoid

Tetraether (BIT) index est un traceur récent pour le carbone organique terrestre dans le sédiment basé sur l'abondance relative des lipides d'origine terrestre par rapport à ceux d'origine marine (Hopmans et al., 2004; Figure 54). Cet indicateur permet notamment d'obtenir des informations sur l'apport de matière organique par les décharges fluviales.



Figure 54 : Structure des « glycerol dialkyl glycerol tetraethers » (GDGT) présent dans les sédiments marins, lacs et sols terrestres (Hopmans et al., 2004). Les lipides I, II et III sont dominants dans les environnements terrestres (on parle de « branched tetraether lipids »). Ces lipides ne font donc pas partie du groupe isoprenoidal des GDGTs tel que le lipide IV qui provient des archées planctoniques marins (on parle de « crenarchaeol »).

L'indice BIT se calcul comme :

BIT=(I+II+III)/(I+II+III)+(IV) Hopmans et al. (2004)

L'indice BIT varie entre 0 et 1 où 0 correspond à une source de carbone organique purement marine et 1 une source de carbone organique purement terrestre (Figure 55). Dans ce travail, la mesure de l'indice BIT réalisée au laboratoire du NIOZ a pu être appliquée à un enregistrement situé au large du fleuve Limpopo, au niveau de l'Afrique du Sud-est.



Figure 55 : Le BIT index comme indicateur de l'apport de matière organique par les décharges fluviales (Hopmans et al., 2004).

4. Le δ^{13} C des n-alkanes

Pour obtenir des informations sur le climat du continent et notamment les précipitations, il est possible de documenter les changements de la végétation. La composition isotopique du carbone (δ^{13} C) provenant des lipides des plantes supérieures (n-alkanes) peut être utilisée pour distinguer la végétation utilisant l'assimilation du carbone par la voie C3 (cycle de Calvinbenson) de celle utilisant la voie C4 (cycle de Hatch-Slack) (Chikaraishi et al., 2004 ; Schefuss et al., 2003 ; 2005). Presque tous les arbres, les herbes et les laîches de saisons froides utilisent la voie C3 alors que la photosynthèse par voie C4 est trouvée pour les herbes et les laîches de saisons chaudes (Cerling et al., 1997). Les plantes C4 sont donc trouvées principalement dans les savanes tropicales, les étendues d'herbes tempérées et les semi-déserts. Même si les facteurs climatiques affectant les plantes C3 ou C4 sont nombreux et imparfaitement compris, des études ont montré l'application de l'analyse du δ^{13} C des n-alkanes comme un bon indice pour la balance humidité/aridité sur le continent Sud africain (Schefuss et al., 2003 ; Figure 56).



Figure 56 : Représentation d'un lipide provenant d'une plante supérieure (C29-alkane) et exemple d'une étude documentant la relation entre la température de surface de l'océan (SST) et le signal δ^{13} C des ces alkanes pour un site sédimentaire marin situé dans la zone tropicale de l'Atlantique Sud. Le pourcentage de plantes C4 est estimé à partir de l'alkane C31, qui est dominant, et à partir d'une équation binaire de mélange en assumant que le δ^{13} C4 des lipides des cires des feuilles est de -21.5 ‰ alors que le δ^{13} C3 et de -36‰ (données d'après Schefuss et al. (2003)). Ces travaux démontrent le contrôle des SST sur la végétation africaine.

Une augmentation de la végétation de type C4 se traduit par une augmentation du δ^{13} C des nalkanes (en général, les lipides des cires des feuilles ont un δ^{13} C4 de -21.5 ‰ et de -36 ‰ pour le δ^{13} C3 : Collister et al., 1994) est traduit des conditions plus arides (Schefuss et al., 2003 ; Figure 56). Dans cette thèse, le signal δ^{13} C des n-alkanes, mesuré au laboratoire du NIOZ, a pu être obtenu pour le site MD96-2048 situé en Afrique du Sud-est.

5. L'XRF core scanner (fluorescence au rayon X)

Cette méthode semi-quantitative et non destructrice permet de déterminer l'intensité des éléments majeurs et mineurs à la surface du sédiment (Figure 57).



Figure 57 : Principe de l'XRF (Richter et al., 2006).

Chaque mesure XRF comprend un spectre. Un modèle permet ensuite de convertir ce spectre en une intensité d'éléments. Dans notre étude, l'élément Brome (Br), mesuré au laboratoire EPOC, a pu être utilisé comme indicateur de la teneur organique marine dans les sédiments de la mer d'Arabie (Ziegler et al., 2008). Des explications complémentaires sur le principe de l'XRF sont fournies en Annexe.

Chapitre 3 : La Mousson Boréale

Partie 1. Etat de l'art sur les études paléoclimatiques de la mousson Indo-asiatique à l'échelle	
<u>orbitale</u>	 61
	01
1. Variabilité glaciaire/interglaciaire et réponse de la mousson (pseudo-cycle de	100000
ans)	61
2. Variabilité de précession et d'obliquité et réponse de la mousson	
	05
Partie 2 : La mousson Indienne durant le MIS 13 atypique	
	69
1. Introduction	
2. The monsoon imprint during the 'atypical' MIS 13 as seen through North an	69 d Equatorial
Indian Ocean records	
3 Conclusion	70
Dartie 2 . La chronomètre de la moussan Inde acietique à l'échelle arbitele	
rartie 5 : Le chronometre de la mousson muo-asiatique à l'échene orbitale	85
1 Tarkara Jara 49 am	
1. Introduction	
2. New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian	
monsoon	
3. Compléments à l'étude du site MD04-2861	
4 Conclusion	107
	108
Partie 4 : La concept de mayegen glabale à l'échelle arbitele	
rartie 4 : Le concept de mousson globale à l'échène orbitale	111
1 Tarkara Jara 49 am	
1. Introduction	 111
2. Orbital timing of the Indian, East-Asian and African boreal monsoons and the	e concept of
a *global monsoon/	
3. Conclusion	
	123
Partie 5 : Bilan sur la mousson boréale à l'échelle orbitale (incluant les condition	<u>s</u>
<u>glaciaires/interglaciaires)</u>	
	124
1. Réponse de la mousson Indo-asiatique au forçage de l'insolation : cyclicité de d'abliquité	précession et
ս օտովաւշ	 124
2. Variations glaciaires/interglaciaires et intensité des moussons estivales et hive	ernales Indo-
astauques	

Partie 1. Etat de l'art sur les études paléoclimatiques de la mousson Indoasiatique à l'échelle orbitale

La mousson est un sujet d'étude depuis environ 350 ans (Hadley, 1735 ; Halley, 1686) et a suscité de nombreuses études paléoclimatiques. La mousson est définie sur la base des renversements saisonniers des vents et des précipitations associées. Ces variables météorologiques ne sont pas préservées directement dans les archives géologiques mais elles influencent fortement la physique, la chimie et la biologie des processus océaniques et terrestres. Ces aspects pourront être conservés dans les archives géologiques telles que les carottes sédimentaires marines et lacustres, les coraux, les dépôts dans les grottes (spéléothèmes et autres...).

Toutefois, des processus additionnels non reliés à la mousson peuvent aussi affecter ces archives géologiques. Pour cette raison, il est préférable d'utiliser une approche multi-indicateurs.

Comme nous l'avons vu précédemment pour l'établissement du cadre temporel, la climatologie et l'enregistrement des différents indicateurs climatiques peuvent être abordée suivant une large gamme d'échelles temporelles. Dans cette première partie, nous illustrerons quelques uns des travaux déjà réalisés pour la mousson Indo-asiatique en nous limitant à la variabilité orbitale (incluant les conditions glaciaires/interglaciaires).

Pour la période Quaternaire, les deux forçages majeurs susceptibles d'influencer le climat global et la mousson sont, entre autres, les variations d'insolation (forçage externe) et du volume de glace (forçage interne) (Figures 8 et 10). Le forçage externe est essentiellement représenté par les variations des paramètres orbitaux. Ces variations expliquent en partie les variations du volume de glace ainsi que la succession des périodes glaciaires et interglaciaires.

Les signaux de précession et d'obliquité sont dominants dans le signal d'insolation alors que le volume de glace est dominé par la pseudo-période de 100000 ans (alternance de périodes glaciaires et interglaciaires pour le Quaternaire récent). En général, cette pseudo-période de 100000 ans se retrouve dans beaucoup d'enregistrements paléoclimatiques à travers le monde. Pourtant la mousson Indienne semble faire exception car elle est largement dominée par les signaux de précession et d'obliquité (Clemens and Prell, 2003). Ceci met en lumière la complexité de la mousson et les différents concepts de forçage que l'on peut rencontrer dans la littérature.

1. Variabilité glaciaire/interglaciaire et réponse de la mousson (pseudo-cycle de 100000 ans)

En général, les conditions glaciaires (diminution du CO_2 , extension des calottes glaciaires, augmentation de l'albédo) ont pour effet de diminuer l'intensité des moussons estivales et d'augmenter celle des moussons hivernales (Dong et al., 1996 ; Liu et al., 2007 ; Wang et al., 2005). Ce mécanisme s'observe extrêmement bien dans certains enregistrements de Loess Chinois (Figure 58a-e) mais il n'est pas totalement compris et des exceptions se produisent.



Figure 58 : Réponse de la mousson Indo-asiatique aux variations glaciaires-interglaciaires. a) La susceptibilité magnétique (S.M) dans les Loess qui est reliée à la pédogenèse de ces derniers est utilisée comme indicateur de la mousson d'été asiatique (Clemens et al., 2008 ; Sun et al., 2006). b) Données Fed/Fet (Fe₂O₃ libre/Fe₂O₃ total) comme indice d'altération chimique des Loess chinois et utilisé comme indicateur de la mousson d'été asiatique (Guo et al., 2000; 2009). c) Indice de mousson estivale (IME) asiatique dans les Loess chinois calculé sur la base des assemblages de mollusques terrestres (Rousseau et al., 2009). d) Indicateur granulométrique (teneur de la fraction grossière > 32um)) dans les Loess en tant qu'indice de la mousson d'hiver asiatique (des vents forts favorisent le transport de grosses particules ; Guo et al., 2009). e) Indice de mousson hivernale (IMH) asiatique dans les Loess chinois calculé sur la base des assemblages de mollusques terrestres (Rousseau et al., 2009). f) Signal isotopique ($\delta^{18}O$) des spéléothèmes asiatiques comme indicateur de la mousson d'été (Cheng et al., 2009; Dykoski et al., 2005; Wang et al., 2001; 2008). g) Stack d'indicateurs de la mer d'Arabie comme indice de mousson estivale indienne (Clemens and Prell, 2003). h) Stack (LR04) du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques en tant qu'indicateur des variations du volume de glace (Lisiecki and Raymo, 2005). Les différentes périodes glaciaires (chiffres

pairs) et interglaciaires (chiffres impairs) sont indiquées (MIS : stade isotopique marin). Les cadres bleus indiquent le développement de moussons estivales importantes durant les périodes glaciaires. La mousson atypique enregistrée dans les loess chinois durant le MIS 13 est indiquée par le cadre rouge.

Par exemple, les moussons Est-asiatique (basées sur les enregistrements de spéléothèmes) ainsi que des enregistrements marins pour la mousson indienne et des résultats de modèles, indiquent la présence de fortes moussons estivales durant les glaciaires 6 et 8. De plus, ces enregistrements ne montrent pas de variabilité glaciaire/interglaciaire aussi prononcée que pour les loess chinois (Cheng et al., 2009 ; Clemens and Prell, 2003 ; Malaizé et al., 2006 ; Masson et al., 2000 ; Wang et al., 2008) (Figure 58). Par ailleurs, des moussons estivales importantes durant certaines périodes glaciaires (MIS 6, 10 et 12) ont été observées dans les Loess de Chine sur la base des assemblages de mollusques (Rousseau et al., 2009 ; Figure 58c).

Si la dynamique des moussons durant les périodes glaciaires semble complexe et variable dans le temps et l'espace, certaines périodes interglaciaires semblent également complexes en termes de dynamique de la mousson. C'est le cas du MIS atypique 13. Une asymétrie importante entre l'hémisphère Nord et Sud semble se développer car les hautes latitudes Sud sont marquées par des températures relativement fraîches pour cette période interglaciaire (Jouzel et al., 2007) alors que les hautes latitudes Nord sont marquées par des conditions chaudes (De Vernal and Hillaire-Marcel, 2008 ; Markovic et al., 2009 ; Prokopenko et al., 2002). Concernant les basses latitudes, les enregistrements de lœss chinois se caractérisent par des moussons d'été et d'hiver exceptionnellement fortes et faibles (en terme d'amplitude) au cours des derniers 800000 ans (Guo et al., 2009 ; Yin and Guo, 2008 ; Figure 58).

Objectifs précis de thèse

Dans cette thèse nous avons étudié le développement d'une mousson Indienne exceptionnelle en mer d'Arabie durant le MIS 13. Ceci nous permettra d'aborder également les différents concepts de forçages pour la mousson. Nous nous sommes également intéressés tout particulièrement à la dynamique de la mousson (forçage/réponse) à l'échelle orbitale pour les cyclicités de précession et d'obliquité.

2. Variabilité de précession et d'obliquité et réponse de la mousson

L'étude du climat à l'échelle orbitale présente un avantage par rapport aux autres échelles temporelles d'étude car le forçage externe est très bien contraint et connu. Les cyclicités de précession et l'obliquité semblent dominer et influencer la mousson Indienne (Clemens and Prell, 2003). Les variations et l'intensité de ces paramètres dans le temps sont connues et datées avec précision (Berger, 1978 ; Laskar et al., 2004).

En plus de ce forçage externe d'origine solaire et associé aux cycles d'insolation, la mousson peut également être influencée par les forçages internes. Les forçages internes potentiels peuvent inclure toutes les interactions entre l'atmosphère, l'océan, la lithosphère, la cryosphère et la biosphère (Figure 10).

Prenons comme exemple la Mer d'Arabie où beaucoup d'études ont été réalisées depuis environ 30 ans à partir d'enregistrements sédimentaires avec une large variété d'indicateurs physiques, chimiques, isotopiques et biologiques pour évaluer la variabilité de la mousson indienne à l'échelle orbitale (Almogi-Labin et al., 2000 ; Altabet et al., 1995 ; 1999 ; Anderson, 1991 ; Anderson et al., 1992 ; Anderson and Prell, 1992 ; 1993 ; Beaufort, 1996 ; Budziak et al., 2000 ; Clemens and Prell, 1990 ; 2003 ; Clemens et al., 1991 ; 1996 ; 2008 ; 2010; Murray and Prell, 1991 ; 1992; Overpeck et al., 1996 ; Prell, 1984a ; 1984b ; Prell and Kutzback, 1987 ; Prell et al., 1990; Prell and Van Campo, 1986 ; Reichart et al., 1997 ; 1998 ; Rostek et al., 1997 ; Shimmield et al., 1990 ; Sirocko et al., 1993 ; Street-Parrott and Harrison, 1985 ; Van Campo et al., 1982 ; Weedon and Shimmield, 1991 ; Ziegler et al., 2010a ; 2010b).

L'étude de Clemens and Prell (2003) a montré que ces différents indicateurs possédaient une variance commune reliée à la mousson. Ainsi, ces auteurs on pu proposer une compilation (dit « stack ») pour la mousson d'été indienne (Figure 59d). Si ce stack de mousson répondait de facon linéaire à l'insolation recue (la différence de chaleur sensible), le maximum de mousson serait en phase avec le maximum d'insolation d'été reçu dans l'hémisphère nord (correspondant à un maximum d'obliquité et un minimum de précession). Cette situation serait en accord avec les résultats obtenus par certains modèles de simulation climatique (Prell et Kustzback, 1992 ; Ziegler et al., 2010b ; Figure 59c). De la même façon, si la mousson d'été répondait uniquement au forçage interne lié aux variations du volume de glace, un maximum de mousson serait associé à un minimum de volume de glace. En considérant que ces deux forçages ont un rôle d'importance équivalent, le maximum de mousson devrait se trouver entre le maximum d'insolation et le minimum de volume de glace pour des périodes d'obliquité (41000 ans) et de précession (23000 ans). Cette situation semble valable pour les spéléothèmes asiatiques (Cheng et al., 2009 ; Dykoski et al., 2005 ; Wang et al., 2001 ; 2008) et pour les enregistrements de mer d'Arabie dans le cas de la cyclicité d'obliquité (Figure 59 diagrammes de phase).



Figure 59 : Forçages et réponses des indicateurs de mousson d'été Indo-asiatique à l'échelle orbitale (précession et obliquité). a) Variation de l'obliquité au cours du temps (Laskar et al., 2004). b) Variation de l'indice de précession au cours du temps (Laskar et al., 2004). c) Pluies estivales modélisées (modèle Climber 2) pour l'Asie (Ziegler et al., 2010b). d) Stack d'indicateurs pour la mer d'Arabie comme indice de mousson estivale indienne (Clemens and Prell, 2003). e) Variation de la teneur de Brome en mer d'Arabie comme indicateur de la teneur en carbone organique marin (Ziegler et al., 2010b). f) Signal isotopique ($\delta^{18}O$) des spéléothèmes asiatiques comme indicateur de la mousson d'été (Cheng et al., 2009 ; Dykoski et al., 2005 ; Wang et al., 2001 ; 2008). Les diagrammes simplifiés de phases sont associés aux enregistrements de la mousson d'été décrits précédemment : ils illustrent la réponse des différents enregistrements au forçage de l'insolation pour les périodes orbitales de précession (23 000 ans) et d'obliquité (41 000 ans). La phase nulle est fixée pour un minimum de précession (augmentation de l'insolation d'été dans l'hémisphère Nord) et un maximum d'obliquité (augmentation de l'insolation d'été dans l'hémisphère Nord et Sud). Les phases négatives sont mesurées dans le sens des aiguilles d'une montre et représentent un retard temporel. Ainsi, la position d'un vecteur représente la réponse de l'enregistrement au forçage de l'insolation dans le temps. Position du volume de glace d'après Lisiecki and Raymo (2005) et du maximum de chaleur latente d'après Clemens et al. (2008 ; 2010).

Toutefois, les indicateurs climatiques de la mer d'Arabie et notamment le stack de mousson d'été indienne (Clemens and Prell, 2003) indiquent un schéma beaucoup plus complexe pour la cyclicité de précession que le simple schéma conceptuel développé précédemment et qui semblait pourtant pouvoir s'appliquer aux spéléothèmes asiatiques (Figure 59). En effet, dans le cycle de la précession, la mousson Indienne est à son maximum environ 8000 ans après le maximum d'insolation d'été dans l'hémisphère Nord (minimum de précession), et environ 3000 ans après le minimum de volume de glace (Figure 59 diagrammes de phase ; Clemens and Prell, 2003 ; Reichart et al., 1998).

Trois hypothèses différentes ont été proposées pour expliquer cette relation de phase complexe entre le forçage et la réponse de la mousson d'été indienne :

(1) Une première hypothèse suggère que la mousson d'été indienne est sensible à l'insolation d'été tardive (Août à Septembre) car la productivité saisonnière actuelle atteint son maximum durant cette période (Reichart et al., 1998). Ainsi, on obtiendrait un allongement du temps de réponse de la mousson qui serait transposable à l'échelle orbitale. Toutefois, ce scénario à été mis en doute rapidement par d'autres études car les signaux saisonniers ne semblent pas pouvoir être transposés simplement à l'échelle orbitale puisqu'ils sont reliés à l'inertie du système qui produit des retards de quelques semaines et qui n'arrive donc pas de façon synchrone avec le forçage réel (Clemens and Prell, 2003). De plus, des travaux de modélisation récents (Kutzback et al., 2008 ; Tuenter et al., 2005) démontrent que le maximum de précipitation en juillet varie à l'échelle orbitale avec le minimum de précession et donc avec le maximum d'insolation en juin.

(2) Clemens and Prell (2003) ont donc proposé une autre hypothèse faisant intervenir le rôle de la chaleur latente de l'océan Indien Sud qui, comme nous l'avons vu précédemment (Figure 15), joue un rôle important pour la météorologie de la mousson actuelle. Le maximum de chaleur latente dans l'hémisphère Sud étant produit durant le maximum de précession et d'obliquité, cette hypothèse pourrait expliquer que la position des maxima de mousson se situe entre l'export de chaleur latente et le minimum de volume de glace (Figure 59 diagrammes de phase).

Cependant, si cette hypothèse est valable, la mousson Indienne (d'après les enregistrements provenant de la mer d'Arabie) et la mousson de l'Est asiatique (d'après les enregistrements de

spéléothèmes) ont une réponse différente dans le temps et ne sont pas sensibles aux mêmes forçages internes du système climatique. Ceci n'est pas en accord avec les observations météorologiques actuelles qui suggèrent que les moussons Indiennes et Asiatiques sont reliées à une même source d'humidité qui dérive de l'océan Indien Sud (Ding et al., 2004 ; Ding and Chan, 2005 ; Liu and Tang, 2004 ; Park et al., 2007) (Figure 16).

(3) Pour réconcilier ces différences observées entre les zones indienne et asiatique, une troisième hypothèse a été proposée (Ziegler et al., 2010b). Les indicateurs permettant de reconstituer la dynamique de la mousson en mer d'Arabie sont essentiellement dérivés d'indicateurs de productivité. Une bonne relation entre le signal de teneur en matière organique marine, associé à de la productivité (Ziegler et al., 2008 ; 2010b), et le stack de mousson d'été Indienne de Clemens et Prell (2003) existe (Figure 60). Ainsi, Ziegler et al. (2010b) ont proposé que la productivité en mer d'Arabie puisse être contrôlée par d'autres processus non reliés à la dynamique de la mousson et notamment les variations de la circulation thermohaline en Atlantique Nord. Ce processus affecterait l'apport de nutriments dans la zone euphotique de la mer d'Arabie et pourrait biaiser le signal. Ainsi, on pourrait expliquer la différence de phase observée entre la mousson indienne et la mousson asiatique pour la cyclicité de précession.

Toutefois, un travail récent de Clemens et al. (2010) propose au contraire que ce soit les enregistrements de spéléothèmes de l'Est asiatique qui soit biaisés par un problème de saisonnalité. D'autres études récentes semblent également contester l'interprétation du signal des spéléothèmes comme indicateur de mousson d'été uniquement (Dayem et al., 2010 ; Hu et al., 2008 ; Maher, 2008) ou comme simplement contrôlé par le climat de l'hémisphère Nord (Cai et al., 2006 ; Rohling et al., 2009). Le problème est encore débattu.

Si les enregistrements de la mer d'Arabie documentent principalement la dynamique de la mousson d'été à l'échelle orbitale, des études sur la mousson d'hiver à partir des enregistrements de lœss et de mer de chine suggèrent une relation d'antiphase avec la mousson d'été pour la cyclicité de précession (Clemens et al., 2008) (Figure 60). Ceci pourrait indiquer que les deux systèmes sont dynamiquement liés.

Objectifs précis de thèse

Les forçages et la réponse de la mousson Indo-Asiatique à l'échelle orbitale sont donc des problématiques controversées. Dans cette thèse nous avons travaillé sur ces problématiques à partir de nouveaux enregistrements provenant de la mer d'Arabie. Cette étude nous permettra de mieux appréhender et comprendre le rôle de l'océan Indien dans la dynamique de la mousson et de pouvoir établir d'éventuels liens avec d'autres régions du globe et notamment le Sud de l'océan Indien avec le courant des Aiguilles.

Les parties ci-après s'attachent à étudier plusieurs enregistrements de la mousson boréale, sur plusieurs échelles d'espace et de temps. Nous nous concentrerons tout d'abord sur la pseudocyclicité de 100000 ans à travers l'étude de l'interglaciaire 13 (MIS 13). Nous nous focaliserons ensuite sur la relation entre les forçages et la réponse de la mousson Indoasiatique pour les cyclicités de précession (23 000 ans) et d'obliquité (41000 ans). Ensuite, nous aborderons le concept de mousson globale au regard des différences de réponses locales pour la mousson. L'ensemble des résultats obtenus et discutés sera synthétisé dans une dernière partie.



Figure 60 : Forçages et réponses des indicateurs de mousson d'hiver asiatique à l'échelle orbitale (précession et obliquité). a) Taille des grains de quartz normalisée (Clemens et al., 2008). b) Accumulation des chlorins dans le sédiment (Clemens et al., 2008 ; Higgison et al., 2003 ; 2004). c) Accumulation des alcénones totaux dans le sédiment (Clemens et al., 2008 ; Hu et al., 2002 ; Pelejero et al., 1999). d) Accumulation de manganèse (Mn) dans le sédiment (Calvert et al., 1993 ; Clemens et al., 2008). Les diagrammes simplifiés de phases sont associés aux enregistrements de la mousson d'hiver décrits précédemment.

Partie 2 : La mousson Indienne durant le MIS 13 atypique

1. Introduction

La période interglaciaire MIS 13 semble tout à fait atypique en termes de climat et de dynamique de la mousson. Une asymétrie importante entre les hémisphères Nord et Sud semble se développer, les hautes latitudes Sud étant marquées par des températures relativement fraîches pour une période interglaciaire (Jouzel et al., 2007) alors que les hautes latitudes Nord sont affectées par des conditions chaudes (De Vernal and Hillaire-Marcel, 2008 ; Markovic et al., 2009 ; Prokopenko et al., 2002). Par ailleurs, une réorganisation majeure dans le réservoir de carbone de l'océan global a été proposée durant cette période (Raymo et al., 1997 ; Wang et al., 2003). Concernant les basses latitudes, les enregistrements de loess chinois suggèrent pour cette période l'existence de moussons d'été exceptionnellement fortes et de moussons d'hiver exceptionnellement faibles (en termes d'amplitude) au regard des derniers 800000 ans (Guo et al., 2009 ; Yin and Guo, 2008).

La mousson durant la période climatique particulière du MIS 13 est donc un objet d'étude intéressant puisqu'il permet d'aborder les différents concepts de forçage et de réponse pour ce phénomène. Notamment, des interrogations subsistent sur le caractère atypique de la mousson indienne, en terme d'amplitude (Ziegler et al., 2010a) comme en terme de relation de phase (Bassinot et al., 1994 ; Rossignol-Strick, 1998).

Afin de mieux appréhender la dynamique de la mousson Indienne durant le MIS 13, nous avons reconstruit la dynamique des précipitations estivales dans l'océan Indien tropical à partir de deux enregistrements sédimentaires marins localisés au niveau des Maldives (carottes MD90-0963 et MD90-0961). Pour se faire, nous avons calculé le δ^{18} Osw (ice free) (~indicateur de salinité de surface océanique) à partir d'analyses couplées Mg/Ca et δ^{18} O sur l'espèce de foraminifère planctonique *G. ruber*.

Nous avons ensuite reconstruit les vents estivaux de la mousson en mer d'Arabie à partir d'un enregistrement sédimentaire marin situé au large de l'Oman (site ODP 722). Pour cela, l'intensité de l'upwelling a été reconstituée à partir du rapport des foraminifères planctoniques G. *bulloides/G. ruber* et des analyses couplées Mg/Ca et δ^{18} O sur l'espèce de foraminifère planctonique *G. ruber*. L'intensité des vents de mousson sur la zone a également pu être déterminée par la mesure de la taille des grains lithogéniques préalablement publiée (Clemens et al., 2008).

Etant donné les nombreux concepts de forçages existants pour la mousson et donc la difficulté à déterminer le caractère atypique des évènements de mousson, nous avons fait le choix de conduire cette étude en discutant séparément l'amplitude des signaux observés et la relation de phase de ces signaux.

2. The monsoon imprint during the 'atypical' MIS 13 as seen through North and Equatorial Indian Ocean records

Article published in Quaternary Research



The monsoon imprint during the 'atypical' MIS 13 as seen through north and equatorial Indian Ocean records

Thibaut Caley ^{a,*}, Bruno Malaizé ^a, Franck Bassinot ^b, Steven C. Clemens ^c, Nicolas Caillon ^b, Rossignol Linda ^a, Karine Charlier ^a, Helene Rebaubier ^b

^a Université de Bordeaux, UB1, CNRS, UMR 5805 EPOC, France

^b LSCE/IPSL, Laboratoire CNRS/CEA/UVSQ, F-91198 Gif-sur-Yvette, France

^c Department of Geological Sciences, Brown University, Providence, Rhode Island, USA

ARTICLE INFO

Article history: Received 9 September 2010 Available online 2 August 2011

Keywords: MIS 13 Atypical Monsoon Indian Ocean Precipitation Wind Obliquity

ABSTRACT

Previous studies have suggested that Marine Isotope Stage (MIS) 13, recognized as atypical in many paleoclimate records, is marked by the development of anomalously strong summer monsoons in the northern tropical areas. To test this hypothesis, we performed a multi-proxy study on three marine records from the tropical Indian Ocean in order to reconstruct and analyse changes in the summer Indian monsoon winds and precipitations during MIS 13. Our data confirm the existence of a low-salinity event during MIS 13 in the equatorial Indian Ocean but we argue that this event should not be considered as "atypical". Taking only into account a smaller precession does not make it possible to explain such precipitation episode. However, when considering also the larger obliquity in a more complete orbitally driven monsoon "model," one can successfully explain this event. In addition, our data suggest that intense summer monsoon winds, although not atypical in strength, prevailed during MIS 13 in the western Arabian Sea. These strong monsoon winds, transporting important moisture, together with the effect of insolation and Eurasian ice sheet, are likely one of the factors responsible for the intense monsoon precipitation signal recorded in China loess, as suggested by model simulations.

© 2011 University of Washington. Published by Elsevier Inc. All rights reserved.

Introduction

The monsoon system is a strong conveyor of energy, which affects climate on a global scale and plays a major role on the densely populated tropical regions. The word "monsoon" is derived from the Arabic word "maussim", which means seasonal winds. Thus, as evidenced from etymology, the early definition of monsoon clearly emphasized the seasonal reversal of wind direction, which was a key aspect for Arabian navigators that sailed the coasts of Africa and the northern Indian Ocean. These wind reversals are also associated with dramatic contrasts in precipitation over the course of the year, with the succession of dry and humid seasons, which strongly influences both agriculture and economies of monsoonal areas. Recent studies have put more emphasis on this seasonal precipitation aspect, which is now arguably more important than wind reversals in the monsoon definition (Wang et al., 2008; Cheng et al., 2009).

The intensity of the monsoon is tied to the seasonal and latitudinal distribution of the solar energy, which varies over geological timescales in relation to changes in the Earth's orbital configuration. Studies based on modelling work (Braconnot et al., 2008; Kutzbach et

* Corresponding author. Fax: +33 5 56 84 08 48. E-mail address: t.caley@epoc.u-bordeaux1.fr (T. Caley). al., 2008; Ziegler et al., 2010b) and paleoclimatic datasets (Wang et al., 2008; Cheng et al., 2009; Ziegler et al., 2010b,c) suggest a direct or quasi-direct link between summer monsoon maxima and maxima of Northern Hemisphere summer insolation. According to Rossignol-Strick (1983), anomalously strong African monsoon events occur when the insolation gradient between the north tropic (23°N) and the equator (the so-called "monsoon index"), reaches a threshold value. Based on marine sedimentary records, this author showed that each time a high Northern Hemisphere summer insolation drove the "monsoon index" to cross this threshold, this leads to the deposition of a sapropel layer in the Mediterranean Sea, which is interpreted as an evidence of a particularly strong monsoon (Rossignol-Strick, 1983), Because this monsoon index only takes into account the low-latitude insolation gradient (23°–equator), it clearly puts a strong emphasis on the role of the precession on monsoon dynamics.

In this precession band, Clemens and Prell (2003), Clemens et al. (2008, 2010) concluded that the strongest Indo-Asian summer monsoons lagged Northern Hemisphere (NH) summer insolation maxima (around minima of precession; summer solstice at perihelion) by ~8 ka. However, contrary to the conclusion reached by Rossignol-Strick (1983), Clemens et al.'s studies also showed that important monsoon variance resides in the obliquity band, with a quasi in-phase relationship between strong monsoons and NH summer insolation maxima. According to their conceptual model,

^{0033-5894/\$ -} see front matter © 2011 University of Washington. Published by Elsevier Inc. All rights reserved. doi:10.1016/j.yqres.2011.07.001

direct sensible heating initiates monsoonal circulation, but it is the decreasing glacial boundary conditions and the increasing latent heat export from the southern to the northern Indian Ocean that both set the timing of strong summer monsoons within the precession and obliquity bands (Clemens and Prell, 2003; Clemens et al., 2008).

The monsoon system has varied greatly in its intensity over the past glacial-interglacial periods (Clemens and Prell 1991; Guo et al., 2000; Sirocko et al., 1993; Sun et al., 2006). Among the interglacial periods, the climate signature of Marine Isotope Stage (MIS) 13 is atypical, being characterized by a strong East Asian summer monsoon occurring in a globally cool world (Yin and Guo, 2008). In terms of global climate signature and ice volume changes (as recorded in benthic δ^{18} O series), the transition between MIS 14 and 13 (termination) is the least pronounced of the past 640 ka (Fig. 1a; Lisiecki and Raymo, 2005). Ice-core records suggest that MIS 13 is an interglacial period with cooler Antarctic temperatures (Jouzel et al., 2007) and lower CO₂ and CH₄ concentrations than those recorded in the preceding and subsequent interglacials (Loulergue et al., 2008; Luthi et al., 2008) (Fig. 1b). This stage is also marked by extreme δ^{13} C positive values in marine benthic records, which suggest a major reorganisation in the carbon reservoir of the global ocean (Raymo et al., 1997; Wang et al., 2003) (Fig. 1c). Warm conditions in the high latitudes of the Northern Hemisphere continents are inferred from Greenland (De Vernal and Hillaire-Marcel, 2008) and eastern Europe (Markovic et al., 2009). Low-latitude paleoclimatic records also



Figure 1. The atypical MIS 13 period. a) δ^{ii} O Benthic LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005). b) Antarctic temperature (EDC) (Jouzel et al., 2007) (plain black), CO₂ (dash) and CH₄ (plain gray) concentration in ice cores (Loulergue et al., 2008; Luthi et al., 2008). c) Benthic δ^{ii} C records from the north Atlantic site 552 (dash) and tropical Atlantic site 664 (plain) (Raymo et al., 1997). d) Barium (Ba) in the Arabian Sea site MD04-2881 (Ziegler et al., 2010a). e) Loess grain-size changes show by the content of the >32 µm fraction at Xifeng (Guo et al., 2009). f) China loess Fed/Fet (chemical weathering index at Xifeng) (Guo et al., 2000). g) Loess Magnetic Susceptibility (M.S.) at Lingtai and Zhaojiachuan (Sun et al., 2006). h) δ^{ii} O planktonic record at site MD90-0963 (Bassinot et al., 1994). i) Sapropel A deposition in Mediterranean (Rossignol-Strick et al., 1988). Marine Isotope Stages (MIS) are indicated. Gray frame denotes the proxies for which MIS 13 can be considered as atypical from an amplitude signal point of view.

suggest the development of an extremely strong East Asian Summer Monsoon (EASM) and weak winter monsoon, as shown by high chemical weathering indexes, high magnetic susceptibility values and the low grain-size content obtained in China loess records (Guo et al., 2000; Sun et al., 2006; Yin and Guo, 2008; Guo et al., 2009) (Figs. 1e–g).

The extremely strong MIS 13 EASM appears to coincide with other exceptional monsoonal events around the world. In the equatorial Indian Ocean, an anomalous δ^{18} O depletion event (the "Y event") is observed in the planktonic foraminifer stable oxygen isotopic record of core MD90-0963 (525-530 ka) (Bassinot et al., 1994) (Fig. 1h). This isotopic event might have been caused by intense monsoonal precipitation and the enhancement of fluvial runoff, although this hypothesis has not vet been tested. Over the same time interval in the Mediterranean Sea, Rossignol-Strick et al. (1998) note the presence of a sapropel layer (Sapropel A) in core KC-01, which suggests massive river discharges and the associated reduction of Mediterranean thermohaline circulation (lower oxygenation of deep waters) (Fig. 1i). These authors suggest that the strong Mediterranean and Indian Ocean monsoon events during MIS 13 might have been linked, but that they cannot be explained in terms of a simple precessiondriven response of low-latitude climate variability (explaining why they are considered "atypical").

Ziegler et al. (2010a), in a recent study of an Arabian Sea core, observed a marked productivity increase over the MIS 13 time interval (Fig. 1d). These authors conclude, however, that the summer monsoon was not stronger during MIS 13 than during the preceding and subsequent interglacials, and that this productivity anomaly developed as a consequence of intensified overturning circulation at the end of the mid-Pleistocene transition, leading to an increased nutrient concentration of the deep waters that upwelled into the Indian Ocean euphotic zone.

The presence of an atypical Indian monsoon event during MIS 13 is, therefore, still questioned. Meanwhile, it is important to note that "atypical" may not necessarily refer to the same aspect of a monsoon event. The light "Y event" in the δ^{18} O record of equatorial Indian core MD90-0963 and the sapropel A in the Mediterranean Sea are considered atypical because of their timing. The formation of a sapropel and strong Indian Monsoon event are not expected over this time interval since the minimum energy threshold in the "monsoon index" is not reached (weak minima of precession) (Rossignol-Strick et al., 1998). In contrast, the MIS 13 summer monsoon event in the Chinese loess is clearly atypical when comparing its magnitude to that of the younger interglacials, and its high amplitude with the low magnitude changes in marine oxygen isotope and Antarctic ice core records (Yin and Guo, 2008) (Fig. 1). Thus, in our study, we propose to address and discuss separately both the magnitude and the timing (forcing/response relationships) of climatic events recorded during MIS 13.

To discriminate among these contrasting hypotheses regarding the presence, forcing, intensity and the timing of monsoon during the atypical MIS 13 period, we reconstructed past precipitation changes using sea water $\delta^{18}O$ ($\delta^{18}O_{sw}$, a proxy for salinity changes) from coupled Mg/Ca derived sea-surface temperature (SST) and $\delta^{18}O$ measurements performed on planktonic foraminifers picked from two deep-sea cores located in the equatorial Indian Ocean. We also reconstructed changes in the summer monsoon wind intensity in the western Arabian Sea based on published lithogenic grain-size data and variations in Oman upwelling strength (productivity index and salinity changes).

Material and methods

Geographic and hydrological setting

Today, evaporation prevails in the Arabian Sea whereas massive river discharges draining monsoon precipitations, via the Ganges-

Brahmaputra and the Irrawadi, prevail in the Bay of Bengal. This results in a strong east-west salinity gradient in the northern part of the Indian Ocean (Fig. 2). For this reason, the area located south of India, at the transition between the Arabian Sea and the Bay of Bengal, is particularly suitable to analyze past changes in monsoon precipitation. In this area, two cores were collected during the SEYMAMA oceanographic cruise of the R/V Marion Dufresne: MD90-0963 and MD90-0961 cores. They are both located east of the Maldives (05°04'N, 73°53'E) at 2450 m water depth (Fig. 1). Core MD90-0963 has been already studied and published (Rostek et al., 1993; Bassinot et al., 1994; Beaufort et al., 1997), although no record of temperature (Mg/Ca) and, consequently, no $\delta^{^{18}}\text{O}_{sw}$ record was generated for the MIS 13 interval. Core MD90-963 is affected by a slump near the MIS 13 interval (Bassinot et al., 1994). This slump event was removed during the building of the age model. Because the anomalous, light δ^{18} O event ("Y") is located near this disturbed interval, we also studied partly MIS 13 and 14 intervals from the sister core MD90-0961 in order to check whether this anomalous isotopic event is reproducible. We have also performed supplementary analyses to generate a $\delta^{18}O_{sw}$ signal for the MIS 16 to MIS 18 time period, which allows a comparison between the MIS 13-MIS 14 and another glacial and interglacial cycle in the core.

In the Western part of the Arabian sea, the northward migration of the ITCZ during the summer season, and the associated atmospheric circulation changes, result in (1) dust plumes being carried from the continent into the ocean by northwesterly winds and (2) the development of strong coastal upwelling along the coast of Oman (Clemens and Prell, 1991; Clemens et al., 1996). Based on the comparison of trap flux and wind speed over the time period 1986-1987, it has been shown that, annually, 70% of the flux of biogenic detritus and 80% of the flux of lithogenic detritus to Arabian Sea sediments are generated during the summer monsoon (Clemens et al., 1996). This upwelling brings at the surface waters that are characterized by a relatively low salinity (Fig. 2) and a cold temperature. During winter season, the Arabia peninsula is influenced by moderate and dry northeast monsoon. ODP Site 722 is located in the western Arabian Sea (16°37.31'N, 59°47.76'E; 2028 msf) along the coast of Oman, within the seasonal summer upwelling zone. This sedimentary record has been studied previously (Clemens and Prell, 1991; Clemens et al., 1996, 2008), but no SST or $\delta^{18}O_{sw}$ reconstructions have been previously generated.

Stable isotopes analysis

For planktonic stable isotopic measurements (ODP Site 722, cores MD90-0963 and MD90-0961), we analysed *G. ruber* sensu stricto (white) since previous studies have shown that this species truly records surface-water hydrographic conditions (Wang, 2000). Specimens were picked within the 250–315 µm size fraction. Benthic isotopic analyses (core MD90-0963) were carried out on *Planulina wuellestorfi* species.

Those solid, calcium carbonate samples (50 to 100 µg of foraminifer shells) were individually reacted with ortho-phosphoric acid to produce CO₂ gas, which was analysed with isotope mass spectrometers against a calibrated reference gas. δ^{18} O values are reported relative to VPDB (Vienna PDB) through calibrations to the international standard NBS19.

Isotopic analyses for ODP Site 722 samples were carried out on a coupled system Multiprep-Optima (Micromass© Mass spectrometer) at Bordeaux University, UMR 5805 EPOC. External reproducibility for δ^{18} O analyses is $\pm 0.05\%$ (1 σ). Planktonic and benthic isotopic measurements from cores MD90-0961 and MD90-0963 (planktonic data already published in Bassinot et al., 1994) were carried out on a Finnigan MAT 251 at the LSCE (CNRS-CEA-UVSQ, Gif-sur-Yvette). External reproducibility is $\pm 0.05\%$ (1 σ).

Mg/Ca

For all records, samples of *G. ruber s.s* were picked within the 250– 315 µm size fraction for Mg/Ca analyses. Shells were cleaned to eliminate contamination from clays and organic matter (see Barker et al., 2003 for a description of the cleaning method). A Varian Vista Pro Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometer (ICP-OES) was used for Magnesium and Calcium analyses following the procedure established by de Villiers et al. (2002). Replicate analyses of a standard solution with Mg/Ca = 5.23 mmol/mol show that the internal reproducibility is 0.5% (1 σ , RSD). Replicate runs were made on *G. ruber* samples to ensure a good statistical robustness of the measurements. Reproducibility obtained on replicate Mg/Ca analyses of *G. ruber* from the same samples is 5% (1 σ , pooled RSD). All the analyses were performed at LSCE in Gif-sur-Yvette, which participated in an intercalibration exercise (Greaves et al., 2008). SST has been estimated from Mg/Ca measurements using the equation established by Anand et al., (2003).



Figure 2. Sea-surface salinity and precipitation in summer (July month) (GPCP Precipitation data as NODC_WOA94 provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at http://www.esrl.noaa.gov/psd/ original data after (Adler et al., 2003; Monterey and Levitus, 1997)). InterTropical Convergence Zone (ITCZ) position and the location of the study sites ODP 722, MD90-0963 and 0961 and reference sites for the MIS 13 period are indicated. Arrows represents schematic sea-surface circulation during the summer season (Schott et al., 2009).

287

Sea-surface salinity (SSS)

288

Over a given oceanic area, isotopic fractionation associated to evaporation/precipitation processes and lateral transport of vapor result in a strong, linear relationship between the $\delta^{18}O$ and the salinity of surface seawater (Schmidt, 1999; LeGrande and Schmidt, 2006). In order to reconstruct past changes in seawater $\delta^{18}O(\delta^{18}O_{sw})$, we took advantage of the double influence of surface temperature and the isotopic composition of seawater ($\delta^{18}O_{sw}$) on the planktonic foraminifera stable oxygen isotopic values (Duplessy et al., 1991). For this purpose, we used the isotopic paleotemperature equation of Shackleton and Opdyke (1973):

$$T = 16.9 - 4.38 \left(d^{18}O_{\text{foram}(\text{PDB})} - d^{18}O_{\text{sw}} \right) + 0.1 \left(d^{18}O_{\text{foram}(\text{PDB})} - d^{18}O_{\text{sw}} \right)^2$$

Then, using the measured planktonic δ^{18} O values ($\delta^{18}O_{foram}$), and using the Mg/Ca-derived SST as an estimate of the isotopic temperature (T), this equation was solved in order to extract the $\delta^{18}O_{sw}$ signal.

A potential salinity effect on planktonic foraminifer Mg/Ca has been discussed in the literature (Nürnberg et al., 1996; Lea et al., 1999; Ferguson et al., 2008). A recent work showed that *G. ruber* Mg/Caderived temperatures are strongly affected by sea-surface salinity variations, with a +1 psu change in salinity leading to a potential temperature bias of $+1.6^{\circ}$ C (Mathien-Blard and Bassinot, 2009). However, Mathien-Blard and Bassinot (2009) also showed that, when using the calibration equation of Anand et al. (2003), Mg/Ca temperatures and isotopic temperatures are identical (no salinity correction) for surface salinities are 36 psu at site ODP 722 and 35 psu for the Maldives (Conkright et al., 2001).

Assuming that surface salinities during past interglacials were not significantly different from Holocene salinities, we consider that reconstructed interglacial Mg/Ca temperatures should not be strongly biased by salinity effects. During glacial periods, on the other hand, important and global changes in salinity are expected and linked to the development of continental ice sheets, which trapped large amounts of fresh water. Thus, the assumption that salinities were not significantly different from the modern ones does not hold for these glacial intervals. At the last glacial maximum, for instance, the 120-m drop in sea level is associated with a ~1% increase in mean seawater salinity, and, therefore, a potential bias of ~1.6°C on *G. ruber* Mg/Ca temperatures.

In order to estimate the potential effect of this glacial/interglacial salinity change on the Mg/Ca-derived temperatures, we transformed estimation of sea-level variations (Bintanja et al., 2005) into global salinity changes. Based on Mathien-Blard and Bassinot's results, we considered that 1 psu change in salinity would induce a 1.6°C change in $T_{Mg/Ca}$ relative to the isotopic temperature of calcification (Mathien-Blard and Bassinot, 2009). With this correction in mind, we derived salinity-corrected SST, which were combined with for a residual $\delta^{18}O_{sw}$ signal. Thus, our correction procedure on Mg/Ca-thermometry is only partial and is based on the double assumptions that (1) past interglacial showed roughly the same salinity as the present day, and (2) past glacial salinity changes, relative to today, primarily reflect global ice-volume effects, with no other local perturbation. Although no local SSS perturbation can be included in the Mg/Ca correction, we do infer that SSS actually did change. This local change can be estimated, albeit imperfectly, from the residual $\delta^{^{18}}\text{O}_{sw}$ signal.

The residual $\delta^{18}O_{sw}$ signal can be interpreted in terms of past local SSS variations and global isotopic signal. To remove $\delta^{18}O$ variations due to glacial–interglacial continental ice volume changes, we used a global, ice volume-related $\delta^{18}O$ signal extracted from the benthic LR04

stack record of Lisiecki and Raymo (2005) through an inverse approach (Bintanja et al., 2005).

Uncertainties on $\delta^{18}O_{sw}$ (ice-free) estimations are obtained using an error propagation calculation. The error on the global $\delta^{18}O$ signal is not estimated (Bintanja et al., 2005). Therefore, we take into consideration the uncertainties on Mg/Ca temperature (i.e., 1.2°C, Anand et al., 2003) and planktonic $\delta^{18}O$ measurements (i.e., 0.05‰). Based on these uncertainties, and using the formula of Press et al. (1990), the estimated precision of $\delta^{18}O_{sw}$ reconstruction is +/-0.26%.

We have also tested the correction procedure developed by Mathien-Blard and Bassinot (2009) to derive unbiased SST and $\delta^{18}O_{sw}$ from *G. ruber* $T_{Mg/Ca}$ and foraminifer's $\delta^{18}O$ measurements (see Supplementary information). For $\delta^{18}O_{sw}$ (ice-free) signals, the results indicate that while the magnitude of changes is reduced using the correction procedure of Mathien-Blard and Bassinot (2009), the relative variations and the details of the record remain mostly intact and compare well with results obtained with our approach. Thus, the correction procedure has no impact on our conclusions. In addition, it should be noted that the Mathien-Blard and Bassinot (2009) correction procedure requires that one knows the surface ocean $\delta^{18}O_{sw}$ -SSS relationship. For old periods of time, such as MIS 13, this relationship can only be assumed, introducing additional sources of uncertainties, with no real benefit as far as the present discussion is concerned (see Supplementary information).

Upwelling index

Sediment-trap studies have shown that during upwelling strengthening, fluxes of *G. bulloides* increased while fluxes of *G. ruber* stayed roughly stable throughout the entire year (Conan and Brummer, 2000). Indeed, *G. bulloides* flux increases in the presence of colder, nutrient-rich waters. Based on this initial work, we obtained an upwelling index from site ODP722 samples by measuring the *G. bulloides/G. ruber* ratio (B/R ratio). The abundance of planktonic foraminifera *G. bulloides* and *G. ruber* is based on counts performed on aliquots from the size fraction greater than 150 µm (containing at least 300 specimens), using the same samples used for isotopic measurements.

Age model

The age model of site ODP722 based on the orbital tuning of the δ^{18} O benthic record (*Uvigerina* sp.) was revised recently by Lisiecki and Raymo (2005) in their preliminary work for the building of the "LR04" stack (Fig. 3a).

The orbital age model of core MD90-0963 is based on the visual correlation of the benthic δ^{18} O signal (*Planulina wuellerstorfi*) to the LR04 stack record (Lisiecki and Raymo, 2005) using the Analyseries software (Paillard et al., 1996). As expected, core MD90-0961 and core MD90-0963 exhibit similar planktonic δ^{18} O signals. Importantly, the anomalous, light δ^{18} O event first observed in core MD90-0963 is also observed in core MD90-0961 record, indicating that it is not an artifact. We correlated the *G. ruber* δ^{18} O record from MD90-0961 to the *G. ruber* δ^{18} O record form MD90-0963 to the *G. ruber* δ^{18} O record soft age scales (Fig. 4a).

In the following discussion, it is important to remember that the relationship between insolation and the interglacial $\delta^{\rm in}O$ peak at MIS 13 is considered "anomalous" when using the LR04 age model (Yin and Berger, 2010; 2011). If this relationship is not confirmed by future works, the accuracy of the age models and/or the amplitude of surface-water changes will have to be seriously questioned. In such as case, this would affect the timing issue discussed in the next sections. On the contrary, if the relationship appears to be confirmed (i.e., Yin and Berger, 2011), it is the straightforward relationship between climate and the astronomical forcing which will have to be revisited and/or complemented.



Figure 3. Results at site ODP 722: a) δ^{HO} of *Uvigerina spp* used for building the LR04 stack and established the age model (Lisiecki and Raymo, 2005). b) δ^{HO} orecord of *G. ruber*. c) Mg/Ca-SST estimations (plain line) and Mg/Ca-SST estimations after "salinity correction" (dash line, see Material and methods). d) $\delta^{\text{HO}}_{\text{owv}}$ (ice-free) reconstructions (proxy of SSS, plain line) and $\delta^{\text{HO}}_{\text{owv}}$ (ice-free) reconstructions after Mg/Ca-SST salinity correction (dash line, see Material and methods). e) *G.bulloides/G.ruber* (B/R) ratio. f) Grain-size data (Clemens et al., 2008). g) Principal Component Analysis (PC1), multi-proxy record (stack) of summer-monsoon wind variability. h) Biogenic Opal data (Clemens et al., 2008). Marine Isotope Stage (MIS) are indicated. The frame indicates MIS 13.

Results

Core ODP722

The relationship between the benthic δ^{18} O signals at site ODP 722 and the LR04 stack is shown in Figure 3a. Concerning surface parameters, the planktonic δ^{18} O record presents an important event during MIS 13 (Fig. 3b). Mg/Ca-derived temperatures show variations between ~23 and 26.5°C within our studied interval. MIS 13 shows temperatures that are similar and/or slightly lower than those from glacial MIS 14 (Fig. 3c). One has to keep in mind that temperature may be biased to some extent during glacial periods due to the incompletely corrected salinity effect on Mg/Ca-thermometry, which does not include potential local salinity variations. As far as the ice-volume effect is concerned, because of relatively low icevolume changes through MIS 13-MIS 14 interval, the temperature and $\delta^{18}O_{sw}$ (ice-free) signals, corrected for global salinity variations, are not significantly different compared with non-corrected temperature and $\delta^{18}O_{sw}$ (ice-free) signals (Figs. 3c-d). We therefore keep the original signal (uncorrected) for the following parts of the discussion.

The $\delta^{15}O_{sw}$ (ice-free) record (~salinity proxy [SSS]) exhibits low values during MIS 13 compared to the mean value of the whole record (Fig. 3d). This inferred decrease of SSS is in phase with the important increase of the upwelling index signal recorded by the *G. bulloides/G. ruber* ratio (B/R ratio) (Fig. 3e). Today, at the site location, lower SSS is observed during the summer season and is associated to the



Figure 4. Results at site MD90-0963 and MD90-0961 a) δ^{18} O of *P. wuellerstorfi* for core MD90-0963 used for establish the age model. b) δ^{10} O record of *G. ruber* for core MD90-0963 (black line, Bassinot et al., 1994) and MD90-0961 (gray line). c) MgCa-SST estimations at site 0963 (plain line) and Mg/Ca-SST estimations after "salinity correction" (dash line, see Material and methods). d) SST estimations at Site 0961 (plain line) and Mg/Ca-SST estimations after "salinity correction" (dash line, see Material and methods). d) SST estimations at Site 0963 and δ^{10} Gsw (ice-free) reconstructions (proxy of SSS, plain line) at site 0963 and δ^{10} Gsw (ice-free) reconstructions after Mg/Ca-SST salinity correction (dash line, see Material and methods). f) δ^{10} Osw (ice-free) reconstructions after Mg/Ca-SST salinity correction (dash line, see Material and methods). f) δ^{10} Osw (ice-free) reconstructions after Mg/Ca-SST salinity correction (dash line, see Material and methods). Marine Isotope Stage (MIS) are indicated. The frame indicates MIS 13.

upwelling reinforcement (Schott et al., 2002). However, the B/R ratio indicates more important changes in amplitude during MIS 13 in comparison to surrounding periods than the $\delta^{18}O_{sw}$ signal.

The increase of lithogenic grain-size signal (Fig. 3f) has been previously interpreted as a proxy of wind strength during the summer monsoon (Clemens and Prell, 1991; Clemens et al., 1996). Increased northwesterly winds blowing over Oman (favoured by a northern position of the ITCZ), result in increased grain size of lithogenic particles deposited at sea. However, grain-size records could also be potentially affected by changes in the vegetation cover over the source areas (Clemens and Prell, 1991, 2003).

The $\delta^{18}O_{sw}$ (ice-free), lithogenic grain size and the B/R ratio records do show a strong co-variability during MIS 13, which is related to summer monsoon wind forcing (Figs. 3d–f). However, although all those proxies likely respond to monsoon variability, additional processes, sometimes unrelated to monsoon circulation (e.g., preservation, dissolution, diagenesis), may also influence the chemical, physical and biological compositions of sedimentary archives (Clemens and Prell, 2003) and could explain the differences observed between our proxies (Fig. 3). To limit such biases, we decided to stack the independent records of monsoon intensity using principal components analysis (PCA) in order to derive a more robust, combined record of monsoon variability (Clemens and Prell, 2003).

We performed a principal components analysis (PCA) with the "R" software to extract the common variability of our proxies ($\delta^{18}O_{sw}$ [ice-free], lithogenic grain size and the B/R ratio) and develop, therefore, a multi-proxy record of summer monsoon wind variability. The first Principal Component (PC1) accounts for 62% of the total variance in the three datasets, clearly suggesting that most of the variability in these three records is indeed controlled by summer monsoon wind (Fig. 3g). We did not use the opal record (Fig. 3h) for the PCA, because it has a much lower resolution compared to the other records.

The multi-proxy index of monsoon wind forcing indicates that MIS 13 was characterized by increased summer monsoon winds (Fig. 3g).

The Maldives records (cores MD90-0963/0961)

The MD90-0963 benthic δ^{18} O signal can be readily correlated to the LR04 stack (Fig. 4a), making it possible to develop an age model fully coherent with the one developed for ODP Site 722. The expected very good fit between the twin cores (MD90-0963 and -0961) is illustrated by the strong coherence between the two planktonic isotopic records (Fig. 4b). Mg/Ca-derived SST also indicate a good coherence between the twin cores across the youngest part of MIS 13 (temperature-derived Mg/Ca indicates variations between ~23 and 26°C) (Figs. 4c-d).

The two $\delta^{18}O_{sw}$ (ice-free) records are extremely similar for MIS 13, reinforcing our confidence that low-salinity event recorded in this area, at the beginning of MIS 13, is robust (Figs. 4e–f). As for site ODP722, temperature and $\delta^{18}O_{sw}$ (ice-free) signals (corrected for the global salinity bias) indicate no important differences compared to non-corrected signals and, therefore, the correction has no significant influence on our conclusions (Figs. 4c–f).

Because our records have all a common age scale (based on LRO4 age model) and are located in the same oceanic basin, we can compare the different results obtained at each site and discuss the monsoon processes (wind and precipitations) during MIS 13.

Discussion

290

Can the timing of northern and equatorial Indian Ocean climatic events be considered "atypical" during MIS 13?

Different hypotheses exist to explain the phase relationship between monsoon records and maximum Northern Hemisphere (NH) summer insolation. We will start to compare our records with the simple conceptual model considering a quasi-direct (or direct) response of monsoon maxima to maxima in NH summer insolation (Braconnot et al., 2008; Kutzbach et al., 2008; Wang et al., 2008; Cheng et al., 2009; Ziegler et al., 2010b,c).

The minima in the precession index correspond to orbital configuration for which insolation is maximal during NH summer and minimal for NH winter (Berger, 1978). Examining absolute annual maximum and minimum insolation curves (Huybers, 2006), Clemens et al. (2010) confirmed that a smaller precession and a larger obliquity are the natural reference points to which the phase (lead/lag) of the Indo-Asian monsoon should be referred. In addition, a smaller precession and a larger obliquity correspond to orbital configuration for which monsoon dynamics is enhanced (Tuenter et al., 2003; Wyrwoll et al., 2007; Braconnot et al., 2008; Chen et al., 2010; Ziegler et al., 2010b). We built, therefore, a summer monsoon "reference curve" for sensible heating as the sum of standardized precession (after changing its sign) and the standardized sine of obliquity (called hereafter "P + O") (Fig. 5a).

This simple -P+O reference curve fits extremely well the qualitative salinity reconstruction ($\delta^{18}O_{sw}$ [ice-free]) recorded at the Maldives sites, with decreases (increases) of salinity corresponding to increases (decreases) of precipitations and -P+O, for both intervals studied (Figs. 5a–b). Thus, the "Y event" at the start of MIS 13 (~525 ka) is positively associated to an excursion in our -P+O reference curve. Rossignol-Strick et al. (1998) suggested that the "Y" event was atypical because it was only associated with a smaller precession, which cannot explain the development of strong monsoonal precipitation according to the "monsoon-index" approach (Rossignol-Strick, 1983). The addition of obliquity, which we took into account, seems to be the deciphering parameter. This is coherent with model simulations (Tuenter et al., 2003; Wyrwoll et al., 2007; Chen et al., 2010) and paleoclimatic data (Lourens et al., 2098, 2010), which have



Figure 5. Forcing, phasing and amplitude of Arabian Sea and equatorial monsoon records during MIS 13. a) Simple "reference curve" for the timing of strong summer monsoons -P+O (sum of standardized precession (after changing its sign) and the standardized sine of obliquity). b) $\delta^{18}O_{sw}$ (ice-free) reconstructions (proxy of SSS) at site MD90-0963 and position of the "Y event". c) "Reference curve" for the timing of strong summer monsoon at site ODP 722: -P-8+O (sum of standardized precession (after changing its sign) with a lag of 8 ka and the standardized sine of obliquity) (Clemens et al., 2010). d) Principal Component Analysis (PC1), multi-proxy record (stack) of summer-monsoon wind variability at site ODP 722. e) Summer monsoon stack for site ODP 722 and RC27-61 (Clemens and Prell, 2003), f) Grain-size data at site ODP 722 (Clemens et al., 2008). g) Biogenic Opal data at site ODP 722 (Clemens et al., 2008). h) China loess Fed/Fet (chemical weathering index at Xifeng) (Guo et al., 2000) and Loess Magnetic Susceptibility (M.S) at Lingtai and Zhaojiachuan (Sun et al., 2006). i) δ^{18} O LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005). Marine Isotope Stage (MIS) are indicated. The frame indicates MIS 13. Horizontal dashed lines indicate the maximum amplitude (magnitude) of summer monsoon proxies during MIS 13.

documented the importance of the obliquity forcing on past changes in monsoon precipitation.

We can, therefore, make the hypothesis that the combination of a smaller precession index associated to a larger obliquity is necessary to allow the development of an important precipitation event during the start of MIS 13, therefore explaining the "Y event". Nonetheless, if our simple "reference curve" –P + O could explain the Y event in the equatorial Indian Ocean, it could be inefficient to explain the Sapropel A formation during the same time period. Lourens (2004) found that eastern Mediterranean planktic oxygen isotope records indicate no freshwater signal during the occurrence of the Sapropel A, thus questioning the correlation with monsoon precipitation.

The problem remains to explain variations in all the Arabian Sea proxies. Indeed, our -P + O reference curve does not fit the monsoon wind records. Most of the studies focusing in Arabian Sea have documented the timing of the summer and winter monsoon events in this area (Clemens and Prell, 1991; Reichart et al., 1998; Clemens and Prell, 2003; Clemens et al., 2008, 2010; Ziegler et al., 2010b; Caley et al., 2011). The timing at site ODP 722 has been well-documented and corresponds to a lag of 8 ka between maximum NH summer insolation and monsoon maximum in the precession band and a quasi in phase/short lag relationship in the obliquity band (the associated reference curve is therefore called "-P-8 + O"; Fig. 5c) (Clemens et al., 2010). These results are consistent with many other Indo-Asian proxies, except for Asian speleothem records (Clemens et al., 2010).

Caley, 2011

The -P-8+O reference curve is tested with our monsoonal proxies such as grain-size data, biogenic opal data, the summer monsoon stack of Clemens and Prell (2003) and our summer monsoon stack at site ODP 722 (Figs. 5c-g). This -P-8+O reference curve is in relative good agreement with grain size and opal results. However, some slight differences still exist, confirming Clemens and Prell (2003) conclusion that each monsoon wind proxy can be also influenced by other processes not directly related to monsoon forcing. The comparison of the -P-8+O reference curve with our stack, which strengthens the common variance likely related to wind forcing in the different proxies, indicates a relatively good agreement for MIS 12 and the end of MIS 13 and 15 but not for MIS 14 and the start of MIS 13 (Figs. 5c-d). However, poor confidence can be hold in the phase difference observed between the reference curve -P-8+O and our summer monsoon wind stack, mostly because the age model appears poorly defined for the MIS 14 time period. The benthic δ^{18} O signal is very flat for this period and complicates the correlation with the LR04 stack (Fig. 3a). Clemens et al. (1996) have proposed an alternative age model based on the astronomically tuning of the lithogenic percentage to orbital obliquity and precession, which modifies the timing of records during MIS 14 and the start of MIS 13 at site ODP 722. Thus, the phase relationship problem observed between the -P-8+O reference curve and our stack during these periods could possibly come from an age-model problem.

It is important to note that as far as the Y event is concerned, the $\delta^{18}O_{sw}$ records of cores MD90-963 and MD90-0961 match equally well the –P–8+O or the –P+O reference curves (Fig. 5). This reinforces our confidence that it is the obliquity parameter that plays the dominant role on monsoon dynamic to explain the Y event at the start of MIS 13. However, one should note that the –P+O reference curve matches much better with the $\delta^{18}O_{sw}$ records in MIS 16, 17 and 18 than the –P–8+O reference curve. This indicates that for MIS 16, 17 and 18, the precession parameter plays a dominant role on precipitation dynamics.

ODP 722 summer monsoon wind stacks (our study and Clemens and Prell, 2003) follows the -P-8+0 reference curve but is not always fitting the Maldives precipitation record and the -P+0reference curve. This result might suggest that a phase lag exists between wind and precipitation proxies. Indeed, although wind and precipitation are two aspects of the monsoon, which are strongly linked at the seasonal scale, they could be decoupled to some extent at orbital scale (Malaizé et al., 2006).

Another hypothesis could be that the Arabian Sea summer monsoon proxies, in majority productivity-based proxies, could be influenced by other processes not related to monsoon effect. Ziegler et al. (2010b) called for other processes that may affect the productivity records in the Arabian Sea and proposed that changes in biological productivity and OMZ intensity at the precession frequency band are mainly controlled by changes in the intensity of the Atlantic meridional overturning circulation (AMOC). However, the lithogenic grain size, not influenced by AMOC, has the same phase as the ocean productivity indicators (Clemens and Prell, 1991; Clemens and Prell, 2003) and new results obtained in a neighboring core (Caley et al., 2011) suggest that the productivity proxies in this area are mainly controlled by Indo-Asian summer monsoon dynamic.

A third hypothesis could be based on the equatorial position of the Maldives record. The wind dynamics at site MD90-0963 is closely related to the equatorial insolation and is related to the Southern Oscillation over the last 910 ka (Beaufort et al., 1997) rather than with the dynamics of monsoon winds recorded in the Arabian Sea (Clemens and Prell, 2003; Clemens et al., 2010). Decoupling between Arabian Sea and the equatorial signal could be explained by the fact that Maldives site is more affected by the transverse monsoon influence rather than by the lateral monsoon (Webster et al., 1998). Can the magnitude of northern and equatorial Indian Ocean records be considered "atypical" during MIS 13?

The so-called 'atypical' summer monsoon during MIS 13 can be related to the amplitude of signals recorded in the Chinese loess (Fig. 2). The "Y event" (~525 ka) documents increased precipitation at the start of MIS 13 (Fig. 5b). We have shown earlier that this event cannot be considered as atypical from a timing point of view, once the obliquity influence and not just the precession influence is taken into account. In addition, the magnitude of the Y event in the *G. ruber* $\delta^{18}O_{sw}$ (ice-free) record is not the most pronounced over the last 800 ka (Fig. 5b). Over the intervals where Mg/Ca-SST are available, we observe that equivalent and even more pronounced $\delta^{18}O_{sw}$ peaks are found during MIS 16–17 and MIS 18. Therefore, the Y event cannot be considered as atypical considering both its timing and its magnitude.

At site ODP 722, the magnitude of the grain-size signal is very important during the whole MIS 13 and can be considered as atypical with regards to interglacial grain-size levels observed over the last 800 ka (Fig. 5f). However, the biogenic opal signal for the same core is clearly not the most pronounced signal over the last 800 ka (Fig. 5g). Thus, our summer monsoon wind stack indicates that winds were strong during MIS 13 but not in an unusual way, since other equivalent events can be observed, for instance during the end of MIS 15 and during MIS 12 (Fig. 5d). All these observations suggest that the exceptional productivity signal (based on the barium record) evidenced by the study of Ziegler et al. (2010a) (Fig. 1d) in the Arabian Sea could be explained by the association of an intense summer monsoon event and a higher nutrient content of upwelled waters (in relation to an increased overturning circulation).

Both records (Maldives and ODP 722) should be put in a largescale perspective. Clay mineral assemblages, (smectite + mixed layers)/(illite + chlorite) at ODP Site 1146 in the northern South China Sea, also indicate strengthened East Asian summer-monsoon winds and weakened winter-monsoon winds during MIS 13 (Liu et al., 2003). Again, ODP 1146's MIS 13 is marked by an important wind event but not the most pronounced one over the last 800 ka.

On the contrary, records from the Chinese loess series (Fig. 5h) from southern South China Sea (Shyu et al., 2001) and from the distal portion of the Bengal Fan (Suganuma et al., 2009) show intensification or extreme magnitude and an atypical pattern of monsoon precipitation during MIS 13. Meteorological observations and moisturetransport budgets suggest that both summer monsoon systems (Indian and Asian) are linked through a dominant and common Indian Ocean source of moisture (Ding et al., 2004; Liu and Tang, 2004; Ding and Chan, 2005; Park et al., 2007). Modelling results suggest that the role of insolation, together with the Eurasian ice sheet, during MIS 13 can reinforce monsoon precipitation through a southeastwards planetary wave perturbation (Yin et al., 2008) and lead to a strong EASM. As a consequence, strong winds over the Arabian Sea, associated with insolation and this supplementary effect of the ice sheet on EASM precipitation, could explain the atypical amplitude of summer monsoon records during MIS 13. Interestingly, model simulations, which predict an increase of precipitation over East Asia, indicate that precipitations over the Indian Ocean equatorial band remain the same or even decrease during MIS 13 (Yin et al., 2008). In our record, we find neither intense nor exceptional precipitation event at the Maldives site (~5°N) during MIS 13.

If an important SW monsoon event (but not atypical in magnitude) can be found during MIS 13 in the western Arabian Sea, the most pronounced event recorded in our summer monsoon stack at site ODP 722 occurs during the MIS 12 time period (~470 ka) (Fig. 5d). In general, glacial boundary conditions (the effects of CO₂, ice-sheet extent, albedo, and topography) result in a decrease of summer monsoon strength and an increase in winter monsoon strength (Wang et al., 2005; Liu et al., 2007), although the exact mechanisms are not well known and exceptions do occur. Events of East Asian and

Indian summer monsoon wind and precipitation reinforcements, for example, were observed during glacial MIS 6 and 8 (Masson et al., 2000; Clemens and Prell, 2003; Wang et al., 2008; Cheng et al., 2009) (Fig. 5). The short event detected during MIS 12 appear to be atypical because it exhibits an extreme magnitude compared to MIS 13, 14 and the end of MIS 15 and because the reference curve -P-8+O suggests that the summer monsoon should be weak over this time period (Fig. 5). Interestingly, an exceptional summer monsoon event centred on MIS 12 (at ~470 ka) has been also detected in the Chinese loess based on the study of terrestrial mollusks (Rousseau et al., 2009). A sapropel is also visible in Mediterranean during this period (S12: ~465 ka) according to Rossignol-Strick et al. (1998) but could occur later if we consider the revised chronology by Lourens (2004), which places S12 occurrence at 502 ka. All these observations could suggest an atypical monsoon event during MIS 12, whose origin is still unclear and requires further investigations such as astronomical configuration, ENSO, tectonic events and northern ice-sheet extent as suggested by Rousseau et al. (2009). We could envisage a mechanism related to the different combinations of ice-sheet sizes and insolation such as the one proposed by Yin et al. (2009) through sensitivity modeling experiments.

Conclusion

292

Our study has investigated the timing and magnitude of the west Arabian Sea and equatorial Indian Ocean monsoon records during the atypical MIS 13 period.

We proposed that the Y light δ^{18} O event recorded in the equatorial Indian Ocean (Maldives; Bassinot et al., 1994) corresponds to an enhanced Indian summer monsoon resulting from the cumulative influence of obliquity and precession forcing on precipitation dynamics. Yet, this strong monsoon event cannot be considered as "atypical" in terms of either its timing or its magnitude. Future studies must be conducted to reconstruct the complete history of precipitation in the equatorial Indian Ocean over the last 800 ka to determine with precision the phase relationship with maximum NH summer insolation (smaller precession and larger obliquity). The timing of Arabian Sea summer monsoon wind records does not exhibit a direct or guasi-direct response to maximum NH insolation.

An important monsoonal wind event (in magnitude) is recorded during MIS 13 in the Arabian Sea. We propose that the important humidity transport from the Indian Ocean to the Indo-Asian monsoon system, associated with the effect of insolation and Eurasian ice sheet that reinforces the East Asian summer monsoon (Yin et al., 2008). might be one of the factors responsible for the atypical summer monsoon precipitation signal recorded in Chinese loess. Other records, particularly within the Bay of Bengal which is influence by large river runoff, could help to better address the importance and coherence of precipitation signals.

Higher resolution datasets, covering longer periods and particular climatic interval, with a multiproxies approach (precipitation, winds and productivity proxies), are necessary to better understand forcing, variability and amplitude of the Indian monsoon and its link with the other Asian and African regional monsoon systems.

Acknowledgments

The authors would like to acknowledge three anonymous reviewers and the editor Tom Marchitto for their comments and suggestions that helped to significantly improve the final manuscript. Cores MD90-961 and 963 were collected during the SEYMAMA cruise of the RV Marion Dufresne, supported by the French agencies Ministère de l'Education Nationale de la Recherche et de la Technologie, Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), and Institut Paul Emile Victor (IPEV). Marine samples for site ODP 722 were provided by the Ocean Drilling Program (ODP), sponsored by

the National Science Foundation and participating countries. Financial contribution from the CNRS INSU LEFE-EVE program "MOMIES" is acknowledged. This paper is contribution 1793 of UMR 5805 EPOC, University Bordeaux 1 and is LSCE contribution no. 4676.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at doi:10. 1016/j.yqres.2011.07.001.

References

- Adler, R.F., Huffman, G.J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D., Gruber, A., Susskind, J., Arkin, P., 2003. The version 2 global precipitation climatology Project GPCP monthly precipitation analysis 1979–
- Present. Journal of Hydrometeorology 4. Anand, P., Elderfield, H., Conte, M.H., 2003. Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series. Paleoceanography 18, 1050
- Barker, S., Greaves, M., Elderfield, H., 2003. A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 4.
- Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackelton, N.J., Lancelot, Y., 1994. The astronomical theory of climate and the age of Brunhes-Matuyama magnetic reversal. Earth and Planetary Science Letters 126, 91–108.
- Beaufort, L., Lancelot, Y., Camberlin, P., Cavre, O., Vincent, E., Bassinot, F., Labevrie, L., 1997. Insolation cycles as a major control of equatorial indian ocean primary production. Science 278, 1451-1454.
- Berger, A., 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climate change. Journal of Atmospheric Sciences 35, 2362–2367. Bintanja, R., Van de Wal, R., Oerlemans, J., 2005. Modelled atmospheric temperatures
- and global sea levels over the past million years. Nature 437, 125–128. Braconnot, P., Marzin, C., Grégoire, L., Mosquet, E., Marti, O., 2008. Monsoon response to
- changes in Earth's orbital parameters: comparisons between simulations of the Eemian and of the Holocene. Climate of the Past 4, 281–294.
- Caley, T., Malaizé, B., Zaragosi, S., Rossignol, L., Bourget, J., Eynaud, F., Martinez, P., Giraudeau, J., Charlier, K., Ellouz-Zimmermann, N., 2011. New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian monsoon. Earth and Planetary Science Letters, doi:10.1016/j.epsl.2011.06.019.
- Chen, G.S., Liu, Z., Clemens, S.C., Prell, W.L., Liu, X., 2010. Modeling the time-dependent response of the Asian summer monsoon to obliquity forcing in a coupled GCM: a PHASEMAP sensitivity experiment. Climate Dynamics. doi:10.1007/s00382-010-0740-3.
- Cheng, H., Edwards, R.L., Broecker, W.S., Denton, G.H., Kong, X., Wang, Y., Zhang, R., Wang, X., 2009. Ice age terminations. Science 326, 248–252.
- Wang, A., 2009. Relage terminations. Science 520, 246-252.
 Clemens, S.C., Prell, W.L., 1991. One million year record of summer monsoon winds and continental aridity from the owen ridge site 722, northwest Arabian sea. Proceedings of the ocean drilling program: Scientific results, Vol. 117.
 Clemens, S.C., Murray, D.W., Prell, W.L., 1996. Nonstationary phase of the pliopleistocene Asian Monsoon. Science 274, 943–948.
 Clemens, C. Prell, W.L., 2020. A 250,000 user summer monsoon multiprovia stack.
- Clemens, S.C., Prell, W.L., 2003. A 350,000 year summer-monsoon multiproxie stack
- from the Owen ridge, Northern Arabian Sea. Marine Geology 201, 35–51
- Clemens, S.C., Prell, W.L., Sun, Y., Liu, Z., Chen, G., 2008. Southern Hemisphere forcing of Pliocene δ¹⁸O and the evolution of Indo-Asian monsoons. Paleoceanography 23, PA4210. doi:10.1029/2008PA001638
- Clemens, S.C., Prell, W.L., Sun, Y., 2010. Orbital-scale timing and mechanisms driving Late Pleistocene Indo-Asian summer monsoons: reinterpreting cave speleothem δ^{ls} O. Paleoceanography 25, PA4207. doi:10.1029/2010PA001926.
- Conan, S.M.H., Brummer, G.J.A., 2000. Fluxes of planktic foraminifera in response to monsoonal upwelling on the Somalia Basin margin. Deep-Sea Research II 47, 2207-2227
- Conkright, M.E., Locarnini, R.A., Garcia, H.E., O'Brien, T.D., Boyer, T.P., Stephens, C. Antonov, J.I., 2001. World Ocean Atlas 2001: objective analyses, data statistics and figures CD-ROM documentation. National Oceanographic Data Center Internal Report 17. US Department of Commerce, Silver Spring, MD USA. 17 pp.
- De Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., 2008. Natural variability of Greenland climate, vegetation, and ice volume during the past million years. Science 320, 1622–1625.
- De Villiers, S., Greaves, M., Elderfield, H., 2002. An intensity ratio calibration method for the accurate detremination of Mg/Ca and Sr/Ca of marine carbonates by ICP-AES. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 3.
- Ding, Y., Chan, J.C.L., 2005. The East Asian summer monsoon: an overview. Meteorology and Atmospheric Physics 89, 117–142. doi:10.1007/s00703-005-0125-z. Ding, Y., Li, C., Liu, Y., 2004. Overview of the South China Sea monsoon experiment.
- Advance Atmospheric Sciences 21, 343–360. doi:10.1007/BF02915563
- Duplessy, J.C., Labeyrie, L.D., Juillet-Leclerc, A., Maitre, F., Duprat, J., Sarnthein, M., 1991. Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum. Oceanologica Acta 14, 311–324. Ferguson, J.E., Henderson, G.M., Kucera, M., Rickaby, R.E.M., 2008. Systematic change of
- foraminiferal Mg/Ca ratios across a strong salinity gradient. Earth and Planetary Science Letters 265, 153–166.
- Greaves, M., Caillon, N., Rebaubier, H., Bartoli, G., Bohaty, S., Cacho, I., Clarke, L., Cooper, M., Daunt, C., Delaney, M., deMenocal, P., Dutton, A., Eggins, S., Elderfield, H., Garbe-Schoenberg, D., Goddard, E., Green, D., Groeneveld, J., Hastings, D., Hathorne, E., Kimoto, K., Klinkhammer, G., Labeyrie, L., Lea, D.W., Marchitto, T., Martinez-Boti, M.A., Mortyn, P.G., Ni, T., Nuernberg, D., Paradis, G., Pena, L., Quinn, T., Rosenthal, Y.,

Russell, A., Sagawa, T., Sosdian, S., Stott, L., Tachikawa, K., Tappa, E., Thunell, R., Wilson, P.A., 2008. Interlaboratory comparison study of calibration standards for foraminiferal Mg/Ca thermometry. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 9 doi:10.1029/2008GC001974.

- Guo, Z., Biscaye, P., Wei, L., Chen, X., Peng, S., Liu, T., 2000. Summer monsoon variations over the last 1.2 Ma from the weathering of loess-soil sequences in China. Geophysical Research Letters 2712, 1751–1754.
 Guo, Z.T., Berger, A., Yin, Q.Z., Qin, L., 2009. Strong asymmetry of hemispheric climates
- during MIS-13 inferred from correlating China loess and Antarctica ice records. Climate of the Past 5, 21–31.
- Huybers, P., 2006. Early Pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation
- Huybers, P., 2006. Early Pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation forcing. Science 313, 508–511.
 Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, S., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J.P., Stenni, B., Stocker, T.F., Tison, J.L., Werner, M., Wolff, E.W., 2007. Orbital and millennial antarctic climate variability over the past 800,000 years. Science 317, 793–796.
- Kutzbach, J.E., Liu, X., Liu, Z., Chen, G., 2008. Simulation of the evolutionary response of global summer monsoons to orbital forcing over the past 280,000 years. Climate
- Dynamics 30, 567–579.
 Lea, D.W., Mashiotta, T.A., Spero, H.J., 1999. Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing. Geochimica and Cosmochimica Acta 63, 2369–2379.
- LeGrande, A.N., Schmidt, G.A., 2006. Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater. Geophysical Research Letters 33, L12604. doi:10.1029/ 2006GL026011.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ^{H} O records. Quaternary Science Reviews 20. Liu, T., Tang, W., 2004. Oceanic Influence on the Precipitation in India and China as
- Observed by REMM and QuikSCAT, paper presented at The 2nd International Tropical Rainfall Measuring Mission Science Conference. Jpn. Aerosp. Explor.
- Agency, Tokyo. Liu, X., Liu, Z., Clemens, S., Prell, W., Kutzbach, J.E., 2007. A coupled model study of glacial Asian monsoon variability and Indian Ocean dipole. Journal of the Meteorological Society of Japan 85, 1–10.

- Meteorological Society of Japan 85, 1–10.
 Liu, Z., Trentesaux, A., Clemens, S.C., Colin, C., Wang, P., Huang, B., Boulay, S., 2003. Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years. Marine Geology 201, 133–146.
 Loulergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J.M., Raynaud, D., Stocker, T.F., Chappellaz, J., 2008. Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH4 over the past 800,000 years. Nature 453, 383–386.
 Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Zachariasse, W.J., van Hoof, A.A.M., Antonarakou, A., Vergnaud-Grazzini, C., 1996. Evaluation of the plio-Pleistocene astronomical time scale. Paleoceanography 11, 391–413. Paleoceanography 11, 391-413
- Lourens, LJ., 2004. Revised tuning of Ocean Drilling Program Site 964 and KC01B (Mediterranean) and implications for the δ¹⁸O, tephra, calcareous nannofossil, and geomagnetic reversal chronologies of the past 1.1 Myr. Paleoceanography 19. doi:10.1029/2003PA000997.
- Luthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., Stocker, T.F., 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. Nature 453, 379-382
- Malaizé, B., Joly, C., Vénec-Peyré, M.T., Bassinot, F.C., Caillon, N., Charlier, K., 2006. Phase lag between Intertropical Convergence Zone migration and subtropical monsoon onset over the northwestern Indian Ocean during Marine Isotopic Substage MIS 6.5. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 7, 1525–2027.
- Glaver, G., B., Hambach, U., Catto, N., Jovanovic, M., Buggle, B., Machalett, B., Zoller, L., Glaser, B., Frechen, M., 2009. The middle and late Pleistocene loess sequences at Batajnica, Vojvodina, Serbia. Quaternary International 198, 255–266. Mathien-Blard, E., Bassinot, F., 2009. Salinity bias on the foraminifera Mg/Ca
- thermometry: Correction procedure and implications for past ocean hydrographic reconstructions. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 10. doi:10.1029/ 2008GC002353.
- Monterey, G.I., Levitus, S., 1997. Climatological cycle of mixed layer depth in the world ocean. U.S. Gov. Printing Office, NOAA NESDIS. 5 pp.
 Masson, V., Braconnot, P., Jouzel, J., Noblet, N., Cheddadi, R., Marchal, O., 2000. Simulation of intense monsoons under glacial conditions. Geophysical Research in the second Letters 27, 1747–1750. Nürnberg, D., Bijma, J., Hemleben, C., 1996. Assessing the reliability of magnesium in
- foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures. Geochimica and Cosmochimica Acta 60, 803–814.
- Paillard, D., Labeyrie, L.D., Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis. EOS. Transactions of the American Geophysical Union 77–379.
- Park, S.C., Sohn, B.J., Wang, B., 2007. Satellite assessment of divergent water vapor transport from NCEP, ERA40, and JRA25 reanalyses over the Asian summer monsoon region. Journal of Meteorological Society of Japan 85, 615-632. doi:10.2151/jmsj.85.615.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., 1990. Numerical Recipes. Cambridge Univ Press.

