



HAL
open science

Reconstitution de la variabilité de la mousson indienne et ses impacts environnementaux sur le Nord-Ouest de la Mer d'Arabie et ses bordures continentales depuis le Dernier Maximum Glaciaire : étude multi-proxy d'une carotte marine dans le Golfe d'Aden

Wiem Fersi

► To cite this version:

Wiem Fersi. Reconstitution de la variabilité de la mousson indienne et ses impacts environnementaux sur le Nord-Ouest de la Mer d'Arabie et ses bordures continentales depuis le Dernier Maximum Glaciaire : étude multi-proxy d'une carotte marine dans le Golfe d'Aden. Climatologie. Université Paris Saclay (COMUE), 2016. Français. NNT : 2016SACLS294 . tel-01884402

HAL Id: tel-01884402

<https://theses.hal.science/tel-01884402>

Submitted on 1 Oct 2018

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

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

NNT : 2016SACLS294

THESE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITE PARIS-SACLAY,
préparée à l'Université Paris Sud

ÉCOLE DOCTORALE N°579

Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux, géosciences (SMEMAG)

Spécialité de doctorat : météorologie, océanographie, physique de l'environnement

Par

Mme Wiem Fersi

Reconstitution de la variabilité de la mousson indienne et ses impacts
environnementaux sur le Nord-Ouest de la Mer d'Arabie et ses bordures
continentales depuis le Dernier