- Raymo, M.E., Oppo, D.W., Curry, W., 1997. The Mid-Pleistocene climate transition: a deep sea carbon isotopic perspective. Paleoceanography 12, 546-559. doi:10.1029/ 97PA01019.
- Reichart, G.I., Lourens, L.I., Zachariasse, W.I., 1998. Temporal variability in the northern Arabian Sea oxygen minimum zone (OMZ) during the last 225,000 years. Paleoceanography 13, 607–621.
- Rossignol-Strick, M., 1983. African monsoons, an immediate climate response to orbital insolation. Nature 304, 46–49.
- Rossignol-Strick, M., Paterne, M., Bassinot, F.C., Emeis, K.C., De Lange, G.J., 1998. An unusual mid-Pleistocene monsoon period over Africa and Asia. Nature 392, 269 - 272
- Rostek, F., Ruhland, G., Bassinot, F., Muller, P., Labeyrie, L., Lancelot, Y., Bard, E., 1993. Reconstructing sea surface temperature and salinity using $\delta^{18}O$ and alkenone records. Nature 364, 319–321.
- Rousseau, D.D., Wu, N., Pei, Y., Li, F., 2009. Three exceptionally strong East-Asian summer monsoon events during glacial times in the past 470 kyr. Climate of the Past 5, 157-169.
- Schmidt, G.A., 1999. Error analysis of paleosalinity calculations. Paleoceanography 14, 422-429.
- Schott, F.A., Dengler, M., Schoenefeldt, R., 2002. The shallow overturning circulation of the Indian Ocean. Progress in Oceanography 53, 57-103.
- Schott, F.A., Xie, S.P., McCreary, J.P., 2009. Indian Ocean circulation and climate variability. Reviews of Geophysics 47, RG1002. doi:10.1029/2007RG000245.
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a
- 100 kyrs and 1000 kyrs scale. Quaternary Research 3, 39–54. Shyu, J.P., Chen, M.P., Shieh, Y.T., Huang, C.K., 2001. A Pleistocene paleoceanographic record from the north slope of the Spratly Islands, southern South China Sea. Marine Micropaleontology 42, 61–93.
- Marine Micropateontology 42, 61–95.
 Sirocko, F., Samthein, M., Erlenkeuser, H., Lange, H., Arnold, M., Duplessy, J.C., 1993. Century-scale events in monsoonal climate over the past 24,000 years. Nature 364, 322–324.
 Suganuma, Y., Yamazaki, T., Kanamatsu, T., 2009. South Asian monsoon variability during the past 800 kyr revealed by rock magnetic proxies. Quaternary Science Participate 20, 062. Reviews 28, 926–938. Sun, Y., Chen, J., Clemens, S., Liu, Q., Ji, J., Tada, R., 2006. East Asian monsoon variability
- over the last seven glacial cycles recorded by a loess sequence from the northwestern Chinese Loess Plateau. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 7, 012002, doi:10.1029/2006GC001287
- Tuenter, E., Weber, S.L., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., 2003. The response of the African summer monsoon to remote and local forcing due to precession and obliquity. Global and Planetary Change 36, 219-235.
- Wang, L. 2000. Isotopic signals in two morphotypes of Globigerinoides ruber white Wang, P., Tian, J., Cheng, X., Liu, X., Xu, J., 2003. Carbon reservoir changes preceded major ice-sheet expansion at the mid-Brunhes event. Geology 31, 239–242.
- Wang, P., Clemens, S., Beaufort, L., Braconnot, P., Ganssen, G., Jiana, Z., Kershawf, P., Sarntheing, M., 2005. Evolution and variability of theAsian monsoon system: state
- of the art and outstanding issues. Quaternary Science Reviews 24, 595–629. doi:10.1016/j.quascirev.2004.10.002.
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X., An, Z., 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. Nature 451, 1090–1093. Webster, P.J., Magafia, V.O., Palmer, T.N., Shukla, J., Tomas, R.A., Yanai, M., Yasunari, T.,
- 1998. Monsoons: processes, predictability, and the prospects for prediction. Journal of Geophysical Research 103, 14,451–14,510.
- Wyrwoll, K.H., Liu, Z., Chen, G.S., Kutzbach, J.E., Liu, X., 2007. Model sensitivity of the Australian summer monsoon to Milankovitch insolation variations. Quaternary Science Reviews 26, 3043–3057.
- Yin, Q.Z., Berger, A., 2010. Insolation and CO₂ contribution to the interglacial climate
- before and after the mid-Brunhes event. Nature Geoscience 3, 243–246. Yin, Q.Z., Berger, A., 2011. Individual contribution of insolation and CO_2 to the interglacial climates of the past 800,000 years. Climate Dynamics. doi:10.1007/ s00382-011-1013-5
- Yin, Q.Z., Berger, A., Crucifix, M., 2009. Individual and combined effects of ice sheets and precession on MIS-13 climate. Climate of the Past 5, 229–243. Yin, Q.Z., Berger, A., Driesschaert, E., Goosse, H., Loutre, M.F., Crucifix, M., 2008. The
- Eurasian ice sheet reinforces the East Asian summer monsoon during the interglacial 500 000 years ago. Climate of the Past 4, 79–90.
- Yin, Q.Z., Guo, Z.T., 2008. Strong summer monsoon during the cool MIS-13. Climate of the Past 4, 29–34.
- Ziegler, M., Lourens, L.J., Tuenter, E., Reichart, G.J., 2010a. High Arabian Sea productivity conditions during MIS 13 odd monsoon event or intensified overturning circulation at the end of the Mid-Pleistocene transition? Climate of the Past 6, 63–76. Ziegler, M., Lourens, LJ., Tuenter, E., Hilgen, F., Reichart, G.J., Weber, N., 2010c.
- Ziegler, M., Lourens, L.J., Tuenter, E., Hilgen, F., Keichart, G.J., Weber, N., 2010C. Precession phasing offset between Indian summer monsoon and Arabian Sea productivity linked to changes in Atlantic overturning circulation. Paleoceano-graphy 25, PA3213. doi:10.1029/2009PA001884.Ziegler, M., Tuenter, E., Lourens, L.J., 2010b. The precession phase of the boreal summer
- monsoon as viewed from the eastern Mediterranean (ODP Site 968). Quaternary Science Reviews 29. doi:10.1016/j.quascirev.2010.03.011.

Supplementary Information

The monsoon imprint during the 'atypical' MIS 13 as seen through North and Equatorial Indian Ocean records

Thibaut Caley¹*, Bruno Malaizé¹, Franck Bassinot², Steven C. Clemens³, Nicolas Caillon², Rossignol Linda¹, Karine Charlier¹, Helene Rebaubier².

Sea surface salinity (SSS) reconstructions and potential bias

In order to reconstruct past changes in seawater $\delta^{18}O(\delta^{18}Osw)$, we took advantage of the double influence of surface temperature and the isotopic composition of seawater ($\delta^{18}Osw$) on the planktonic foraminifera stable oxygen isotopic values (Duplessy et al., 1991). For this purpose, we used the isotopic paleotemperature equation of Shackleton and Opdyke (1973):

 $T = 16,9-4,38 (d^{18}O_{foram(PDB)}-d^{18}Osw) +0,1 (d^{18}O_{foram(PDB)}-d^{18}Osw)^2$ Then, using the measured planktonic $\delta^{18}O$ values ($\delta^{18}O_{foram}$), and using the Mg/Ca-derived SST as an estimate of the isotopic temperature (T), this equation was solved in order to extract the $\delta^{18}Osw$ signal.

Method 1:

The residual δ^{18} Osw signal can be interpreted in terms of past local SSS variations and global isotopic signal. To remove δ^{18} O variations due to glacial-interglacial continental ice volume changes, we used a global, ice volume-related δ^{18} O signal extracted from the benthic LR04 stack record of Lisiecki and Raymo (2005) through an inverse approach (Bintanja et al., 2005). This approach is named method 1 in Figures S1 to S3.


Figure S1: Comparison between three different approaches (method 1 to 3) used to obtain the δ^{18} Osw (ice free), a proxy a sea surface salinity changes at site ODP 722. Slight differences are observed for SST reconstructions. However, for δ^{18} Osw (ice free) reconstructions, the directionality and details of the record remain mostly intact.



Figure S2: same as Figure S1 but for site MD90-0963.



Figure S3: same as Figures S1 and S2 but for site MD90-0961.

Method 2:

A potential salinity effect on planktonic foraminifer Mg/Ca has been discussed in the literature (Nuernberg et al., 1996; Lea et al., 1999; Ferguson et al., 2008). A recent work showed that *G.ruber* Mg/Ca-derived temperatures are strongly affected by sea surface salinity variations, with a +1 psu change in salinity leading to a potential temperature bias of $+1.6^{\circ}$ C (Mathien-Blard and Bassinot, 2009).

In order to estimate the potential effect of this glacial/interglacial salinity change on the Mg/Ca-derived temperatures, we transformed estimation of sea level variations (Bintanja et al., 2005) into global salinity changes. Based on Mathien-Blard and Bassinot's results, we considered that 1 psu change in salinity would induce a 1.6°C change in $T_{Mg/Ca}$ relative to the isotopic temperature of calcification (Mathien-Blard and Bassinot, 2009). With this correction in mind, we derived salinity-corrected SST (named method 2 in Figures S1 to S3), which were combined with foraminifer δ^{18} O to estimate a residual δ^{18} Osw signal. Thus, our correction procedure on Mg/Ca-thermometry is only partial and is based on the double assumptions that 1/ past interglacial showed roughly the same salinity as the present day, and 2/ past glacial salinity changes, relative to today, primarily reflect global ice-volume effects, with no other, local perturbation.

The residual δ^{18} Osw signal can be interpreted in terms of past local SSS variations and global isotopic signal. To remove δ^{18} O variations due to glacial-interglacial continental ice volume changes, we used a global, ice volume-related δ^{18} O signal extracted from the benthic LR04 stack record of Lisiecki and Raymo (2005) through an inverse approach (Bintanja et al., 2005). This approach is named <u>method 2</u> in Figures S1 to S3 and show a very good consistency compared with <u>method 1</u>.

Method 3:

With this method, we used the correction procedure developed by Mathien-Blard and Bassinot (2009) to derive unbiased SST and δ^{18} Osw from *G. ruber* T_{Mg/Ca} and foraminifer's δ^{18} O measurements (δ^{18} Of).

We used the equation (1) δ^{18} Osw^{*}= δ^{18} Of + A + 5^{*}(B + 0.4TMg/Ca +C δ^{18} Of + D $\Delta\delta^{18}$ Og)^0.5 with tropical Indian ocean parameter for site MD90-0963/0961 and Arabian Sea parameters for site ODP 722 (see Table 3 in Mathien-Blard and Bassinot (2009)). This allows to extract a term corrected for the salinity effect on T_{Mg/Ca}.

To obtain a calcification temperature for *G. ruber* that is corrected for the salinity bias, the adjusted δ^{18} Osw* obtained from equation (1) is reinjected in the original, thermometry equation from Shackleton and Opdyke (1973).

The correction procedure has an impact on SST reconstructions (Figures S1 to S3). However, in this study, we are interested by a potential bias on SSS reconstructions.

For δ^{18} Osw (ice free) (SSS proxy), the results indicate that while the magnitude of change is reduced using the correction procedure of Mathien-Blard and Bassinot (2009), the directionality and details of the record remain mostly intact (Figures S1 to S3). Similar results have been found in a recent work (Arbuszewski et al., 2010).

Thus, the correction procedure has no impact on our conclusion. Nonetheless, the correction procedure is based on the assumption that regional (evaporation/precipitation) and global (ice sheet) SSS- δ^{18} Osw relationships are known and invariant over the glacial/interglacial cycle. A modelisation exercice showed that this assumption is likely valid back to the Last Glaciatl Maximum in the tropical Indian Ocean (Delaygue et al., 2001). However, other authors have claimed that the regional SSS- δ^{18} Osw relationships may have changed in the past (Rohling

and Bigg, 1998) and this could lead to different regional relationship during the atypical MIS 13. That is why, in this study, we present only the results for <u>method 1 and 2</u> as we consider that it represents sufficient approaches, with relative simple and easily grasped assumptions. Anyway, as far as the discussion of this paper is concerned, the results are not significantly different compared to those obtain with the complete correction procedure of Mathien-Blard and Bassinot (2009).

Supplementary references

Arbuszewski, J., deMenocal, P., Kaplan, A., Farmer, E.C. 2010. On the fidelity of shellderived δ^{18} O seawater estimates. Earth and Planetary Science Letters 300, 185-196.

Delaygue, G., Bard, E., Rollion, C. 2001. Oxygen isotope/salinity relationship in the northern Indian Ocean. J. Geophys. Res., 106, 4565–4574, doi:10.1029/1999JC000061.

Rohling, E., Bigg, G. 1998. Paleosalinity and δ^{18} O: A critical assessment. J. Geophys. Res., 103(C1), 1307–1318, doi:10.1029/97JC01047.

3. Conclusion

Notre étude a ainsi révélé l'existence d'une dessalure importante au début du MIS 13 au Nord de l'océan Indien (Maldives), préalablement nommée évènement « Y » (Bassinot et al., 1994), suggérant la présence d'un événement de mousson important. Les travaux préalables ne parvenaient pas à expliquer le développement de l'évèvement « Y » par un forçage simple du maximum d'insolation d'été dans l'hémisphère Nord (minimum de précession ; Rossignolstrick et al., 1998). En revanche, en considérant un rôle important du paramètre d'obliquité sur la dynamique des précipitations de la mousson, comme mis en évidence dans les travaux de modélisations récents (Chen et al., 2010 ; Tuenter et al., 2003 ; Weber and Tuenter, 2011 ; Wyrwoll et al., 2007), nous arrivons à expliquer le développement de l'événement « Y ». Ceci signifie que d'un point de vue de la relation de phase, cet évènement ne peut pas être considéré comme atypique mais plutôt que la dynamique des moussons passées doit être envisagée en tenant compte du paramètre d'obliquité. Notre étude démontre également que l'évènement « Y » n'est pas le plus prononcé au cours des derniers 800000 ans. Contrairement au caractère atypique des précipitations enregistrées dans les lœss chinois, les précipitations en domaine indien tropical ne peuvent pas être considérées comme exceptionnelles (en termes d'amplitude) durant le MIS 13.

Des vents importants pour la mousson d'été (en terme d'amplitude), bien que non exceptionnels, sont mis en évidence durant le stade 13 en mer d'Arabie Ouest. Nous faisons l'hypothèse que ces forts vents qui transportent de l'humidité sur le continent Indo-asiatique, associés à l'effet particulier des calottes de glace eurasiennes et de l'insolation (Yin et al., 2008), soient un des forçages responsables des précipitations exceptionnelles enregistrées dans les lœss chinois.

Par ailleurs, d'un point de vue de la relation de phase, nos résultats indiquent que les vents et les précipitations de la mousson pourraient, durant certaines périodes, être découplés à l'échelle orbitale. Ceci soutiendrait les conclusions d'un travail précédent (Malaizé et al., 2006). Des études futures devront confirmer la présence d'un tel découplage et, le cas échéant, en expliquer l'origine.

Bien que non développé dans le cadre de cette étude focalisé sur le MIS 13, un évènement de mousson important semble se développer durant le MIS 12. Cet événement semble tout à fait atypique si l'on considère la période de son apparition ainsi que son amplitude. Des moussons estivales importantes semblent également se développer pour d'autres systèmes de mousson (Africain et Est-asiatique) durant le glaciaire 12 (Rossignol-Strick et al., 1998 ; Rousseau et al., 2009). Des études complémentaires seront nécessaires pour déterminer l'origine de cet évènement dont la variabilité pourrait être d'origine millénaire.

Partie 3 : Le chronomètre de la mousson Indo-asiatique à l'échelle orbitale

1. Introduction

Nous avons travaillé dans la partie précédente sur la dynamique de la mousson durant une période interglaciaire atypique où nous avons pu aborder la notion de relation de phase entre les forçages et la réponse de la mousson. Dans cette partie, nous étudierons en détail cette relation pour la mousson Indo-asiatique pour les cyclicités de précession et d'obliquité puisqu'elle constitue une problématique controversée. En effet, les différents enregistrements étudiés pour le système Indo-asiatique ont montré différentes réponses. Pour réconcilier ces différences observées, Ziegler et al. (2010b) ont proposé que les indicateurs pour la mousson Indienne en mer d'Arabie, qui sont essentiellement des indicateurs basés sur la productivité, pouvaient être contrôlés par d'autres processus que la dynamique de la mousson. Ces auteurs font appel aux variations de la circulation des masses d'eaux profondes et leur impact sur la teneur en nutriments délivrés dans la couche euphotique. Ce mécanisme océanique pourrait conduire à une mauvaise estimation de la relation de phase entre les forçages et la réponse de la mousson.

Dans ce travail, nous avons réalisé une approche multi-indicateurs sur un enregistrement sédimentaire marin situé au large du Makran (site MD04-2861), au Nord de la mer d'Arabie, dans une zone qui est influencée actuellement par la mousson estivale comme hivernale.

Un point important quand on aborde les problématiques de relation de phase pour la mousson, est associé au modèle d'âge utilisé. En effet, les modèles d'âges des enregistrements marins sont souvent construits sur la base de ces mêmes cyclicités orbitales ce qui rend l'approche caduque. Au contraire, en ce qui concerne les enregistrements de spéléothèmes, la méthode de datation par Thorium fournit des âges indépendants du calage orbital. Il est donc légitime de se demander si les différences de « chronomètre» observées entre les enregistrements de spéléothèmes asiatiques et de sédiments marins, dont l'échelle d'âge est construite sur la base des cyclicités orbitales, ne proviennent pas des méthodes de datation des enregistrements.

Pour pouvoir palier à cette difficulté, nous avons développé deux modèles d'âges différents dans cette étude. La première approche, couramment utilisée en paléocéanographie, consiste à corréler le signal δ^{18} O des foraminifères benthiques sur le stack de référence LR04 (Lisieski and Raymo, 2005). On obtient ainsi un premier modèle d'âge mais qui est dépendant du calage orbital. La seconde approche a consisté à utiliser des datations AMS ¹⁴C pour les premier 40000 ans de l'enregistrement, fournissant des âges indépendants du calage orbital. Pour les périodes hors datations ¹⁴C (dans notre cas de 40000 à 310000 ans) nous avons utilisé l'apparition événementielle des foraminifères planctoniques du genre Globorotalia (Globorotalia truncatulinoides et Globorotalia crassaformis) qui se développe en mer d'Arabie de façon synchrone aux évènements de refroidissement dans l'Atlantique Nord (appelés événements de Henrich (HE)) (Jaeschke et al., 2009 ; Ziegler et al., 2010b). En effet, le développement des Globorotalia semble coïncider avec une réduction ou une absence de zone à oxygène minimum en phase avec les HE (Reichart et al., 1998; 2004). Sachant que ces événements de froids (HE) sont bien contraints et datés indépendamment de l'orbital dans différents enregistrements (voir Ziegler et al., 2010b), un modèle d'âge indépendant du calage orbital a pu être établi pour le site MD04-2861.

Le signal de brome dans le sédiment, relié à la teneur en carbone organique marin (Ziegler et al., 2008), a été étudié afin d'établir une relation avec l'étude de Ziegler et al. (2010b), conduite sur un site voisin au nôtre, et fournir un indicateur de productivité marine de surface pour le site. Nous avons également étudié la composition des assemblages de foraminifères

planctoniques, puis formé des associations d'espèces qui reflètent la mousson estivale et hivernale. Enfin, nous avons travaillé sur la granularité du sédiment afin d'obtenir des informations sur le climat régional du continent, les processus de transport et dépôt afin de pouvoir les coupler avec les autres indicateurs biologiques et chimiques marins obtenus.

2. New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian monsoon

Article published in Earth and Planetary Science Letters

Earth and Planetary Science Letters 308 (2011) 433-444



New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian monsoon

Thibaut Caley ^{a,*}, Bruno Malaizé ^a, Sébastien Zaragosi ^a, Linda Rossignol ^a, Julien Bourget ^b, Frédérique Eynaud ^a, Philippe Martinez ^a, Jacques Giraudeau ^a, Karine Charlier ^a, Nadine Ellouz-Zimmermann ^c

^a Université de Bordeaux, UB1, CNRS, UMR 5805 EPOC, France

^b Australian School of Petroleum, Centre for Tectonics, Resources and Exploration (TRaX), The University of Adelaide, Adelaide 5005, Australia
 ^c IFP, Geology-Geochemistry-Geophysics, 1 & 4 avenue de Bois Préau, F-92852 Rueil-Malmaison, France

ARTICLE INFO

Article history: Received 3 March 2011 Received in revised form 9 June 2011 Accepted 20 June 2011 Available online 13 July 2011

Editor: P. DeMenocal

Keywords: summer/winter monsoon productivity Arabian Sea timing precession obliquity

ABSTRACT

A recent study suggested that Indian monsoonal proxies commonly used in the Arabian Sea, in general productivity proxies, could be impacted by changes in the Atlantic overturning rate (AMOC) throughout a control on the nutrient delivery into the euphotic zone. This oceanic mechanism could lead to a misunderstanding between the Indian summer monsoon (SM) and orbital forcing and could confuse a direct comparison with other archives derived from other monsoonal sub-systems (such as East-Asian or African records). Here we analyze three independent proxies (bromine, foraminifera assemblages and grain size) extracted from a marine sediment core (MD04-2861) covering the last 310 ka, and retrieved in the northern Arabian Sea near the Makran margin, an area influenced by summer and winter Indian monsoon. The grain size proxy deals with the regional continental climate through fluvial and eolian processes. It cannot be linked to changes in nutrient content of AMOC and present the same phase relationship (timing) than the other SM proxies. This demonstrates that the productivity signals (Bromine) in the northern Arabian Sea are mainly controlled by SM dynamics and not AMOC modulated nutrients at orbital scale changes. We thus build a multi-proxy record of SM variability (i.e. SM stack) using statistical tools (principal component analysis) further compiled on an age model constructed independently from orbital tuning. We find that strong SM lag by 9 ± 1 ka the NH summer insolation maximum (minimum of precession, June 21 perihelion and obliquity maximum) in the precession band, and by 6 ± 1.3 ka in the Obliquity band. These results are consistent with previous studies based on marine and terrestrial records in both Indian and Asian regions, except Asian speleothems. Our study supports the hypothesis that internal climate forcing (decreased ice volume together with the increase of latent heat export from the southern Indian Ocean) set the timing of strong Indo-Asian summer monsoons within both the precession and obliquity cycle. The external forcing (direct sensible heating) initiate monsoonal circulation. Strong Indian winter monsoon (WM) occurs between ice maxima and northern hemisphere sensible heat minima, indicating that both act to strengthen WM circulation. The summer and winter monsoons are in antiphase in the precession band suggesting that the two systems are dynamically linked.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The Indo-Asian monsoon represents the strongest expression of the monsoon modern dynamics, allowing important transfers of moisture at a large geographical scale and deeply affecting human populations. Monsoon strength and variability is crucial for the economical prosperity of regions.

The forcing/response relationship of the Indo-Asian monsoon at orbital scale during the Quaternary period is still debated in the literature. This lack of understanding how of the monsoon responds to the most fundamental of boundary conditions at this time scale (insolation, ice-volume, greenhouse gasses, ocean-atmosphere energy exchange) does not bode well for predicting monsoon response to future climate change. Two different hypotheses exist and are based upon observed timing.

- (1) Clemens and Prell (2003) and Clemens et al. (2008, 2010) focussed their studies on wind-derived proxies within sedimentological archives from the Owen Ridge, northern Arabian Sea. They proposed that strong events of Indo-Asian summer monsoon lag by ~8 ka the maximum northern hemisphere (NH) summer insolation (minimum of precession, June 21 perihelion).
- (2) From the analysis of Chinese cave speleothems (Cheng et al., 2009; Dykoski et al., 2005; Wang et al., 2001; 2008), a shorter lag of only ~3 ka was observed between strong summer monsoon and maximum NH summer insolation.

^{*} Corresponding author. Tel.: +33 5 40 00 83 81; fax: +33 5 56 84 08 48. *E-mail address:* t.caley@epoc.u-bordeaux1.fr (T. Caley).

⁰⁰¹²⁻⁸²¹X/\$ – see front matter $\textcircled{\sc 0}$ 2011 Elsevier B.V. All rights reserved. doi:10.1016/j.epsl.2011.06.019

The recent study of Ziegler et al. (2010a) conducted in the Arabian Sea proposed that the summer monsoonal proxies, in general productivity-based proxies, could be influenced by other processes not only related to monsoon forcing. This recent study casts some doubt on the interpretation of the 8 ka lag between precession minima and strong summer monsoons as driven by latent heat export from the southern hemisphere (Ziegler et al., 2010a–b). Indeed, Ziegler et al. (2010a) have proposed that biological productivity and OMZ intensity at the precession frequency band are mainly controlled by changes in the intensity of the Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) which controlled the nutrient delivery in the euphotic zone of the Arabian Sea.

The aim of our study is to carry new insights about Indo-Asian monsoon forcing and response (phase relationship). We used a sedimentary core located in the northern Arabian Sea, close to the Makran margin. To complete previous works which generally focus their interpretations on the monsoon processes with productivitybased proxies, we have analyzed tools linked to productivity, but also foraminifera assemblages together with grain size parameters dealing with the regional continental climate. Based on our new results and the comparisons with previous published data, we discuss the orbital forcing and response of the Indo-Asian monsoon system.

2. Environmental setting

434

The studied core MD04-2861 is located in the Arabian Sea, off the tectonically-active Makran margin (24.13 N; 63.91 E; 2049 m depth) (Bourget et al., 2011; Ellouz-Zimmermann et al., 2007; Kukowski et al., 2001; Fig. 1A). This core was retrieved on the little Murray Ridge, northward of the Murray Ridge where Ziegler et al. (2010a) have studied cores NIOP463 and MD04-2876. Sites investigated by Clemens and Prell (2003) are located southward in the Arabian Sea, on the Owen Ridge (Fig. 1A).

Nowadays, Arabian Sea environments experience large seasonal variations due to strong monsoonal winds and associated migration of the InterTropical Convergence Zone (ITCZ) (Clemens and Prell, 2003; Luckge et al., 2001; Sirocko et al., 1991; von Rad et al., 1995). The seasonal reversal in the wind direction is also associated with contrasted precipitations, high variability in the sediment inputs and drastic changes in oceanic current strength and direction (Schott et al., 2009; Sirocko et al., 2000; von Rad et al., 1999). During the summer season (SW monsoon) (Fig. 1B), warmer and more humid conditions are observed over Karachi and the Indian subcontinent (Luckge et al., 2001). During the winter season (NE monsoon), precipitations also occur (Luckge et al., 2001) linked to the cyclonic low-pressure systems originating in the eastern Mediterranean which occasionally penetrate the Arabian landmass (Weyhenmeyer et al., 2000). However, arid conditions generally dominate during the winter monsoon, and paleostudies suggest that the origin of atmospheric water vapor changed from a dominantly northern Mediterranean source (modern pattern), to a primarily southern Indian Ocean source during the Late Pleistocene (Weyhenmeyer et al., 2000). Even if the Pakistan region received less than 200 mm of annual precipitation today (Pakistan Meteorological Department), the climate of the region results in intense flash flooding of the drainage system over the Makran region linked to this continental humidity/aridity balance (von Rad et al., 1999). A large number of fluvial systems are distributed along the Makran coast (Fig. 1A) and are associated offshore with the presence of several submarine canyons along the Makran continental slope (Bourget et al., 2010; 2011). Turbidity current activity has been recorded in both slope and abyssal plain areas throughout the Pleistocene and the Holocene (Bourget et al., 2010; Prins and Postma, 2000). However, our core is located on a submarine topographic high, up to ~1000 m above the surrounding sea-floor, preventing our site from any direct influence of turbidity currents on the sedimentary processes. Meanwhile our coring site is located relatively close to the coast (less than 150 km) and thus could be influenced by sediment supply from the continent, via fluvial and/or aeolian transport and decantation in the water column. Regional dust transport (Sirocko et al., 2000), controlled by both continental aridity and wind strength, is likely to influence the sedimentation at our core site. The increase/decrease of wind allows the development/ suppression of a strong coastal upwelling along the Oman margin, which adds a biogenic component to the lithogenic sedimentation (Clemens et al., 1996; Clemens and Prell, 1991; Reichart et al., 1998) (Fig. 1B). Large eddies and filaments generated during the SW monsoon upwelling (as visible at Ras al Hadd; Fig. 1B) are transported northeastward to the Arabian Sea and affect our site (Fig. 1). Moderate NE wind blowing during the NE monsoon is also driving upwelling and enhanced productivity along the Makran coast (Fig. 1). Supply of oxygen-poor intermediate waters (You, 1998) combined with high surface productivity (linked to upwelling reinforcement) produce an intense oxygen minimum zone (OMZ). Our core site is located below the present day extension of this OMZ (Supplementary Fig. 1).

3. Material and methods

3.1. Bromine measurements

Bromine measurements were performed with an Avaatech XRF core scanner at EPOC laboratory. Each core section was scanned every 2 cm with ionization energy of 30 kv. Bromine counts are exclusively associated to marine organic content (MOContent) in the sediment of Arabian Sea (Ziegler et al., 2008). An increase in Bromine is associated to an increase in MOContent. Further information about the XRF scanning technique and its interest in paleostudies can be found in Richter et al. (2006).

3.2. Grain size analysis

Grain size analysis were performed using a Malvern™ Supersize 'S' at EPOC laboratory every 10 cm in the core. For some additional samples, we have removed carbonate prior to grain size analyses. Carbonate was removed using 20% Acetic Acid (48 h at room temperature).

3.3. Thin section

To obtain high-resolution sedimentological information in core MD04-2861, thin section was performed at EPOC laboratory using the method described in Zaragosi et al. (2006). We realized a thin section at 1930–1940 cm in core MD04-2861. Vertical cross-sections were made in the middle of the sediment/resin sample obtained using a diamond saw. Then, thin-section images were acquired using a fully automated Leica DM6000 B Digital Microscope using analyzed polarized light at EPOC laboratory.

3.4. Foraminifera assemblage

The subsamples were dried, weighed, and washed every 10 cm in the core through a 150 μ m mesh sieve. Total assemblages of planktonic foraminifera were analyzed using an Olympus SZH10 binocular microscope following the taxonomy of Hemleben et al. (1989) and Kennett and Srinivasan (1983). About 300 specimens were counted in each level after splitting with an Otto microsplitter.

3.5. Isotopes

Specimens were picked within the 250–315 μ m size fraction every 10–20 cm in the core. Benthic isotopic analyses were carried out on the species *Planulina wuellestorfi* at EPOC laboratory. Those solid, calcium carbonate samples (50 to 100 μ g of foraminifer shells) were individually reacted with ortho-phosphoric acid to produce CO₂ gas, which was analyzed with an Optima© stable isotope mass



Fig. 1. Environmental setting for core MD04-2861. A) Location of the studied core close to the Makran accretionary prism and location of sites studied by Clemens and Prell (2003) and Ziegler et al. (2010a,b,c) (Bathymetry from http://www.gebco.net/). The main fluvial systems and canyons allowing important transfer of sediments are indicated. B) Important atmospheric and hydrologic processes for the Arabian Sea. Example of productivity (October) trough ocean chlorophyll concentration (SeaVIFS image from http://oceancolor.gsfc. nasa.gov/cgi/image_archive.cgi?c=CHLOROPHYLL). The presence of the summer upwelling is visible along the Oman (dark arrows) with important northward propagation of eddies and filaments (Ras al Hadd jet) towards site MD04-2861 during the strong SW monsoon. The position of the InterTropical Convergence Zone during summer season is indicated. Also visible is the development of the upwelling (dark arrows) along the Pakistan shelf during the moderate NE monsoon. Note that upwelling favorable winds (SW monsoon) typically set up in May (NCAR NCEP reanalysis data).

spectrometer against calibrated reference gas. δ^{18} O values are reported relative to Vienna PDB standard (VPDB) through calibrations to the international standard NBS19. External reproducibility is $\pm 0.05\%$ (1 σ).

3.6. Spectral analysis and phase estimation

All the spectral analysis and phase estimation was performed with the Analyseries software (Paillard et al., 1996). Proxies have been spectrally compared with an astronomical index called ETP to evaluate coherence and phase (timing) relative to orbital extremes (Imbrie et al., 1984). ETP is constructed by normalizing and stacking Eccentricity, Tilt (obliquity) and negative Precession.

4. Results and discussion

4.1. Orbital and independent age model

Core stratigraphy for the upper part (~40 ka) has been established using 10 14 C AMS dating from planktonic foraminifera species (Supplementary Table 1). Radiocarbon dates have been corrected for a marine reservoir effect of 400 years and calibrated to calendar years using CALIB Rev 5.0/Marine04 data set (Bard, 1998; Stuiver et al., 1998). Radiocarbon ages of this study were performed at the 'Laboratoire de Mesure du Carbone 14' in Saclay ('SacA') through the "ARTEMIS" radiocarbon dating project. All ages in the following text are given in calendar age (cal. BP).

Beyond the range of AMS ¹⁴C ages, oxygen isotope stratigraphy has been applied for the entire core (Fig. 2 and supplementary Fig. 2). For that purpose, we correlate the δ^{18} O signal obtained on the benthic species (*P. wuellerstorfi*) with the "LRO4" stack signal (Lisiecki and Raymo, 2005) using the Analyseries software (Paillard et al., 1996) (Fig. 2 and supplementary Fig. 2). This age model shows that the sedimentation rate in the core is relatively constant (Fig. 2).

Nevertheless, one of the goal of our study is to precisely document the timing (phases relative to orbital extremes) of Arabian Sea records to determine if our proxies are related to monsoonal forcing. The tuning done with the LR04 thus prevent us for independent analyses. In addition, benthic oxygen isotope signal in the Arabian Sea could be complicated by susceptibility to changes in carbonate ion concentration and supralysoclinal calcite dissolution (Schmiedl and Mackensen, 2006).



Fig. 2. Comparison of sedimentation rates calculated after two age models: the orbital age model (¹⁴C and isotopes, (open squares)) and the age model (open circles) not relying upon orbital assumptions (¹⁴C and GEs). The sedimentation rates are consistent between age models and relatively constant.

Therefore, we developed an alternative chronology based on a quantitative record of the planktonic foraminifera species *Globorotalia* truncatulinoides and Globorotalia crassaformis following previous studies in the area (Jaeschke et al., 2009; Ziegler et al., 2010a). During major cold events in the North Atlantic (Henrich events), high occurrences of these two deep-dwelling Globorotalia species were observed by Ziegler et al. (2010a). These Globorotalia events (GEs) coincided with a reduction or absence of the OMZ in the Arabian Sea as previously documented for HEs (Reichart et al., 1998; 2004). Ziegler et al. (2010a) refined their stratigraphy independently from orbital tuning by correlating GEs with the alkenone-derived SST long record obtained on the Iberian margin (Martrat et al., 2007) complemented by radioisotopic age constraints derived from U/Th dates on speleothem records (see Ziegler et al., 2010a,b,c for constraints sources). In our core, we observed 13 major GEs over the last 310 ka that we have correlated with the age constraint of Ziegler et al. (2010a) to build an age model not relying upon orbital assumptions (Table 1, Fig. 2 and supplementary Fig. 2). For GE 1 and 3 we kept the ¹⁴C ages that appeared to be very consistent with the GEs ages from Ziegler et al. (2010a) (Table 1, Fig. 2). This "Independent" age model assumes that Arabian Sea GE events, North Atlantic 980 IRD events, Iberian Margin total alkenone events and speleothem events are temporally correlative at the orbital scale.

As long as the age model based on ¹⁴C and GEs is coherent with the isotope stratigraphy (Table 1, Fig. 2, supplementary Table 2), we will use it in the following part of our study to precisely determine the forcing/response relationships of our records at orbital scale (see supplementary Table 2 for the effect of the two different age models on phase estimations for Arabian Sea records).

4.2. Foraminifera assemblage proxy

Thirty-seven species were identified in the fossil planktonic foraminifera assemblage from core MD04-2861. *G. bulloides, G. ruber* and *G. glutinata* are the most abundant species reaching 54% of the total assemblage. Also important are *O. universa, G. trilobus, G. sacculifer, G. calida, G. falconensis* and *N. pachyderma* (*dextral* coiling). These nine species represent up to 82% of the total assemblage.

Our core site is likely to be influenced by the regional SW (summer) and NE (winter) monsoon. According to Conan and Brummer (2000), *G. bulloides* and *G. glutinata* dominate the SW monsoon. Studies conducted on modern communities have demonstrated that these two species dwell preferentially in mixed and nutrient-rich waters (Conan and Brummer, 2000; Schiebel et al., 2001), a situation which occurs during the SW monsoon coastal upwelling development along the Oman and Somali margin. These species are also dominant in our

Table 1

Age constrains of GEs (ka) in core MD04-2861 and comparison with $^{\rm 14}{\rm C}$ and isotopic stratigraphy.

0 1 9				
Globorotalia events	Depht MDO4-2861 (cm)	¹⁴ C and Isotope MDO4-2861 (ka) (LRO4 age)	Refined age model (ka) (Ziegler et al., 2010a)	Age anomaly (ka)
GEl	370	17.2	17.4	0.2
GE3	800	38.5	39.5	1
GE6	1090	56	64.3	8.3
GE8	1330	88	85	3
GE9	1430	101	103.9	2.9
GEIO	1470	106	110	4
GEII	1620	126	130.5	4.5
GEI3	1900	156	158.2	2.2
GEI5	2340	196	191	5
GEI6	2600	219	225	6
GEI7	2800	241	250	9
GEI8	3110	271	266	5
GEI9	3350	293	296.9	3.9

436

record suggesting a strong influence of an open-ocean upwelling, and/or the effect of lateral advection via eddies and filaments associated with the coastal Oman upwelling (Fig. 1). Previous studies demonstrated that *G. glutinata* is more abundant in the open-ocean upwelling area and *G. bulloides* in the coastal upwelling area (Anderson and Prell, 1993; Ishikawa and Oda, 2007; Ivanova et al., 2003). *G.bulloides* is more abundant (mean values of 23%) than *G.glutinata* (mean values of 9%) in the core, suggesting a strong influence of the coastal upwelling area. The strong influence of the summer monsoon upwelling conditions on the distribution of *G. bulloides* is also confirmed by the study of Schulz et al. (2002). They found that *G. bulloides* is of minor importance in sediment trap off Pakistan, in an area strongly influenced by NE monsoon.

As the ecology of individual species is often hardly distinguishable from the community dynamics, we grouped ecologically related species to discuss our results. Following previous works (Conan and Brummer, 2000; Ishikawa and Oda, 2007; Ivanova et al., 1999; Schiebel et al., 2001) we define a planktonic foraminifera (PF) SW monsoon upwelling assemblage composed of *G. bulloides*, *N. pachyderma* (*sinistral* coiling), *G. glutinata*, *N. dutertrei*, *G. scitula*, *P. obliquiloculata*, *T. parkerae*, *G. hexagona*, *G. menardii* and *G. theyeri*. All these species represent SW monsoon conditions in the coastal upwelling area (Conan and Brummer, 2000; Peeters and Brummer, 2002) and underline the summer season (*G. bulloides*, *N. dutertrei*) or the autumn season (*G. glutinata*) in the Pakistan area (Schulz et al., 2002) (Fig. 3).

In contrast, *G. falconensis* dominates in flux and relative abundance in the Pakistan area (Schulz et al., 2002), and is indicative of winter mixing, when NE monsoonal winds cool the highly saline surface waters and break up stratification. In the coastal Oman upwelling, this species represent non upwelling condition (Conan and Brummer, 2000; Peeters and Brummer, 2002). This species is also present in our record and account for less than 4%, with an opposite pattern compared to the PF SW monsoon assemblage (Fig. 3). This confirms that fauna assemblages in our core site are mainly affected by SW monsoon over the last 310 ka. We build a planktonic foraminifera (PF) NE monsoon assemblage as the sum of *G. falconensis, G. aequilateralis, G. ruber, O. universa, G. sacculifer, G. trilobus, G. tenella, G. calida* and *G. uvula* (Fig. 3). All these species are associated to non upwelling condition and NE monsoon development (Conan and Brummer, 2000; Peeters and Brummer, 2002; Schulz et al., 2002). Fig. 3 shows an opposite behavior between PF SW monsoon assemblage and PF NE monsoon assemblage.

4.3. The grain size proxy

Grain size results are shown in Fig. 4. We used the D90 grain size parameter which corresponds to grain size at which 90% of sediments are finer. The curve indicates important variations over the last 310 ka. To determine which granulometric range is responsible for these variations, we have focused on the granulometric curves during key periods of the record (numbered 1 to 6 on Fig. 4). We observe two important modes on granulometric curves: a clay mode (corresponding to grain-size finer than 10 µm) and a silty mode (corresponding to 10-63 µm). Periods marked by a lower D90 grain size (periods 1, 3 and 5) correspond to high clay content and lower silt content. Inversely, a period marked by a higher D90 grain size (2, 4 and 6) is associated with lower clay content and a higher silty content. To evaluate if these changes are mainly related to lithogenic variability through times, we have applied the same approach based on carbonate free samples on the same intervals 3 and 4 (3' and 4' on Fig. 4). The results exhibit the same pattern, and thus demonstrate that lithogenic changes control the grain size evolution through times. In addition, carbonate content in the core is low and presents weak variation in amplitudes (between 15 and 30%) suggesting a dominant lithogenic component of sedimentation at our core site.

Because the grain size variations in the core are related to the balance between silty and mud content, we calculated the D50 of the



Fig. 3. SW and NE monsoon planktonic foraminifera assemblages (purple for the NE monsoon species *G. falconensis*, blue and purple for the NE monsoon assemblages, green for the SW monsoon assemblages). Frames indicate important increase/decrease events of SW/NE monsoon over the last 310 ka.

437



Fig. 4. Grain size results for core MD04-2861. A) D90 grain size parameter (which corresponds to grain size at which 90% of samples are finer) and D50 grain size of the silty range. B) Granulometric curve during key periods of the record (different numbers: the granulometric curves represent average samples for the periods considered: gray frames on A). We observe two dominant modes on the granulometric curves: a clay mode and a silty mode. Granulometric curves 3' and 4' (plain black lines) indicate the results on carbonate free samples. C) Location (black star in A) and observation in the core of a thin section in analyzed polarized light. The presence of foraminifera is indicated. Examples of poorly organized quartz grains in the clayey matrix are visible.

silty fraction (~9–66 μ m) (Fig. 4). The results show an excellent agreement with the D90 grain size, thus confirming the role of the increase/decrease of the silty fraction on the global granulometric variations observed in core MD04-2861.

Observation of a thin section under the microscope in analyzed polarized light allowed us to do a high-resolution analysis of the texture and structure of the deposit (Fig. 4C). It confirmed the importance of the silty and clay fractions and the presence of isolated foraminifera shells, from which the mode is also encountered on granulometric curves (Fig. 4B). In the thin section, we observed silty grains and a few fine sand grains. These grains essentially consist of poorly organized quartz grains in a clayey matrix (Fig. 4C). This suggests that silt to sand grains are not resulting from the deposition of deep-sea current (turbidity current or contouritic current). We infer that these grains have been likely transported by distal fluvial plumes and/or winds and finally decanted in the water column.

Unlike lithogenic grain size proxies previously employed at pelagic sites and interpreted in the context of atmospheric transport (Clemens and Prell, 1991; Clemens et al., 2008; Pourmand et al., 2004), lithogenic grain size at this continental margin site is interpreted in the context of fluvial and aeolian processes. Indeed, grain-size variability of lithogenic marine sediments is influenced by several parameters including the

438

439

distance of sediment transport and its capacity (i.e. wind strength, hypopycnal or hyperpycnal plumes) and the initial composition of sediments in the source area.

Climate is often described as the first-order control on the sand-tomud ratio in the watershed and at river mouths (Perlmutter and Mattews, 1989), by controlling the sediment yield/discharge ratio (Blum and Törnqvist, 2000). In the Makran area, monsoon-induced periods of continental aridity and humidity had a major impact on fluvial dynamics (Jain and Tandon, 2003), that in turn directly influenced the timing and nature of sediment delivery to the sea, as highlighted by the deep-water turbidite system growth during the Late Quaternary (Bourget et al., 2010). Continental aridity, during weak SW monsoon together with important NE monsoon, leaded to increasing sediment yield and production of coarse-grained sediments (due to the lack of vegetation) in the Makran rivers settings (Bourget et al., 2010; Jain and Tandon, 2003). Aridity could also enhance the transport of coarse particles at sea by more active aeolian activity. Intensified dust contributions by northwesterly winds from the Persian Gulf area during dry conditions have been demonstrated (Sirocko et al., 1991) as well as coarser grained sediments deposition during stadials on the Pakistan margin linked to intensified winter monsoonal winds (Pourmand et al., 2004; Reichart et al., 2004). Inversely, wetter periods (stronger SW monsoon) were associated to increase in vegetation cover, decreasing production of coarse-grained sediments, and enhanced fluvial discharge of finer-grained particles (Jain and Tandon, 2003). These humid periods were associated with more frequent mud-rich turbidity currents in the Arabian Sea (Bourget et al., 2010).

Overall, during the humid periods of the SW monsoon, climatically-driven conditions of sediment production and transport allow the transfer of finer-grained sediments to our coring site (whether the transport agent is aeolian or plume-advection related). Inversely during the NE monsoon intensification (arid periods), coarser sediments are preferentially transferred.

High-amplitude sea level changes through the Quaternary are known to have a great influence on the amount and nature of sediment transferred to the marine environment. Classically, lowstands of sea-level enhance an important transport of bulk sediments to the sea, through the fluvial systems directly feeding the coastlines (Posamentier and Vail, 1989). Inversely sea-level highstands are often associated with drowning of the continental shelf that form an area of sediment trapping and sorting. Highstands thus often result in sediment partitioning and enhance transfer of finer-grained material towards the sea (Posamentier and Vail, 1989).

This effect of sea level changes on the grain size record is probably important at the 100 ka cycle which corresponds to the more important changes in sea level (Glacial-interglacial changes with a difference of ~120 m; Bintanja et al., 2005) (Fig. 4A). Indeed, grain size signals seem to be influenced by glacial-interglacial changes (Fig. 4A). However, here we will focus on the higher-resolution changes occurring at the obliquity and precession cycle (41 and 23 ka cycle). These changes in grain size, together with the record from the bromine and foraminifera assemblage proxy, will be detailed in the following section.

4.4. Arabian Sea records and monsoon forcing/response relationship

4.4.1. Does the multi-proxy record from core MD04-2861 mirror an Indian monsoon dynamics?

The bromine signal obtained on core MD04-2861 and the composite Bromine signal obtained by Ziegler et al. (2010a) on the Murray ridge show consistency (Fig. 5). Interestingly, the SW monsoon foraminifera assemblage variations throughout time also mirrors bromine fluctuations (increase of the PF SW monsoon assemblage during increase of bromine; Fig. 5) although our coring site, located in a northern position in the Arabian Sea was supposed to



Fig. 5. Comparison of independent SW monsoon proxies. A) Bromine data after Ziegler et al. (2010a). B) Bromine data in core MD04-2861 (this study). C) Planktonic foraminifera SW monsoon assemblage variation in core MD04-2861. D) D50 (silty range) grain size variation in core MD04-2861. Gray bands underline periods of high Bromine (MOContent) in core MD04-2861. They coincide with increases in PF SW monsoon assemblage together with decrease in grain size interpreted as period of SW monsoonal intensification.

be also influenced by the NE monsoon (Fig. 1). This suggests that, as southerly sites (Clemens and Prell, 2003; Clemens et al., 2008), our record is mainly controlled by the SW monsoon dynamics. SW upwelling reinforcement boosting surface productivity could thus also impact the marine organic content (MOContent) signal in the northern Arabian Sea sedimentological archives. Variability in the grain size is also in good agreement with the bromine and the PF SW monsoon assemblage (Fig. 5) with grain size minima observed in conjunction with increasing bromine values and a larger representatively of the PF SW monsoon assemblage (gray frames on Fig. 5).

To determine if sea level variability in the precession and obliquity orbital bands can control the observed grain size variations, we have determined the timing of grain size changes and sea level changes (Fig. 6A). For the precession band, grain size minimum lag precession minimum by 8.3 ± 0.5 ka, clearly not in phase with the lag between high sea level (Waelbroeck et al., 2002) and the minima of precession which is of 4.9 ± 0.4 ka (Fig. 6A).

Our results show that each SW monsoon intensification events during the last 310 ka have been associated to finer-grained sedimentation in core MD04-2861 (increasing clay content and decreasing silt content; Fig. 5) which is controlled by a more humid regional continental climate at those times. The phase relationship of fine grain sedimentation is consistent with previous estimation of the SW monsoon timing in the precession band (Clemens et al., 2010) (Fig. 6A). We have also estimated the phasing for the other proxies (for a semblage and Bromine data). We found a lag of 8.9 \pm 0.7 ka between maximum SW monsoon upwelling assemblage and the minimum of precession and 9.7 ± 0.4 ka between maximum of bromine signal and the minimum of precession (Fig. 6A). The grain size proxy cannot be influenced by nutrient changes associated with AMOC, yet has the same phase as the productivity proxies, proving that the productivity proxies (bromine) have the same timing as strengthened summer monsoons (Fig. 6A). These phase relationships indicates that decreased ice volume and increased latent heat export from the



Fig. 6. Cross-spectral coherence and phase wheel summaries. The diagrams shows the Arabian sea records response to insolation forcing at the orbital obliquity (41 ka) and precession (23 ka) periods for A) each independent Arabian Sea proxies and B) the SM stack and Asian speleothems. The precession index is defined as Δesinw where w is the longitude of perihelion measured from the moving vernal point and e is the eccentricity of Earth's orbit about the sun (Berger, 1978; Laskar et al., 2004). Obliquity is the tilt of Earth's axis with respect to the plane of the ecliptic. Zero phase is set at precession minima and obliquity maxima. Negative phases are measured in the clockwise direction representing temporal lags (see phase diagram explanations). Vector length represents coherence (dotted circle marks 95%). Shaded areas represent 95% confidence interval of the phase estimate. Phase relationship with Atlantic mid-depth overturning (Lisiecki et al., 2008), ice volume (Lisiecki and Raymo, 2005), sea level (Waelbroeck et al., 2002), Bromine (Zlegler et al., 2010a) and the max latent heat export from the southern Indian Ocean (Clemens et al., 2008) are indicated. Intervals delimited by black dashed lines indicate the timing of summer Indo-Asian monsoon in the precession band (Clemens et al., 2010) and in the Obliquity band (Clemens et al., 2008).

southern Indian Ocean set the timing of strong summer monsoons within the precession cycle and that direct sensible heating initiate monsoonal circulation (Clemens et al., 2008) (Fig. 6). Interestingly, Indian winter monsoon (WM), documented by the NE foraminifera assemblage (Fig. 3), occurs between ice maxima and northern hemisphere sensible heat minima, indicating that both act to strengthen WM circulation (Fig. 6A). The SW and NE monsoon are in antiphase in the precession band and suggest that the two systems are dynamically linked (Fig. 6A). Similar results have been found for the Asian monsoon (Clemens et al., 2008) and could indicate a link between Indian and

441

T. Caley et al. / Earth and Planetary Science Letters 308 (2011) 433-444

Asian WM. This also demonstrates that productivity proxy (bromine) is not affected by WM but clearly controlled by strengthened summer monsoons.

In the Obliquity band, minimum grain size (increase of clay content in the core) lag by 7.2 ± 1.3 ka the maximum of obliquity, close to what is observed for sea level changes (lag of 7.9 ± 1.4 ka), but however more consistent with previous estimate timing of the SW monsoon (Fig. 6A) (Clemens et al., 2008). According to our previous hypothesis suggesting that sea level is not the main driver of grain size changes observed in the precession band, we can also hypothesis that SW monsoon is the main driver of the observed timing in the obliquity band. The lag of 6.9 ± 1 ka between the maximum of SW monsoon upwelling assemblage and maximum obliquity, and the lag of 2.4 \pm 2.4 ka between the maximum of bromine and maximum obliquity confirm our hypothesis (Fig. 6A). As for the precession band, the strong SW monsoon in the northern Arabian Sea falls between ice minima and sensible/latent heat maxima indicating that all three forcing could act together to strengthen summer monsoon circulation (Clemens et al., 2008). The WM proxy (NE foraminifera assemblage) occurs between ice maxima and sensible heat minima, when considering uncertainties and the two different age models (Fig. 6A and supplementary Table 2), indicating that both act to strengthen WM circulation. Again, similar results have been found for the Asian monsoon (Clemens et al., 2008).

4.4.2. An Indian summer monsoon stack from the northern Arabian Sea Bromine, PF SW monsoon upwelling assemblage and grain size in core MD04-2861 are mainly controlled by SW monsoon dynamics. Although all monsoonal proxies likely respond to monsoon variability, additional processes, sometimes unrelated to monsoon circulation (e.g. preservation, dissolution, diagenesis), may also influence the chemical, physical and biological compositions of sedimentary archives (Clemens and Prell, 2003). To limit such biases, we decided to stack the independent records of monsoon intensity using principal components analysis (PCA) in order to derive a more robust, combined record of monsoon variability and allow comparison with previous monsoon stack in the region (Clemens and Prell, 2003).

Contrary to the stack of Clemens and Prell (2003) and in response to Ziegler et al. (2010a) hypothesis, our stack is not a productivity stack. Bromine is a productivity proxy, the faunal assemblage is influenced by productivity changes but is also strongly influenced by sea-surface abiotic parameters (temperature, salinity, stratification) (Conan and Brummer, 2000; Murray, 1897; Peeters and Brummer, 2002), and grain size signal is independent of productivity and directly related to the regional continental climate.

PCA, performed with the "R" software (http://www.r-project.org/), indicates that the first component (PC1: i.e. the summer monsoon (SM) stack) of all our record (grain size, bromine and foraminifera assemblage) explains 69% of common variance compared to the only 33% of variance contained in the monsoon stack of Clemens and Prell (2003), clearly showing that all our proxies are mainly controlled by the same common forcing, the SW monsoon dynamics. Note that each individual proxies were resampled with a common resolution of 1 ka for the building of the Arabian SM stack (the resolution for each individual proxies was better than 1 ka) and that this resolution is higher than the one used for the SM stack of Clemens and Prell (2003) (2 ka). Maximum of the SM stack lag maximum northern hemisphere (NH) summer insolation by 9 ± 1 ka in the precession band and by 6 ± 1.3 ka in the obliquity band (Fig. 6B supplementary Table 2 and Fig. 3). The observed timing is consistent with recent studies based on a large number of Indian and East-Asian proxies from marine, lakes and terrestrial archives, except Asian speleothems (Figs. 7 and 8 and supplementary Table 2)(Clemens et al., 2008, 2010; Ziegler et al., 2010a) but is not reproduced by modeling experiments (Kutzbach et al., 2008; Ziegler et al., 2010a). The non-consistency with numerical simulation results could be related to some model limitations. There is no model run yet



Fig. 7. Comparison of our SM stack with other Indo-Asian monsoon proxies. I) location of the different Indo-Asian monsoon records. II) A) Indian SM stack for this study (MD04-2861). B) Indian SM stack (Clemens and Prell, 2003). C) Productivity (runoff) at site ODP 1146 (Clemens et al., 2008). D) Productivity (upwelling) at site NIOP 464 (Reichart et al., 1998). E) Precipitation at the Philipine Sea (Morley and Heusser, 1997). F) Precipitation with Asian speleothems (Cheng et al., 2009; Dykoski et al., 2005; Wang et al., 2001; 2008). A graphical correlation suggests that variations detected in Indo-Asian monsoon proxies are in good concordance with our SM stack (frames) except for Asian speleothems. Records are plotted on their original age scales.

available that is capable of assessing phase of the late Pleistocene summer monsoon systems given the complex lower boundary conditions (ice volume, sea level, and greenhouse gasses) involved. The Kutzbach et al. (2008) model lays on insolation conditions only, while the CLIMBER II model in Ziegler et al. (2010a), which is a great start, has a very low resolution and exhibits an unreal linearity to insolation.

4.4.3. Testing the effect of Atlantic overturning changes on the Arabian Sea productivity records

Our northern Arabian Sea proxies are strongly influenced by Indian monsoon forcing and in agreement with the timing found by Clemens and Prell (2003), Clemens et al. (2008, 2010) and Reichart et al. (1998), supporting the idea that the Arabian Sea records are mainly controlled by the Indian monsoon processes. However a recent study has proposed that the summer (SW) monsoon is unlikely the main driver of changes in Arabian Sea biological productivity and OMZ intensity at the precession frequency band (Ziegler et al., 2010a). By extrapolating the Schmittner et al. (2007) work from millennial scales

Caley, 2011



Fig. 8. Comparison of the Indian SM stack and Asian cave speleothems. A) Asian cave speleothems (Cheng et al., 2009; Dykoski et al., 2005; Wang et al., 2001; 2008) resample with a step of 1 ka. B) Indian SM stack with a resolution of 1 ka. C) Residual signal after the Indian SM stack subtraction from the Asian cave speleothems. The residual is highly coherent and in phase with precession minima suggesting an impact of winter temperature changes on cave δ^{18} O (Clemens et al., 2010).

to orbital scales, this new hypothesis proposed that changes in the intensity of the AMOC might have played the prominent role. The phase relationship of Atlantic overturning changes is visible in Fig. 6A through mid-depth benthic δ^{13} C gradient (a proxy indicator of ocean nutrient content) throughout the Atlantic (Lisiecki et al., 2008). Although the Schmittner et al. (2007) model does not produce an OMZ in the Arabian Sea and that the timing and the effect on Atlantic overturning circulation changes is complex and still under debate (Liu et al., 2005; Marchitto and Broecker, 2006; McManus et al., 2004; Negre et al., 2010; Yu et al., 1996), following Ziegler et al. (2010a), we address his potential role in controlling productivity signal in the Arabian Sea at orbital scale changes.

We note that the bromine signal of Ziegler et al. (2010a) and our bromine signal in core MD04-2861 exhibit a close timing in the precession and obliquity band, although one was retrieved within the OMZ water-depth interval and the other below the present OMZ (Fig. 6A and supplementary Fig. 1). We can therefore conclude that dynamics of the OMZ in the past, and its potential impact on the preservation of the MOContent in the sediment is not the main driver of both signals observed, as previously suspected (Reichart et al., 1998). The ~2.5 ka differences observed in the precession band between both bromine records (Fig. 9) could results from uncertainties during age model constructions or could reflect differences between XRF core scanner methods.

Interestingly, the phase relationship for our Bromine record presents a pattern which, compared to the PFSW monsoon assemblage and grain size data, seems to be the closest to the timing of the Atlantic mid-depth overturning (Lisiecki et al., 2008) at both precession and obliquity cycle (Fig. 6A). This could suggest an effect of overturning changes on the Arabian Sea productivity record as hypothesized by Ziegler et al. (2010a). Nonetheless, the good coherency between the bromine record and our productivity-partly-independent/-independent SW monsoon proxies (PF assemblage and grain-size), supports that the SW monsoon remains the main driver of the timing observed in Arabian Sea

productivity records. Caley et al. (in press) have also demonstrated that the exceptional productivity signal recorded in the Arabian sea during the atypical MIS 13 period (Ziegler et al., 2010c) could be explained by the combination of strong monsoon winds together with an additional, but secondary, effect of an increasing overturning circulation. Nonetheless, a secondary effect of overturning changes on the Arabian Sea productivity records is valuable only if intermediate water flows are not in antiphase with changes in the North Atlantic Ocean (Jung et al., 2009; Pahnke and Zahn, 2005), Indeed, a recent study demonstrated that increases in intermediate water flow in the Arabian Sea (Jung et al., 2009) and also in the Indo-southwestern Pacific (Pahnke and Zahn, 2005) occurred in anti-phase with changes in the North Atlantic Ocean during Henrich events (HE). This is in contradiction to a reduced export of nutrient-rich waters from the Atlantic into the Indian and Pacific euphotic zone which could lead to a decline of the export production in the Arabian Sea during HE. Because productivity decreased in the Arabian Sea during HE (Altabet et al., 2002), this suggests that changes in the intermediate ventilation is not the main driver of productivity changes, but are rather forced by the intensity of summer monsoon upwelling (Altabet et al., 2002; Honjo et al., 1999).

4.4.4. Comparison between East Asian speleothem record and our Indian SM stack

The idea that Indian and Asian monsoon are linked is derived from modern summer precipitations which are coherent and in phase with moisture transport from the southern Indian Ocean and out of phase with the moisture transport from the Pacific Ocean (Liu and Tang, 2004). Therefore, both Indian monsoon variability (recorded by our summer monsoon (SM) stack) and Asian monsoon variability (recorded by the Asian speleothems) might exhibit the same pattern. This is however not supported by our results (Figs. 7 and 8), neither by the reanalyses of Asian speleothems conducted in Clemens et al. (2010). To explain these differences, we can call for different seasonal controls on records. To extract the summer monsoon component of the Asian speleothems, Clemens et al. (2010) have built a SM orbital model. Here, our Indian SM stack is based on orbitally-independent age constrain derived from the correlation of GEs in our record to those of Ziegler et al. (2010a). The speleothem records are also based on U/Th-derived ages. That strengthens our confidence in using both age scales for the same calculation.

We normalized our SM stack and we transferred the scale in ‰ units by multiplying by the total variance in cave δ^{18} O (Fig. 8B). Then, we subtracted the SM stack (Fig. 8B) from the Asian cave δ^{18} O (Fig. 8A) and find a residual highly coherent and in phase with precession minima (Fig. 8C and supplementary Fig. 4). During minima of precession, northern hemisphere winters were extremely colder (Berger, 1978). Clemens et al. (2010) proposed that this residual signal reflect the influence of the winter monsoon, consistent with modern seasonality in precipitation amount and isotopic composition (they call on winter atmospheric precipitation temperature changes to drive the signal). Therefore, our results support the idea that Asian speleothems cannot be interpreted as reflecting only the timing of strong summer monsoon (Clemens et al., 2010).

5. Conclusion

Multiproxies analysis (bromine, foraminifera assemblages and grain size) of a marine sediment record located off the Makran margin revealed that productivity signals (Bromine) in the northern Arabian Sea are mainly controlled by SW monsoon dynamics rather than by NE monsoon dynamics or changes in the intensity of the Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) (Ziegler et al., 2010a). The use of three independent SW monsoon proxies allowed us to build a robust Indian summer monsoon stack on an age model not relying upon orbital assumptions over the last 310 ka with a resolution of 1 ka. For the phase relationship of our SM stack, a 9 ± 1 ka lag is found

between external forcing (maximum NH summer insolation) and strong Indian SW monsoon in the precession band and a lag of $6\pm$ 1.3 ka in the obliquity band between forcing and response. These results are consistent with numerous Indo-Asian summer monsoon records (Clemens and Prell, 2003; Clemens et al., 2008, 2010; Ziegler et al., 2010a) and has large implications:

- this indicate that internal climate forcing such as decreased ice volume and increased latent heat export from the southern Indian Ocean (Clemens et al., 2008) set the timing of strong Indo-Asian summer monsoons within both the precession and obliquity cycle and that direct sensible heating (the external forcing) initiate monsoonal circulation. At the moment, this observation is not reproduced by modeling experiments (Kutzbach et al., 2008; Ziegler et al., 2010a).
- this suggests that East Asian speleothems cannot reflect the timing of strong summer monsoon alone and are probably impacted by winter temperature changes as already suggested by Clemens et al. (2010).
- this also suggests that the forcing/response relationship of the Indo-Asian monsoon in the precession cycle is different to what occurs for African monsoons and suggest that the concept of a "global monsoon" at orbital scale changes is a misnomer (Caley et al., submitted for publication).

Acknowledgements

We are indebted to all scientists, technicians and crew members of the R/V Marion-Dufresne for technical assistance during the CHAMAK cruise. The authors are also grateful to E. Moreno at the MNHN, and J. St. Paul, G. Chabaud, B. Martin, M.H Castéra, I. Billy (University of Bordeaux) for their logistical and technical assistance. The authors would like to acknowledge S.C. Clemens and the editor P.B. deMenocal for their suggestions which help to significantly improve the final manuscript. The "ARTEMIS" radiocarbon dating project and CNRS INSU LEFE-EVE program "MOMIES" are acknowledged. This paper is contribution 1831 of UMR 5805 EPOC, University Bordeaux 1.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at doi:10. 1016/j.epsl.2011.06.019

References

- Altabet, M.A., Higginson, M.J., Murray, R.W., 2002. The effect of millennial-scale changes in the Arabian Sea denitrification on atmospheric CO2. Nature 415, 159-162. Anderson, D.M., Prell, W.L., 1993. A 300 kyr record of upwelling off Oman during the
- late Quaternary: evidence of the Asian southwest monsoon. Paleoceanography 8, 193-208
- Bard, E., 1998. Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. Geochim. Cosmochim. Acta 62, 2025–2038.
- Berger, A., 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climate change. J. Atmos. Sci. 35, 2362–2367.
- Bintanja, R., Van de Wal, R., Oerlemans, J., 2005. Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. Nature 437, 125–128.
- Blum, M.D., Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate 457, 122–128.
 Blum, M.D., Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. Sedimentology 47, 2-48.
 Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimmermann, S., Ducassou, E., Prins, M.A., Garland, T., Lanfumey, V., Schneider, J.-L., Rouillard, P., Giraudeau, J., 2010. Highstand vs. lowstand turbidite system growth in the Makran active margin: imprints of high-frequency external controls on sediment delivery mechanisms to deen water frequency external controls on sediment delivery mechanisms to deep water systems. Mar. Geol. 274, 187-208.
- Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimermann, N., Mouchot, N., Garlan, T., Schneider, J.-L., Lanfumey, V., Lallemant, S., 2011. Turbidite system architecture and sedimentary
- processes along topographically complex slopes: the Makran convergent margin. Sedimentology 58, 376–406. doi:10.1111/j.1365-3091.2010.01168.x.
 Caley, T., Malaizé, B., Bassinot, F., Clemens, S.C., Caillon, N., Linda, R., Charlier, K., Rebaubier, H., in press. The monsoon imprint during the 'atypical' MIS 13 as seen through North and Equatorial Indian Ocean records. Quaternary Research.
- Cheng, H., Edwards, R.L., Broecker, W.S., Denton, G.H., Kong, X., Wang, Y., Zhang, R., Wang, X., 2009. Ice Age terminations. Science 326, 248-252

- Clemens, S.C., Prell, W.L., 1991. One million year record of summer monsoon winds and continental aridity from the owen ridge (site 722), northwest Arabian sea. Proceedings of the ocean drilling program, Scientific results, Vol. 117. Clemens, S.C., Prell, W.L., 2003. A 350,000 year summer-monsoon multiproxie stack
- Clemens, S.C., Prell, W.L., 2003. A 500,000 year summer-monsoon multiproxie stack from the Owen ridge, Northern Arabian Sea. Mar. Geol. 201, 35–51.
 Clemens, S.C., Murray, D.W., Prell, W.L., 1996. Nonstationary phase of the plio-pleistocene Asian Monsoon. Science 274, 943–948.
 Clemens, S., Prell, W.L., Sun, Y., Liu, Z., Chen, G., 2008. Southern Hemisphere forcing of Pliocene δ¹⁸O and the evolution of Indo-Asian monsoons. Paleoceanography 23, PA4210. doi:10.1092/0208PA001638
- PA4210. doi:10.1029/2008PA001638
- Clemens, S.C., Prell, W.L., Sun, Y., 2010. Orbital-scale timing and mechanisms driving Late Pieistocene Indo-Asian summer monsoons: reinterpreting cave speleothem δ¹⁸O. Paleoceanography 25, PA4207. doi:10.1029/2010PA001926.
 Conan, S.M.-H., Brummer, G.-J.A., 2000. Fluxes of planktic foraminifera in response to monsoonal upwelling on the Somalia Basin margin. Deep-Sea Res. II 47, 2207-2227.
 Dykoski, C.A., Edwards, R.L., Cheng, H., Yuan, D., Cai, Y., Zhang, M., Lin, Y., Qing, J., An, Z., Revenaugh, J., 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. Earth Planet. Sci. Lett. 233, 71–86.
 Ellouz-Zimmermann, N., Deville, E., Müller, C., Lallemant, S., Subhani, A.B., Tabreez, A.R., 2007.

- 2007. Impact of sedimentation on convergent margin tectonics: example of the Makran Accretionary prism (Pakistan). In: Lacombe, O., Lavé, J., Roure, F., Verges, J. (Eds.), Thrust Belts and Foreland Basins
- Hemleben, C., Spindler, M., Erson, O.R., 1989. Modern planktonic foraminifera. Springer, Berlin, 363 pp. Honjo, S., Dymond, J., Prell, W., Ittekkotd, V., 1999. Monsoon-controlled export fluxes to
- the interior of the Arabian Sea. Deep-Sea Res. II 46, 1859–1902. Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell,
- W.L., Shackelton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine δ^{18} O record. In: Berger, A.L., et al. (Ed.), Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing. D. Reidel, Hingham, Mass, pp. 269–305.
- Ishikawa, S., Oda, M., 2007. Reconstruction of Indian monsoon variability over the past 230,000 years: planktic foraminiferal evidence from the NW Arabian Sea openocean upwelling area. Mar. Micropaleontol. 63, 143-154. Ivanova, E.M., Conan, S.M.-H., Peeters, F.J.C., Troelstra, S.R., 1999. Living Neogloboqua-
- drina pachyderma sin and its distribution in the sediments from Oman and Somalia upwelling areas. Mar. Micropaleontol. 36, 91–107.
 Ivanova, E.M., Schiebel, R., Singh, A.D., Schmiedl, G., Niebler, H.-S., Hemleben, C., 2003.
- Primary production in the Arabian Sea during the last 135000 years. Palaeogeog.
- palaeoclim, palaeoccol. 197, 61–82. Jaeschke, A., Ziegler, M., Hopmans, E.C., Reichart, G.J., Lourens, L.J., Schouten, S., Sinninghe Damsté, J.S., 2009. Molecular fossil evidence for anaerobic ammonium oxidation in the Arabian Sea over the last glacial cycle. Paleoceanography 24, PA2202. doi:10.1029/2008PA001712.
- Jain, M., Tandon, S.K., 2003. Fluvial response to Late Quaternary climate changes,
- Sci. Lett. 280, 220-228, doi:10.1016/j.epsl.2009.01.037.
- Kennett, J.P., Srinivasan, M.S., 1983. Neogene Planktonic Foraminifera: A Phylogenetic Atlas Hutchinson Ross. Stroudsburg, PA. Kukowski, N., Schillhornb, T., Huhna, K., von Radc, U.S.H., Fluehb, E.R., 2001.
- Morphotectonics and mechanics of the central Makran accretionary wedge off Pakistan. Mar. Geol. 173, 1–19.
- Kutzbach, J.E., Liu, X., Liu, Z., Chen, G., 2008. Simulation of the evolutionary response of global summer monsoons to orbital forcing over the past 280,000 years. Clim. Dyn. 30, 567-579.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.M.C., Levrard, B., 2004. A longterm numerical solution for the insolation quantities of the Earth. A & A 428, 261-285.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. Quat. Sci. Rev. 20.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., Curry, W.B., 2008. Atlantic overturning responses to Late Pleistocene climate forcings. Nature 456. doi:10.1038/nature07425.
- Liu, T., Tang, W., 2004. Oceanic influence on the precipitation in India and China as observed by REMM and QuikSCAT. Paper presented at The 2nd International Tropical Rainfall Measuring Mission Science Conference. Jpn. Aerosp. Explor. Agency, Tokyo. Liu, Z., Shin, S., Webb, R.S., Lewis, W., Otto-Bliesner, B.L., 2005. Atmospheric CO2 forcing
- on glacial thermohaline circulation and climate. Geophys. Res. Lett. 32, L02706. doi:10.1029/2004GL021929.
- Luckge, A., Doose-Rolinski, H., Khan, A.A., Schulz, H., von Rad, U., 2001. Monsoonal variability in the northeastern Arabian Sea during the past 5000-years: geochemical evidence from laminated sediments. Palaeogeog. palaeoclim. palaeoecol. 167 (3-4), 273-286.
- Marchitto, T.M., Broecker, W.S., 2006. Deep water mass geometry in the glacial Atlantic ocean: a review of constraints from the paleonutrient proxy Cd/Ca. Geochem. Geophys. Geosyst. 7, Q12003. doi:10.1029/2006GC001323. Martrat, B., Grimalt, J.O., Shackleton, N.J., de Abreu, L., Hutterli, M.A., Stocker, T.F., 2007.
- Martrat, B., Grimalt, J.O., Shackieton, N.J., de Abreu, L., Hutterli, M.A., Stocker, I.F., 2007. Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian Margin. Science 317, 502–507. doi:10.1126/science.1139994.
 McManus, J.F., Francois, R., Gherardi, J.-M., Keigwin, L.D., Brown-Leger, S., 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial
- climate changes. Nature 428, 834–837. Morley, I.I., Heusser, L.E., 1997. Role of orbital forcing in east Asian monsoon climates
- during the last 350 kyr: evidence from terrestrial and marine climate proxies from core RC14-99. Paleoceanography 12, 483-493.

- Murray, J., 1897. On the distribution of the pelagic foraminifera at the surface and on the floor of the ocean. Nat. Sci. Ecol. 11, 17–27.
- Negre, C., Zahn, R., Thomas, A.L., Masque, P., Henderson, G.M., Martinez-Mendez, G., Hall, I.R., Mas, J.L., 2010. Reversed flow of Atlantic deep water during the Last Glacial Maximum. Nature 468. doi:10.1038/nature09508. e, K., Zahn, R., 2005. Southern hemisphere water mass conversion linked to North
- Atlantic climate variability, Science 307, 1741-1746.
- Paillard, D., Labeyrie, L.D., Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis. Eas.Trans. 77–379. Peeters, F., Brummer, G.-J.A., 2002. The seasonal and vertical distribution of living planktic foraminifera in the NW Arabian Sea. In: Clift, P.D., et al. (Ed.), The Tectonic
- and Climatic Evolution of the Arabian Sea Region, 195. Geological Society Special Publication, pp. 463–497. Perlmutter, M.A., Mattews, M.D., 1989. Global cyclostratigraphy—a model. In: Cross, T.A.
- (Ed.), Ouantitative Dynamic Stratigraphy, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, pp. 233-260.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1989. Eustatic controls on clastic deposition II-sequence and systems tract models. In: Wilgus, al (Eds.), Sea-Level Changes: An Integrated Approach. SEPM Special Publication, Tulsa, pp. 125–154. Pourmand, A., Marcantonio, F., Schulz, H., 2004. Variations in productivity and eolian
- fluxes in the northeastern Arabian Sea during the past 110 ka. Earth Planet. Sci. Lett. 221, 39–54.
- Prins, M.A., Postma, G., 2000. Effects of climate, sea level, and tectonics unraveled for last deglaciation turbidite records of the Arabian Sea. Geology 28, 375–378.
- Reichart, G.J., Lourens, L.J., Zachariasse, W.J., 1998. Temporal variability in the northern Arabian Sea oxygen minimum zone (OMZ) during the last 225,000 years. Paleoceanography 13, 607–621. Reichart, G.J., Brinkhuis, H., Huiskamp, F., Zachariasse, W.J., 2004. Hyperstratification
- following glacial overturning events in the northern Arabian Sea. Paleoceanogra-phy 19, PA2013. doi:10.1029/2003PA000900.
- Richter, T., Van Der Gast, S.J., Kostner, B., Vaars, A., Gieles, R., Stigter, H., Haas, H., Weering, T., 2006. The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments, in New Techniques in Sediment Core Analysis, Geol. Soc. 267, 39–50. Schiebel, R., Waniek, J., Borka, M., Hemlebena, C., 2001. Planktic foraminiferal
- production stimulated by chlorophyll redistribution and entrainment of nutrie Deep-Sea Res. I 48, 721–740.
- Schmiedl, G., Mackensen, A., 2006. Multi-species stable isotopes of benthic foraminifers reveal past changes of organic matter decomposition and deepwater oxygenation in the Arabian Sea. Paleoceanography 21, PA4213. doi:10.1029/2006PA001284. Schmittner, A., Galbraith, E.D., Hostetler, S.W., Pedersen, T.F., Zhang, R., 2007. Large
- Schmittner, A., Galbraith, E.D., Hostetler, S.W., Pedersen, T.F., 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, PA3207. doi:10.1029/2006PA001384.Schut, F.A., Xie, S.P., McCreary Jr., J.P., 2009. Indian Ocean circulation and climate variability. Rev. Geophys 47, RG1002. doi:10.1029/2007RG000245.Schulz, H., von Rad, U., Ittekkot, V., 2002. Planktic foraminifera, particle flux and oceanic productivity. of PLoitictan, NE Archivin Sourdera papileration to the
- Schulz, H., Voli Rad, G., HCEKOV, V., 2002. Plantic for animinera, particle rux and oceanic productivity off Pakistan, NE Arabian Sea: modern analogues and application to the palaeoclimatic record. Geological Society, 195. Special Publications, London, pp. 499–516. doi:10.1144/GSLSP.2002.195.01.27.
 Sirocko, F., Sarnthein, M., Lange, H., Erlenkeuser, H., 1991. Atmospheric summer reinvision and result unsulting in the Arbitra Caroline Article Publication and the second sec
- circulation and coastal upwelling in the Arabian Sea during the Holocene and the last glaciation. Quat. Res. 36 (1), 72–93.

- Sirocko, F., Garbe-Schonberg, D., Devey, C., 2000. Processes controlling trace element geochemistry of Arabian Sea sediments during the last 25,000 years. Glob. Planet. Chang. 26 (1–3), 217–303. Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B.,
- McCormac, G., Van Der Plicht, J., Spurk, M., 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. Radiocarbon 40, 1041–1083. von Rad, U., Schulz, H., Sonne 90 Scientific Party1, Ali Khan, A., Ansari, M., Berner, U.,
- Kad, O., Schutz, J., Sonne So Schernfer, H., Gray, J. M., Kana, A., Ansan, M., Berner, O., Čepek, P., Cowie, G., Dietrich, P., Erlenkeuser, H., Geyh, M., Jennerjahn, T., Lückge, A., Marchig, V., Riech, V., Rösch, H., Schäfer, P., Schulte, S., Sirocko, F., Tahir, M., Weiss, walting, v. Ricch, v. Rosch, n. Schart, J. Schuler, S., Shocko, H. Jahn, M., Weiss, W., 1995. Sampling the oxygen minimum zone off Pakistan: glacial-interglacial variations of anoxia and productivity (preliminary results, sonne 90 cruise). Mar. Geol. 125, 7-19.
- von Rad, U., Schaaf, M., Michels, K.H., Schulzc, H., Bergerd, W.H., Sirocko, F., 1999. A 5000-yr record of climate change in varved sediments from the oxygen minimum zone off Pakistan, Northeastern Arabian Sea, Ouat, Res. 51, 39-53.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes
- derived from benthic foraminifera isotopic records. Quat. Sci. Rev. 21, 295–305. Wang, Y.J., Cheng, H., Edwards, R.L., An, Z.S., Wu, J.Y., Shen, C.C., Dorale, J.A., 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. Science 294, 2345.
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X., An, Z., 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over
- An, Z., 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. Nature 451, 1090–1093.Weyhenmeyer, C.E., Burns, S.J., Waber, H.N., Aeschbach-Hertig, W., Kipfer, R., Loosli, H.H., Matter, A., 2000. Cool glacial temperatures and changes in moisture source recorded in Oman groundwaters. Science 287. doi:10.1126/science.287.5454.842.
- You, Y., 1998. Intermediate water circulation and ventilation of the Indian Ocean derived from water-mass contributions. J. Mar. Res. 56, 1029-1067. doi:10.1357/ 002224098765173455.
- Yu, E.F., François, R., Bacon, M.P., 1996. Similar rates of modern and last-glacial ocean thermohaline circulation inferred from radiochemical data, Nature 379, 689-694,
- Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., Lanfumey, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). Geo-Mar. Lett. 26, 317-329.
- Ziegler, M., Jilbert, T., de Lange, G.J., Lourens, L.J., Reichart, G.J., 2008. Bromine counts from XRF scanning as an estimate of the marine organic carbon content of sediment
- Cores. Geochem. Geophys. Geosyst. 9, Q05009, doi:10.1029/2007GC001932.
 Ziegler, M., Lourens, L.J., Tuenter, E., Hilgen, F., Reichart, G.J., Weber, N., 2010a. Precession phasing offset between Indian summer monsoon and Arabian Sea productivity linked to changes in Atlantic overturning circulation. Paleoceano-
- graphy 25, PA3213. doi:10.1029/2009PA001884. Ziegler, M., Tuenter, E., Lourens, LJ, 2010b. The precession phase of the boreal summer monsoon as viewed from the eastern Mediterranean (ODP Site 968). Quat. Sci. Rev. 29. doi:10.1016/j.quascirev.2010.03.011.
- Ziegler, M., Lourens, LJ., Tuenter, E., Reichart, G.J., 2010c. High Arabian Sea productivity conditions during MIS 13-odd monsoon event or intensified overturning circulation at the end of the Mid-Pleistocene transition? Clim. Past 6, 63-76.

Supplementary Information

New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian monsoon.

Thibaut Caley1*, Bruno Malaizé1, Sébastien Zaragosi1, Linda Rossignol1, Julien Bourget2, Frédérique Eynaud1, Philippe Martinez1, Jacques Giraudeau1, Karine Charlier1, Nadine Ellouz-Zimmermann3.

Depth (cm)	species	Age 14C AMS conv. BP	errors	Calibrated 14C age (cal.yr BP)
10	bulk	1100	30	606
70	bulk	3905	30	3843
140	G. dutertrei	6900	35	7356
250	G. ruber	10345	45	11289
250	G. dutertrei	9845	45	10596
340	bulk	14159	60	16169
450	G. ruber	17470	70	20131
500	G. ruber	19850	70	22938
640	G. ruber	25170	140	29090
810	G. ruber	34170	260	39109

Supplementary Table 1: ¹⁴C dating in core MD04-2861.

Brown record	5 ¹⁸ 0 44 a a b	δ ¹⁸ O-41	Obliquity	Ind-Orb-41	Ind-Orb-41
Ploxy lecold	0 °0-41 con	phase	phase	coh	phase
Foram. Ass. NE	0.55	(+)142±24	(+)81 ^a	0.8	(+)127±11
Foram. Ass. SW	0.72	(-)24±13	(-)85 ^a	0.87	(-)60±9
Bromine	0.5	(+)61±40	0 ^a	0.6	(-)21±21
Grain size	0.6	(-)4±14	(-)65 ^a	0.78	(-)63±11
SM stack MD04-2861	0.6	(+)16±20	(-)45 ^a	0.8	(-)53±12
SM Factor Clemens and Prell, 2003 (converted LR04) ^b	0.86	(+)63±18	(+)2 ^a		
NIOP464 average Reichart et al., 1998 (converted LR04) ^c		(+)32±73	(-29) ^a		
Proxy record	δ ¹⁸ Ο-23 cob	δ ¹⁸ O-23	Precession	Ind-Orb-23	Ind-Orb-23
Proxy record	δ ¹⁸ O-23 coh	δ ¹⁸ O-23 phase	Precession phase	Ind-Orb-23 coh	Ind-Orb-23 phase
Proxy record Foram. Ass. NE	δ ¹⁸ O-23 coh 0.6	δ ¹⁸ O-23 phase (+)72±18	Precession phase 0 ^a	Ind-Orb-23 coh 0.64	Ind-Orb-23 phase (+)28±18
Proxy record Foram. Ass. NE Foram. Ass. SW	δ ¹⁸ O-23 coh 0.6 0.71	δ ¹⁸ O-23 phase (+)72±18 (-)98±14	Precession phase 0 ^a (-)170 ^a	Ind-Orb-23 coh 0.64 0.8	Ind-Orb-23 phase (+)28±18 (-)139±11
Proxy record Foram. Ass. NE Foram. Ass. SW Bromine	δ ¹⁸ O-23 coh 0.6 0.71 0.85	δ ¹⁸ O-23 phase (+)72±18 (-)98±14 (-)100±10	Precession phase 0 ^a (-)170 ^a (-)172 ^a	Ind-Orb-23 coh 0.64 0.8 0.9	Ind-Orb-23 phase (+)28±18 (-)139±11 (-)152±6
Proxy record Foram. Ass. NE Foram. Ass. SW Bromine Grain size	δ ¹⁸ O-23 coh 0.6 0.71 0.85 0.77	δ ¹⁸ O-23 phase (+)72±18 (-)98±14 (-)100±10 (-)98±13	Precession phase 0 ^a (-)170 ^a (-)172 ^a (-)170 ^a	Ind-Orb-23 coh 0.64 0.8 0.9 0.85	Ind-Orb-23 phase (+)28±18 (-)139±11 (-)152±6 (-)130±8
Proxy record Foram. Ass. NE Foram. Ass. SW Bromine Grain size SM stack MD04-2861	δ ¹⁸ O-23 coh 0.6 0.71 0.85 0.77 0.85	δ ¹⁸ O-23 phase (+)72±18 (-)98±14 (-)100±10 (-)98±13 (-)103±8	Precession phase 0 ^a (-)170 ^a (-)172 ^a (-)170 ^a (-)175 ^a	Ind-Orb-23 coh 0.64 0.8 0.9 0.85 0.9	Ind-Orb-23 phase (+)28±18 (-)139±11 (-)152±6 (-)130±8 (-)141±15
Proxy record Foram. Ass. NE Foram. Ass. SW Bromine Grain size SM stack MD04-2861 SM Factor Clemens and Prell, 2003 (converted LR04) ^b	δ ¹⁸ O-23 coh 0.6 0.71 0.85 0.77 0.85 0.97	δ ¹⁸ O-23 phase (+)72±18 (-)98±14 (-)100±10 (-)98±13 (-)103±8 (-)47±8	Precession phase 0 ^a (-)170 ^a (-)172 ^a (-)170 ^a (-)175 ^a (-)119 ^a	Ind-Orb-23 coh 0.64 0.8 0.9 0.85 0.9	Ind-Orb-23 phase (+)28±18 (-)139±11 (-)152±6 (-)130±8 (-)141±15

Supplementary Table 2: Coherence (95%) and phase (95% confidence interval) relative to δ^{18} O and orbital parameters (Precession minima and Obliquity maxima) using the LR04 stack and the age model not relying upon orbital assumptions (GEs and ¹⁴C). Phase estimations are in degree (°), negative/positive values indicate lag/lead. For example, a phase of -141 (the SM stack) relative to Precession minima indicate a 9 ka lag (-141°/360°×23 ka).

a) Phase calculated by application of the LR04-calculated phase lags of -61° and -72° for obliquity and precession respectively (Lisiecki and Raymo, 2005). Phase error is the same as in column to the left.

b) Summer Monsoon Factor composed of δ^{15} N, Opal MAR, excess Ba MAR, lithogenic grainsize and Globigerina bulloides relative to δ^{18} O (Clemens and Prell, 2003).

c) Average composed of δ^{15} N, Ba/Al, and Globigerina bulloides relative to δ^{18} O from the same core (Reichart et al., 1998).

Effect of age models on phase estimations for Arabian Sea records

In our study, we have chosen to use an age model not relying upon orbital assumptions to discuss the phase relationship (timing) of Arabian Sea proxies. However, it is important to address the difference of phase estimations driven by the use of different time scales. For that purpose, we calculated the phase and associated uncertainties between each proxy (Bromine, SW monsoon upwelling assemblage and grain size) and maximum northern hemisphere (NH) summer insolation (minimum of precession, June 21 perihelion and Obliquity) on the two

different age models: $({}^{14}C + isotopes)$ and $({}^{14}C + GEs)$ (supplementary Table 2). In average, we found a phase difference of 2 ± 1 ka in the precession band and 1.8 ± 3 ka in the obliquity band between the different chronologies (supplementary Table 2). In the precession band, we are in accordance with Ziegler et al. (2010a) which found a 2-3 ka difference between SPECMAP age scale (Imbrie et al., 1984) and his independent age model.

In the obliquity band, our results indicate uncertainties linked to phase estimations more important that differences between chronologies. We also note that the radioisotopic age constraints sources used can contain uncertainties between 1-2 ka (see Ziegler et al., 2010a) and the LR04 age model uncertainty is 4 ka for the last million years (Lisieski and Raymo, 2005). This suggests that uncertainties linked to each age models are more important than the observed phase difference. Based on these results, we cannot conclude on a significant difference for phase estimations between age models.



Supplementary Fig. 1: Present day extension of the OMZ (World Ocean Atlas 2005 (Locarnini et al., 2006) and Ocean Data View (R. Schlitzer, Ocean Data View, 2007; available at http://odv.awi.de/)) and localisation of core MD04-2861 (this study) and core sites study by Ziegler et al. (2010a).



Supplementary Fig. 2: Age models for core MD04-2861 A) 14 C and isotope stratigraphy after tuning to the LR04 stack (Lisiecki and Raymo, 2005). 14 C and isotope age control points are indicated. B) Comparison between the GEs in core MD04-2861 (this study) with the GEs of Ziegler et al. (2010a).



Supplementary Fig. 3: Spectral analysis and phase results for MD04-2861 records (Bromine, Foraminifera assemblage, grain size and Indian SM stack) on the GEs and 14C age model using analyseries software (Paillard et al., 1996). Proxies have been spectrally compared with an astronomical index called ETP to evaluate coherence and phase (timing) relative to orbital extremes (Imbrie et al., 1984). ETP is constructed by normalizing and stacking Eccentricity, Tilt (obliquity) and negative Precession.



Supplementary Fig. 4: Spectral analysis and phase result after subtracting the Indian SM stack from the Asian cave Speleothem signal using analyseries software (Paillard et al., 1996). The residual record is very highly coherent and in phase with precession minima, interpreted as the influence of the winter monsoon (temperature) (Clemens et al., 2010).

Supplementary references

- Clemens, S.C., Prell, W.L., 2003. A 350,000 year summer-monsoon multiproxie stack from the Owen ridge, Northern Arabian Sea. Marine Geology 201, 35-51.
- Clemens, S.C., Prell, W.L., Sun, Y., 2010. Orbital-scale timing and mechanisms driving Late Pleistocene Indo-Asian summer monsoons: Reinterpreting cave speleothem δ18O. paleoceanography 25, PA4207, doi:10.1029/2010PA001926.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackelton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine δ18O record. in Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing, edited by A.L. Berger et al., pp. 269-305, D. Reidel, Hingham, Mass.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18O records. Quaternary Science Reviews 20.
- Locarnini, R.A., Mishonov, A.V., Antonov, J.I., Boyer, T.P., Garcia, H.E., 2006. World Ocean Atlas 2005, Volume 1: Temperature. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 61, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 182 pp.
- Paillard, D., Labeyrie, L.D., Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis. Eas.Trans, 77-379.
- Reichart, G.J., Lourens, L.J., Zachariasse, W.J., 1998. Temporal variability in the northern Arabian Sea oxygen minimum zone (OMZ) during the last 225,000 years. Paleoceanography 13, 607-621.
- Ziegler, M., Lourens, L.J., Tuenter, E., Hilgen, F., Reichart, G.J., Weber, N., 2010a. Precession phasing offset between Indian summer monsoon and Arabian Sea productivity linked to changes in Atlantic overturning circulation. Palaeogeography, 25, PA3213, doi:10.1029/2009PA001884.

3. Compléments à l'étude du site MD04-2861

Le niveau de gris des RX dépend de la densité du sédiment, de la teneur en matière organique, de la teneur en carbonate et de la granulométrie du sédiment. La bonne correspondance entre le stack (composante principale) de la mousson Indienne et le niveau de gris des RX pour la carotte MD04-2861 confirme que la sédimentation et les processus qui affectent le site étudié sont fortement contrôlés par la dynamique de la mousson indienne.

Les étoiles sur la figure 61 indiquent les positions (1930-1940, 1940-1950, 2930-2940, 2960-2970 cm) où des lames minces ont été réalisées dans la carotte (Figure 62).



Figure 61 : Comparaison entre le stack de mousson indienne estivale et le niveau de gris de RX pour la carotte MD04-2861. La position des étoiles indique la localisation des lames minces réalisées dans la carotte.

Le faciès observé pour chacune des lames correspond à des grains silteux (quartz) dans une matrice argileuse avec la présence de quelques foraminifères (Figure 62). Nous avons pu démontrer que l'alternance entre le faciès argileux et silteux pouvait être reliée au climat du continent et notamment à la mousson. Une augmentation de la proportion d'argile dans le sédiment correspond à une intensification de la mousson estivale (climat plus humide).



Figure 62 : Exemple de deux lames minces réalisées dans la carotte MD04-2861 avec observation du faciès au microscope en lumière polarisée analysée.

4. Conclusion

D'un point de vue sédimentologique, nous avons pu démontrer l'alternance de faciès argileux ou silteux (marqué par la présence de grains de quartz) au cours du temps. Compte tenu de la localisation de la carotte, nous avons pu expliquer la présence du faciès argileux par une augmentation du l'humidité sur le système du Makran durant la mousson estivale avec l'apport de particules plus fines par les rivières et/ou les vents. Au contraire, le faciès silteux résulte d'une intensification des vents durant la mousson d'hiver et/ou l'apport de particules plus grossières par les fleuves. Nous avons également montré que ces variations étaient en phase avec les variations d'abondance de certaines espèces de foraminifères planctoniques qui reflètent la mousson estivale.

Ainsi, notre étude a montré que pour le Nord de la mer d'Arabie, les signaux de productivité (plus particulièrement le brome) sont contrôlés par la dynamique de la mousson d'été plutôt que par celle d'hiver ou par la dynamique de la circulation océanique globale (et son contrôle potentiel sur les nutriments délivrés dans la zone euphotique) à l'échelle orbitale.

Toutefois, nos différents indicateurs climatiques indépendants peuvent être contrôlés, en partie, par d'autres processus non reliés à la dynamique de la mousson (préservation, dissolution, diagenèse ; Clemens and Prell, 2003). Afin de limiter ces biais potentiels, nous avons réalisé une compilation de données (dit stack) pour la mousson Indienne grâce à des outils statistiques (analyse en composante principale). Ce stack, qui représente près de 70 % de variance commune à nos différents indicateurs paléoclimatiques, indique que le maximum d'intensité pour la mousson estivale retarde d'environ 9000 ans le maximum d'insolation d'été dans l'hémisphère nord (minimum de précession) et d'environ 6000 ans le maximum d'obliquité. Cette relation de phase démontre très clairement que la mousson Indienne ne répond pas de façon directe au forçage de l'insolation mais que d'autres processus internes au système climatique doivent jouer un rôle important. Ces résultats sont en accord avec de nombreux indicateurs océaniques et terrestres de mousson répartis sur l'ensemble du système Indo-asiatique. Ils suggèrent que l'effet de la chaleur latente de l'océan Indien Sud associé à l'effet du minimum de volume de glace sont d'une importance majeure pour expliquer la dynamique des fortes moussons estivales à l'échelle orbitale, en accord avec l'hypothèse émise par Clemens et al. (1991; 1996; 2008; 2010). Cette théorie semble d'autant plus valable que les variations d'abondance de certaines espèces de foraminifères planctoniques qui documentent la mousson hivernale montrent également une réponse non directe au forçage de l'insolation. Là aussi, une influence des forçages internes (le maximum de volume de glace) est observée. Par ailleurs, la réponse de la mousson d'hiver est opposée à celle de l'été pour les périodicités de précession. Cela suggère un couplage dynamique entre les deux phénomènes.

Un seul type d'enregistrement indique une relation de phase différente entre le forçage de l'insolation et la réponse de la mousson estivale étendu à l'ensemble du domaine Indoasiatique. Il s'agit des spéléothèmes Est asiatiques. Sachant que les observations météorologiques actuelles indiquent un couplage entre les systèmes indien et asiatique, reliés à une même source d'humidité qui provient de l'océan Indien Sud (Ding and Chan, 2005 ; Ding et al., 2004; Liu and Tang, 2004; Park et al., 2007), il a été suggéré que le signal des spéléothèmes pouvait être biaisé par un effet de saisonnalité (Clemens et al., 2010). Dans cette étude, l'échelle d'âge construite sur la base de datations indépendantes des cycles orbitaux, et dont une grande partie a été obtenue sur la base de datations de spéléothèmes, nous a permis de tester cette hypothèse. Pour ce faire, nous avons comparé et soustrait la variance contenue dans notre « stack » de mousson indienne à celle des spéléothèmes Est asiatiques et nous avons obtenu un résidu. Ceci suggère que les spéléothèmes contiennent une information en supplément de celle de la mousson estivale. Ce résidu étant cohérent et en phase avec le minimum de précession, nous confirmons le fait qu'il puisse s'agir d'un forcage des précipitations durant les conditions hivernales (Berger, 1978 ; Clemens et al., 2010). Un nombre important de travaux récents contestent également l'interprétation du signal des spéléothèmes comme indicateur de mousson d'été uniquement (Dayem et al., 2010 ; Hu et al., 2008 ; Maher, 2008) ou comme simplement contrôlé par le climat de l'hémisphère Nord (Cai et al., 2006; Rohling et al., 2009).

Actuellement, la relation de phase observée dans les données entre les forçages et la réponse de la mousson n'est pas reproduite par les modèles climatiques. En effet, les modèles sont encore limités car aucun ne prend en compte les conditions limites complexes tels que le volume de glace, le niveau marin, les gaz à effet de serre. Le modèle de Kutzbach et al. (2008) tient compte de l'insolation uniquement alors que le modèle Climber 2 (Ziegler et al., 2010b) est doté d'une faible résolution et montre une réponse linéaire irréelle à l'insolation. Plus récemment, le modèle Climber 2 a été utilisé en tenant compte des conditions du volume de glace et des gaz à effet de serre (Weber and Tuenter, 2011). La réponse de la mousson Indienne pour les périodes d'obliquité se produit entre le maximum d'insolation d'été et le minimum de volume de glace, en accord avec ce que nous observons dans les données. En revanche, pour les périodes de précession, le problème du « chronomètre » de la mousson n'est pas résolu. Des limitations existent encore dans le modèle telles que les variations de l'étendue des calottes de glace ou la dynamique atmosphérique des latitudes moyennes (Weber and Tuenter, 2011).

Partie 4 : Le concept de mousson globale à l'échelle orbitale

1. Introduction

Nous avons vu dans la partie précédente que la relation entre les forçages et la réponse de la mousson Indo-asiatique était une problématique controversée. Nous avons pu établir une réponse non directe entre le maximum de mousson et le maximum d'insolation d'été dans l'hémisphère Nord du fait des forçages internes au système climatique (volume de glace et chaleur latente de l'océan Indien Sud). La question posée est maintenant de savoir si les différents systèmes de mousson, plus particulièrement ceux affectant l'Afrique de l'Est et de l'Ouest, répondent aux mêmes forçages que ceux mis en évidence pour la mousson Indo-asiatique. Ceci nous permettra d'aborder le concept de mousson globale et de déterminer si un tel concept est applicable à l'échelle orbitale, comme le suggère un travail récent (Ziegler et al., 2010c).

Pour ce faire, nous avons comparé la relation de phase entre le forçage de l'insolation et la réponse de la mousson pour les systèmes de mousson Indien, Est-asiatique, de l'Afrique de l'Est et de l'Afrique de l'Ouest.

2. Orbital timing of the Indian, East Asian and African boreal monsoons and the concept of a 'global monsoon'

Article published in Quaternary Science Reviews



Orbital timing of the Indian, East Asian and African boreal monsoons and the concept of a 'global monsoon'

Thibaut Caley^{a,b,*}, Bruno Malaizé^{a,b}, Marie Revel^c, Emmanuelle Ducassou^{a,b}, Karine Wainer^c, Mohamed Ibrahim^d, Dina Shoeaib^d, Sébastien Migeon^c, Vincent Marieu^{a,b}

^a CNRS, UMR EPOC 5805, F-33405 Talence, France

^b Université de Bordeaux, UMR EPOC 5805, F-33405 Talence, France

⁶ Alexandria University, Faculty of Science, Department of Environmental Sciences, Moharam Bey 21511, Alexandria, Egypt

ARTICLE INFO

Article history: Received 30 May 2011 Received in revised form 16 September 2011 Accepted 19 September 2011 Available online xxx

Keywords: Monsoon Timing Orbital Precession-obliquity weight Global monsoon concept

ABSTRACT

Our understanding of monsoon circulation timing's at the orbital scale is currently a matter of debate. Here, we compare previous and recently published results of Indian, East Asian, West African and East African monsoon variability. We note different timings between the East African, West African, Indian and East-Asian monsoon systems for the most recent 45 ka, where the age models are constrained by AMS dating. On this basis, we construct different orbital forcing "reference curves" and apply them to the 200 ka time period for the different monsoon systems. Our results indicate that the 'global monsoon' concept at the orbital scale is a misnomer. We find real regional differences in the timing of the monsoon response to orbital forcing and differences in the weight of precession and obliquity in the monsoon records. This work highlights the necessity of studies aimed at understanding the underlying physics of these regional response patterns. This is crucial to a better understanding of monsoon dynamics and improved climate model simulations and comparisons with proxy data.

© 2011 Published by Elsevier Ltd.

1. Introduction

the summer Indo-Asian monsoon responds directly to NH insolation with a small phase lag.

The monsoon system is an important conveyor of energy which Recently, Ziegler et al. (2010a) have proposed that the East affects climate on a global scale (Clift and Plumb, 2008). Under-African (EAf) and East-Asian (EAs) monsoons vary synchronously, standing the forcing and response of the monsoon at the orbital in-line with the concept of a global monsoon driven by the seasonal scale over the Quaternary time period is important in that all other migration of the InterTropical Convergence Zone (ITCZ) (Trenberth et al., 2000; Wang, 2009). The concept of a global monsoon refers to scales of variability are superimposed upon changes driven by this external forcing. Nonetheless, these issues are controversial, having the idea of a coordinated (in phase) timing among regional recently been the topic of Viewpoints publications (Ruddiman, monsoon systems, in response to the annual cycle of solar heating 2006; Clemens and Prell, 2007). Clemens et al. consider that the and connections in the global divergent circulation necessitated by timing of the Indo-Asian monsoon in the precession and obliquity mass conservation (Trenberth et al., 2006). By extrapolating this bands is closely related to latent heat export from the southern concept to the orbital scale, Ziegler et al. (2010a) proposed that the hemisphere and to ice volume changes (Clemens and Prell, 1991, timing of sapropel deposition in the Eastern Mediterranean, an 2003; Clemens et al., 2008). This result is expressed in a large indicator of EAf monsoon intensity, coincides with the \sim 3 ka lag precession band lag relative to the direct sensible heating occurring observed in EAs speleothems. This implies a nonlinear response to during Northern Hemisphere (NH) summer. Based on insolation forcing together with weakening of the summer monsoon during North Atlantic cold events (Cheng et al., 2009; radiometrically-dated speleothem records in East Asia (Wang et al., 2004; Yuan et al., 2004; Fig. 1) Ruddiman (2006) has suggested that Ziegler et al., 2010a). This extrapolation challenges the timing of Indo-Asian monsoon as found by Clemens and Prell (2003) and others as summarized in Clemens et al. (2008, 2010).

Assessing the issue of leads and lags in the climate response requires measurement relative to a common datum. Minimum precession corresponds to the orbital configuration at which

0277-3791/\$ - see front matter © 2011 Published by Elsevier Ltd. doi:10.1016/j.quascirev.2011.09.015

E-mail address: t.caley@epoc.u-bordeaux1.fr (T. Caley).

* Corresponding author. Université de Bordeaux, UMR EPOC 5805, F-33405 Talence, France. Tel.: +33 5 40 00 83 81; fax: +33 5 56 84 08 48.

Please cite this article in press as: Caley, T., et al., Orbital timing of the Indian, East Asian and African boreal monsoons and the concept of a 'global monsoon', Quaternary Science Reviews (2011), doi:10.1016/j.quascirev.2011.09.015

ARTICLE IN PRESS

2

T. Caley et al. / Quaternary Science Reviews xxx (2011) 1-11

insolation is maximized during NH summer and minimized during NH winter (Berger, 1978). According to Rossignol-Strick (1983). anomalously strong African monsoon events occur when the insolation gradient between the north tropic (23°N) and the equator (the so-called "monsoon index"), reaches a threshold value. Because this monsoon index only takes into account the low latitude insolation gradient (23°-equator), it clearly puts a strong emphasis on the role of precession on monsoon dynamics. Examining absolute annual maximum and minimum insolation curves (Huybers, 2006), Clemens et al. (2010) have confirmed that precession minima and obliquity maxima are the natural reference points to which the phase (lead/lag) of monsoon proxies should be referenced. The sensible heating component of monsoonal circulation is maximized at these orbital extremes (Tuenter et al., 2003; Wyrwoll et al., 2007; Braconnot et al., 2008; Chen et al., 2010; Ziegler et al., 2010b).

Based on these facts, in the following part of our study we systematically compare proxy records with both precession minimum and obliquity maxima to assess the forcing-response relationships of the various regional monsoons.

In this work, we compare a new record of the Nile discharge (EAf monsoon, Revel et al., 2010) with a West African (WAf) monsoon record (Weldeab et al., 2007), the EAs speleothems (Wang et al., 2001, 2008; Dykoski et al., 2005; Cheng et al., 2009) and Indian summer monsoon records (Schulz et al., 1998; Clemens and Prell, 2003) (Figs. 1–3). Based on these observations, we discuss the timing of monsoons together with the weight of precession and obliquity in these various monsoon records, specifically for the last 45 ka, the interval over which AMS dating yields the most accurate chronologies. Then, we extrapolate our observations to the last two climatic cycles (200 ka) at the orbital scale and assess the concept of a 'global monsoon'.

2. Method

In order to compare monsoon proxies to orbital parameters (precession and obliquity) with a statistical approach and to obtain quantitative information about the relative weights of these parameters in monsoon proxies, we have simultaneously performed lag-correlation analyses versus precession and obliquity in a multiple linear regression spanning the past 45 ka.

Each multiple linear regression model is build from the precession parameter, *P*, and the obliquity parameter, *O*, in order to best fit the proxy data vector *D*:

$$D = a_0 + a_1 P + a_2 O (1)$$

where a_0 , a_1 , and a_2 are the linear coefficients. Eq. (1) can be written in a matrix notation, as follows:

$$\begin{pmatrix} d_1 \\ \vdots \\ d_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & p_1 & o_1 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & p_n & o_n \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \end{pmatrix}$$
(2)

where d_i , p_i , and o_i are the elements of D, P and O vectors, respectively.

Eq. (2) is solved with MATLAB software, using a least-square fit, in order to find a_0 , a_1 , and a_2 . Then the correlation between the data and the model over the 45 ka time period is computed. The method is repeated for every possible combination of -10000 to 0 lags in both precession and obliquity. The resulting correlation coefficients are represented by a two-dimensional surface for each proxy (Fig. 4). The lag step is chosen in adequacy with the data resolution that is 100 years for Fe and Speleothem records, 200 years for Ba/Ca and TOC records, and 1000 years for AS Stack record. Surfaces' peak on Fig. 4 shows the lags in precession and obliquity that allow the best linear model to be constructed with these parameters.

The models mean errors correspond to the standard deviation between the model and the dataset. They can be calculated directly on the 45 ka. We found 10.5% for Fe, 13.3% for Ba/Ca, 22.6% for TOC, 15.1% for AS stack and 14.8% for Speleothem. The main error sources are linked to punctual differences between the models and the datasets and to the high-frequency variability of the datasets (Fig. 3).

Table 1 indicates the age uncertainties of the different records for the measurements. For the various marine cores, uncertainties are probably more important, a couple of hundred years, taking into account the bioturbation influences that have mixed information between samples, the microscopic impurities, the assumptions about the marine reservoir age correction.

3. African monsoon

3.1. Sapropels formation and East African monsoon

Based on marine sedimentary records, Rossignol-Strick (1983) showed that high NH summer insolation leads to enhanced Nile fluvial discharge and the deposition of a sapropel layer in the Mediterranean Sea, which was interpreted as evidence of a particularly strong EAf monsoon.

A new high resolution and continuous record of Nile discharge (core MS27PT), located in the Nile margin and linked to the EAf monsoon (Revel et al., 2010), shows consistency with subtropical



Fig. 1. Location of the different records discussed in the text and today boreal summer monsoon precipitation (CMAP Precipitation data from 1979 to 2000 provided by the NOAA/ OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at http://www.esrl.noaa.gov/psd/ (Xie and Arkin, 1997)) and winds (CDC Derived NCEP Reanalysis Products Pressure Level data from 1968 to 1996 provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at http://www.esrl.noaa.gov/psd/(Kalnay et al., 1996)).

Please cite this article in press as: Caley, T., et al., Orbital timing of the Indian, East Asian and African boreal monsoons and the concept of a 'global monsoon', Quaternary Science Reviews (2011), doi:10.1016/j.quascirev.2011.09.015

3

ARTICLE IN PRESS



Fig. 2. The timing of sapropels formation and East-African monsoon. A) a) Sapropel 1 thicknesses using sulfur (S) concentrations. Similar results for the thickness are obtained using the Barium concentrations and the total organic carbon content \geq 1.2% (Revel et al., 2010). b) and c) $_{e}Nd(0)$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ as proxies of the Blue Nile input (Revel et al., 2010). d) Fe (iron) and Ti (titanium) counts/total counts as proxies for the Blue Nile input (Revel et al., 2010). AMS ^{14}C dates are indicated.B) Sapropel 3 and 4 thicknesses using S concentrations compared to Fe and Ti counts/total counts as proxies for the Blue Nile input in depth in the core (Revel et al., 2010). We have chosen to show the data in depth in the core because the age model is less robust for the end of the core in comparison with the last 45 ka dated by AMS ^{14}C measurements and thus preventing an exact temporal estimation of the phase relationships.

African records and documents the Blue Nile discharge over the last 100 ka. Seismic records show parallel and continuous reflectors indicating hemipelagic Pleistocene sedimentation not affected by faulting or gravity instabilities. Sedimentary facies and grain-size curve of the core MS27PT are shown in several papers (Ducassou et al., 2008, 2009; Revel et al., 2010) testifying the non turbiditic facies. The chronology of the last 40 ka of the record is secured by 24 ¹⁴C dates (Table 1).

The Nile River material comprises about 97% riverine-derived sediments produced through erosion of the Atbara river and Blue

Please cite this article in press as: Caley, T., et al., Orbital timing of the Indian, East Asian and African boreal monsoons and the concept of a 'global monsoon', Quaternary Science Reviews (2011), doi:10.1016/j.quascirev.2011.09.015

ARTICLE IN PRESS





Fig. 3. Monsoon records over the last 45 ka cal. BP. For each site, plain lines represent the minimum of precession (June 21, Perihelion) and dash lines the obliquity parameter (Laskar et al., 2004). a) Fe counts/total counts as a proxy for East-African monsoon (Revel et al., 2010). b) Total Organic Carbon (TOC; black) in Northeastern Arabian Sea as a proxy of strong Indian monsoon-induced biological productivity (Schulz et al., 1998) and Arabian Sea (AS) monsoon Stack (Clemens and Prell, 2003; gray). c) Ba/Ca as a proxy for West African monsoon (Weldeab et al., 2007). d) δ^{18} O of Chinese cave speleothems as a proxy for East-Asian monsoon (Wang et al., 2001, 2008; Dykoski et al., 2005; Cheng et al., 2009). Age control points are indicated for each record with white triangle on each graph, and corresponding uncertainties in Table 1. The WMI I-a (Cheng et al., 2009) is also indicated.

Nile catchment areas (Foucault and Stanley, 1989; Garzanti et al., 2006). These terraces are made up of Tertiary basaltic rocks (rich in Iron) younger than 30 millions years, located in the Ethiopian Highlands (Padoan et al., 2011). These two major Ethiopian tributaries of the Nile (the Blue Nile and Atbara river) provide, respectively, 68% and 22% of the peak flow in summer and 72% and 25% of the annual sediment load (Williams, 2009). Thus, the Nile input increase is recorded by increase in terrigenous elements such as Fe, Ti, Al, K, Na as well as 87 Sr/ 86 Sr ratio and eNd(0) (Fig. 2A b and c; Revel et al., 2010). Fe amount amplitude oscillates between 9% during the early Holocene whereas it is 3% at 17 ka and 7.5 ka cal. BP (Table 3 in Revel et al., 2010).

Avaatech XRF Core Scanner. Because the sediment matrix is characterized by variable water content and grain size distribution, the XRF core scanner only provides a semi quantitative measurement and spurious variations can occur due to changes e.g. in water content. Therefore the XRF core scanner results were calibrated with quantitative major element concentrations measured by XRF on discrete sediment aliquots sampled at 20 cm resolution (Table 3 in Revel et al., 2010). Iron is redox-sensitive metal, however, we consider that Fe content is the most sensitive element because it traces the variability of the ferromagnesian minerals transported by the Blue Nile River sediment derived from the weathering of Ethiopian basalts and thus documents the East-African monsoon intensity.

From the MS27PT core, Revel et al. (2010) document a large increase in the terrigenous Nile input based on increase in Fe from 12 to 8 ka cal. BP (midpoints at 10 ka), well before Sapropel 1 occurrence (Fig. 2A) (midpoint at ~8.4 ka after Lourens, 2004; Revel et al., 2010). The sapropel 1 occurrence (Fig. 2A a) is in accordance with other evidence for the whole East Mediterranean Sea dating the S1 upper and lower boundaries at 6 and 10 ka cal. BP, respectively (De Lange et al., 2008). The study of Revel et al. (2010) indicates that sapropel deposition is only a short event, within the time interval of monsoon intensification and of increased Nile fluvial discharge (Fig. 2A). The timing of occurrence and deposition of this sapropel is not clear. The formation and the preservation are also uncertain (Rossignol-Strick et al., 1982; Rohling and Gieskes, 1989; Rohling, 1994; Van Santvoort et al., 1996; Thomson et al., 1999; Emeis et al., 2000; Erbacher et al., 2001; De Lange et al., 2008) implying that it may not be an ideal record for precisely documenting the timing of the monsoon.

We observe the midpoint of maximum Nile fluvial discharge which, according to our hypothesis, is associated with the EAf monsoon maximum, centered at 10 ka cal. BP (uncertainties of a couple of hundred years, Table 1).

When using the sapropel S1 as the reference for East-African monsoon maximum, we find this maximum centered at ~8.4 ka cal. BP (Fig. 1A). Both proxies present different phasing when comparing to the maximum NH summer insolation predicted by the minimum of precession (min at 11.5 ka after Berger (1978)). We find a lag of 1.5 ka cal. BP between maximum NH summer insolation (precession minimum) and East-African monsoon maximum (Fig. 3a). On the contrary, we observed a lag of 3.1 ka cal. BP, consistent with the ~3 ka in Ziegler et al. (2010a), between maximum NH summer insolation. We observe the same pattern in depth, in core MS27PT, for sapropel 3 and 4 depositions (Fig. 2B).

In addition, sedimentological evidences confirm that Nile fluvial discharge begins well before sapropel deposition. Indeed, typical flood deposits are observed almost systematically before each sapropel deposit, consisting of numerous clastic mud beds finely interbedded with pelagic layers (Ducassou et al., 2008, 2009). Therefore, we are confident about the robustness of such a lag between sapropel deposition and EAf monsoon maximum (Nile fluvial discharge maximum).

It should be note that many hypotheses could explain a decoupling between sediment load/transport and the amplitude of freshwater discharge. The characteristics of the Nile flooding could be not linearly correlated through the entire period of the humid period. A lag in the 'greening' of the previously dry Saharan and mountain regions is possible, where lack of vegetation in the early humid period allowed more physical erosion whereas the establishment of rich vegetation then gave more soil cohesion and thus a reduction in sediment load (Woodward et al., 2007).

Another hypothesis is that the freshwater signal could be related not exclusively to Nile fluvial discharge but also to northern hemisphere contribution (Scrivner et al., 2004; Meijer and Tuenter,

Please cite this article in press as: Caley, T., et al., Orbital timing of the Indian, East Asian and African boreal monsoons and the concept of a 'global monsoon', Quaternary Science Reviews (2011), doi:10.1016/j.quascirev.2011.09.015
5

ARTICLE IN PRESS





Fig. 4. Lag-correlation analyses for monsoon records versus precession (June 21, Perihelion) and obliquity in a multiple linear regression spanning the past 45 ka. WAfM and EAfM correspond to West African and East-African monsoon, EAsM corresponds to East-Asian monsoon and IM corresponds to Indian monsoon. The models, lags and weights for each monsoon systems are resumed in the down frame, where P and O refer to Precession and Obliquity respectively.

2007; Osborne et al., 2010). On the other hand, the load discharge (associated to the Nile water overflow) is characterized by one dominant source: the Ethiopian Highland weathering of ferromagnesian products (Padoan et al., 2011).

The high resolution study of Osborne et al. (2008) based on planktonic faraminiferal $\delta^{18}O$ and ϵNd data, seems to indicate a freshwater addition to the surface Mediterranean before sapropel 5 deposition, in accordance to what we found in our study for

Please cite this article in press as: Caley, T., et al., Orbital timing of the Indian, East Asian and African boreal monsoons and the concept of a 'global monsoon', Quaternary Science Reviews (2011), doi:10.1016/j.quascirev.2011.09.015

T. Caley et al. / Quaternary Science Reviews xxx (2011) 1-11

6

 Table 1

 Summary of uncertainties for the different monsoonal records. (Schulz et al., 1998; Wang et al., 2001, 2008; Dykoski et al., 2005; Weldeab et al., 2007; Cheng et al., 2009; Revel et al., 2010).

Calibrated 14C age (cal yr BP) MS27PT	Errors	Calibrated 14C age (cal yr BP) MD03-2707	Errors	Calibrated 14C age (cal yr BP) SO90-111 KL	Errors	230 Th Age (yr BP) Dongge	Errors	230 Th Age (yr BP) Sanbao	Errors	230 Th Age (yr BP) Hulu	Errors
587	35	270	25	9230	80	93	22	400	20	10933	158
4251	30	570	25	13090	120	183	21	2090	20	11000	100
4384	30	1450	25	13520	120	391	20	2660	60	11002	97
5952	30	1930	25	19170	210	914	33	2810	40	11370	110
6472	30	2830	30	22020	290	1003	41	3030	40	11534	310
6830	50	3780	35	25330	400	1294	32	3390	70	11683	1630
8407	30	4790	40	27050	480	1442	70	3550	40	11710	90
8465	30	6120	35	28390	290	2088	47	4800	40	12070	90
8915	30	7450	35	34140	1120	2519	59	5320	30	12557	294
8987	30	8230	60	35990	1130	2627	138	6570	50	12910	100
9153	30	9990	45			3218	56	7830	60	13380	90
10003	35	10920	50			3625	60	7970	60	13780	110
12320	40	11150	45			4034	84	8490	60	14390	120
12988	40	13140	35			4152	51	8790	60	14505	391
14386	45	14100	35			4260	50	9250	60	14563	71
20265	70	16750	45			4629	87	9630	70	14900	120
20695	60	18740	45			5167	57	9820	60	15073	464
25444	45	19180	50			5383	109	10140	70	15411	254
31723	130	22010	50			5769	53	11100	100	15781	402
32436	140	27180	210			6324	60	11530	80	15858	59
33957	160	29780	370			6549	64	13500	100	16065	105
34491	160	35970	280			6998	38	15100	100	16070	110
39169	270	37890	820			7399	62	17700	100	16089	333
44120	490	41680	600			7687	44			17110	92
						8056	74			17320	310
						8197	75			17959	298
						8472	64			18787	63
						8890	73			19338	266
						9105	416			20960	200
						9542	78			24180	100
						9977	112			27080	270
						10397	77			29163	117
						10890	118			30490	300
						11368	88			31080	200
						11723	88			32170	720
						12149	81			34630	360
						12514	91			35900	218
						12995	90			35915	180
						13169	95			38010	500
						13165	98			38800	900
						13638	104			39270	270
						1411/	103			42/40	560
						14835	114			42810	150
						15541	95			44060	370
						12818	108			44160	500
										44310	540

Note that the age uncertainties are for the measurements. For the various marine cores, uncertainties are probably more important, a couple of hundred years, taking into account the bioturbation influences that have mixed information between samples, the microscopic impurities, the assumptions about the marine reservoir age correction.

sediment load/transport before earlier sapropels deposition. So, it might be possible that a decoupling exists between sapropel formation and both sediment load/transport-amplitude of freshwater discharge, rather than a decoupling between sediment load/ transport and the amplitude of freshwater discharge. Indeed, a threshold effect for sapropels formation could be possible. The Nile fluvial discharge might not be important enough at the beginning to allow an important freshening and the water column stratification whereas it becomes possible with additional freshwater source or with a more intense freshening. This could explain the observed offsets.

Other possibilities come from conservation problems for sapropels or from the location of records in the Mediterranean basin. The studied core MS27PT is located very closed to the Nile fluvial discharge (90 km outward of the Rosetta mouth of the Nile), and this allows to record with a great sensitivity the Nile fluvial influence. If further works are necessary to address in details the observed offsets in this study between sediment load/transport, the amplitude of freshwater discharge and sapropels deposition, we consider that the Fe record is the most suitable proxy. This record documents the continuous EAf monsoon intensity and can be interpreted as a direct proxy of the Ethiopian highland precipitation intensity. Therefore, it seems to be a more appropriate tool for the estimation of the timing of monsoon event as well as to estimate the weight of precession and obliquity in the record.

Maximum correlations for the EAf monsoon (Fe record) are achieved at a 700-year lag behind precession-driven radiation maxima and 0-year lag behind obliquity-driven radiation maxima (Fig. 4, model 1). The lag observed with precession over the last 45 ka is therefore shorter than what we observe when comparing only the last EAf monsoon maximum (lag of 1500 years). A shorter lag for the East-African monsoon fits well with the lag observed in model simulations between forcings and responses (Kutzbach et al.,

Please cite this article in press as: Caley, T., et al., Orbital timing of the Indian, East Asian and African boreal monsoons and the concept of a 'global monsoon', Quaternary Science Reviews (2011), doi:10.1016/j.quascirev.2011.09.015

T. Caley et al. / Quaternary Science Reviews xxx (2011) 1-11

2008; Ziegler et al., 2010b). Also important is that the weight of the precession signal (83%) is clearly more important than the weight of the obliquity signal (17%) in the Fe record (Fig. 4, model 1).

Based on the timing of Nile fluvial discharge with respect to the EAf humid period, we demonstrate a quasi direct relationship between maximum NH summer insolation and EAf monsoon maximum. The EAf monsoon doesn't seem to follow either the Clemens and Prell (2003) and Clemens et al. (2008, 2010), or the Ziegler et al. (2010a) mechanism, but appears to present a quasi direct response to insolation forcing (Fig. 3a). This differs from that of the Indian monsoon system, which was found to be more sensitive to the obliquity parameter (Clemens and Prell, 2003).

3.2. West African monsoon

The freshwater input from the Sanaga and Niger rivers controls modern sea surface salinity variations in the Eastern Gulf of Guinea, and documents the West African (WAf) monsoon precipitation as reflected in the isotopic composition of seawater and budget of dissolved Ba (Weldeab et al., 2007). The Ba/Ca record is the most direct proxy of riverine runoff and documents extreme wet conditions from 11.5 to 5.1 ka cal. BP (Weldeab et al., 2007; Fig. 3c). This suggests a midpoint for the WAf monsoon maximum at 8.3 ka and thus a lag of 3.2 ka cal. BP (uncertainties of a couple of hundred vears: Table 1) compared to the minimum of precession (Fig. 3c). Maximum correlations for the West African monsoon (Ba/Ca record) are achieved at a 4000-year lag behind precession-driven radiation maxima and 0-year lag behind obliquity-driven radiation maxima (Fig. 4, model 2). The time lag in the precession band is inconsistent with the one of the EAf monsoon (Fig. 4). Also, the weight of the precession signal (51%) and the obliquity signal (49%) are inconsistent with that of EAf monsoon (Fig. 4).

It is interesting to note that a recent study indicates a decoupling between sediment signal and freshening signal observed in the WAfr monsoon system (Weldeab et al., 2011). According to this study, northward migration of ITCZ over West African monsoon area and increased sediment delivery to the Gulf of Guinea lead monsoon intensification by ~ 2.8 ka. This lag is relatively consistent to the one we estimate between West Africa monsoon intensification relative to precession-driven radiation maxima. This lag seems also coherent to the one observed between sediment signal (Fe record) and sapropel 1 deposition in the EAfr monsoon system (Fig. 2). Nonetheless, there are important differences between the West and East Africa monsoon system concerning the decoupling between sediment signal and freshening signal.

The study of Weldeab et al. (2011) documents changes influence of riverine sediments with a complex mixing curve (see Fig. 2 in Weldeab et al., 2011) for Sr and Nd isotopic values, leading to the interpretation of the gradual northward shift of the rainfall area. On the contrary, in the Nile system, the isotopic compositions of the sediments can be explained by a simple mixing model between a Libyan/Egyptian dust-member and a Blue Nile end-member (Revel et al., 2010). Sediment budgets calculated by integrating isotopic data on muds and sands are consistent with a dominant contribution from the Blue Nile and Atbara to total main Nile load (Padoan et al., 2011).

In addition, the study of Weldeab et al. (2011) documents the continuous riverine freshwater input (Ba/Ca and δ^{18} O) which is not the case when using the sapropels deposition as it document only punctual (major?) events. Importantly, some events documented by an increase/decrease of Fe and ϵ Nd(0) values in the core MS27PT are not associated to a sapropel deposition. For example, the increase in Nile fluvial discharge at ~35 ka and ~60 ka, which fit well with the forcing of the precession parameter minimum at those times (Fig. 5), are not associated to sapropel depositions. Also,

during these periods (~35 and 60 ka), West African monsoon proxies (Ba/Ca and δ^{18} O: freshening signal) indicate a reinforcement of the monsoon (Fig. 5).

4. Indian and East-Asian monsoon

The timing of the Indian and EAs monsoons at the orbital scale is somewhat controversial. Clemens et al. (2008, 2010) find that both the Indian and Asian summer monsoon maxima lag NH summer insolation by \sim 8 ka in the precession band for the late Pleistocene period. This result indicates that direct sensible heating initiates monsoonal circulation but that decreased glacial boundary conditions and increased latent heat export from the southern Indian Ocean set the timing of strong summer monsoons within the precession cycle (Clemens and Prell, 2003; Clemens et al., 2008). The same three processes account for the phase relative to obliquity maxima (Clemens and Prell, 2003; Clemens et al., 2008). The lag between summer monsoon maximum recorded in the Chinese cave speleothems and maximum NH summer insolation is \sim 3 ka in the precession band (Clemens et al., 2010; Wang et al., 2008) and thus \sim 5 ka shorter than the time lag found by Clemens and Prell (2003) and Clemens et al. (2008, 2010). Nonetheless, the lag observed in Chinese cave speleothems disagrees with the timing predicted by model simulations by Kutzbach et al. (2008) and Ziegler et al. (2010b) which predict a lead of 1500 years and an in phase relationship relative to precession minimum respectively. One hypothesis to explain such differences calls on peculiar dynamics which occur during glacial-interglacial transitions (terminations) and periods of high NH insolation. Indeed, Ziegler et al. (2010a) and Cheng et al. (2009) have proposed that weak monsoon events observed at times of high NH insolation are a direct response to cold anomalies in the North Atlantic, generated by ice-sheet disintegration. Indeed, a discharge of icebergs in the North Atlantic, or cold melt water pulse, might have impacted atmospheric circulation by restricting specific fronts (such as the ITCZ) which might, in turn, have an effect on monsoon circulation. Without the negative feedback of cold North Atlantic events, the lag for the EAs monsoon could be shorter (~ 2 ka, Ziegler et al., 2010a). more consistent with model simulations (Kutzbach et al., 2008; Ziegler et al., 2010b).

However, a question remains: how to reconcile the Chinese cave speleothems timing with the other fourteen Indian and EAs monsoon records synthesized in Clemens et al. (2010)? Indeed, the Indian and EAs records (marine and terrestrial) are numerous and indicate a common pattern, lagging NH summer insolation by ~ 8 ka in the precession band (Clemens et al., 2010).

Meteorological observations and moisture transport budgets suggest that both summer monsoon systems (Indian and EAs) are linked through a dominant and common south Indian Ocean source of moisture (Ding et al., 2004; Liu and Tang, 2004; Ding and Chan, 2005; Park et al., 2007). Following this line of evidence, different hypotheses have been proposed to reconcile differences observed for the Indian and EAs monsoon timing. Either speleothems or marine records might be misinterpreted:

(1) A recent study in the Arabian Sea proposed that productivitybased summer monsoon proxies in marine sediments could be influenced by processes unrelated to monsoon circulation (Ziegler et al., 2010b). Ziegler et al. (2010b) proposed that biological productivity and OMZ intensity at the precession frequency band are mainly controlled by changes in the intensity of the Atlantic meridional overturning circulation (AMOC). Other studies in the same area counter Ziegler's hypothesis (Caley et al., 2011) finding that productivity, foraminiferal assemblages and grain size (a proxy not influenced by

Please cite this article in press as: Caley, T., et al., Orbital timing of the Indian, East Asian and African boreal monsoons and the concept of a 'global monsoon', Quaternary Science Reviews (2011), doi:10.1016/j.quascirev.2011.09.015

7



T. Caley et al. / Quaternary Science Reviews xxx (2011) 1-11

Fig. 5. Strong summer monsoon models (or reference curve) for regional monsoon systems at orbital scale over the last 200 ka. a) Isotopic composition of seawater (light gray) and Ba/Ca (dark gray) as a proxy for West African monsoon (Weldeab et al., 2007) with the "model 2" for strong West African summer monsoon (dash line). b) Fe counts/total counts as a proxy for East-African summer monsoon (Revel et al., 2010) with the "model 1" for strong East-African summer monsoon (dash line). c) Arabian Sea (AS) summer monsoon stack (Clemens and Prell, 2003) (black) and Total Organic Carbon (TOC) in Northeastern Arabian Sea (gray) (Schulz et al., 1998) with the "model 4" for strong Indian summer monsoon (dash line). d) δ^{18} O of Chinese cave speleothems as a proxy for East-Asian summer monsoon (Wang et al., 2001, 2008; Dykoski et al., 2005; Cheng et al., 2009) with the "model 5" for strong East-Asian summer monsoon (dash line).

AMOC), are mainly controlled by Indian summer monsoon dynamics. Lithogenic grain size from a proximal core of Caley et al.,'s study has also the same phase as the ocean productivity indicators (Clemens and Prell, 1991, 2003).

- (2) Cai et al. (2006), together with Rohling et al. (2009), studying millennial-scale monsoon variability, proposed that the monsoon-related δ^{18} O changes in Chinese speleothems may contain information with southern hemisphere climate variations, contrary to the hypothesis of Ziegler et al. (2010a) and Cheng et al. (2009), who interpret the signal with a strict NH control. A southern hemisphere control has been also recently proposed at the glacial-interglacial time scale (Zhisheng et al., 2011) and is in accordance with previous works that focused on the importance of cross-equatorial airflow for monsoon intensity (Clemens et al., 1996, 2008).
- (3) Clemens et al. (2010) proposed that speleothems are biased by winter temperature effect, noting that even today, only 50% of East-Asian rainfall occurs in June, July, and August.

We propose to use two different indexes in an effort to address this debate. First we use the Arabian Sea (AS) stack based on phase analysis of Arabian Sea proxy records (Clemens and Prell, 2003; Fig. 1) which is consistent with a new Indian summer monsoon stack (Caley et al., 2011). Indeed, additional processes, sometimes unrelated to monsoon circulation (e.g. preservation, dissolution, diagenesis), may also influence the chemical, physical and biological compositions of monsoonal archives (Clemens and Prell, 2003). Therefore, stacking serves to isolate the component held in common and yields a more representative monsoon signal. Total Organic Carbon (TOC) at site SO-90-111-KL (Pakistan margin) reflects strong monsoon-induced biological productivity (Schulz et al., 1998). This record matches the AS stack and the chronology is based on AMS dating (Fig. 3b, Table 1). The TOC record indicates that maximum correlations for the Indian monsoon are achieved at a 10000-year lag behind precession-driven radiation maxima and a 5800-year lag behind obliquity-driven radiation maxima (Fig. 4, model 3). Consistent results are found with the AS stack which indicates that maximum correlations are achieved at a 8000-year lag behind precession-driven radiation maxima and a 3000-year lag behind obliquity-driven radiation maxima (Fig. 4, model 4). Also, the weight of the precession signal (49%) and the obliquity signal (47%) for the TOC record is consistent with that of the AS

Please cite this article in press as: Caley, T., et al., Orbital timing of the Indian, East Asian and African boreal monsoons and the concept of a 'global monsoon', Quaternary Science Reviews (2011), doi:10.1016/j.quascirev.2011.09.015

T. Caley et al. / Quaternary Science Reviews xxx (2011) 1-11

stack which is of 37% for the precession and 59% for obliquity (Fig. 4).

The large precession band lag and obliquity lag relative to the direct sensible heating and the important weight of obliquity for the Indian monsoon are consistent with what is obtained of longer time series (Clemens and Prell, 2003; Clemens et al., 2008, 2010; Caley et al., 2011) and indicate that it is a stable feature of the late Pleistocene records.

In spite of a possible bias in the interpretation of Chinese cave speleothems (Cai et al., 2006; Hu et al., 2008; Maher, 2008; Rohling et al., 2009; Clemens et al., 2010; Dayem et al., 2010; Caley et al., 2011), we keep these records to document the EAs monsoon. Indeed, it is extraordinarily well dated (Table 1). Maximum correlations are achieved at a 4000-year lag behind precession-driven radiation maxima (Fig. 4, model 5). These time lags are consistent with that obtained by cross correlation on a longer time scale (Clemens et al., 2010) or by lagged correlation over the last 75 ka (Clemens and Prell, 2007). The weight of the precession signal (44%) compared to the obliquity signal (52%) also indicate the importance of the obliquity parameter in the EAs monsoon system (Fig. 4, model 5).

The comparisons of the estimated timings for the different monsoon systems indicate strong differences (Fig. 4). The WAf and EAs monsoon are the only systems which indicate similar timing relative to precession. In the obliquity band, the EAf and WAf monsoon systems indicate similar timing but this timing is different compare to the Indian and EAs systems (Fig. 4). Also important is the relative weight of the obliquity and precession parameters for the various systems. The precession parameter is important for the African monsoon and particularly strong for EAf monsoon (Fig. 4). On the contrary, the Indian and EAs monsoon records contain a stronger obliquity signal whereas the weight for obliquity is weaker for African monsoon records (Fig. 4).

5. Regional monsoons and the concept of a 'global monsoon' at the orbital scale

Assuming that the timing and weight for the different regional monsoon systems established for the last 45 ka can be extrapolated to longer time scales (see models in Fig. 4), we present and compare the different monsoon records for each system with the most appropriate "reference curve or model" for the timing of strong summer monsoons (Fig. 5).

The EAf monsoon indicates a direct or quasi direct response to NH summer insolation with a very weak weight of the obliquity parameter (model 1; Fig. 5b).

The Indian monsoon corresponds to the "model 4" (Fig. 5c). This timing is consistent with other Indo-Asian records except for Chinese speleothems (Clemens et al., 2010; Caley et al., 2011). Indeed, these latter indicates a lag of \sim 4 ka in the precession band and a lag of \sim 4.7 ka in the obliquity band and correspond to "model 5" (Fig. 5d).

Finally, for the WAf monsoon, we find a lag of 2.6 \pm 0.5 ka between Ba/Ca maximum and negative precession and a lag of 1.5 \pm 1.5 ka between Ba/Ca maximum and obliquity maximum by cross correlation (at 95% confidence interval with the Analyseries software of Paillard et al., 1996). Considering the uncertainties associated with the age model for the entire record (last 128 ka; Weldeab et al., 2007) this is very consistent with the results of the lagged correlation in a multiple linear regression performed on the last 45 ka and corresponding to "model 2" (Fig. 5a).

Weldeab et al. (2007) note that the WAf and EAs monsoons responded differently to abrupt climate changes. We note that the Weak Monsoon Interval (WMI I-a) recorded in the Chinese cave speleothems (Cheng et al., 2009) is also present in the Indian monsoon record (Schulz et al., 1998) but absent in the WAf and EAf monsoon records which indicates increased monsoon strength (Fig. 3). The time scale uncertainties associated with the different records (better than: 500 yrs for Hulu, 100 yrs for Sanbao and 120 yrs for Dongge speleothems; a couple of hundred years for East-African monsoon record, West African monsoon records and for Indian monsoon; Table 1) are negligible compared to the time duration of 2 ka for the WMI I-A event. We are therefore confident about the robustness of this pattern. This is strong evidence against a global southward migration of the ITCZ during NH cold events (when northern insolation increases) as hypothesized by Cheng et al. (2009) and Ziegler et al. (2010a). On the contrary, Rohling et al. (2009) proposed a dominant control on monsoon variability by southern hemisphere climate changes during glacial periods (which could explain the WMI I-a) rather than a strict NH control. A recent work of Pausata et al. (2011) which investigates a simulated Henrich event suggests that Chinese cave speleothems may record remote climate changes over India and the Indian Ocean. Their results indicate that the EAs monsoon rainfall does not necessary decline in response to rapid cooling events in the North Atlantic (Johnson, 2011).

This detailed comparison between the different regional monsoon systems (Figs. 3–5) indicates a more complicated relationship between the Indian, East-Asian and African monsoons than proposed by Ziegler et al. (2010a). First, the EAf monsoon seems to be less influenced by the effects of North Atlantic cold events or southern hemisphere climate changes than are the Indian, EAs and WAf monsoons given its quasi direct relationship with NH summer insolation (June, 21 perihelion).

The EAs monsoon, as recorded by Chinese cave speleothems, is forced by NH summer insolation and by the effect of North Atlantic cold events or southern hemisphere climate changes. Alternatively, the phase differences could be due to winter temperature forcing, in which case they should not be interpreted as reflecting only the timing of strong summer monsoons (Hu et al., 2008; Maher, 2008; Clemens et al., 2010; Dayem et al., 2010; Caley et al., 2011). In this case, the timing of the Indian and EAs monsoons can be explained in the context of latent heat export from the southern hemisphere, as is consistent with modern dynamics, and northern ice volume changes.

The WAf monsoon seems to be controlled by solar insolation, tropical sea surface temperatures, vegetation and NH cold events (Schefuß et al., 2005; Jullien et al., 2007; Weldeab et al., 2007; Chang et al., 2008; Tisserand et al., 2009).

6. Conclusion

The global monsoon concept suggests a coordinated response among regional monsoon systems, forced by the cycle of the solar heating and ITCZ migration.

However, our analyses indicate that only the East-African monsoon represents a quasi-direct response to NH summer insolation and highlight differences in the weight of precession and obliquity in the monsoon records from various systems. Thus, additional mechanisms must be involved to explain the differences. Internal climate system forcing such as land-ocean configuration, glacial-interglacial boundary conditions, southern hemisphere climate, sea surface temperature, vegetation and NH ice-sheet variations and instabilities appear to exert different influences on regional monsoon systems at orbital precession and obliquitydriven time scales.

These various hypotheses should be investigated using timedependent models with realistic late Pleistocene boundary conditions (ice volume, sea level, greenhouse gasses content).

Please cite this article in press as: Caley, T., et al., Orbital timing of the Indian, East Asian and African boreal monsoons and the concept of a 'global monsoon', Quaternary Science Reviews (2011), doi:10.1016/j.quascirev.2011.09.015

9

10

T. Caley et al. / Quaternary Science Reviews xxx (2011) 1-11

Unfortunately, there is no model run yet available that is capable of assessing the phase of the Late Pleistocene summer monsoon systems given these complex lower boundary conditions. The Kutzbach et al. (2008) model relies only on insolation conditions and the CLIMBER 2 model in Ziegler et al. (2010b) has a very low resolution, exhibiting an unexpected highly linear response to insolation forcing. A more recent study using the CLIMBER 2 model suggests that obliquity phase of different monsoon systems lies between insolation maximum and ice volume minima/greenhouse gas maxima, with a lag that varies with distance to the Eurasian icesheet (Weber and Tuenter, 2011). Nonetheless, important caveats always exist in the model such as uncertainties associated with variations in ice sheet area or the lack of atmospheric mid-latitude dynamics.

Based on the available and well-dated proxy results from various monsoon systems, we argue that the concept of a 'global monsoon' at orbital scale changes is a misnomer. We argue that various important regional controls and internal climate forcing exist for the different monsoonal systems rather than a common global variability and dynamic through ITCZ migration.

Further well-dated records covering a large geographical area are urgently needed to better address the forcing/response relationship of the monsoon at orbital scale changes and improved climate model simulations.

Acknowledgments

The author would like to thank S.C. Clemens for his help and suggestions; he contributed to significantly improve the paper. Martin Ziegler is also acknowledged for discussions and friendly divergence of point of view. The authors are also grateful to the two anonymous referees and the editor for their suggestions which help to improve the final manuscript.

CNRS INSU LEFE-EVE program "MOMIES" is acknowledged. This paper is contribution 1840 of UMR 5805 EPOC, University Bordeaux 1.

References

- Berger, A., 1978. Journal of the Atmospheric Sciences 35, 2362-2367.
- Braconnot, P., Marzin, C., Grégoire, L., Mosquet, E., Marti, O., 2008. Monsoon response to changes in earth's orbital parameters: comparisons between simulations of the Eemian and of the Holocene. Climate of the Past 4, 281–294. Cai, Y., An, Z., Cheng, H., Edwards, L.R., Kelly, M.J., Liu, W., Wang, X., Shen, C.C., 2006.
- High-resolution absolute-dated Indian monsoon record between 53 and 36 ka from Xiaobailong Cave, southwestern China. Geology 34, 621–624.
- Caley, T., Malaizé, B., Zaragosi, S., Rossignol, L., Bourget, J., Eynaud, F., Martinez, P., Giraudeau, J., Charlier, K., Ellouz-Zimmermann, N., 2011. New Arabian Sea
- Giraudeau, J., Charlier, K., Ellouz-Zimmermann, N., 2011. 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.
 Chang, P., Zhang, R., Hazeleger, W., Wen, C.X.W., Jj, L., Haarsma, R.J., Breugem, W.P., Seidel, H., 2008. Oceanic link between abrupt changes in the north Atlantic Ocean and the African monsoon. Nature Geoscience 1. doi:10.1038/ngeo218.
 Chen, G.S., Liu, Z., Clemens, S.C., Prell, W.L., Liu, X., 2010. Modeling the time-dependent response of the Asian summer monsoon to obliquity forcing in a coupled GCM: a PHASEMAP sensitivity experiment. Climate Dynamics. doi:10.1007/s00382-010-0740-3.
 Cheng, H. Edwards, R.J. Broecker, W.S. Denton, G.H. Kong, X. Wang, Y. Zhang, R.
- Cheng, H., Edwards, R.L., Broecker, W.S., Denton, G.H., Kong, X., Wang, Y., Zhang, R., Wang, X., 2009. Ice age terminations. Science 326, 248–252.
- Wang, X., 2009. Ice age terminations. Science 326, 248–252.
 Clemens, S.C., Prell, W.L., 1991. One million year record of summer monsoon winds and continental aridity from the owen ridge (site 722), northwest Arabian sea. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results 117.
 Clemens, S.C., Murray, D.W., Prell, W.L., 1996. Nonstationary phase of the plio-pleistocene Asian Monsoon. Science 274, 943–948.
 Clemens, S.C., Prell, W.L., 2003. A 350,000 year summer-monsoon multiproxie stack from the Ouron ridge. Northern Arabian Sci. 2014, 25, 51.

- from the Owen ridge, Northern Arabian Sea. Marine Geology 201, 35–51. Clemens, S.C., Prell, W.L., 2007. The timing of orbital-scale Indian monsoon changes
- Quaterns, S.C., Prell, W.L., Soo, Interning of official scale information changes.
 Quaterns, S.C., Prell, W.L., Sun, Y., Liu, Z., Chen, G., 2008. Southern Hemisphere forcing of Pliocene 8¹⁸O and the evolution of Indo-Asian monsoons. Palae-ogeography 23, PA4210. doi:10.1029/2008PA001638. Clemens, S.C., Prell, W.L., Sun, Y., 2010, Orbital-scale timing and mechanisms driving
- Late Pleistocene Indo-Asian summer monscons: Reinterpreting cave speleo them δ^{18} O. Paleoceanography 25, PA4207. doi:10.1029/2010PA001926.

- Clift, P.D., Plumb, R.A., 2008. The Asian Monsoon: Causes, History and Effects. Cambridge University Press, 270 pp. Dayem, K.E., Molnar, P., Battisti, D.S., Roe, G.H., 2010. Lessons learned from oxygen
- isotopes in modern precipitation applied to interpretation of speleothem records of paleoclimate from eastern Asia. Earth and Planetary Science Letters 295, 219-230.
- De Lange, G.J., Thomson, J., Reitz, A., Slomp, C.P., Principato, M.S., Erba, E., Corselli, C., 2008. Synchronous basin-wide formation and redox-controlled preservation of a Mediterranean sapropel. Nature Geoscience 1. doi:10.1038/ngeo283. Ding, Y., Chan, J.C.L., 2005. The East Asian summer monsoon: an overview.
- Meteorology and Atmospheric Physics 89, 117-142. doi:10.1007/s00703-005-0125-z
- Ding, Y., Li, C., Liu, Y., 2004. Overview of the south China Sea monsoon experiment. Advances in Atmospheric Sciences 21, 343–360. doi:10.1007/BF02915563.
 Ducassou, E., Migeon, S., Mulder, T., Murat, A., Capotondi, L., Bernasconi, S.M., Mascle, J., 2009. Evolution of the Nile deep-sea Turbidite system during Late Quaternary: influence of climate change on fan sedimentation. Sedimentology 56, 2061–2090.
- 56, 2061–2090.
 Ducassou, E., Mulder, T., Migeon, S., Gonthier, E., Murat, A., Capotondi, L., Bernasconi, S.M., Mascle, J., 2008. Nile floods recorded in deep Mediterranean sediments. Quaternary Research 70, 382–391.
 Dykoski, C.A., Edwards, R.L., Cheng, H., Yuan, D., Cai, Y., Zhang, M., Lin, Y., Qing, J., An, Z., Revenaugh, J., 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. Earth and Planetary Science Letters 733, 71–86 Science Letters 233, 71-86.
- Science Letters 235, 71–86.
 Emeis, K.C., Sakamoto, T., Wehausen, R., Brumsack, H.-J., 2000. The sapropel record of the eastern Mediterranean—results of Ocean Drilling program Leg 160. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 158, 371–395.
 Erbacher, J., Huber, B.T., Norris, R.D., Markey, M., 2001. Increased thermohaline stratification as a possible cause for a cretaceous anoxic event. Nature 409, 325–327.
 Survaut, A., Staplay, D., 1080. Lato Outcompany paloeoclimatic accillations in East.
- Earth and Planetary Science Letters 252, 327–341. Hu, C., Henderson, G.M., Huang, J., Xie, S., Sun, Y., Johnson, K.R., 2008. Quantification
- of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records. Earth and Planetary Science Letters 266, 221–232.
- Huybers, P., 2006. Early pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation forcing. Science 313, 508–511.
- Johnson, K.R., 2011. Palaeoclimate: long-distance relationship. Nature Geoscience 4, 426-427. doi:10.1038/ngeo1190.
- 420–427. G01:10.1038/ngc01190.
 Jullien, E., Grousset, F., Malaizé, B., Duprat, J., Sanchez-Goni, M.F., Eynaud, F.,
 Charlier, K., Schneider, R., Bory, A., Boutc, V., Flores, J.A., 2007. Low-latitude
 "dusty events" vs. high-latitude "icy Heinrich events". Quaternary Research 68, 379-386.
- Kalnay, E., Coauthors, 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, Bulletin of the American Meteorological Society 77, 437–471. doi:10.1175/1520-0477 (1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Kutzbach, J.E., Liu, X., Liu, Z., Chen, G., 2008. Simulation of the evolutionary response of global summer monsoons to orbital forcing over the past 280,000 years. Climate Dynamics 30, 567–579. Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.M.C., Levrard, B., 2004.
- A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. A&A 428, 261–285.
- Liu, T., Tang, W., 2004. Oceanic influence on the precipitation in India and China as observed by REMM and QuikSCAT, paper presented at the 2nd international tropical rainfall measuring mission science conference, Jpn. Aerosp. Explor. Agency, Tokyo.
- Lourens, L.J., 2004. Revised tuning of Ocean Drilling Program Site 964 and KC01B (Mediterranean) and implications for the δ180, tephra, calcareous nannofossil, and geomagnetic reversal chronologies of the past 1.1 Myr. Paleoceanography 19. doi:10.1029/2003PA000997.
- Maher, B.A., 2008. Holocene variability of the East Asian summer monsoon from Chinese cave records: a re-assessment. Holocene 18 (6), 861–866. doi:10.1177/ 0959683608095569.
- Meijer, P.Th., Tuenter, E., 2007. The effect of precession-induced changes in the Mediterranean freshwater budget on circulation at shallow and intermediate depth.
- Journal of Marine Systems 68, 349–365. doi:10.1016/j.jmarsys.2007.01.006.
 Osborne, A.H., Marino, G., Vance, D., Rohling, E.J., 2010. Eastern Mediterranean surface water Nd during Eemian sapropel S5: monitoring northerly (mid-latitude) versus southerly (sub-tropical) freshwater contributions. Quaternary Science Reviews 29, 2473–2483. doi:10.1016/j.quascirev.2010.05.015.
 Osborne, A.H., Vance, D., Rohling, E.J., Barton, N., Rogerson, M., Fello, N., 2008.
- A humid corridor across the Sahara for the migration of early modern humans out of Africa 120,000 years ago. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 105, 16444–16447.
 Padoan, M., Garzanti, E., Harlavan, Y., Maria Villa, I., 2011. Tracing Nile sediment
- sources by Sr and Nd isotope signatures (Uganda, Ethiopia, Sudan). Geochimica and Cosmochimica Acta 75, 3627–3644. doi:10.1016/j.gca.2011.03.042.
- analysis. Eas.Trans, 77–379.
- Park, S.C., Sohn, B.J., Wang, B., 2007. Satellite assessment of divergent water vapor transport from NCEP, ERA40, and JRA25 reanalyses over the Asian summer

Please cite this article in press as: Caley, T., et al., Orbital timing of the Indian, East Asian and African boreal monsoons and the concept of a 'global monsoon', Quaternary Science Reviews (2011), doi:10.1016/j.quascirev.2011.09.015

T. Caley et al. / Quaternary Science Reviews xxx (2011) 1-11

monsoon region. Journal of the Meteorological Society of Japan 85, 615-632. doi:10.2151/jmsj.85.615

- Pausata, F.S.R., Battisti, D.S., Nisancioglu, K.H., Bitz, C.M., 2011. Chinese stalagmite δ¹⁸O controlled by changes in the Indian monsoon during a simulated Heinrich
- or O controlled by changes in the indian monsoon during a simulated Heinrich event. Nature Geoscience 4, 474–480. doi:10.1038/ngeo1169. rel, M., Ducassou, E., Grousset, F., Bernasconi, S.M., Migeon, S., Revillon, S., Mascle, J., Murat, A., Zaragosi, S., Bosch, D., 2010. 100,000 Years of African monsoon variability recorded in sediments of the Nile margin. Quaternary or provide the Data of the Nile margin. Quaternary Revel. Science Reviews 29. doi:10.1016/j.quascirev.2010.02.006. Rohling, E.J., Gieskes, W.W.C., 1989. Late Quaternary changes in Mediterranean
- intermediate water density and formation rate. Paleoceanography 4, 531-545. Rohling, E.J., 1994. Review and new aspects concerning the formation of eastern
- Mediterranean sapropels. Marine Geology 122, 1–28. Rohling, E.J., Liu, Q.S., Roberts, A.P., Stanford, J.D., Rasmussen, S.O., Langen, P.L., Siddall, M., 2009. Controls on the East Asian monsoon during the last glacial cycle, based on comparison between Hulu Cave and polar ice-core records. Quaternary
- Science Reviews 28, 3291–3302. doi:10.1016/j.quascirev.2009.09.007. Rossignol-Strick, M., Nesteroff, W., Olive, P., Vergnaud-Grazzini, C., 1982. After the deluge Mediterranean stagnation and sapropel formation. Nature 295, 105-110. Rossignol-Strick, M., 1983. African monsoons, an immediate climate response to orbital insolation. Nature 304, 46–49.

- orbital insolation. Nature 304, 46–49. Ruddiman, W.F., 2006. What is the timing of orbital-scale monsoon changes? Quaternary Science Reviews 25, 657–658. Schefuß, E., Schouten, S., Schneider, R.R., 2005. Climatic controls on central African hydrology during the past 20,000 years. Nature 437, 1003–1006. Schulz, H., von Rad, U., Erlenkeuser, H., 1998. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years. Nature 393, 54–57. Scrivner, A., Vance, D., Rohling, E.J., 2004. New neodymium isotope data quantify Nile involvement in Mediterranean anoxic episodes. Geology 32, 565–568.
- Thomson, J., Mercone, D., de Lange, G.J., van Santvoort, P.J.M., 1999. Review of recent advances in the interpretation of eastern Mediterranean sapropel S1 from geochemical evidence. Marine Geology. 153, 77–89. Tisserand, A., Malaizé, B., Jullien, E., Zaragosi, S., Charlier, K., Grousset, F., 2009.
- Surprising African monsoon enhancement during the penultimate glacial period (i.e. MIS 6.5 ~ 170 ka) and its atmospheric impact. Paleoceanography 24. doi:10.1029/2008PA001630.
- Trenberth, K.E., Stepaniak, D.P., Caron, J.M., 2000. The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation. Journal of Climate 13, 3969–3993. Trenberth, K.E., Hurrell, J.W., Stepaniak, D.P., 2006. The Asian Monsoon: Global
- Perspectives in the Asian Monsoon, Praxis. Springer, Berlin, Heidelberg. Tuenter, E., Weber, S.L., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., 2003. The response of the African
- summer monsoon to remote and local forcing due to precession and obliquity.
- Global Planetary Change 36, 219–235.
 Van Santvoort, P.J.M., de Lange, G.J., Thomson, J., Cussen, H., Wilson, T.R.S., Krom, M.D., Strohle, K., 1996. Active post-depositional oxidation of the most recent sapropel (S1) in the eastern Mediterranean. Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 4007-4024.

- Wang, P., 2009. Global monsoon in a geological perspective. Chinese Science Bulletin 54 (7), 1113-1136.
- Wang, X., Edwards, R.L., Auler, A.S., Cheng, H., Ito, E., 2004. Interhemispheric Precipitation Seesaw: Mirror Images of Oxygen Isotopic Records from Caves in S. Brazil and E. China. Fall meeting transactions. American Geophysical Union, Fall Meeting Supplement, abstract PP31A-0898.
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X., An, Z., 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. Nature 451, 1090–1093. Wang, Y.J., Cheng, H., Edwards, R.L., An, Z.S., Wu, J.Y., Shen, C.C., Dorale, J.A., 2001.
- A high-resolution absolute-dated late pleistocene monsoon record from Hulu cave, China. Science 294, 2345.
- Weber, S.L., Tuenter, E., 2011. The impact of varying ice sheets and greenhouse gases on the intensity and timing of boreal summer monsoons. Quaternary Science Reviews 30, 469-479.
- Weldeab, S., Frank, M., Stichel, T., Haley, B., Sangen, M., 2011. Spatio-temporal evolution of the West African monsoon during the last deglaciation. Geophysical Research Letters 38, L13703. doi:10.1029/2011GL047805.
- Weldeab, S., Lea, D.W., Schneider, R.R., Andersen, N., 2007. 155,000 years of West African monsoon and ocean thermal evolution. Science 316, 1303–1307.
- Williams, M.A.J., 2009. Late pleistocene an Holocene environments in the Nile basin. Global and Planetary Change 69, 1–15.
 Woodward, J.C., Macklin, M.G., Krom, M.D., Williams, M.A.J., 2007. The Nile:
- evolution, guaternary river environments and material fluxes. In: Gupta, Avijii (Ed.), Large Rivers: Geomorphology and Management. John Wiley and Sons, pp. 261–292 (Chapter 13).
- Wyrwoll, K.H., Liu, Z., Chen, G.S., Kutzbach, J.E., Liu, X., 2007. Model sensitivity of the Australian summer monsoon to Milankovitch insolation variations. Quaternary
- Science Reviews 26, 3043–3057. Xie, P., Arkin, P.A., 1997. Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on
- Yuan, D., Hai, C., Edwards, R.L., Dykoski, C.A., Kelly, M.J., Zhang, M., Qing, J., Lin, Y., Wang, Y., Wu, J., Dorale, J.A., An, Z., Cai, Y., 2004. Timing, duration, and transi-vange of the second se
- Vang, J., Vota, J., Dotari, J.A., Yu, Cai, Y., Cai, Y., Zork, Thimp, and Rubin, and Hardyn and Strain of the Last Interglacial Asian monsoon. Science 304, 575–578.
 Zhisheng, A., Clemens, S.C., Shen, J., Qiang, X., Jin, Z., Sun, Y., Prell, W.L., Luo, J., Wang, S., Xu, H., Cai, Y., Zhou, W., Liu, X., Liu, W., Shi, Z., Yan, L., Xiao, X., Chang, H., Wu, F., Ai, L., Lu, F., 2011. Glacial-interglacial Indian summer monsoon dynamics. Science 333, 719–723. doi:10.1126/science.1203752.
- Ziegler, M., Tuenter, E., Lourens, L.J., 2010a. The precession phase of the boreal summer monsoon as viewed from the eastern Mediterranean (ODP Site 968).
- Quaternary Science Reviews 29. doi:10.1016/j.quascirev.2010.03.011. Ziegler, M., Lourens, L.J., Tuenter, E., Hilgen, F., Reichart, G.J., Weber, N., 2010b. Precession phasing offset between Indian summer monsoon and Arabian Sea productivity linked to changes in Atlantic overturning circulation. Quaternary Science Reviews 25. doi:10.1029/2009PA001884.

Please cite this article in press as: Caley, T., et al., Orbital timing of the Indian, East Asian and African boreal monsoons and the concept of a 'global monsoon', Quaternary Science Reviews (2011), doi:10.1016/j.quascirev.2011.09.015

11

3. Conclusion

Notre étude démontre que, contrairement à l'hypothèse émise par Ziegler et al. (2010c) dans le cas de l'Afrique de l'Est, l'utilisation des sapropèles comme indicateur précis de mousson n'est pas forcément justifié. L'utilisation d'un indicateur tel que le Fer (coups obtenus avec l'XRF) qui documente les décharges fluviales continues du Nil pourrait être plus appropriée. Dans ce cas, un retard de seulement 700 ans est trouvé entre le minimum de précession et le maximum de mousson Est-africaine, contrairement aux 3000 ans de retard si l'on utilise les sapropèles pour documenter le maximum de mousson. Ce « chronomètre » est clairement différent de celui observé pour la mousson Indo-asiatique. En effet, les spéléothèmes Est-asiatique montraient un décalage de 4000 ans entre les maxima de mousson et le maximum d'insolation d'été dans l'hémisphère Nord, mais notre étude a confirmé qu'ils étaient probablement biaisés par un effet de saisonnalité. Sans ce biais, la mousson Asiatique enregistrée par les spéléothèmes retarderait d'environ 8000 ans par rapport au maximum d'insolation d'été dans l'hémisphère Nord (minimum de précession), en accord avec l'ensemble des données du système Indo-asiatique (Caley et al., 2011c ; Clemens et al., 2010).

Concernant la mousson Ouest africaine, un enregistrement bien daté par carbone 14 suggère que le maximum de mousson retarde de 4000 ans par rapport au minimum de précession (Weldeab et al., 2007). Là encore, ce « chronomètre » est différent de celui observé pour les systèmes Est-africain et Indo-asiatique. Par ailleurs, l'importance du signal d'obliquité comme de précession dans les enregistrements pour les différents systèmes de mousson est variable.

L'ensemble des comparaisons réalisées dans ce travail suggère une relation complexe entre les différents systèmes de mousson. Des hypothèses sont avancées pour expliquer les différences observées.

Premièrement, le système Est africain semble faiblement influencé par les processus internes du système climatique et indique une réponse quasi directe au maximum d'insolation d'été dans l'hémisphère Nord (minimum de précession). Le système Indo-asiatique est très fortement influencé par les processus internes tels que le volume de glace et la chaleur latente de l'océan Indien Sud. Enfin, le système Ouest africain est influencé par l'insolation mais aussi par l'effet des températures de surface de l'océan tropical, de la végétation et des évènements de froids de l'hémisphère Nord (Chang et al., 2008 ; Schefuss et al., 2005 ; Tisserand et al., 2009 ; Weldeab et al., 2007).

Ces différentes hypothèses pourront être testées par les modèles avec des conditions limites réalistes (volume de glace, niveau marin, teneur en gaz à effet de serre...).

Ainsi, le forçage commun à tous les systèmes de mousson, que l'on pourrait qualifier de mousson globale à l'échelle orbitale, correspond à l'effet du forçage direct de l'insolation qui initie le phénomène de mousson. Actuellement, la saison humide a lieu durant l'été avec une coordination des systèmes de mousson régionaux liée au cycle annuel de réchauffement par l'insolation (Trenberth et al., 2000; 2006). Toutefois, à l'échelle interannuelle et interdécennale, ce système global ne semble pas varier de façon cohérente (Webster et al., 1998) mais plutôt avec des systèmes régionaux qui seraient en compétition les uns avec les autres. Notre étude montre que les particularités régionales et les processus internes au système climatique sont fortement exprimés dans les enregistrements paléoclimatiques de la mousson et que de ce fait, le concept de mousson globale à l'échelle orbitale ne peut être justifié.

<u>Partie 5 : Bilan sur la mousson boréale à l'échelle orbitale (incluant les conditions glaciaires/interglaciaires)</u>

1. Réponse de la mousson Indo-asiatique au forçage de l'insolation : cyclicité de précession et d'obliquité

Nous avons réalisé une synthèse de l'ensemble des enregistrements disponibles pour documenter la mousson boréale à l'échelle orbitale (Figures 63, 64 et Tableau 2). Nous avons séparé les indicateurs pour le système Indien et le système Asiatique. Toutefois, pour la mousson estivale comme hivernale, une très bonne relation est trouvée entre les deux systèmes suggérant un couplage fort comme indiqué par les données météorologiques actuelles. En ce qui concerne les cyclicités de précession, le maximum de mousson d'été se situe entre le minimum de volume de glace et le maximum de chaleur latente de l'océan Indien Sud. La mousson d'hiver est renforcée durant les diminutions de l'insolation d'hiver dans l'hémisphère Nord et l'augmentation du volume de glace. Le fait que la réponse de la mousson d'hiver soit opposée à celle de l'été constitue un aspect intéressant. Cela suggère un couplage dynamique entre les deux phénomènes. Des fortes moussons hivernales entraînent un affaiblissement et/ou un raccourcissement de la mousson estivale suivante par les effets du couvert neigeux de l'Eurasie sur la chaleur sensible, la chaleur latente et l'albédo (Bamzai and Shukla, 1999 ; Bush, 2002).

En ce qui concerne les périodes d'obliquité, le maximum de mousson d'été se situe entre le maximum de chaleur sensible et latente et le minimum de volume de glace. La mousson hivernale est renforcée durant les diminutions de l'insolation d'hiver dans l'hémisphère Nord et l'augmentation du volume de glace.

Nous avons également testé la relation entre le phénomène ENSO (Clement and Cane, 1999) et la dynamique de la mousson Indo-asiatique. Nous ne trouvons pas de relation directe entre ces deux phénomènes à l'échelle orbitale (Figure 65) ce qui suggère une dynamique propre à chacun de ces phénomènes. Toutefois, cela n'exclut pas le fait de possibles interactions comme exprimées dans certains enregistrements (Beaufort et al., 2001; 2003).



Figure 63 : Positionnement des enregistrements utilisés pour documenter la relation de phase (forçage/réponse) de la mousson boréale à l'échelle orbitale.

La Mousson Boréale

Reference	Location	site	Proxy	Record length (kyr)	chronology	Precession Phase (yrs)	Obliquity Phase (yrs)
Indian summer monsoon			stack of Bulloides,				
Caley after Altabet et al., 1999 and Clemens et al., 2008 datasets	Arabian Sea	ODP722	BioOpal, Grain size and $\delta^{15}N$	950	δ^{18} O benthic	-8600	-7400
Caley et al., 2011	Arabian Sea	MD04- 2861	stack of Foraminifera assemblage, Grain size and Bromine	310	δ ¹⁸ O benthic, ¹⁴ C, GEs	-11180	-5125
Clemens and Prell, 2003	Arabian Sea	ODP722 and RC2761	stack of Bulloides, BioOpal, Grain size, δ ¹⁵ N, excess Ba	350	δ^{18} O benthic	-7600	-1600
Schmiedl and Leuschner, 2005	Arabian Sea	GeoB3004	Bulloides	190	δ ¹⁸ O benthic	-7100	
Leuschner and Sirocko, 2003	Arabian Sea	70KL	Ba/Al	135	δ ^{1°} O planktonic, ¹⁴ C, Tephra s ¹⁸ O	-6200	
Reichart et al., 1998	Arabian Sea	NIOP464	average of Bulloides, δ ¹⁵ N, Ba/Al	228	planktonic, ¹⁴	-7660	-3300
Ziegler et al., 2010	Arabian Sea	MD04- 2881	Ba (XRF counts)	600	δ^{18} O benthic	-4900	-5900
Ziegler et al., 2010	Arabian Sea	NIOP463	Br (XRF counts)	445	δ ¹⁸ O planktonic	-7900	-6400
					mean phase 2σ	-7643 3420	-4954 3914
Asian summer monsoon							
Cheng et al., 2009	South eastern China	Linzhu composite	Speleotem $\delta^{18}O$	390	230Th	-2900	~ -4500
Chen et al., 2003	South China sea	MD97- 2142	SST	490	δ ¹⁸ O planktonic C.davisiana,	-7800	
Morley and Heusser, 1997	Philipine Sea	RC1499	% Pollen (Cryptomeria japonica)	350	δ ¹⁸ O bentic, ¹⁴ C	-8300	-12400
Iwamoto and Inouchi, 2007	Lake Biwa, Japon	Takashima- oki	average of Total Nitrogen and total carbon	290	14C, tephra	-8200	
Clemens et al., 2008	South China sea	ODP 1146	Biogenic Ba flux	1025	$\delta^{18}O$ benthic	-7900	-7000
Sun et al., 2008	South China sea	ODP 1145	Ba/Al	150	$\delta^{18}O$ benthic	-8820	
Sun et al., 2006; Clemens et al., 2008	Loess Plateau	Zhaojiachu an-Lingtai stack	Magnetic susceptibility	1025	MGSQ tuned to δ ¹⁸ O max	-5600	-5100
Clemens et al., 2008	South China sea	ODP 1146	Ba/Al	1025	δ ¹⁸ O benthic	-8800	-8000
					mean phase 2σ	-7917 2029	-8125 5358
East African summer monsoon Lourens, 2004: De lange et al.,	Mediterannean						
2008; Revel et al., 2010	Sea Mediterannean		sapropel		14C	-3000	?
Revel et al., 2010	sea	MS27PT	Fe counts/total counts	45	14C	-500	
West African summer monsoon	Eastern Gulf of	MD03-			C14 δ ¹⁸ O		
Weldeab et al., 2007	Guinea	2707	Ba/Ca	128	benthic	-2600	-1500
Weldeab et al., 2007	Eastern Gulf of Guinea	MD03- 2708	δ^{18} Osw	156	C14,5 ¹⁸ O benthic	-4500	-4100
Dupont and Hooghiemstra (1989)	NW Africa	ODP658	Pollen (saharan- sahelian boundary)	600	isotope	-3700	-3300
					2σ	1558	2175
Indian winter monsoon					- 18		
Caley et al., 2011	Arabian sea	MD04- 2862	foraminifera assemblage	310	o O benthic, ¹⁴ C, GEs	1800	14500
Asian winter monsoon			average of Mp min				
Clemens et al., 2008	South china sea	ODP 1146	Chlorin and C36,37	1025	δ ¹⁸ O benthic δ ¹⁸ O	4350	9350
Beaufort et al., 2003	Sulu sea	MD97- 2141	(Florisphaera profunda)	380	planktonic, ¹⁴ C		8200
					mean phase 2σ	4350 2050	8775 1150

Tableau 2 : Phase des indicateurs de mousson d'été et d'hiver indienne, asiatique et africaine par rapport au minimum de précession et au maximum d'obliquité. Les indications en rouge dénotent les travaux pour lesquels la robustesse ou la signifiance en tant qu'indicateur de mousson est questionnées.



Figure 64 : Diagrammes simplifiés de phases pour les enregistrements de la mousson Indoasiatique estivale et hivernale (la phase pour les enregistrements de la mousson Ouestafricaine est également indiquée : Tableau 2). Ils illustrent la réponse des différents enregistrements au forçage de l'insolation pour les périodes orbitales de précession (23 000 ans) et d'obliquité (41 000 ans). La phase nulle est fixée pour un minimum de précession (= insolation maximale absolue à 30°N) et un maximum d'obliquité (= insolation maximale absolue à 30°N). Les phases négatives sont mesurées dans le sens des aiguilles d'une montre et représentent un retard temporel. Ainsi, la position d'un vecteur indique la réponse de l'enregistrement au forçage de l'insolation dans le temps. Position du volume de glace d'après Lisiecki and Raymo (2005) et NINO 3 d'après Clement and Cane (1999). Les aires grises représentent l'écart type (2σ) sur la phase moyenne (Tableau 2).

Ce travail de synthèse sur la mousson Indo-asiatique nous permet d'établir un « modèle » conceptuel (ou une courbe de référence) pour la réponse de la mousson d'été comme d'hiver aux forçages climatiques. Ainsi la courbe de référence pour les fortes moussons d'été Indo-asiatique correspond à un retard de 8000 ans par rapport au minimum de précession et de 6000 ans par rapport au maximum d'obliquité (-P-8+O-6 ; Tableau 2 ; Figure 65). Pour les fortes moussons d'hiver Indo-asiatique, on observe un devancement de 3000 ans par rapport au minimum de précession et de 11500 ans pour le maximum d'obliquité (-P+3+O+11.5 ; Tableau 2 ; Figure 65). Ces modèles conceptuels de mousson ont l'avantage d'être construit directement sur la base des données et intègrent également le rôle des forçages internes au système climatique (volume de glace et chaleur latente) plutôt que l'unique forçage externe de l'insolation.



Figure 65 : « Modèles » conceptuels pour le « chronomètre » des fortes moussons Indoasiatiques estivales (-P-8+O-6 : somme de la précession normalizée et retardée de 8000 ans après changement de signe et de l'obliquité normalizée et retardée de 6000 ans) et hivernales (-P+3+O+11.5 : somme de la précession normalizée et avancée de 3000 ans après changement de signe et de l'obliquité normalizée et avancée de 11500 ans) (les paramètres de précession et d'obliquité utilisés proviennent des travaux de Laskar et al. (2004)).

2. Variations glaciaires/interglaciaires et intensité des moussons estivales et hivernales Indo-asiatiques

Dans le cas de la mousson estivale, le « modèle conceptuel » est comparé aux données de la mousson Indienne afin de discuter la relation entre périodes/conditions glaciaires et intensité de la mousson estivale (Figure 66).



Figure 66 : La mousson estivale indienne en périodes/conditions glaciaires. a) Stack pour la mousson indienne au site MD04-2861 (Caley et al., 2011c). b) Variations semi-quantitatives des teneurs en brome (mesures par XRF) pour le site NIOP (Ziegler et al., 2010b). c) Stack pour la mousson indienne au site ODP 722 (données d'après Altabet et al. (1999) et Clemens et al. (2008), en rouge) et stack de Caley et al. (2011b) pour le même site (orange). d) Stack pour la mousson indienne au site ODP 722 et RC2761 (Clemens and Prell, 2003). e) δ^{18} Osw

(ice free) (indicateur de salinité de surface de l'océan) pour le site Maldives MD90-0963 (Caley et al., 2011b). f) Coups XRF de baryum (indicateur de productivité de surface de l'océan) pour le site MD04-2881 (Ziegler et al., 2010a). e) δ^{18} O LR04 comme indicateur des variations du volume de glace (Lisiecki and Raymo, 2005). Le « modèle conceptuel » des fortes moussons Indo-asiatiques estivales (-P-8+O-6, courbes noires) est comparé aux données de la mousson indienne. Les traits en pointillés bleus indiquent la présence de moussons estivales en périodes/conditions glaciaires.

Une relation semble exister entre l'intensité de la mousson Indienne estivale et le développement des périodes/conditions glaciaires et interglaciaires. Toutefois, en accord avec les observations de travaux préalables pour les systèmes indien et asiatique (Cheng et al., 2009 ; Clemens and Prell, 2003 ; Malaizé et al., 2006 ; Masson et al., 2000 ; Rousseau et al., 2009 ; Wang et al., 2008), d'importantes moussons estivales se développent pour les périodes glaciaires au cours des derniers 800000 ans (Figure 66). Cette synthèse indique que chacune des périodes glaciaires au cours des derniers 800000 ans est marquée par le développement d'une mousson indienne estivale. Ceci suggère que l'effet des périodes/conditions glaciaires (diminution du CO_2 , extension des calottes glaciaires, augmentation de l'albédo...) n'est pas suffisant pour supprimer l'activité de la mousson estivale. L'insolation et les autres processus internes au système climatique doivent jouer un rôle plus important.

Dans le cas de la mousson hivernale, les différents indicateurs pour la mousson Indo-asiatique indiquent une variation glaciaire-interglaciaire qui semble plus prononcée que pour les indicateurs de mousson estivale (Figure 67). Toutefois, des moussons hivernales semblent également se développer durant certaines périodes interglaciaires telles que le MIS 5, 7 et 13 (Figure 67).

Pour conclure, il semblerait que les variations entre périodes/conditions glaciaires et interglaciaires affectent de façon plus significative la dynamique de la mousson Indoasiatique hivernale. Cette conclusion est également supportée par les travaux de Beaufort et al. (2003) et Jian et al. (2001).



Figure 67 : La mousson hivernale Indo-asiatique en périodes/conditions interglaciaires. a) Abondance des foraminifères planctoniques documentant la mousson hivernale indienne au site MD04-2861 (Caley et al., 2011c). b) Flux de Chlorins au site ODP 1146 (Clemens et al., 2008). c) Flux d'alcénones totaux au site ODP 1146 (Clemens et al., 2008). d) Flux de manganèse au site ODP 1146 (Clemens et al., 2008). e) δ^{18} O LR04 comme indicateur des variations du volume de glace (Lisiecki and Raymo, 2005). Le « modèle conceptuel » des fortes moussons Indo-asiatiques hivernales (-P+3+O+11.5, courbes noires) est comparé aux données de la mousson Indo-asiatique. Les traits en pointillés rouges indiquent la présence de moussons hivernales en périodes interglaciaires.

Chapitre 4 : Le Courant des Aiguilles

Partie 1. Etat de l'art sur les études paléocéanographiques dans la zone d'influence du couran Aiguilles et les relations avec le climat de l'Afrique du Sud	<u>t des</u>
	134
Partie 2 : Comparaison de quatre paléothermométres indépendants au cours des derniers 800 dans la zone source du courant des Aiguilles	<u>000 ans</u>
	138
1. Introduction	
	138
2. Multiproxies-SST reconstruction. Similarities and differences as seen in a case study: the a current	Agulhas
2.1 Abstract	138
2.1. Absuact	 138
2.2. Different SSTs estimations	 138
2.3. Similarities and differences between SST proxies	
2.4. Effect of seasonality on paleotemperature records	141
2.5. Dissolution effect on inorganic provies	143
2.5. Dissolution effect on morganic provies	 143
2.6. Effect of salinity changes on SST proxies	 144
2.7. Effect of lateral transport on organic proxies	
2.8. Conclusion	146
3 Conclusion	147
	147
Partie 3 : Contrôle hautes latitudes de l'obliquité sur le transfert Indien-Atlantique de sel et de du courant des Aiguilles	<u>e chaleur</u>
<u></u>	149
1. Introduction	
2 High latitude abliquity of a dominant fouring in the Applhag anymout system	149
2. High-latitude obliquity as a dominant forcing in the Aguinas current system	 150
3. Conclusion	 187
Partie 4 : Le transfert Indien-Atlantique du courant des Aiguilles : un processus clé pour les	107
changements de modes climatiques du Quaternaire	 189
1 Introduction	
1. Introduction	 189
2. The Agulhas leakage: a key process in the modes of Quaternary climate changes	 190
3. Conclusion	
Partie 5 : Relations entre le climat du continent Sud-africain et le courant des Aiguilles	209
	210
1. Impact du climat continental Sud-africain sur le courant des Aiguilles	
2. Contrôle des variations de température de surface de l'océan Indien Ouest sur les dynamic	210 q ues
glaciaires-interglaciaires de la végétation pour l'Afrique du Sud-est	- 211

Partie 1. Etat de l'art sur les études paléocéanographiques dans la zone d'influence du courant des Aiguilles et les relations avec le climat de l'Afrique du Sud

L'implication avérée du courant des Aiguilles dans le fontionnement de la grande boucle thermo-haline, et donc du climat global (Beal et al., 2011 et références inclus), a suscité la réalisation de nombreuses études paléocéanographiques dans la région (Bard et al., 2009 ; Bé and Duplessy, 1976 ; Berger and Wefer, 1996 ; Dickson et al., 2009 ; 2010; Flores et al., 1999 ; Franzese et al., 2009 ; Martinez-Mendez et al., 2010 ; Peeters et al., 2004 ; Rau et al., 2002 ; 2006 ; Winter and Martin, 1990).

Certaines études se sont focalisées sur la dynamique du transfert de masses d'eau entre l'océan Indien et l'océan Atlantique à partir d'enregistrements situés à proximité du Cap de Bonne Espérance. Ainsi, une étude basée sur les assemblages de foraminifères planctoniques ainsi que sur le taux d'accumulation de l'espèce tropicale *G. menardii* a pu démontrer l'absence d'arrêt total de connexion entre les océans Indien et Atlantique ainsi que le renforcement du transfert au niveau des transitions entre périodes glaciaires et interglaciaires (Rau et al., 2002). Une étude plus poussée a pu documenter l'histoire du transfert au cours des derniers 550 000 ans à partir d'assemblages de foraminifères planctoniques représentatifs des anneaux du courant des Aiguilles (Peeters et al., 2004 ; Figure 68).



Figure 68 : Migration de la Convergence Subtropicale et variabilité du transfert de masse d'eau entre l'océan Indien en Atlantique au cours des derniers 550000 ans (données d'après Peeters et al. (2004)). Le renforcement du transfert entre périodes glaciaires-interglaciaires (terminaisons) au moment du maximum de volume de glace est indiqué par les cadres rouges.

Cette étude confirme le rôle important de la migration de la Convergence SubTropicale (STC) sur la dynamique du transfert du courant des Aiguilles. Durant les périodes glaciaires, une migration vers le Nord de la STC induit une réduction du transfert (Figure 68). Par ailleurs, le renforcement du transfert entre périodes glaciaires-interglaciaires (terminaisons) se produirait au moment du maximum de volume de glace (Figure 68).

Des travaux de modélisation ont pu montrer que la reprise de la circulation thermo-haline en Atlantique Nord vers un mode « interglaciaire » était probablement déclenchée par le transport de masse d'eau depuis le courant des Aiguilles (Knorr et Lohmann, 2003). Ce processus a très certainement joué un rôle important pour expliquer la durée de certaines périodes interglaciaires. Le transfert Indo-Atlantique fortement renforcé durant le MIS 11 pourrait ainsi expliquer la durée importante de cette période (Dickson et al., 2009 ; 2010). Toutefois, une étude récente suggère que le transfert de chaleur depuis le courant a pu augmenter bien avant les terminaisons (Martinez-Mendez et al., 2010).

Si le système du courant des Aiguilles peut constituer un acteur important des transitions glaciaires/interglaciaires, sa responsabilité est également impliquée dans la dynamique interne des périodes glaciaires. Des études ont pu mettre en évidence le caractère très prononcé des périodes glaciaires 10 et 12 (Bard et Rickaby, 2009 ; Bé and Duplessy, 1976 ; Flores et al., 1999) dans le système du courant des Aiguilles. L'étude de Bard and Rickaby (2009) a ainsi proposé que la migration extrême de la STC en direction du Nord ait pu quasiment bloquer le transfert et renforcer l'intensité des périodes glaciaires 10 et 12. Ceci permettrait d'expliquer certaines différences d'amplitude des périodes glaciaires alors que la teneur en dioxyde de carbone dans l'atmosphère reste relativement constante (Figure 69).



Figure 69 : Migration extrême vers le Nord de la Convergence SubTropicale (STC) durant les périodes glaciaires 10 et 12 enregistrée sur une carotte située au Sud du courant des

Aiguilles (33.17°S, 31.25°E; données d'après Bard and Rickaby (2009)). Les cadres gris indiquent les glaciaires 10 et 12 pour lesquelles l'amplitude du changement de volume de glace est anormalement forte en comparaison de l'évolution de la teneur en CO₂ de l'atmosphère (données d'après Lisieski and Raymo (2005) et Lüthi et al. (2008)).

Toutefois, le travail de Franzese et al. (2009), qui suggère une réduction de la force du courant pour expliquer une réduction du transfert, prévoit une absence de migration de la zone de rétroflexion entre périodes glaciaires et interglaciaires ainsi qu'une impossibilité de migration de la STC dans une position extrême vers le Nord. L'absence de migration extrême de la STC est également proposée dans l'étude de Rau et al. (2002). Par ailleurs, la relation entre la force du courant et l'intensité du tranfert Indien-Atlantique est complexe (Biastoch et al., 2009 ; Rouault et al., 2009 ; Van sebille et al., 2009), notamment à l'échelle glaciaire/interglaciaire où la circulation des vents (d'Ouest et d'Est) change (Beal et al., 2011).

De nombreux travaux restent donc à réaliser pour mieux appréhender toute la complexité du système du courant des Aiguilles. La relation entre la force du courant, la migration de la STC, la position de la rétroflexion et l'intensité du transfert est encore débattue. Peu d'études documentent le courant dans sa partie Nord et aucune reconstruction de salinité de surface sur une longue durée de temps (supérieure à 350000 ans) n'existe pour le courant des Aiguilles. Ceci provient de l'interprétation complexe des indicateurs de température au niveau du corridor du courant (Martinez-Mendez et al., 2010) qui sont nécessaires à la reconstitution des salinités passées. Pourtant, la salinité est un paramètre déterminant pour comprendre le rôle du courant dans la circulation thermo-haline globale (Weijer et al., 2002).

D'autre part, la variabilité et l'impact du courant des Aiguilles sur des périodes de temps plus importantes que les derniers 550000 ans restent inconnus. Le travail de Peeters et al. (2004) propose également un lien entre la mousson Indienne et la dynamique du courant des Aiguilles mais cette hypothèse n'a jamais été testée. A notre connaissance, le rôle du courant sur le climat du continent africain n'a également jamais fait l'objet d'études paléoclimatiques.

Objectifs précis de thèse

Dans cette thèse, nous avons travaillé sur des enregistrements situés dans la zone source du courant des Aiguilles ainsi que dans la zone de transfert du courant vers l'océan Atlantique Sud. Le but de ce travail est d'améliorer la compréhension des forçages pour le système du courant des Aiguilles ainsi que son impact climatique régional et global. Nous tenterons de répondre aux questions restées en suspens :

- reconstitutions de signaux robustes de température et de salinité de surface pour le courant des Aiguilles, détermination des facteurs qui les contrôlent et leurs rôles climatiques globaux.
- documentation du transfert du courant sur une période allant au-delà des derniers 550000 ans.
- rôle du courant des Aiguilles sur le climat du continent Sud africain et, réciproquement, impact du climat Sud Africain sur le courant.

Les parties ci-après vont s'attacher à étudier deux enregistrements du courant des Aiguilles pour deux zones stratégiques au cours des derniers 800000 ans et 1,35 millions d'années. Dans un premier temps, nous nous concentrerons sur la comparaison de quatre indicateurs de température indépendants pour la zone source du courant des Aiguilles. Ensuite, nous reconstituerons les températures et les salinités pour les derniers 800000 ans en déterminant

les forçages à l'origine de leur variabilité ainsi que leur impact climatique global. Nous nous focaliserons ensuite sur la dynamique du transfert pour une longue période de temps, incluant la Mid-Pleistocène Transition (MPT). Finalement, la dernière partie établira les relations entre le climat du continent Sud africain et le courant des Aiguilles.

<u>Partie 2 : Comparaison de quatre paléothermomètres indépendants au cours des</u> <u>derniers 800000 ans dans la zone source du courant des Aiguilles</u>

1. Introduction

Les enregistrements paléocéonographiques de température sont essentiels pour détecter les variations climatiques au-delà de la période instrumentale et pour valider les modèles climatiques.

L'approche multi-indicateurs permet souvent d'obtenir un signal robuste de température alors que l'utilisation d'un seul indicateur de température de surface de l'océan peut conduire, dans des cas particulier comme celui du système du courant des Aiguilles, à des interprétations contradictoires (Martinez-Mendez et al., 2010). Nous avons travaillé ici sur les différences et les similitudes entre quatre indicateurs indépendants (organiques et inorganiques) de température de surface océanique (UK'_{37} , TEX^H_{86} , Mg/Ca et MAT) au cours des derniers 800000 ans. L'enregistrement utilisé est situé au Sud-ouest de l'océan Indien, dans la zone source du courant des Aiguilles (carotte MD96-2048). Ce travail est présenté sous la forme d'une version préparatoire pour la réalisation d'un article.

2. Multiproxies-SST reconstruction. Similarities and differences as seen in a case study: the Agulhas current

2.1 Abstract

Well-dated paleotemperature records are essential for detecting natural climate variations beyond the instrumental period and to validate climate models that provide past climate scenarii and climate forecasts. The availability of multiple proxies from a single sediment core allows the reconstruction of more than one temperature record. Here, we reconstruct paleotemperature based on four independent records ($UK_{37}^{'}$, TEX_{86}^{H} , Mg/Ca and MAT paleothermometers) over the last 800 ka in the South-West Indian Ocean (core MD96-2048), an area located beneath the present "precursor" region of the Agulhas current, and we discuss in details the similarities and differences between proxies.

All four independent paleotemperature records reveal typical glacial-interglacial patterns over the last 800 ka. However, they display differences in amplitude and absolute values. The effect of dissolution on inorganic proxies, as well as the effect of seasonality, seems to be negligible. We propose a salinity effect for Mg/Ca paleotemperature record and a lateral transport effect for organic proxies (mainly for the UK'_{37} signal during glacial periods) to explain part of the observed differences. We also demonstrate that a salinity effect on the Mg/Ca paleothermomether have no significant influence on qualitative sea surface salinity reconstruction at our core site. To reach the best information of paleotemperature, this study demonstrates that the best approach is to show different proxies, and the best estimate is to stack them together.

2.2. Different SSTs estimations

For the stratigraphy of core MD96-2048, see Caley et al. 2011a (this chapter, part 3).

- Planktonic foraminifera transfer function (MAT)

Total assemblages of planktonic foraminifera at site MD96-2048 were analyzed every 5–6 cm in the core using an Olympus SZH10 binocular microscope following the taxonomy of Hemleben et al. (1989) and Kennett et al. (1983). About 300 specimens were counted in each level after splitting with an Otto microsplitter. The results are grouped ecologically (different assemblages) based on the work of Bé and Hutson (1977) for the whole Indian Ocean and presented in Figure 70:

-Globorotalia menardii, Globoquadrina dutertrei, Globigerinoides sacculifer, Pulleniatina obliquilocula, Globorotalia tumida and Globigerinella aequilateralis dominate the Tropical assemblage of the Indian Ocean.

-The Tropical-Subtropical assemblage is dominated by *Globigerinoides ruber*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinella aequilateralis and Globigerina rubescens*. These two assemblages exhibit higher abundance during interglacial periods (Figure 70).

-A transitional assemblage is dominated by *Globorotalia inflata and Globorotalia truncatulinoides*.

- *Globoquadrina pachyderma, Globigerina bulloides and Globigerina quinqueloba* constitute the Polar-Subpolar assemblage. These two last assemblages present higher abundance during glacial periods (Figure 70).



Figure 70: Different assemblages of planktonic foraminifera at site MD96-2048. a) Tropical assemblage. B) Tropical-Subtropical assemblage. C) Transitional assemblage. D) Polar-

Subpolar assemblage. E) Ice volume changes (Lisiecki and Raymo, 2005). The different assemblages are based on the work of Bé and Hutson (1977).

Relative abundances of species were used to perform quantification of SST thanks to an ecological transfer function (Guiot and De Vernal, 2007) developed at EPOC laboratory. The method used here is based on the Modern Analogue Techniques (MAT, e.g. Kucera, 2007) running under the R software, using a script first developed for dinocyst transfer functions by Guiot and Brewer (www.cerege.fr/IMG/pdf/formationR08.pdf). The modern database used is composed of 367 core tops and derived from the ones developed from the south Indian Ocean during the MARGO (Barrow and Steve, 2005) project (http://www.geo.unibremen.de/geomod/Sonst/Staff/csn/woasample.html). This method permits the reconstruction of annual (precision of 0.8°C; Figure 71) and seasonal SST (average winter, spring, summer and fall with a precision of 1°C, 0.9°C, 0.7°C and 0.8°C respectively).



Figure 71: Test for the modern database composed of 367 core tops from the south Indian Ocean (Barrow and Steve, 2005) yielding to a precision of 0.8°C for the annual SST reconstructions. Modern hydrological parameters were requested from the WOA (1998) database using the tool developed by Schaffer-Neth during the MARGO project.

Calculations of past hydrological parameters rely on a weighted average of SST values from the best five modern analogues, with a maximum weight given for the closest analogue in terms of statistical distance, i.e., dissimilarity minimum (Guiot and De Vernal, 2007; Kucera et al., 2005).

- Mg/Ca analysis

Core MD96-2048 was sampled every 2–5 cm for Mg/Ca analysis. *G. ruber s. s.* were picked within the 250-315 μ m size fraction for trace element analyses. Shells were cleaned to eliminate contamination from clays and organic matter based on the procedure of Barker et al. (2003). A Varian Vista Pro Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometer (ICP-

OES) was used for magnesium and calcium analyses following the procedure established at LSCE (De Villiers et al., 2002). Reproducibility obtained from G. ruber s. s. samples was better than 4% ($\pm 1\sigma$, pooled RSD). For Mg/Ca ratios determined with a standard solution of Mg/Ca (5.23 mmol/mol), analytical precision was 0.5% ($\pm 1\sigma$, RSD). All the analyses were performed at LSCE, which participated in an inter-calibration exercise (Greaves et al., 2008). Measured Mg/Ca ratios were converted into temperature values applying the equation established by Anand et al. (2003) yielding a precision of 1.2°C.

- Alkenone and GDGTs analysis

Core MD96-2048 was sampled every 5-10 cm for alkenone and glycerol dialkyl glycerol tetraether (GDGT) analysis. Freeze-dried and grounded sediments were extracted with a Dionex Accelerated Solvent Extractor using a 9:1 (v/v) mixture of dichloromethane and methanol at NIOZ. After extraction, a known amount (1 μ g) of C46 GDGT internal standard was added to the total extracts. The extracts were separated by Al₂O₃ column chromatography using hexane/DCM (9:1, v/v), hexane/DCM (1:1, v/v), and DCM/MeOH (1:1, v/v) as subsequent eluents. A known amount of an internal standard, a deuterated ante-iso C22 alkane, was added to the alkenone fraction (hexane:DCM, 1:1 v/v) for quantification. The alkenone fraction (hexane/DCM, 1:1, v/v) was analyzed by a gas chromatography (Agilent 6890). The $U_{37}^{K'}$ was calculated as defined by Prahl and Wakeham (Prahl and Wakeham, 1987). The $U_{37}^{K'}$ values were converted into temperature values applying the culture calibration by Prahl et al. (1988) yielding a precision of 1.2°C, which has also been validated by core-top calibration (Müller et al., 1998). The analytical precision of the method is about 0.3°C.

The polar fraction (DCM/MeOH, 1:1, v/v), containing GDGTs, was analyzed using a highperformance liquid chromatography/atmospheric pressure chemical ionization-mass spectrometry. GDGTs were detected by single ion monitoring of their (M + H)+ ions and quantification of the GDGT compounds was achieved by integrating the peak areas and using the internal standard (C46 GDGT). The TEX^H₈₆ ratio was calculated as defined by Kim et al.

(2010) and the $\text{TEX}_{86}^{\text{H}}$ values were converted into temperature using the calibration of Kim et al. (2010) yielding a precision of 2.5°C. The analytical precision of the method is about 0.2°C.

2.3. Similarities and differences between SST proxies

We have compared our four independent SST proxies (Figure 72). Each record shows typical glacial-interglacial patterns. However they display differences in amplitude. Absolute SST values are in good agreement for Mg/Ca, annual MAT and TEX_{86}^{H} , considering the calibration errors associated with each proxy (Figure 72).



Figure 72: Comparison of four independent paleotemperature records over the last 800 ka in the South-West Indian Ocean: similarities and differences.

Inorganic proxies (Mg/Ca and MAT) are in good agreement with slight differences during glacial periods. The organic proxies ($UK_{37}^{'}$ and TEX_{86}^{H}) indicate warmer SST signals than the inorganic proxies (Mg/Ca and annual MAT), particularly for the $UK_{37}^{'}$ during glacial periods.

We have built a SST stack by averaging all four independent records to strengthen the common down-core patterns (Figure 72). To examine whether the SST stack record is representative of coherent down-core temporal variation or not, and to extract the dominant mode of SST variability among our four SST records, we applied Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis on the SST records. All records were centred on zero for the analysis. The first order of corresponding time coefficient (Principal Component, PC1) contains 68% of the total variance (Figure 72). Our results confirm that the SST stack record fully represents the common temporal variation of the four individual SST records.

Our results also suggest that 32% of the total variance is not related to the SST variability in the different proxies. In the following part, we will test the effect of seasonality, dissolution on inorganic proxies, the effect of sea surface salinity changes and the lateral transport effect on organic proxies to explain parts of these observed differences.

2.4. Effect of seasonality on paleotemperature records

We compare Mg/Ca, Alkenone and TEX_{86}^{H} -SST reconstructions with the mean SST of each seasons of the year (obtained with the planktonic foraminifera transfer function: MAT) to investigate the effect of seasonality on the different SST proxies. The coefficient of correlation ("Pearson" obtained with "R" software) between each record is show in Table 3. The results indicate no important effect of seasonality on the amplitude of SST signals. All the records correlate as well with each season of the year as with the annual SST.

SST	MATspring	MATwinter	MATsummer	MATautumn	MATannual
Alkenone	0.5	0.5	0.5	0.6	0.6
Mg/Ca	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
TEX_{86}^{H}	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6

Table 3: Pearson coefficient of correlation obtained with « R » software for SST records at site MD96-2048 (95% C.I).

Modelling results (Laepple and Lohmann, 2009) indicate that the climate at our core site is slightly summer sensitive, with a very low sensitivity of 0.018° C/Watt. In addition, a sediment trap study, nearby of our core, in the Mozambique Channel (16.8°S, 40.8°E; 2250 m water depth) has examined Mg/Ca, TEX_{86}^{H} and $UK_{37}^{'}$ at bi-weekly resolution in a time-series of sinking particles from 2003 to 2009 (Fallet et al., 2010). Seasonal variability is not noted in the organic SST proxies. Mg/Ca does capture the seasonal variability in SST. However, all SST proxies yield a mean SST that is very close to mean SST as derived from satellite measurements.

Seasonality can play a much larger role, if the proxy can adapt its seasonality over time (Fraile et al., 2009). However, for planktonic foraminifera in tropical waters, variations in foraminiferal seasonality do not cause a significant change in the recorded temperature (Fraile et al., 2009). All this results suggest no important seasonality effect for our four paleotemperature records.

2.5. Dissolution effect on inorganic proxies

Dissolution increases rapidly below the lysocline (Berger, 1970) and when the degradation of organic carbon on the sea floor increases the CO_2 concentration in pore waters. In regions with high primary productivity, the second process can produce carbonate dissolution above the lysocline (Adler et al., 2001). The shallow depth of the study core (660 m) and the low concentration of alkenones (C37tot <2000 ng/g), which can be used as a primary productivity index in the sediment in first approximation, suggests that these dissolution processes can't significantly affect our inorganic proxies.

In order to confirm this hypothesis, we used the weight of *G. ruber* planktonic specie's shell as a calcite dissolution index (De villier, 2005). Indeed, this index is more objective than the

degree of fragmentation in the foraminifera assemblage. Nonetheless, additional factors could potentially influence shell weight. Here we used a size-normalized weight (300-315 μ m) on 100 *G. ruber* as this information is obtained on the same material that the one used for Mg/Ca analyses. Indeed, the calcite dissolution has the potential to modify the chemical composition of the shells. The Mg-rich carbonate phase is more soluble than pure calcite. Therefore, the dissolution decreases the Mg/Ca ratio (Brown and Elderfiel, 1996). The correlation between *G. ruber* weight and the ratio of Mg/Ca in the same species is very low (Figure 73). This confirms that the effect of calcite dissolution in our core is probably weak and has no important effect on inorganic SST proxies.



Figure 73: Correlation between G. ruber size-normalized weight and the ratio of Mg/Ca for the same specie.

2.6. Effect of salinity changes on SST proxies

The UK_{37} index correlates with water temperature but not with salinity (Sonzogni et al., 1997). For TEX₈₆, calibration on core-tops sediment in lakes is similar than the calibration in marine environnements (Kim et al., 2008; 2010; Schouten et al., 2002). This confirms the results of Wuchter et al. (2004) in mesocosm study that salinity has no large effect on the TEX₈₆ proxy. On the contrary, previous study on foraminifera have show the Mg/Ca could be influence by salinity changes, in culture studies (Lea et al., 1999; Nurnberg et al., 1996; Sadekov et al., 2009), in highly evaporative environments (Ferguson et al., 2008) and more recently in core top studies for the specie G. ruber (Arbuszewski et al., 2010; Mathien-Blard and Bassinot, 2009). As global ocean salinity increases during glacial periods (more storage of fresh water in ice sheets), we can suppose an effect of global salinity variations on the Mg/Ca paleotemperature record. Assuming that the main salinity changes at our core site are primarily associated to global glacial-interglacial changes, we expect Mg/Ca SST reconstructions to indicate a warmer signal during glacial periods compared to the annual MAT-SST (Figure 72). To test this hypothesis, we have extracted the potential sea surface salinity changes component from Mg/Ca SST. For that purpose, we normalized in common variance the Mg/Ca-SST signal and the annual MAT-SST signal and subtract them. We find a residual signal which indicates, as suspected, higher SST during glacial periods, when the global salinity increases (Figure 74).



Figure 74: Effect of global glacial/interglacial salinity changes on the Mg/Ca-derived temperature signal. The residual after subtraction between Mg/Ca-SST and the annual MAT-SST signal fit very well with changes in salinity which induce a change in Mg/Ca-SST and indicate higher SST during glacial periods.

In order to estimate the potential effect of glacial/interglacial salinity changes on the Mg/Caderived temperatures, we transformed sea level variations from Bintanja et al. (2005) into global salinity changes. According to Mathien-Blard and Bassinot (2009), a 1 psu change in salinity would induce a 1.6°C change in $T_{Mg/Ca}$ relative to the isotopic temperature of calcification (Figure 75). This empirical relation was used to estimate a salinity signal corrected from SST.

Table 4 shows the correlation between SST proxies ("Pearson" coefficient with "R" software) before and after the salinity correction (global glacial-interglacial effect) on the Mg/Ca paleothermometer. All correlations between SST records are better with the salinity correction on the Mg/Ca paleothermometer.

SST	Alkenone	MATannual	TEX ₈₆ ^H	
Mg/Ca	0.50	0.50	0.55	
Mg/Ca corr-salinity	0.63	0.70	0.66	

Table 4: Pearson coefficient of correlation obtained with « R » software for SST records at site MD96-2048 (95% C.I).

Thus, we argue that the Mg/Ca paleothermometer could be influence by salinity changes in sedimentary records.

Because the combination of Mg/Ca-SST with the δ^{18} O values of *G. ruber* (after removing the influence of continental ice volume on global $\delta^{18}O_{sw}$) is today the only current method to reconstructed past local changes in the δ^{18} O of surface water ($\Delta\delta^{18}O_{sw}$), a regional seawater salinity proxy, we investigate the potential effect of salinity biased Mg/Ca-SST on salinity reconstructions. The results indicate, for our study core, no important bias on qualitative salinity reconstructions (Figure 75).



Figure 75: Effect of global salinity biased Mg/Ca-SST on salinity ($\Delta \delta^{18}Osw$) reconstruction.

Nonetheless, Mathien-Blard and Bassinot (2009) have showed that, when using the calibration equation of Anand et al. (2003), Mg/Ca temperatures and isotopic temperatures are identical (no salinity correction) for surface salinities around 35.4‰. Nowadays, mean annual sea surface salinities are 35.25 PSU at site MD96-2048 (Antonov et al., 2006). Thus, if one assumes that surface salinities during past interglacials were not significantly different from Holocene salinities, interglacial Mg/Ca temperature signal should not be strongly biased by global salinity changes. However, this is certainly not always the case for other oceanic regions. In addition, we have just test and corrected the global salinity effect. In region of high evaporation-precipitation changes (monsoonal region for example), important regional salinity effect could also biased more importantly SST and SSS reconstruction based on Mg/Ca paleothermometer. For these reason, we recommend to test systematically the effect of salinity biased Mg/Ca paleothermometer in paleorecords and analyse how this can affect SST and SSS signals interpretation.

2.7. Effect of lateral transport on organic proxies

Several early studies have noticed that UK_{37} SST records are affected by laterally advected allochtonous input. For instance, Benthien and Müller (2000) showed that core-top UK_{37} SSTs in the Argentine basin were affected by lateral advection of re-suspended sediments resulting in cold-biased UK_{37} SST estimates. This lateral transport effect on UK_{37} SSTs has been confirmed by more recent studies (Mollenhauer et al., 2006; Rühlemann and Butzin, 2006) in the Argentine basin. These findings are consistent with core-top TEX₈₆ data from the Argentine basin, recording no cold-biased SSTs in contrast to UK'_{37} SSTs (Kim et al., 2008). This is probably due to the rapid degradation of isoprenoid GDGTs compared to that of alkenones, which prevents GDGTs from being transported over long (>1000 km) distances. Anomalously warm SSTs during the last glacial period were also observed in a marine sediment core recovered from the South East Indian Ridge (SEIR) at the location of the modern Subantarctic Front and attributed to a strong advection of detrital alkenones produced in warmer surface waters from the Agulhas region to SEIR (Sicre et al., 2005). More recently, Kim et al. (2009) also showed that UK'_{37} index indicates much warmer SSTs during the last glacial period compared to all other SST estimates based on diatom, foraminifera assemblages and TEX₈₆ in the SEIR. This idea of preferential preservation of alkenones during lateral transport is derived primarily from the relatively younger ¹⁴C ages of crenarchaeol compared to those of alkenones in the same sediment layer (Mollenhauer et al., 2006; 2008). Taken together, previous studies have shown TEX₈₆, modified now as TEX_{86}^{H} , is less sensitive to the lateral transport than UK'_{37} . Because core MD96-2048 is located beneath the trajectory in which the Agulhas current transports warm Indian Ocean toward the South Atlantic, we suspect a stronger lateral transport of alkenones than GDGTs, thus influencing the UK'_{37} record more than on the TEX_{86}^{H} record and explain the warmer amplitude signals during glacial periods (Figure 72).

2.8. Conclusion

Four independent paleotemperature records reveal typical glacial-interglacial patterns over the last 800 ka. However, they display differences in amplitude and absolute values.

The major part (68 %) of the signal expressed by the various indicators seems to be controlled by the temperature variations of the ocean. We tested various hypotheses to explain the observed differences. The effect of dissolution on inorganic proxies, as well as the effect of seasonality, seems to be negligible.

By using the relation established by Mathien-Blard and Bassinot (2009) we were able to show that a potential bias of salinity between glacial and interglacial periods could affect Mg/Ca-SST reconstructions in our paleorecord. However, in the case of our studied site, this bias has no incidence on sea surface salinity qualitative reconstructions.

The difference between inorganic and organic indicators, more particularly during glacial periods for the UK'_{37} signal, could be explained by an effect of lateral transport during the intensification of the Agulhas current.

To reach the best information of paleotemperature, this study demonstrates that the best approach is to show different proxies, and the best estimate is to stack them together.

3. Conclusion

Notre travail a démontré que les quatres indicateurs indépendants de température présentaient une variabilité glaciaire-interglaciaire au cours des derniers 800000 ans. Toutefois, des différences existent en termes d'amplitude et de valeurs absolues. Dans le cas des valeurs absolues, les températures Mg/Ca, MAT annuel et TEX_{86}^{H} sont en bon accord si l'on considère les incertitudes associées aux différentes calibrations pour chacun des indicateurs.

Cependant, les indicateurs organiques $(UK_{37}^{'}, TEX_{86}^{H})$ montrent systématiquement des températures plus élevées (en terme d'amplitude) avec une déviation importante durant les périodes glaciaires en particulier. Ce comportement est exprimé en priorité dans le signal $UK_{37}^{'}$. D'autre part, nous avons pu noter une bonne correspondance entre les indicateurs inorganiques (Mg/Ca and MAT) avec tout de même une légère déviation en termes d'amplitude durant les périodes glaciaires également.

Si la grande majorité (68%) du signal exprimé par les différents indicateurs semble bien contrôlée par les variations de température de surface de l'océan, nous avons testé différentes hypothèses pour expliquer les différences observées. Premièrement, un effet potentiel de la saisonnalité. Chacun des indicateurs de température étant basé sur des organismes différents (archée, phytoplancton, zooplancton), des saisons préférentielles pour l'apparition et le développement de ces organismes pourraient conduire à l'expression de différences dans l'enregistrement paléocéanographique. Toutefois, les données de modélisations actuelles (Fraile et al., 2009 ; Laepple and Lohmann, 2009), les études sur les pièges à particules prochent du site étudié (Fallet et al., 2010) et les reconstitutions de températures saisonnières par fonction de transfert (MAT) pour la carotte étudiée nous conduisent à penser que l'effet de saisonnalité est mineur dans le cas de notre site d'étude.

Nous avons ensuite testé un effet potentiel de dissolution pour les indicateurs inorganiques carbonatés. La faible profondeur de la carotte (660 m), qui est donc située bien au-dessus de la lysocline, ainsi que la faible productivité sur le site (déduite de la faible teneur en alcénones), suggère un effet de dissolution mineur. Nous avons pu confirmer cette hypothèse en réalisant les mesures de poids (normalisées de la taille) sur l'espèce de foraminifères *G. ruber* (la même que pour les mesures de Mg/Ca), prise comme indicateur de dissolution de la calcite (De villier, 2005). Nous n'avons pas trouvé de relation entre le poids de *G. ruber* et la teneur en Mg/Ca dans les tests de ces foraminifères ce qui traduit un effet mineur de dissolution pour le site étudié.

Des études récentes ayant montré que la salinité pouvait affecter le paléothermomètre Mg/Ca pour l'espèce *G. ruber*, nous avons également testé cette hypothèse. En effet, la salinité globale de l'océan était plus élevée durant les périodes glaciaires. Ceci pourrait expliquer les différences de signaux observées pour les indicateurs inorganiques (Mg/Ca et MAT). En utilisant la relation établie par Mathien-Blard and Bassinot (2009) nous avons pu montrer qu'un biais potentiel de salinité entre périodes glaciaires et interglaciaires pouvait affecter le signal de température Mg/Ca. Toutefois, dans le cas de notre site d'étude, ce biais n'a pas d'incidence sur les reconstitutions qualitatives de salinité de surface de l'océan.

Finalement, la différence entre indicateurs inorganiques et organiques, et notamment les déviations importantes pour le signal UK'_{37} durant les périodes glaciaires, pourraient être expliquées par un effet de transport latéral durant l'intensification du courant des Aiguilles.

Dans cette étude, nous n'avons pas testé l'effet de profondeur de production pour expliquer les différences entre signaux de température. Cela pourrait être envisagé dans le futur par l'utilisation de modèles.

Notre étude montre que pour obtenir une information robuste de température de surface de l'océan il est nécessaire de présenter différents indicateurs. Comme chaque indicateur comporte des incertitudes indépendantes liées à la calibration, à des influences non reliées à la température (salinité, advection), la meilleure estimation est de les combiner afin d'extraire leur variance commune (composante principale) et de réaliser un stack de l'ensemble de ces indicateurs.

Partie 3 : Contrôle hautes latitudes de l'obliquité sur le transfert Indien-Atlantique de sel et de chaleur du courant des Aiguilles

1. Introduction

Dans la partie précédente, nous avons pu déterminer que la meilleure approche pour reconstruire la température de surface de l'océan consistait à réaliser un stack. Dans ce travail, les reconstitutions de température et de salinité de surface de l'océan effectuées pour le site MD96-2048 ont été utilisées pour déduire les forçages qui gouvernent le courant des Aiguilles ainsi que son impact climatique global.

En effet, le transport de chaleur et de sel par le courant des Aiguilles depuis l'océan Indien vers l'océan Atlantique Sud a été reconnu pour avoir un effet majeur sur la variabilité décennale de la circulation thermohaline de l'Atlantique Nord (AMOC) qui influence le climat global (Biastoch et al., 2008). Un rôle tout aussi important a été postulé à l'échelle orbitale et glaciaire-interglaciaire (Bard and Rickaby, 2009; Knorr and Lohmann, 2003; Martinez Mendez et al., 2010 ; Peeters et al., 2004). La majorité des reconstructions paléocéanographiques avait été réalisée dans la zone d'échange entre l'océan Indien et Atlantique. Jusqu'à présent, aucun enregistrement n'était localisé dans la zone source du courant des Aiguilles, ce qui empêchait de comprendre les mécanismes qui contrôlaient les caractéristiques des eaux de surface du courant, leur variabilité, leur relation avec le transfert et donc l'effet potentiel sur le climat global. Plus particulièrement, les enregistrements de salinité et de température de surface de l'océan étaient assez rares dans la région et aucun d'entre eux ne se situaient sur la trajectoire du courant, proche de sa zone de formation. Pourtant ces paramètres physico-chimiques sont essentiels pour comprendre les mécanismes qui ont gouverné la dynamique du courant des Aiguilles et pour pouvoir contraindre son impact sur l'AMOC dans les modèles climatiques (Gordon, 2003).

Ici, l'enregistrement sédimentaire marin étudié (site MD96-2048) est localisé dans la zone source du courant des Aiguilles, sur sa trajectoire. Les températures et les salinités de surface de l'océan reconstituées couvrent les derniers 800000 ans. L'échelle d'âge pour le site a été établie en corrélant le signal δ^{18} O des foraminifères benthiques sur le stack de référence LR04 (Lisieski and Raymo, 2005). Ce premier modèle d'âge étant dépendant d'un calage orbital, nous avons établi un second modèle d'âge, dérivé de la profondeur et appelé H07 (Huybers et al., 2007), afin de comparer et d'évaluer objectivement l'influence des paramètres orbitaux sur nos enregistrements.

Pour reconstituer les températures de surface, nous avons utilisé trois paléothermomètres indépendants (organique et inorganique) et réalisé un stack: le rapport Mg/Ca sur l'espèce de foraminifères planctoniques *G. ruber*, l'indice alcénone sur les algues haptophytes $(U_{37}^{K'})$ et

l'indice tetraether sur le Groupe 1 des Thaumarchaeota ($\text{TEX}_{86}^{\text{H}}$). Le paléothermomètre par fonction de transfert basé sur l'assemblage des foraminifères planctoniques (présenté en partie 2) n'a pas été utilisé ici car il n'était pas encore développé lors de la réalisation de ce travail. Une analyse en composante principale a été effectuée pour pouvoir confirmer que le stack de température représentait bien les variations temporelles communes aux trois indicateurs (la composante principale).

Nous avons combiné les températures de surface obtenues par mesures Mg/Ca avec les valeurs δ^{18} O obtenues sur la même espèce de foraminifères planctoniques (*G. ruber*) puis effectué une correction de l'influence des changements globaux de volume de glace continentale sur le δ^{18} O de l'eau de mer. Ainsi, nous avons obtenu le $\Delta\delta^{18}$ O_{sw} qui peut être utilisé comme indicateur local de salinité de surface de l'océan.

2. High-latitude obliquity as a dominant forcing in the Agulhas current system <u>Article published in Climate of the Past</u>

High-latitude obliquity as a dominant forcing in the Agulhas current system

Thibaut Caley^{1,*}, Jung-Hyun Kim², Bruno Malaizé¹, Jacques Giraudeau¹, Thomas Laepple³,

Nicolas Caillon⁴, Karine Charlier¹, Hélène Rebaubier⁴, Linda Rossignol¹, Isla S. Castañeda^{2#},

Stefan Schouten² & Jaap S. Sinninghe Damsté²

¹Université de Bordeaux 1, CNRS, UMR 5805 EPOC, France
²NIOZ Royal Netherlands Institute for Sea Research, Department of Marine Organic Biogeochemistry, 1790 AB Den Burg, The Netherlands
³Alfred Wegener Institut (AWI), Germany
⁴LSCE, Gif-sur-Yvette, France
#Now at: University of Massachusetts Amherst, Department of Geosciences, 611 North Pleasant Street, 233 Morrill Science Center, Amherst, MA 01003 USA

Thibaut Caley* (corresponding author)

Telephone: +33 (0)5 40 00 83 81

Fax: +33 (0)5 56 84 08 48

E-mail: <u>t.caley@epoc.u-bordeaux1.fr</u>

Abstract:

The Agulhas Current transport of heat and salt from the Indian Ocean into the South Atlantic around South Africa (Agulhas leakage), can affects the Atlantic meridional overturning circulation (AMOC), and, thus, influence global climate. However, efforts to elucidate forcing mechanisms connecting the Agulhas leakage with the upstream dynamics of the current have been hampered by a lack of climate records extracted from the area where the Agulhas current originates. We determine 800-kyr sea surface temperature (SST) and salinity (SSS) records from the "precursor" region of the Agulhas current and show that these records contain strong 100-kyr and 41-kyr cycles. This latter obliquity-driven cycle is nearly in phase with changes in annual mean insolation and air temperature at high southern latitudes. In contrast, our SST and SSS records did not reveal precession-driven cycles, which is surprising given the lowlatitude location of the upstream Agulhas current. Together, this indicates that the dynamics of the Agulhas current system is mainly controlled by high latitude obliquity through its influence on the position of the Southern Hemisphere subtropical front (STF) and its associated westerlies. Our study demonstrates that obliquity may drive an important part of the 100 kyr cycles observed in the system rather than precession. Our results also suggest that a stronger Agulhas current, associated with a northward shift of the wind system during glacial periods, leads to reduced leakage, in accordance with the theory. We argue that during terminations stronger Agulhas leakage of heat and salt was triggered by increased obliquity exerting a positive feedback on the global climate system through modulating long-term AMOC variations.

1. Introduction

The inter-ocean exchange of heat and salt (Agulhas leakage) from the Agulhas current is a key component of the global ocean "conveyor" circulation (Weijer et al., 2002; Gordon, 2003; Lutjeharms, 2006; Beal et al., 2011). Modelling studies show that the Agulhas leakage alters the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) on different time scales. At decadal time scales, perturbations of planetary waves by mesoscale eddies, the so-called "Agulhas rings", affect AMOC variability (Biastoch et al., 2008). Over a period of several hundred years, changes in the buoyancy of Atlantic thermocline waters can influence North Atlantic deep-water formation (Weijer et al., 2001; 2002), with implications for global climate. These later simulations suggest that a saltier Atlantic ocean, linked to a more efficient leakage of warm and saline Agulhas waters, leads to a stronger and more stable AMOC. Accurate knowledge of the mechanisms governing the Agulhas current system under different climatic conditions is essential for properly constraining the long-term AMOC response to the Agulhas leakage in climate models (Gordon, 2003), for better understanding the evolution of global climate, and for credible long-term climate predictions. However, long-term sea surface salinity (SSS) records are scarce in the Agulhas system and, to date, most of sea surface temperature (SST) records were reconstructed either in the Agulhas rings leakage region (Peeters et al., 2004; Martinez Mendez et al., 2010) or outside of the Agulhas current trajectory (Bard and Rickaby, 2009) (Fig. 1). Studies in the Agulhas rings leakage region have shown conflicting results between SST reconstructions, which is perhaps not surprising given the complexity of the studied area with vigorous regional ocean currents, the development of SST contrasts during glacial periods in association with seasonal changes in Agulhas water transport, or lateral shifts of the Agulhas retroflection (Martinez-Mendez et al., 2010).
Knowledge of SST and SSS changes in the upstream (precursor) region of the Agulhas current system might provide new insights into this problem. Such knowledge is also important considering that the upstream waters end up in the Agulhas leakage system further downstream and partially flow into the Atlantic Ocean, thereby potentially altering the buoyancy balance of the Atlantic Ocean (Weijer et al., 2001, 2002). In addition, the role of orbital forcing on the dynamics of the Agulhas current system is not completely understood, in particular the origin of the potential low latitude forcing (strengthen/weaken monsoon) in the Agulhas leakage (Peeters et al., 2004).

Here we utilize a multi-proxy (inorganic and organic geochemical) approach to examine 800kyr records of SST and surface water $\delta^{18}O(\Delta\delta^{18}O_{sw})$, a proxy of regional SSS) from a sediment core located beneath the present "precursor" (upstream) region of the Agulhas current (MD96-2048, 26°10'482S, 34°01'148E, 660 m water depth, Fig. 1). We examine the effects of SST and SSS variations on changes in Agulhas current system, strength, and linkages with the Agulhas leakage.

2. Material and methods

Core MD96-2048 (37.59 m) was collected during the 104 MOZAPHARE oceanographic cruise of the R/V Marion Dufresne. The study was conducted on the top 12 meters. The core was retrieved close to Delagoa Bight (Fig. 1). Nowadays, this area often falls under the influence of an eddy, likely driven by the rapid flow of the adjacent waters past the substantial promontory (Quartly and Srokosz, 2004; Lutjeharms, 2006). The occurrence of an upwelling cell at the north-eastern corner of the Delagoa Bight (Quartly and Srokosz, 2004) seems to be less consistent than for similar upwelling cells in the southern limb of the East Madagascar current (Machu et al., 2003) and inshore of the Agulhas current (Lutjeharms et al., 2000).

2.1 Isotope analysis

The core was sampled every 2-5 cm for δ^{18} O of foraminifera. For each analysis, 4 to 6 specimens of planktonic *G. ruber s. s.* and benthic *P. wuellerstorfi* foraminifera were picked from the 250-315 µm size fraction. Analyses were carried out by a coupled system Multiprep-Optima of the mark Micromass at EPOC. The automated preparation system (Multiprep) transforms carbonate samples (50 to 100 µg of calcium carbonate) to CO₂ gas evolved by treatment with ortho-phosphoric acid at a constant temperature of 75°C. The CO₂ gas samples were then analysed by isotope mass spectrometry (Optima) in comparison with a calibrated reference gas to determine the isotopic ratio 18 O/ 16 O of the sample. For all stable oxygen isotope measurements a working standard (Burgbrohl CO₂ gas) was used, which was calibrated against Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) by using the NBS 19 standard. Consequently, all δ^{18} O data given here are relative to the VPDB standard. Analytical standard deviation is about 0.05‰ (±1\sigma).

2.2 Mg/Ca analysis

Core MD96-2048 was sampled every 2–5 cm for Mg/Ca analysis of planktonic foraminifera. 25 specimens of *G. ruber s. s.* were picked within the 250-315 μ m size fraction for trace element analyses. Shells were cleaned to eliminate contamination from clays and organic matter based on the procedure of Barker et al. (2003). A Varian Vista Pro Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometer (ICP-OES) was used for magnesium and

calcium analyses following the procedure established at LSCE (De Villiers et al., 2002). Reproducibility obtained from *G. ruber s. s.* samples was better than 4% ($\pm 1\sigma$, pooled RSD). For Mg/Ca ratios determined with a standard solution of Mg/Ca (5.23 mmol/mol), analytical precision was 0.5% ($\pm 1\sigma$, RSD). All the analyses were performed at LSCE, which participated in an inter-calibration exercise (Greaves et al., 2008). Measured Mg/Ca ratios were converted into temperature values applying the equation established by Anand et al. (2003) yielding a precision of 1.2°C.

2.3 Alkenone and GDGT analyses

Core MD96-2048 was sampled every 5-10 cm for long-chain alkenones and glycerol dialkyl glycerol tetraethers (GDGTs) analyses. Freeze-dried and grounded sediments were extracted with a Dionex Accelerated Solvent Extractor (ASE) using a 9:1 (v/v) mixture of dichloromethane and methanol at NIOZ. After extraction, a known amount (1 μ g) of C₄₆ GDGT internal standard was added to the total extracts, which were further separated into three fractions by Al₂O₃ column chromatography using hexane/DCM (9:1, v/v), hexane/DCM (1:1, v/v), and DCM/MeOH (1:1, v/v) as subsequent eluents. A known amount of an internal standard, a deuterated ante-iso C₂₂ alkane, was added to the alkenone fraction (hexane:DCM, 1:1 v/v) for quantification. The alkenone fraction (hexane/DCM, 1:1, v/v) was analyzed by gas chromatography on a Agilent 6890. The $U_{37}^{K'}$ index was calculated as defined by Prahl and Wakeham (Prahl and Wakeham, 1987). The $U_{37}^{K'}$ values were converted into temperature values applying the culture calibration by Prahl et al. (1988). The global core-top calibration (60°S-60°N) based on 370 sites in the Atlantic, Indian and Pacific oceans has a precision of 1.5°C (Müller et al., 1998). The analytical precision of the method is about 0.3°C.

The polar fraction (DCM/MeOH, 1:1, v/v), containing GDGTs, was analyzed using a high-performance liquid chromatography/atmospheric pressure chemical ionization-mass spectrometry. GDGTs were detected by single ion monitoring of their $(M + H)^+$ ions and quantification of the GDGT compounds was achieved by integrating the peak areas (Schouten et al., 2007) and using the internal standard (C₄₆ GDGT). The TEX^H₈₆ ratio was calculated as defined by Kim et al. (2010) and the TEX^H₈₆ values were converted into temperature using the calibration of Kim et al. (2010) yielding a precision of 2.5°C. The analytical precision of the method is about 0.2°C. The Branched and Isoprenoid Tetraether (BIT) index was calculated as defined by Hopmans et al. (2004).

2.4 δ^{18} Osw reconstruction (proxy of SSS)

For the sea surface salinity (SSS) reconstruction, we followed the method developed by Duplessy et al. (1991) which leans on the double influence of surface temperature and the δ^{18} Osw isotopic composition of seawater on the isotopic values of the planktonic foraminifera (*G. ruber* s. s.). The isotopic temperature signals (Mg/Ca-SST) are subtracted from the planktonic δ^{18} O record (*G. ruber* s. s.). The residual signal can be interpreted in terms of past δ^{18} Osw variations (linked to SSS variations). An additional correction, linked to variation effect of continental ice (due to glacial-interglacial changes) has been applied to obtain the final $\Delta\delta^{18}$ Osw signal (Bintanja et al., 2005). Uncertainties of $\Delta\delta^{18}$ Osw estimates were obtained with an error propagation calculation (errors of Mg/Ca-SST (1.2°C) and planktonic δ^{18} O measurements (0.05 ‰) using the formula of Press et al. (1990). The overall uncertainty of $\Delta\delta^{18}$ Osw estimates is 0.26 ‰ (±1 σ).

2.5 Spectral estimates

For spectral estimates, the proxy records are linearly interpolated to a uniform spacing of 0.5 kyr (see supplementary information). The power spectral density, coherence and phase are estimated using a smoothed periodogram (Bloomfield, 1976). Before the analysis, a split cosine bell taper is applied to 10% of the data at the beginning and end of the series. To estimate the significance of the power spectral density, the spectrum background is estimated by fitting an analytical red noise spectrum to the median-smoothed spectrum estimate (Mann and Lees, 1996). The confidence intervals are calculated under the assumption that the spectral estimates are chi-square distributed (Percival and Walden, 1993). The degrees of freedom of the spectral estimate are 8 for the power spectral density calculation and 19 for the phase and coherency calculation. Our statistical procedure of estimating the significance of the sample coherence and the confidence intervals of the phase estimate largely follows Huybers and Denton (Huybers and Denton, 2008). To estimate the significance of the coherence, we use a Monte Carlo procedure to estimate the 95% significance level. Therefore, one of the two time-series is replaced by a red-noise process using the estimated lag-1 autocovariance. The coherence is estimated 10000 times on the surrogate time series. The uncertainty in the phase estimate is also estimated using a Monte Carlo procedure. Using white noise realizations, a signal according to the degree of coherence estimated from the data is generated. Here, the bias-corrected coherence estimate is used (Amos and Koopmans, 1963). The algorithm is repeated 10000 times to estimate the 95% confidence intervals for the phase estimate.

3. Results

Characteristic glacial-interglacial changes in the down-core record of stable oxygen isotopic composition of the benthic foraminifer *Planulina wuellerstorfi* ($\delta^{18}O_{benthic}$, Fig. 2A) served as control points for the age model tuned to the LR04 stack (Lisiecki and Raymo, 2005) (Fig. S1), and allowed the identification of eight terminations. The age model of Lisiecki and Raymo (2005) constrains ages by aligning variations in the benthic foraminifera $\delta^{18}O$ record with variations in the orbital parameters. It has been criticised that this approach precludes an objective evaluation of the orbital influence on glacial timing (Huybers, 2007). We therefore established an additional age model not relying upon orbital assumptions, by tuning the benthic $\delta^{18}O$ record to the depth-derived age model (called H07: Huybers, 2007) (Fig. S1). In general, the H07-based age model strongly resembles the LR04-based one. However, both age models deviate from each other for the time interval between MIS 7 and MIS 9.

We applied three independent inorganic and organic paleothermometers to reconstruct AC SST changes: Mg/Ca ratios of the surface-dwelling planktonic foraminifer *Globigerinoides ruber sensu stricto* (De Villiers et al., 2002; Anand et al., 2003), alkenone unsaturation index (U_{37}^{κ}) from haptophyte algae (Prahl and Wakeham, 1987), and the tetraether index (TEX₈₆^H) of Thaumarchaeota (Schouten et al., 2002; Kim et al., 2010). Measuring three independent proxies is important to crosscheck temperature variations (Schouten et al., 2002; Kim et al., 2010). All three records are strongly related between each other (R>0.5, p<0.01) and exhibit typical glacial-interglacial patterns (Fig. 3A). As each proxy has some uncertainty related to the calibration, non-temperature influences and lateral advection, the three records were averaged into a single SST stack (Fig. 2C and 3). Some studies have reported a seasonal bias on TEX₈₆^H or $U_{37}^{\kappa'}$ records; however, this is likely not the case in the Mozambique Channel region. Although modern sediments have not been studied exactly at the site of MD96-2048, a nearby sediment trap study (16.8°S, 40.8°E; 2250 m water depth) (Fallet et al., 2010) provided some insights into application of these proxies in the Mozambique Channel, located upstream of site MD96-2048. At the Mozambique Channel sediment trap site, mean annual

SST is 27.6°C, as measured by satellite remote sensing. The organic proxies were found to reflect mean annual SST but seasonal variability was not reflected in either $\text{TEX}_{86}^{\text{H}}$ or $U_{37}^{\text{K'}}$ records or in fluxes of thaumarchaeols or alkenones.

Before stacking, $U_{37}^{K'}$ and TEX $_{86}^{H}$ signals were linearly interpolated to the same time resolution as the Mg/Ca signal, which is the SST dataset with the highest time resolution. It is reasonable to assume that the uncertainties are independent between the proxy types. Therefore, the stack is a more accurate temperature reconstruction than the usual interpretation of single temperature proxy records. To examine whether the SST stack is representative of coherent down-core temporal variation, we applied Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis (Von Storch and Zwiers., 1999) on the three SST records (Fig. 3). An almost identical temporal variation of the first Principal Component (PC1, 74% variance) and the SST stack (R>0.99) confirms that this record represents the common temporal variation of the three individual SST records. In parallel, we constructed past $\Delta \delta^{18}O_{sw}$ (Fig. 2D), by combining the Mg/Ca SST estimates with the $\delta^{18}O$ values of *G. ruber* (Figs. 2B and S2) and removing the influence of continental ice volume on global $\delta^{18}O_{sw}$.

Long term, mean-annual hydrographic data suggest that northward-flowing, cool, upwelled waters have a weak influence at our core site (Fig. 4). The Branched and Isoprenoid Tetraether (BIT) Index (Hopmans et al., 2004) provides a method to assess the relative amount of soil organic matter input. In core MD96-2048, BIT values are extremely low (<0.1, Fig. 3C) indicating that the isoprenoid GDGTs have a predominantly marine source throughout the length of the record. Thus, an influence of fluvial input of soil-derived GDGTs at our core site can be excluded. In addition, pollen concentration (Dupont et al., 2011) obtained from this sediment core is low. Together, this suggests that the relative amount of terrestrial soil material in the studied core is very low. This indicates that core MD96-2048 mainly reflects changes in the upstream dynamics of the Agulhas current rather than changes in coastal waters. Nonetheless, periodical interaction with the cold shelf waters and shelf cyclones can't be completely excluded.

4. Discussion

4.1 Orbital forcing of Agulhas current system records

4.1.1 Upstream Agulhas current

The SST stack and the $\Delta \delta^{18}O_{sw}$ record display clear glacial-interglacial patterns (Fig. 2C-D) and spectral analysis revealed a strong signal in both 100-kyr (glacial-interglacial) and 41-kyr (obliquity) periodicities (Fig. 5A-B). The origin of the 100-kyr cycle could be linked to eccentricity forcing, to internally-driven climate feedbacks imparting some eccentricity influence (Lisiecki, 2010), or, alternatively, 100-kyr cycles can result from quantized bundles of 41-kyr obliquity cycles (Huybers and Wunsch, 2005). However, the 23-kyr and 19-kyr (precession) signals, which are modulated by eccentricity, are weak in our records (Fig. 5), suggesting that eccentricity forcing plays no significant role at our site. While the amplitude of the precession signal might be slightly damped by the limited sampling resolution of the $U_{37}^{K'}$ and TEX^H₈₆ records (mean time step of 4.5-kyr), this cannot explain the small precession amplitude observed (supplementary information, Fig. S4). Further, a similar result is found when analyzing the Mg/Ca SST record which has a higher sampling rate (mean time step of 2.5-kyr) record separately (Supplementary information, Fig. S4).

Interestingly, over the last 800 kyr, obliquity signals of the SST stack and the $\Delta \delta^{18}O_{sw}$ records (Fig. 2F) are nearly in phase with changes in high-latitude annual mean insolation (Fig. 2E), as well as with the obliquity component of Antarctic temperatures (Jouzel et al., 2007) (Fig. 2G), rather than with any local insolation index at 26°S (Berger and Loutre, 1991) (Fig. 2E). Regardless of whether the statistical analysis is performed using an alternative age model (Fig. S5), or with the individual SST records (Fig. S6), the important finding remains that all records vary in phase with changes in high-latitude obliquity. This indicates that a strong influence of local insolation on our records can be excluded; a linear response to local insolation would be out of phase in the obliquity band with the Agulhas records and local seasonal responses, e.g. caused by local nonlinearities (Leapple and Lohmann, 2009), and would contain a strong precession component contrary to our observation in the Agulhas records. An important role of the latitudinal insolation gradient can also be excluded as it contains both obliquity and precession frequencies as a result of seasonal differences in orbital forcing (Davis and Brewer, 2009). In addition, the latitudinal insolation gradient has been suggested as the origin of obliquity periodicities evident in the deuterium excess record from the Vostok ice core in Antarctica (Vimeux et al. 1999). However, the deuterium excess record is out of phase in the obliquity band with the Agulhas records as well as with obliquity components of the Antarctic temperatures (Vimeux et al. 1999).

Changes in high latitude insolation driven by variations in obliquity could explain both the important 41 and 100 kyr cycles in the Agulhas current system. A common physical mechanism related to high latitude forcing, i.e. the varying position of the Southern Hemisphere subtropical front (STF) along with shifts of the Southern Hemisphere westerlies, has been proposed for glacial-interglacial (Peeters et al., 2004; Bard and Rickaby, 2009), orbital obliquity (Peeters et al., 2004) and contemporary climate changes (Biastoch et al., 2009). Interestingly, Antarctic temperature records (Jouzel et al., 2007) also exhibit a strong obliquity component (Fig. 2G). Consequently, the in-phase relationship of the obliquity component of Antarctic temperature (Jouzel et al., 2007) and the SST and SSS of the Agulhas current (Table 1) confirms that the variability in Agulhas current is strongly coupled to high latitude Southern Hemisphere climate forcing. Poleward shifts of the STF modify recirculation in the Indian subtropical gyre and would lead to the local increase in SST and SSS of the Agulhas current. The recirculation is the main mechanism to feed the Agulhas current (Stramma and Lutjeharms, 1997). We proposed that a STC southward allow recirculation of warmer waters in the Agulhas current even if at the same time the leakage of warm water out of the Indian Ocean, which is a small amount of 2-15 Sv (Richardson, 2007) compared to the mean transport of 70 Sv by the Agulhas current (Bryden et al., 2005), was simultaneously increased (Fig. 6C). Recent observations (Alory et al., 2007) and modelling results (Biastoch et al., 2009) have also shown warming/salinification tendencies of the southwest Indian Ocean in response to a poleward migration of the STF. Nonetheless, these modelling exercises are not in accordance with a new climate equilibrium experiment by Sijp and England (2009).

4.1.2 Agulhas transfer

Our study provides a unique record of changes of surface hydrological parameters in the upstream region of the AC over the last 800-kyr. This allows to investigate the potential relationship between the physical-chemical nature of upstream Agulhas current waters and the dynamical transfer (Agulhas leakage) further south. Abundance changes in Agulhas leakage fauna (ALF), a foraminiferal proxy of Agulhas leakage in the Cape basin (Peeters et al., 2004), also exhibit strong obliquity and 100 kyr cycles (Peeters et al., 2004) (Fig. 6C). Our

records and that of the ALF compare well, suggesting an important interconnection between the upstream and downstream region of the Agulhas current (Fig. 6).

However, whereas the ALF record still shows a weak signal in the precession band, this orbital periodicity is negligible in our SST and SSS records (Figs. 5-S7). Various hypotheses can be put forward to explain this apparent discrepancy in patterns of orbitaly-related periodicities between the two regions:

(1) Peeters et al. (2004) argue for a link of the Agulhas leakage with the low-latitude monsoon in order to explain the presence of precession signals in their ALF record. The proposed mechanism involves a modulation of the AC sources by current eddies in the Mozambique channel and East Madagascar upstream regions, that can propagate downstream into the retroflection and trigger Agulhas rings (Schouten et al., 2002). Considering the location of our study site in the precursor region of the AC, it would record the passage of these eddies which influence the physical properties of the water masses (Fallet et al., 2011). However, no such procession signal is found in our SST and SSS records. In addition, in contrast to the pattern seen in the ALF proxy-record (Peeters et al., 2004), changes in paleomonsoon strength are not phased with changes in the Northern Hemisphere summer insolation (Clemens et al., 2010; Caley et al., 2011). This suggests that the increased strength of the Indo-Asian monsoon cannot fully explain the timing of the precession signal recorded in the ALF record.

(2) The second hypothesis is calling for a weak precession signal in the proxy record of STF latitudinal migrations (Peeters et al., 2004). Considering the importance of the recirculation mechanism in controlling hydrographic parameters at our core site (via STF latitudinal migrations), the lack of a precession signal in the SST and SSS records of the Agulhas current upstream region is therefore at odd with this process. An explanation for this apparent contradiction might be sought in both the amplitude of the latitudinal migration of the STF and the distance separating the upstream Agulhas current region where our study site is located from the Agulhas leakage region. A weak migration of the STF according to precession cycles could affect the ALF (~35°S) and explain the weak precession signal in the record of Peeters et al. (2004). However, the STF migration might not be important enough to allow strong changes in the recirculation and affect significantly the hydrographic parameters at our core site, ten degrees further to the north (26° S). This suggests that the precession signal in the Agulhas leakage might be linked to a high-latitude climate forcing via Southern Hemisphere frontal changes (migration of the STF) rather than by low latitude climate forcing originating in the Indian Ocean.

(3) The presence of a weak precession signal in the ALF proxy record (and its absence in the Agulhas current upstream region where our study core originates) might be related to the main oceanographic process at work on the continental margin off SW Africa, that is coastal upwelling. The so-called Benguela upwelling system extends from about 15°S to 35°S latitude (Shannon, 1985). The ALF proxy record was therefore extracted from a sediment core (ca. 35°S, 17°E; Peeters et al., 2004) that is located in close vicinity to the southernmost cells and associated filamentous regime off Cape of Good Hope (Lutjeharms and Meeuwis, 1987; Fig. 1), and is therefore likely to bear some essential elements of the dynamics of the Benguela upwelling process. One of these elements is a 23 kyr period of wind strength as seen by Pichevin et al. (2005) in Benguela coastal upwelling records.

We ultimately propose that the Agulhas current system is mainly controlled by high latitude obliquity at orbital scale changes. Obliquity may drive an important part of the 100 kyr cycles observed in the system whereas the precession periodicity is lacking in the upstream system, its power is weak in the leakage record (Peeters et al., 2004) and could be related to processes at work in the SE Atlantic (i.e, the Benguela current/upwelling system).

4.2 Migration of the Subtropical front, strength of the Agulhas current and Indian-Atlantic leakage.

Recently, it has been suggested that northward migrations of the STF modulated the severity of each glacial period (particularly during MIS10 and 12) (Bard and Rickaby, 2009). The hypothesis that a northward-migrating STF would block the Agulhas current and thus affect water transport from the Indian Ocean to the South Atlantic is still under debate (De Ruijter et al., 1999; Rau et al., 2002; Bard and Rickaby, 2009; Zahn, 2009; Beal et al., 2011). For the exceptional MIS 12 (extreme northward position of the STF) (Bard and Rickaby, 2009), all records at site MD96-2048 show an early increase in SST whereas the coldest SSTs are observed further south at ca. 33°S where core MD96-2077 is located (Figs. 1 and 6). This could suggest that the build-up of heat from the return flow of the AC is linked to the latitudinal contraction of subtropical gyres (Sijp and England, 2008). The MIS12 configuration is exceptional compared with other glacial/interglacial periods for which our measurements indicate a decrease/increase in SST and SSS in the upstream Agulhas current region reflecting a northward/southward shift in the gyre (Alory et al., 2007). A comparison of our $U_{37}^{K'}$ SST record with that of MD96-2077 also reveals stronger deviations during the glacial periods, especially MIS 10 and 12 (Fig. 6A-B). Increased glacial SSTs were recorded at site MD96-2048 when the STF reached its northern most position, which may be related to a build-up of heat from the return flow that could not escape to the Atlantic as for MIS 12. However, this pattern is only recorded in the $U_{37}^{K'}$ SST record and not in Mg/Ca and TEX^H₈₆ SST signals (Fig. 3A). Instead, we argue that lateral fluxes, linked to the Agulhas current, could be stronger when Agulhas leakage was weaker at glacial/interglacial time scale (Supplementary information).

According to Beal et al. (2011), the main controls on Agulhas leakage are the latitude of maximum westerlies and the southward inertia of the Agulhas current. At glacial-interglacial cycles, if the wind pattern is fixed but its strength is reduced, a weaker Agulhas current would result in increased leakage and our results would be in good agreement with these modelling exercises (De Ruijter, 1982; Dijkstra and De Ruijter, 2001; Van Sebille et al., 2009). If the winds shift northward and weaken during glacial periods, a weaker Agulhas current could combines with a reduced leakage (Franzese et al., 2009). Our data contradict the hypothesis of Franzese et al. (2009) as we find that a stronger Agulhas current, associated with a wind pattern shifted northward during glacial periods, leads to reduced leakage (Fig. 6A-C). Even if our results are consistent with the theory, further research investigating the inertia of the Agulhas current under glacial-interglacial periods is necessary.

4.3 Potential impact of Agulhas leakage on AMOC

Our results show that changes in SST and SSS led variations in global ice volume (i.e. benthic δ^{18} O value) on obliquity time-scales (Fig. 5C-D). The time-lags of benthic δ^{18} O are 2.2 kyr (±1.9 kyr, 95% confidence interval) for SST and 1.7 kyr (± 6.1 kyr, 95% confidence interval) for $\Delta\delta^{18}$ O_{sw} in the obliquity band (Table 1). The ALF variations also led benthic δ^{18} O changes in the Cape basin (Peeters et al., 2004) (Fig. 6). Enhanced leakage of warmer and saltier Indian Ocean waters into the South Atlantic during the terminations, with potential influence on the AMOC (Weijer et al., 2001; 2002), therefore occurred before major changes in global ice volume change. Recently, Lisiecki et al. (2008) showed that maxima in high northern latitude summer insolation (i.e., Milankovitch forcing) are associated with greater mid-depth Atlantic overturning in the obliquity band but with less overturning in the precession band. This suggests that the AMOC is more strongly influenced by other factors

than ice volume changes and summer insolation at high northern latitudes (Lisiecki et al., 2008) as suggested previously by the SPECMAP theory. Interestingly, Dickson et al. (2009; 2010) also showed that a stronger AMOC during MIS 11 inhibited significant ice-sheet buildup and prolonged the interglacial period at a time of high orbital obliquity. Our results suggest that changes in Agulhas leakage might, among other factors, modulate the efficiency of AMOC as a response to orbital-obliquity forcing. In order to test this hypothesis, we compared our records from the Agulhas current system with the foraminiferal benthic δ^{13} C gradient between the Atlantic and the Pacific oceans used as a proxy of deep ocean ventilation (Bard and Rickaky, 2009) (Fig. 6F). Interestingly, periods of increased strength of the AMOC are synchronous with increased Agulhas leakage in the obliquity band (Fig. 6). In addition, all terminations over the last 800-kyr are characterized by both increased inter-ocean leakage and AMOC strength at a time of high orbital obliquity (Fig. 6).

Obliquity-driven glacial terminations during the late Pleistocene have previously been hypothesized (Huybers and Wunsch, 2005) and more recently supported by a speleothem record from the Northeast Atlantic region (Drysdale et al., 2009), showing the influence of obliquity and AMOC variations on Termination 2. However, feedback mechanisms that amplified the initial obliquity forcing have not been elucidated yet. AMOC responses to orbital forcing are also highly model-dependent, showing contradictory results (Yoshimori et al., 2001; Khodri et al., 2003). Our finding of obliquity-driven Agulhas current system sheds light on an important internal forcing of long-term AMOC responses to the inter-ocean heat and salt exchange. We suggest that this obliquity signal is transmitted from the Southern Hemisphere to the Northern Hemisphere via AMOC changes. This could explain why AMOC variability is not solely dependent on ice volume and summer insolation at high northern latitudes (Lisiecki et al., 2008).

5. Conclusion

Sea surface temperature and salinity records from the upstream (precursor) region of the Agulhas current contain strong obliquity-driven 41-kyr and 100-kyr cycles over the last 800 kyr. Agulhas leakage records (Peeters et al., 2004) also contain a strong obliquity-driven 41-kyr cycle in addition to an important 100-kyr cycle and a weak precession signal, which is lacking in the upstream region. The weak precession periodicity, that is present in the planktic foraminiferal-based Agulhas leakage record, does not appear to be controlled by variability in the strength of the Indian monsoon, but more likely originates from the high latitude southern hemisphere and/or from the dynamics of the nearby Benguela upwelling system. This suggests that long-term Agulhas current system dynamics are mainly triggered by a high latitude rather a tropical climate mechanism, i.e. by the varying position of the Southern Hemisphere STF and its associated westerlies.

The relationship between the strength of the Agulhas current, the effect of wind patterns shift and their impact on the efficiency of the inter-ocean leakage requires further investigation. Our results, however, suggest that a stronger Agulhas current, associated with a northward shift of the wind system during glacial periods, lead to reduced leakage, in accordance with the theory.

To trigger ice age terminations, important feedbacks need to be added to the direct effect of insolation changes on ice sheets. We argue that the important transfer of heat and salt via the Agulhas current, which affected the resumption of the AMOC and the initiation of interglacial conditions (Weijer et al., 2002; Knorr and Lohmann, 2003; Biastock et al., 2008), is one of the main feedbacks. Fully coupled ocean-atmosphere models do not resolve the Agulhas leakage (Lohmann, 2003; Beal et al., 2011). Therefore, obliquity-induced variability of the Agulhas current system merits greater attention in global ocean and climate models

used for predicting the future climate scenarios. Changes in this parameter might be of importance to predicting changes in the Agulhas current system in a changing climate, and to resolved Agulhas current dynamics and impacts on AMOC in paleoclimate simulations.

References

- Alory, G., Wijffels, S., Meyers, G.: Observed temperature trends in the Indian Ocean over 1960–1999 and associated mechanisms. Geophys. Res. Lett. 34, doi:10.1029/2006GL028044, 2007.
- Amos, D., Koopmans, L.: Tables of the distribution of the coefficient of coherence for stationary bivariate Gaussian processes. SCR-483, Sandia Corp, 1963.
- Anand, P., Elderfield, H., Conte, M. H.: Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series. Paleoceanography 18, doi:10.1029/2002PA000846, 2003.
- Bard, E., Rickaby, E.M.: Migration of the subtropical front as a modulator of glacial climate. Nature 460, 380-383, 2009.
- Barker, S., Greaves, M., and Elderfield, H.: A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry. Geochemistry Geophysics Geosystems 4, 2003.
- Beal, L.M., De Ruijter, W.P.M., Biastoch, A., Zahn, R., SCOR/WCRP/IAPSO Working Group 136.: On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. Nature 472, 429-436, 2011.
- Berger, A., Loutre, M.: Insolation values for the climate of the last 10 million years. Quat. Sci. Rev. 10, 297-317, 1991.
- Biastoch, A., Boning, C. W., Lutjeharms, J. R. E.: Agulhas leakage dynamics affects decadal variability in Atlantic overturning circulation. Nature 456, 489-492, 2008.
- Biastoch, A., Boning, C.W., Schwarzkopf, F.U., Lutjeharms, J.R.E.: Increase in Agulhas leakage due to poleward shift of Southern Hemisphere westerlies. Nature 462, 495-498, 2009.
- Bintanja, R., Van de Wal, R., Oerlemans, J.: Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. Nature 437, 125-128, 2005.
- Bloomfield, P.: Fourier analysis of time series: An introduction. Wiley, New York, 1976.
- Bryden, H.L., Beal, L.M., Duncan, L.M.: Structure and transport of the Agulhas Current and its temporal variability. Journal of Oceanography 61, 479-492, 2005.
- Caley, T., Malaizé, B., Zaragosi, S., Rossignol, L., Bourget, J., Eynaud, F., Martinez, P., Giraudeau, J., Charlier, K., Ellouz-Zimmermann, N.: New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian monsoon. Earth and planetary science letters, 433-444, doi:10.1016/j.epsl.2011.06.019, 2011.
- Clemens, S.C., Prell, W.L., Sun, Y.: Orbital-scale timing and mechanisms driving Late Pleistocene Indo-Asian summer monsoons: Reinterpreting cave speleothem δ18O. Paleoceanography 25, PA4207, doi:10.1029/2010PA001926, 2010.
- Davis, B.A.S., Brewer, S.: Orbital forcing and role of the latitudinal insolation/temperature gradient. Clim. Dyn. 32, 143-145, 2009.
- De Ruijter, W.: Asymptotic analysis of the Agulhas and Brazil Current systems. Journal of Physical Oceanography 12, 361–373, 1982.
- De Ruijter, W.P.M., Biastoch, A., Drijfhout, S.S., Lutjeharms, J.R.E., Matano, R.P., Pichevin, T., van Leeuwen, P.J., Weijer, W., Indian-Atlantic inter-ocean exchange: dynamics, estimation and impact. Journal of Geophysical Research 104, 20885-20911, 1999.
- De Villiers, S., Greaves, M., and Elderfield, H.: An intensity ratio calibration method for the accurate detremination of Mg/Ca and Sr/Ca of marine carbonates by ICP-AES. Geochemistry Geophysics Geosystems 3, 2002.
- Dickson, A.J., Beer, C.J., Dempsey, C., Maslin, M.A., Bendle, J.A., McClymont, E.L., Pancost, R.D.: Oceanic forcing of the Marine Isotope Stage 11 interglacial. Nature Geosci. 2, 428-433, 2009.

- Dickson, A.J., Leng, M.J., Maslin, M.A., Sloane, H.J., Green, J., Bendle, J.A., McClymont, E.L., Pancost, R.D.: Atlantic overturning circulation and Agulhas leakage influences on southeast Atlantic upper ocean hydrography during marine isotope stage 11. *Paleoceanography* 25, PA3208, doi:10.1029/2009PA001830, 2010.
- Dijkstra, H.A., de Ruijter, W.P.M.: On the physics of the Agulhas: steady retroflection regimes. Journal of Physical Oceanography 31, 2971-2985, 2001.
- Drysdale, R.N., Hellstrom, J.C., Zanchetta, G., Fallick, A.E., Sánchez Goñi, M.F., Couchoud, I., McDonald, J., Maas, R., Lohmann, G., Isola, I.: Evidence for obliquity forcing of Glacial termination II. Science 325, 1527-1531, 2009.
- Duplessy, J. C., Labeyrie, L., Juillet-Leclerc, A., Maitre, F., Duprat, J., Sarnthein, M.: Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum. Oceanol. Acta 14, 311-324, 1991.
- Dupont, L. M., Caley, T., Kim, J.-H., Castaneda, I., Malaizé, B., and Giraudeau, J.: Glacialinterglacial vegetation dynamics in south eastern Africa depend on sea surface temperature variations in the west Indian Ocean, Clim. Past Discuss. 7, 2261-2296, doi:10.5194/cpd-7-2261-2011, 2011.
- Fallet, U., Brummer, G.J., Zinke, J., Vogels, S., Ridderinkhof, H.: Contrasting seasonal fluxes of planktonic foraminifera and impacts on paleothermometry in the Mozambique Channel upstream of the Agulhas Current. Paleoceanography 25, doi:10.1029/2010PA001942, 2010.
- Fallet, U., Ullgren, J.E., Castañeda, I.S., van Aken, H.M., Schouten, S., Ridderinkhof, H., Brummer, G-J.A.: Contrasting variability in foraminiferal and organic paleotemperature proxies in sedimenting particles of the Mozambique Channel (SW Indian Ocean), Geochimica et Cosmochimica Acta in press, doi:10.1016/j.gca.2011.08.009, 2011.
- Franzese, A.M., Hemming, S.R., Goldstein, S.L.: Use of strontium isotopes in detrital sediments to constrain the glacial position of the Agulhas Retroflection, Paleoceanography 24, doi:10.1029/2008PA001706, 2009.
- Gordon, A.L.: The brawniest retroflection. Nature 421, 904-905, 2003.
- Greaves, M., Caillon, N., and Rebaubier, H., Bartoli, G., Bohaty, S., Cacho, I., Clarke, L., Cooper, M., Daunt, C., Delaney, M., deMenocal, P., Dutton, A., and Eggins, S., Elderfield, H., Garbe-Schoenberg, D., Goddard, E., Green, D., Groeneveld, J., Hastings, D., Hathorne, E., Kimoto, K., Klinkhammer, G., Labeyrie, L., Lea, D.W., Marchitto, T., Martınez-Botı, M.A., and Mortyn, P.G., Ni, T., Nuernberg, D., Paradis, G., Pena, L., Quinn, T., Rosenthal, Y., Russell, A., Sagawa, T., Sosdian, S., Stott, L., Tachikawa, K., Tappa, E., and Thunell, R., and Wilson, P.A.: Interlaboratory comparison study of calibration standards for foraminiferal Mg/Ca thermometry. Geochemistry Geophysics Geosystems 9, doi:10.1029/2008GC001974, 2008.
- Hopmans, E.C., Weijers, J.W.H., Schefuß, E., Herfort, L., Sinninghe Damste, J.S., Schouten, S.: A novel proxy for terrestrial organic matter in sediments based on branched and isoprenoid tetraether lipids. Earth Plan. Sci. Lett. 224, 107-116, 2004.
- Huybers, P.: Glacial variability over the last two million years: an extended depth-derived agemodel, continuous obliquity pacing, and the Pleistocene progression. Quat. Sci. Rev. 26, 37-55, 2007.
- Huybers, P., Denton, G.: Antarctic temperature at orbital timescales controlled by local summer duration. Nature Geosci. 1, 787-792, 2008.
- Huybers, P., Wunsch, C.: Obliquity pacing of the late Pleistocene glacial terminations. Nature 434, 491-494, 2005.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G.,

Raynaud, D., Schilt, S., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J.P., Stenni, B., Stocker, T.F., Tison, J.L., Werner, M., Wolff, E.W.: Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. Science 317, 793-796, 2007.

- Khodri, M., Ramstein, G., Duplessy, J.C., Kageyama, M., Paillard, D., Ganopolski, A.: Modelling the climate evolution from the last interglacial to the start of the last glaciation: The role of Arctic Ocean freshwater budget. Geophys. Res. Lett. 30, 1606, doi:10.1029/2003GL017108, 2003.
- Kim, J.H., Meer, J.V.D., Schouten, S., Helmke, P., Willmot, V., Sangiorgi, F., Koç, N., Hopmans, E.C., Sinninghe Damste, J. S.: New indices and calibrations derived from the distribution of crenarchaeal isoprenoid tetraether lipids: Implications for past sea surface temperature reconstructions. Geochim. Cosmochim. Acta 74, 4639–4654, 2010.
- Knorr, G., Lohmann, G.: Southern Ocean origin for the resumption of Atlantic thermohaline circulation during deglaciation. Nature 424, 532-536, 2003.
- Laepple, T., Lohmann, G.: Seasonal cycle as template for climate variability on astronomical timescales. Paleoceanography 24, doi:10.1029/2008PA001674, 2009.
- Lisiecki, L.E.: Links between eccentricity forcing and the 100,000-year glacial cycle. Nature Geosci. 3, 349-352, 2010.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E.: A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ^{18} O records. Paleoceanography 20, 2005.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., Curry, W.B.: Atlantic overturning responses to Late Pleistocene climate forcings. Nature 456, doi:10.1038/nature07425, 2008.
- Lohmann, G.: Atmospheric and oceanic freshwater transport during weak Atlantic overturning circulation. Tellus, Ser. A 55, 438–449, 2003.
- Lutjeharms, J.R.E.: The Agulhas Current, Springer, 2006.
- Lutjeharms, J.R.E., Cooper, J., Roberts, M.: Upwelling at the inshore edge of the Agulhas Current. Continental Shelf Research 20, 737-761, 2000.
- Lutjeharms, J.R.E., Jorge da Silva, A.: The Delagoa Bight eddy. Deep-Sea Research 35, 619-634, 1988.
- Lutjeharms, J.R.E. and Meeuwis, J.M.: The extent and variability of the South East Atlantic upwelling. South African Journal of Marine Science 5, 51-62, 1987.
- Machu, E., Lutjeharms, J.R.E., Webb, A.M., van Aken, H.M.: First hydrographic evidence of the southeast Madagascar upwelling cell. Geophysical Research Letters 29, doi:10.1029/2002GL015381, 2003.
- Mann, M.E., Lees, J.M.: Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series. Clim. Change 33, 409-445, 1996.
- Martínez-Méndez, G., Zahn, R., Hall, I.R., Peeters, F.J.C., Pena, L.D., Cacho, I., Negre, C.: Contrasting multiproxy reconstructions of surface ocean hydrography in the Agulhas Corridor and implications for the Agulhas Leakage during the last 345,000 years. Paleoceanography 25, PA4227, doi:10.1029/2009PA001879, 2010.
- Müller, P., Kirst, G., Ruhland, G., von Storch, I., Rosell-Melé, A.: Calibration of the alkenone paleotemperature index based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60'N-60'S). Geochim. Cosmochim. Acta 62, 1757-1772, 1998.
- Peeters, F., Acheson, R., Brummer, G.J.A., de Ruijter, W.P.M., Schneider, R.R., Ganssen, G.M., Ufkes, E., Kroon, D.: Vigorous exchange between the Indian and Atlantic oceans at the end of the past five glacial periods. Nature 430, 661-665, 2004.
- Percival, D.B., Walden, A.T.: Spectral analysis for physical applications: multitaper and conventional univariate techniques. Cambridge Uni. Press, Cambridge, 1993.

- Pichevin, L., Cremer, M., Giraudeau, J., Bertrand, P.: A 190 ky record of lithogenic grain-size on the Namibian slope: Forcing a tight link between past wind-strength and coastal upwelling dynamics. Marine Geology 218, 81-96, 2005.
- Prahl, F.G., Muehlhausen, L.A., Zahnle, D.L.: Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleoceanographic conditions. Geochim. Cosmochim. Acta 52, 2303-2310, 1988.
- Prahl, F.G., Wakeham, S.G.: Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for paleotemperature assessment. Nature 330, 367-369, 1987.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T.: Numerical recipes in Pascal: The art of scientific computing. Cambridge Uni. Press, Cambridge, 1990.
- Quartly, G. D., Srokosz, M. A.: Eddies in the southern Mozambique Channel. Deep-Sea Research II 51, 69-83, 2004.
- Rau, A.J., Rogers, J., Lutjeharms, J.R.E., Giraudeau, J., Lee-Thorp, J.A., Chen, M.T., Waelbroeck, C.: A 450-kyr record of hydrological conditions on the western Agulhas Bank Slope, south of Africa. Marine Geology 180, 183-201, 2002.
- Richardson, P. L.: Agulhas Leakage into the Atlantic estimated with subsurface floats and surface drifters. Deep-Sea Res. I 54, 1361–1389, 2007.
- Schouten, M.W., de Ruijter, W.P.M., van Leeuwen, P.J.: Upstream control of Agulhas Ring shedding. J. Geophys. Res. 107, 3109, doi:10.1029/2001JC000804, 2002.
- Schouten, S., Hopmans, E.C., Schefuß, E., Sinninghe Damste, J.S.: Distributional variations in marine crenarchaeotal membrane lipids: A new organic proxy for reconstructing ancient sea water temperatures? Earth Planet. Sci. Lett. 204, 265-274, 2002.
- Schouten, S., Huguet, C., Hopmans, E.C., Kienhuis, M., Sinninghe Damste, J.S.: Analytical Methodology for TEX86 paleothermometry by high-performance liquid chromatography/atmospheric pressure chemical ionization-mass spectrometry. Anal. Chem. 79, 2940-2944, 2007.
- Shannon, L.V.: The Benguela Ecosystem. 1. Evolution of the Benguela, physical features and processes. Oceanography and Marine Biology, An Annual Review 23, 105-182, 1985.
- Sijp, W.P, England, M.H.: The effect of a northward shift in the southern hemisphere westerlies on the global ocean. Prog. Oceanog. 79, 1-19, 2008.
- Sijp, W.P, England, M.H.: Southern Hemisphere Westerly Wind Control over the Ocean's Thermohaline Circulation. Journal of Climate 22, 1277-1286, 2009.
- Stramma, L., Lutjeharms, J.R.E.: The flow field of the subtropical gyre of the South Indian Ocean. J. Geophys. Res 102, 5513–5530, 1997.
- Suwa, M., Bender, M. L.: Chronology of the Vostok ice core constrained by O[/]/N[,] ratios of occluded air, and its implication for the Vostok climate records. Quat. Sci. Rev. 27, 1093-1106, 2008.
- Van Sebille, E., Biastoch, A., van Leeuwen, P.J., de Ruijter, W.P.M.: A weaker Agulhas Current leads to more Agulhas leakage. Geophys. Res. Lett. 36, doi:10.1029/2008GL036614, 2009.
- Vimeux, F., Masson, V., Jouzel, J., Stievenard, M., Petit, J.R.: Glacial–interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere. Nature 398, 410–413, 1999.
- Von Storch, H., Zwiers, F. W.: Statistical analysis in climate research. Cambridge Univ. Press., Cambridge, U. K., 735pp, 1999.
- Weijer, W., De Ruijter, W. P. M, Dijkstra, H. A.: Stability of the Atlantic overturning circulation: competition between Bering Strait freshwater flux and Agulhas heat and salt sources. J. Phys. Oceanogr 31, 2385-2402, 2001.
- Weijer, W., De Ruijter, W. P. M., Sterl, A. & Drijfhout, S. S.: Response of the Atlantic overturning circulation to South Atlantic sources of buoyancy. Global Planet. Change 34, 293-311, 2002.

Yoshimori, M., Weaver, A.J., Marshall, S.J., Clarke, G.K.C.: Glacial termination: Sensitivity to orbital and CO2 forcing in a coupled climate system model. Clim. Dyn. 17, 571–588, 2001.

Zahn, R.: Beyond the CO2 connection. Nature 460, 335-336, 2009.

Acknowledgements

The technical staffs at EPOC, LSCE and NIOZ are thanked for their contributions to sample preparation and measurements. All members of the PALEO group at EPOC, as well as E. Bard at CEREGE are acknowledged for their help, stimulating discussions and for comments on an early version of the manuscript. Core MD96-2048 was collected during the MOZAPHAR cruise of the RV Marion Dufresne, supported by the French agencies Ministère de l'Education Nationale de la Recherche et de la Technologie, Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), and Institut Paul Emile Victor (IPEV). Financial contribution from the CNRS INSU LEFE-EVE program "MOMIES" is acknowledged. This paper is contribution 1841 of UMR 5805 EPOC, University Bordeaux 1.

			95% confidence	
Proxy	Frequency	Phase	interval	Coherence
SST stack	100ky band	-14.4kyr	±5.0kyr	0.85
	41ky band	-2.2kyr	±1.9 kyr	0.86
	21ky band	-4.0kyr	±3.7 kyr	0.59
$\Lambda\delta^{18}\Omega_{\rm GW}$	100ky band	-12 8kvr	+11.6 kyr	0.61
20.02%	41ky band	-1.7kyr	±6.1 kyr	0.54
	21ky band	-1.5kyr	±7.5kyr	0.33*
EDC3	100ky band	-9.9kyr	±4.9kyr	0.85
(EDC3 chronology)	41ky band	-1.1kyr	±1.9kyr	0.86
	21ky band	-1.4kyr	±5.4kyr	0.37*
Vostok	100ky band	-4.6kvr	+4 8kvr	0.83
$(\Omega_2/N_2 \text{ chronology})$	41ky band	1.9kvr	+2.1kyr	0.82
(02/102 cmonology)	21ky band	0.7kyr	$\pm 2.8 \text{kyr}$	0.58

Table 1

Table caption

Table 1. Phase and coherence between Agulhas surface proxies and $-1*\delta^{18}$ Obenthic. The asterisks indicate that the coherence is not significant (p=0.05). A negative phase indicates that the Agulhas surface records are leading δ^{18} Obenthic. In addition, phase and coherence between Antarctic temperature records and Agulhas SST stack record were calculated. A negative phase indicates that Agulhas SST stack is lagging Antarctic ice core records. Note that phase and coherence between the Vostok temperature record (Suwa and Bender, 2008) and Agulhas SST stack were calculated for an overlapping period (i.e. 0-411 kyr BP).

Figure legends

Fig. 1. Heat and salt transfer of the Agulhas surface current. A) Sea surface temperature (SST) and B) sea surface salinity (SSS) distribution patterns in the Agulhas system obtained from NODC_WOA94 data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site (http://www.esrl.noaa.gov/psd/). The location of core MD96-2048 (white dot) and schematic views of the Agulhas current system are indicated. The position of the Subtropical Front (STF) is indicated by the white dashed line. Locations of sediment cores MD96-2081 (Peeters et al., 2004) and MD96-2077 (Bard and Rickaby, 2009) are also indicated. EMC eddies refer to East Madagascar Current eddies. The bathymetry according to a 1000 meters step (the 1000 m contour is important in guiding the pathway of the AC and its 1999) is retroflexion, De Ruijter et al., also indicated (bathymetry from http://www.gebco.net/).

Fig. 2. Comparisons of MD96-2048 records with insolation and Antarctic climate record. A) δ^{18} O of benthic foraminifer *P. wuellerstorfi*, B) δ^{18} O of planktic foraminifer *G. ruber*, C) stacked record of Mg/Ca, $U_{37}^{\kappa'}$, and TEX_{86}^{H} SSTs (red line) and first order of Principal Component (PC1, black line) derived from EOF analysis, D) reconstructed $\Delta\delta^{18}O_{sw}$ (a proxy of regional sea surface salinity), E) annual mean insolation at 60°S or 60°N (black) and 26°S (purple) calculated according to Berger and Loutre (1991), F) obliquity components (frequency 1/41000; bandwidth: 5e-06) of SST stack (red) and $\Delta\delta^{18}O_{sw}$ (blue) and G) obliquity components (frequency 1/41000; bandwidth: 5e-06) of atmospheric temperatures of EPICA Dome Concordia (EDC), Antarctica (Jouzel et al., 2007). T indicates terminations and numbers indicate marine isotopic stages (MIS).

Fig. 3. Comparison of SST records from core MD96-2048 and BIT index. A) $U_{37}^{K'}$ (green line), TEX^H₈₆ (orange line), Mg/Ca (blue line), and the SST stack (red line). B) Comparison of the SST stack (red line) with PC1. C) BIT index values (purple line). T indicates terminations and numbers indicate marine isotopic stages (MIS).

Fig. 4. Ocean temperature at 200 meter depth in the Agulhas current region (long term annual means (years 1900 - 1992) from NODC WOA94 data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD. Boulder, Colorado, USA. from theirWeb site (http://www.esrl.noaa.gov/psd/; the bathymetry is also indicated with a 1000 meters step: http://www.gebco.net/). The colour histogram was equalized to reinforce the vision of the temperature values which are close and give more contrast for area where gradients in temperature are strong. Low temperature values are clearly observed in the Delagoa Bight and are probably indicative of the trapped lee eddy (Lutjeharms and Da silva, 1988). However, our core site seems preserved from the effect of this eddy and from upwelled waters flowing northward.

Fig. 5. Frequency spectra for Agulhas proxies (SST and SSS) and their coherence and phase relationships relative to global ice volume ($\delta^{18}O_{benthic}$). A) Power spectral density of SST (black). A red noise background spectrum (green) and 95% (blue continuous) and 99% (blue dashed) confidence levels, relative to the red-noise background are given. B) The same as in A) but for SSS. C) coherence (blue) and phase (black) between the SST proxy and -1* $\delta^{18}O_{benthic}$. The approximate 95% confidence level for the coherence (blue dashed line) and the 95% confidence interval for phase (black dashed line) are given. D) The same as in C) but for the SSS and $-1*\delta^{18}O_{benthic}$ relationship. A negative phase indicates that the Agulhas records are leading $-1*\delta^{18}O_{benthic}$. The orbital frequencies 1/100 kyr, 1/41 kyr and 1/21 kyr are marked with vertical grey lines.

Fig. 6. Relationship between the subtropical front (STF) migration, the Agulhas current strength, the transfer of heat and salt, and the ventilation strength of the AMOC. A) $U_{37}^{K'}$ SST record at site MD96-2048. Warmer glacial SSTs are observed in our record when the STF (in B) reaches its northern most position (black arrows). B) $U_{37}^{K'}$ SST record of MD96-2077, which was used as a proxy of STF migration (Bard and Rickaby, 2009). C) Agulhas leakage fauna (ALF) record from core MD96-2081, a foraminiferal proxy of the Agulhas leakage (Peeters et al., 2004). Note that a new age model for core MD96-2081 was built based on the correlation between the δ^{18} O of the benthic foraminifer *P. wuellerstorfi* and the LR04 stack (Lisiecki and Raymo, 2005) to allow comparison with our dataset. D) Stacked record of Mg/Ca, $U_{37}^{K'}$, and TEX₈₆^H SSTs at site MD96-2048. F) δ^{13} C gradient between the Atlantic (site 607) and the Pacific (site 846) oceans as a proxy for the ventilation strength of the AMOC (Bard and Rickaby, 2009). For C), D), E), and F), black dash lines indicate the obliquity components (frequency 1/41000; bandwidth: 5e-06). G) δ^{18} O of LR04 stack (Lisiecki and Raymo, 2005). T indicates terminations and numbers indicate marine isotopic stages (MIS).



Figure 1



Figure 2



Figure 3



Figure 4



Figure 5



Figure 6

Supplementary Information

High-latitude obliquity as a dominant forcing in the Agulhas current system

Thibaut Caley^{1,*}, Jung-Hyun Kim², Bruno Malaizé¹, Jacques Giraudeau¹, Thomas Laepple³, Nicolas Caillon⁴, Karine Charlier¹, Hélène Rebaubier⁴, Linda Rossignol¹, Isla S. Castañeda², Stefan Schouten² & Jaap S. Sinninghe Damsté²

1. Sensitivity of the results on the interpolation method:

Prior to the spectral estimation, the time series are resampled on a regular grid. For the sake of simplicity and because the effects on the frequency spectrum are well known we use linear interpolation to generate time series with a time step of 0.5kyr. This interpolation process acts as lowpass filter and reduces the variance of the signal (e.g. Schulz & Stattegger, 1997) but the effect is limited to frequencies near and higher than the Nyquist frequency (half the original sampling frequency). As we only show and interpret the frequency spectra on orbital timescales (i.e. f>0.06 kyr-1), the interpolation process does not affect any of our results.

To test this statement we repeat the statistical analysis using different time steps from 0.5kyr-5kyr (Figure S3).

When using time steps larger or near the sampling frequency one has to be careful to use all the available data to avoid an increase of aliasing effects. For experiments with timesteps \geq 2kyr, we first resample the time series to 0.5kyr resolution using linear interpolation. In the next step we apply a lowpass filter with a cutoff frequency to the final resolution and resample the low-passed filtered time series. In comparison to block averaging, this procedure avoids possible artifacts in the spectral domain caused by the rectangular window (e.g. Priestley, 1981).

The sensitivity of the phase estimates (Table 1) on the interpolation time step (0.5-5kyr) is less than +-0.2kyr and the sensitivity of the coherency estimates is less than +-0.02. The spectral estimates are not sensitive on the interpolation time step in the frequency region of interest (Figure S3).

2. Is the sampling resolution high enough to resolve the precession variability?

The limited sampling resolution of the $U_{37}^{K'}$ and TEX $_{86}^{H}$ (mean timestep 4.5kyr) might reduce the variance at the high frequency side of the spectrum including the precession variability. To estimate the magnitude of this sampling bias, we simulate the sampling process on a prescribed artificial time series. The timeseries consists of an orbital signal (65°N June 21 insolation) superposed on a stochastic background signal (power law spectrum proportional to frequency ⁻², (Pelletier, 1998). Sampling is simulated as point samples (one measurement = one single moment at the measurement) as well as average samples (one measurement = average in the timespan between two measurements) using the time steps of the original proxy time series. The resulting spectra (Figure S4) show that although there is some damping of the precession variability, the sampling resolution is high enough that a presence of a precession signal in the climate signal would be detected. For the case of the Mg/Ca record (mean timestep 2.5kyr) only a very weak damping is expected. Therefore, the finding that Mg/Ca, if analyzed separately (Figure S6) does not show precession variability points to a low or missing precession variability of the climate at the core position.

3. Lateral transport index:

Several early studies have noticed that $U_{37}^{K'}$ SST records are affected by laterally advected allochtonous input. For instance, Benthien and Müller (Benthien and Müller, 2000) showed that core-top $U_{37}^{K'}$ SSTs in the Argentine basin were affected by lateral advection of resuspended sediments resulting in cold-biased $U_{37}^{K'}$ SST estimates. This lateral transport effect on $U_{37}^{K'}$ SSTs in the Argentine basin has been confirmed by more recent studies (Mollenhauer et al., 2006; Rühlemann and Butzin, 2006). Anomalously warm SSTs during the last glacial period were also observed in a marine sediment core recovered from the South East Indian Ridge (SEIR) at the location of the modern Subantarctic Front and attributed to a strong advection of detrital alkenones produced in warmer surface waters from the Agulhas region to SEIR (Sicre et al., 2005). More recently, Kim et al. (2009) also showed that $U_{37}^{K'}$ indicates much warmer SSTs during the last glacial period compared to all other SST estimates based on diatom and foraminifera assemblages and TEX_{86} in the SEIR. These findings are consistent with core-top TEX₈₆ data from the Argentine basin, recording no cold-biased SSTs in contrast to $U_{37}^{K'}$ SSTs (Kim et al., 2008). This is probably due to the rapid degradation of isoprenoid GDGTs compared to that of alkenones (Mollenhauer et al., 2008), which prevents GDGTs from being transported over long (>1000 km) distances. Furthermore, foraminiferal proxies have generally been shown to be least affected by lateral transport (Ohkouchi et al., 2002; Mollenhauer et al., 2008). Taken together, previous studies have shown TEX₈₆, modified now as TEX^H₈₆, and Mg/Ca of forams are less sensitive to the lateral transport than $U_{37}^{K'}$. Because core MD96-2048 is located beneath the trajectory where the Agulhas current transports warm Indian Ocean toward the South Atlantic, we suspect a stronger lateral transport of alkenones than GDGTs, thus influencing the $U_{37}^{K'}$ record more than on the TEX^H₈₆ record. Indeed, another core located southward of our study site and outside of the present Agulhas trajectory (MD96-2077) presents a distinctively different $U_{37}^{K'}$ SST signal (Bard and Rickaby, 2009). Therefore, we calculated SST differences (Δ SST) between $U_{37}^{K'}$ and TEX $_{86}^{H}$ as well as between $U_{37}^{K'}$ and Mg/Ca for MD96-2048, as an indicator of the lateral transport from the Indian Ocean to the South Atlantic (Fig. S8). In general, both Δ SST records show higher values when the relative abundance of ALF (Peeters et al., 2004) decreases implying that lateral fluxes and thus the Agulhas current were stronger when Agulhas leakage was weaker.



Fig. S1. A) Comparison of original stacks of LR04 (Lisiecki and raymo, 2005; black line) and H07 (Huybers, 2007; orange line). B) The δ^{18} O of the benthic foraminifer *P. wuellerstorfi* (red line) of core MD96-2048 after age tuning to the LR04 curve (black line) using the Analyseries software (Paillard et al., 1996). C) Similar to (B) but tuned to the H07 curve (orange line). D) Comparison of LR04- (red line) and H07-based (blue line) age models. Filled circles indicate the tie points of MD96-2048 δ^{18} O_{benthic} values to LR04 (Lisiecki and raymo, 2005; red) and H07 (Huybers, 2007; blue).



Fig. S2. Sea-surface salinity (SSS, $\Delta \delta^{18}$ Osw) reconstruction at core MD96-2048 following the method developed by Duplessy et al. (1991), which leans on the double influence of surface temperature and δ^{18} O isotopic composition of seawater (δ^{18} Osw) on the isotopic values of planktonic foraminifera. A) δ^{18} O measured in shells of the planktonic foraminifer *G. ruber* s. s., B) the SST stack (red line) and Mg/Ca SST (blue line), and C) comparison of SSS reconstructions using the SST stack (red line) and Mg/Ca (blue line) records. We consider that the SST-Mg/Ca approach is, to date, the best tool for the SSS reconstruction because temperature and planktonic δ^{18} O records are based on the same material. However, both curves display the same variations.



SST-Stack spectra. Sensitivity on interpolation

Fig. S3. Sensitivity of the frequency spectra on the interpolation time step. The spectra of the Agulhas SST stack are shown using three different interpolation time steps prior to the spectral calculation.



Fig. S4. Effect of the proxy sampling on the reconstructed orbital variability. Frequency spectra of the prescribed time series (65°N summer insolation + stochastic background) (black) and the resampled time series (green and blue), simulating the proxy measurement process. Using the sample time points of Tex86 and Uk37 (mean time step 4.5kyr), the precession amplitude is damped by around 30%. In the Mg/Ca case (mean time step 2.5kyr), most of the precession variability is preserved in the resampled time series.



Fig. S5. Power spectrum of SST (top) and $\Delta \delta^{18}O_{SW}$ (bottom) using the alternative Huybers (2007) chronology. The spectrum is estimated using a smoothed periodogram. The spectrum background (green) and 95% (blue continuous) and 99% (blue dashed) confidence intervals are given. The orbital frequencies 1/100 kyr, 1/41 kyr and 1/21 kyr are marked with vertical grey lines.



Fig. S6. Frequency spectra for separate Agulhas SST proxies and their coherence and phase relationship relative to global ice volume ($\delta^{18}O_{benthic}$) like Fig. 2. Upper panels: Power spectral density of SST (black line). A red noise background spectrum (green line) and 95% (blue continuous) and 99% (blue dashed line) confidence levels, relative to the red-noise background are given. Lower panels: coherence (blue line) and phase (black line) between the SST proxy and $-1*\delta^{18}O_{benthic}$. The approximate 95% confidence level for the coherence (blue dashed line) and the 95% confidence interval for phase (black dashed line) are given. The orbital frequencies 1/100 kyr, 1/41 kyr and 1/21 kyr are marked with vertical grey lines. Both $U_{37}^{K'}$ and TEX^H₈₆ show a time lag to $\delta^{18}O_{benthic}$ in the obliquity band. Mg/Ca seems to be in phase with the benthic $\delta^{18}O_{benthic}$.



Fig. S7. Power spectrum of the ALF record (Peeters et al., 2004) using the newly established age models in this study. The ALF record is scaled to show the same power in the obliquity band as the SST stack record. The frequency band (1/100, 1/41 and 1/21kyr) are marked with grey vertical lines. One can clearly see that both spectra significantly differ in the precession band. The SST stack record shows no/very weak power in precession band, whereas the ALF record shows similar power as in the obliquity band. We can therefore reject the hypothesis that the presence of the precession band in the ALF record is caused by different tuning techniques.



Fig. S8. Relationship between the subtropical convergence (STC) migration and the AC strength and transfer. A) $U_{37}^{K'}$ SST record of MD96-2077, which was used as a proxy of STC migration (Bard and Rickaby, 2009), B) $U_{37}^{K'}$ SST record at site MD96-2048. Warmer glacial SSTs were observed in our record when the STC reached its northern most position (black arrows), C-D) temperature differences (Δ SST) between $U_{37}^{K'}$ and TEX ^H₈₆ and between $U_{37}^{K'}$ and Mg/Ca obtained from MD96-2048 (see Supplementary Information), and E) Agulhas leakage fauna (ALF) record compiled from GeoB3603-2 and MD96-2081, a foraminiferal proxy of the Agulhas leakage (Peeters et al., 2004). Note that a new age model for GeoB3603-2 and MD96-2081 was build based on the correlation between the δ^{18} O of the benthic foraminifer and the LR04 stack (Lisiecki and Raymo, 2005) to allow comparison with our dataset. AC denotes the Agulhas Current.

Supplementary references

- Benthien, A., Müller, P.J.: Anomalously low alkenone temperatures caused by lateral particle and sediment transport in the Malvinas Current region, western Argentine Basin. Deep-Sea Res. I 47, 2369-2393, 2000.
- Kim, J.-H. et al. Impact of lateral transport on organic proxies in the Southern Ocean. Quat. Res. 71, 246-250, 2009.
- Kim, J.-H., Schouten, S., Hopmans, E.C., Donner, B. & SinningheDamsté, J.S.: Global sediment core-top calibration of the TEX₈₆ paleothermometer in the ocean. Geochim. Cosmochim. Acta 72, 1154-1173, 2008.
- Mollenhauer, G., Eglinton, T. I., Hopmans, E.C. & Sinninghe Damsté, J.S.: A radiocarbon-based assessment of the preservation characteristics of crenarchaeol and alkenones from continental margin sediments. Org. Geochem. 39, 1039-1045, 2008.
- Mollenhauer, G., McManus, J. F., Benthien, A., Müller P. J. & Eglinton, T. I.: Rapid lateral particle transport in the Argentine Basin: molecular ¹⁴C and ²³⁰Th_{xs}evidence. Deep-Sea Res. I 53, 1224-1243, 2006.
- Ohkouchi, N., Eglinton, T. I., Keigwin, L.D., & Hayes, J.M.: Spatial and temporal offsets between proxy records in a sediment drift. Science 298, 1224-1227, 2002.
- Paillard, D, Labeyrie L.D. & Yiou, P.: Macintosh program performs time-series analysis. EOS Trans. AGU 77, 379, 1996.
- Pelletier, J.D.: The power spectral density of atmospheric temperature from time scales of 10-2 to 106 yr. Earth and Planetary Science Letters 158(3-4), S.157–164, 1998.
- Priestley, M.B.: Spectral analysis and time series. Academic Press, London, 1981.
- Rühlemann, C. & Butzin, M.: Alkenone temperature anomalies in the Brazil-Malvinas Confluence area caused by lateral advection of suspented particulate material. Geochem. Geophys. Geosyst. 7, doi:10.1029/2006GC001251, 2006.
- Schulz, M., Stattegger, K.: SPECTRUM: Spectral analysis of unevenly spaced paleoclimatic time series. Computers & Geosciences 23, 929-945, 1997.
- Sicre, M. A. et al. : Mid-latitude Southern Indian Ocean response to Northern Hemisphere Heinrich events.Earth Plan.Sci. Lett. 240, 724-731, 2005.

3. Conclusion

Notre étude démontre que les variations de température et de salinité de surface de l'océan dans le domaine amont du courant des Aiguilles pour les derniers 800000 ans sont quasiment en phase avec les changements d'insolation moyenne annuelle aux hautes latitudes plutôt qu'avec l'insolation locale au niveau du site d'étude (~ 26°S) (Berger and Loutre, 1991). Les analyses spectrales réalisées pour l'enregistrement de température comme de salinité (sur les deux modèles d'âge différents) révèlent un signal fort pour les pseudo-périodicités de 100000 ans (glaciaires-interglaciaires) et de 41000 ans (obliquité), alors que le signal de précession est très faible, voir négligeable. Nous faisons l'hypothèse que le fort signal pour la périodicité de 100000 ans provient d'une combinaison de cycle d'obliquité (41000 ans) plutôt qu'un rôle de l'excentricité sur notre site car le signal de précession, qui module l'excentricité, est très faible.

Les changements d'insolation aux hautes latitudes, dirigés par l'obliquité, ont pu jouer un rôle important sur la position de la convergence subtropicale (STC) avec la modification des vents d'ouest de l'hémisphère Sud (Bard and Rickaby, 2009 ; Biastoch et al., 2009), l'export de chaleur depuis les tropiques (Jouzel et al., 2007), et le couvert de banquise (Knorr and Lohmann, 2003). Ces changements dans la position de la STC ont modifié la recirculation dans la gyre subtropicale indienne et affecté les températures et les salinités de surface du courant des Aiguilles. Ce processus est en accord avec les observations récentes (Alory et al., 2007) et des résultats de modélisation (Biastoch et al., 2009). Un lien étroit étant mis en évidence entre nos températures de surface et les températures de l'Antarctique (Jouzel et al ., 2007), nous confirmons que la variabilité du courant des Aiguilles est associée à un forçage climatique des hautes latitudes de l'hémisphère Sud.

En plus du fort signal d'obliquité (hautes latitudes), un travail réalisé dans la zone de transfert entre l'océan Indien et Atlantique, basé sur un assemblage de foraminifères planctoniques comme indicateur du transfert (Peeters et al., 2004), montre un signal faible pour la périodicité de précession. Ces auteurs proposent un lien avec la dynamique de la mousson pour expliquer ce signal. Dans cette étude, nous proposons l'hypothèse que les maximums de mousson ne soient pas en phase avec les maximums de transfert observés pour les périodes de précessions mais plutôt avec un forçage originaire des hautes latitudes de l'hémisphère Sud ou du système d'upwelling du Benguela.

Une étude récente avait suggéré que la migration de la STC durant les périodes glaciaires 10 et 12 avait modulé leur sévérité (Bard and Rickaby, 2009). L'hypothèse selon laquelle la migration de la STC pourrait bloquer le courant des Aiguilles était toujours débattue (Franzese et al., 2009; Zahn, 2009). Pour le MIS 12, nos trois indicateurs montrent une augmentation de température du courant alors que l'on observe les températures les plus froides au site qui documentait la migration de la STC (Bard and Rickaby, 2009). Cela suggère une augmentation de température sur notre site lié au courant de retour des Aiguilles dont l'origine serait associée à la contraction des gyres subtropicales (Sijp and England, 2008). Toutefois, la comparaison entre notre signal $U_{37}^{K'}$ et celui obtenu sur le site plus au Sud, en dehors de la trajectoire du courant des Aiguilles (Bard and Rickaby, 2009), indique une déviation de température systématique durant les périodes glaciaires. Un autre mécanisme que celui lié au courant de retour des Aiguilles pourrait donc expliquer ces anomalies glaciaires importantes pour le signal $U_{37}^{K'}$. Notre site est situé dans la zone précurseur au courant des Aiguilles, à une faible profondeur d'eau (660 m). Le signal alcénone étant sensible au transport latéral, avons avons calculé la différence entre le signal de température alcénone et les signaux de température TEX^H₈₆ en Mg/Ca comme indices de transport latéral. Ces indices
suggèrent qu'un transport latéral plus important, et donc un courant des Aiguilles plus fort, est associé à un transfert Indien-Atlantique de masse d'eau plus faible (Peeters et al., 2004). Ceci fournit une hypothèse alternative par rapport à celle déjà existante qui suggérait qu'une réduction du transfert durant les périodes glaciaires ait pu être causée par une affaiblissement de l'écoulement (Franzese et al., 2009) du courant des Aiguilles.

Nos résultats indiquent également que les changements de température et de salinité pour le courant des Aiguilles devancent les variations globales du volume de glace pour les périodes d'obliquité. L'indice de transfert de Peeters et al. (2004) montre également une avance du phénomène de transfert thermo-halin entre les océans Indien et Atlantique par rapport aux variations globales du volume de glace. Cela suggère que le transfert de masse d'eau chaude et salée vers l'océan Atlantique Sud, notamment au moment des terminaisons, va pouvoir renforcer l'AMOC (Biastoch et al., 2008 ; Weijer et al., 2002) et se produire en avance par rapport aux variations globales. Des perturbations dans l'AMOC associées au paramètre d'obliquité ont été détectées dans des enregistrements de l'océan Atlantique (Dickson et al., 2009 ; 2010 ; Lisiecki et al., 2008). Ainsi, notre étude fournie un processus important, interne au système climatique, qui permet d'affecter l'AMOC en réponse au forçage orbital de l'obliquité. Nous proposons que ce mécanisme joue un rôle dans la reprise de l'AMOC, l'initiation des conditions interglaciaires (Biastoch et al., 2008 ; Knorr and Lohmann, 2003 ; Weijer et al., 2002) et qu'il constitue de ce fait un mécanisme de rétroaction important, en plus de l'effet de l'insolation, pour expliquer les transitions glaciaires- interglaciaires.

Les modèles couplés océan-atmosphère n'ont toujours pas résolu le transfert du courant des Aiguilles (Beal et al., 2011; Lohmann, 2003). En conséquence, le paramètre d'obliquité, qui induit des variations dans le transfert, mérite une attention toute particulière pour la dynamique de l'océan global et dans les modèles climatiques utilisés pour prévoir les scénarii climatiques futurs.

Partie 4 : Le transfert Indien-Atlantique du courant des Aiguilles : un processus clé pour les changements de modes climatiques du Quaternaire

1. Introduction

Nous avons vu préalablement l'importance du transfert Indien-Atlantique de chaleur et de sel du courant des Aiguilles pour la circulation thermo-haline et le climat global au cours des derniers 800000 ans. L'absence d'enregistrement documentant le transfert sur une longue période temporelle empêche de déterminer le rôle potentiel du courant sur les modes de variations climatiques à long terme, incluant la Transition Mid-Pleistocène (MPT) dont l'origine reste inconnue (Hönisch et al., 2009). Dans ce travail, nous présentons un enregistrement du taux d'accumulation pour le taxon de foraminifère planctonique G. menardii, couvrant les derniers 1.35 millions d'années, à partir du site ODP 1087 localisé dans la région du courant du Benguela. Le taxon G. menardii a connu des périodes d'extinction et de réapparition dans l'océan Atlantique au cours du Quaternaire (Ericson and Wollin, 1968 ; Rudiman, 1971) et des travaux préalables ont suggéré que le transfert du courant des Aiguilles pouvait constituer un acteur important de ce processus (Berger and Wefer, 1996 ; Charles et Morley, 1988 ; Giraudeau et al., 2000). Au regard d'un autre enregistrement du taux d'accumulation du même taxon G. menardii obtenue au site MD96-2048 (dans la zone source du courant des Aiguilles) et en comparant avec les données de transfert Indien-Atlantique déjà publiées par Peeters et al. (2004) pour les derniers 550000 ans, nous tenterons de valider l'utilisation de l'indicateur « G. menardii » comme indice de transfert en Atlantique Sud des eaux du courant des Aiguilles. Nous nous focaliserons ensuite sur les forçages et l'impact du transfert sur la variabilité climatique à long terme. La variabilité orbitale (23 000, 41 000 et 100 000 ans) ayant déjà été traitée en détail dans la partie précédente.

2. The Agulhas leakage: a key process in the modes of Quaternary climate changes

Article in preparation for PNAS

The Agulhas leakage: a key process in the modes of Quaternary climate changes

Thibaut Caley¹*, Jacques Giraudeau¹, Bruno Malaizé¹, Linda Rossignol¹, Catherine Pierre².

Université de Bordeaux, UB1, CNRS, UMR 5805 EPOC, France
Université Pierre et Marie Curie, UMR 7159 LOCEAN, Paris, France

Thibaut Caley* (corresponding author) Telephone: +33 (0)5 40 00 83 81 Fax: +33 (0)5 56 84 08 48 E-mail: <u>t.caley@epoc.u-bordeaux1.fr</u> Heat and salt transfer from the Indian to the Atlantic Ocean (Agulhas leakage) has a profound effect on the global thermohaline circulation and climate. The lack of long transfer record prevents elucidation of its role on climate changes throughout the Quaternary. Here, we present a 1.35 Ma accumulation rate record of the planktic foraminiferal species *Globorotalia menardii*. The presence and reseeding of this fauna in the subtropical south east Atlantic was driven by interocean exchange south of Africa. The Agulhas transfer strengthened during every glacial-interglacial transition, reaching a maximum every 400 ka. The long-term dynamics of Agulhas leakage may have played a crucial role in regulating meridional overturning circulation and global climate changes during the Mid Brunhes Event and the Mid Pleistocene Transition.

Modelling results have shown that Agulhas leakage can affects the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) and climate (1-3). Paleo studies also suggest an important role of the Agulhas leakage for the climate system (4-6). Nonetheless, modulations of Agulhas leakage prior to ~550 ka are unknown. This lack of information prevents elucidation of forcing mechanisms governing the Agulhas leakage on longer time interval, including throughout the critical period of the Mid-Pleistocene Transition (MPT) which saw the settling of high amplitude, low frequency glacial variability (7).

Here, we present a continuous, high-resolution 1.35 Ma record of Accumulation Rate (AR) of the tropical species *G. menardii* (see method) at ODP Site 1087 (31°28'S, 15°19'E, 1371m depth) located in the southern Benguela region (Fig. 1), in close vicinity to the Cape of Good Hope. A previously established age model for Site 1087 based on δ^{18} O measurements in planktic and benthic foraminifera was revised here by correlating this stable isotope record with the LR04 stack (see method).

While presently thriving in the tropical and subtropical Atlantic (Fig. 1), *G. menardii* exhibits drastic and near synchronous changes in abundances at the scale of this ocean realm throughout the Brunhes and Matuyama chronozones (8, 9). Given the continuous presence of this species in planktic foraminiferal assemblages of Indian and Pacific marine sediments throughout the Quaternary (supplementary Fig. S1A-B), as well as the processes of interocean exchange of surface and intermediate waters presently taking place south of Africa (10), we assume, according to previous suggestions (11-15), that abundance changes of this species in sedimentary archives of the SE Atlantic can be used as reliable tracer of past Indian to Atlantic leakage south of Africa.

ODP Site 1087 was drilled on the continental margin of SW Africa, slightly shoreward of the southeast-northwest oriented core track of Agulhas shed rings and filaments in the SE Atlantic (10). While this explains the overall low contribution of tropical species to the foraminiferal assemblages at the studied location (13), a separate observation of the whole, unsplit >125-µm fraction, indicates that specimens of *G. menardii*, although rare, are near-continuously present at Site 1087 and are affected by large amplitude abundance changes throughout the last 1.35 Ma (Fig. 2A).

In order to confirm *G. menardii* as a tracer of interocean exchange in the SE Atlantic, we compare our record obtained at Site 1087 with a previous, ~700 ka long paleorecord obtained from a nearby core and based on the relative abundance of "Agulhas leakage fauna (ALF)" (4) (Figs. 1-2B). Both records compare well (Fig. 2 and supplementary Fig. S2) and indicate that extreme leakage events are strongly expressed by peak concentrations and accumulation rates of *G. menardii* at ODP Site 1087, whereas periods of reduced Indian to Atlantic transfer are marked by minimum, if not absence of our planktonic foraminiferal tracer species.

Given the proposed mechanism involved in the abundance changes of *G. menardii* in the SE Atlantic, one can argue that part, if not most of the pattern recorded at ODP Site 1087 might be a function of the abundance of this taxon within its source area in the Indian Ocean. We therefore compare our proxy record off southwest Africa with a mid to late Quaternary record of concentration and AR of *G. menardii* from a coring site located in the precursor area of the Agulhas current (see method) (core MD96-2048; Fig. 1; Fig. 2C). From this comparison, none of the large amplitude abundance events recorded at ODP Site 1087 has any equivalent in the Agulhas source area, hereby indicating that our tracer record in the SE Atlantic is independent of the dynamics of this taxon in the Indian Ocean. Our *G. menardii* record therefore stands as a reliable tracer of Agulhas leakage to the SE Atlantic, and provides, for the first time, a continuous history of interocean exchange south of Africa for the last 1.35 Ma. While the dynamics of Indian to Atlantic transfer at orbital scales will be discussed elsewhere (supplementary Fig. S3A-B), we focus in the following part on the long term variability of Agulhas leakage associated to important events.

Major transfer events based on the AR of *G. menardii* at Site 1087 (Fig. 2A) are enlightened by the late Quaternary succession of this taxon (presence/absence) in the tropical and subtropical Atlantic (8, 9, 16, 17) (Fig 2). AR of *G. menardii* at ODP Site 1087 show distinct important peaks that are near-synchronous with the position of the S/T, U/V, W/X, and Y/Z zonal boundaries in the tropical Atlantic as well as with subzonal transitions (T4/T3, T3/T2, V3/V2 and V2/V1) (Fig. 2) (see method). As long as variations in *G. menardii* AR are a function of the volume of Indian Ocean thermocline water transferred to the southeast Atlantic, our record is, to our knowledge, the first evidence for the role of this mechanism in the reseeding of this taxon in the tropical Atlantic over the last 1.35 Ma. While the absence of *G. menardii* in the tropical and subtropical Atlantic during certain intervals (S, U, W and Y) stays an enigma (12), our record suggests that sustained reduced Agulhas transfer prior to these periods (Fig. 2) might be involved into this extinction process.

As previously observed for the last ~700 ka (4), our new *G. menardii* record indicates that each of the 17 Terminations of the last 1.2 Ma is affected by an increased transfer of Agulhas water to the SE Atlantic (Fig. 3A-B). A lower frequency pattern of strengthened and sustained intensification according to a ~400 ka periodicity is strongly expressed by our proxy record (Fig. 3B), and displays increased amplitudes from 1.35 Ma onward.

We propose that this observed pattern of interocean exchange is resulting from latitudinal migration of the Subtropical Convergence (STC) as previously suggested for shorter time scales (4, 5, 18) (northward migration of the STC inducing reduced Agulhas leakage). In order to test this hypothesis, we compare our results with records of Ice Rafted Detritus (IRD) (an indicator for the presence of icebergs) and sea surface temperature (SST) reconstructions obtained at ODP Site 1090 (19, 20) (Fig. 3C-D) which monitor past meridional changes in the position of both the Subantarctic Zone (SZ) and the STC in the Southern Ocean (Fig. 1). An overall tendency of southward migration of the STC (Fig. 3C-D) is associated with increased amplitudes of interocean exchanges (Fig. 3B). Peak northward positions of the STC and SZ during glacials are organized according to a 400 ka periodicity (Fig 3C-D), and slightly precede strengthened Agulhas leakage events (Fig. 3B). A recent study (5) indicates that the extreme northward position of the STC during glacial marine isotopic stages (MIS) 12 and 10 (around 400 ka BP) is responsible of the reappearance and abundance in the SE Atlantic of the ALF due to the deglacial strengthening of the Indian-Atlantic connection. This pattern is well documented in our record (Fig. 3B).

Interestingly, all the periods of successive, extreme northward positions of the STC correspond to important changes in modes of global climate variability over the Quaternary. Indeed, the periods centred at 800 ka BP and 1.2 Ma BP roughly bracket the MPT (7) (Fig. 3).

The MPT, starting at 1025 ka BP and completed at 700 ka BP (7), saw the emergence of low frequency (100 ka cycles), high amplitude glacial variability, for so far unknown reasons (21). The period centred at 400 ka BP corresponds to the Mid-Brunhes event (MBE) (22) and is characterized by a further increase of ice-volume variations leading to four large-amplitude 100-ka glacial-interglacial cycles from then to Present.

The important northward position of the STC every 400 ka could be a response to both cooler global climates (23) and anomalously cool equatorial temperatures (5). Indeed, a minimum of eccentricity every 400 ka might reduce the Hadley cell (24) (cool tropical SST), drawing the STC northward (Fig. 3D-E). A reduction of obliquity amplitude occurs around 800 ka BP and, although of minor amplitude, at 1.2 Ma BP (Fig. 3E). Caley et al. (6) have shown the importance of this parameter for controlling the Agulhas current system via its role on latitudinal migration of the STC and associated westerlies. Concerning the effect of global cooling, recent studies suggest that the climate/dust/CO₂ feedback may play an important role, in particular across the MPT (21, 25). The global coccolithophore production vary with a ~400 ka periodicity (26) and could affect the global carbon cycle although the p_{CO2} changes during the Pleistocene could be compensated biogeochemically (26) or masked by higher frequency cycles in the record.

The Agulhas leakage is supposed to have important effect on thermohaline circulation and ice volume modulation (1-6). Benthic $\Delta\delta^{13}$ C gradients between the Atlantic and the Pacific Oceans, used as a ventilation proxy (5) (supplementary Fig. S4), are indicative of high amplitude changes in Atlantic overturning and or in Pacific ventilation throughout the last 1.5 Ma according to a 400 ka periodicity. This long-term variability in the strength of Atlantic overturning is phased with meridional shifts of the STC and SZ which, as explained above, modulate the efficiency of the Indian-Atlantic transfer of thermocline waters. This lends credits to the critical role played by the Agulhas leakage on the dynamics of the global overturning circulation over longer time scales. This hypothesis is supported by a recent modelling study showing that a northward shift of the westerlies causes a contraction of the subpolar gyres in the southern hemisphere, which both reduces the Agulhas leakage and North Atlantic deep water formation (27).

Strengthening of the Agulhas leakage may have induced a resumption of the AMOC during terminations and a more vigorous AMOC during the interglacial periods of the last 450 ka (Fig. 3 and supplementary Fig. S4). This transfer could have promoted more heat transport to high latitudes, warming of the northern hemisphere and northward movement of the ITCZ (28).

We argue that changes in Agulhas leakage constitute therefore a key internal process leading to the major climate shifts of the Quaternary period, ie. the MPT and the MBE.

Our interglacial period (the Holocene) is included into a new cycle of 400 ka which is characterised by an important minimum of eccentricity (Fig. 3E). Our study indicates that this configuration could be favourable for an important strengthening of Indian-Atlantic transfer, itself leading to a more vigorous AMOC (3, 4, 29). A recent work also suggests that anthropogenic forcing contributed to increased Agulhas leakage during the past decades (18), a pattern which is projected to continue and accelerate during the twenty first century (30). Both the natural climate configuration enlightened by our study and the modern anthropogenic perturbation are therefore prone to an increased transfer of heat and salt from the Indian to the Atlantic Ocean in the near future, with important implications on the freshwater budget and the deep-water formation in the subpolar North Atlantic (2, 3).

References

- 1. A. Biastoch, C. W. Boning, J. R. E. Lutjeharms, Nature 456, 489 (2008).
- 2. L. M. Beal, W. P. M. De Ruijter, A. Biastoch, R. Zahn, SCOR/WCRP/IAPSO Working Group 136, *Nature* **472**, 429 (2011).
- 3. W. Weijer, W. P. M. De Ruijter, A. Sterl, S. S. Drijfhout, *Global planetary Change* **34**, 293 (2002).
- 4. F. J. C. Peeters et al., Nature 430, 661 (2004).
- 5. E. Bard, E. M. Rickaby, Nature 460, 380 (2009).
- 6. T. Caley *et al.*, *Climate of the Past Discussion* 7, 2193-2215, doi:10.5194/cpd-7-1-2011 (2011).
- 7. P. U. Clark et al., Quaternary Science Reviews 25, 3150 (2006).
- 8. D. B. Ericson, G. Wollin, Science 162, 1227 (1968).
- 9. W. F. Ruddiman, Geological Society of America Bulletin 82, 283 (1971).
- 10. J. R. E. Lutjeharms, Ed. The Agulhas current (Springer, 2006).
- 11. C.D. Charles, J. J. Morley, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **66**, 113 (1988).
- 12. W. H. Berger, G. Wefer, In *The south Atlantic: Past and Present Circulation (Springer, 1996)* Expeditions into the past: paleoceanographic studies in the South Atlantic. (*Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G., Webb, D.J.*), 363-410.
- 13. J. Giraudeau, C. Pierre, L. A. Herve, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* **175**, 1 (2000).
- 14. A. J. Rau et al., Marine Geology 180, 183 (2002).
- 15. W. F. Berger, E. Vincent, Nature 324, 53 (1986).
- 16. R. E. Martin, G. W. Johnson, E. D. Neff, D. E. Krantz, Paleoceanography 5, 531 (1990).
- 17. R. E. Martin, E. D. Neff, G. W. Johnson, D. E. Krantz, PALAIOS 8, 155 (1993).
- 18. A. Biastoch, C. W. Boning, F. U. Schwarzkopf, J. R. E. Lutjeharms, *Nature* **462**, 495 (2009).
- 19. S. Becquey, R. Gersonde, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **182**, 221 (2002).
- 20. A. Martínez-Garcia, A. Rosell-Melé, E. L. McClymont, R. Gersonde, G. H. Haug, *Science* **328**, 1550 (2010).
- 21. B. Hönisch, N. G. Hemming, D. Archer, M. Siddall, J. F. McManus, *Science* **324**, 1551 (2009).
- 22. J. H. F. Jansen, A. Kuijpers, S. R. A Troelstra, Science 232, 619 (1986).
- 23. G. P. Williams, K. Bryan, J. Climate 19, 1706 (2006).
- 24. Y. Ashkenazy, H. Gildor, Paleoceanography 23, 1206 (2008).
- 25. A. Martínez-Garcia, A. Rosell-Melé, S.L. Jaccard, W. Geibert, D.M. Sigman, G. H. Haug, *Nature* **476**, 312 (2011).
- 26. R.E.M. Rickaby et al., Earth and Planetary Science Letters 253, 83 (2007)
- 27. W. P. Sijp, M. H. England, Progress in Oceanography 79, 1 (2008).
- 28. L. Sepulcre, L. Vidal, K. Tachikawa, F. Rostek, E. Bard, Climate of the Past 7, 75 (2011).
- 29. G. Knorr, G. Lohmann, Nature 424, 532 (2003).
- 30. A. Sen Gupta et al., Journal of Climate 22, 3047 (2009).
- 31. J. Laskar et al., A&A 428, 261 (2004).

Acknowledgement

Marine samples for site ODP 1087 were provided by the Ocean Drilling Program (ODP), sponsored by the National Science Foundation and participating countries.

Figure legends:

Fig. 1: Abundance (wt %) of the tropical species *Globorotalia menardii* in surface sediments of the World Ocean (compilation from the MARGO database: see method; *G. menardii* photo credit: Frederique Eynaud, EPOC, Université Bordeaux 1/CNRS) and schematic view of the main oceanic surface circulation involved in the transfer of this taxon into the Atlantic Ocean via the Agulhas current. The studied sites (ODP 1087 and MD96-2048), reference sites (MD96-2081/GeOB-3603-2 (4) and ODP 1090 (19, 20)) and locations of the SubTropical Convergence (STC) and the Subantarctic Zone (SZ) are also indicated.

Fig. 2: Mid- to Late Quaternary reseeding of *G. menardii* in the tropical-subtropical Atlantic. A) Concentration and AR of *G. menardii* at ODP Site 1087 in the southern Benguela region. B) Relative abundance of Agulhas Leakage Fauna (ALF) at Cape Basin (4). Note that a new age model for GeoB3603-2 and MD96-2081 was build based on the correlation between the δ^{18} O of the benthic foraminifer and the LR04 stack to allow comparison with our dataset. C) Concentration and AR of *G. menardii* at site MD96-2048 in the SW Indian Ocean. The top frame indicates the *G. menardii* zones in the tropical-subtropical Atlantic as defined by Ericson and Wollin (8) and according to the revised stratigraphy of Martin et al. (16, 17) (green/white frames point to the presence/absence of the taxon, respectively) (see method). Dashed lines indicate events of reseeding in the tropical-subtropical Atlantic Ocean.

Fig. 3: Coupled histories of Agulhas leakage and Subtropical Convergence (STC) migration over the last 1.35 Ma. A) δ^{18} O of benthic foraminifera *Planulina wuellerstorfi* at ODP Site 1087 and comparison with the LR04 stack (see method). Glacial marine isotopic stages (MIS) and Terminations (Tx) are indicated. B) Agulhas leakage as infered from AR of *G. menardii* at ODP Site 1087. Fine dashed lines point to reinforcement of transfer at terminations. Grey frames indicate sustained periods of transfer strengthening according to a 400 ka periodicity. C-D) Concentrations of Ice Rafted Detritus (IRD) and Sea Surface Temperature (SST) reconstruction at ODP Site 1090 as tracers of meridional shifts in the location of the STC and SZ (*19, 20*). E) Eccentricity and obliquity cycles over the last 1.5 Ma (*31*). Top frame indicates the Mid Pleistocene Transition (MPT) (the 900 ka event and the Mid Brunhes Event (MBE) are also indicated) (*7, 22*).



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3

Supporting Online Material for

The Agulhas leakage: a key process in the modes of Quaternary climate changes

Thibaut Caley¹*, Jacques Giraudeau¹, Bruno Malaizé¹, Linda Rossignol¹, Catherine Pierre².

Methods

G. menardii Accumulation Rate (AR):

Because of the scarcity of *G. menardii* in planktic foraminiferal assemblages at ODP Site 1087, we conducted a separate count of this species on the total unsplit >125 μ m fraction. We subsequently expressed *G. menardii* abundance as both concentration (number of specimens/gram bulk sediment) and Accumulation Rate (AR) (number of specimens/cm²/ka.) according to the formula:

 $AR = concentration \times SR \times DBD.$

Where SR (sedimentation rate in centimeter per thousand years) = sedimentation rate after conversion of original depth (meters below sea-floor - mbsf) into corrected depth (meters composite depth -mcd) (Shipboard Scientific Party, 1998) and construction of the final age model, and DBD (dry bulk density in grams per cubic centimeter) = $2.65 \times (\text{gamma-ray} \text{ attenuation bulk density} - 1)/(2.65 - 1)$.

The same method was used to calculate the AR of *G. menardii* in core MD96-2048 off Mozambic.

In this study, *G. menardii* refers to the complex which combines *G. menardii* spp. and *G. tumida* without distinction of the different morphotypes or subspecies.

Age models:

The oxygen isotope stratigraphy at ODP Site 1087 is based on δ^{18} O measurements on shell on the benthic and planktic foraminifera *Planulina wuellerstorfi* and *Globorotalia inflata*, respectively. The timescale calibration of the inferred isotopic stages was previously published for the 0-400 ka (32) and for 400 to 1.5 Ma (33) intervals, and was revised in the present study by correlating the δ^{18} O records with the LR04 benthic stack (34) (Fig. 3) using Analyseries software (35).

The age model for core MD96-2048 is taken from Caley et al. (6).

All the data in figures 2 and 3 are plotted according to the LR04-based age model.

G. menardii abundance and MARGO database:

The modern and LGM distribution (wt%) of *G. menardii* in the world Ocean (Figs. 1 and S1-A) were interpolated from the MARGO database (*36-38*) using the ArcGIS Geographic Information System software.

Age of *G. menardii* biozones in the tropical-subtropical Atlantic:

The ages of biozones are essentially based on Martin et al. (17, 18) which revised the Ericson and Wollin (9) zonation scheme for the Caribbean, dividing the Pleistocene interval into 17 zones and subzones with an average resolution of ~100 ka. Whereas the boundary ages of

zones Z to T are relatively well constrained, the results are more uncertain for transition T4/S and S/R.

According to Martin et al. (17, 18) the T4/S boundary is located within MIS 24-25 (~ 940 ka BP on the LR04 age scale). A more recent study (39) confirms that the T4/S boundary seems occur after the Jaramillo which is dating at 990 ka (40). By correlation with magnetostratigraphy and oxygen isotope stratigraphy proposed by Wie (41) this gives an occurrence after MIS 26.

For the R/S boundary we choose the ideal zonation of Martin et al. (18) (~1.2 Ma).

Supporting online material text

Orbital scale Agulhas leakage at site ODP1087

Independent orbital age models are required to address the role of orbital forcing on the Quaternary dynamics of Agulhas leakage. The oxygen isotope stratigraphy of ODP Site 1087 is based on the orbitally-derived LR04 age scale (34). To solve the problem of orbital dependency, we developed another approach based on the so-called depth-derived stack H07 (45) which is not relying upon orbital assumptions (Fig. S3-A).

The *G. menardii* transfer index is ideal to investigate interocean exchanges on long time-scale but is less adapted for documenting the history of leakage at the scale of orbital changes. Indeed, gaps of data occur in the benthic stratigraphy of ODP Site 1087 (Fig. S3-A). This limitation in mind, and because the orbital forcing on Agulhas leakage has been investigated in details over the last 550 ka (4), we focused our interpretation on supra-orbital scale changes over the last 1.35 Ma.

A B-Tukey cross correlation analysis (time interval 0-1.2 Ma, 2 ka step) between *G. menardii* record and ETP (constructed by normalizing and stacking eccentricity, tilt and negative precession) on the LR04 and H07 age models indicates some weak differences suggesting that a small part of the variance observed with the LR04 age model is linked to its δ^{18} O tuning with orbital parameters (Fig. S3-B). However, weak spectral power signal in the precession band (23 ka cycle), and more important power in the 41 ka (obliquity) and 100 ka cycles are observed with the H07 age model. These results confirm Caley et al. (7) and Peeters et al. (4) assumptions that mid- to late Quaternary changes in the Agulhas current system are essentially driven by 41 and 100 ka cycles over the last 800 ka. The 400 ka cycle is also visible (Fig. S3-B).

Supporting online material Figures



Fig. S1-A): Global distribution (wt%) of the *Globorotalia menardii* complex during the Last Glacial Maximum (LGM) (compiled from the PANGAEA-hosted MARGO database (*36-38*)) showing the absence (presence) of this foraminiferal taxon in the Atlantic Ocean (tropical-subtropical Indo-Pacific ocean).



Fig. S1-B): Distribution (wt%) of *G. menardii* in Indian and Pacific sediment cores providing evidence for the continuous presence of this species complex in this tropical-subtropical ocean realm throughout the last 1.5 Ma (MD96-2048: this study; ODP 722 (42); ODP 758 (43); 17957-2 (44)). The grey boxes refer to the periods where *G. menardii* is absent from the tropical-subtropical Atlantic according to the foraminiferal zonation scheme given in the top frame.



Fig. S2: Cross-correlation analysis confirming the relationship between the Agulhas leakage fauna (ALF) (4) and the ODP 1087 *G. menardii* AR records of Indian-Atlantic interocean exchange. This B-Tukey analysis (time interval 0-630 ka, 2.15 ka step) was performed using the Analyseries software (35). The horizontal grey line indicates the 95% confidence level for the coherency. We observed a high coherency in the 100, 41 and 23 ka bands with no significant phase offset between records. Both records appear therefore closely related in spectral power and phasing.



Fig. S3 Alternative stratigraphy.



Fig. S4: $\Delta \delta^{13}$ C as an indicator of the overturning strength (see Bard and Rickaby (5) and supplementary information therein) and A) comparison with abundance of Ice Rafted Detritus (IRD) at ODP Site 1090 as a proxy of extreme northward migration of the STC and SZ during glacial periods (19). IRD data at ODP Site 1090 indicate extreme northward position of the STC during glacial periods every ~400 ka, at times of extreme, sustained reduction of overturning strength (Fig 4). B) Increased AR of *G. menardii* at ODP site 1087 during Terminations are triggered by deglacial strengthening of Indian-Atlantic transfer. This process leads to an increase of overturning and a potential resumption of the AMOC (29). Long term changes in Agulhas leakage (horizontal lines) seem to induce a more vigorous AMOC during the interglacial periods of the last 450 ka.

References

- 1. A. Biastoch, C. W. Boning, J. R. E. Lutjeharms, Nature 456, 489 (2008).
- 2. L. M. Beal, W. P. M. De Ruijter, A. Biastoch, R. Zahn, SCOR/WCRP/IAPSO Working Group 136, *Nature* **472**, 429 (2011).
- 3. W. Weijer, W. P. M. De Ruijter, A. Sterl, S. S. Drijfhout, *Global planetary Change* **34**, 293 (2002).
- 4. F. J. C. Peeters et al., Nature 430, 661 (2004).
- 5. E. Bard, E. M. Rickaby, Nature 460, 380 (2009).
- 6. T. Caley *et al.*, *Climate of the Past Discussion* **7**, 2193-2215, doi:10.5194/cpd-7-1-2011 (2011).
- 7. P. U. Clark et al., Quaternary Science Reviews 25, 3150 (2006).
- 8. D. B. Ericson, G. Wollin, Science 162, 1227 (1968).
- 9. W. F. Ruddiman, Geological Society of America Bulletin 82, 283 (1971).
- 10. J. R. E. Lutjeharms, Ed. The Agulhas current (Springer, 2006).
- 11. C.D. Charles, J. J. Morley, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **66**, 113 (1988).
- 12. W. H. Berger, G. Wefer, In *The south Atlantic: Past and Present Circulation (Springer, 1996)* Expeditions into the past: paleoceanographic studies in the South Atlantic. (*Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G., Webb, D.J.*), 363-410.
- 13. J. Giraudeau, C. Pierre, L. A. Herve, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* **175**, 1 (2000).
- 14. A. J. Rau et al., Marine Geology 180, 183 (2002).
- 15. W. F. Berger, E. Vincent, Nature 324, 53 (1986).
- 16. R. E. Martin, G. W. Johnson, E. D. Neff, D. E. Krantz, Paleoceanography 5, 531 (1990).
- 17. R. E. Martin, E. D. Neff, G. W. Johnson, D. E. Krantz, PALAIOS 8, 155 (1993).
- A. Biastoch, C. W. Boning, F. U. Schwarzkopf, J. R. E. Lutjeharms, *Nature* 462, 495 (2009).
- 19. S. Becquey, R. Gersonde, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **182**, 221 (2002).
- 20. A. Martínez-Garcia, A. Rosell-Melé, E. L. McClymont, R. Gersonde, G. H. Haug, *Science* **328**, 1550 (2010).
- 21. B. Hönisch, N. G. Hemming, D. Archer, M. Siddall, J. F. McManus, *Science* **324**, 1551 (2009).
- 22. J. H. F. Jansen, A. Kuijpers, S. R. A Troelstra, Science 232, 619 (1986).
- 23. G. P. Williams, K. Bryan, J. Climate 19, 1706 (2006).
- 24. Y. Ashkenazy, H. Gildor, Paleoceanography 23, 1206 (2008).
- 25. A. Martínez-Garcia, A. Rosell-Melé, S.L. Jaccard, W. Geibert, D.M. Sigman, G. H. Haug, *Nature* **476**, 312 (2011).
- 26. R.E.M. Rickaby et al., Earth and Planetary Science Letters 253, 83 (2007)
- 27. W. P. Sijp, M. H. England, Progress in Oceanography 79, 1 (2008).
- 28. L. Sepulcre, L. Vidal, K. Tachikawa, F. Rostek, E. Bard, Climate of the Past 7, 75 (2011).
- 29. G. Knorr, G. Lohmann, Nature 424, 532 (2003).
- 30. A. Sen Gupta et al., Journal of Climate 22, 3047 (2009).
- 31. J. Laskar et al., A&A 428, 261 (2004).
- 32. C. Pierre, J. F. Saliege, M. J. Urrutiaguer, J. Giraudeau, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* **175**, 1 (2001).
- 33. E. L. McClymont, A. Rosell-Mele, J. Giraudeau, C. Pierre, J. M. Lloyd, *Quaternary Science Reviews* 24, 1559 (2005).
- 34. L. E. Lisiecki, M. E. Raymo, Quaternary Science Reviews 20, 1003 (2005).

- 35. D. Paillard, L. D. Labeyrie, P. Yiou, EOS Trans. AGU 77, 379 (1996).
- 36. T. T. Barrows, J. Steve, Quaternary Science Reviews 24, (2005).
- 37. A. Hayes, M. Kucera, N. Kallel, L. Sbaffi, E. J. Rohling, *Quaternary Science Reviews* 24, (2005).
- 38. M. Kucera et al., Quaternary Science Reviews 24, (2005).
- 39. H. Nishi, R. D. Norris, H. Okada, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* **164**, 343 (2000).
- 40. W. A. Berggren et al., GSA Bulletin 107, 1272 (1995).
- 41. W. Wei, Paleoceanography 8, (1993).
- 42. D. Kroon, T. Steens, S. R. Troelstra, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* **117**, (1991).
- 43. M. T. Chen, J. W. Farrell, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* **121**, (1991).
- 44. Z. Jian et al., Paleoceanography 15, (2000).
- 45. P. Huybers, Quaternary Science Reviews 26, 37 (2007).

3. Conclusion

La dynamique du taxon *G. menardii* dans la région du courant du Benguela est en accord avec celle de l'indice de transfert Indien-Atlantique pour le courant des Aiguilles préalablement publié par Peeters et al. (2004) et est indépendante de la dynamique de ce même taxon dans l'océan Indien. Notre travail a ainsi permis de valider l'utilisation du taux d'accumulation du taxon *G. menardii* au site ODP 1087 comme indicateur du transfert de masse d'eau de la thermocline du courant des Aiguilles depuis l'océan Indien vers l'océan Atlantique.

Ce taxon est toujours présent dans les océans Indien et Pacifique au cours du Quaternaire tandis qu'il subit des périodes d'extinctions dans l'océan Atlantique tropical. Notre travail a pu établir un lien étroit entre les périodes d'augmentation de transfert depuis le courant des Aiguilles et les périodes de réapparitions du taxon *G. menardii* (biozones) dans l'Atlantique tropical. Nous proposons également que la disparition du taxon puisse être influencée par la diminution drastique du transfert Indien-Atlantique depuis le courant des Aiguilles.

Notre étude montre également que l'ensemble des transitions glaciaires-interglaciaires au cours des derniers 1.2 millions d'années est marqué par un renforcement du transfert en Atlantique Sud des eaux du courant des Aiguilles. Ce renforcement au niveau des terminaisons est marqué de façon plus prononcée tous les 400000 ans. Nous avons également mis en évidence une tendance marquée par un transfert moyen plus important depuis environ 400000 ans. Ces variations observées sont liées à la migration de la Convergence Sub-Tropicale (STC), avec probablement une migration des vents d'Ouest associés, qui réduit le transfert durant les périodes glaciaires (position Nord de la STC) et permet son renforcement lors des transitions vers les périodes interglaciaires (position Sud de la STC) (Bard and Rickaby, 2009 ; Becquey and Gersonde, 2002). L'origine de la migration de la STC et des vents d'Ouest associés pourrait être liée à la réduction de l'amplitude des paramètres orbitaux d'obliquité et d'excentricité (Ashkenazy and Gildor, 2008; Bard and Rickaby, 2009; Caley et al., 2011a).

Chacune des périodes marquées par une position extrême vers le nord de la STC, et donc une réduction drastique du transfert en périodes glaciaires, correspond à un changement majeur dans le mode de variabilité climatique globale du Quaternaire (MPT et Mid-Brunhes event : MBE). Nous avons pu démontrer que ces modifications importantes dans la position de la STC et dans le transfert Indien-Atlantique du courant des Aiguilles pouvait avoir une répercussion importante sur la circulation thermo-haline globale (diminution et reprise de l'AMOC) et donc sur le climat de l'hémisphère Nord (Bard and Rickaby, 2009 ; Knorr and Lohmann, 2003 ; Sepulcre et al., 2011 ; Sijp and England, 2008). Nous avons donc proposé que ce mécanisme océanique interne au système climatique soit crucial pour la MPT, le MBE et les transitions glaciaires-interglaciaires du Quaternaire.

Finalement, notre étude nous a permis de situer la dynamique du transfert actuel au regard de sa dynamique passée. L'Holocène (notre période interglaciaire) est situé dans un interval de temps marqué par une amplitude fortement réduite de l'excentricité et un transfert Indien-Atlantique en moyenne plus important. Notre travail indique que cette configuration est favorable à un renforcement important du transfert pour les périodes interglaciaires. Associé à l'effet d'augmentation récent (les dernières décennies) du transfert lié aux perturbations anthropiques (Biastoch et al., 2009 ; Sen Gupta, 2009) cela pourrait constituer, à terme, un facteur crucial pour le budget d'eau douce et la formation des eaux profondes en Atlantique Nord (Beal et al., 2011 et références inclus).

<u>Partie 5 : Relations entre le climat du continent Sud-africain et le courant des Aiguilles</u>

1. Impact du climat continental Sud-africain sur le courant des Aiguilles

La concentration en lipides des végétaux supérieurs (n-alkanes) apportée au site MD96-2048, dans la zone source du courant des Aiguilles, suit celle des lipides d'origine terrestre (branched GDGT's) et suggère un apport par les rivières (fleuve Limpopo). Toutefois, le BIT index indique que l'influence du fleuve est très limitée. En effet, la proportion entre lipides d'origines marines et ceux d'origines terrestres (GDGT's) dans le sédiment montre très clairement une dominance marine (valeur proche de 0) (Figure 76).

De plus, les pollens transportés par le fleuve Limpopo jusqu'au site d'étude sont en très faible concentration dans le sédiment ce qui confirme la faible influence des décharges fluviales (Dupont et al., 2011).



Figure 76 : Impact du fleuve Limpopo sur le courant des Aiguilles. La quantité de lipides (nalkanes) apportée au site MD96-2048 suit les variations des lipides d'origines terrestres (branched GDGT's) et suggère un apport par le fleuve Limpopo. Toutefois, le BIT index indique que l'apport par le fleuve est très limité (valeur proche de 0).

Nous avons vu précédemment que l'effet de l'insolation locale, qui pourrait éventuellement contrôler la mousson, est faible voir négligeable pour les enregistrements de salinité et température du courant des Aiguilles. D'autre part des augmentations de salinité pour le courant sont associées à des augmentations de température. Un contrôle du climat continental (précipitation estivale de l'Afrique du Sud) sur le courant devrait se marquer par des diminutions de la salinité de surface (décharge fluviale) lors des augmentations de la température du courant (Jury et al., 1993), contrairement à ce que nous observons.

En revanche, le courant des Aiguilles a un impact important sur le climat Sud africain.

2. Contrôle des variations de température de surface de l'océan Indien Ouest sur les dynamiques glaciaires-interglaciaires de la végétation pour l'Afrique du Sud-est

Le texte ci-après résume les conclusions d'un travail publié par Dupont et al. (2011) : Dupont, L.M., **Caley, T.**, Kim, J.-H., Castaneda, I., Malaizé, B., Giraudeau, J., 2011. Glacialinterglacial vegetation dynamics in South Eastern Africa coupled to sea surface temperature variations in the Western Indian Ocean, Clim. Past. 7, 1209-1224, doi:10.5194/cp-7-1209-2011.

Les fluctuations glaciaires-interglaciaires dans la végétation de l'Afrique du Sud pourraient renseigner sur le système climatique tropical entre l'océan Indien et Atlantique. Cependant, des enregistrements de végétation couvrant un cycle glaciaire complet ont seulement été publiés pour le Sud-est de l'Atlantique. Nous présentons un enregistrement de pollen pour la carotte marine MD96-2048 situé dans l'océan Indien, 120 km au Sud de l'embouchure du fleuve Limpopo. Les pollens et les spores ont été analysés pour les six premiers mètres (jusqu'à 342 000 ans) avec une résolution millénaire.

Les assemblages de pollens terrestres indiquent que pendant les périodes interglaciaires, la végétation de l'Afrique du Sud-est et du Mozambique Sud était représentée en grande partie par des forêts à feuilles persistantes et caduques. Pendant les périodes glaciaires, la brousse montagneuse ouverte dominée. La forêt montagneuse avec *Podocarpus* s'est étendue pendant les périodes humides, favorisées par l'insolation locale. La corrélation avec l'enregistrement de température de surface océanique obtenu pour la même carotte indique que l'extension de la brousse montagneuse dépend principalement des températures de surface du courant des Aiguilles. Notre enregistrement corrobore la preuve terrestre de l'extension de la brousse montagneuse ouverte (incluant les éléments ayant une affinité avec la flore du Cap) pour le dernier glaciaire aussi bien que pour les autres périodes glaciaires au cours des derniers 300000 ans.

L'article complet est disponible en Annexe à la fin de cette thèse.

- 212 -

Conclusion (Intéractions moussons-courant des Aiguilles)

Dans cette thèse, nous avons pu étudier la dynamique de la mousson ainsi que celle du courant des Aiguilles à l'échelle orbitale (incluant les conditions glaciaires/interglaciaires) au cours du Quaternaire.

Notre travail place l'océan Indien au cœur du phénomène de mousson Indo-asiatique. L'océan Indien permet la mise en place du gradient de pression nécessaire à l'initialisation du phénomène de mousson (différence de chaleur sensible). Dans le cadre de la mousson Indo-asiatique, le rôle de l'océan Indien ne s'arrête pas là. Nous avons pu mettre en évidence l'importance des forçages climatiques internes. Associé à l'effet du volume de glace, le rôle important de la chaleur latente de l'océan Indien Sud permet d'expliquer la dynamique de la mousson estivale, en accord avec les observations météorologique actuelles. Ces caractéristiques particulières permettent de distinguer la mousson Indo-asiatique des autres systèmes de mousson (Afrique de l'Est et de l'Ouest).

Concernant le courant des Aiguilles, nous avons pu établir un lien étroit entre la dynamique du transfert Indien-Atlantique et les caractéristiques des masses d'eau du courant (en termes de température et de salinité). Les variations dans le système du courant des Aiguilles sont intimement liées à la dynamique des hautes latitudes Sud par l'effet de la migration de la convergence subtropicale (STC) et des vents d'Ouest associés. Ainsi, le transfert de chaleur et de sel par le courant des Aiguilles a fortement varié durant la période Quaternaire, notamment durant la Mid Pleistocène Transition. Des fortes variations pour les périodicités de 41000 ans (obliquité) et de 100 000 ans (glaciaire/interglaciaire) avec un rôle faible de la précession (23000 ans) ont également été mis en évidence. Le transfert a pu affecter la circulation thermo-haline et être un acteur majeur des transitions glaciaires/interglaciaires ainsi que de la modulation de la durée et de l'intensité de certaine de ces périodes au cours du Quaternaire. Par ailleurs, le courant des Aiguilles exerce un contrôle plus régional sur le climat du continent Africain.

Ayant mieux caractérisé la dynamique de la mousson Indo-asiatique, tout comme celle du système du courant des Aiguilles, nous pouvons désormais établir les éventuels liens entre ces processus atmosphériques et océaniques majeurs de l'océan Indien. Nous savons par exemple que la périodicité de précession (23000 ans) est importante pour la dynamique de la mousson Indo-asiatique alors que cette variabilité est faiblement exprimée dans les archives du système du courant des Aiguilles. Nous commencerons donc par tester quel peut être l'impact des moussons Indo-asiatiques sur le courant des Aiguilles (Figure 7).

Partie 1. Contrôle de la mousson Indo-asiatique sur la dynamique du courant des Aiguilles

1. Introduction

Nous savons que le forçage des hautes latitudes est crucial pour la dynamique du système du courant des Aiguilles et le transfert de masse d'eau entre l'océan Indien et Atlantique. Un forçage des basses latitudes a seulement été postulé par certains travaux pour la périodicité de 23 000 ans (Peeters et al., 2004) et celle de 400000 ans (Bard and Rickaby, 2009 ; Caley et al., 2011 in preparation). Pour la périodicité de 23000 ans, un lien a même été proposé avec la dynamique de la mousson Indienne. Nous allons tester ce lien potentiel et nous nous intéresserons également à la périodicité de 30000 ans présente dans la dynamique du transfert Indien-Atlantique du courant et qui n'a jamais fait l'objet de discussion. Pour ce faire, nous allons comparer les enregistrements de transfert Indien-Atlantique pour le courant des Aiguilles et des enregistrements qui documentent la mousson Indo-asiatique et l'El Niño-Southern Oscillation (ENSO) à l'échelle orbitale.

2. On the possible role of tropical Indo-Pacific climate dynamics for the Agulhas leakage

Article in preparation for Geochemistry, Geophysics, Geosystems

On the possible role of tropical Indo-Pacific climate dynamics for the Agulhas leakage

Thibaut Caley, Bruno Malaizé, Jacques Giraudeau, Linda Rossignol, Jung-Hyun Kim, Thibault de Garidel-Thoron.

Abstract

Previous studies on the Agulhas current system have documented the important role of high latitude forcing, through the SubTropical Convergence (STC) migration and associated westerlies, to explain the Agulhas transfer of heat and salt from the Indian Ocean to the Atlantic Ocean (Agulhas leakage). Potential low latitude controlled on the Agulhas leakage was only postulate for the 23 and 400 ka periodicities. However, the presence of high latitude climate forcing, which also occurs for such periodicities, hamper to determine an exact role of low latitude climate variability on the Agulhas leakage.

In this work, we address possible low latitude forcing for the Agulhas transfer with the study of a 30 ka periodicity which is observed in the Agulhas leakage but absent in the SubTropical Convergence (STC) proxies. We find that strong Agulhas transfer in the 30 ka periodicity is, in overall, in antiphase with Indo-Pacific equatorial thermocline slope variation. We proposed that interaction between El Ninõ–Southern Oscillation (ENSO), the Indo-Asian monsoon and the Indian Ocean Dipole (IOD) might be responsible of the 30 ka variability in the Agulhas leakage. A stronger equatorial thermocline slope variation results in a lower leakage, a mechanism supported by actual satellite observations. To our knowledge, this constitutes the first evidence of a possible Indo-Pacific low latitude/equatorial secondary forcing for the Agulhas leakage into the past.

1. Introduction

The greater Agulhas current system around southern Africa allows the exchange of warm and saline waters from the Indian ocean to the Atlantic, the so-called Agulhas leakage, which affects the Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) (Gordon et al., 1992; De Ruijter et al., 1999; Lutjeharms, 2006) (Figure 1).

Nowadays, leakage of heat and salt into the South Atlantic is expressed in three forms (Lutjeharms, 2007): direct leakage, Agulhas filaments and the Agulhas rings formed in the Agulhas current retroflection. By far, the greatest leakage takes place via the shedding of rings (Lutjeharms, 2007) (Figure 1). In its southern part, the Agulhas current retroflects in a tight loop, with most of its waters subsequently flowing eastward as the Agulhas Return Current (Lutjeharms, 2006). This loop configuration is unstable and Agulhas ring are generated within at irregular intervals (Figure 1).

The importance of this process of ring shedding at the Agulhas retroflection has been demonstrated during the past decade. It takes its origin within the triggering of Natal Pulses and these, in turn, may be influenced by the Agulhas current flux perturbations (Lutjeharms and van ballegooyen, 1988) or eddy formation in the source regions of the Agulhas Current (Schouten et al., 2002). On this basis, it has then been shown that each Natal Pulse caused the shedding of an Agulhas ring when it reached the Agulhas retroflection. This result has also subsequently been confirmed by studies of Lutjeharms et al. (2003).

It has been demonstrated that the Agulhas transfer has a crucial role in the global oceanic circulation (Gordon et al., 1992). Modelling studies have suggested that this exchange (1) stabilizes (Weijer et al., 2001) and influences decadal variability of the Atlantic overturning circulation (AMOC) (Biastoch et al., 2008) and (2) that an increase leakage during the past decades has contributed to the salinification of south Atlantic thermocline waters (Biastoch et al., 2009; Curry and Mauritzen, 2005). Paleostudies also show that the Agulhas transfer has a profound effect on climate changes at orbital, glacial-interglacial and long term Mid Pleistocene Transition changes over the Quaternary period (Peeters et al., 2004, Bard and Rickaky, 2009, Caley et al., 2011a; Caley et al., in preparation). These studies have demonstrated that the main Agulhas current water mass properties and transfer variability is controlled by high latitude forcing by varying the position of the STC and associated westerlies (Peeters et al., 2004; Caley et al., 2011a; Bard and Rickaby, 2009). Amongst these works, part of them postulates a possible secondary control of low latitude climate on the Agulhas leakage at the 400 ka (Bard and Rickaby, 2009; Caley et al., in preparation) and 23 ka periodicities (Peeters et al., 2004). However, the work of Calev et al. (2011a) have hypothesis that the 23 ka period in the Agulhas leakage cannot be explained by the low latitude Indian monsoon variability but, on the contrary, with the high latitude forcing. The 400 ka band variability is also present in frontal changes (STC migration) records (Bard and Rickaby, 2009; Becquey and Gersonde, 2002) and thus hampers to determine the exact role of low-latitude climate forcing on the Agulhas leakage. Our working hypothesis consists to find variability in the leakage which is not recorded in frontal changes and determine the origin of such variability. Here, we examine in details the relationship between the Agulhas leakage and the low latitude Indian Ocean climate dynamic. For that purpose, we compare previous and new data from the Agulhas current system and monsoon/ENSO dynamics.

2. Material and Methods

2.1 Foraminifera assemblage for core MD96-2048

Core MD96-2048 is located beneath the present "precursor" region of the Agulhas current $(26^{\circ}10'482S, 34^{\circ}01'148E, 660 \text{ m})$ (Figure 1). The age model for this core has been previously published (Caley et al., 2011a).

The subsamples were dried, weighed, and washed every 10 cm in the core through a 150 µm mesh sieve. Total assemblages of planktonic foraminifera were analyzed using an Olympus SZH10 binocular microscope following the taxonomy of Hemleben et al. (1989) and Kennett et al. (1983). About 300 specimens were counted in each level after splitting with an Otto microsplitter. In order to compare our data with the previous index of Agulhas leakage fauna (ALF) (Peeters et al., 2004), we have built the planktonic foraminifera assemblage as the sum of *Pulleniatina obliquiloculata, Globigerinita glutinata, Hastigerina pelagica, Globorotalia menardii, Globigerinoides sacculifer, Globigerinella siphonifera, Globigerinoides ruber, Orbulina universa, Globoquadrina hexagona* and *Globorotalia scitula*. This assemblage includes all the same species that the ALF (Peeters et al., 2004) and will be named ALF-like in the following parts.

2.2 Spectral analysis and phase estimation

All the spectral analysis and phase estimation was performed with the Analyseries software (Paillard et al., 1996). Proxies have been spectrally compared with an astronomical index called ETP to evaluate coherence and phase (timing) relative to orbital extremes (Imbrie et al., 1984). ETP is constructed by normalizing and stacking Eccentricity, Tilt (obliquity) and negative Precession.

3. Results and Discussion

3.1 Agulhas leakage proxies

To reconstruct the Agulhas leakage history, Peeters et al. (2004) use a characteristic assemblage of planktic foraminifera in modern Agulhas ring (south of the African continent) as a modern analog. To make sure that this index is not influence by the dynamics of species in the precursor area of the Agulhas current, we investigate the variation of this faunal assemblage at our core site (MD96-2048) located beneath the present "precursor" region of the Agulhas current (Figure 1). The "ALF-like" at site MD96-2048, which includes all the same species of the Agulhas leakage fauna (ALF) (Peeters et al., 2004), exhibit lower/higher values during decrease/increase periods of leakage suggesting a potential bias for the ALF index (Figure 2). However, the correlation is weak between the two records (Pearson's product-moment correlation with "R" software = 0.17 at 95% confidence interval) and a large number of Agulhas leakage events are associated to a decrease in ALF-like (Figure 2). This suggests that the ALF is a robust index of transfer.

In addition, Wefer and Berger (1996), Giraudeau et al. (2000), Rau et al. (2002) and Caley et al. (in preparation) have develop another approach to document past Agulhas leakage variability based on the peculiar dynamic of the tropical species *G. menardii* in the Atlantic Ocean (Figure 1). The comparisons of both proxies between site ODP 1087 (Caley et al., in preparation) and site MD96-2081 (Peeters et al., 2004) have been demonstrated to be very

consistent (Caley et al., in preparation supplementary information). A high coherence, with significant power for the main orbital bands (100, 41 and 23 ka), is observed between the two proxies of transfer (Figure 3). Caley et al. (2011a) also show that the variability in the 100, 41 and 23 ka band (although weak/negligeable for the 23 ka band) also resides in the SST and SSS of the Agulhas current, indicating a coupling between transfer and water mass properties of the current (Figure 2-3).

3.2 Precession forcing for the Agulhas leakage

Previous study have hypothesis a link between monsoon dynamics and the Agulhas leakage (Peeters et al., 2004). Caley et al., (2011a) have suggest no direct relationship between increase monsoon strength and increase in Agulhas leakage on the basis of a synthesis works for the timing of strong summer monsoon in the precession band (Clemens et al., 2010). However, differences between age models hampered to determine the exact nature of the relationship between Indian monsoon and Agulhas leakage variability. The new Indian monsoon stack of Caley et al. (2011b) based on an age model not relying on orbital assumption, confirm no direct relationship between strong summer Indian monsoon and increased Agulhas leakage in the 23 ka band (Figure 4). Indeed, the monsoon stack of Caley et al. (2011b) and previous works (Clemens et al., 1991; 1996; 2008; 2010; Clemens and Prell, 2003) have demonstrated that decreased ice volume and increased latent heat export from the southern Indian Ocean set the timing of strong Indo-asian summer monsoons within the precession band. This implies that Indo-asian summer monsoon lag by $\sim 8-9$ ka the minima of precession contrary to the in-phase relationship found between maximum of leakage and minima of precession (Figures 4-5). We confirm here our previous hypothesis, presented in Caley et al. (2011a) which argued that monsoon cannot be the trigger of important events of Agulhas leakage in the precession band contrary to what it has been previously hypothesis (Peeters et al., 2004).

Another candidate for a possible control of the 23 ka variability observed in the Agulhas leakage might be the El Ninõ–Southern Oscillation (ENSO) (Figures 4-5). Indeed, ENSO has an important impact on the walker circulation in the Pacific Ocean which is a part of the transverse monsoon circulation (Webster, 1998). Previous work has also established a link between equatorial winds in the Indian Ocean and ENSO-like variability (Beaufort et al., 1997). The Indonesian Throughflow (ITF), entering the Indian Ocean basin between 10° and 15°S is another cause of interannual variability, dependent of ENSO (Meyers, 1996). The modelled ENSO (Clement and Cane, 1999) lead minima of precession by ~7 ka with a constant shift with paleo-data (Beaufort et al., 2001) and thus, no direct relationship exist between ENSO variability and the Agulhas leakage (Figures 4-5). If the 23 ka band in the Agulhas leakage is not controlled by the equatorial Indo-Pacific dynamics none Indo-asian monsoon dynamic, it could have a high latitude origin via STC changes. Indeed, Peeters et al. (2004) have demonstrated that a very weak 23 ka period was also present in the STC. The cross spectral analyses between the STC proxies (Peeters et al., 2004; Becquey and Gersonde, 2002) and the ALF confirm this hypothesis (Figure 6).

Periodicity which is not present in the STC, as it is strongly affected by high southern latitude climate (400, 100, 41 and 23 ka band), might represents a potential low latitude control on the Agulhas leakage. The 30 ka period present in the Agulhas leakage follows this criterion (Figure 3 and 6).

3.3 Equatorial forcing (30 ka period) for the Agulhas leakage

A significant peak is observed in the 30 ka band (Figure 3A) in both the ALF and *G. menardii* proxies and has never been addressed in previous studies. Spectral analysis performed on the SSS and SST of the Agulhas current (Caley et al., 2011a) also reveal a weak but significant spectrum in the 31 ka band (Figure 3B), thus close to the 30 ka band recorded in the transfer proxies.

The Agulhas leakage presents a 30 ka period which is significant but not present in the STC proxies (Figure 3 and 6). This suggests that high latitude southern hemisphere forcing through STC migration cannot explain such periodicity in the leakage.

Interestingly, a 30 ka variability in the Indo-Pacific equatorial thermocline slope variation has been documented by primary productivity changes (Beaufort et al., 2001). Monsoon pollen records from the southern hemisphere (north of Australia) also indicate significant amounts of variance at the 30 ka period, suggesting that this signal is pervasive throughout the Indonesian region (Kershaw et al., 2003). Beaufort et al. (2001) have estimate the phase relationship between the equatorial thermocline slope variation (primary productivity changes) and the CO_2 measurements in ice cores at the 30 ka band to establish a link between equatorial biological productivity and modification of the atmospheric CO_2 . We have applied the same reference to estimate the phase relationship for the Agulhas leakage proxies (Figure 7).

We observe differences between Agulhas leakage proxies and the equatorial thermocline slope variation. Important leakage of heat and salt occur in opposition to important equatorial thermocline slope variation (Figure 7). Even if the relationship for *G. menardii* record could be complex (and could come from age model uncertainties: see Caley et al., in preparation supplementary information), our data suggests that important equatorial thermocline slope variation is associated to weaker leakage. Beaufort et al. (2001; 2003) interpret the 30 ka signal as a cyclic phase shift of the precession parameter. The mechanism involved is uncertain but could be linked to the boreal summer monsoon in interaction with ENSO.

We hypothesize that the 30 ka variability is indeed linked to interaction between low latitude climate processes such as ENSO, the monsoon and the Indian Ocean dipole (IOD). The IOD correspond to a dipole mode in the Indian Ocean characterized by a pattern of internal variability with anomalously low sea surface temperatures off Sumatra and high sea surface temperatures in the western Indian Ocean, with accompanying wind and precipitation anomalies (Saji et al., 1999).

Actual satellite altimeter observations confirm an oceanic teleconnection between equatorial winds and variability of the interocean exchange (Shouten et al., 2002). Individual Kelvin waves have been observed to travel southward along the Indonesian coast (Sprintall et al., 2000) (Figure 8). At around 10–12°S, the Kelvin waves seem to induce Rossby waves. The interaction of the Rossby waves with Madagascar leads to the formation of large anticyclonic eddies. This affects the frequency of Mozambique Channel eddies and shed eddies from the southern limb of the East Madagascar Current (De Ruijter et al., 2004), propagates southward into the Agulhas Retroflection region and results of large Agulhas rings that move into the South Atlantic.

During the IOD/ENSO in 1997/1998 (Figure 8; Schouten et al., 2002), no Kelvin wave arriving into the Indonesia area in November 1997 and reduced eddy formation in early 1999 are observed (Shouten et al., 2002). Subsequently, between January and September 2000 no Agulhas rings were shed into the Atlantic (Quartly and Srokosz, 2002).

The factors which control the variability of the Indian Ocean local wind field could include links to IOD, ENSO or interannual variations of the monsoon system but needs further investigation (Palastanga et al., 2006). Meanwhile, a connection between the large-scale variability of the Indian Ocean and Mozambique Channel eddies exist (Backberg and Reason, 2010). We propose that past recurrent occurrence into the past of similar situation such as the IOD/ENSO 1997/1998 could drive the 30 ka signal observed in the Indo-Pacific equatorial thermocline slope variation and lead to a decreased of the Agulhas leakage (Figure 7 and 8). This could establish the first link between the past equatorial Indo-Pacific Ocean dynamics and the Agulhas leakage variability.

Conclusion

Previous studies for the Agulhas current system have demonstrated that the main driver of the Agulhas leakage was the high latitude forcing through STC migration and associated westerlies. A secondary low latitude control was only postulated but has never been demonstrated. Here, we have investigated in details the relationship between the low latitude Indo-Pacific climate variability (such as ENSO, the monsoon) and the Agulhas leakage. We confirm that the 23 ka variability in the Agulhas leakage is probably related to high latitude southern climate changes rather than a direct consequence of Indian monsoon or ENSO intensification. We have also found that the Agulhas leakage contain a 30 ka periodicity, also present in the equatorial slope variation of the Indo-Pacific oceans, but absent in the STC proxies (Peeters et al., 2004; Becquey and Gersonde, 2002). We hypothesize that this 30 ka period in the Agulhas leakage is controlled by interactions between ENSO, the monsoon and the IOD into the past. Important equatorial thermocline slope variations are associated to important reduction of Agulhas leakage, a pattern in agreement with actual satellite observations. Beaufort et al. (2001) postulate that the 30 ka cycle was restricted to the tropical Indo-Pacific Ocean. Our study highlights a mechanism wich allows the transfer of this signal to the south Atlantic via an oceanic teleconnection and constitutes the first evidence of possible equatorial/low latitude forcing on the Agulhas leakage, which then, could have been impacted the thermohaline circulation and global climate.

Figure captions

Figure 1: Agulhas current system records and Indian monsoon record used in this study. Core MD96-2048 is located beneath the present "precursor" region of the Agulhas current (Caley et al., 2011a). Core MD96-2081 (Peeters et al., 2004) and ODP 1087 (Caley et al., in preparation) are located in the Agulhas water mass leakage region between the Indian and the South Atlantic Ocean. Core ODP 1090 is located in the actual Subantarctic zone, close to the SubTropical Convergence (STC) (Becquey and Gersonde, 2002). Core MD04-2861 is located in the northern Arabian Sea and document the Indian monsoon history (Caley et al., 2011b).

Figure 2: Agulhas leakage of heat and salt. a) "ALF-like" for site MD96-2048. b) Agulhas leakage fauna (ALF) (Peeters et al., 2004). c) Accumulation rate of *G. menardii* at site ODP 1087 (Caley et al., in preparation). d) Sea surface temperature (SST) stack for the Agulhas current (Caley et al., 2011a). e) $\Delta\delta$ 18Osw (~ sea surface salinity proxy) for the Agulhas current (Caley et al., 2011a). The poor correlation between the ALF-like and the ALF demonstrate that the ALF is a robust index of transfer. Frames indicate events of Agulhas current leakage of salt and heat from the Indian Ocean to the South Atlantic Ocean (with major events in red colour).

Figure 3: Frequency spectra for Agulhas leakage proxies and their significance. A) Blackman-Tukey cross correlation spectral power and coherency for the ALF and the accumulation rate of *G. menardii*. A 30 ka cycle is visible in addition to the main orbital bands (100, 41 and 23 ka). B) Tukey and MTM spectral power (plain line) and amplitude (dash line) with significance for the sea surface temperature (SST) and sea surface salinity ($\Delta\delta^{18}$ Osw ~ SSS) of the Agulhas current. A 31 ka cycle is visible in addition to the main orbital bands (100, 41 and 23 ka). All the spectral analyses were performed with Analyseries software (Paillard et al., 1996).

Figure 4: Precession forcing for the Agulhas leakage. a) Precession parameter (Laskar et al., 2004). b) 500 years average NINO3 (Clement and Cane, 1999). c) Indian summer monsoon stack (Caley et al., 2011b). d) SubTropical Front (STC) migration index (Peeters et al., 2004). e) Agulhas Leakage fauna (ALF) (Peeters et al., 2004). Back lines are 23-kyr (precession) Gaussian filters. Vertical dashed lines indicate maximum Agulhas leakage in phase with a southward migration of the STC and precession minima but not in phase with summer monsoon or NINO3 maxima.

Figure 5: Cross-spectral coherence and phase wheel summaries. The diagrams show the Agulhas current system proxies relationship with Indian monsoon, NINO3 and equatorial thermocline slope variation forcing at the orbital precession (23 ka) periods. The precession index is defined as Δ esinw where w is the longitude of perihelion measured from the moving vernal point and e is the eccentricity of Earth's orbit about the sun (Berger, 1978; Laskar et al., 2004). Zero phase is set at precession minima. Negative phases are measured in the clockwise direction representing temporal lags. Vector length represents coherence (dotted circle marks 95%). The width of the vectors corresponds to the phase band width (80%).

Phase relationships between the ALF and STC (Peeters et al., 2004; Becquey and Gersonde, 2002), the AR of G. menardii (Caley et al., in preparation), the Indian summer monsoon stack (Caley et al., 2011b), the equatorial thermocline slope variation (Beaufort et al., 2001) and the 500 years average NINO3 (Clement and Cane, 1999) are visible.

Figure 6: Blackman-Tukey cross correlation frequency spectra with the coherency (obtained with analyseries software: Paillard et al., 1996). The SubTropical Convergence (STC) proxies (core MD96-2081 after Peeters et al., 2004 and SST on core ODP 1090 after Becquey and Gersonde, 2002) and the Agulhas leakage fauna (ALF) of Peeters et al. (2004). Coherency is found for the 100, 41 and 23 ka bands but not for the 30 ka band. This suggests that the 23 ka in the ALF is related to the frontal changes (STC) whereas it is not the case for the 30 ka period in the ALF.

Figure 7: Cross-spectral coherence and phase wheel summaries. The diagrams show the Agulhas current system proxies relationship with equatorial thermocline slope variation forcing at the 30-kyr filtered CO_2 periods (Lüthi et al., 2008). Zero phase is set at the 30-kyr filtered CO_2 maxima. Negative phases are measured in the clockwise direction representing temporal lags. Vector length represents coherence (dotted circle marks 95%). The width of the vectors corresponds to the phase band width (80%).

Phase relationships between the ALF (Peeters et al., 2004), the AR of G. menardii (Caley et al., in preparation), the Agulhas current SST and SSS (Caley et al., 2011a) and the equatorial thermocline slope variation (Beaufort et al., 2001) are visible.

Figure 8: Westerly windbursts and IOD/ENSO periods in the Indo-Pacific Ocean (November 1996 and 1997 respectively) and impact on the Agulhas leakage. Indications for Rossby waves, Kelvin waves and Agulhas transfer after Shouten et al. (2002). We hypothesize that the IOD-ENSO and Indian monsoon interaction as recurrent situation which will occur into the past could explain the 30 ka cycle in the equatorial thermocline slope variations (Beaufort et al., 2001; Beaufort et al., 2003) and lead to reduce Agulhas transfer (data after IRI/LDEO Climate Data Library, original reference: Cheney et al., 1994).
References:

Backeberg, B.C., Reason, C.J.C., 2010. A connection between the South Equatorial Current north of Madagascar and Mozambique Channel Eddies. Geophys. Res. Lett. 37, L04604, doi:10.1029/2009GL041950.

Bard, E., Rickaby, E.M., 2009. Migration of the subtropical front as a modulator of glacial climate. Nature 460, 380-383.

Beaufort, L., de Garidel-Thoron, T., Linsley, B., Oppo, D., Buchet, N., 2003. Biomass burning and oceanic primary production estimates in the Sulu Sea area over the last 380 kyr and the East Asian monsoon dynamics. Marine Geology 201, 53-65.

Beaufort, L., de Garidel-Thoron, T., Mix, A.C., Pisias, N.G., 2001. ENSO-like forcing on oceanic primary production during the Late Pleistocene. Science 293, 2440–2444, doi:10.1126/science.293.5539.2440.

Beaufort, L., Lancelot, Y., Camberlin, P., Cayre, O., Vincent, E., Bassinot, F., Labeyrie, L., 1997. Insolation Cycles as a Major Control of Equatorial Indian Ocean Primary Production. Science 278, 1451-1454.

Becquey, S., Gersonde, R., 2002. Past hydrographic and climatic changes in the Subantarctic Zone of the South Atlantic-The Pleistocene record from ODP Site 1090. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 182, 221-239.

Berger, A., 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climate change. J. Atmos. Sci 35, 2362-2367.

Biastoch, A., Böning, C.W., Lutjeharms, J.R.E., 2008. Agulhas Leakage dynamics affects decadal variability in Atlantic overturning circulation. Nature 456, 489–492.

Biastoch, A., Böning, C.W., Lutjeharms, J.R.E., Schwarzkopf, F.U., 2009. Increase in Agulhas leakage due to pole-ward shift of the Southern Hemisphere westerlies. Nature 462, 495–498.

Caley, T., Kim, J.-H., Malaizé, B., Giraudeau, J., Laepple, T., Caillon, N., Charlier, K., Rebaubier, H., Rossignol, L., Castañeda, I. S., Schouten, S., and Damsté, J.S.S., 2011a. Highlatitude obliquity forcing drives the agulhas leakage. Clim. Past Discuss. 7, 2193-2215, doi:10.5194/cpd-7-2193-2011.

Caley, T., Malaizé, B., Zaragosi, S., Rossignol, L., Bourget, J., Eynaud, F., Martinez, P., Giraudeau, J., Charlier, K., Ellouz-Zimmermann, N. 2011b. New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian monsoon. Earth and planetary science letters, in press.

Cheney, B., Miller, L., Agreen, R., Doyle, N., Lillibridge, J., 1994. TOPEX/POSEIDON: The 2-cm Solution. J. Geophys. Res. 99, 24555-24564.

Clemens, S.C., Prell, W.L., 1991. One million year record of summer monsoon winds and continental aridity from the owen ridge (site 722), northwest Arabian sea. Proceedings of the ocean drilling program, Scientific results Vol. 117.

Clemens, S.C., Murray, D.W., Prell, W.L., 1996. Nonstationary phase of the plio-pleistocene Asian Monsoon. Science 274, 943-948.

Clemens, S.C., Prell, W.L., 2003. A 350,000 year summer-monsoon multiproxie stack from the Owen ridge, Northern Arabian Sea. Marine Geology 201, 35-51.

Clemens, S., Prell, W. L., Sun, Y., Liu, Z., Chen, G., 2008. Southern Hemisphere forcing of Pliocene δ18O and the evolution of Indo-Asian monsoons. Paleoceanography, 23, PA4210, doi:10.1029/2008PA001638.

Clemens, S.C., Prell, W.L., Sun, Y., 2010. Orbital-scale timing and mechanisms driving Late Pleistocene Indo-Asian summer monsoons: Reinterpreting cave speleothem δ^{18} O. Paleoceanography 25, PA4207, doi:10.1029/2010PA001926.

Clement, A. C., and Cane, M., 1999. A role for the tropical Pacific coupled ocean-atmosphere system on Milankovitch and millennial time-scales. Part I: A modeling study of tropical

Pacific variability, in Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales, Geophys. Monogr. Ser. 112, edited by P. U. Clark, R. S. Webb, and L. D. Keigwin, pp. 363–372, AGU, Washington, D. C.

Curry, R., Mauritzen, C., 2005. Dilution of the northern North Atlantic Ocean in recent decades. Science 308, 1772–1774.

De Ruijter, W.P.M., Biastoch, A., Drijfhout, S.S., Lutjeharms, J.R.E., Matano, R.P., Pichevin, T., van Leeuwen, P.J., Weijer, W., 1999. Indian-Atlantic interocean exchange: Dynamics, estimation and impact. *J. Geophys. Res.* 104, 20,885–20,910, doi:10.1029/1998JC900099.

De Ruijter, W.P.M., van Aken, H.M., Beier, E.J., Lutjeharms, J.R.E., Matano, R.P., Schouten, M.W., Eddies and dipoles around South Madagascar: formation, pathways and large-scale impact. Deep-Sea Res. I 51, 383–400 (2004).

Giraudeau, J., Pierre, C., Herve, L., 2000. A Late Quaternary High-Resolution Record of Planktonic Foraminiferal Species Distribution in the Southern Benguela Region: Site 1087. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Sientific Results 175, 1-26.

Gordon, A.L., Weiss, R.F., Smethie, W.M., Warner, M. J., 1992. Thermocline and intermediate water communication between the South Atlantic and Indian Oceans. J.Geophys. Res. 97, 7223–7240.

Hemleben, C., Spindler, M., Erson, O.R., 1989. Modern planktonic foraminifera. Springer, Berlin, 363 pp.

Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackelton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine δ 180 record. in Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing, edited by A.L. Berger et al., pp. 269-305, D. Reidel, Hingham, Mass.

Kennett, J.P., Srinivasan, M.S., 1983. Neogene planktonic foraminifera: a phylogenetic atlas Hutchinson Ross, Stroudsburg, PA.

Kershaw, A.P., van der Kaarsa, S., Moss, P.T., 2003. Late Quaternary Milankovitch-scale climatic change and variability and its impact on monsoonal Australasia. Marine Geology 201, 81-95.

Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.M.C., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. A&A 428, 261-285.

Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., Stocker, T.F., 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. Nature 453, 379-382.

Lutjeharms, J.R.E., 2006. The Agulhas Current, Springer.

Lutjeharms, J.R.E., 2007. Three decades of research on the greater Agulhas Current. Ocean Science 3, 129-147.

Lutjeharms, J.R.E., Penven, P., Roy, C., 2003. Modelling the shear-edge eddies of the southern Agulhas Current. Continental Shelf Research 23, 1099–1115.

Lutjeharms, J.R.E., van Ballegooyen, R.C., 1988. Anomalous upstream retroflection in the Agulhas Current. Science 240, 1770–1772.

Meyers, G., 1996. Variation of Indonesian throughflow and the El Nino Southern Oscillation. J. Geophys. Res. 101, 12,255–12,263.

Paillard, D., Labeyrie, L.D., Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis. Eas.Trans, 77-379.

Palastanga, V., van Leeuwen, P.J., de Ruijter, W.P.M., 2006. A link between low-frequency mesoscale eddy variability around Madagascar and the large-scale Indian Ocean variability. J. Geophys. Res. 111, C09029, doi:10.1029/2005JC003081.

Peeters, F., Acheson, R., Brummer, G.J.A., de Ruijter, W.P.M., Schneider, R.R., Ganssen, G.M., Ufkes, E., Kroon, D., 2004. Vigorous exchange between the Indian and Atlantic oceans at the end of the past five glacial periods. Nature 430, 661-665.

Quartly, G.D., Srokosz, M.A., 2002. SST observations of the Agulhas and East Madagascar retroflections by the TRMM microwave imager. J. Phys. Oceanogr. 32, 1585–1592.

Rau, A.J., Rogers, J., Lutjeharms, J.R.E., Giraudeau, J., Lee-Thorp, J.A., Chen, M.T., Waelbroeck, C., 2002. A 450-kyr record of hydrological conditions on the western Agulhas Bank Slope, south of Africa. Marine Geology 180, 183-201.

Saji, N. H., Goswami, B.N., Vinayachandran, P.N., Yamagata, T., 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. Nature, 401, 360-363.

Schouten, M.W., de Ruijter, W.P.M., van Leeuwen, P. J., Dijkstra, H. A., 2002. An oceanic teleconnection between the equatorial and southern Indian Ocean. Geophys. Res. Lett. 29(16), doi:101029/2001GL014542.

Sprintall, J., Gordon, A.L., Murtugudde, R., Dwi Susanto, R., 2000. A semi-annual Indian Ocean forced Kelvin wave observed in the Indonesian seas in May 1997. J. Geophys. Res. 105, 17,217–17,230.

Webster, P.J., Magafia, V.O., Palmer, T.N., Shukla, J., Tomas, R.A., Yanai, M., Yasunari, T., 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. Journal of Geophysical Research 103, 14,451-14,510.

Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G., Webb, D.J., 1996. The South Atlantic: Present and Past Circulation. Springer-Verlag.

Weijer, W., De Ruijter, W.P.M., Dijkstra, H.A., 2001. Stability of the Atlantic overturning circulation: competition between Bering Strait freshwater flux and Agulhas heat and salt sources. J. Phys. Oceanogr. 31, 2385–2402.



Longitude

Figure 1



Figure 2



Figure 3



Figure 4



Figure 5



Figure 6



Figure 7



November 1996 (westerly windbursts period in the Indian Ocean)

Figure 8

3. Conclusion

Nous avons pu montrer que, comme préalablement suspectée (chapitre 4, partie 3), la variabilité de précession (23000 ans) dans le transfert Indien-Atlantique du courant des Aiguilles est probablement associée à un forçage des hautes latitudes à travers la dynamique de la convergence subtropicale (STC) plutôt que la conséquence de l'intensification des moussons Indo-asiatiques ou de l'ENSO.

Toutefois, une périodicité à 30000 ans dans le transfert est absente des indicateurs de migrations de la STC alors qu'elle est présente dans la variation de la pente de la thermocline équatoriale des océans Indo-Pacifiques (Beaufort et al., 2001). Nous proposons donc que cette variabilité soit la conséquence des interactions entre l'ENSO, la mousson Indo-asiatique et le dipôle de l'océan Indien (IOD) dans le passé. En effet, les observations satellites actuelles indiquent que les perturbations dans la pente de la thermocline équatoriale sont associées à une réduction du transfert du courant des Aiguilles dont l'origine serait les interactions entre les processus climatiques à l'œuvre dans les zones équatoriales Indo-Pacifiques (mousson, ENSO et IOD) (Palastanga et al., 2006 ; Schouten et al., 2002). Ce mécanisme d'interaction et cette téléconnection océanique pourraient donc transmettre cette variabilité de 30000 ans vers l'océan Atlantique Sud, affecter la circulation thermohaline et donc le climat global (Figure 77).

Dans tous les cas, ce forçage Indo-pacifique tropical (avec un rôle potentiel de la mousson) reste une variabilité secondaire pour le transfert du courant des Aiguilles. En effet, la source majeure actuelle pour le courant des Aiguilles provient de la recirculation dans la gyre subtropicale (Figure 27). Ce mécanisme de recirculation semble transposable à l'échelle paléocéanographique pour la période Quaternaire.



Figure 77 : Téléconnection entre la dynamique tropicale de l'Indo-pacifique (intéractions mousson, IOD et ENSO) et le transfert du courant des Aiguilles avec son impact climatique global potentiel (Ocean Data View : Schlitzer, 2011).

Partie 2. Impact du courant des Aiguilles sur la mousson Indo-asiatique

Les interactions entre la mousson, l'IOD et l'ENSO peuvent avoir un impact, bien que secondaire, sur la dynamique du transfert du courant des Aiguilles. Ce transfert étant important pour le climat global (Beal et al., 2011), nous pouvons supposer un impact du transfert sur la dynamique des moussons Indo-asiatiques.

Nous avons établi que le transfert Indien-Atlantique variait de façon importante pour les pseudo-périodicités de 100 000 ans (glaciaires/interglaciaires) et la périodicité de 41000 (obliquité). Nous savons également que le transfert a pu jouer un rôle important sur la circulation thermohaline et moduler l'intensité, comme la durée, de certaines périodes interglaciaires et glaciaires. Ce processus pourrait avoir un effet sur la dynamique des moussons Indo-asiatiques estivales et des répercussions encore plus importantes sur la hivernale présente une sensibilité aux variations/conditions mousson qui glaciaires/interglaciaires plus marquée. En effet, les moussons hivernales durant les MIS 10 et 12, pour lesquelles le volume de glace est modulé par l'effet du système du courant des Aiguilles (Bard and Rickaby, 2009), sont particulièrement intenses dans certains enregistrements de lœss (Figure 58).

D'autre part, nous savons que le transfert du courant a varié de façon significative durant les changements de modes climatiques globaux (Mid Pleistocene transition : MPT et Mid-Brunhes event : MBE). Nous avons donc comparé les variations de transfert Indien-Atlantique du courant des Aiguilles et leurs impacts sur la ventilation océanique globale avec l'intensité de la mousson estivale indienne au cours de la période Quaternaire (Figure 78). Les périodes critiques de la MPT et du MBE se traduisent par des changements importants dans le transfert qui affecte la ventilation globale des océans et notamment l'AMOC (Figures 78A et B). Ceci pourrait affecter la modulation du volume de glace de l'hémisphère Nord (Figure 78C). Ces changements majeurs pour le volume de glace vont ensuite pouvoir se répercuter sur la mousson estivale indienne (Figure 78D). Un affaiblissement de la mousson estivale est clairement visible lors des périodes d'augmentation du volume de glace durant la MPT et après l'intensification des cycles glaciaires/interglaciaires du MBE (Clemens et al., 1996). Ainsi, une relation peut être établie entre le transfert du courant des Aiguilles et l'intensité de la mousson estivale indienne. Il est également intéressant de noter que la diminution importante de la mousson à partir du MBE correspond à une période pour laquelle le transfert du courant des Aiguilles est, en moyenne, renforcé (Figure 78). Ceci rejoint nos conclusions pour la périodicité de 23000 ans dans le transfert. La mousson n'est pas directement responsable des variations dans la dynamique du transfert Indien-Atlantique du courant des Aiguilles mais plutôt le forçage associé à la migration de la STC.



Figure 78 : Téléconnection entre A) Le transfert Indien-Atlantique du courant des Aiguilles, B) Son effet sur la circulation thermo-haline en Atlantique Nord (Bard and Rickaby, 2009 supplementary information ; Mix et al., 1995 ; Ruddiman et al., 1989), C) L'impact potentiel sur la modulation du volume de glace de l'hémisphère Nord (Lisiecki and Raymo, 2005) et D) Les répercussions sur l'intensité de la mousson estivale indienne (Clemens et al., 1996 ; 2008) (Ocean Data View : Schlitzer, 2011).

<u>Partie 3. Contrôle du courant des Aiguilles sur le climat Sud-africain et implication pour la mousson globale</u>

Le concept de mousson globale prévoit une antiphase entre hémisphères Nord et Sud via la migration de l'ITCZ qui résulterait du forçage de la précession aux basses latitudes. Ainsi, la période humide africaine documentée dans différents enregistrements de l'Afrique de Nord (De menocal et al., 2000 ; Hoelzmann et al., 1998 ; Weldeab et al., 2007) devrait correspondre à un climat aride dans l'hémisphère Sud. Cette antiphase dans la position de l'ITCZ et l'asymétrie dans les cellules de Hadley est documentée dans les enregistrements d'Amérique du Sud qui indiquent un climat plus aride (Baker et al., 2001 ; Behling et al., 2002 ; Wang et al., 2004 ; 2007) durant la période humide africaine. Toutefois, des études récentes montrent que ce mécanisme n'est pas valable pour l'Afrique du Sud-ouest qui est marquée par une période humide tout comme le Nord de l'Afrique (Chase et al., 2009 ; 2010 ; 2011 ; Figure 79). Ces auteurs expliquent que la diminution de l'insolation boréale entraîne un refroidissement aux pôles et une intensification des anticyclones subtropicaux synchrones entre les hémisphères. Dans le Sud-est Atlantique, cela pourrait se traduire par une intensification des alizés qui entraînerait une intensification de l'upwelling côtier est donc une aridification de la région Namibienne. Ainsi, la mousson Africaine Nord et Sud pourrait être synchrone plutôt qu'en antiphase (Figure 79).



Figure 79 : Le concept de mousson globale vu à travers l'antiphase des hémisphères Nord et Sud. A) Ba/Ca comme indicateur de décharges fluviales liées à la mousson estivale Nordouest africaine (Weldeab et al., 2007). B) $\delta^{18}O$ des spéléothèmes de Botuvera cave comme indicateur de la mousson estivale en Amérique du Sud (Wang et al., 2007). C) $\delta^{15}N$ des excréments fossilisés dans la roche comme indicateur de la mousson estivale de l'Afrique du Sud-ouest (Chase et al., 2009 ; 2010 ; 2011). La période humide Nord africaine est indiquée

par le cadre. Elle est associée à une période aride pour l'Amérique du Sud mais une période humide pour l'Afrique du Sud. Les courbes rouges représentent l'indice de précession et celle en pointillée, l'obliquité (Laskar et al., 2004).

La question qui en découle est de savoir pourquoi la mousson en Amérique du Sud est antiphasée. Comme expliqué par Chase et al. (2010), les différences observées entre l'Amérique et l'Afrique du Sud ne sont pas incompatibles. Une forte distinction existe pour les interactions avec les systèmes océaniques et atmosphériques en ce qui concerne la géographie de l'Afrique et de l'Amérique. De plus, les téléconnections avec les hautes latitudes ont un effet limité dans la zone tropicale Sud américaine comparées à celles de l'Afrique.

Nous avons démontré, à travers les enregistrements de la mousson boréale, que le concept de mousson globale à l'échelle orbitale n'était pas valable. L'absence d'asymétrie Nord-Sud pour la mousson Africaine, prévu par ce même concept, le confirme. Les enregistrements de la figure 79 sont de faible couverture temporelle pour précisément discuter de l'échelle orbitale. Toutefois, nous disposons de données de n-alkanes obtenues sur le site MD96-2048, et qui renseignent sur la balance humidité/aridité du continent Sud-est africain (Figure 80). Les résultats préliminaires supportent une influence importante de l'obliquité et des variations glaciaires/interglaciaires sur cette ba lance (Figure 80A). Une forte relation est trouvée entre les températures de surface du courant des Aiguilles et les variations d'humidité accrue sur le continent (Castaneda et al., in preparation). Par ailleurs, il est intéressant de constater que le signal δ^{13} C du C₃₁ n-alkane contient une périodicité de précession qui est absente du signal de température de surface océanique (Figure 80A). Les maximums d'humidité pour la périodicité de précession sont en phase avec les minimums de précession (Figure 80C-D). Cela semble indiquer un contrôle de l'hémisphère Nord sur le climat de l'Afrique du Sud.

Le système de l'Afrique du Sud (au Sud de 20°S) n'est pas marqué par un renversement saisonnier des vents et les précipitations ne semblent pas directement liées au système de mousson situé plus au Nord (au Nord de 20°S, Figure 81). Toutefois, par l'intermédire des anticyclones sub-tropicaux, la mousson pourrait influencer le système de précipitations au Sud de 20°S (Tyson and Preston-Whyte, 2000). Une étude récente a montré que le budget en chaleur et en humidité de l'Afrique du Sud-est (pour le lac Tanganyika) était contrôlé de façon importante par un forçage de l'hémisphère Nord (Tierney et al., 2008). Ces auteurs proposent un rôle important des températures de surface de l'océan Indien ainsi que de la mousson indienne hivernale pour expliquer la dynamique des précipitations. La connection entre les systèmes de l'Afrique du Sud par l'intermédiaire des anticyclones sub-tropicaux pourrait donc expliquer l'origine du signal de précession dans le δ^{13} C du C₃₁ n-alkane (humidité accrue) ainsi que son phasage avec la dynamique de l'hémisphère Nord.

La comparaison entre les données qui documentent les précipitations Nord et Sud-est Africaine indique qu'il n'y a pas d'antiphase entre hémisphère Nord et Sud pour la dynamique des précipitations Africaine qui résulterait du forçage de la précession aux basses latitudes (Figure 80). Au contraire, on observe une relation en phase (Figure 80C). Ceci est la conséquence de l'influence probable de la mousson indienne hivernale ainsi que du forçage important des températures de surface de l'océan sur la dynamique des précipitations en Afrique du Sud (Tierney et al., 2008 ; Castaneda et al., in preparation).



Figure 80: La dynamique des précipitations pour l'Afrique du Nord-est et du Sud-est. A) Analyse spectrale (cross correlation avec Analyseries ; Paillard et al., 1996) pour le signal $\delta^{13}C$ du C_{31} n-alkane (données en E) et le stack de température de surface (SST) de l'océan Indien Ouest (données en F). B) Données Fer (Fe en coups par coups totaux) comme indicateur de la mousson Nord-est Africaine (Revel et al., 2010). C) Signaux $\delta^{13}C$ du C_{31} nalkane et Fe filtrés (filtre gaussien avec Analyseries ; Paillard et al., 1996) pour la périodicité de précession (23000 ans). D) Indice de précession (Laskar et al., 2004). E) $\delta^{13}C$ du C_{31} n-alkane des plantes supérieures comme indicateur de la balance humidité/aridité du continent Est africain. F) Stack de température de surface (SST) de l'océan Indien Ouest (Caley et al., 2011a).

Il convient tout de même de préciser que d'autres enregistrements plus anciens indiquent une dynamique différente pour les précipitations Sud-est africaine. L'enregistrement de Partridge et al. (1997) indique au contraire un rôle important de la précession et supporte l'hypothèse d'une asymétrie Nord-Sud. Cependant cet enregistrement présente une chronologie imparfaite, stimulé par un callage direct sur la précession et, plus important, il ne montre aucune relation directe avec les températures de surface de l'océan. Sachant que cette relation est actuellement très importante (Jury et al., 1993), les différences observées entre notre enregistrement de n-alkane et l'enregistrement du Pretoria saltpan (Partridge et al., 1997) pourraient provenir d'une relation plus complexe entre le traceur utilisé par ce dernier (taille des grains) et les précipitations annuelles moyennes (Chase et al., 2010).



Figure 81 : Moyenne du taux de precipitation mensuel (NCEP, kg/m²/sec) et vecteurs de vent à 850 mb pour l'Afrique de l'Est et l'océan Indien pour A) Juillet et B) Janvier (1968–1996, données modifiées d'après NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, <u>http://www.cdc.noaa.gov</u>) (modifié d'après Tierney and Russel (2007)).

Il est également intéressant de constater que, bien que non décrit par Chase et al. (2009 ; 2010), les variations de précipitations Sud-ouest Africaine pour les derniers 20000 ans pourraient être influencées par le paramètre d'obliquité, en accord avec ce que l'on peut observer pour le Sud-est de l'Afrique (Figure 80). Ce paramètre étant crucial pour la dynamique du courant des Aiguilles, il pourrait avoir affecté la dynamique de la région du Benguela. En effet, la diminution de l'obliquité permet à la STC de migrer vers le Nord, ce qui affecte la gyre subtropicale ainsi que l'anticyclone Sud-est atlantique (Giraudeau et al., 2002). Cet effet pourrait conduire à une circulation de Hadley plus importante, des alizés renforcés, un upwelling plus important le long de la côte Sud-ouest de l'Afrique et conduire finalement à l'aridification observée (Chase et al., 2009 ; 2010 ; Figure 80).

La dynamique des hautes latitudes semble donc importante pour le climat et la dynamique des précipitations en Afrique du Sud. Des différences étant clairement établies avec les autres systèmes de mousson boréale comme australe, nous confirmons et concluons que la mousson est un phénomène fortement impacté par les processus régionaux et les forçages internes au système climatique. Les différents systèmes de mousson ne présentent pas de variations en phase (dans le cas de la mousson Boréale) ni en systématique antiphase (dans le cas de la comparaison entre mousson boréale et australe) à l'échelle orbitale.

Epilogue

La mousson Indo-asiatique et le courant des Aiguilles ont un impact important sur le climat régional et global. Nous avons pu démontrer que ces processus océaniques et atmosphériques majeurs de l'océan Indien pouvaient interagir à l'échelle orbitale au cours de la période Quaternaire (Tableau 5).

Notre thèse a ainsi pu démontrer «<u>l'importance de l'océan Indien pour les paléoclimats</u> <u>Quaternaire à travers l'étude des moussons et du courant des Aiguilles</u> ».

Les avancées réalisées dans la compréhension de ces processus, de leurs forçages, de leurs impacts climatiques et interactions, devraient pouvoir permettre de mieux caractériser leurs dynamiques actuelles ainsi que leurs évolutions futures.

Par exemple, la dynamique de la mousson boréale, en particulier pour la périodicité de précession, n'est pas reproduite par les modèles actuels. Ceci vient certainement du fait que les forçages internes au système climatique et l'importance de la dynamique de l'hémisphère Sud ne sont pas suffisamment pris en considération. Ce manque de compréhension sur la réponse de la mousson aux conditions limites fondamentales à l'échelle de temps orbitale (insolation, volume de glace, gaz à effet de serre, échange d'énergie océan-atmosphère) n'est pas de bon augure pour espérer prévoir la réponse de la mousson au changement de climat futur.

Jusqu'à récemment, le rôle important de l'obliquité sur la dynamique de la mousson était faiblement pris en considération dans les modèles. Cette caractéristique a commencé à évoluer dans les travaux récents (Chen et al., 2010; Weber and Tuenter, 2011).

Ces améliorations sont nécessaires, à terme, pour une meilleure prévision du phénomène de mousson et donc une meilleure gestion des ressources en eau et de l'économie des régions sous son influence.

L'importance de l'obliquité pour le système du courant des Aiguilles devra aussi être prise en considération dans les modèles climatiques étant donné son rôle important pour la circulation thermo-haline globale. Notre interglaciaire (l'Holocène) se situe dans une période de variabilité climatique pour laquelle le transfert du courant des Aiguilles devrait être fortement renforcé. Les perturbations climatiques d'origine anthropique ayant également pour effet de renforcer ce transfert, il devient important de mieux contraindre le rôle du courant des Aiguilles dans les modèles (Beal et al., 2011 et références inclus). Le transfert Indien-Atlantique pourrait bien devenir une contribution majeure pour le budget en eau douce de l'Atlantique Nord (Beal et al., 2011 et références inclus), c'est-à-dire pour une zone critique dans le cadre du problème du dérèglement climatique d'origine anthropique.

	COURANT DES AIGUILLES (1)	MOUSSON (1)	
(+) Transport d'humidité : <u>Chapitre 3 Partie 2</u> : La mousson Indienne durant le MIS 13 atypique. nportance de la chaleur sensible et latente : <u>Chapitre Partie</u> 3: Le chronomètre de la mousson Indo-asiatique 3 l'échelle orbitale et <u>Chapitre 3 Partie 4</u> Le concept de iousson globale à l'échelle orbitale et <u>Chapitre 3 Partie 5</u> illan sur la mousson boréale à l'échelle orbitale (incluant les conditions glaciaires/interglaciaires).	(+) Extension brousse montagneuse controlée par SST du courant : <u>Chapitre 4 Partie 5 2.</u> Contrôle des variations de température de surface de l'océan Indien Ouest sur les dynamiques de la végétation glaciaire- interglaciaire pour l'Áfrique du Sud-est. e courant affecte modulation du volume de glace et impact la mousson : <u>Chapitre 4 Partie 4</u> Le transfert ndien-Atlantique du courant des Aiguilles : un processus clé pour les changements de modes climatiques du uaternaire et <u>Conclusion Partie 2</u> . Impact du courant des Aiguilles sur la mousson Indo-asiatique. Rôle des SST du courant pour la végétation et les précipitations Sud-est africaine : <u>Conclusion Partie 3.</u> pontrôle du courant des Aiguilles sur le climat Sud-africain et implication pour la mousson globale.		MOUSSON (2)
(+) Recirculation dans l'Indien comme source pour le courant : <u>Chapitre 4 Partie 3</u> . Contrôle hautes latitudes de l'obliquité sur le transferl Indien-Atlantique de sel et de chaleur du courant des Aiguilles. Faible maximum d'Insolation equatoriale tous les 400000 ans: SST tropicales fraiches reduisent la circulation de Hadley, STC migre vers le Nord et impacte le transfert : <u>Chapitre 4 Partie 4</u> Le transfert Indien-Atlantique du courant des Aiguilles : un processus clé pour les changements de modes climatiques du Quaternaire. Périodicité de 30000 ans, interactions Indo-pacifique de la mousson Indo-Asiatique sur la dynamique du courant des Aiguilles.		 (-) Faible impact des décharges fluviales sur le courant : <u>Chapitre 4 Partie 5 1</u>. Impact du climat continental Sud- africain sur le courant des Aiguilles. Pas d'impact direct de la mousson mais intéractions possibles avec ENSO et IOD : <u>Conclusion Partie 1</u> Contrôle de la mousson Indo-Asiatique sur la dynamique du courant des Aiguilles. Mousson faible après 400000 ans alors que le transfert du courant est fort : <u>Conclusion Partie 2</u> Impact du courant des Aiguilles sur la mousson Indo-asiatique. 	COURANT DES AIGUILLES (2)
	(+) Contraction de la gyre et intensification de le recirculation dans l'océan Indien : <u>Chapitre 4 Partie 3</u> Contrôle hautes latitudes de l'obliquité sur le transfert Indien-Atlantique de sel et de chaleur du courant des Aiguilles.	 (+) Contrôle sur productivité (upwellings), variation de SSS et SST, apports de sédiments terrigènes : <u>Chapitre 3 Partie 2</u> La mousson Indienne durant le MIS 13 atypique et <u>Chapitre 3 Partie 3</u> Le chronomètre de la mousson Indo-asiatique à l'échelle orbitale. 	OCEAN INDIEN (2)

Tableau 5 : Importance de l'océan Indien pour les paléoclimats Quaternaire : la Mousson et le courant des Aiguilles. Le tableau doit se lire tel que (1) impact sur (2). Il résume les interactions positives (+) où négatives (-) entre l'océan Indien, la Mousson et le courant des Aiguilles et renvoie aux différentes parties développées dans le cadre de la thèse.

Perspectives

Si ce travail de thèse a pu apporter des éléments de réponses à certains questionnements scientifiques, il a également permis de faire émerger d'autres questions scientifiques et de mettre en lumière des aspects qui devront faire l'objet d'investigations, d'améliorations et/ou de validations lors de travaux futurs.

» Développements méthodologiques

Nous avons vu que l'utilisation d'indicateurs multiples constituait la meilleure approche en paléocénographie/paléoclimatologie, notamment pour obtenir une information robuste de température de surface de l'océan. Nous avons pu constater que la reconstitution des salinités de surface de l'océan était un paramètre crucial pour améliorer la compréhension de la dynamique des moussons et pour la circulation thermohaline globale. Pourtant la seule méthode couramment utilisée, et développée dans le cadre de cette thèse, est basée sur l'obtention du signal résiduel à partir du δ^{18} O et faisant intervenir, en général, le paléothermomètre Mg/Ca pour en extraire le signal de température. Le problème est que ce signal de température peut être biaisé par un effet de salinité. De plus, cette méthode résiduelle permet rarement d'obtenir des reconstitutions de salinité quantitatives à cause des incertitudes liées à ce type de reconstructions. Les informations de salinité quantitatives sont pourtant cruciales pour les modèles climatiques (Rohling, 2000) et donc nécessaires à l'amélioration de notre compréhension du système climatique. De ce fait, il est nécessaire de développer d'autres outils pour pouvoir reconstituer les salinités de l'océan et pour pouvoir valider ces reconstructions.

- Certaines études ont établies une relation empirique entre le pourcentage de $C_{37:4}$ des alcénones et les salinités de surface de l'océan (SSS) (Harada et al., 2003 ; Rosell-Melé et al., 2002 ; Sicre et al., 2002) et certains ont tenté d'appliquer cette relation dans des carottes pour reconstruire les variations de SSS (Bard et al., 2000 ; Rosell-Melé et al., 2002 ; Seki et al., 2005). Cependant, à une échelle globale, il a été démontré qu'il n'y avait pas de relation clairement établie (Bendle et al., 2005 ; Sikes and Sicre, 2002).

- D'autres études ont testé les variations morphologiques d'*Emiliania huxleyi* comme indicateur de SSS (Bollman and Herrle, 2007). Toutefois, des problèmes existent concernant les processus taphonomiques où pourraient provenir de la base de données biogéographique utilisée (Bollman et al., 2009).

- Pour reconstruire les SSS quantitativement, les fonctions de transfert par l'assemblage des dinoflagellés peuvent être utilisées dans certains environnements marins (De Vernal et al., 1994 ; De Vernal et al., 2001 ; Rochon et al., 1999). Cependant, cette méthode ne peut pas être extrapolée de façon univoque à une échelle globale.

- Une méthode récente basée sur le poids (normalisé de la taille) de l'espèce de foraminifère planctonique *G. ruber* pourrait être prometteuse (Bassinot and Johnstone, personnal communication). Il existe une relation forte entre le poids (normalisé de la taille) et les salinités de surface océanique ainsi que le carbone organique total dissous (TCO₂), l'alcalinité étant couplée à la salinité sur une échelle globale. Des résultats comparables, bien que les relations soient moins significatives, existent également pour l'espèce *G. bulloides* (Barker and Elderfield, 2002 ; Caley and Rossignol, travaux réalisés dans le cadre de cette thèse ; Figure 82). Toutefois, des relations sont également observées avec les ions carbonates ($CO_3^{2^-}$) des eaux de surface océanique pour l'espèce *G. bulloides* contrairement à l'espèce *G. ruber* (Bassinot and Johnstone, personnal communication ; Barker and Elderfield, 2002). Cette méthode basé sur le poids des foraminifères planctoniques, et qui nécessite des études

supplémentaires, n'a jamais été testée dans des enregistrements paléocéanographiques et pourrait être appliquée à des archives préservées d'un effet de dissolution des carbonates.



Figure 82 : Relation entre le poids des tests de G. ruber, de G. bulloides (mesuré sur des sédiments de surface actuel) et la salinité de surface annuelle moyenne de l'océan (d'après WOA5 Hydrographic Atlas; Antonov et al., 2006).

- Une autre approche récente et prometteuse pour la quantification des SSS est basée sur la composition isotopique de l'hydrogène des alcénones (Shouten et al., 2006 ; Van der Meer et al., 2007). La composition isotopique de l'hydrogène dépend du degré d'évaporation et d'afflux d'eau douce. Les innovations techniques récentes permettent désormais de déterminer les composés spécifiques de l'hydrogène de la matière organique. Ainsi, il a pu être démontré que la composition en isotopes stables de l'hydrogène des alcénones était influencée par les conditions de salinité (Shouten et al., 2006). Cette méthode pourrait être appliquée aux sites étudiés dans le cadre de cette thèse. Des tests sont actuellement en cours pour la carotte MD96-2048.

» Zones d'études clés pour l'avenir

Ces nouvelles méthodes de reconstitution de la salinité pourraient être également appliquées à des enregistrements qui documentent la mousson. Un lieu de changement important de salinité fournirait une zone idéale d'investigation. Le bassin de dilution du golfe du Bengale serait donc tout à fait adapté à ce type d'étude. Par ailleurs, les enregistrements documentant la mousson dans cette zone à l'échelle orbitale sont inexistant (Figure 64). Il s'agit donc d'une future zone d'investigation cruciale pour comprendre et valider le couplage entre vents et précipitations de la mousson, discuter plus précisément du signal enregistré dans les spéléothèmes asiatiques et déterminer l'étendue spatiale de l'événement atypique de précipitation de mousson enregistré dans les lœss chinois durant le MIS 13 (Figure 84).

Des enregistrements localisés dans la zone actuelle de production de chaleur latente permettraient également de préciser le rôle de l'océan Indien Sud sur la dynamique de la mousson Indo-asiatique (Figure 84).

Au Sud du golfe du Bengale, au niveau de l'Indonésie, l'analyse d'enregistrements permettrait de renseigner sur la présence éventuelle d'un dipôle Indien dans le passé (IOD). En effet, un mode de variabilité interne à l'océan Indien a pu être identifié (Saji et al., 1999). Il se caractérise par (1) des températures anormalement faibles au niveau de Sumatra alors qu'elles sont élevées du coté Ouest de l'océan Indien et (2) des anomalies de vents et de précipitations (Figure 83).



Figure 83 : Le dipôle Indien (IOD) (Saji et al., 1999). L'évolution des températures de surface de l'océan ainsi que l'anomalie des vents de surface est représentée.

Dans ce travail de thèse, nous avons pu établir un lien potentiel entre le courant des Aiguilles et les interactions entre la dynamique équatoriale des océans Indo-pacifique (via un potentiel IOD, l'ENSO et la mousson). Cette hypothèse requiert l'existence d'une dynamique comparable à celle du dipôle Indien dans le passé et qui pourrait, tout comme observé actuellement, affecter la dynamique du courant des Aiguilles. Cependant, des enregistrements permettant de documenter la présence d'un tel dipôle pour l'océan Indien ne sont pas disponibles. Des enregistrements sont présents du coté Ouest de l'océan Indien (Bard et al., 1997) mais pas pour l'Est, au niveau de Sumatra (Figure 84).

Nous avons pu déterminer que le forçage des hautes latitudes était déterminant, via la migration des fronts océaniques et des vents d'Ouest, pour affecter la dynamique et le transfert du système du courant des Aiguilles. Toutefois, la relation exacte entre la force du courant, la position de la zone de rétroflexion du courant et la dynamique du transfert reste à préciser. D'autre part, les forts gradients de température et les changements d'exports de chaleur entre les tropiques et les pôles, par exemple dans le cas du MIS 12, pourraient se refléter sur le signal de deuterium excess enregistré dans les glaces de l'Antarctique. Le deuterium excess (Dansgaard, 1964) renseigne sur les caractéristiques météorologiques et océaniques des régions sources de l'eau (en particulier leur température (Dansgaard et al., 1989 ; Johnsen et al., 1989) et humidité relative (Jouzel et al., 1982)). Une forte relation a été

observée avec l'obliquité et reflète les changements de contributions hautes et basses latitudes pour les précipitations de Vostok (Vimeux et al., 1999 ; 2001). Il serait donc intéressant de travailler sur cette problématique.



Figure 84 : «Hot-spot» for future studies.

Nous avons pu montrer que le transfert du courant pouvait affecter la dynamique de l'AMOC lors des périodicités glaciaires/interglaciaires, d'obliquité et lors des changements importants de modes de variations climatiques au cours du Quaternaire. Il serait intéressant de préciser le mécanisme de transmission des anomalies de salinité depuis l'océan Atlantique Sud vers l'Atlantique Nord, notamment au moment des terminaisons. Certains travaux témoignent de l'importance du courant du Brésil Nord (Weldeab et al., 2006) pour le transport de chaleur et de sel à travers l'Equateur. Les augmentations de salinité et de température dans ce courant sont synchrones au réchauffement des hautes latitudes Sud. Le transfert de sel et de chaleur (accumulé dans l'Atlantique tropical) vers les hautes latitudes Nord pourrait, dans un second temps, jouer un rôle sur la reprise de la circulation thermohaline (Carlson et al., 2008 ; Weldeab et al., 2006). Ces études étant limitées à la dernière déglaciation, des enregistrements dans la zone du courant du Brésil documentant cette dynamique à long terme au cours de la période Quaternaire pourrait donc s'avérer intéressant dans l'optique d'une meilleure compréhension du rôle de l'hémisphère Sud, via la circulation océanique, sur le climat de l'hémisphère Nord et la dynamique de l'AMOC.

Enfin, le courant des Aiguilles ayant un impact important sur le climat Sud-africain et notamment la végétation, il serait intéressant d'explorer plus en détail le contrôle que ces variations ont pu exercer sur le développement des Hominidés (Marean et al., 2007 ; Dupont et al., 2011). Notamment, des études témoignent d'une nouvelle espèce d'australopithèque pouvant renseigner sur les ancêtres du genre Homo et qui daterait d'environ 1.95-1.78 Ma (Berger et al., 2010 ; Dirks et al., 2010). Cette période de temps n'a pas été abordée dans le cadre de cette thèse mais pourrait faire l'objet de travaux futurs.

- 249 -

Références Bibliographiques

Adler, M., Hensen, C., Wenzhöfer, F., Pfeifer, K., Schulz, H.D., 2001. Modeling of calcite dissolution by oxic respiration in supralysoclinal deep-sea sediments. Marine Geology 177, 167-189.

- Adler, R.F., Huffman, G.J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D., Gruber, A., Susskind, J., and Arkin, P., 2003. The Version 2 Global Precipitation Climatology Project GPCP Monthly Precipitation Analysis 1979-Present. J. Hydrometeor 4.
- Almogi-Labin, A., Schmield, G., Hemleben, C., Siman-Tov, R., Segl, M., Meischner, D., 2000. The influence of the NE winter monsoon on productivity changes in the Gulf of Aden, NW Arabian Sea, during the last 530 ka as recorded by foraminifera. Marine Micropaleontology 40, 295–319.
- Alory, G., Wijffels, S., Meyers, G., 2007. Observed temperature trends in the Indian Ocean over 1960–1999 and associated mechanisms. Geophys. Res. Lett. 34, doi:10.1029/2006GL028044.
- Altabet, M.A., Francois, R., Murray, D.W., Prell, W.L., 1995. Climate-related variations in denitrification in the Arabian Sea from sediment ¹⁵N/¹⁴N ratios. Nature 373, 506–509.
- Altabet, M.A., Higginson, M.J., Murray, R.W., 2002. The effect of millennial-scale changes in the Arabian Sea denitrification on atmospheric CO2. Nature 415, 159–162.
- Altabet, M., Murray, D., Prell, W., 1999. Climatically linked oscillations in Arabian Sea denitrification over the last 1m.y: implications for marine N cycle. Paleoceanography 14, 732–743.
- Amos, D., Koopmans, L., 1963. Tables of the distribution of the coefficient of coherence for stationary bivariate Gaussian processes. SCR-483, Sandia Corp.
- Anand, P., Elderfield, H., Conte, M. H., 2003. Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series. Paleoceanography 18, doi:10.1029/2002PA000846.
- Anderson, D.M., Foraminifer Evidence of Upwelling off Oman During the Late Quaternary. PhD.thesis, Brown University, Providence, Rhode Island, 1991.
- Anderson, D. M., Brock, J. C., Prell, W.L., 1992. Physical upwelling processes, upper-ocean environment, and the sediment record of the southwest monsoon, in Upwelling Systems: Evolution Since the Early Miocene, edited by C.P Summerhayes., W.L. Prell, and K.C. Emeis, Geological Society Special Publication No. 63, London, 1992.
- Anderson, D.M., Prell, W.L., 1992. The structure of the SouthWest monsoon winds over the Arabian Sea during the late Quaternary: observations, simulations, and marine geologic evidence. J. Geophys. Res. 97, 15,481–15,487, doi:10.1029/92JC01428.
- Anderson, D.M., Prell, W.L., 1993. A 300 kyr record of upwelling off Oman during the late Quaternary: evidence of the Asian southwest monsoon. Paleoceanography 8, 193–208.

- Antonov, J.I., Locarnini, R.A., Boyer, T.P., Mishonov, A.V., Garcia, H.E., 2006. World Ocean Atlas 2005, Volume 2: Salinity. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 62, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 182 pp.
- Arbuszewski, J., deMenocal, P., Kaplan, A., Farmer, E.C., 2010. On the fidelity of shellderived $\delta^{18}O_{seawater}$ estimates. Earth and Planetary Science Letters 300, 185-196.
- Ashkenazy, Y., Gildor, H., 2008. Timing and significance of maximum and minimum equatorial insolation. Paleoceanography 23, PA1206, doi:10.1029/2007PA001436.

Backeberg, B.C., Reason, C.J.C., 2010. A connection between the South Equatorial Current north of Madagascar and Mozambique Channel Eddies. Geophys. Res. Lett. 37, L04604, doi:10.1029/2009GL041950.

- Baker, P.A., Seltzer, G.O., Fritz, S.C., Dunbar, R.B., Grove, M.J., Tapia, P.M., Cross, S.L., Rowe, H.D., Broda, J.P., 2001. The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. Science 291, 640–643.
- Bamzai, A. S., Shukla, J., 1999. Relation between Eurasian snow cover, snow depth, and the Indian summer monsoon: An observational study. J. Clim. 12, 3117–3132, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<3117:RBESCS>2.0.CO;2.
- Bard, E., 1998. Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. Geochimica and Cosmochimica acta 62, 2025-2038.
- Bard, E., Rickaby, E.M., 2009. Migration of the subtropical front as a modulator of glacial climate. Nature 460, 380-383.
- Bard, E., Rostek, F., Sonzogni, C., 1997. Interhemispheric synchrony of the last deglaciation inferred from alkenone palaeothermometry. Nature 385, 707-710.
- Bard, E., Rostek, F., Turon, J.L., Gendreau, S., 2000. Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical northeast Atlantic. Nature 289, 1321-1324.
- Barker, S., Elderfield, H., 2002. Foraminiferal Calcification Response to Glacial-Interglacial Changes in Atmospheric CO₂. Science 297, 833-836.
- Barker, S., Greaves, M., and Elderfield, H., 2003. A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry. Geochemistry Geophysics Geosystems 4.
- Barrows, T.T., Steve, J., 2005. Sea-surface temperatures around the Australian margin and Indian Ocean during the last glacial maximum. Quaternary Science Reviews 24, doi:10.1016/j.quascirev.2004.07.020.

- Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackelton, N.J., and Lancelot, Y., 1994. The astronomical theory of climate and the age of Brunhes-Matuyama magnetic reversal. Earth and planetary science letters 126, 91-108.
- Bé, A.W., Duplessy, J.C., 1976. Subtropical convergence fluctuations and quaternary climates in the middle latitudes of the Indian Ocean. Science 194, 419–422.
- Bé, A.W., Hutson, W.H., 1977. Ecology of planktonic foraminifera and biogeographic patterns of life and fossil assemblages in the Indian ocean. Micropaleontology 23, 369–414.
- Beal, L.M., Bryden, H.L., 1999. The velocity and vorticity structure of the Agulhas Current at 32° S. Journal of Geophysical Research 104, 5151–5176.
- Beal, L. M., Chereskin, T. K., Lenn, Y. D., Elipot, S., 2006. The sources and mixing characteristics of the Agulhas Current. J. Phys. Oceanogr. 36, 2060–2074.
- Beal, L.M., De Ruijter, W.P.M., Biastoch, A., Zahn, R., SCOR/WCRP/IAPSO Working Group 136., 2011. On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. Nature 472, 429-436.
- Beaufort, L., 1996. Dynamics of the monsoon in the Equatorial Indian Ocean over the last 260,000 Years. Quaternary International 31, 13–18.
- Beaufort, L., de Garidel-Thoron, T., Linsley, B., Oppo, D., Buchet, N., 2003. Biomass burning and oceanic primary production estimates in the Sulu Sea area over the last 380 kyr and the East Asian monsoon dynamics. Marine Geology 201, 53-65.
- Beaufort, L., de Garidel-Thoron, T., Mix, A.C., Pisias, N.G., 2001. ENSO-like forcing on oceanic primary production during the Late Pleistocene. Science 293, 2440–2444, doi:10.1126/science.293.5539.2440.
- Beaufort, L., Lancelot, Y., Camberlin, P., Cayre, O., Vincent, E., Bassinot, F., and Labeyrie, L., 1997. Insolation Cycles as a Major Control of Equatorial Indian Ocean Primary Production. Science 278, 1451-1454.
- Becquey, S., Gersonde, R., 2002. Past hydrographic and climatic changes in the Subantarctic Zone of the South Atlantic-The Pleistocene record from ODP Site 1090. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 182, 221-239.
- Behling, H., 2002. South and southeast Brazilian grasslands during late Quaternary times: a synthesis. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 177, 19–27.
- Bendle, J., Rosell-Melé, A., Ziveri, P., 2005. Variability of unusual distributions of alkenones in the surface waters of the Nordic seas. Paleoceanography 20, PA2001, doi:10.1029/2004PA001025.
- Benthien, A., Müller, P.J., 2000. Anomalously low alkenone temperatures caused by lateral particle and sediment transport in the Malvinas Current region, western Argentine Basin. Deep-Sea Res. I 47, 2369-2393.

- Berger, A., 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary Climatic Changes. Journal of Atmospheric Science 35, 2362-2367.
- Berger, A., Loutre, M., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. Quat. Sci. Rev. 10, 297-317.
- Berger, L.R., de Ruiter, D.J., Churchill, S.E., Schmid, P., Carlson, K.J., Dirks, P.H.G.M., Kibii, J.M., 2010. Australopithecus sediba: A New Species of Homo-Like Australopith from South Africa. Science 328, 195-204.
- Berger, W.H., 1970. Planktonic foraminifera: Selective solution and the lysocline. Marine Geology 8, 111-138.
- Berger, W.H., Vincent, E., 1986. Sporadic shutdown of North Atlantic deep water production during the Glacial-Holocene transition? Nature 324, 53-55.
- Berger, W.H., Wefer, G., 1996. Expeditions into the past: paleoceanographic studies in the South Atlantic. In: Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G., Webb, D.J. (Eds.), The south Atlantic: Past and Present Circulation. Springer, Berlin, pp.1-381.
- Berggren, W.A., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., Kent, D.V., Obradovich, J.D., Raffi, I., Raymo, M.E., Shackleton N.J., 1995. Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy. GSA Bulletin 107, 1272–1287.
- Biastoch, A., Boning, C. W., Lutjeharms, J. R. E., 2008. Agulhas leakage dynamics affects decadal variability in Atlantic overturning circulation. Nature 456, 489-492.
- Biastoch, A., Boning, C.W., Schwarzkopf, F.U., Lutjeharms, J.R.E., 2009. Increase in Agulhas leakage due to poleward shift of Southern Hemisphere westerlies. Nature 462, 495-498.
- Bintanja, R., Van De Wal, R.S.W., 2008. North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles. Nature 454, 869-872.
- Bintanja, R., Van de Wal, R., Oerlemans, J., 2005. Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. Nature 437, 125-128.
- Blanford, H. F., 1884. On the connexion of Himalayan snowfall and seasons of drought in India, Proc. R. Soc. London, 37, 3-22.
- Bloomfield, P., 1976. Fourier analysis of time series: An introduction. Wiley, New York.
- Blum, M.D., Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. Sedimentology 47, 2-48.
- Bollmann, J., Herrle, J.O., 2007. Morphological variation of Emiliania huxleyi and sea surface salinity. Earth Planet. Sci. Lett. 255, 273–288.

- Bollmann , J., Herrle, J.O., Cortés M.Y., Fielding S.R., 2009. The effect of sea water salinity on the morphology of Emiliania huxleyi in plankton and sediment samples. Earth Planet. Sci. Lett. 284, 320-328.
- Bond, G., Lotti, R., 1995. Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. Science 267, 1005-1010.
- Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimmermann, S., Ducassou, E., Prins, M.A., Garland, T., Lanfumey, V., Schneider, J.-L., Rouillard, P., Giraudeau, J., 2010. Highstand vs. lowstand turbidite system growth in the Makran active margin: Imprints of high-frequency external controls on sediment delivery mechanisms to deep water systems. Marine Geology 274, 187-208.
- Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimermann, N., Mouchot, N., Garlan, T., Schneider, J-L., Lanfumey, V., Lallemant, S., 2011. Turbidite system architecture and sedimentary processes along topographically complex slopes: the Makran convergent margin. Sedimentology, doi: 10.1111/j.1365-3091.2010.01168.x.
- Braconnot, P., Marzin, C., Grégoire, L., Mosquet, E., Marti, O., 2008. Monsoon response to changes in Earth's orbital parameters: comparisons between simulations of the Eemian and of the Holocene. Climate of the past 4, 281–294.
- Broecker, W.S., 1991. The great ocean conveyor. Oceanography 4, 79-89.
- Broecker, W.S., Denton, G.H., 1989. The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. Quaternary Science Reviews 9, 305-341.
- Brown, S.J., Elderfield, H., 1996. Variations in Mg/Ca and Sr/Ca ratios of planktonic foraminifera caused by postdepositional dissolution: Evidence of shallow Mg-dependent dissolution. Paleoceanography 11, 543–551, doi:10.1029/96PA01491.
- Bryden, H.L., Beal, L.M., Duncan, L.M., 2005. Structure and transport of the Agulhas Current and its temporal variability. Journal of Oceanography 61, 479-492.
- Budziak, D., Schneider, R.R., Rostek, F., Muller, P., Bard, E., Wefer, G., 2000. Late Quaternary insolation forcing on total organic carbon and C37 alkenone variations in the Arabian Sea. Paleoceanography 15, 307–321.
- Bush, A.B.G., 2002. A comparison of simulated monsoon circulations and snow accumulation in Asia during the mid-Holocene and at the Last Glacial Maximum. Global Planet. Change 32, 331–347, doi:10.1016/S0921-8181(02)00074-7.
- Cai, W., 2006. Antarctic ozone depletion causes an intensification of the Southern Ocean super-gyre circulation. Geophys. Res. Lett. 33, L03712.
- Cai, Y., An, Z., Cheng, H., Edwards, L.R., Kelly, M.J., Liu, W., Wang, X., Shen, C.C., 2006. High-resolution absolute-dated Indian Monsoon record between 53 and 36 ka from Xiaobailong Cave, southwestern China. Geology 34, 621–624.

- Caley, T., Kim, J.-H., Malaizé, B., Giraudeau, J., Laepple, T., Caillon, N., Charlier, K., Rebaubier, H., Rossignol, L., Castañeda, I. S., Schouten, S., Damsté, J.S.S., 2011a. Highlatitude obliquity as a dominant forcing in the Agulhas current system. Climate of the Past, in press.
- Caley, T., Malaizé, B., Bassinot, F., Clemens, S.C., Caillon, N., Linda, R., Charlier, K., Rebaubier, H., 2011b. The monsoon imprint during the 'atypical' MIS 13 as seen through North and Equatorial Indian Ocean records. Quaternary Research 76, 285-293, doi:10.1016/j.yqres.2011.07.001.
- Caley, T., Malaizé, B., Zaragosi, S., Rossignol, L., Bourget, J., Eynaud, F., Martinez, P., Giraudeau, J., Charlier, K., Ellouz-Zimmermann, N., 2011c. 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.
- Caley, T., Malaizé, B., Revel, M., Ducassou, E., Wainer, K., Ibrahim, M., Shoeaib, D., Migeon, M., Marieu, V., 2011d. Orbital timing of the Indian, East Asian and African boreal monsoons and the concept of a 'global monsoon'. Quaternary Science Reviews, in press, doi:10.1016/j.quascirev.2011.09.015.
- Calvert, S.E., Pedersen, T.F., Thunell, R.C., 1993. Geochemistry of the surface sediments of the Sulu and South China seas. Mar. Geol. 114, 207–211, doi:10.1016/0025-3227(93)90029-U.
- Cane, M. A., Molnar, P., 2001. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3-4 million years ago. Nature 411, 157-162.
- Carlson, A.E., Oppo, D.W., Came, R.E., LeGrande, A.N., Keigwin, L.D., Curry, W.B. 2008. Subtropical Atlantic salinity variability and Atlantic meridional circulation during the last deglaciation. Geology 36, 991-994.
- Cerling, T.E., Harris, J.M., MacFadden, B.J., Leakey, M.G., Quadek, J., Eisenmann, V., Ehleringer, J.R., 1997. Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary. Nature 389, 153–158.
- Chang, P., Zhang, R., Hazeleger, W., Wen, C.X.W., Ji, L., Haarsma, R.J., Breugem, W.P., Seidel, H., 2008. Oceanic link between abrupt changes in the North Atlantic Ocean and the African monsoon. Nature Geoscience 1, doi:10.1038/ngeo218.
- Charles, C.D., Morley, J.J., 1988. The paleoceanographic significance of the radiolarian Didymocyrtis tetrathalamus in eastern Cape Basin sediments. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 66, 113-126.
- Chase, B.M., Meadows, M.E., Carr, A.S., Reimer, P.J., 2010. Evidence for progressive Holocene aridification in southern Africa recorded in Namibian hyrax middens: Implications for African Monsoon dynamics and the "African Humid Period". Quaternary Research 74, 36-45.

- Chase, B.M., Meadows, M.E., Scott, L., Thomas, D.S.G., Marais, E., Sealy, J., Reimer, P.J., 2009. A record of rapid Holocene climate change preserved in hyrax middens from southwestern Africa. Geology 37, 703–706.
- Chase, B.M., Quick, L.J., Meadows, M.E., Scott, L., Thomas, D.S.G., Reimer, P.J., 2011. Late glacial interhemispheric climate dynamics revealed in South African hyrax middens. Geology 39, 19-22.
- Chen, G.S., Liu, Z., Clemens, S.C., Prell, W.L., Liu, X., 2010. Modeling the time-dependent response of the Asian summer monsoon to obliquity forcing in a coupled GCM: a PHASEMAP sensitivity experiment. Climate Dynamics, DOI 10.1007/s00382-010-0740-3.
- Chen, M.T., Farrell, J.W., 1991. Planktonic foraminifer faunal variations in the northeastern Indian Ocean: A high-resolution record of the past 800 000 years from site 758. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 121.
- Chen, M.T., Shiau, L.J., Yu, P.S., Chiu, T.C., Chen, Y.G., Wei, K.Y., 2003. 500,000-year records of carbonate, organic carbon, and foraminiferal sea-surface temperature from the southeastern South China Sea (near Palawan Island). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 197, 113–131, doi:10.1016/S0031-0182(03)00389-4.
- Cheney, B., Miller, L., Agreen, R., Doyle, N., Lillibridge, J., 1994. TOPEX/POSEIDON: The 2-cm Solution. J. Geophys. Res. 99, 24555-24564.
- Cheng, H., Edwards, R.L., Broecker, W.S., Denton, G.H., Kong, X., Wang, Y., Zhang, R., Wang, X., 2009. Ice Age Terminations. Science 326, 248-252.
- Chikaraishi, Y., Naraoka, H., Poulson, S.R., 2004. Hydrogen and carbon isotopic fractionations of lipid biosynthesis among terrestrial (C3, C4 and CAM) and aquatic plants. Phytochemistry 65, 1369-1381.
- Christensen, M.S., 1980. Sea-surface temperature charts for Southern Africa, south of 26°S. South African Journal of Science 76, 541–546.
- Clark, P. U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J. D., Rial, J. A., Brovkin, V., Mix, A. C., Pisias, N. G., Roy, M., 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric CO2. Quaternary Science Reviews 25, 3150-3184.
- Clark, P. U., Pollard, D., 1998. Origin of the middle Pleistocene transition by ice sheet erosion of regolith. Paleoceanography 13, 1-9.
- Clemens, S.C., Murray, D.W., and Prell, W.L., 1996. Nonstationary phase of the pliopleistocene Asian Monsoon. Science 274, 943-948.
- Clemens, S., Prell, W.L., 1990. Late Pleistocene variability of Arabian Sea summer monsoon winds and continental aridity: eolian records from the lithogenic component of deep-sea sediments. Paleoceanography 5, 109–145.

- Clemens, S.C., Prell, W.L., 1991. One million year record of summer monsoon winds and continental aridity from the owen ridge site 722, northwest Arabian sea. Proceedings of the ocean drilling program. Scientific results Vol. 117.
- Clemens, S.C., Prell, W.L., 2003. A 350,000 year summer-monsoon multiproxie stack from the Owen ridge, Northern Arabian Sea. Marine Geology 201, 35-51.
- Clemens, S.C., Prell, W.L., 2007. The timing of orbital-scale Indian monsoon changes. Quaternary Science Reviews 26, 275-278.
- Clemens, S.C., Prell, W.L., Sun, Y., 2010. Orbital-scale timing and mechanisms driving Late Pleistocene Indo-Asian summer monsoons: Reinterpreting cave speleothem δ18O. Paleoceanography 25, PA4207, doi:10.1029/2010PA001926.
- Clemens, S.C., Prell, W. L., Sun, Y., Liu, Z., and Chen, G., 2008. Southern Hemisphere forcing of Pliocene δ18O and the evolution of Indo-Asian monsoons. Paleoceanography 23, PA4210, doi:10.1029/2008PA001638.
- Clement, A. C., Cane, M., 1999. A role for the tropical Pacific coupled ocean-atmosphere system on Milankovitch and millennial time-scales. Part I: A modeling study of tropical Pacific variability, in Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales, Geophys. Monogr. Ser. 112, edited by P. U. Clark, R. S. Webb, and L. D. Keigwin, pp. 363–372, AGU, Washington, D. C.
- Cléroux, C., Cortijo, E., Anand, P., Labeyrie, L., Bassinot, F., Caillon, N., Duplessy J.C., 2008. Mg/Ca and Sr/Ca ratios in planktonic foraminifera: Proxies for upper water column temperature reconstruction. Paleoceanography 23, PA3214, doi:10.1029/2007PA001505.
- Clift, P.D., and Plumb, R.A., 2008. The Asian Monsoon: Causes, History and Effects. Cambridge University Press, 270 pp.
- Collister, J.W., Rieley, G., Stern, B., Eglinton, G., Fry, B., 1994. Compound-specific δ^{13} C analyses of leaf lipids from plants with differing carbon dioxide metabolism. Org. Geochem. 21, 619–627.
- Conan, S.M.H., and Brummer, G.J.A., 2000. Fluxes of planktic foraminifera in response to monsoonal upwelling on the Somalia Basin margin. Deep-sea Research II 47, 2207-2227.
- Conkright, M.E., Locarnini, R.A., Garcia, H.E., O'Brien, T.D., Boyer, T.P., Stephens, C., and Antonov, J.I., 2001. World Ocean Atlas 2001: objective analyses, data statistics and figures CD-ROM documentation. National Oceanographic Data Center Internal Report 17. US Department of Commerce: Silver Spring, MD USA. 17 pp.
- Cunningham, S.A., Kanzow, T., Rayner, D., Baringer, M.O., Johns, W.E., Marotzke, J., Longworth, H.R., Grant, E.M., Hirschi, J.J.M., Beal, L.M., Meinen, C.S., Bryden, H.L., 2007. Temporal variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5°N. Science 317, 935–938.
- Curry, R., Mauritzen, C., 2005. Dilution of the northern North Atlantic Ocean in recent decades. Science 308, 1772–1774.

Dansgaard, W., 1964. Stables isotopes in precipitation. Tellus 16, 436-447.

- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jengen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from 250-kyr ice-core record. Nature 364, 218-220.
- Dansgaard, W., White, J.W., Johnsen, S.J., 1989. The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. Nature 339, 532-534.
- Dauteuil, O., Bouffette, J., Toteu, F., 2009. Visages du continent Africain : Eléments de géologie africaine. CCGM.
- Davis, B.A.S., Brewer, S., 2009. Orbital forcing and role of the latitudinal insolation/temperature gradient. Clim. Dyn. 32, 143-145.
- Dayem, K.E., Molnar, P., Battisti, D.S., Roe, G.H., 2010. Lessons learned from oxygen isotopes in modern precipitation applied to interpretation of speleothem records of paleoclimate from eastern Asia. Earth and planetary science letters 295, 219-230.
- Dekens, P. S., Lea, D.W., Pak, D.K., Spero, H.J., 2002. Core top calibration of Mg/Ca in the tropical foraminifera: Refining paleotemperature estimation, Geochem. Geophys. Geosyst. 3, 1022, doi:10.1029/2001GC000200.
- De Lange, G.J., Thomson, J., Reitz, A., Slomp, C.P., Principato, M.S., Erba, E., Corselli, C., 2008. Synchronous basin-wide formation and redox-controlled preservation of a Mediterranean sapropel. Nature Geoscience 1, doi:10.1038/ngeo283.
- Delaygue, G., Bard, E., Rollion, C., 2001. Oxygen isotope/salinity relationship in the northern Indian Ocean. J. Geophys. Res. 106, 4565–4574, doi:10.1029/1999JC000061.
- De Menocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Sarnthein, M., 2000. Coherent high- and lowlatitude climate variability during the Holocene warm period. Science 288, 2198-2202.
- De Ruijter, W., 1982. Asymptotic analysis of the Agulhas and Brazil Current systems. Journal of Physical Oceanography 12, 361–373.
- De Ruijter, W.P.M., Biastoch, A., Drijfhout, S.S., Lutjeharms, J.R.E., Matano, R.P., Pichevin, T., van Leeuwen, P.J., Weijer, W., 1999. Indian-Atlantic interocean exchange: Dynamics, estimation and impact. *J. Geophys. Res.* 104, 20,885–20,910, doi:10.1029/1998JC900099.
- De Ruijter, W.P.M., van Aken, H.M., Beier, E.J., Lutjeharms, J.R.E., Matano, R.P., Schouten, M.W., 2004. Eddies and dipoles around South Madagascar: formation, pathways and large-scale impact. Deep-Sea Res. I 51, 383–400.
- De Ruijter, W.P.M., van Leeuwen, P.J., Lutjeharms, J.R.E., 1999. Generation and evolution of Natal Pulses: solitary meanders in the Agulhas Current. Journal of Physical Oceanography 29, 3043–3055.
- De Vernal, A., Henry, M., Matthiens, J., Mudie, P.J., Rochon, A., Boessenkool, K.P., Eynaud, F., GrØsfjeld, K., Guiot, J., Hamel, D., Harland, R., Head, M.J., Kunz-Pirrung, M., Levac, E., Loucheur, V., Peyron, O., Pospelova, V., Radi, T., Turon, J.-L., Voronina, E., 2001. Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the Northern Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new n=677 data base and its application for quantative paleoceanographic reconstruction. Journal of Quaternary Science 16, 681–698.
- De Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., 2008. Natural variability of Greenland climate, vegetation, and ice volume during the past million years. Science 320, 1622–1625.
- De Vernal, A., Turon, J.L., Guiot, J., 1994. Dinoflagellate cyst distribution in high-latitude marine environments and quantitative reconstruction of sea-surface salinity, temperature, and seasonality. Canadian Journal of Earth Sciences 31, 48-62.
- De Villier, S., 2005. Foraminiferal shell-weight evidence for the sedimentary calcite dissolution above the lysocline. Deep-Sea Research I 52, 671-680.
- De Villiers, S., Greaves, M., and Elderfield, H., 2002. An intensity ratio calibration method for the accurate detremination of Mg/Ca and Sr/Ca of marine carbonates by ICP-AES. Geochemistry Geophysics Geosystems 3.
- Dickson, A.J., Beer, C.J., Dempsey, C., Maslin, M.A., Bendle, J.A., McClymont, E.L., Pancost, R.D., 2009. Oceanic forcing of the Marine Isotope Stage 11 interglacial. Nature Geosci. 2, 428-433.
- Dickson, A.J., Leng, M.J., Maslin, M.A., Sloane, H.J., Green, J., Bendle, J.A., McClymont, E.L., Pancost, R.D., 2010. Atlantic overturning circulation and Agulhas leakage influences on southeast Atlantic upper ocean hydrography during marine isotope stage 11. *Paleoceanography* 25, PA3208, doi:10.1029/2009PA001830.
- Dickson, R.R., 1984. Eurasian snow cover versus Indian monsoon rainfall -An extension of the Hahn-Shukla results, J. Clim. Appl. Meteorol., 23, 171-173.
- Ding, Y., Chan, J.C.L., 2005. The East Asian summer monsoon: An overview. Meteorol. Atmos. Phys. 89, 117–142, doi:10.1007/s00703-005-0125-z.
- Ding, Y., Li, C., Liu, Y., 2004. Overview of the South China Sea monsoon experiment. Adv. Atmos. Sci. 21, 343–360, doi:10.1007/BF02915563.
- Dirks, P.H.G.M., Kibii, J.M., Kuhn, B.F., Steininger, C., Churchill, S.E., Kramers, J.D., Pickering, R., Farber, D.L., Mériaux, A.S., Herries, A.I.R., King, G.C.P., Berger, L.R., 2010. Geological Setting and Age of Australopithecus sediba from Southern Africa. Science 328, 205-208.
- Dong, B., Valdes, P.J., Hall, N.M.J., 1996. The changes of monsoonal climates due to Earth's orbital perturbations and ice age boundary conditions. Paleoclimates 1, 203–240.

- Drysdale, R.N., Hellstrom, J.C., Zanchetta, G., Fallick, A.E., Sánchez Goñi, M.F., Couchoud, I., McDonald, J., Maas, R., Lohmann, G., Isola, I., 2009. Evidence for obliquity forcing of Glacial termination II. Science 325, 1527-1531.
- Ducassou, E., Migeon, S., Mulder, T., Murat, A., Capotondi, L., Bernasconi, S.M., Mascle, J., 2009. Evolution of the Nile Deep-Sea Turbidite System during Late Quaternary: influence of climate change on fan sedimentation. Sedimentology 56, 2061-2090.
- Ducassou, E., Mulder, T., Migeon, S., Gonthier, E., Murat, A., Capotondi, L., Bernasconi, S.M., Mascle, J., 2008. Nile floods recorded in deep Mediterranean sediments. Quaternary Research 70, 382-391.
- Duncan, C.P., 1970. The Agulhas Current. Ph.D. dissertation, University of Hawaii, 76 pp.
- Duncombe Rae, C.M., 1991. Agulhas retroflection rings in the South Atlantic Ocean; an overview. South African Journal of Marine Science 11, 327–344.
- Duplessy, J. C., Labeyrie, L., Juillet-Leclerc, A., Maitre, F., Duprat, J., Sarnthein, M., 1991. Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum. Oceanol. Acta 14, 311-324.
- Dupont, L.M., Caley, T., Kim, J.-H., Castaneda, I., Malaizé, B., Giraudeau, J., 2011. Glacialinterglacial vegetation dynamics in South Eastern Africa coupled to sea surface temperature variations in the Western Indian Ocean, Clim. Past. 7, 1209-1224, doi:10.5194/cp-7-1209-2011.
- Dupont, L.M., Hooghiemstra, H., 1989. The Saharan-Sahelian boundary during the Brunhes chron. Acta Bot. Neerl. 38, 405-415.
- Dykoski, C.A., Edwards, R.L., Cheng, H., Yuan, D., Cai, Y., Zhang, M., Lin, Y., Qing, J., An, Z., Revenaugh, J., 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. Earth and planetary science letters 233, 71-86.

- Elliot, M., Labeyrie, L., Bond, G., Cortijo, E., Turon, J.-L., Tisnerat, N., Duplessy, J.-C., 1998. Millennial-scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the last glacial period: relationship with the Heinrich events and environmental settings. Paleoceanography 13, 433-446.
- Elliot, M., Labeyrie, L., Dokken, T., Manthe, S., 2001. Coherent patterns of ice-rafted debris deposits in the Nordic regions during the last glacial (10-60 ka). Earth and Planetary Science Letters 194, 151-163.

Elderfield, H., Ganssen, G., 2000. Past temperature and δ^{18} O of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios. Nature 405, 442–445, doi:10.1038/35013033.

- Ellouz-Zimmermann, N., Deville, E., Müller, C., Lallemant, S., Subhani, A.B., and Tabreez, A.R., 2007. Impact of Sedimentation on Convergent Margin Tectonics: Example of the Makran Accretionary Prism (Pakistan) In: O. Lacombe, Lavé, J., Roure, F., Verges, J. (Editor), Thrust Belts and Foreland Basins.
- Emeis, K. C., Sakamoto, T., Wehausen, R. & Brumsack, H.-J., 2000. The sapropel record of the eastern Mediterranean—results of Ocean Drilling Program Leg 160. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.158, 371–395.
- Epstein, S., Mayeda, T., 1953. Variation of O¹⁸ content of waters from natural sources. Geochimica et Cosmochimica Acta 4, 213-224.
- Erbacher, J., Huber, B. T., Norris, R. D. & Markey, M., 2001. Increased thermohaline stratification as a possible cause for a Cretaceous anoxic event. Nature 409, 325–327.
- Ericson, D.B., Wollin, G., 1968. Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. Science 162, 1227-1234.
- Fallet, U., Brummer, G. J., Zinke, J., Vogels, S., Ridderinkhof, H., 2010. Contrasting seasonal fluxes of planktonic foraminifera and impacts on paleothermometry in the Mozambique Channel upstream of the Agulhas Current. Paleoceanography 25, doi:10.1029/2010PA001942.
- Ferguson, J., Henderson, G., Kucera, M., Rickaby, R., 2008. Systematic change of foraminiferal Mg/Ca ratios across a strong salinity gradient. Earth Planet. Sci. Lett. 265, 153–166, doi:10.1016/j.epsl.2007.10.011.
- Flores, J.A., Gersonde, R., Sierro, F.J., 1999. Pleistocene fluctuations in the Agulhas Current Retroflection based on the calcareous plankton record. Mar.Micropaleontol. 37, 1–22.
- Foucault, A., Stanley, D.J., 1989. Late Quaternary palaeoclimatic oscillations in East Africa recorded by heavy minerals in the Nile delta. Nature 339, 44–46.
- Fraile, I., Schulz, M., Mulitza, S., Merkel, U., Prange, M., Paul, A., 2009. Modeling the seasonal distribution of planktonic foraminifera during the Last Glacial Maximum, Paleoceanography, 24, PA2216, doi:10.1029/2008PA001686.
- Franzese, A.M., Hemming, S.R., Goldstein, S.L., 2009. Use of strontium isotopes in detrital sediments to constrain the glacial position of the Agulhas Retroflection, Paleoceanography 24, doi:10.1029/2008PA001706.

Ganachaud, A., Wunsch, C., 2000. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. Nature 408, 453-457.

- Garzanti, E., Ando, S., Vezzoli, G., Megid, A.A.A., Kammar, A.E., 2006. Petrology of Nile River sands (Ethiopia and Sudan): Sediment budgets and erosion patterns. Earth and Planetary Science Letters 252, 327–341.
- Garzoli, S.L., Goni, J., 2000. Combining altimeter observations and oceanographic data for ocean circulation and climate studies. In Satellites, Oceanography and Society, editor D. Halpern, Elsevier Oceanography Series 63, Elsevier, Amsterdam, pp 79–97.
- Gibbard, P. L., Cohen, K. M., 2008. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Episodes 31.
- GIEC, 2007. Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. (publié sous la direction de~)]. GIEC, Genève, Suisse, ..., 103 pages.
- Giraudeau, J., Beaufort, L., 2007. Coccolithophores: From Extant Populations to Fossil Assemblages. In Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography, edited by Hillaire-Marcel, C., and De Vernal, A., Developments in Marine Geology 1, Elsevier.
- Giraudeau, J., Meyers, P.A., Christensen, B.A., 2002. Accumulation of organic and inorganic carbon in Pliocene–Pleistocene sediments along the SW African margin. Marine Geology 180, 49-69.
- Giraudeau, J., Pierre, C., Herve, L.A., 2000. Late Quaternary High-Resolution Record of Planktonic Foraminiferal Species Distribution in the Southern Benguela Region: SITE1087. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 175, 1-26.
- Gordon, A.L., 1986. Inter-ocean exchange of thermocline water. Journal of Geophysical Research 91, 5037–5046.
- Gordon, A.L., 2003. The brawniest retroflection. Nature 421, 904-905.
- Gordon, A.L., Weiss, R.F., Smethie, W.M., Warner, M. J., 1992. Thermocline and intermediate water communication between the South Atlantic and Indian Oceans. J.Geophys. Res. 97, 7223–7240.
- Greaves, M., Caillon, N., and Rebaubier, H., Bartoli, G., Bohaty, S., Cacho, I., Clarke, L., Cooper, M., Daunt, C., Delaney, M., deMenocal, P., Dutton, A., and Eggins, S., Elderfield, H., Garbe-Schoenberg, D., Goddard, E., Green, D., Groeneveld, J., Hastings, D., Hathorne, E., Kimoto, K., Klinkhammer, G., Labeyrie, L., Lea, D.W., Marchitto, T., Martınez-Botı, M.A., and Mortyn, P.G., Ni, T., Nuernberg, D., Paradis, G., Pena, L., Quinn, T., Rosenthal, Y., Russell, A., Sagawa, T., Sosdian, S., Stott, L., Tachikawa, K., Tappa, E., and Thunell, R., and Wilson, P.A., 2008. Interlaboratory comparison study of calibration standards for foraminiferal Mg/Ca thermometry. Geochemistry Geophysics Geosystems 9, doi:10.1029/2008GC001974.

- Grootes, P. M., Stuiver, M., White, J. W. C., Johnsen, S. J., Jouzel, J., 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. Nature 366, 552-554.
- Gründlingh, M.L., 1992. Agulhas Current meanders: review and a case study. South African Geographical Journal 74, 19–28.
- Guiot, J., deVernal, A., 2007.Transfer functions: methods forquantitativepaleoceanography based on microfossils. In: Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A. (Eds.), Developments in Marine Geology. : Proxies in late Cenozoic Paleoceanography, 1. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, pp. 523–563.
- Guo, Z.T., Berger, A., Yin, Q.Z., and Qin, L., 2009. Strong asymmetry of hemispheric climates during MIS-13 inferred from correlating China loess and Antarctica ice records. Climate of the past 5, 21-31.
- Guo, Z.T, Biscaye, P., Wei, L., Chen, X., Peng, S., and Liu, T., 2000. Summer monsoon variations over the last 1.2 Ma from the weathering of loess-soil sequences in China. Geophysical Research letters 2712, 1751-1754.
- Hadley, G., 1735. Concerning the causes of the general trade-winds. Philos. Trans. R. Soc. London. 39, 58-62.
- Halley, E., 1686. An historical account of the Trade Winds, and Monsoons, observable in the seas between the Tropics, with an attempt to assign the physical cause of the said Winds. Philos. Trans. R. Soc. London. 16, 153-158.
- Harada, N., Shin, K.H., Murata, A., Uchida, M., Nakatani, T., 2003. Characteristics of alkenones synthesized by a bloom of emiliania huxleyi in the Bering Sea. Geochimica et Cosmochimica Acta 67, 1507-1519.
- Harlander, U., Ridderinkhof, H., Schouten, M.W., de Ruijter, W.P.M., 2009. Long-term observations of transport, eddies, and Rossby waves in the Mozambique Channel, J. Geophys. Res. 114, C02003, doi:10.1029/2008JC004846.
- Hastenrath, S., Greischar, L., 1993. The Monsoonal Heat Budget of the Hydrosphere-Atmosphere System in the Indian Ocean Sector, J. Geophys. Res., 98(C4), 6869–6881, doi:10.1029/92JC02956.
- Haug, G. H., Ganopolski, A., Sigman, D. M., Rosell-Mele, A., Swann, G. E. A., Tiedemann, R., Jaccard, S. L., Bollmann, J., Maslin, M. A., Leng, M. J., Eglinton, G., 2005. North Pacific seasonality and the glaciation of North America 2.7 million years ago. Nature 433, 821-825.
- Hayes, A., Kucera, M., Kallel, N., Sbaffi, L., Rohling, E.J., 2005. Glacial Mediterranean sea surface temperatures based on planktonic foraminiferal assemblages. Quaternary Science Reviews 24, doi:10.1016/j.quascirev.2004.02.018.

- Heinrich, H., 1988. Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 Years. Quaternary Research 29, 142-152.
- Hemleben, C., Spindler, M., Erson, O.R., 1989. Modern planktonic foraminifera. Springer, Berlin, 363 pp.
- Higginson, M. J., Altabet, M.A., Murray, D.W., Murray, R.W., Herbert, T.D., 2004. Geochemical evidence for abrupt changes in relative strength of the Arabian monsoons during a stadial/interstadial climate transition. Geochim. Cosmochim. Acta 68, 3807– 3826, doi:10.1016/j.gca.2004.03.015.
- Higginson, M. J., Maxwell, J.R., Altabet, M.A., 2003. Nitrogen isotope and chlorin paleoproductivity records from the northern South China Sea: Remote vs. local forcing of millennial- and orbital-scale variability. Mar. Geol. 201, 223–250, doi:10.1016/S0025-3227(03)00218-4.
- Hoelzmann, P., Jolly, D., Harrison, S.P., Laarif, F., Bonnefille, R., Pachur, H.J., 1998. Mid-Holocene land-surface conditions in northern Africa and the Arabian Peninsula: a data set for AGCM simulations. Global Biogeochemical Cycles 12, 35–52.
- Hönisch, B., Hemming, N.G., Archer, D., Siddall, M., McManus, J.F., 2009. Atmospheric Carbon Dioxide Concentration Across the Mid-Pleistocene Transition. Science 324, 1551-1554.
- Honjo, S., Dymond, J., Prell, W., Ittekkotd, V., 1999. Monsoon-controlled export fluxes to the interior of the Arabian Sea. Deep-sea Research II 46, 1859-1902.
- Hopmans, E.C., Weijers, J.W.H., Schefuss, E., Herfort, L., Damste, J.S.S., Schouten, S., 2004. A novel proxy for terrestrial organic matter in sediments based on branched and isoprenoid tetraether lipids. Earth and Planetary Science Letters 224, 107-116.
- Hu, C., Henderson, G.M., Huang, J., Xie, S., Sun, Y., Johnson, K.R., 2008. Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records. Earth and Planetary Science Letters 266, 221-232.
- Hu, J., Peng, P., Jia, G., Fang, D., Zhang, G., Fu, J., Wang, P., 2002. Biological markers and their carbon isotopes as an approach to the paleoenvironmental reconstruction of Nansha area, South China Sea, during the last 30 ka. Org. Geochem. 33, 1197 1204, doi:10.1016/S0146-6380(02)00082-7.
- Huybers, P., 2006. Early Pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation forcing. Science 313, 508-511.
- Huybers, P., 2007. Glacial variability over the last two million years: an extended depthderived age model, continuous obliquity pacing, and the Pleistocene progression. Quaternary Science Reviews 26, 37-55.
- Huybers, P., Denton, G., 2008. Antarctic temperature at orbital timescales controlled by local summer duration. Nature Geosci. 1, 787-792.

- Huybers, P., Wunsch, C., 2004. A depth-derived Pleistocene age model: Uncertainty estimates, sedimentation variability, and nonlinear climate change. Paleoceanography 19, PA1028 1-24.
- Huybers, P., Wunsch, C., 2005. Obliquity pacing of the late Pleistocene glacial terminations. Nature 434, 491-494.
- Imbrie, J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine δ^{18} O record. Milankovitch and climate. Proc. NATO workshop, Palisades, 1982. Vol. 1, 269-305.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackelton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine δ 180 record. in Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing, edited by A.L. Berger et al., pp. 269-305, D. Reidel, Hingham, Mass.
- Imbrie, J., Kipp, N., 1971. A new micropoleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Carribean core. In : K. K Turekian (Ed.), The late Cenozoic glacial ages (pp. 71-181). New Haven, Connecticut: Yale University Press.
- Ishikawa, S., Oda, M., 2007. Reconstruction of Indian monsoon variability over the past 230,000 years: Planktic foraminiferal evidence from the NW Arabian Sea open-ocean upwelling area. Marine Micropal. 63, 143–154.
- Ivanova, E.M., Conan, S.M.-H., Peeters, F.J.C., Troelstra, S.R., 1999. Living Neogloboquadrina pachyderma sin and its distribution in the sediments from Oman and Somalia upwelling areas. Marine Micropaleontology 36, 91–107.
- Ivanova, E.M., Schiebel, R., Singh, A.D., Schmiedl, G., Niebler, H.-S., Hemleben, C., 2003. Primary production in the Arabian Sea during the last 135000 years. Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology 197, 61–82.
- Iwamoto, N., Inouchi, Y., 2007. Reconstruction of millennial-scale variations in the East Asian summer monsoon over the past 300 ka based on the total carbon content of sediment from Lake Biwa, Japan. Environ. Geol. 52, 1607–1616.
- aeschke, A., Ziegler, M., Hopmans, E.C., Reichart, G.J., Lourens, L.J., Schouten, S., Sinninghe Damsté, J.S., 2009. Molecular fossil evidence for anaerobic ammonium oxidation in the Arabian Sea over the last glacial cycle. Paleoceanography 24, PA2202, doi:10.1029/2008PA001712.

- Jain, M., Tandon, S.K., 2003. Fluvial response to Late Quaternary climate changes, western India. Quaternary Science Reviews 22, 2223-2235.
- Jansen, J.H.F., Kuijpers, A., Troelstra, S.R., 1986. A Mid-Brunhes Climatic Event: Long-term Changes in Global Atmosphere and Ocean Circulation. Science 232, 619-622.
- Jian, Z., Huang, B., Kuhnt, W., Lin, H.-L., 2001. Late Quaternary upwelling intensity and East Asian monsoon forcing in the South China Sea. Quaternary Research 55, 363–370.
- Jian, Z., Wang, P., Chen, M.P., Li, B., Zhao, Q., Bühring, C., Laj, C., Lin, H.L., Pflaumann, U., Bian, Y., Wang, R., Cheng, X., 2000. Foraminiferal responses to major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern South China Sea. Paleoceanography 15, 229– 243, doi:10.1029/1999PA000431.
- Johnsen, S.J., Dansgaard, W., White, J.W.C., 1989. The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions. Tellus 41B, 452–469.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, S., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J.P., Stenni, B., Stocker, T.F., Tison, J.L., Werner, M., Wolff, E.W., 2007. Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. Science 317, 793-796.
- Jouzel, J., Merlivat, L., Lorius, C., 1982. Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. Nature 299, 688–691.
- Jullien, E., Grousset, F., Malaizé, B., Duprat, J., Sanchez-Goni, M.F., Eynaud, F., Charlier, K., Schneider, R., Bory, A., Boutc, V., Flores, J.A., 2007. Low-latitude "dusty events" vs. high-latitude "icy Heinrich events". Quaternary Research 68, 379-386.
- Jung, S.J.A., Kroon, D., Ganssen, G., Peeters, F., Ganeshrama, R., 2009. Enhanced Arabian Sea intermediate water flow during glacial North Atlantic cold phases. Earth and planetary science letters 280, 220-228 doi:10.1016/j.epsl.2009.01.037.
- Jury, M.R., Pathack, B., Rautenbach, C.J de W., vanHeerden, J., 1996. Drought over South Africa and Indian Ocean SST: statistical and GCM results. The Global Atmosphere and Ocean System 4, 47–63.
- Jury, M.R., Valentine, H.R., Lutjeharms, J.R.E., 1993. Influence of the Agulhas Current on summer rainfall on the southeast coast of South Africa. Journal of Applied Meteorology 32, 1282–1287.

- Keigwin, L., 1982. Isotopic paleoceanography of the Caribbean and east Pacific: role of Panama uplift in late Neogene time. Science 217, 350-353.
- Kennett, J.P., Srinivasan, M.S., 1983. Neogene planktonic foraminifera: a phylogenetic atlas Hutchinson Ross, Stroudsburg, PA.
- Kershaw, A.P., van der Kaarsa, S., Moss, P.T., 2003. Late Quaternary Milankovitch-scale climatic change and variability and its impact on monsoonal Australasia. Marine Geology 201, 81-95.
- Khodri, M., Ramstein, G., Duplessy, J.C., Kageyama, M., Paillard, D., Ganopolski, A., 2003. Modelling the climate evolution from the last interglacial to the start of the last glaciation: The role of Arctic Ocean freshwater budget. Geophys. Res. Lett. 30, 1606, doi:10.1029/2003GL017108.
- Kim, J.H., Crosta, X., Michel, E., Schouten, S., Duprat, J., Sinninghe Damsté, J.S., 2009. Impact of lateral transport on organic proxies in the Southern Ocean. Quat. Res. 71, 246-250.
- Kim, J.H., Meer, J.V.D., Schouten, S., Helmke, P., Willmot, V., Sangiorgi, F., Koç, N., Hopmans, E.C., Sinninghe Damste, J. S., 2010. New indices and calibrations derived from the distribution of crenarchaeal isoprenoid tetraether lipids: Implications for past sea surface temperature reconstructions. Geochim. Cosmochim. Acta 74, 4639–4654.
- Kim, J.H., Schouten, S., Hopmans, E.C., Donner, B., Sinninghe Damste, J. S., 2008. Global sediment core-top calibration of the TEX₈₆ paleothermometer in the ocean. Geochim. Cosmochim. Acta 72, 1154–1173.
- Knorr, G., Lohmann, G., 2003. Southern Ocean origin for the resumption of Atlantic thermohaline circulation during deglaciation. Nature 424, 532-536.
- Kroon, D., Steens, T., Troelstra, S.R., 1991. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea as revealed by planktonic foraminifers. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 117.
- Kucera, M., 2007. Planktonic Foraminifera as tracers of past oceanic environments. In: Hilaire-Marcel, C., de Vernal, A. (Eds.), Developments in Marine Geology, Volume 1, Proxies in late Cenozoic Paleoceanography. Elsevier, pp. 213–262. ISBN 13: 9780444527554.
- Kucera, M., Weinelt, M., Kiefer, T., Pflaumann, U., Hayes, A., Weinelt, M., Chen, M.T., Mix, A.C., Barrows, T.T., Cortijo, E., Duprat, J., Juggins, S., Waelbroeck. C., 2005. Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: multi-technique approach based on geographically constrained calibration datasets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans. Quaternary Science Reviews 24, doi:10.1016/j.quascirev.2004.07.014.

- Kukowski, N., Schillhornb, T., Huhna, K., von Radc, U.S.H., Fluehb, E.R., 2001. Morphotectonics and mechanics of the central Makran accretionary wedge off Pakistan. Marine Geology 173, 1-19.
- Küllenberg, B., 1947. The Piston Core Sampler. Svenska Hydrograf, Biol. Komn. Skrifter. Tredje Ser. Hydrograf., 1H.2, pp 1-46.
- Kutzbach, J.E., Liu, X., Liu, Z., Chen, G., 2008. Simulation of the evolutionary response of global summer monsoons to orbital forcing over the past 280,000 years. Climate Dynamics 30, 567-579.
- Laepple, T., Lohmann, G., 2009. Seasonal cycle as template for climate variability on astronomical timescales. Paleoceanography 24, doi:10.1029/2008PA001674.
- Langlois, C., 2003. ENS Lyon, d'après Crowley, T., North, J., 1991. Paleoclimatology, Oxford University.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.M.C., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. A&A 428, 261-285.
- Lau, N.C., Wang, B., 2006. Interactions between the Asian monsoon and the El Niño/Southern Oscillation in The Asian Monsoon, Praxis. Springer Berlin Heidelberg.
- Lea, D.W., Mashiotta, T.A., Spero, H.J., 1999. Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing. Geochim. Cosmochim. Acta 63, 2369–2379, doi:10.1016/S0016-7037(99)00197-0.
- Lea, D.W., Pak, D.K., Spero, H.J., 2000. Climate impact of Late Quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations. Science 289, 1719–1724, doi:10.1126/science.289.5485.1719.
- LeGrande, A.N., Schmidt, G.A., 2006. Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater. Geophysical Research letters 33, L12604, doi:10.1029/2006GL026011.
- LeGrande, A.N., Schmidt, G.A., 2011. Water isotopologues as a Quantitative Paleosalinity Proxy. Paleoceanography, in press.
- Leuschner, D.C., Sirocko, F., 2003. Orbital insolation forcing of the Indian Monsoon: A motor for global climate changes?. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 197, 83–95.
- Li, C., Long, Z., 2002. Intraseasonnal oscillation anomalies in the tropical atmosphere and El Niño events. CLIVAR exchanges 7, 12-15.
- Lisiecki, L.E., 2010. Links between eccentricity forcing and the 100,000-year glacial cycle. Nature Geosci. 3, 349-352.

- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ^{18} O records. Paleoceanography 20.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2007. Plio-Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics. Quaternary Science Reviews 26, 56-69.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., Curry, W.B., 2008. Atlantic overturning responses to Late Pleistocene climate forcings. Nature 456, doi:10.1038/nature07425.
- Liu, T., Tang, W., 2004. Oceanic influence on the precipitation in India and China as observed by REMM and QuikSCAT, paper presented at The 2nd International Tropical Rainfall Measuring Mission Science Conference, Jpn. Aerosp. Explor. Agency, Tokyo.
- Liu, W.T., Zhang, A., Bishop, J.K.B., 1994: Evaporation and solar irradiance as regulators of sea surface temperature in annual and interannual changes. J. Geophys. Res., 99, 12 623–12 637.
- Liu, X., Liu, Z., Clemens, S., Prell, W., Kutzbach, J.E., 2007. A Coupled Model Study of Glacial Asian Monsoon Variability and Indian Ocean Dipole. Journal of the Meteorological Society of Japan 85, 1-10.
- Liu, Z., Shin, S., Webb, R.S., Lewis, W., Otto-Bliesner, B.L., 2005. Atmospheric CO2 forcing on glacial thermohaline circulation and climate. Geophysical Research letters 32, L02706, doi:10.1029/2004GL021929.
- Liu, Z., Trentesaux, A., Clemens, S.C., Colin, C., Wang, P., Huang, B., and Boulay, S., 2003. Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years. Marine Geology 201, 133-146.
- Locarnini, R.A., Mishonov, A.V., Antonov, J.I., Boyer, T.P., Garcia, H.E., 2006. World Ocean Atlas 2005, Volume 1: Temperature. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 61, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 182 pp.
- Lohmann, G., 2003. Atmospheric and oceanic freshwater transport during weak Atlantic overturning circulation. Tellus, Ser. A 55, 438–449.
- Loulergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J.M., Raynaud, D., Stocker, T.F., and Chappellaz, J., 2008. Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800,000 years. Nature 453, 383-386.
- Lourens, L.J., 2004. Revised tuning of Ocean Drilling Program Site 964 and KC01B (Mediterranean) and implications for the δ^{18} O, tephra, calcareous nannofossil, and geomagnetic reversal chronologies of the past 1.1 Myr. Paleoceanography 19, doi:10.1029/2003PA000997.
- Lourens, L. J., Hilgen, F.J., Zachariasse, W.J., van Hoof, A.A.M., Antonarakou, A., Vergnaud-Grazzini, C., 1996. Evaluation of the plio-Pleistocene astronomical time scale. Paleoceanography 11, 391–413.

- Luckge, A., Doose-Rolinski, H., Khan, A.A., Schulz, H., von Rad, U., 2001. Monsoonal variability in the northeastern Arabian Sea during the past 5000-years: geochemical evidence from laminated sediments. Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology 167(3-4), 273-286.
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola J.M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., and Stocker, T.F., 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. Nature 453, 379-382.
- Lutjeharms, J.R.E., 1981. Features of the southern Agulhas Current circulation from satellite remote sensing. S. Afr. J. Sci. 77, 231–236.
- Lutjeharms, J.R.E., 1989. The role of mesoscale turbulence in the Agulhas Current system. In Mesoscale/synoptic Coherent Structures in Geophysical Turbulence, editors J. C. J. Nihoul and B. M. Jamart, Elsevier, Amsterdam, pp 357–372.
- Lutjeharms, J.R.E., 2001. The Agulhas Current. In Encyclopedia of Ocean Science, editors: J. Steele, S. Thorpe and K. Turekian, Academic Press, London, v1, 104–113.
- Lutjeharms, J.R.E., 2006. The Agulhas Current, Springer.
- Lutjeharms, J.R.E., 2007. Three decades of research on the greater Agulhas Current. Ocean Science 3, 129-147.
- Lutjeharms, J.R.E., Cooper, J., 1996. Interbasin leakage through Agulhas Current filaments. Deep-Sea Research I 43, 213–238.
- Lutjeharms, J.R.E., de Ruijter, W.P.M., 1996. The influence of the Agulhas Current on the adjacent coastal zone: possible impacts of climate change. Journal of Marine Systems 7, 321–336.
- Lutjeharms, J.R.E., Penven, P., Roy, C., 2003. Modelling the shear-edge eddies of the southern Agulhas Current. Continental Shelf Research 23, 1099–1115.
- Lutjeharms, J.R.E., Valentine, H.R., 1984. Southern Ocean thermal fronts south of Africa. Deep-Sea Research 31, 1461–1476.
- Lutjeharms, J.R.E., van Ballegooyen, R.C., 1984. Topographic control in the Agulhas Current system. Deep-Sea Research 31, 1321–1337.
- Lutjeharms, J.R.E., van Ballegooyen, R.C 1988. Anomalous upstream retroflection in the Agulhas Current. Science 240, 1770–1772.
- Macdonald, A.M., O'Neil Baringer, M., Ganachaud, A., 2001. Heat Transport and Climate. Academic Press, doi:10.1006/rwos.2001.0264.

- Maher, B. A., 2008. Holocene variability of the East Asian summer monsoon fromChinese cave records: A re-assessment, Holocene, 18(6), 861–866, doi:10.1177/0959683608095569.
- Malaizé, B., Caley, T., 2009. Sea surface salinity reconstruction as seen with foraminifera shells: Methods and cases studies. Eur. Phys. J. Conferences 1, 177–188 doi:10.1140/epjconf/e2009-00919-6.
- Malaizé, B., Joly, C., Vénec-Peyré, M.T., Bassinot, F.C., Caillon, N., and Charlier, K., 2006. Phase lag between Intertropical Convergence Zone migration and subtropical monsoon onset over the northwestern Indian Ocean during Marine Isotopic Substage MIS 6.5. Geochemistry Geophysics Geosystems 7, 1525-2027.
- Mann, M.E., Lees, J.M., 1996. Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series. Clim. Change 33, 409-445.
- Marchitto, T.M., Broecker, W. S., 2006. Deep water mass geometry in the glacial Atlantic ocean: a review of constraints from the paleonutrient proxy Cd/Ca. Geochem. Geophys. Geosyst. 7, Q12003, doi:10.1029/2006GC001323.
- Marean, C.W., Bar-Matthews, M., Bernatchez, J., Fisher, E., Goldberg, P., Herries, A.I.R., Jacobs, Z., Jerardino, A., Karkanas, P., Minichillo, T., Nilssen, P.J., Thompson, E., Watts, I., Williams, H.M., 2007. Early human use of marine resources and pigment in South Africa during the Middle Pleistocene. Nature 449, 905-908.
- Markovic, S. B., Hambach, U., Catto, N., Jovanovic, M., Buggle, B., Machalett, B., Zoller, L., Glaser, B., Frechen, M., 2009. The middle and late Pleistocene loess sequences at Batajnica, Vojvodina, Serbia. Quaternary international 198, 255-266.
- Marsh, R., Hazeleger, W., Yool, A., Rohling, E.J., 2007. Stability of the thermohaline circulation under millennial CO2 forcing and two alternative controls on Atlantic salinity. Geophys. Res. Lett. 34, doi:10.1029/2006GL027815.
- Martin, A.K., 1981. The influence of the Agulhas Current on the physiographic development of the northernmost Natal Valley (S.W. Indian Ocean). Marine Geology 39, 259–276.
- Martin, R.E., Johnson, G.W., Neff, E.D., Krantz, D.E., 1990. Quaternary planktonic foraminiferal assemblage zones of the Northeast gulf of Mexico, Colombia basin (Caribbean sea), and tropical Atlantic Ocean: graphic correlation of microfossil and oxygen isotopes datums. Paleoceanography 5, 531-555.
- Martin, R.E., Neff, E.D., Johnson, G.W., Krantz, D.E., 1993. Biostratigraphic Expression of Pleistocene Sequence Boundaries, Gulf of Mexico. PALAIOS 8, 155-171.
- Martínez-Garcia, A., Rosell-Melé, A., McClymont, E.L., Gersonde, R., Haug, G.H., 2010. Subpolar Link to the Emergence of the Modern Equatorial Pacific Cold Tongue. Science 328, 1550-1553.
- Martínez-Méndez, G., Zahn, R., Hall, I.R., Peeters, F.J.C., Pena, L.D., Cacho, I., Negre, C., 2010. Contrasting multiproxy reconstructions of surface ocean hydrography in the

Agulhas Corridor and implications for the Agulhas Leakage during the last 345,000 years. Paleoceanography 25, PA4227, doi:10.1029/2009PA001879.

- Martrat, B., Grimalt, J.O., Shackleton, N.J., de Abreu, L., Hutterli, M.A., Stocker, T.F., 2007. Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian Margin. Science 317, 502-507 doi:10.1126/science.1139994.
- Maslin, M. A., Li, X. S., Loutre, M.-F., Berger, A., 1998. The contribution of orbital forcing to the progressive intensification of Northern Hemisphere glaciation. Quaternary Science Reviews 17, 411-426.
- Masson, V., Braconnot, P., Jouzel, J., Noblet, N., Cheddadi, R., Marchal, O., 2000. Simulation of Intense Monsoons Under Glacial Conditions. Geophysical Research letters 27, 1747-1750.
- Mathien-Blard, E., Bassinot, F., 2009. Salinity bias on the foraminifera Mg/Ca thermometry: Correction procedure and implications for past ocean hydrographic reconstructions. Geochemistry Geophysics Geosystems 10, doi:10.1029/2008GC002353.
- McClymont, E.L., Rosell-Mele, A., Giraudeau, J., Pierre, C., Lloyd, J.M., 2005. Alkenone and coccolith records of the mid-Pleistocene in the south-east Atlantic: Implications for the UK'₃₇ index and South African climate. Quaternary Science Reviews 24, 1559–1572.
- McConnell, M. C., Thunell, R.C., 2005. Calibration of the planctonic foraminiferal Mg/Ca paleothermometer: Sediment trap results from the Guaymas Basin, Gulf of California. Paleoceanography 20, PA2016, doi:10.1029/2004PA001077.
- McManus, J.F., Francois, R., Gherardi, J.-M., Keigwin, L.D., Brown-Leger, S., 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. Nature 428, 834–837.
- Meehl, G.A., 1997. The south Asian monsoon and the tropospheric biennial oscillation. J. Climate 10, 1921-1943.
- Meese, D. A., Gow, A. J., Alley, R. B., Zielinsky, G. A., Grootes, P. M., 1997. The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale: methods and results. Journal of Geophysical Research 102, 411-423.
- Meyers, G., 1996. Variation of Indonesian throughflow and the El Nino Southern Oscillation. J. Geophys. Res. 101, 12,255–12,263.
- Migeon, S., Weber, O., Faugères, J.-C., Saint-Paul, J., 1999. SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. Geo-Marine Letters 18, 251-255.
- Milankovitch, M., 1920. Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. Académie Yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb. Gauthier-Villard, Paris.
- Mix, A.C., Le, J., Shackleton, N.J., 1995. Benthic foraminiferal stable isotope stratigraphy of Site 846; 0-1.8 Ma. Proceed. Ocean Drill. Prog., Sci. Res.138, 839-854.

- Mollenhauer, G., Eglinton, T.I., Hopmans, E.C., Sinninghe Damsté, J.S., 2008. A radiocarbon-based assessment of the preservation characteristics of crenarchaeol and alkenones from continental margin sediments. Org. Geochem. 39, 1039-1045.
- Mollenhauer, G., McManus, J.F., Benthien, A., Müller P. J., Eglinton, T.I., 2006. Rapid lateral particle transport in the Argentine Basin: molecular ¹⁴C and ²³⁰Th_{xs} evidence. Deep-Sea Res. I 53, 1224-1243.
- Monterey, G. I., Levitus, S., 1997. Climatological cycle of mixed layer depth in the world ocean. U.S. Gov. Printing Office, NOAA NESDIS, 5pp.
- Mooley, D.A., Parthasarathy, B., 1984. Fluctuations in All-India summer monsoon rainfall during 1871-1978. Clim. Change 6, 287-301.
- Morley, J.J., Heusser, L.E., 1997. Role of orbital forcing in East Asian monsoon climates during the last 350 kyr: Evidence from terrestrial and marine climate proxies from core RC14-99. Paleoceanography 12, 483-493.
- Mucci, A., Morse, J.W., 1990. Chemistry of low-temperature abiotic calcites: experimental studies on coprecipitation, stability, and fractionation. Reviews in Aquatic Sciences 3, 217-254.
- Müller, P., Kirst, G., Ruhland, G., von Storch, I., Rosell-Melé, A., 1998. Calibration of the alkenone paleotemperature index based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60'N-60'S). Geochim. Cosmochim. Acta 62, 1757-1772.
- Murray, J., 1897. On the distribution of the pelagic foraminifera at the surface and on the floor of the ocean. Natural Science (Ecology) 11, 17-27.
- Murray, D.W., Prell, W.L., 1991. Pliocene to Pleistocene variations in calcium carbonate, organic carbon, and opal on the Owen Ridge, northern Arabian Sea. In: Prell, W.L., Niitsuma, N., et al. (Eds.), Proceedings of the ODP, Sci. Results 117, pp. 343–364.
- Murray, D.W., Prell, W.L., 1992. Late Pliocene and Pleistocene climatic oscillations and monsoon upwelling recorded in sediments from the Owen Ridge, northwest Arabian Sea. In: Summerhayes, C.P., Prell, W.L., Emeis, K.-C. (Eds.), Upwelling Systems: Evolution Since the Early Miocene. Geological Society London, Special Publication, vol. 64, London, pp. 301–321.

Neelin, J.D., 2007. Moist dynamics of tropical convection zones in monsoon, teleconnections and global warming. In The Global Circulation of the Atmosphere, ed. T. Schneider and A. Sobel, Princeton, NJ: Princeton University Press, pp. 267-301.

Nauw, J. J., van Aken, H.M., Webb, A., Lutjeharms, J.R.E., de Ruijter, W.P.M., 2008. Observations of the southern East Madagascar Current and undercurrent and countercurrent system, J. Geophys. Res.113, C08006, doi:10.1029/2007JC004639.

- Negre, C., Zahn, R., Thomas, A.L., Masque, P., Henderson, G.M., Martinez-Mendez, G., Hall, I.R., Mas, J.L., 2010. Reversed flow of Atlantic deep water during the Last Glacial Maximum. Nature 468, doi:10.1038/nature09508.
- Nishi, H., Norris, R.D., Okada, H., 2000. Paleoceanography changes in the dynamics of subtropical Atlantic surface conditions at Hole 997A. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 164.
- North Greenland Ice Core Project members., 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. Nature 431, 147-151.
- Nürnberg, D., Bijma, j., Hemleben, C., 1996. Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures. Geochim. Cosmochim. Acta 60, 803–814, doi:10.1016/0016-7037(95)00446-7.
- Ohkouchi, N., Eglinton, T. I., Keigwin, L.D., Hayes, J.M. 2002. Spatial and temporal offsets between proxy records in a sediment drift. Science 298, 1224-1227.
- Overpeck, J.T., Trumbore, S., Prell, W.L., 1996. The south-west Indian monsoon over the last 18,000 years. Climate Dynamics 12, 213-225.
- Pahnke, K., Zahn R., 2005. Southern hemisphere water mass conversion linked to North Atlantic climate variability. Science 307, 1741–1746.
- Paillard, D., Labeyrie, L.D., and Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis. Eas.Trans, 77-379.
- Palastanga, V., van Leeuwen, P.J., de Ruijter, W.P.M., 2006. A link between low-frequency mesoscale eddy variability around Madagascar and the large-scale Indian Ocean variability. J. Geophys. Res. 111, C09029, doi:10.1029/2005JC003081.
- Park, S.C., Sohn, B.J., Wang, B., 2007. Satellite assessment of divergent water vapor transport from NCEP, ERA40, and JRA25 reanalyses over the Asian summer monsoon region. J. Meteorol. Soc. Jpn. 85, 615–632, doi:10.2151/jmsj.85.615.
- Partridge, T.C., deMenocal, P.B., Lorentz, S.A., Paiker, M.J., Vogel, J.C., 1997. Orbital forcing of climate over South Africa: a 200,000-year rainfall record from the Pretoria Saltpan. Quaternary Science Reviews 16, 1125–1133.
- Pearce, A.F., 1977. Some features of the upper 500m of the Agulhas Current. Journal of Marine Research 35, 731–753.

- Pearce, A.F., Gründlingh, M.L., 1982. Is there a seasonal variation in the Agulhas Current? Journal of Marine Research 40, 177–184.
- Peeters, F., Acheson, R., Brummer, G.J.A., de Ruijter, W.P.M., Schneider, R.R., Ganssen, G.M., Ufkes, E., Kroon, D., 2004. Vigorous exchange between the Indian and Atlantic oceans at the end of the past five glacial periods. Nature 430, 661-665.
- Peeters, F., Brummer, G.-J.A., 2002. The seasonal and vertical distribution of living planktic foraminifera in the NW Arabian Sea. in: Clift, P.D. et al. (2002). The tectonic and climatic evolution of the Arabian Sea region. Geological Society Special Publication, 195: pp. 463-497.
- Pelejero, C., Grimalt, J.O., Sarnthein, M., Wang, L., Flores, J-A., 1999. Molecular biomarker record of sea surface temperature and climatic change in the South China Sea during the last 140,000 years. Mar. Geol. 156, 109 122, doi:10.1016/S0025-3227(98)00175-3.
- Percival, D.B., Walden, A.T., 1993. Spectral analysis for physical applications: multitaper and conventional univariate techniques. Cambridge Uni. Press, Cambridge.
- Perlmutter, M.A., Mattews, M.D., 1989. Global cyclostratigraphy a model. In: T.A. Cross (Editor), Quantitative Dynamic Stratigraphy. Prentice-Hall, Englewood Cliffs pp. 233-260.
- Pierre, C., Saliege, J.F., Urrutiaguer, M.J., Giraudeau, J., 2001. Stable isotope record of the last 500 K.Y. at site 1087 (southern cape basin). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 175.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1989. Eustatic controls on clastic deposition II sequence and systems tract models. In: Wilgus and al. (Editors), Sea-level changes: an integrated approach. SEPM Special Publication, Tulsa, pp. 125-154.
- Pourmand, A., Marcantonio, F., Schulz, H., 2004. Variations in productivity and eolian fluxes in the northeastern Arabian Sea during the past 110 ka. Earth and planetary science letters 221, 39-54.
- Prahl, F.G., Muehlhausen, L.A., Zahnle, D.L., 1988. Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleoceanographic conditions. Geochim. Cosmochim. Acta 52, 2303-2310.
- Prahl, F.G., Wakeham, S.G., 1987. Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for paleotemperature assessment. Nature 330, 367-369.
- Prell, W.L., 1984a. Monsoonal climate of the Arabian Sea during the Late Quaternary: a response to changing solar radiation. In: Berger, A.L., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B. (Eds.), Milankovitch and Climate. D. Riedel, Hingham, pp. 349–366.
- Prell, W.L., 1984b. Variation of monsoonal upwelling: a response to changing solar radiation. In: Hansen, J., T. Takahashi, T. (Eds.), Climate Processes and Climate Sensitivity, AGU, pp. 48–57.

- Prell, W.L., Kutzbach, J.E., 1987. Monsoon variability over the past 150,000 years. Journal of Geophysical Research 92 (D7), 8411–8425.
- Prell, W.L., Kutzbach, J.E., 1992. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. Nature 360, 647-652.
- Prell, W.L., Marvil, R.E., Luther, M.E., 1990. Variability in upwelling fields in the northwestern Indian Ocean 2. Data-model comparison at 9000 years B.P.. Paleoceanography, 5, 447–457, doi:10.1029/PA005i003p00447.
- Prell, W.L., Van Campo, E., 1986. Coherent response of Arabian Sea upwelling and pollen transport to late Quaternary monsoonal winds. Nature 323, 526–528.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., 1990. Numerical recipes in Pascal: The art of scientific computing. Cambridge Uni. Press, Cambridge.
- Preston-Whyte, R.A., Tyson, P.D., 1988. The Atmosphere and Weather of Southern Africa. Oxford University Press, Cape Town, 374 pp.
- Prins, M.A., and Postma, G., 2000. Effects of climate, sea level, and tectonics unraveled for last deglaciation turbidite records of the Arabian Sea. Geology 28, 375-378.
- Prokopenko, A.A., Williams, D.F., Kuzmin, M.I., Karabanov, E.B., Khursevich, G.K., Peck, J. A., 2002. Muted climate variations in continental Siberia during the mid-Pleistocene epoch. Nature 418, 65–68.

Quartly, G.D., Srokosz, M.A., 2002. SST observations of the Agulhas and East Madagascar retroflections by the TRMM microwave imager. J. Phys. Oceanogr. 32, 1585–1592.

Ramage, C.S., 1971. Monsoon Meteorology (Int. Geophys. Ser., Vol. 15). Academic Press, San Diego, California, 296 pp.

- Rau, A.J., Rogers, J., Chen, M.T., 2006. Late Quaternary palaeoceanographic record in giant piston cores off South Africa, possibly including evidence of neotectonism. Quaternary Int. 148, 65–77.
- Rau, A.J., Rogers, J., Lutjeharms, J.R.E., Giraudeau, J., Lee-Thorp, J.A., Chen, M.T., Waelbroeck, C., 2002. A 450-kyr record of hydrological conditions on the western Agulhas Bank Slope, south of Africa. Marine Geology 180, 183-201.
- Raymo, M.E., 1997. The timing of major climate terminations. Palaeoceanography 12, 577-585.

- Raymo, M.E., Huybers, P., 2008. Unlocking the mysteries of the ice ages. Nature 451, 284-285.
- Raymo, M.E., Lisiecki, L.E., Nisancioglu, K.H., 2006. Plio-Pleistocene ice volume, Antarctic climate, and the global δ^{18} O record. Science 313, 492-495.
- Raymo, M.E., Oppo, D.W., Curry, W., 1997. The Mid-Pleistocene climate transition: A deep sea carbon isotopic perspective. Paleoceanography 12, 546–559, doi:10.1029/97PA01019.
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Froelich, P.N., 1988. Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. Geology 16, 649-653.
- Reason, C.J.C., 2002. The wet winter of 2001 over the south-western Cape, South Africa: potential large-scale influences. South African Journal of Science 98, 307–310.
- Reason, C.J.C., Mulenga, H., 1999. Relationships between South African rainfall and SST anomalies in the Southwest Indian Ocean. International Journal of Climatology 19, 1651–1673.
- Reichart, G.J., Brinkhuis, H., Huiskamp, F., Zachariasse, W.J., 2004. Hyperstratification following glacial overturning events in the northern Arabian Sea. Paleoceanography 19, PA2013, doi:10.1029/2003PA000900.
- Reichart, G.J., den Dulk, M., Visser, H.J., van der Weijden, C.H., Zachariasse, W.J., 1997. A 22.5 kyr record of dust supply, paleoproductivity and the oxygen minimum zone from the Murray Ridge (northern Arabian Sea). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 134, 149–169.
- Reichart, G.J., Lourens, L.J., Zachariasse, W.J., 1998. Temporal variability in the northern Arabian Sea oxygen minimum zone (OMZ) during the last 225,000 years. Paleoceanography 13, 607-621.
- Revel, M., Ducassou, E., Grousset, F., Bernasconi, S.M., Migeon, S., Revillon, S., Mascle, J., Murat, A., Zaragosi, S., Bosch, D., 2010. 100,000 Years of African monsoon variability recorded in sediments of the Nile margin. Quaternary Science Reviews 29, doi:10.1016/j.quascirev.2010.02.006.
- Richardson, P. L., 2007. Agulhas Leakage into the Atlantic estimated with subsurface floats and surface drifters. Deep-Sea Res. I 54, 1361–1389.
- Richter, T.O., Van Der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., De Stigter, H. C., De Haas, H., Van Weering, T.C.E., 2006. The Avaatech XRF Core Scanner: Technical description and applications to NE Atlantic sediments. In "Geological Society Special Publication." pp. 39-50.
- Rickaby, R.E.M., Bard, E., Sonzogni, C., Rostek, F., Beaufort, L., Barker, S., Rees, G., Schrag, D.P., 2007. Coccolith chemistry reveals secular variations in the global ocean carbon cycle? Earth and Planetary Science Letters 253, 83-95.

- Ridderinkhof, H., van der Werf, P.M., Ullgren, J.E., van Aken, H.M., van Leeuwen, P.J., de Ruijter, W.P.M., 2010. Seasonal and interannual variability in the Mozambique Channel from moored current observations. J. Geophys. Res. 115, C06010, doi:10.1029/2009JC005619.
- Rochon, A., de Vernal, A., Turon, J.L., Matthiessen, J., Head, M.J., 1999. Distribution of recent dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea–surface parameters. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation 23, 1–150.
- Rohling, E.J., 1989. Late Quaternary changes in Mediterranean intermediate water density and formation rate. Paleoceanography 4, 531-545.
- Rohling, E.J., 1994. Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. Mar. Geol. 122, 1–28.
- Rohling, E.J., 2000. Paleosalinity: confidence limits and future applications. Marine Geology 163, 1-11.
- Rohling, E., Bigg G., 1998. Paleosalinity and δ^{18} O: A critical assessment. J. Geophys. Res. 103, 1307–1318, doi:10.1029/97JC01047.
- Rohling, E.J., Liu, Q.S., Roberts, A.P., Stanford, J.D., Rasmussen, S.O., Langen, P.L., Siddall, M., 2009. Controls on the East Asian monsoon during the last glacial cycle, based on comparison between Hulu Cave and polar ice-core records, Quat.Sci.Rev., 28, 3291– 3302, doi:10.1016/j.quascirev.2009.09.007.
- Rosell-Melé, A., Jansen, E., Weinelt, M., 2002. Appraisal of a molecular approach to infer variations in surface ocean freshwater inputs into the North Atlantic during the last glacial. Global and Planetary Change 34, 143-152.
- Rosenthal, Y., Boyle, E.A., Slowey, N., 1997. Environmental controls on the incorporation of Mg, Sr, F and Cd into benthic foraminifera shells from Little Bahama Bank: Prospects for thermocline paleoceanography. Geochimica et Cosmochimica Acta 61, 3633-3643.
- Rossignol-Strick, M., 1983. African monsoons, an immediate climate response to orbital insolation. Nature 304, 46–49.
- Rossignol-Strick, M., Nesteroff, W., Olive, P. & Vergnaud-Grazzini, C., 1982. After the deluge Mediterranean stagnation and sapropel formation. Nature 295, 105–110.
- Rossignol-Strick, M., Paterne, M., Bassinot, F.C., Emeis, K.C., De Lange, G.J., 1998. An unusual mid-Pleistocene monsoon period over Africa and Asia. Nature 392, 269-272.
- Rostek, F., Bard, E., Beaufort, L., Sonzogni, C., Ganssen, G., 1997. Sea surface temperature and productivity records for the past 240 kyr in the Arabian Sea. Deep-Sea Research II 44, 1461–1480.

- Rostek, F., Ruhland, G., Bassinot, F., Muller, P., Labeyrie, L., Lancelot, Y., and Bard, E., 1993. Reconstructing sea surface temperature and salinity using δ^{18} O and alkenone records. Nature 364, 319-321.
- Rouault, M., Penven, P., Pohl, B., 2009. Warming in the Agulhas Current system since the 1980's. Geophys. Res. Lett. 36, L12602.
- Rousseau, D.D., Wu, N., Pei, Y., Li, F., 2009. Three exceptionally strong East-Asian summer monsoon events during glacial times in the past 470 kyr. Climate of the past 5, 157-169.
- Ruddiman, W.F., 1971. Pleistocene Sedimentation in the Equatorial Atlantic: Stratigraphy and Faunal Paleoclimatology. Geological Society of America Bulletin 82, 283-302.
- Ruddiman, W.F., 2001. Earth's climate: past and future. New York, W.H. Freeman, 480 pp.
- Ruddiman, W.F., 2006. What is the timing of orbital-scale monsoon changes?. Quaternary Science Reviews 25, 657-658.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Martinson, D.G., Clement, B.M., Backman, J., 1989. Mid-Pleistocene evolution of Northern Hemisphere climate. Paleoceanogr. 4, 353-412.
- Rühlemann, C., Butzin, M., 2006. Alkenone temperature anomalies in the Brazil-Malvinas Confluence area caused by lateral advection of suspented particulate material. Geochem. Geophys. Geosyst. 7, doi:10.1029/2006GC001251.
- Russell, A.D., Hönisch, B., Spero, H.J., Lea, D.W., 2004. Effects of seawater carbonate ion concentration and temperature on shell U, Mg, and Sr in cultured planktonic foraminifera, Geochim. Cosmochim. Acta 68, 4347-4361, doi:10.1016/j.gca.2004.03.013.

- Sadekov, A., Eggins, S.M., De Deckker, P., Ninnemann, U., Kuhnt, W., Bassinot, F., 2009. Surface and subsurface seawater temperature reconstruction using Mg/Ca microanalysis of planktonic foraminifera Globigerinoides ruber, Globigerinoides sacculifer, and Pulleniatina obliquiloculata. Paleoceanography 24, 17.
- Saji, N. H., Goswami, B.N., Vinayachandran, P.N., Yamagata, T., 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. Nature, 401, 360-363.
- Schefuß, E., Schouten, S., Jansen, J.H.F., Sinninghe Damste, J.S., 2003. African vegetation controlled by tropical sea surface temperatures in the mid-Pleistocene period. Nature 422, 418-421.
- Schefuß, E., Schouten, S., Schneider, R.R., 2005. Climatic controls on central African hydrology during the past 20,000 years. Nature 437, 1003-1006.
- Schiebel, R., Waniek, J., Borka, M., Hemlebena, C., 2001. Planktic foraminiferal production stimulated by chlorophyll redistribution and entrainment of nutrients. Deep-sea Research I 48, 721-740.

Schlitzer, R., 2011. Ocean Data View, http://odv.awi.de.

- Schmidt, G.A., 1999. Error analysis of paleosalinity calculations. Paleoceanography 14, 422-429.
- Schmiedl, G., Leuschner, D.C., 2005. Oxygenation changes in the deep western Arabian Sea during the last 190,000 years: Productivity versus deepwater circulation. Paleoceanography 20, PA2008, doi:10.1029/2004PA001044.
- Schmiedl, G., Mackensen, A., 2006. Multi-species stable isotopes of benthic foraminifers reveal past changes of organic matter decomposition and deepwater oxygenation in the Arabian Sea. Paleoceanography 21, PA4213, doi:10.1029/2006PA001284.
- Schmittner, A., Galbraith, E.D., Hostetler, S.W., Pedersen, T.F., 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, PA3207. doi:10.1029/2006PA001384.
- Schott, F., McCreary, J.P., 2001. The monsoon circulation of the Indian Ocean, Prog. Oceanogr., 51, 1–123.
- Schott, F., Xie, S-P., McCreary, J.P., 2009. Indian Ocean circulation and climate variability, Rev. Geophys., 47,RG1002, doi:10.1029/2007RG000245.
- Schouten, M.W., de Ruijter, W.P.M., van Leeuwen, P. J., Dijkstra, H. A., 2002. An oceanic teleconnection between the equatorial and southern Indian Ocean. Geophys. Res. Lett. 29(16), doi:101029/2001GL014542.
- Schouten, S., Hopmans, E.C., Schefuß, E., Sinninghe Damste, J.S., 2002. Distributional variations in marine crenarchaeotal membrane lipids: A new organic proxy for reconstructing ancient sea water temperatures? Earth Planet. Sci. Lett. 204, 265–274.
- Schouten, S., Ossebaar, J., Schreiber, K., Kienhuis, M.V.M., Langer, G., Benthien, A., Bijma, J., 2006. The effect of temperature, salinity and growth rate on the stable hydrogen isotopic composition of long chain alkenones produced by Emiliania huxleyi and Gephyrocapsa oceanica. Biogeosciences 3, 113–119.
- Schulz, H., von Rad, U., Erlenkeuser, H., 1998. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years. Nature 393, 54-57.
- Schulz, H., von Rad, U., Ittekkot, V., 2002. Planktic foraminifera, particle flux and oceanic productivity off Pakistan, NE Arabian Sea: modern analogues and application to the palaeoclimatic record. Geological Society, London, Special Publications 195, 499-516 doi: 10.1144/GSL.SP.2002.195.01.27.
- Seki, O., Kawamura, K., Sakamoto, T., Ikehara, M., Nakatsuka, T., Wakatsuchi, M., 2005. Decreased surface salinity in the Sea of Okhotsk during the last glacial period estimated from alkenones. Geophys. Res. Lett. 32, L08710, doi:10.1029/2004GL022177.

- Sen Gupta, A., Santoso, A., Taschetto, A.S., Ummenhofer, C.C., Trevena, J., England, M.H., 2009. Projected Changes to the Southern Hemisphere Ocean and Sea Ice in the IPCC AR4 Climate Models. Journal of Climate 22, 3047–3078, doi: 10.1175/2008JCLI2827.1.
- Sepulcre, L., Vidal, L., Tachikawa, K., Rostek, F., Bard, E., 2011. Sea-surface salinity variations in the northern Caribbean Sea across the Mid-Pleaictocene Transition. Climate of the Past 7, 75-90.

Severinghaus, J.P., 2009. Monsoons and Meltdowns. Science 326, 240-241.

- Shackleton, N.J., 1974. Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and benthonic foraminifera genus Uvigerina: Isotopic changes in the ocean during the last glacial, in Les méthodes quantitatives d'étude des variations du climat au cours du Pleistocène. pp. 203–209, Cent. Natl. de la Rech. Sci., Gif-sur Yvette, France.
- Shackleton, N.J., 2000. The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. Science 289, 1897-1902.
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 100 kyrs and 1000 kyrs scale. J. Quaternary research 3, 39-54.
- Shimmield, G.B., Mowbray, .R., Weedon, .P., 1990. A 350 ka history of the Indian Southwest Monsoon—evidence from deep-sea cores, northwest Arabian Sea. Transactions of the Royal Society of Edingburg: Earth Sciences 81, 289–299.
- Shyu, J.P., Chen, M.P., Shieh, Y.T., Huang, C.K., 2001. A Pleistocene paleoceanographic record from the north slope of the Spratly Islands, southern South China Sea. Marine Micropaleontology 42, 61-93.
- Sicre, M.A., Bard, E., Ezat, U., Rostek, F., 2002. Alkenone distributions in the North Atlantic and Nordic sea surface waters. Geochem. Geophys. Geosyst. 3, 1013, doi:10.1029/2001GC000159.
- Sicre, M.A., Labeyrie, L., Ezat, U., Duprat, J., Turon, J.L., Schmidt, S., Michel, E., Mazauda, A., 2005. Mid-latitude Southern Indian Ocean response to Northern Hemisphere Heinrich events. Earth Plan. Sci. Lett. 240, 724-731.
- Sigman, D. M., Jaccard, S. L., Haug, G. H., 2004. Polar stratification in a cold climate. Nature 428, 59-63.
- Sijp, W.P, England, M.H., 2008. The effect of a northward shift in the southern hemisphere westerlies on the global ocean. Prog. Oceanog. 79, 1-19.
- Sikes, E.L., Sicre, M.A., 2002. Relationship of the tetra-unsaturated C_{37} alkenone to salinity and temperature: Implications for paleoproxy applications. Geochem. Geophys. Geosyst. 3, 1063, doi:10.1029/2002GC000345.

- Sirocko, F., Garbe-Schonberg, D., Devey, C., 2000. Processes controlling trace element geochemistry of Arabian Sea sediments during the last 25,000 years. Global planetary Change 26(1-3), 217-303.
- Sirocko, F., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., Lange, H., Arnold, M., Duplessy, J.C., 1993. Century-scale events in monsoonal climate over the past 24,000 years. Nature 364, 322-324.
- Sirocko, F., Sarnthein, M., Lange, H., Erlenkeuser, H., 1991. Atmospheric summer circulation and coastal upwelling in the Arabian Sea during the Holocene and the last glaciation. Quaternary Research 36(1), 72-93.
- Sonzogni, C., Bard, E., Rostek, F., Dollfus, D., 1997. Temperature and Salinity Effects on Alkenone Ratios Measured in Surface Sediments from the Indian Ocean. Quaternary Research 47, 344-355.
- Sprintall, J., Gordon, A.L., Murtugudde, R., Dwi Susanto, R., 2000. A semi-annual Indian Ocean forced Kelvin wave observed in the Indonesian seas in May 1997. J. Geophys. Res. 105, 17,217–17,230.
- Stramma, L., Lutjeharms, J.R.E., 1997. The flow field of the subtropical gyre of the South Indian Ocean. J. Geophys. Res 102, 5513–5530.
- Street-Perrott, F.A., Harrison, S.P., 1985. Lake levels and climate reconstruction, in Paleoclimat Analysis and Modeling, edited by A.D. Hecht, pp. 291-340, John Wiley, New York, 1985.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Van Der Plicht, J., Spurk, M., 1998. INTCAL98 RADIOCARBON AGE CALIBRATION, 24,000-0 cal BP. RADIOCARBON 40, 1041-1083.
- Suganuma, Y., Yamazaki, T., Kanamatsu, T., 2009. South Asian monsoon variability during the past 800 kyr revealed by rock magnetic proxies. Quaternary Science Reviews 28, 926-938.
- Sun, Y., 2002: A study on anomalous activities of East Asian summer monsoon and the related physical mechanisms during 1999. Ph. D. Dissertation, National Climate Center of China, 221pp. (in Chinese)
- Sun, Y., Chen, J., Clemens, S., Liu, Q., Ji, J., and Tada, R., 2006. East Asian monsoon variability over the last seven glacial cycles recorded by a loess sequence from the northwestern Chinese Loess Plateau. Geochemistry Geophysics Geosystems 7, Q12Q02, doi:10.1029/2006GC001287.
- Sun, Y., Wu, F., Clemens, S.C., Oppo, D.W., 2008. Processes controlling the geochemical composition of the South China Sea sediments during the last climatic cycle. Chem. Geol. 257, 243–249.

Suwa, M., Bender, M.L., 2008. Chronology of the Vostok ice core constrained by O^2/N^2 ratios of occluded air, and its implication for the Vostok climate records. Quat. Sci. Rev. 27, 1093-1106.

Т

- homson, J., Mercone, D., de Lange, G. J. & van Santvoort, P. J. M., 1999. Review of recent advances in the interpretation of Eastern Mediterranean sapropel S1 from geochemical evidence. Mar. Geol. 153, 77–89.
- Tierney, J.E., Russell, J.M., 2007. Abrupt climate change in southeast tropical Africa influenced by Indian monsoon variability and ITCZ migration. Geophys. Res. Lett. 34, L15709, doi:10.1029/2007GL029508.
- Tierney, J.E., Russell, J.M., Huang, Y., Damsté, J.S.S., Hopmans, H.C., Cohen, A.S., 2008. Northern Hemisphere Controls on Tropical Southeast African Climate During the Past 60,000 Years. Science 322, 252-255.
- Tisserand, A., Malaizé, B., Jullien, E., Zaragosi, S., Charlier, K., Grousset, F., 2009.
 Surprising African monsoon enhancement during the penultimate glacial period (i.e. MIS 6.5 ~ 170 ka) and its atmospheric impact. Paleoceanography 24, doi:10.1029/2008PA001630.
- Torrence, C., Compo, G., 1998. A practical guide to wavelet analysis. Bull. Am. Meteorol. Soc. 79, 61-78.
- Torrence, C., Webster, P.J., 1998. The annual cycle of persistence in the El Niño-Southern Oscillation Statistics, Q. d. R. Meteorol. Soc. 124, 1985-2004.
- Trenberth, K.E., Hurrell, J.W., Stepaniak, D.P., 2006. The Asian monsoon: Global perspectives in The Asian Monsoon, Praxis. Springer Berlin Heidelberg.
- Trenberth, K.E., Stepaniak, D.P., Caron, J.M., 2000. The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation. J. Climate 13, 3969-3993.
- Tsugawa, M., Hiroyasu, H., 2010. Generation and Growth Mechanism of the Natal Pulse. J. Phys. Oceanogr. 40, 1597–1612, doi: 10.1175/2010JPO4347.1.
- Tuenter, E., Weber, S.L., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., 2003. The response of the African summer monsoon to remote and local forcing due to precession and obliquity. Global planetary Change 36, 219-235.
- Tuenter, E., Weber, S.L., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., Ganopolski, A., 2005. Simulation of climate phase lags in response to precession and obliquity forcing and the role of vegetation. Clim. Dyn. 24, 279–295, doi:10.1007/s00382-004-0490-1.
- Tyson, P.D., 1986. Climate Change and Variability in Southern Africa. Oxford University Press, Cape Town, 220 pp.

- Tyson, P.D., Preston-Whyte, R.A., 2000. The weather and climate of Southern Africa. Oxford University Press, Cape Town, 396 pp.
- Van Ballegooyen, R.C., Gründlingh, M.L., Lutjeharms, J.R.E., 1994. Eddy fluxes of heat and salt from the southwest Indian Ocean into the southeast Atlantic Ocean: a case study. Journal of Geophysical Research 99, 14,053–14,070.
- Van Campo, E., Duplessy, J.-C., Rossignol-Strick, M., 1982. Climatic conditions deduced from a 150-kyr oxygen isotope-pollen record from the Arabian Sea. Nature 296, 56–59.
- Van der Meer, M.T.J., Baas, M., Rijpstra, W.I.C., Marino, G., Rohling, E.J., Sinninghe Damsté, J.S., Schouten, S., 2007. Hydrogen isotopic compositions of long-chain alkenones record freshwater flooding of the Eastern Mediterranean at the onset of sapropel deposition. Earth and Planetary Science Letters 262, 594–600.
- Van Santvoort, P. J. M., de Lange, G.J., Thomson, J., Cussen, H., Wilson, T.R.S., Krom, M.D., Strohle, K., 1996. Active post-depositional oxidation of the most recent sapropel (S1) in the eastern Mediterranean. Geochim. Cosmochim. Acta 60, 4007–4024.
- Van Sebille, E., Biastoch, A., van Leeuwen, P.J., de Ruijter, W.P.M., 2009. A weaker Agulhas Current leads to more Agulhas leakage. Geophys. Res. Lett. 36, doi:10.1029/2008GL036614.
- Van Sebille, E., van Leeuwen, P.J., 2007. Fast northward energy transfer in the Atlantic due to Agulhas Rings. J. Phys. Oceanogr. 37, 2305–2315.
- Vimeux, F., Masson, V., Delaygue, G., Jouzel, J., Petit, J.R., Stievenard, M., 2001. A 420,000 year deuterium excess record from East Antarctica: Information on past changes in the origin of precipitation at Vostok. J. Geophys. Res. 106, 31,863–31,873, doi:10.1029/2001JD900076.
- Vimeux, F., Masson, V., Jouzel, J., Stievenard, M., Petit, J.R., 1999. Glacial–interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere. Nature 398, 410–413.
- Von Rad, U., Schaaf, M., Michels, K.H., Schulzc, H., Bergerd, W.H., Sirocko, F., 1999. A 5000-yr Record of Climate Change in Varved Sediments from the Oxygen Minimum Zone off Pakistan, Northeastern Arabian Sea. Quaternary Research 51, 39-53.
- Von Rad, U., Schulz, H., Sonne 90 Scientific Party1., Ali Khan, A., Ansari, M., Berner, U., Čepek, P., Cowie, G., Dietrich, P., Erlenkeuser, H., Geyh, M., Jennerjahn, T., Lückge, A., Marchig, V., Riech, V., Rösch, H., Schäfer, P., Schulte, S., Sirocko, F., Tahir, M., Weiss, W., 1995. Sampling the oxygen minimum zone off Pakistan: glacial-interglacial variations of anoxia and productivity (preliminary results, sonne 90 cruise). Marine Geology 125, 7-19.
- Von Storch, H., Zwiers, F.W., 1999. Statistical analysis in climate research. Cambridge Univ. Press., Cambridge, U. K., 735 pp.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. Quat. Sci. Rev. 21, 295-305.

Wang, B., 2006. The Asian Monsoon. Springer-Verlag, 787 pp.

- Wang, L., 2000. Isotopic signals in two morphotypes of Globigerinoides ruber white from the South China Sea: implications for monsoon climate change during the last glacial cycle Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 161, 381-394.
- Wang, P., 2009. Global monsoon in a geological perspective. Chinese Science Bulletin 54(7), 1113-1136.
- Wang, Y.J., Cheng, H., Edwards, R.L., An, Z.S., Wu, J.Y., Shen, C.C., Dorale, J.A., 2001. A High-Resolution Absolute-Dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China. Science 294, 2345.
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X., and An, Z., 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. Nature 451, 1090-1093.
- Wang, B., Clemens, S.C., Liu, P., 2003, Contrasting the Indian and east Asian monsoons: Implications on geologic timescales, Mar. Geol., 201(1–3), 5 – 21, doi:10.1016/S0025-3227(03)00196-8.
- Wang, P., Clemens, S., Beaufort, L., Braconnot, P., Ganssen, G., Jiana, Z., Kershawf, P., Sarntheing, M., 2005. Evolution and variability of the Asian monsoon system: State of the art and outstanding issues. Quaternary Science Reviews 24, 595-629, doi:10.1016/j.quascirev.2004.10.002.
- Wang, P., Tian, J., Cheng, X., Liu, X., Xu, J., 2003. Carbon reservoir changes preceded major ice-sheet expansion at the mid-Brunhes event. Geology 31, 239–242.
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Cristalli, P.S., Smart, P.L., Richards, D.A., Shen, C.C., 2004. Wet periods in north-eastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies, Nature, 432, 740–743.
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Ito, E., Wang, Y., Kong, X., Solheid, M., 2007. Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. Geophys. Res. Lett. 34, L23701, doi:10.1029/2007GL031149.
- Wang, X., Edwards, R.L., Auler, A.S., Cheng, H., Ito, E., 2004. Interhemispheric precipitation seesaw: mirror images of oxygen isotopic records from caves in S. Brazil and E. China. Fall meeting transactions, American Geophysical Union, Fall Meeting Supplement, abstract PP31A-0898.

- Weber, S.L. and Tuenter, E., 2011. The impact of varying ice sheets and greenhouse gases on the intensity and timing of boreal summer monsoons. Quaternary Science Reviews 30, 469-479.
- Webster, P.J., 1972. Response of the tropical atmosphere to local steady forcing. Monthly Weather Review 100, 518-540.
- Webster, P.J., Clark, C., Cherikova, G., Fasullo, J., Han, W., Loschnigg, J., Sahami, K., 2002. The monsoon as a self-regulating coupled ocean—atmosphere system. In Meteorology at the Millennium, ed. R.P. Pearce San Diego: Academic Press, International Geophysics Series 83, 198-219.
- Webster, P.J., Magafia, V.O., Palmer, T.N., Shukla, J., Tomas, R.A., Yanai, M., Yasunari, T., 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. Journal of Geophysical Research 103, 14,451-14,510.
- Weedon, G.P., Shimmield, G.B., 1991. Late Pleistocene upwelling and productivity variations in the northwest Indian Ocean deduced from spectral analyses of geochemical data from Sites 722 and 724. In: Prell,W.L., Niitsuma, N., et al. (Eds.), Proceedings of the ODP, Sci. Results 117, pp. 431–444.
- Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G., Webb, D.J., 1996. The South Atlantic: Present and Past Circulation. Springer-Verlag.
- Wei, W., 1993. Calibration of Upper Pliocene-Lower Pleistocene Nannofossil Events with Oxygen Isotope Stratigraphy. Paleoceanography 8, doi:10.1029/92PA02504.
- Weijer, W., De Ruijter, W. P. M., Sterl, A. & Drijfhout, S. S., 2002. Response of the Atlantic overturning circulation to South Atlantic sources of buoyancy. Global Planet. Change 34, 293-311.
- Weijer, W., De Ruijter, W.P.M., Dijkstra, H.A., 2001. Stability of the Atlantic overturning circulation: competition between Bering Strait freshwater flux and Agulhas heat and salt sources. J. Phys. Oceanogr. 31, 2385–2402.
- Weijers, J.W.H., Schouten, S., Spaargaren, O.C., Sinninghe Damsté, J.S., 2006. Occurrence and distribution of tetraether membrane lipids in soils: Implications for the use of the TEX₈₆ proxy and the BIT index. Org. Geochem. 37, 1680-1693.
- Weldeab, S., Lea, D.W., Schneider, R.R., Andersen, N., 2007. 155,000 Years of West African Monsoon and Ocean Thermal Evolution. Science 316, 1303-1307.
- Weldeab, S., Schneider, R.R., Kölling, M., 2006. Deglacial sea surface temperature and salinity increase in the western tropical Atlantic in synchrony with high latitude climate instabilities. Earth and Planetary Science Letters 241, 699–706, doi: 10.1016/j.epsl.2005.11.012.
- Weyhenmeyer, C.E., Burns, S.J., Waber, H.N., Aeschbach-Hertig, W., Kipfer, R., Loosli, H.H., Matter, A., 2000. Cool Glacial Temperatures and Changes in Moisture Source Recorded in Oman Groundwaters. Science 287, doi: 10.1126/science.287.5454.842.

- Williams, G.P., Bryan, K., 2006. Ice Age Winds: An Aquaplanet Model. J. Climate 19, 1706–1715.
- Williams, M.A.J., 2009. Late Pleistocene an Holocene environments in the Nile basin. Global and Planetary Change 69, 1–15.
- Winter, A., Martin, K., 1990. Late Quaternary history of the Agulhas current. Paleoceanography 5, 479–486.
- Wu, R.G., Kirtman, B.P., 2004. Impacts of the Indian Ocean and the Indian summer monsoon-ENSO relationship. J. Climate 17, 3037-3054.
- Wuchter, C., Schouten, S., Coolen, M.J.L., Damste, J.S.S., 2004. Temperature-dependent variation in the distribution of tetraether membrane lipids of marine Crenarchaeota: Implications for TEX₈₆ paleothermometry. Paleoceanography 19.
- Wyrwoll, K.H., Liu, Z., Chen, G.S., Kutzbach, J.E., Liu, X., 2007. Model sensitivity of the Australian summer monsoon to Milankovitch insolation variations. Quaternary Science Reviews 26, 3043–3057.

Xie, P., Arkin, P.A., 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. Bull. Amer. Meteor. Soc 78, 2539 - 2558.

Y in, Q.Z, and Berger, A., 2010. Insolation and CO₂ contribution to the interglacial climate before and after the mid-brunhes event. Nat. Geosci. 3, 243-246.

- Yin, Q.Z, and Berger, A., 2011. Individual contribution of insolation and CO₂ to the interglacial climates of the past 800,000 years. Clim. Dyn., doi 10.1007/s00382-011-1013-5.
- Yin, Q.Z., Berger, A., Crucifix, M., 2009. Individual and combined effects of ice sheets and precession on MIS-13 climate. Climate of the past 5, 229-243
- Yin, Q., Berger, A., Driesschaert, E., Goosse, H., Loutre, M.F., Crucifix, M., 2008. The Eurasian ice sheet reinforces the East Asian summer monsoon during the interglacial 500 000 years ago. Climate of the past 4, 79-90.
- Yin, Q.Z., and Guo, Z.T., 2008. Strong summer monsoon during the cool MIS-13. Climate of the past 4, 29-34.

- Yoshimori, M., Weaver, A.J., Marshall, S.J., Clarke, G.K.C., 2001. Glacial termination: Sensitivity to orbital and CO2 forcing in a coupled climate system model. Clim. Dyn. 17, 571–588.
- You, Y., 1998. Intermediate water circulation and ventilation of the Indian Ocean derived from water-mass contributions. J. Mar. Res. 56, 1029 – 1067, doi:10.1357/002224098765173455.
- Yu, E.F., François, R., Bacon, M. P., 1996. Similar rates of modern and last-glacial ocean thermohaline circulation inferred from radiochemical data. Nature 379, 689–694.
- Yuan, D., Hai, C., Edwards, R.L., Dykoski, C.A., Kelly, M.J., Zhang, M., Qing, J., Lin, Y., Wang, Y., Wu, J., Dorale, J.A., An, Z., Cai, Y., 2004. Timing, Duration, and Transitions of the Last Interglacial Asian Monsoon. Science 304, 575-578.

Zahn, R., 2009. Beyond the CO2 connection. Nature 460, 335-336.

- Zaragosi, S., Bourillet, J. F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., Lanfumey, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). Geo-Marine Letters V26, 317-329.
- Ziegler, M., Jilbert, T., de Lange, G.J., Lourens, L.J., Reichart, G.J., 2008. Bromine counts from XRF scanning as an estimate of the marine organic carbon content of sediment cores. Geochem. Geophys. Geosyst. 9, Q05009, doi:10.1029/2007GC001932.
- Ziegler, M., Lourens, L.J., Tuenter, E., and Reichart, G.J., 2010a. High Arabian Sea productivity conditions during MIS 13 odd monsoon event or intensified overturning circulation at the end of the Mid-Pleistocene transition? Climate of the past 6, 63-76.
- Ziegler, M., Lourens, L.J., Tuenter, E., Hilgen, F., Reichart, G.J., Weber, N., 2010b. Precession phasing offset between Indian summer monsoon and Arabian Sea productivity linked to changes in Atlantic overturning circulation. Paleoceanography 25, PA3213, doi:10.1029/2009PA001884.
- Ziegler, M., Tuenter, E., Lourens, L.J., 2010c. The precession phase of the boreal summer monsoon as viewed from the eastern Mediterranean (ODP Site 968). Quaternary Science Reviews 29, doi:10.1016/j.quascirev.2010.03.011.

ANNEXES

La mesure d'éléments traces dans les foraminifères : Mg/Ca

Ces mesures ont été effectuées au laboratoire LSCE, CEA Saclay au sein de l'équipe paléocéan. C'est l'espèce *G. ruber white* tamisé entre 250 et 315µm qui a été utilisée. En effet, cet organisme vit bien en surface, la calibration pour cette espèce est robuste et cette gamme de taille permet de minimiser les erreurs concernant le fractionnement isotopique. L'avantage de cette méthode est que l'on peut travailler sur les mêmes foraminifères que ceux qui servent à fournir les valeurs de δ^{18} O.

Protocole de préparation des échantillons

Il s'inspire largement de celui utilisé à Cambridge.

-Pesée des foraminifères : elle s'effectue à l'aide d'une balance. Il est très important de compter précisément le nombre d'individus pesés par échantillon. Un comptage incorrect de 1 sur 20 représente 5% d'erreur sur la pesée.

-**Crushing** : L'objectif de cette étape est d'ouvrir les loges des foraminifères afin de facilement en vider l'intérieur au cours des étapes de nettoyages qui suivront. Il faut faire attention à ne pas trop écraser l'échantillon sous peine de le perdre au cours du nettoyage. Les foraminifères sont écrasés entre deux plaques de verre puis les fragments sont transférés dans des microtubes de 0,5ml.

- **Extraction des argiles** : On introduit 500µl d'eau UHQ dans chaque microtube afin de mettre en suspension la matière organique. Après avoir attendu 30 secondes pour permettre aux carbonates de sédimenter au fond on aspire l'eau au dessus de l'échantillon et on le passe aux ultrasons deux minutes (ceci permet la séparation des argiles toujours présentes à la surface du test). On rajoute ensuite de l'eau ultra pure et après quelques secondes on aspire l'eau au dessus de l'échantillon. On répète ces étapes jusqu'à ne plus observer de résidu laiteux au dessus des échantillons.

Après ces étapes de nettoyage à l'eau, on utilise l'éthanol qui permet de mettre en suspension les argiles les plus récalcitrantes. Puis on relave à l'eau encore deux fois.

- **Extraction de la matière organique** : il faut ajouter de l' H_2O_2 à 0,3% à chaque tube. Puis les échantillons sont placés dans un bain d'eau bouillante pendant 10 minutes avec au bout de 5 minutes un passage aux ultrasons. A la fin des 10 minutes, les échantillons sont centrifugés pour enlever les bulles et faire déposer les foraminifères au fond. On répète l'ensemble des étapes une seconde fois avant de procéder à un nouveau rinçage à l'eau ultra pure deux fois (rinçage du bouchon compris).

-Attaque à l'acide faible : un acide dilué (HNO_3 à 0,001M) est utilisé afin de retirer des contaminants incorporés aux fragments de test. A la fin de cette étape, les échantillons peuvent être stockés en attendant l'analyse. Ils seront dissous et dilués le même jour que l'analyse.

-**Dissolution** : on ajoute 350μ l d'HNO₃ à 0,075M. On passe quelques instants aux ultrasons puis on tapote les échantillons pour faire s'échapper les bulles de CO₂ et permettre à la dissolution de se faire correctement. On centrifuge et on transfère 300µl de chaque solution dans des tubes propres.

-**Dilution** : après nettoyage et dissolution, 20 foraminifères planctoniques doivent donner une concentration de Ca comprise entre 100 et 200 ppm. La méthode pour la mesure de Mg/Ca en utilisant un ICP-AES Vista-Pro requiert, pour une précision et une justesse optimales, des solutions contenant une concentration connue de Ca comprise entre 60 et 100 ppm, et utilise une solution d'environ 350µl par analyse.

Deux passages pour chaque échantillon sont nécessaires. Un premier pour déterminer la concentration en Ca de l'échantillon et un second à une concentration optimale de Ca pour la détermination du rapport Mg/Ca (permettant également de diminuer l'effet de matrice).

Pour les échantillons contenus dans 300µl d'HNO3 à 0,075M après centrifugation, une dilution d'un facteur 5 doit être faite avant le premier passage, suivie par une dilution du reste de l'échantillon en fonction de la concentration de Ca désirée.

Fonctionnement de l'ICP

Le spectromètre d'émission Atomique couplé à un plasma Induit (ACP-AES) permet l'analyse en solution de près de 70 éléments du tableau périodique. Son application principale au LSCE est la mesure des rapports Mg/Ca et Sr/Ca de la calcite des tests de foraminifères pour l'estimation des paléo-températures océaniques. La précision sur les rapports est meilleure que 5% pour des valeurs comprises entre 1 et 5 mmol/mol.

<u>Principe</u> : Les atomes de la substance à analyser dans la solution sont aspirés dans la région de stimulation où ils sont vaporisés par un plasma inductif. Ce plasma est généré en dirigeant l'énergie d'un générateur haute fréquence vers un gaz approprié : l'Argon. Cette source d'atomisation haute température fournie suffisant d'énergie pour propulser les atomes à de hauts niveaux d'énergie. Les atomes se désintègrent pour retourner à des niveaux plus bas en émettant de la lumière. La radiation émise passe par un monochromateur qui isole la longueur d'onde particulière propre à l'analyse souhaitée. Un photomultiplicateur convertit alors l'énergie de rayonnement en signaux de sortie mesurables.

La concentration en Mg et Ca est obtenue grâce à un étalonnage préalable de l'appareil permettant de relier l'intensité du signal à la concentration d'une solution connue. Il est donc très important d'avoir une précision importante lors de la fabrication des solutions étalons afin d'obtenir des valeurs très précises pour les solutions de concentration inconnue (solutions contenant notre matériel à analyser).

La spectrométrie de masse

-**Préparation des échantillons** : Pour analyser le δ^{18} O et le δ^{13} C des foraminifères, il est nécessaire de peser 50 à 100µg de calcite. Ce matériel est ensuite déposé dans le culot de vials (flacon à fond conique). Ces flacons sont ensuite fermés à l'aide d'un bouchon à vis et colmaté par un septum en plastique souple qui assure l'étanchéité. Ce dernier est à usage unique puisqu'il est percé par l'aiguille de la ligne de préparation.

-Ligne de préparation : Cette partie est appelée Multiprep. Les échantillons sont placés dans un bac thermostaté à 90°C afin d'accélérer la réaction. Des standards sont intercalés pour vérifier la reproductivité des mesures et calibrer le spectromètre de masse. Le standard employé est le NBS 19 (National bureau of standards), lui-même calibré par rapport au standard historique international PDB (Pee dee belemnite) : $\delta^{13}C_{(NBS19)}=1,95$ ‰ et $\delta^{18}O_{(NBS19)}=-2,2$ ‰.

Pour chaque échantillon, une aiguille double perce le septum et apporte quelques gouttes d'acide orthophosphorique à 102% (Figure A). La réaction de dissolution est la suivante : $H_3PO_4+CaCO_3 \rightarrow CO_2+H_2O+Ca^{2+}+PO_4^{3-}+H^+$

-**Introduction du gaz** : Le CO₂ produit est purifié par passage sur un piège a -90°C pour éliminer toutes traces de vapeur d'eau. Puis le CO₂ est acheminé vers la partie Dual inlet grâce à deux doigts froids (à -180°C) (Figure A). Cette partie est composée de deux circuits : le circuit « échantillon » et le circuit « référence » où se trouve du CO₂ dont les rapports isotopiques sont connus.

-L'analyse : Le CO₂ pénètre dans la chambre d'ionisation. Les ions formés sont accélérés et sortent à travers une fente où ils sont envoyés dans l'analyseur afin d'être soumis à un champ magnétique constant. Les ions de masse différente suivent des trajectoires différentes pour être collectés dans trois cages de Faraday. Trois masses sont alors détectées : $44(^{12}C^{16}O_2)$, $45(^{13}C^{16}O_2)$ et $46(^{12}C^{18}O^{16}O)$ (Figure A). Le signal obtenu est alors amplifié et les rapports isotopiques 45/44 et 46/44 sont calculés pour obtenir les valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$.

-**Réception informatique** : C'est dans cette partie que les rapports isotopiques sont calculés automatiquement après correction par rapport au standard. La précision externe de l'appareil est $\leq 0,05\%$ pour le δ^{13} C et $\leq 0,07\%$ pour le δ^{18} O.





Article Malaizé and Caley (2009)

Eur. Phys. J. Conferences 1, 177–188 (2009) © EDP Sciences, 2009 DOI: 10.1140/epjconf/e2009-00919-6

THE EUROPEAN PHYSICAL JOURNAL CONFERENCES

Sea surface salinity reconstruction as seen with foraminifera shells: Methods and cases studies

B. Malaizé and T. Caley

Université Bordeaux 1, UMR 5805 EPOC, Avenue des Facultés, 33405 Talence, France

Abstract. Reconstruction of past salinities in surface oceans (SSS) can be done by measuring the isotopic composition of foraminifera shells found in the deep sea sediments. The proportion of heavy oxygen isotopes (¹⁸O) in the calcite of these shells depend on the temperature and the isotopic oxygen composition of the surrounded waters (δ^{18} Osw), this latter parameter depending on the water salinity. Mainly two equations allows to reconstructed past SSS, one estimating past temperature variations and the other one changes in the δ^{18} Osw through time. Uncertainties linked with these calculation can be important, and therefore quantitative reconstructions need to be taken with cautions. For some specific cases, uncertainties on temperature and δ^{18} Osw estimations can be reduced. For such cases, salinity reconstructions showing amplitude changes higher than 1 per mil can be considered as significative.

1 Introduction

The role of salinity in oceanography is crucial: It plays an important part in the hydrography, i.e. intensities and directions of major current. As a main parameter in the oceanographic engine, it also contributes to heat transfert throughout ocean circulation, and therefore to regional and global climate changes.

To reconstruct past oceanographic conditions, scientists need to gather a huge compilation of data set (oceanic temperatures and salinities) over a long period of time and covering major parts of worldwide oceans. Furthermore, quantitative reconstructions of oceanic parameters are needed as inputs for oceanographic or climatic models. Some sea sediments displays interesting geologic archives, as long as its sedimentation process has not been disturbed, i.e. without any time gap or physical disruption (such as turbiditic flows on continental shelf or bioturbation). Microfossils of past oceanic life can be found in these archives, and their assemblages oftenly give indications on the conditions in which they developed, as for example mean sea surface temperatures (hereafter SST). Only few geological archives are known to be directly related to sea surface salinities (hereafter SSS), and therefore, some indirect method, based on foraminifera microfossils, have been developed to reconstruct past SSS. As long as some foraminifera species have specific living requirements, studies have investigated past SSS reconstructions based on foraminiferal abundance data. The use of Artificial Neural Network, or Modern Analog Technique, have led to the conclusion that such estimations were unrealistic [1], and can't be considered as quantitative. Therefore, scientists turned their attention to geochemical analysis of foraminifera species, which could lead to quantitative estimations of SSS.

The aim of this paper is to present an overview of past sea surface salinities reconstructions through the chemistry of foraminifera microfossils, to estimate uncertainties of such paleorecords, and to discuss wether it can be used as quantitative parameters or not.

Article published by EDP Sciences and available at http://www.epj-conferences.org or http://www.epj-conferences.org

The European Physical Journal Conferences



Fig. 1. Main parameters influencing the isotopic composition of planktonic foraminifera shells (δ^{18} Oc): Sea surface temperature (SST) and the isotopic composition of the surrounded waters (δ^{18} Osw). This last parameter is also dependant on sea surface salinity (SSS), linked with the evaporation-precipitation balance (P/E) and with the volume of continental ice sheets (depleted in heavy isotopes).

2 Stable isotopes fractionation in foraminifera shells

2.1 Today

Marine invertebrates such as foraminifera are building exoskeletons made of calcium carbonate to protect themselves from predators. Isotopic fractionations are taking place during this process, depending on both the proportion of stable isotopes available in the waters surrounding the foraminifera and the temperature of these waters (Figure 1). Many experimental and theoretical studies have been held since the middle of last century to understand the incorporation of oxygen isotopes in foraminifera shells.

Epstein et al., in 1953, established a paleotemperature equation, linking the temperature with the isotopic composition of the calcite and of the surrounded waters [2]. Shackleton and Opdyke have adapted this equation in 1973 [2] into the following one:

$$T = 16.9 - 4.38(\delta^{18}Oc - \delta^{18}Osw) + 0.13(\delta^{18}Oc - \delta^{18}Osw)^2$$
(1)

 $(\delta^{18} \text{Oc}$ is the isotopic value of the calcite, and $\delta^{18} \text{Osw}$ the isotopic composition of the sea water).

This relationship holds only if foraminifera deposit their shells in isotopic equilibrium with their growth medium. An overview of several oceanic sites revealed that only few species fits these requirements. Meanwhile, some quantitative temperature reconstructions seems to be possible.

This equation underlines the double dependance of the δ^{18} Oc of the foraminiferal shell with temperature changes together with the marine isotopic composition changes δ^{18} Osw. We have one equation with two unknowned. To complicate the solving, δ^{18} Osw is also dependent on salinity changes. A first overview of experimental measurements, made in 1965, following a series of observations made during oceanic cruises over different oceans (top cores), allows Craig and Gordon to established a first salinity–water isotope relationship (Figure 2) [4]:

$$\delta^{18} \text{Osw} = 0.66 \text{ SSS} - 23.5.$$
⁽²⁾

Since this pioneer work, many other observations have shown a wide range of slopes, depending on oceans, and on the nature of these waters (deep or shalow). These descrepancies will be discussed in a following section.


Fig. 2. Different δ^{18} Osw-salinity relationships deduced from two different data sets of the worldwide oceans [4] from GEOSECS cruises [24], and from modeled output gathered with observed data from the Arabian Sea [36]. Data compiled by Gavin Schmidt [25], http://data.giss.nasa.gov/o18data/.

To conclude, the δ^{18} Oc of a monospecific species of foraminifera is directly dependent on the temperature, but also undirectly dependent on the salinity which follows the δ^{18} Osw. Equations (1) and (2) were build using specific foraminifera species, within a certain range of temperature and salinity. They could be applied only for some specific situation.

Within these requirements and according to equations (1) and (2), salinity reconstruction can be done using the estimations of two different oceanic parameters: Sea surface temperatures and δ^{18} Osw values. This latter term can be evaluated with the resolution of equation (1), with temperatures estimations and δ^{18} O of the calcite of the foraminifera shell.

$$\delta^{18} \text{Osw} = \delta^{18} \text{Oc} + 0.27 - 5(4.38 - \sqrt{(4.38^2 - 0.4(16.9 - \text{SST}))})$$
(3)

(Factor 0.27 is added for calibration against international standard).

In fine, to calculate SSS, we are bounded to a system with two equations, (2)+(3), and two unknowned parameters (δ^{18} Osw and SST). For today's measurements, no other equations are needed.

2.2 Reconstruction of SSS in the past

Today's observations are questionned to be applyed in the past. Emiliani et al. were the first to published an isotopic curve extracted from benthic and planctonic foraminifera in deep sea cores, which they interpreted in terms of past variations of climatic parameters [5]. Most of this signal has been interpreted in terms of paleotemperatures, but not much in terms of paleosalinities.

To estimate past SSS, three terms need to be taken into account:

1. Modification of global salinity due to global changes in continental ice sheet volume (i.e. ΔSSS_{G-IG}), which can be estimated with relative sea level changes.

The European Physical Journal Conferences

- Modification of the local salinity due to regional changes in the hydrographic balance (linked with local SST)
- 3. Modification of the δ^{18} Osw due to global changes in continental ice sheet. During deglaciation times, fresh water discharges coming from the melting of continental ice sheet invade oceans, changing their salinity and, as a consequence, their isotopic compositions.

The last two terms are contributing to changes in the local/global SSS (i.e. Δ SSS_{Loc-Glob}). Adding these changes to present SSS allows to evaluate past SSS.

 $SSS_{Past} = SSS_{Present} + \Delta SSS_{G-IG} + \Delta SSS_{Loc-Glob}.$

To calculate changes in SSS on a global and local scale (Δ SSS_{Loc-Glob}), changes in temperatures and δ ¹⁸Osw in the past need to be estimated.

If past variations in SST are easy to link with climatic changes, modification of the isotopic composition of sea waters might be a less straightforward reasoning.

On a global scale, the building of huge ice caps on the continent during glacial periods leads to an enrichment of the worldwide oceans in heavy 18 O isotopes (Figure 1). This enrichment is due to thermodynamic fractionation processes taking place during different stages of the hydrological cycle. Heavy isotopes concentrate more in densier phases, contributes to a stronger concentration of light isotopes in the continental ice, and, as a consequence, to a stronger concentration of heavier isotopes in oceans.

Glacial-interglacial changes lead to global salinities changes in the worldwide oceans (figure 1). As continental ice sheet are made with fresh water, the consequence is an increase of salinity in the ocean when entering a glacial period. If equation (2) stays valid in the past, the isotopic composition of the ocean should have changed in response to these salinity changes.

In addition to these artefact due to global effects (directly on δ^{18} Osw and SSS), local changes could affect also specifically some part of the ocean. For example, climatic change could lead to some modifications in the balance between evaporation and precipitation over a studied area. Such changes might have contributed to modify locally salinity concentrations, and therefore the isotopic composition of the surface sea waters.

The problem is that no geological archive has directly recorded past δ^{18} Osw values, on a local neither a global scale. One way to solve this apparent problem is to distinguish the planktonic isotopic record from the benthic isotopic record. Indeed, for some remoted and deep environments, benthic foraminifera are surrounded by waters for which temperature and salinity changes can be constrained. For these environments, for deep part of the Pacific ocean for example, some isotopic studies have focused on the estimation of deep water temperature changes and their imprint on the benthic isotopic signal. Adding some calibration to sea level changes, estimations of δ^{18} Osw changes through glacial-interglacial periods can be done. Some scientists had compiled several benthic records from different deep oceanic areas where such estimations can be done. Some reference stacks of benthic records have been published, and linked to global sea level changes (Figure 3) [6–10].

Once these δ^{18} Osw changes due to global effect have been estimated, δ^{18} Osw changes due to local effect (past and present) need to be estimates. One way to solve this problem is to resolve equation (3), requiring estimation of past temperatures.

Difficulties to apply reliationships (3) and (2) in the past are numerous. For example, isotopic measurements need to be done on a well studied monospecific species, constantly present in time (no evolution) and defined to be in isotopic equilibrium (or showing a constant difference) with the standard water composition. Secondly, the reconstructed temperatures and salinities need to be within the range defined by equations.

3 SST estimations: Solving equation (3)

For the first tentative of sea surface temperature reconstructions, faunistic assemblages of foraminifera species have been developped. The first study which succeed in reconstructing SST is the pionneer work by Imbrie and Kipp in 1971 [11], laying the foundation stone to many

ANNEXES



Fig. 3. Sea level reconstruction and consequent global δ^{18} Osw changes through time [6–8].

'transfert function' applied since then to other proxies. The purpose is to compare present-day distribution of foraminifera to oceanic temperature distribution, and to extract the most representative species of specific temperature intervals. Some other technics have been developed since this first study [12], as the Modern Analogue Technic (MAT) for example. Application of these reconstructions to the last glacial maximum climatic conditions led to different maps showing SST distributions for this specific time period, as for example the CLIMAP project [13], or the more recent MARGO project [14]. The best reconstructions are able to reproduce temperature within a $+/-1.3^{\circ}$ C uncertainties intervals [12].

Another way to reconstruct surface temperature is to look at today's distribution of the difference between δ^{18} Osw and δ^{18} Ocalcite, and then to apply equation (1). Duplessy et al. presented the first SSS reconstruction, mixing previous transfert fonction SST estimates together with statistical analysis of isotopic measurements made on 83 core tops from North Atlantic and Southern Oceans [15]. The authors pointed out different calibrations of calcification temperature, depending on each studied species. For *G. bulloides*, a 1°C difference is observed between summer SST and the calcification temperature, although 2.5°C difference is due for *N. pachyderma*. This study underlines one main difficulty in such reconstruction, for which the calcification temperature depends on the foraminifera species.

Recently, geochemistry development has proposed a new technic to estimate SST via individual foraminifera species analysis, removing uncertainties in equation (1) due to δ^{18} Osw changes through time, linked to either global or local changes. Theoretically, Mg²⁺ alkaline element can replace Ca²⁺ element in the rhombohederal structure of the calcite. Thermodynamic predictions, along with experimental observations, have demonstrated a major temperature control on the distribution coefficient [16–20]. For foraminifera species, some calibrations were needed to estimate the biological effect on this partitioning. Culture studies, as well as sediment trap sample studies, led to a similar exponential dependence calibration for different planktonic species [21]:

$$Mg/Ca(mmolmol-1) = B \cdot e^{A.T}$$
(4)

The European Physical Journal Conferences

Water Mass	Total points	Slope	Intercept	σ slope	σ intercept	\mathbf{r}^2
Arctic Ocean	1846	0.48	-16.82	0.007	0.234	0.690
Atlantic Ocean						
North	743	0.55	-18.98	0.005	0.156	0.951
Tropical	285	0.15	-4.61	0.008	0.297	0.552
South	61	0.51	-17.40	0.013	0.449	0.963
Mediterranean Sea	131	0.28	-9.24	0.016	0.624	0.695
Indian Ocean						
Indian Ocean	332	0.16	-5.31	0.004	0.135	0.848
Red Sea/Persian Gulf	36	0.31	-10.81	0.014	0.518	0.938
Deep Indian/Pacific	166	-0.41	14.25	0.179	6.206	0.031
Pacific Ocean						-
North	751	0.44	-15.13	0.007	0.229	0.834
Tropical	286	0.27	-8.88	0.006	0.201	0.880
South	19	0.45	-15.29	0.028	0.996	0.936
Southern Ocean	503	0.24	-8.45	0.014	0.478	0.374

Table 1. Adapted from LeGrande and Schmidt 2006.

A and B are two constants, defined for each foraminifera species and for different size [22]. As long as some discrepancies has been observed within the same species, Mg/Ca measurements needs to be done on the same morphotype and within the same size fraction (to avoid different partitioning linked to juvenil foraminifera having a faster calcification than the older ones) [23]. These precautions need to be taken also for isotopic measurements on foraminifera species

New studies are on their way to investigate other potential biais to this technic, linked with some dissolution effect on the Mg/Ca incorporation, or also some influence of post-crystallization.

At present, taking all these observations into account, uncertainties linked to these reconstructions can be estimated at best around $+/-1.2^{\circ}$ C.

4 SSS- δ^{18} O ocean relationship: Solving equation (2)

Global variations of the isotopic composition of sea water, δ^{18} Osw, can be estimated thanks to constructed stack of benthic foraminifera δ^{18} O (see end of section 2.2). Local variations of δ^{18} Osw can be estimate with equation (3), measuring δ^{18} Oc of a specific foraminifera species and having estimated past SST changes (section 3).

Once global and local variations in δ^{16} Osw have been estimated, past SSS values can be calculated using equation (2). The main problem is that this relationship presents different slopes and intercept values.

The first relationship has been established by Craig and Gordon in 1965, based on measurements done during ocanographic cruises (Figure 2). Since this pionneer work, a lot of measurements have been done and many different relationships, with different slopes, appear for different oceans. As an example, measurements done during Geosecs oceanographic cruises revealed a different relationship than the one established by Craig and Gordon [24] (Figure 2). To fill some gaps in the available data set, some model data have been generated to present the best estimate of the δ^{18} O-SSS relationship (Table 1) [25,26]. These discrepancies in slopes and in intercept values can be due to local phenomenom, on a spatial scale, as well as on a temporal

ERCA 8

one. On a regional scale, taking the tropical band as an example, fresh water inputs via precipitation could happen close to areas of evaporation, and therefore isotopic values of rainfall and evaporation waters can be very similar. As a consequence, slopes are shallower than the ones in mid or higher latitude. On a temporal scale, seasonnal events such as discharge of fresh water in coastal areas close to a river mouth, or sea ice melwater signals at high latitudes, can influence the salinity- δ^{18} Osw relationship. On a longer time scale, some studies have demonstrated that the hydrologic cycle, together with the high latitude end-member of precipitation, have obviously changed in the past, as for example during the last glacial maximum [27]. Model results have shown that for small δ^{18} Osw changes, there were no correlation between the spatial and the temporal gradient [25]. Important uncertainties still remain on the amplitude of changes in the linear relationship through time.

On a regional point of view, the correlation coefficient (r^2), linked to each of these local linear least square δ^{18} O-SSS relationship, goes from very poor value (0.031 for the deep Pacific/Indian oceans) to very high values (0.951 for the North Atlantic ocean)(Table 1). As a consequence, confidence in the results of equation (2) depends on the area where the salinity reconstruction takes place.

Within consequent (but still acceptable) uncertainties, quantitative SSS reconstructions can be done and trusted for areas with a high correlation factor, such as for the Artic ocean, North and South Atlantic Ocean, Red sea/Persian Gulf, amongst others. For other areas, as the general tropic areas, for which slopes of the δ^{18} O-SSS relationship are shallower than for other latitudes (tropical Atlantic and Pacific), errors are larger [25], and quantitative SSS reconstructions need to be taken with caution.

5 Uncertainties: What to use as a more accurate proxy?

As seen in section 3 and 4, uncertainties inherent in quantitative SSS reconstructions can be linked to three different steps in the calculation:

- 1. The accuracy of SST estimations
- 2. Global δ^{18} Osw and salinity changes linked to glacial-interglacial continental ice volume changes.
- 3. Temporal and spatial decrepancies of the δ^{18} Osw-SSS relationship (equation (2)).

For the temperatures reconstructions, main uncertainties are between $+/-1.9^{\circ}$ C and $+/-1^{\circ}$ C, depending on the used method (Table 2) [25]. The most recent studies benefit high resolution or geochemistry developments which drag most of the main temperature uncertainties closer to a best value of $+/-1^{\circ}$ C. Transcript into an isotopic scale, using equation (3), the deduced error on δ^{18} Osw estimation is between +/-0.52 and +/-0.23 per mil.

The source of uncertainty due to glacial-interglacial changes on a global scale has been constrained in the past by many studies, using multiproxy approach and models, which helped to reduce the error bars [7,8]. It has reached a mean value for the Last Glacial Maximum (LGM) of about 1.1 + / - 0.1 per mil for δ^{18} Osw, and 1 + / - 0.05 per mil for the salinity [25]. Maximum uncertainties are found for period of rapid ice volume changes, as long as it is difficult to estimate the propagation of surface changes down to the deep ocean. It is supposed to be well mixed for period above 1,000 years [25].

For the δ^{18} Osw-SSS relationship accuracy, the question of its permanence in time is still unsolved. Again, time periods covering rapid ice volume changes, such as deglaciations, present strongest uncertainties than for rather stable climatic periods. For spatial scattering of slopes and intercept numbers, compilation of studied areas are now available and presents, for most linear relationships, uncertainties, confidence intervals and/or correlation factor (table 1) [26]. Estimations of global errors due to these uncertainties range from 1.1 to 0.8 per mil. For tropical area, the range is higher, going from 1.8 to 1.2 per mil uncertainty [25], except for some well defined restricted areas.

Considering all these uncertainties, does paleosalinity reconstruction hold tight?

On a quantitative scale, most of the studies dealing with SSS uncertainties have concluded that paleosalinity signals below 1 per mil can be doubtful [25]. These uncertain reconstructions

The European Physical Journal Conferences

Table 2. Compilation of different case studies focusing on Sea surface salinity reconstruction. For SST estimations, MAT stands for Modern Analog Technic. For SSS estimations, δ^{18} Osw-ivc* corresponds to the residual δ^{18} Osw signal corrected from the global ice volume (icv), and SSS underlines that quantitative salinity reconstructions are presented in the references.

ocation SST estimations		SSS estimations	Temporal frame	References	
Pacific Ocean		1150			
West (Warm pool)	Mg/Ca	δ ^{1B} Osw	1.75 million years	De Garidel-Thoron et al., 2005	
West (South China Sea)	Alkenone	δ ¹⁸ Osw-ivc* SSS	Last climatic cycle	Wang et al., 1999	
East (Chile)	Alkenone	δ ¹⁸ Osw-ivc* SSS	Termination I	Lamy et al., 2004	
East (Panama)	Alkenone + Mg/Ca	δ ¹⁸ Osw-ivc* EEP	Last climatic cycle (last 80 000 years B.P.)	Leduc et al., 2007	
Indian Ocean					
Bay of Bengual	-	$\Delta \delta^{18}$ Osw (pl - bent)	Last two climatic cycles	Kallel et al., 2000	
Arabian Sea	Mg/Ca	δ ¹⁸ Osw-ivc* SSS	MIS 6	Malaizé et al., 2006	
South India (Maldives)	Alkenone	δ ¹⁸ Osw-lvc* SSS in situ	Last 175000 years	Rostek et al., 1993	
Southern	Mg/Ca	δ ¹⁸ Osw-ivc*	Termination I	Levi et al., 2007	
Atlantic Ocean					
Low-Latitudes	Transfer function	δ ¹⁸ Osw-lvc* SSS in situ	Termination I	Wang et al., 1995	
East (Iberian Margin)	MAT	δ ¹⁸ Osw-ivc*	Last climatic cycle	Cayre et al., 1999	
West (Brasil)	Mg/Ca	δ ¹⁸ Osw-lvc* SSS	Termination I	Weldeab et al., 2006	
West (Brasil)	Simmax-MAT	δ ¹⁸ Osw-lvc* SSS	Termination I	Toledo et al., 2007	
West (subtropical north gyre)	Mg/Ca	δ ¹⁸ Osw	60 000 - 45 000 yrs B.P.	Schmidt et al., 2006	
North	MAT + insitu data	δ ¹⁸ Osw-ivc* SSS	LGM	Duplessy et al., 1991	
	MAT	δ ¹⁸ Osw-ivc*	Heinrich event 4	Cortijo et al., 1999	
	MAT	δ ¹⁸ Osw-ivc*	Last interglacial	Cortijo et al., 1997	

can't be reasonably taken as boundary condition for ocean and/or climate models. Nethertheless, it can be considered as an estimation of changes on a qualitative point of view.

To avoid the most important uncertainty, linked with temporal and spatial decrepancies of the δ^{18} Osw-SSS relationship, good qualitative SSS reconstruction can be done by avoiding the final step in the SSS calculation. A simple signal, obtained with a good SST estimation (equation (3)) (better in situ proxies such as Mg/Ca ratios), together with a good estimation of a global glacial-interglacial change estimation, lead to a residual δ^{18} Osw which represents fairly well past SSS variations, with uncertainties within +/-0.5 per mil. In other words, amplitude changes above 1 per mil in the residual δ^{18} Osw signal can be considered as true qualitative change in SSS.

6 Case studies

184

According to uncertainty considerations, past SSS reconstructions have been done since the last 17 years, presenting qualitative and/or quantitative results (Table 2). Different approaches, i.e. residual δ^{18} Osw, corrected or not from ice volume changes (ivc), or calculated SSS, depend on the accuracy of each steps in the calculation.

Because many climatic changes, on orbital or millenial scale, has been recorded in the North Atlantic ocean, many studies have focused on reconstruction of sea surface parameters to understand oceanic imprints of such events. Pionneer studies of Duplessy and his team [15,28–30] have focused on past SSS changes. As described in section 3, a strong confidence in the 'isotopic temperature' reconstruction has been reached for these studies with isotopic analyses of 'modern' planctonic foraminiferal species, compared with sea temperature. Thanks to these calibrations, together with some good estimates of ice volume corrections, δ^{18} Osw anomalies have been estimated for the last glacial maximum [15]. Then, using the regular relationship by Craig and Gordon (equation (2)), with a global slope of 0.5, summer sea-surface salinity reconstruction showed a strong gradient associated with the polar front (Figure 4). For some episodes of strong discharge of fresh water coming from iceberg rafting in the North Atlantic ocean, knowned as Heinrich events, as well as for the penultimate deglaciation, the



Fig. 4. Reconstruction of summer sea surface salinity for the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum (expressed as S-35). Data sets from [15]. Salinity fronts interpolated with Arcview software (acknowledgement to F. Eynaud).

same reconstruction technic has revealed paleosalinities changes of about 1 per mil for such abrupt climatic changes [28–30]. This range in salinity changes holds the limits of confidence defined previously. These quantitative paleosalinity data sets have been used as boundary conditions for several ocean model runs, to investigate surface hydrological changes during Heinrich events and the LGM [31, 32].

Two recent studies have focused on specific low latitude areas of the west Atlantic ocean. For both studies, SST estimations are based on Mg/Ca measurements on the same foraminifera species used for isotopic measurements. As described previously, such in situ proxies help to reduce uncertainties on SST. For the subtropical North Atlantic gyre, Schmidt et al. presents δ^{18} Osw record for some of the most drastic climatic episodes covering the last glacial period, known as Dansgaard-Oeschger events [33]. Millenial-scale surface-salinity enrichments of about 0.7 to 1.5 per mil are detected for two stadials (cold) events at around 48 000 and 57 000 yrs B.P.. These estimations are using the assumption that present day δ^{18} Osw-SSS relationship was still valid in the past, which should be taken with care. The author suggests that the slope might have been steeper during glacial time, reducing the reconstruct salinity values below 1 per mil unit [33]. Another study has focused on the brasilian margin, and proposed quantitative SSS reconstructions for the last deglaciation [34]. On a quantitative point of view, two high salinity imprints are recorded for cold periods such as the Younger Dryas period and the Heinrich 1 events, which amplitude are above 1 per mil. Once again, application of the present day δ^{18} Osw-SSS relationship to the past cast some doubt about the accuracy of such reconstruction. Meanwhile, both reconstructions give probably trustfull qualitative pattern of SSS changes in this area during millenial scale climatic changes.

For the Pacific ocean, few SSS records exist, but cover a wide temporal frame (from 1.7 million years B.P. to the last 25 000 years B.P.) (see table 2). Most of these studies present

The European Physical Journal Conferences

 δ^{18} Osw reconstructions in order to estimate past changes in the surface salinity. Only one ventures to show quantitative SSS values, for the imprints of the last deglaciation on the Chilean margin [35]. For this study, alkenones measurements have been done to estimate SST changes. This alkenone technic is based on measurements done on coccolithophorid chemical remains. Although SST reconstructions using this technic have been thoroughly validated in the past, its application to our SSS reconstruction can still be in abeyance as long as coccolithophorids species might not have the same environmental requirements as foraminifera species. Meanwhile, huge decrease in calculated salinities is recorded between 17.8 to 15.8 kyr B.P., with a amplitude of 5 per mil. As long as this salinity change equals 5 times the acceptable uncertainty range (1 per mil), one can consider this imprint to be a realistic signal, linked with the dynamic of the Patagonian Ice sheet [35].

For the Indian ocean, the main problem lies in the weak δ^{18} Osw-SSS relationship. The slope is around 0.20, but with a large standard deviation due to a wide scattering of data points (Figure 2) [36]. As a consequence, except for some well defined areas, quantitative reconstructions are difficult to obtained. Most of the studies present a δ^{18} Osw signal as a proxy for past SSS [37,38]. To reach good confidence in the quantitative reconstruction, precisions need to be obtained for the δ^{18} Osw-SSS relationship. As seen previously, the correlation factor is quite correct for the Red Sea/Persian Gulf, and can be taken for such calculations. Trusting this good confidence in the δ^{18} Osw-SSS relationship, Malaizé et al. tempted to calculate quantitative changes in SSS during the penultimate glacial period (at around 175 000 years B.P.), a time interval knowned to harbour some strong monsoonal imprints. Rapid decrease of salinity of about 1 per mil is recorded near the Socotran Island during this time, and is linked with fresh water input in the surface ocean, in respons to strong monsoonal rainfall [39]. Anomalies in a δ^{18} Osw residual signal from a marine record taken in the gulf of Bengual, for the same period of time, have been also interpreted as a low salinity imprint due to strong indian monsoon [37].

7 Conclusions

186

As long as no geological archives are knowned to directly record sea surface parameters, scientists are bounded to use indirect method to reconstruct past Sea Surface Salinities. Geochemistry of foraminifera shell has revealed a strong potential for this purpose. The δ^{18} Oc of the calcitic shell depends on the temperature and on the δ^{18} Osw of the surrounded waters, itself depending on changes in the continental ice sheets volume and on salinity changes. Some experimental observations have led to the development of mathematical relationship between all these parameters (equations (1) and (2)).

To estimate past SSS, three parameters need to be known: δ^{18} Oc, SST, and $\Delta \delta^{18}$ Osw, which could be due to local and global phenomenom (such as ice volume changes). The isotopic composition of the calcite is directly measured. Analytical precision is given for each measurements. To estimate past SST, several methods have been developed, from faunistic assemblages to geochemical studies (Mg/Ca proportion in the shell). The best uncertainty on this parameter can be estimate around 1°C. The global part of δ^{18} Osw changes can be estimate with references record, linked with an uncertainty of about +/- 0.1 per mil. The local part of δ^{18} Osw changes can be calculated with equation (1), major uncertainties depending on SST error bars. The main error on quantitative SSS reconstruction is linked with the last step of the calculation, i.e. with the δ^{18} Osw-SSS relationship, which presents a wide range of slopes and scattering of data points. For some specific oceanic areas, uncertainties are to high to allowed quantitative reconstructions, and the final step in the calculation must be avoided. For judicious oceanic areas, quantitative reconstructions can be tested. If the amplitude in SSS changes is below 1 per mil, SSS estimations should be taken with caution.

It is a real pleasure to thank the organizers of the ERCA school, Claude Boutron and Michèle Poinsot. The author would also like to thank Frédérique Eynaud for the use of the Arcview software to create figure 4, Gavin Schmidt and Elisabeth Michel for helpfull discussions, and Jean Claude Duplessy for a review of the manuscript. This paper is UMR 5805 EPOC publication n°1715.

ERCA 8

References

- T. Wolff, B. Grieger, W. Hale, A. Dürkoop, S. Mulitza, J. Pätzold, G. Wefer, Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic (Springer, Heidelberg, 1999)
- S. Epstein, R. Buchsbaum, H.A. Lowenstam, H. Urey, Geol. Soc. Am. Bull. 64, 1315 (1953)
- 3. N.J. Shackleton, N. Opdyke, Quat. Res. 3, 39 (1973)
- 4 H. Craig, L.I. Gordon, Stable isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures (Tongiorgi, CNR Pisa, 1965)
- 5. Emiliani, J. Geol. 63, 538 (1955)
- 6. E.J. Rohling, M. Fento, F.J. Jorissen, P. Bertrand, G. Ganssen, J.P. Caulet, Nature 394, 162 (1998)
- 7. N.J. Shackleton, M.A. Hall, E. Vincent, Paleoceanogr. 15, 565 (2000)
- C. Waelbroeck, L. Labeyrie, E. Michel, J.C. Duplessy, J.F. McManus, K. Lambeck, E. Balbon, M. Labracherie, Quat. Sci. Rev. 21, 295 (2002)
- 9. L.E. Lisiecki, M.E. Raymo, Paleoceanogr. 20, 1003 (2005)
- 10. R.S. Bintanja, W. van de Wal, J. Oerlemans, Nature 437, 125 (2005) doi:10.1038/nature03975
- 11. J. Imbrie, N.G. Kipp, The late Cenozoic glacial ages (Yale University Press, 1971)
- J. Guiot, A. deVernal, Proxies in the Late Cenozoic Paleoceanography (Geotop Québec, Canada, Elsevier, 2007)
- 13. CLIMAP Members, Science 191, 1131 (1976)
- 14. Kucera, et al., Quat. Sci. Rev. 24, 951 (2005)
- J.C. Duplessy, L. Labeyrie, A. Juillet-Leclerc, F. Maitre, J. Duprat, M. Sarnthein, Oceanol. Acta 14, 311 (1991)
- 16. Y. Rosenthal, E.A. Boyle, N. Slowey, Geochim. Cosmochem. Acta 61, 3633 (1997)
- 17. D.W. Lea, T.A. Mashiotta, H.J. Spero, Geochim. Cosmochem. Acta 63, 2369 (1999)
- 18. E.A. Burton, L.M. Walter, Geochim. Cosmochem. Acta 55, 775 (1991)
- 19. A. Mucci, Geochim. Cosmochem. Acta, 51, 1977 (1987)
- 20. T. Oomori, H. Kameshima, Y. Maezato, Y. Kitano, Marine Chem. 20, 327 (1987)
- 21. P. Anand, H. Elderfield, M.H. Conte, Paleoceanogr. 18, 15 (2003)
- Y. Rosenthal, Proxies in the Late Cenozoic Paleoceanography (Geotop Québec, Canada, Elsevier, 2007)
- 23. H. Elderfield, M. Vautravers, M. Cooper, Geochem. Geophys. Geosyst. 3, 13 (2002)
- 24. H.G. Ostlund, G. Possnert, J.H. Swift, J. Geophys. Res. 92, 3769 (1987)
- 25. G.A. Schmidt, Paleoceanogr. 14, 422 (1999) http://data.giss.nasa.gov/o18data/
- A.N. LeGrande, G.A. Schmidt, Geophys. Res. Lett. 33, L12604 (2006)
- 27. E.J. Rohling, G.R. Bigg, J. Geophys. Res. 103, 1307 (1998)
- E. Cortijo, J.C. Duplessy, L. Labeyrie, H. Leclaire, J. Duprat, T.C.E. van Weering, Nature 372, 446 (1994)
- E. Cortijo, L. Labeyrie, L. Vidal, M. Vautravers, M. Chapman, J.C. Duplessy, M. Elliot, M. Arnold, J.L. Turon, G. Auffret, Earth Planet. Sci. Lett. 146, 29 (1997)
- E. Cortijo, S. Lehman, L. Keigwin, M. Chapman, D. Paillard, L. Labeyrie, Paleoceanogr. 14, 23 (1999)
- 31. D. Paillard, E. Cortijo, Paleoceaogr. 14, 716 (1999)
- A.M.E. Winguth, D. Archer, J.C. Duplessy, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, Paleoceanogr. 14, 304 (1999)
- 33. M.W. Schmidt, M. Vautravers, H.J. Spero, Nature 443, 561 (2006)
- 34. S. Weldeab, R.R. Schneider, M. Kölling, Earth Planet. Sci. Lett. 241, 699 (2006)
- 35. F. Lamy, J. Kaiser, U. Ninnemann, D. Hebbeln, H.W. Arz, J. Stoner, Science 304, 1959 (2004)
- G. Delaygue, E. Bard, C. Roillon, J. Jouzel, M. Stievenard, J.C. Duplessy, G. Ganssen, J. Geophys. Res. 106, 4565 (2001)
- N. Kallel, J.C. Duplessy, L. Labeyrie, M. Fontugne, M. Paterne, M. Montacer, Palaeogeogr. Plalaeoclim. Palaeoecol. 157, 45 (2000)
- C. Levi, L. Labeyrie, F. Bassinot, F. Guichard, E. Cortijo, C. Waelbroeck, N. Caillon, J. Duprat, T. de Garidel-Thoron, H. Elderfield, Geochem. Geophys. Geosyst. 8 (2007)
- B. Malaizé, C. Joly, M.T. Vénec-Peyré, F. Bassinot, N. Caillon, K. Charlier, Geochem. Geophys. Geosyst. 7 (2006)
- 40. T. de Garidel-Thoron, Y. Rosenthal, F. Bassinot, L. Beaufort, Nature 433, 294 (2005)
- G. Leduc, L. Vidal, K. Tachikawa, F. Rostek, C. Sonzogni, L. Beaufort, E. Bard, Nature 445, 908 (2007)

The European Physical Journal Conferences

- 42. F. Rostek, G. Ruhland, F. Bassinot, P.J. Muller, L. Labeyrie, Y. Lancelot, E. Bard, Nature 364, 319 (1993)
- 43. L. Wang, M. Sarnthein, J.C. Duplessy, H. Erlenkeuser, S. Jung, U. Pflaumann, Paleoceanogr. 10, 749 (1995)
- L. Wang, M. Sarnthein, H. Erlenkeuser, J. Grimatl, P. Grootes, S. Heilig, I. Ivanova, M. Kienast, C. Pelejero, U. Pflaumann, Marine Geol. 156, 245 (1999)
 O. Cayre, Y. Lancelot, E. Vincent, Paleoceanogr. 14, 384 (1999)
- 46. C. Waelbroeck, L. Labeyrie, J. Phys. IV (France) 12, 73 (2002)
- 47. F. Toledo, K. Costa, M. Pivel, Global Planet. Change 57, 383 (2007)

Analyses des alkénones et des glycerol dialkyl glycerol tetraether (GDGTs)

Le sédiment séché à froid a été extrait avec un extracteur de solvant (ASE 2000, Dionex) en utilisant un mélange de 9:1 (v/v) de dichlorométhane et méthanol au laboratoire du NIOZ.

Après extraction, une quantité connue de standard interne (1 µg) de C₄₆ GDGT a été ajoutée aux extraits totaux. Les extraits ont été séparés par chromatographie en colonne Al₂O₃ en utilisant de l'hexane/DCM (9:1, v/v), hexane/DCM (1:1, v/v), and DCM/MeOH (1:1, v/v) comme différents éluants. Une quantité connue d'un standard interne, un deuterated ante-iso C₂₂ alkane, a été ajoutée à la fraction alcénone (hexane:DCM, 1:1 v/v) pour la quantification. La fraction alcénone a été mesurée par chromatographie gazeuse (Agilent 6890) au laboratoire du NIOZ. La précision analytique de la méthode est d'environ 0.3°C. Le signal $U_{37}^{K'}$ a ensuite été calculé comme défini par Prahl and Wakeham (1987).

La fraction polaire (DCM/MeOH, 1:1, v/v), qui contient les GDGTs, a été analysées en utilisant la chromatographie liquide haute performance/ionisation chimique à pression atmosphérique/spectrométrie de masse (HPLC-APCI/MS) au laboratoire du NIOZ. Les GDGTs ont été détectés par un contrôle d'ion simple de leur $(M + H)^+$ ions et la quantification de la composantes GDGT a été finalisé en intégrant les aires des pics et en utilisant le standard interne. La précision analytique de la méthode est d'environ 0.2°C.

Principe de L'XRF core scanner (fluorescence au rayon X)

Cette méthode semi-quantitative permet de déterminer la concentration des éléments majeurs et mineurs à la surface du sédiment.

Les rayons X sont utilisés pour ioniser les atomes dans le matériel d'échantillonnage en éjectant un électron de la couche K. Ensuite, un électron de la couche supérieure L ou H remplit le vide du niveau intérieur en émettant l'énergie en surplus caractéristique de l'élément : K α ou K β photons fluorescents. La place libre sur la couche L est remplie par un électron de la couche M émettant une radiation L α caractéristique de l'élément, ou par un électron de la couche N émettant une radiation L β .

D'après la loi de Moseley, l'énergie d'ionisation et l'énergie de fluorescence caractéristiques d'un atome augmentent avec son numéro atomique.

Ainsi, les éléments lourds émettent relativement plus d'énergie de fluorescence. Celle-ci est moins susceptible de se disperser et s'absorber dans le matériel d'échantillonnage aboutissant à de plus grande profondeur de réponse (Figure B).



Figure B : Principe de l'XRF et illustration des différences dans la profondeur de réponse pour les éléments (Richter et et al., 2006).

Chaque mesure XRF comprend un spectre. Un modèle permet ensuite de convertir ce spectre en une intensité d'éléments sur un ordinateur qui est relié à l'appareil. Le logiciel effectue une correction du bruit de fond, des corrections des sommes de pics et une intégration des pics. L'XRF mesure l'intensité des éléments en coups et non des concentrations absolues. L'appareil utilisé au laboratoire EPOC est un scanner de troisième génération (Avaatech) avec une grande résolution (jusqu'à 0,1 mm) et une meilleure automatisation.

Article Dupont et al. (2011)

Clim. Past, 7, 1209–1224, 2011 www.clim-past.net/7/1209/2011/ doi:10.5194/cp-7-1209-2011 © Author(s) 2011. CC Attribution 3.0 License.



Glacial-interglacial vegetation dynamics in South Eastern Africa coupled to sea surface temperature variations in the Western Indian Ocean

L. M. Dupont¹, T. Caley², J.-H. Kim³, I. Castañeda^{3,*}, B. Malaizé², and J. Giraudeau²

¹MARUM Center for Marine Environmental Sciences, University of Bremen, Germany ²Université de Bordeaux 1, CNRS, UMR 5805 EPOC, France

³NIOZ Royal Netherlands Institute for Sea Research, Department of Marine Organic Biogeochemistry,

Texel, The Netherlands *now at: Department of Geoscience, University of Massachusetts Amherst, Amherst, MA 01002, USA

Received: 28 June 2011 – Published in Clim. Past Discuss.: 6 July 2011 Revised: 20 September 2011 – Accepted: 26 September 2011 – Published: 9 November 2011

Abstract. Glacial-interglacial fluctuations in the vegetation of South Africa might elucidate the climate system at the edge of the tropics between the Indian and Atlantic Oceans. However, vegetation records covering a full glacial cycle have only been published from the eastern South Atlantic. We present a pollen record of the marine core MD96-2048 retrieved by the Marion Dufresne from the Indian Ocean ~120 km south of the Limpopo River mouth. The sedimentation at the site is slow and continuous. The upper 6 m (spanning the past 342 Ka) have been analysed for pollen and spores at millennial resolution. The terrestrial pollen assemblages indicate that during interglacials, the vegetation of eastern South Africa and southern Mozambique largely consisted of evergreen and deciduous forests. During glacials open mountainous scrubland dominated. Montane forest with Podocarpus extended during humid periods was favoured by strong local insolation. Correlation with the sea surface temperature record of the same core indicates that the extension of mountainous scrubland primarily depends on sea surface temperatures of the Agulhas Current. Our record corroborates terrestrial evidence of the extension of open mountainous scrubland (including fynbos-like species of the high-altitude Grassland biome) for the last glacial as well as for other glacial periods of the past 300 Ka.



Correspondence to: L. M. Dupont (dupont@uni-bremen.de)

1 Introduction

South Africa lies at the edge of the tropics between the Indian and Atlantic Oceans. Today, only the tip of South Africa reaches into the winter rain zone touched by the circum-Antarctic Westerlies at their northernmost winter position. The eastern part of South Africa presently has a tropical summer rain climate strongly depending on the sea surface temperatures (SSTs) of the Southwest Indian Ocean and the influence of the Agulhas Current (e.g. Jury et al., 1993; Tyson and Preston-Whyte, 2000).

There has been a long standing debate over how South African climate and vegetation changed through the Pleistocene glacial-interglacial cycles. Some authors advocate a shift of the winter rainfall area northwards during glacial times but differ about the amplitude of that shift (e.g. Heine, 1982; Stuut et al., 2004; Shi et al., 2001; Chase, 2010). Others argue that most of South Africa remained under summer rain influence (Lee-Thorp and Beaumont, 1995; Partridge et al., 1999), even including the southern Cape (Bar-Matthews et al., 2010). See Chase and Meadows (2007) and Gasse et al. (2008) and references therein for the full discussion. Not only are the latitudinal position, intensity, and influence of the westerly storm tracks - and with them the extent of the summer rainfall area - insufficiently clarified, but also the impact of local versus Northern Hemisphere insolation on the climate of South Africa is largely unknown. The age model of the Tswaing Crater sequence (Partridge et al., 1997; Kirsten et al., 2007) is tuned to precession and cannot be

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

stated as independent evidence for the impact of local insolation, which is doubted for the Holocene (Chase et al., 2010). The debate is thus fuelled by the lack of good records to address the glacial-interglacial climate cycle of land-cover change in Southern Africa. Even for the last Glacial, the terrestrial evidence is fragmentary, poorly dated or contradictory. Records integrating a full glacial-interglacial cycle or spanning more than one climate cycle are only covered by marine cores.

1210

Yet, understanding fluctuations in vegetation and landcover – which have shaped the environment of early humans (e.g. Marean et al., 2007; Wadley, 2007; Chase, 2010) – is critical as they are related to globally important systems such as the Agulhas and Benguela Currents, the latitude of the Subtropical Front, and the position of the sub-tropical highpressure systems in the Southern Hemisphere. Furthermore, vegetation records can be used to validate results from earth system dynamic vegetation models of high or intermediate complexity.

In the present paper, we focus on the regional development of the vegetation of south Mozambique and the northeast corner of South Africa since 350 Ka. We study vegetation change and SST estimates (Caley et al., 2011) over several glacial-interglacial cycles to better understand the driving forces of land-cover variations in the region using sediments of a marine core retrieved near the mouth of the Limpopo River. The glacial-interglacial vegetation variability in the marine core is compared to the pollen records of Wonderkrater (Scott, 1982a; Scott et al., 2003) and the Tswaing Crater (Scott, 1999; Scott and Tackeray, 1987) in South Africa and to the pollen record of Lake Tritrivakely on Madagascar (Gasse and Van Campo, 1998, 2001).

At this stage we do not attempt to compare with the records of Lake Malawi (DeBusk, 1998; Cohen et al., 2007; Beuning et al., 2011), Lake Masoko (Vincens et al., 2007), or Kashiru (Bonnefille and Riollet, 1988), which are situated too far north to be used as a guide for the region and are, therefore, beyond the scope of this paper. A more comprehensive review of vegetation changes in Africa over several climatic cycles is given in Dupont (2011).

2 Topography and modern climate

Extensive lowlands stretch north of the site intersected by the floodplains of the Limpopo and the Changane Rivers (Fig. 1). The floodplain soils of the Changane River are salty (Kersberg, 1985, 1996). West of Maputo, the relief rises to the central plateau of southern Africa. The Great Escarpment forms here the northern part of the Drakensberg (up to over 2000 m a.s.l.). Between the escarpment and the coast lies a N-S oriented low ridge, the Lebombos hills (100–500 m a.s.l.).

The average annual temperature ranges from 16 °C on the central plateau to 24 °C in the lowland area. Lowlands are

Clim. Past, 7, 1209-1224, 2011

devoid of frosts, but the highland can have severe frosts during clear winter nights (Kersberg, 1996). Average annual precipitation ranges from 1400 mm in the mountains to 600 mm in the lowlands. Rain falls mostly in summer (November to March). Because of the relief of the Great Escarpment, the temperature and rainfall contours are N-S directed. Along the coast rain is more frequent. The warm waters of the Agulhas Current system bring warm and humid air over the lowland into the mountains of the Escarpment. Rainfall during late summer in the region increases with warmer sea surface temperatures (SST) of the Agulhas Current. However, rainfall diminishes when the SST of the western Southwest Indian Ocean decrease (Jury et al., 1993; Reason and Mulenga, 1999).

The area lies in the transition between tropical and subtropical climate, just south of the subtropical ridge between the southern Hadley and the Ferrel cell (Tyson and Preston-Whyte, 2000). Most of the year, surface airflow is from east to west and stronger during summer. During winter the average wind direction turns southwest in June to northeast in September, but winds tend to be weak. The topographic configuration of the high interior, the escarpment and the coastal lowland creates coastal shallow low pressure cells associated with Bergwinds blowing down the mountains in an offshore direction (Tyson and Preston-Whyte, 2000). On a daily basis, mountain winds blow offshore by night (land breeze) and onshore by day (sea breeze).

On days without rain, stable layers at about 500 hPa and 700 hPa develop over southern Africa. Between these stable layers dust and aerosols can be trapped, re-circulated over the continent for days and finally exported over large distances over the oceans to the Atlantic but mainly to the Indian Ocean (>75%) (Tyson and Preston-Whyte, 2000). However, the transport takes place above the marine boundary layer and is thus of little consequence for the pollen delivery to our marine site close to the coast.

3 Modern vegetation

The vegetation in the region is very varied (Fig. 1) and is classified into as many as five different phytogeographical regions (phytochoria after White, 1983); two tropical phytochoria, the Zambezian interior and the Zanzibar-Inhambane coastal region; two tropical-subtropical ones, the Highveld and the coastal Tongaland-Pondoland region; and one belonging to the Afromontane region (White, 1983). The natural vegetation ranges from closed forest to dry scrubland forest. Along the rivers, wet forest alternates with flood-plain savannahs and herb communities. However, most of the floodplain is now under cultivation. The saline soils along the Changane River carry halophytic plants such as *Arthrocneum* and *Atriplex* of the Chenopodiaceae family. Seasonally flooded flat depressions east of the Changane River bear a



L. M. Dupont et al.: Glacial-interglacial vegetation dynamics in South Eastern Africa

Fig. 1. Upper panel: map of southern Africa with the main phytochoria after White (1983). Location of sites mentioned in the text are denoted by asterix. Lower panel: site location of MD96-2048; main vegetation formations; main rivers; 100 m, 200 m, 500 m, and 1000 m contours; 200 m, 500 m, and 1000 m bathymetric contours; Agulhas (AC) and counter currents (CC) forming a coastal eddy. Zambezian vegetation woodland and savannah north of $\sim 25^{\circ}30'$ S, Tongaland-Pondoland coastal forests south of $\sim 25^{\circ}30'$ S, Zanzibar-Inhambane coastal forests east of 33–34° E. West of the escarpment with Afromontane forest rises the interior plateau covered with Highveld grasslands rises.

palm and termite savannah with *Hyphaene*, *Phoenix*, *Acacia*, *Garcinia*, *Cyperus*, *Phragmites* and other grasses (Kersberg, 1985, 1996).

Closed forest is found in the form of cloud forest (with a rich flora including *Podocarpus*) and semi-deciduous forest on the Drakensberg, riparian forest and coastal forest in the lowland, and mangroves along river estuaries. North of the site, in the Zambezian region, Miombo woodland (with

www.clim-past.net/7/1209/2011/

Brachystegia) and Mopane dry woodland (with *Colophospermum mopane*) occur. Several types of woodland and scrubland with ticket or grass stratum are found in the low-lands west and northwest of the city of Maputo and on the Lebombos hills. Thicket also covers the littoral dunes. Woody savannahs occur in the higher parts along the Great Escarpment and the elevated inland plateau, the Highveld, is covered by open grasslands (Kersberg, 1985, 1996).

Along the coast north of the marine site, the littoral dunes are closely covered by evergreen hemi-sclerophyllous thicket. Behind the narrow coastal strip, closed forest in the form of evergreen seasonal to semi-deciduous lowland forest is found on the sub-littoral belt of ancient dunes. Behind the sub-littoral, Miombo woodland with *Brachystegia* grows northeast of the Limpopo River and comparable woodland, with *Sclerocarya* but without *Brachystegia* grows southwest of the river. Shrubland with *Combretum, Philenoptera, Ziziphus*, and *Acacia* exists between the Limpopo and Incomati Rivers. South and west of it, scrub savannah with *Acacia, Sclerocarya, Combretum, Ziziphus*, and *Peltophorum africanum* covers the lowland area west and east of the Lebombos hills (Kersberg, 1985, 1996).

4 Material and methods

1212

The marine core MD96-2048 (26°10′ S 34°01′ E, Fig. 1) was retrieved by the Marion Dufresne cruise MOZAPHARE (MD 104) at 660 m water depth on the upper continental slope east of Maputo and south of the mouth of the Limpopo River. The shelf here is rather broad and the continental slope is not very steep. The southern directed flow of warm waters of the Agulhas Current system is structured in counter clockwise eddies except for the shallower area along the coast (Lutjeharms and da Silva, 1988). The clockwise current along the coast off Maputo forms an eddy, the flow of which slows in the centre where suspended material settles (Martin, 1981). Our site is located in the northern part of the southern Limpopo cone depot centre which has been built up since Late Miocene times (Martin, 1981).

The material was retrieved at 660 m water depth by giant piston coring. The age model of MD96-2048 is constructed by correlating the stable oxygen isotopes of the benthic foraminifer *Planulina wuellerstorfi* to the global reference stack LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005; Caley et al., 2011). The oxygen isotope stratigraphy indicates a rather slow, but continuous sedimentation rate. For this study, 116 samples from the upper 6 m covering the past 342 Ka (MIS 9 to 1) have been palynologically analysed by the first author.

Samples of 3 to 7 ml were taken every two to five cm from the upper 6 m. Volume was measured using water displacement. Samples were decalcified with diluted HCl (~12 %) and after washing, were treated with HF (~40 %) for several days to remove silicates. Two *Lycopodium* spore tablets containing 10 680 ± 1.8 % markers each were added during the decalcification step. Samples were sieved over a cloth with meshes of 8 µm (diagonal) using ultrasonic treatment, which resulted in the removal of particles smaller than 10–12 µm. When necessary the sample was decanted to remove remaining silt. Samples were stored in water, mounted in glycerol, and microscopically examined (magnification 400 and 1000x) for pollen, spores, and dinoflagellate cysts by the first author. Pollen (Table 1) was identified using Scott (1982b), the African Pollen Database http://medias3.mediasfrance. org/pollen/, and the reference collection of African pollen grains of the Department of Palynology and Climate Dynamics of the University of Göttingen.

Two types of time-series analysis were carried out: Wavelet analysis after Torrence and Compo (1998) and cross spectral analysis using AnalySeries 2.0 (Paillard et al., 1996). To create equidistant series for spectral analysis, endmember abundances were re-sampled every 3 Ka between 0 and 342 Ka. The Wavelet analysis applied a Mortlet 6.00 wavelet, zero padding, and a white-noise background spectrum http://paos.colorado.edu/ research/wavelets/. Cross spectral analysis was performed after the Blackman-Tuckey method using a Bartlett Window with 35 lags resulting in a bandwidth of 0.0142857. Errors and coherency have been calculated for the 95 % confidence level (non-zero coherency > 0.554094; error estimate $0.486146 < \Delta$ Power/Power < 3.11201). To check the significance of the power maxima in the frequency domain, we used the f-test of the Multi-Taper-Method.

5 Results

5.1 Pollen concentration and percentages of selected pollen taxa

Percentages are calculated based on the total number of pollen and spores and selected curves are plotted in Figs. 2 and 3. The material varied strongly in the amount of palynomorphs. Therefore, not all samples could be counted to a desirable pollen sum of 300 or more. Most sums vary between 100 and 390 pollen and spores, but in a few cases not even 100 pollen and spores could be found. The calculation sum is depicted in Fig. 2. Percentages are based on the total of pollen and spores. The pollen concentration per ml and a summary diagram are given in Fig. 3. The age model (after Caley et al., 2011) is constructed by comparison of the stable oxygen isotope curve of benthic foraminifers to the stack of LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005).

Pollen concentration per ml is rather low, mostly less than 2000 grains per ml and lower in the older part of the studied sequence between 340 and 120 Ka than in the younger part after 120 Ka. Maxima of more than 4000 grains per ml are found at depths dated around 115, 90, 70, and 60–40 Ka. After 40 Ka pollen concentrations are again low and decline further after 15 Ka (Fig. 3).

215 pollen taxa have been identified, 108 taxa turned up in more than 5 samples (Table 1). Most abundant pollen is from *Podocarpus* (yellow wood), Cyperaceae (e.g. sedges), and Poaceae (grasses). Pollen taxa have been grouped in pollen from (a) forest trees, (b) woodland trees and scrubs, (c) mountainous herbs, scrubs and trees, (d) coastal and halophytic scrubs and herbs, (e) riparian and swamp plants based on Kersberg (1996) and Coates

Clim. Past, 7, 1209-1224, 2011

L. M. Dupont et al.: Glacial-interglacial vegetation dynamics in South Eastern Africa

Table 1. List of grouped pollen taxa occurring in 5 or more samples. Grouping was done using Kersberg (1996) and Coates Palgrave (2002) The columns EM1, EM2, EM3 denote the scores (in percent) of the taxa on each of the endmember assemblage EM1, EM2, or EM3, respectively (highest scores in bold). r^2 is the coefficient of determination (n.s., not significant). See methods for details of the endmember modelling unmixing procedure (Weltje, 1997).

Pollen type	Family	EM1	EM2	EM3	r^2
Cyperaceae		18.98	42.37	28.26	0.39
Poaceae		7.63	14.04	19.53	0.42
Podocarpus	Podocarpaceae	52.19	18.02	10.14	0.66
	Asteraceae				
Asteroideae pp	Asteraceae	0.50	4.30	4.35	0.31
Cichorioideae pp	Asteraceae				n.s.
Cotula-type	Asteraceae	0.00	0.10	0.68	0.29
daisy-type	Asteraceae	0.18	1.18	0.71	0.10
Gazania-type	Asteraceae				n.s.
Pentzia-type	Asteraceae	0.00	0.77	1.30	0.18
Stoebe-type	Asteraceae	0.00	1.18	0.16	0.19
Tarchonanthus/Artemisia	Asteraceae				n.s.
Vernonia	Asteraceae				n.s.
	forest trees				
Buxus madagascaria-type	Buxaceae				ns
Celastraceae	Bundeeue	0.00	0.02	0.09	0.04
Chrysophyllum	Sanotaceae	0.00	0.07	0.25	0.16
Crotalaria	Fabaceae	0.11	0.00	0.16	0.05
Garcinia	Clusiaceae	0.26	0.00	0.26	0.05
Hymanocardia	Euphorbiaceae	0.33	0.00	0.20	0.10
Iler	Aquifoliaceae	0.55	0.00	0.20	n.e
Khava-type	Meliaceae	0.03	0.00	0.51	0.21
Lophira	Ochnaceae	0.05	0.00	0.01	n.s.
Macaranga	Funhorbiaceae				n.s.
Mallotustype	Euphorbiaceae	1 24	0.06	2 65	0.17
Maliaceae/Sapotaceae	Luphorotaceae	1.24	0.00	2.05	0.17
Schizeaceae		0.45	0.38	0.00	0.04
Tetrorchidium-type	Euphorbiaceae?	0.00	0.16	0.14	0.08
Thymelaeaceae pp	Euphorotaceae.	0.00	0.10	0.14	0.00
Zanthornlum	Rutaceae				n.s.
Zaninoxyium	Rutaceae	1			11.5.
	woodland trees and	scrubs			
Acacia	Mimosaceae	0.04	0.00		n.s.
Acanthaceae pp		0.06	0.00	0.26	0.09
Alchornea	Euphorbiaceae	0.89	0.03	3.69	0.47
Balanites	Balanitaceae	0.08	0.08	0.73	0.18
Brachystegia	Caesalpiniaceae	0.01	0.11	0.73	0.13
Bridelia	Euphorbiaceae				n.s.
Burkea africana	Caesalpiniaceae	0.46	0.00	0.66	0.18
Cassia-type	Caesalpiniaceae	0.43	0.00	1.04	0.08
Celtis	Ulmaceae	0.70	0.00	0.21	0.11
Cleome	Capparaceae	0.07	0.00	0.07	0.07
Coffea-type	Rubiaceae				n.s.
Combretaceae pp		0.20	0.14	1.14	0.23
Croton	Euphorbiaceae	100000000000		and the second	n.s.
Daniellia-type	Fabaceae	0.11	0.00	0.42	0.20
Diospyros	Ebenaceae	-	8 888		n.s.
Dodonaea viscosa	Sapindaceae	0.27	0.09	0.77	0.11
Dombeya	Sterculiaceae				n.s.
Dracaena	Agavaceae				n.s.

www.clim-past.net/7/1209/2011/

Table 1. Continued.

Dollar tree	Family	EM1	EMO	EM2	2	
Pollen type	Family	EMI	EM2	EM3	r2	
Euclea	Ebenaceae				n.s.	
Euphorbia	Euphorbiaceae	0.58	0.00	1.32	0.19	
Fabaceae	TT 1 :	0.18	0.00	0.50	0.09	
Grewia	liliaceae	Tiliaceae				
Hyphaene	Arecaceae	0.07	0.21	0.07	0.04	
Hypoestes-type	Acanthaceae	0.15	0.01	0.00	n.s.	
Indigofera-type	Fabaceae	0.15	0.04	0.30	0.05	
Klaineanthus	Euphorbiaceae	0.02	0.00	0.20	n.s.	
Manilhana tuno	Samatagaga	0.05	0.00	0.50	0.12	
Danin ani	Chryschalenesses	0.58	0.00	0.01	0.15	
Patronkomum africamum	Chasalpiniaaaaa	0.04	0.00	0.00	0.05	
Philosophorum ajricanum	Eabaaaaa	0.15	0.00	0.07	0.00	
Printenopiera-type	Fabaceae				n.s.	
Phampaceae pp	rabaceae				n.s.	
Phus	Anacardiacana				n.s.	
Rubiaceae pp	Anacartilaceae	0.04	0.00	0.12	0.05	
Sanotaceae pp		0.04	0.00	0.15	0.05	
Sabolaceae pp	Oleaceae	0.27	0.00	0.65	0.14	
Sorindaja juglandifolia tupa	Appeardiaceae	0.27	0.00	0.05	0.14	
Spannaena	Pubiaceae	0.04	0.00	0.27	0.12	
Taninanthus	Loranthaceae	0.04	0.00	0.27	0.15	
Tarehonanthus/Artemisia	Asternoone				n.s.	
Tankrosia type	Fabaceae				n.s.	
Langeg	Funhorbiaceae	0.08	0.40	0.20	0.05	
Unities time	Urtigoggag	0.08	0.40	0.20	0.05	
orneu-type	erticaceae	1.4	0.00	0.00	0.00	
mountair	ious neros, scrubs and	trees				
Aloe-type	Liliaceae	0.05	0.34	0.17	0.04	
Anthoceros	Anthocerotaceae				n.s.	
Anthospermum	Rubiaceae	0.27	0.29	0.88	0.07	
Ericaceae		0.19	6.23	1.85	0.47	
Lycopodium	Lycopodiaceae				n.s.	
Lycopodium cernuum-type	Lycopodiaceae	0.04	0.14	0.00	0.05	
Myrica	Myricaceae				n.s.	
Myrsine africana	Myrsinaceae	1.19	0.00	1.11	0.14	
Olea	Oleaceae	101.07.07			n.s.	
Passerina	Thymelaeaceae	0.00	0.80	0.10	0.18	
Phaeoceros	Anthocerotaceae	0.71	1.79	0.00	0.30	
Protea/Faurea	Proteaceae	0.14	0.00	0.20	0.03	
Pseudolachnostylis-type	Euphorbiaceae	0.14	0.00	0.58	0.19	
Restionaceae		0.15	0.52	0.00	0.05	
Stoebe-type	Asteraceae	0.00	1.18	0.16	0.19	
	mangrove tree					
Rhizophora	Rhizophoraceae	0.82	0.00	1.11	0.14	
coastal and	l halophytic scrubs an	d herbs				
Aizoaceae		0.80	0.00	0.82	0.06	
Roscia/Maerua	Cannaraceae	0.00	0.00	0.04	0.00	
Carvonhyllaceae pp	Capparaceae				n.s.	
Chanonodiaceae pp		0.12	0.74	2 17	0.47	
Gazania type	Asteracease	0.12	0.74	4.1/	0.4/	
Bohyoarmaga	Corvonhullaceae	0 10	0.00	0.06	0.05	
roiycarpaea	Caryopnynaceae	0.10	0.00	0.00	0.05	

Clim. Past, 7, 1209-1224, 2011

Table 1. Continued.

Pollen type	Family	EM1	EM2	EM3	r^2
Raphia-type	Arecaceae				n.s.
Tribulus	Zygophyllaceae	0.03	0.19	0.27	0.04
Ziziphus-type	Rhamnaceae				n.s.
riparia	in and swamp plant	s			
Alismataceae pp		1.94	0.00	0.93	0.11
Borassus	Arecaceae				n.s.
Campanulaceae					n.s.
Phoenix	Arecaceae				n.s.
Polygonum senegalensis-type	Polygonaceae				n.s.
Pteris	Pteridaceae	0.48	0.13	0.49	0.04
Stipularia africana	Rubiaceae	0.00	0.11	0.04	0.04
Typha	Thyphaceae	0.26	0.83	0.27	0.05
	not classified				
Cnestis-type	Conneraceae				n.s.
Evolvulus-type	Convolvulaceae				n.s.
Plantago	Plantaginaceae				n.s.
Solanum	Solanaceae				n.s.
stephanocolporate, striatoreticulate	Solanaceae?				n.s.

Palmgrave (2002). Asteraceae (without *Stoebe*-type and *Tar-chonanthus/Artemisia*-type), Cyperaceae, Poaceae, *Podocar-pus*, and *Rhizophora* (mangrove tree) pollen are not placed in one of the groups mentioned above. Percentages of selected pollen taxa and groups calculated on the basis of total of pollen and spores are given in Fig. 2.

Pollen of woodland scrubs and trees as well as forest trees show maximum percentages during marine isotope stages (MIS) 9, 7, 5, and 1. Three successively declining percentage maxima are found for MIS 5. Fern spore percentages vary between 4 and 16% with maxima during early MIS 7, early MIS 5, and MIS 1. Pollen of coastal and halophytic scrubs and herbs is not abundant. Most of this pollen is found parallel to the forest maxima. Also Rhizophora pollen is not abundant with maxima during early MIS 9 and early MIS 5. Podocarpus pollen percentages show maxima during terminations and the cooler phases of MIS 7 and 5. Pollen of mountainous scrubs and trees, including Ericaceae (heather), has low percentages during most of MIS 9, 7, 5, and 1. Percentages for this group show maxima during MIS 8, 6, and 4-2. Poaceae pollen percentages run parallel to those of the mountainous group except for maxima in MIS 7, early MIS 5, and late MIS 1. Cyperaceae pollen is relatively abundant with percentages between 10 and 40 %. Minima are found in MIS 9 and early MIS 5. Pollen of other riparian and swamp plants has a conspicuous maximum just before 100 Ka (Fig. 2).

5.2 Endmembers

We carried out a multivariate analysis in the form of an endmember model unmixing procedure (Weltje, 1997), the statistics of which are specifically designed for the treatment of percentage data using a version of the unmixer algorithm programmed in MATLAB by Dave Heslop in 2008. Taxa occurring in at least 5 different samples (listed in Table 1) are used in the endmember modelling (total of 108 taxa and 116 samples). We used a model with three components (EM1, EM2, EM3) explaining over 93 % of the variance ($r^2 = 0.935$). Iteration was stopped at 1000 resulting in a convexity at termination of 1.92. The scores of the pollen taxa on the endmembers are given in Table 1.

The endmembers "consist" of a mixture of pollen and spore taxa, whereby the focus within each endmember clearly differs (Figs. 4–6, Table 1). EM1 is dominated by the variability in the *Podocarpus* pollen abundance. Other significant contributions to EM1 are of Schizaceae (tree ferns), Alismataceae, *Celtis, Hymenocardia, Peltophorum africanum*, and *Myrsine africana*. In EM2 Cyperaceae pollen fluctuations are dominant and the variability of Ericaceae pollen and *Phaeoceros* (hornwort) spores is important together with that of Asteroideae and Poaceae pollen. Other significant contributions are of *Stoebe*-type, *Passerina*, Restionaceae (cape reeds), *Typha* (cattail), and *Lycopodium cernuum* (clubmoss). A large number of pollen taxa from forest and woodland (*Alchornea*, Combretaceae, *Khaya*-type, etc.) and mangroves (*Rhizophora*) score on EM3. Also

www.clim-past.net/7/1209/2011/

Clim. Past, 7, 1209-1224, 2011



Fig. 2. Pollen percentages of groups (defined in Table 1) and selected taxa on the timescale of LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005). Bottom curve shows the total of counted pollen and spores used in the percentage calculation. MIS, Marine Isotope Stage.

important for EM3 are the relative abundances of Chenopdiaceae/Amarantaceae, Poaceae, *Cotula*-type and other Asteroideae, and *Anthospermum* pollen.

The relative abundances of the endmembers plotted against time (Fig. 3) show a strong pattern of interglacial-glacial fluctuations, whereby EM3 is most abundant during interglacials (MIS 9, 7, 5e, and 1) and EM2 most abundant during glacials (MIS 8, 6, and 4 to 2). Additionally, EM3 reaches 0.4 during MIS 3 and short phases in MIS 6 and early MIS 8. EM1 scores during the intermediate periods.

6 Discussion

6.1 Source region of pollen and spores

Generally, the atmospheric circulation is not favourable for pollen transport to the marine site. Only Bergwinds and nightly land breezes (Tyson and Preston-Whyte, 2000) might carry pollen and spores directly from the Drakensberg and lowlands west of Maputo. On average, weak north and northeast winds might deliver pollen and spores during the late winter season. On the other hand, the site is situated less

Clim. Past, 7, 1209-1224, 2011



L. M. Dupont et al.: Glacial-interglacial vegetation dynamics in South Eastern Africa

Fig. 3. Stable oxygen isotopes of benthic foraminifers per mille Pee Dee Belemnite (∞ PDB; Caley et al., 2011), cumulative Endmember abundances, summary pollen diagram (%), pollen concentration (ml⁻¹). MIS, Marine Isotope Stage.

than 120 Km from the coast and the mouth of the Limpopo River, the catchment of which covers a large area including parts of northern South Africa, Zimbabwe, and Mozambique. Because of the relative short distance to the coast and the location of the site on the southern Limpopo cone depot centre (Martin, 1981), we expect most pollen and spores to be fluvial. Therefore, the source region is probably mainly north of Maputo from the Drakensberg in the West to the coastal plain in the East. Results of organic geochemistry performed on the same sediments indicate that the relative amount of terrestrial soil material in the core is very low (Caley et al., 2011) and consequently the pollen concentration is also low.

6.2 Glacial-interglacial vegetation changes

The three endmembers, EM1, EM2, and EM3, being distinguished by the unmixer algorithm, can be interpreted as the representation of one or more vegetation complexes. EM1

www.clim-past.net/7/1209/2011/

(Fig. 4, Table 1) probably represents rather humid mountainous *Podocarpus* forest and combines *Podocarpus* values with values of woodland taxa such as *Peltophorum africanum* and *Celtis*, the Highveld taxon *Myrsine africana*, and taxa indicating moist conditions such as Alismataceae and tree ferns (Schizaceae). As *Podocarpus* values are the main constituent of EM1, *Podocarpus* pollen percentages and EM1 abundances show similar trends. However, it should be kept in mind, that *Podocarpus* is generally overrepresented by its pollen (Coetzee, 1967).

Types of humid mountain forests represented by pollen grouped in EM1 would have been more common – possibly also at lower altitudes – during MIS 9, MIS 7, and the later part of MIS 5. In the course of MIS 8, these forests became successively more important. Our pollen record suggests that periods of intermediate climate between full interglacial and full glacial, such as the cooler phases of MIS 5,



Fig. 4. Pollen percentages of selected taxa scoring relatively high on Endmember 1 (EM1). Bottom curve denotes the mean December insolation at 30° S after Laskar et al. (2004). MIS, Marine Isotope Stage.



Fig. 5. Pollen percentages of selected taxa scoring relatively high on Endmember 2 (EM2), EM2 ratios, and SST-stack (Caley et al., 2011). Note the reversed Y-axis of the SST-stack. MIS, Marine Isotope Stage.

Clim. Past, 7, 1209-1224, 2011



L. M. Dupont et al.: Glacial-interglacial vegetation dynamics in South Eastern Africa

Fig. 6. Pollen percentages of selected taxa scoring relatively high on Endmember 3 (EM3). EM3 ratios at the bottom. MIS, Marine Isotope Stage.

were best suited for humid mountain forests. A combination of reduced temperatures and precipitation amounts that are comparable to modern values could have increased the net freshwater flux. During full glacial conditions, precipitation probably was less than today (e.g. Shin et al., 2003) and conditions might have been too dry for these forests even with reduced temperatures. During the Holocene the mountain forest was probably quite reduced.

EM2 (Fig. 5, Table 1) mainly represents the open mountain vegetation dominated by ericaceous scrubs (Ericaceae and some Asteroideae) together with a strong swampy component indicated by high scores of Cyperaceae, *Stipularia africana*, and *Typha*. Other mountain elements such as *Passerina*, *Stoebe*-type, and Restionaceae indicate fynbos-like vegetation (as found in high-altitude cool, wet parts of the Grassland Biome; Mucina and Rutherford, 2006). Furthermore hornwort (*Phaeoceros*) and clubmoss (*Lycopodium*) occur. EM2 is most abundant during full glacials (MIS 8, 6, 2 to 4), indicating that open mountainous habitats were common and had spread to lower altitudes. Woody vegetation and forest probably was sparse. Rivers could have been fringed with open swamps dominated by sedges and some grasses instead of gallery forest. Compared to the record of the marine site MD79-254 situated in front of the Zambezi River (Van Campo et al., 1990), the maximum of Ericaceae pollen percentages in our record is slightly higher (7.8% at the Limpopo compared to 5.7% at the Zambezi) and that of Combretaceae lower (2.7% instead of 8.0%, respectively). The higher Ericaceae and lower Combretaceae relative pollen abundance at the southern site is consistent with a poleward decrease in temperatures.

EM3 combines pollen taxa from woodland and forest (Fig. 6, Table 1) with those of coastal vegetation, mangroves (*Rhizophora*), pioneer taxa (*Tribulus*), and halophytes (Chenopodiaceae/Amaranthaceae) on saline soils. *Anthospermum* and Poaceae from the Highveld grasslands are also represented. In combining such a variety of taxa, EM3 probably records a complex of different biomes not unlike the modern situation (see Sect. 3) with woodland and forest in the lowlands and grasslands on the interior plateau. This complex situation mainly occurred during full interglacial stages (MIS 9, 7, 5e, and 1).

6.3 Extent of the open mountain vegetation during glacials

A strong increase of mountain vegetation during glacials has also been found in other records of southern African

Clim. Past, 7, 1209-1224, 2011

Table 2. Coherency (Coh.) and phase in degrees (φ) at orbital periodicities between endmembers and ETP (normalised and stacked eccentricity, obliquity, and negative precession), between EM1 and mean December insolation at 30° S (Ins.), and between EM2 and SST (Caley et al., 2011). At a confidence level of 95 %, coherence is non-zero if larger than 0.554. Phase is given in degrees in case of non-zero coherency.

	18.3 Ka		23 Ka		41 Ka		100 Ka	
	Coh.	<i>φ</i> [°]	Coh.	$\varphi[^\circ]$	Coh.	<i>φ</i> [°]	Coh.	<i>φ</i> [°]
EM1 vs. ETP	0.78	140 ± 11	0.54		0.39		0.64	32 ± 16
EM2 vs. ETP	0.39		0.51		0.76	138 ± 11	0.82	205 ± 10
EM1 vs. Ins.	0.80	317 ± 10	0.54		0.32		0.15	
EM2 vs. SST	0.53		0.50		0.89	183 ± 7	0.98	173 ± 3

vegetation (e.g. Scott, 1982a, 1999; Gasse and Van Campo, 2001). West of the marine site MD96-2048, at Tswaing Crater (Scott, 1999; Scott and Tackeray, 1987) pollen from various vegetation types were found such as Podocarpus from mesic forest, Combretaceae, Burkea africana, and Spirostachys from warm savannah woodland, and Tarchonanthus probably from the dry savannah of the Kalahari "thornveld". During the glacial parts of the sequence Artemisia, Stoebe-type, Passerina and Ericaceae from cool or temperate shrubland and fynbos became important. Also in east South Africa, the sequence of Wonderkrater springs (Scott, 1982a) indicates a change from mostly cool upland vegetation types during the Glacial and the deglaciation to bushland during the Holocene, which is congruent with our results. According to the terrestrial evidence, the last Glacial vegetation included Podocarpus mesic forest and "bushveld" with Asteraceae, Anthospermum, Cliffortia, Passerina, Ericaceae, and Stoebe alternating with more open grassland communities. During the Holocene, a Kalahari type 'bushveld' with Combretaceae, Capparaceae, Burkea africana, Acacia, Peltophorum africanum and denser woodlands with Olea and Proteaceae occurred (Scott, 1982a).

A comparable pattern of glacial-interglacial vegetation changes is found on Madagascar recorded at Lake Tritrivakely (Gasse and Van Campo, 1998, 2001), where the glacial vegetation dominated by Ericaceae changed to a mosaic of open canopy vegetation (Poaceae, Asteraceae, Chenopodiaceae) alternated with woodland (Celtis, Combretaceae, Macaranga-type, Uapaca) or mountainous forest with Podocarpus, Dombeya, and Vitex. Putting the evidence of several pollen sequences in South Africa and Madagascar (Botha et al., 1992; Scott, 1982a, 1987, 1989, 1999; Gasse and Van Campo, 1998, 2001; Scott and Tackeray, 1987; Scott and Woodborne, 2007) together indicates that cool upland vegetation types, in the terminology of Scott (1999), might have dominated the moister uplands in southern African during glacial periods. It is comparable to the xerophytic woods and scrubs biome mapped by Elenga et al. (2000) as prominent in the Rift Valley during the Last Glacial Maximum.

6.4 Effects of SST of the Agulhas Current on the vegetation development

The pattern of vegetation change registered at MD96-2048, on the South African continent and on Madagascar suggests that glacial-interglacial cycles have had a strong impact on regional climates. The extension of the mountain vegetation might be the effect of lower temperatures and/or of low atmospheric CO₂ during the glacial. Glacial temperatures being 5-6 °C lower than today have been estimated by isotope studies on speleothems (Heaton et al., 1986; Stute and Talma, 1998; Holmgren et al., 2003). However, in case of the effects of low CO2, also grasses should have increased, which is not found in our pollen record. Albeit a minor increase in Poaceae pollen percentages is found for MIS 8, 6, and 2 to 4, values remain under 20 % indicating no substantial increase of open savannah - let alone C4 grass dominance occurred in the region of the lower Limpopo River or in the Lebombos Hills. Other studies report a limited increase of C₄ grasses in South Africa related to colder and drier periods during MIS 4-2 (Holzkämper et al., 2009; Bar-Matthews et al., 2010; Chase, 2010).

Comparing the abundances of EM2 - open mountainous scrubland with fynbos affinities - with the stacked SST curve from our site (Caley et al., 2011), the correlation between the two is striking (Fig. 5). We performed a cross correlation between both curves showing coherency between SST and EM2 abundances at confidence levels exceeding 95 % for all periodicities longer than 25 Ka. SST and EM2 abundances are perfectly in anti-phase (Table 2), suggesting that development of mountain scrubland in southeast Africa is directly anti-correlated with the SST of the Agulhas Current. At present, the influence of the Agulhas Current is mainly through the increase of South African summer rainfall with increasing SST and vice versa (Jury et al., 1993; Reason and Mulenga, 1999). Our data indicate that this relation has been valid for at least the past 350 Ka covering several glacialinterglacial cycles.

The plants contributing to the EM2-signal are not specifically adapted to aridity but to cooler conditions, while Ericaceae and *Stoebe*-type also grow in much drier regions

Clim. Past, 7, 1209–1224, 2011

L. M. Dupont et al.: Glacial-interglacial vegetation dynamics in South Eastern Africa

23 18.3



100

10

41

solation at 30°S. From top to bottom: power spectra of EM1 (log scale left) and insolation (log scale right), coherency (non-zero coherency > 0.554, shaded), and phase in degrees. Confidence level is set at 95%. Bandwidth is 0.014. Error ranges are shaded. Phase is only plotted if coherency is non-zero. Orbital periodicities in Ka are denoted by pink bars. At the 18 Ka precession band EM1 lags Southern Hemisphere December insolation by ~40° (~2 Ka). Interpolations and calculations were carried out in AnalySeries (Paillard et al., 1996).

than the present-day South African eastern Escarpment. The spread of mountainous vegetation indicates lower air temperatures during the glacial on one hand, while on the other, the correlation with lower SST suggests a relation between lower precipitation and glacial vegetation. Hence, we infer that lower temperatures combined with moderately less rainfall might have been the driver of the considerable extension of the mountain vegetation in eastern South Africa during glacials. Cooler and drier climate during glacials are consistent with results of coupled ocean-atmosphere models calculating air temperature over South Africa to have been lower by \sim 3 to 4 °C during the Last Glacial Maximum (Bush and Philander, 1999; Shin et al., 2003). The SST of the southwestern Indian Ocean is modelled to have been 2 to 3 °C lower (Bush and Philander, 1999; Shin et al., 2003), while our SST-stack indicates maximally 3 °C lower SSTs during glacial periods (Caley et al., 2011). The resulting net freshwater flux between the Last Glacial Maximum and the present day changed little, because the reduced rainfall is offset by reduced air temperature (Bush and Philander, 1999).

www.clim-past.net/7/1209/2011/



Fig. 8. Wavelet power spectra after Torrence and Compo (1998) for EM2 (top), EM1 (middle), EM3 (bottom). The contour levels are chosen so that 75 %, 50 %, 25 %, and 5 % of the wavelet power is above each level, respectively. The cross-hatched region is the cone of influence, where zero padding has reduced the variance. Black contour is the 90 % significance level, using a white-noise background spectrum.

6.5 Other influences on eastern South African vegetation and climate

Apart from the dominating glacial-interglacial variability, higher frequency rhythms are found in the vegetation record. To explore insolation forcing of the vegetation, we executed cross spectral analysis on the endmember abundances comparing them to the normalised and stacked eccentricity, obliquity, and negative precession (ETP). EM1 shows power coherent with ETP at the precession (although only at 18.3 Ka) and eccentricity bands, and EM2 shows coherency at the obliquity and eccentricity bands. The spectrum of EM3 is dependent of the other two. We give phase lags if coherency is non-zero (Table 2).

Comparing EM1 abundances to the local summer insolation (December, 30° S) suggests a positive response of the humid mountain forest to increased insolation (Fig. 4). The power spectrum of EM1 shows several significant maxima (between 143–103 Ka, at 49, 25, and 19 Ka), of which the

latter is coherent with insolation (Table 2, Fig. 7). The phase lag of 40° with the insolation maximum amounts to ca. 2 Ka. The wavelet analysis indicates that power in the precession band occurs mainly between 120–135 Ka and 190–220 Ka (Fig. 8), when precession variability in the insolation is large, which is a feature of tropical climates (Partridge et al., 1997; Trauth et al., 2003; Clement et al., 2004; Scholz et al., 2011).

1222

It seems that the higher frequency variability in EM1 (humid mountain forest) is associated with local summer insolation, which is also in phase with Northern Hemisphere winter insolation as predicted by the model of Laepple and Lohmann (2009). Their study uses the regional seasonal variation to model glacial-interglacial temperature variability relying on the modern relationship between local insolation and temperature throughout the year. As the seasonal sensitivity to local insolation differs from region to region, Laepple and Lohmann (2009) distinguish between different temperature response regimes. The region of southern Africa south of ${\sim}20^\circ\,{\rm S}$ is characterised by a summer precipitation maximum leading to evaporative cooling of the surface temperature which acts as a negative feedback with regard to temperature as a function of local insolation. Such a region has a higher temperature sensitivity in winter than in summer and is, therefore, called a winter sensitive area. The local response in a winter sensitive area at the Southern Hemisphere correlates to Northern Hemisphere insolation although driven by local insolation (Laepple and Lohmann, 2009).

The precessional component is rather weak in the pollen record. This might be the expression of the region being at the southern limit of the tropics. Of the monsoonal characteristics, it receives seasonal tropical rainfall but does not experience the seasonal change in wind direction (Leroux, 1983; Wang and Ding, 2008). According to Trenberth et al. (2000), the monsoon is explained by a vertical atmospheric structure of divergence in the upper troposphere and convergence in the lower troposphere. Southeastern Africa between 20° S and 30° S lies just south of the southernmost position of that atmospheric structure. The dominance of the glacial-interglacial variability in the record suggests that the monsoon did not have a strong impact during most of the past 300 Ka except for periods when eccentricity was strong and precession variability large.

EM2 abundances show significant power at 100 and 40 Ka that are explained by the tight fit of mountainous scrubland extension to SST variations in the western Indian Ocean (see previous section).

7 Conclusions

Pollen and spores have been retrieved from the upper part of core MD96-2048 covering the past 342 Ka. Although the pollen concentration is low due to the relative low terrestrial input to the marine site, the vegetation development in the

Clim. Past, 7, 1209-1224, 2011

region north and west of Maputo could be studied for three glacial/interglacial cycles.

The pollen record shows strong glacial-interglacial variability alternating three different complexes of vegetation formations; (i) woodland and forest in the lowlands with grasslands on the interior plateau during full interglacial periods, (ii) open mountainous scrubland with Fynbos affinities during most of each glacial, and (iii) mountainous *Podocarpus* forest and woodlands during cool and humid intermediate periods.

Comparison with SST estimates from the same core showed that the extension of the mountainous scrubland is tightly coupled to the Agulhas Current system. This is explained by the strong influence of western Indian Ocean surface temperatures on the summer precipitation in northern South Africa and southern Mozambique together with colder temperatures during glacial periods.

The variation of the mountainous forest record along with precession is associated with the effects of Southern Hemisphere summer insolation (at 30° S) on regional temperatures.

Acknowledgements. The authors want to thank Dave Heslop for making the unmixer algorithm available, Irina Nickeleit, Antje Kappel, Catalina Gonzalez, Annegret Krandick, and Sabrina Reinke for preparing the samples. The constructive comments of Louis Scott and an anonymous reviewer substantially improved the paper. The study was financially supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG). Data (pollen counts) are available at PANGAEA (www.pangaea.de).

Edited by: M. Siddall

References

- Bar-Matthews, M., Marean, C. W., Jacobs, Z., Karkanas, P., Fischer, E. C., Herries, A. I. R., Brown, K., Williams, H.-M., Bernatchez, J., Ayalon, A., and Nilssen, P. J.: A high resolution and continuous isotopic speleothem record of paleoclimate and paleoenvironment from 90 to 53 ka from Pinnacle Point on the south coast of South Africa, Quaternary Sci. Rev., 29, 2131–2145, 2010.
- Beuning, K. R. M., Zimmerman, K. A., Ivory, S. J., and Cohen, A. S.: Vegetation response to glacial–interglacial climate variability near Lake Malawi in the southern African tropics, Palaeogeogr. Palaeoclimatol., 303, 81–92, 2011.
- Bonnefille, R. and Riollet, G.: The Kashiru pollen sequence (Burundi). Palaeoclimatic implications for the last 40,000 yr. B.P. in tropical Africa, Quaternary Res., 30, 19–35, 1988.
- Botha, G. A., Scott, L., Vogel, J. C., and Von Brunn, V.: Palaeosols and palaeoenvironments during the Late Pleistocene Hypothermal in northern Natal, S. Afr. J. Sci., 88, 508–512, 1992.
- Bush, A. B. G. and Philander, S. G. H.: The climate of the Last Glacial Maximum: Results from a coupled atmosphere-ocean general circulation model, J. Geophys. Res., 104, 24509–24525, 1999.
- Caley, T., Kim, J.-H., Malaizé, B., Giraudeau, J., Laepple, T., Caillon, N., Charlier, K., Rebaubier, H., Rossignol, L., Castañeda, I.

L. M. Dupont et al.: Glacial-interglacial vegetation dynamics in South Eastern Africa

S., Schouten, S., and Damsté, J. S. S.: High-latitude obliquity forcing drives the agulhas leakage, Clim. Past Discuss., 7, 2193–2215, doi:10.5194/cpd-7-2193-2011, 2011.

- Chase, B.: South African palaeoenvironments during marine oxygen isotope stage 4: a context for the Howiesons Poort and Still Bay industries, J. Archaeol. Sci., 37, 1359–1366, 2010.
- Chase, B. M. and Meadows, M. E.: Late Quaternary dynamics of southern Africa's winter rainfall zone, Earth-Sci. Rev., 84, 103– 138, 2007.
- Chase, B. M., Meadows, M. E., Carr, A. S., and Reimer, P. J.: Evidence for progressive Holocene aridification in southern Africa recorded in Namibian hyrax middens: Implications for African Monsoon dynamics and the "African Humid Period", Quaternary Res., 74, 36–45, 2010.
- Clement, A. C., Hall, A., and Brocoli, A. J.: The importance of precessional signals in the tropical climate, Clim. Dynam., 22, 327–341, 2004.
- Coates Palgrave, K.: Trees of Southern Africa, 3rd edition, revised and updated, Struik, Cape Town, 2002.
- Coetzee, J. A.: Pollen analytical studies in east and southern Africa, Palaeoeco. A., 3, 1–146, 1967.
- Cohen, A. S., Stone, J. R., Beuning, K. R. M., Park, L. E., Reinthal, P. N., Dettman, D., Scholz, C. A., Johnson, T. C., King, J. W., Talbot, M. R., Brown, E. T., and Ivory, S. J.: Ecological consequences of early Late Pleistocene megadroughts in tropical Africa, Proc. Natl. Acad. Sci., 104, 16422–16427, 2007.
- Debusk, G. H.: A 37,500-year pollen record from Lake Malawi and implications for the biogeography of afromontane forests, J. Biogeogr., 25, 479–500, 1998.
- Dupont, L.: Orbital scale vegetation change in Africa, Quaternary Sci. Rev., in press, 2011.
- Elenga, H., Peyron, O., Bonnefille, R., Jolly, D., Cheddadi, R., Guiot, J., Andrieu, V., Bottema, S., Buchet, G., De Beaulieu, J.-L., Hamilton, A. C., Maley, J., Marchant, R., Perez-Obiol, R., Reille, M., Riollet, G., Scott, L., Straka, H., Taylor, D., Van Campo, E., Vincens, A., Laarif, F., and Jonson, H.: Pollen-based biome reconstruction for southern Europe and Africa 18,000 yr BP, J. Biogeogr., 27, 621–634, 2000.
- Gasse, F. and Van Campo, E.: A 40,000-yr pollen and diatom record from Lake Tritrivakely, Madagascar, in the southern tropics, Quaternary Res., 49, 299–311, 1998.
- Gasse, F. and Van Campo, E.: Late Quaternary environmental changes from a pollen and diatom record in the southern tropics (Lake Tritrivakely, Madagascar), Palaeogeogr. Palaeoclimatol., 167, 287–308, 2001.
- Gasse, F., Chalié, F., Vincens, A., Williams, M. A. J., and Williamson, D.: Climatic patterns in equatorial and southern Africa from 30,000 to 10,000 years ago reconstructed from terrestrial and near-shore proxy data, Quaternary Sci. Rev., 27, 2316–2340, 2008.
- Heaton, T. H. E., Talma, A. S., and Vogel, J. C.: Dissolved gas paleotemperatures and ¹⁸O variations derived from groundwater near Uitenhagen, South Africa, Quaternary Res., 25, 79–88, 1986.
- Heine, K.: The main stages of the late Quaternary evolution of the Kalahari region, southern Africa, Palaeoeco. A., 15, 53–76, 1982.
- Holmgren, K., Lee-Thorp, J. A., Cooper, G. R. J., Lundblad, K., Partridge, T. C., Scott, L., Sithaldeen, R., Talma, A. S., and Tyson, P. D.: Persistent millennial-scale climatic variability over

the past 25,000 years in Southern Africa, Quaternary Sci. Rev., 22, 2311–2326, 2003.

- Holzkämper, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Talma, S., Mangini, A., and Partridge, T.: Late Pleistocene stalagmite growth in Wolkberg Cave, South Africa, Earth Planet. Sci. Lett., 282, 212– 221, 2009.
- Jury, M. R., Valentine, H. R., and Lutjeharms, J. R.: Influence of the Agulhas Current on summer rainfall along the southeast coast of South Africa, J. Appl. Meteorol., 32, 1282–1287, 1993.
- Kersberg, H.: Afrika-Kartenwerk Serie S: Südafrika (Moçambique, Swaziland, Republik Südafrika), Bl. 7, Vegetationsgeographie, Gebrüder Bornträger, Berlin, 1985.
- Kersberg, H.: Beiheft zu Afrika-Kartenwerk Serie S: Südafrika (Moçambique, Swaziland, Republik Südafrika), Bl. 7, Vegetationsgeographie, Gebrüder Bornträger, Berlin, 1996.
- Kirsten, I., Fuhrmann, A., Thorpe, J., Roehl, U., and Oberhaensli, H.: Hydrological changes in Southern Africa over the last 200 Ka as recorded in lake sediments from Tswaing impact crater, S. Afr. J. Geol., 110, 311–326, 2007.
- The area lies in the transition between Laepple, T. and Lohmann, G.: Seasonal cycle as template for climate variability on astronomical timescales, Paleoceanography, 24, PA4201, doi:10.1029/2008PA001674, 2009
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M., and Levrard, B.: A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth, Astron. Astrophys., 428, 261–285, 2004.
- Lee-Thorp, J. A. and Beaumont, P. B.: Vegetation and seasonality shifts during the Late Quaternary deduced from ¹³C/¹²C ratios of grazers at Equus Cave, South Africa, Quaternary Res., 43, 426–432, 1995.
- Leroux, M.: Le climat de L'Afrique tropicale, texte and atlas, Champion, Paris, 1983.
- Lisiecki, L. E. and Raymo. M. E.: A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ^{18} O records, Paleoceanography, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071, 2005.
- Lutjeharms, J. R. E. and Da Silva, A. J.: The Delagoa Bight eddy, Deep-Sea Res., 35, 619–634, 1988.
- Marean, C. W., Bar-Matthews, M., Bernatchez, J., Fischer, E., Goldberg, P., Herries, A. I. R., Jacobs, Z., Jerardino, A., Karkanas, P., Minichillo, T., Nilssen, P. J., Thompson, E., Watts, I., and Williams, H. M.: Early human use of marine resources and pigment in South Africa during the Middle Pleistocene, Nature, 449, 905–908, 2007.
- Martin, A. K.: The influence of the Agulhas Current on the physiographic deveopment of the northernmost Natal Valley (S.W. Indian Ocean), Mar. Geol., 39, 259–276, 1981.
- Mucina, L. and Rutherford, M. C.: The vegetation of South Africa, Lesotho and Swaziland. Strelitzia, 19. South African National Biodiversity Institute, Pretoria, 2006.
- Partridge, T. C., DeMenocal, P. B., Lorentz, S. A., Paiker, M. J., and Vogel, J. C.: Orbital forcing of climate over South Africa: a 200,000-year rainfall record from the Pretoria Saltpan, Quaternary Sci. Rev., 16, 1125–1133, 1997.
- Partridge, T. C., Scott, L., and Hamilton, J. E.: Synthetic reconstructions of southern African environments during the Last Glacial Maximum (21–18 kyr) and the Holocene Altithermal (8–6 kyr), Quatern. Int., 57–58, 207–214, 1999.
- Paillard, D., Labeyrie, L., and Yiou, P.: Macintosh program per-

www.clim-past.net/7/1209/2011/

forms time-series analysis, EOS Transactions AGU, 77, 379, 1996.

- Reason, C. J. C. and Mulenga, H.: Relationships between South African rainfall and SST anomalies in the Southwest Indian Ocean, Int. J. Climatol., 19, 1651–1673, 1999.
- Scholz, C. A., Cohen, A. S., Johnson, T. C., King, J., Talbat, M. R., and Brown, E. T.: Scientific drilling in the Great Rift Valley: The 2005 Lake Malawi Scientific Drilling Project – An overview of the past 145,000 years of climate variability in Southern Hemisphere East Africa, Palaeogeogr. Palaeoclimatol., 303, 3–19, 2011.
- Scott, L.: A late Quaternary pollen record from the Transvaal bushveld, South Africa, Quaternary Res., 17, 339–370, 1982a.
- Scott, L.: Late Quaternary fossil pollen grains from the Transvaal, South Africa, Rev. Palaeobot. Palyno., 36, 241–278, 1982b.
- Scott, L.: Pollen analysis of Hyena coprolites and sediments from Equus Cave, Tauung, Southern Kalahari (South Africa), Quaternary Res., 28, 144–156, 1987.
- Scott, L.: Climatic conditions in Southern Africa since the last glacial maximum, inferred from pollen analysis, Palaeogeogr. Palaeoclimatol., 70, 345–353, 1989.
- Scott, L.: Vegetation history and climate in the Savanna biome South Africa since 190,000 ka: a comparison of pollen data from the Tswaing Crater (the Pretoria Saltpan) and Wonderkrater, Quatern. Int., 57–58, 215–223, 1999.
- Scott, L. and Tackeray, J. F.: Multivariate analysis of late Pleistocene and Holocene pollen spectra from Wonderkrater, Transvaal, S. Afr. J. Sci., 83, 93–98, 1987.
- Scott, L. and Woodbone, S.: Pollen analysis and dating of Late Quaternary faecal deposits (hyraceum) in the Cederberg, Western Cape, South Africa, Rev. Palaeobot. Palyno., 144, 123–134, 2007.
- Scott, L., Holmgren, K., Talma, A. S., Woodborne, S., and Vogel, J. C.: Age interpretation of the Wonderkrater spring sedmients and vegetation change in the Savanna Biome, Limpopo province, South Africa, S. Afr. J. Sci., 99, 484–488, 2003.
- Shi, N., Schneider, R., Beug, H.-J., and Dupont, L. M.: Southeast trade wind variations during the last 135 kyr: evidence from pollen spectra in eastern South Atlantic, Earth Planet. Sci. Lett., 187, 311–321, 2001.

- Shin, S.-I., Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Brady, E. C., Kutzbach, J. E., and Harrison, S. P.: A simulation of the Last Glacial Maximum climate using the NCAR-CCSM, Clim. Dynam., 20, 127–151, 2003.
- Stute, M. and Talma, A. S.: Glacial temperatures and moisture transport regimes reconstructed from noble gases and δ^{18} O, Stampriet Aquifer, Namibia, in: Isotope techniques in the study of environmental change, Proceedings series IAEA, Vienna, 307–318, 1998.
- Stuut, J.-B., Crosta, X., Borg, K. van der, and Schneider, R.: Relationship between Antartic sea ice and southwest African climate during the late Quaternary, Geology, 32, 909–912, 2004.
- Torrence, C. and Compo, G. P.: A Practical Guide to Wavelet Analysis, B. Am. Meteorol. Soc., 79, 61–78, 1998.
- Trauth, M. H., Deino, A. L., Bergner, A. G. N., and Strecker, M. R.: East African climate change and orbital forcing during the last 175 kyr BP, Earth Planet. Sci. Lett., 206, 297–313, 2003.
- Trenberth, K. E., Stepaniak, D. P., and Caron, J. M.: The Global Monsoon as seen through the Divergent Atmospheric Circulation, J. Climate, 13, 3969–3993, 2000.
- Tyson, P. D. and Preston-Whyte, R. A.: The weather and climate of Southern Africa, Oxford University Press, Cape Town, 2000.
- Van Campo, E., Duplessy, J. C., Prell, W. L., Barratt, N., and Sabatier, R.: Comparison of terrestrial and marine temperature estimates for the apst 135 kyr off southeast Africa: a test for GCM simulations of palaeoclimate, Nature, 348, 209–212 1990.
- Vincens, A., Garcin, Y., and Buchet, G.: Influence of rainfall seasonality on African lowland vegetation during the Late Quaternary: pollen evidence from Lake Masoko, Tanzania, J. Biogeogr., 34, 1274–1288, 2007.
- Wadley, L.: Announcing a Still Bay industry at Sibudu Cave, South Africa, J. Hum. Evol., 52, 681–689, 2007.
- Wang, B. and Ding, Q.: Global monsoon: dominant mode of annual variation in the tropics, Dynam. Atmos. Oceans, 44, 165–183, 2008.
- Weltje, G. J.: End-member modeling of compositional data: numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem, Math. Geol., 29, 503–549, 1997.
- White, F.: The vegetation of Africa, Natural Rescourses Research, 20, UNESCO, Paris, 1983.

1224

ANNEXES

L'océan Indien est le lieu de processus atmosphériques et océaniques majeurs dont les répercussions en terme climatique peuvent être de grandes importances. Cette thèse se propose de documenter les forçages, les variabilités, les impacts et les interactions de la mousson Indo-asiatique et du courant des Aiguilles à l'échelle orbitale (incluant les conditions glaciaires-interglaciaires) au cours de la période Quaternaire.

Si le maximum d'insolation (minimum de précession et maximum d'obliquité) initie les fortes moussons Indo-asiatiques, des forçages internes au système climatique jouent également un rôle majeur pour expliquer leur dynamique (fort vents et précipitations), en particulier le changement de volume de glace de l'hémisphère Nord et l'export de chaleur latente de l'océan Indien Sud. La prédominance de ces forçages internes est propre à la mousson Indo-asiatique et la distingue des moussons boréales Africaines. Ceci indique que le concept de mousson globale n'est pas valable à l'échelle orbitale.

Concernant l'hémisphère Sud, les variations de température de surface du courant des Aiguilles exercent un contrôle important sur le climat Sud Africain (la végétation et les précipitations). Ce courant permet également le transfert plus ou moins important de chaleur et de sel vers l'océan Atlantique Sud par l'intermédiaire de la migration de la convergence subtropicale et des vents d'ouest associés. Ce mécanisme, contrôlé fortement par la dynamique des hautes latitudes Sud, affecte la circulation thermo-haline globale et constitue un acteur important des transitions glaciaires-interglaciaires et des changements de mode de variabilité climatique au cours du Quaternaire (Transition Mid-Pleistocène et évènement du Mid-Brunhes). Les changements induits dans le climat de l'Hémisphère Nord, et notamment le volume de glace, pourraient ensuite se répercuter sur la dynamique de la mousson. En revanche, l'effet des moussons sur le courant des Aiguilles parait mineur. Toutefois, les interactions entre la mousson Indo-asiatique, l'ENSO et les éventuels IOD (dipôles climatiques de l'océan Indien) pourraient affecter la dynamique du courant.

<u>Mots clés</u>: océan Indien, climat, orbital, Quaternaire, mousson Indo-asiatique, précession, obliquité, courant des Aiguilles, forçage interne, concept de mousson global, transitions glaciaires-interglaciaires, transition Mid-Pleistocène, évènement du Mid-Brunhes.

The Indian Ocean is the place of major atmospheric and oceanic processes with large potential repercussions on the global climatic system. This thesis investigates forcing, variations, impacts and interactions of the Indo-Asian monsoon and of the Agulhas current at the orbital scale (including glacial-interglacial conditions) over the Quaternary period.

Insolation maximum (precession minimum and obliquity maximum) initiates strong Indo-Asian monsoons, but processes internal to the climate system, in particular Northern Hemisphere (NH) ice volume changes and the latent heat export of the south Indian Ocean, play a major role to explain their dynamics (strongest winds and precipitation). The predominance of these internal forcings is a specificity of the Indo-Asian monsoon and distinguishes it from African boreal monsoons. This indicates that the concept of a global monsoon at the orbital scale is a misnomer.

Concerning the Southern hemisphere, sea surface temperature variations of the Agulhas current exert an important control upon the South African climate (vegetation and precipitation). This current also participates to the transfer of heat and salt towards the South Atlantic Ocean whose intensity is mainly related to the migration of the subtropical convergence and associated westerlies winds. This mechanism, strongly controlled by high southern latitudes dynamics, affects the global overturning circulation and plays an important role for glacial-interglacial transitions and changes in modes of climate variability during the Quaternary (Mid-Pleistocene Transition and Mid-Brunhes event). Induced Northern hemisphere climate changes, in particular ice volume, could in turn influence monsoon dynamics. On the other hand, the effect of monsoons on the Agulhas current seems to be of minor importance. However, interactions between the Indo-Asian monsoon, ENSO and the possible IOD (Indian Ocean climatic Dipole) could affect the dynamic of the current.

<u>Keywords</u>: Indian Ocean, climate, orbital, Quaternary, Indo-Asian monsoon, precession, obliquity, Agulhas current, internal forcing, concept of a global monsoon, glacial-interglacial transitions, Mid-Pleistocene transition, Mid-Brunhes event.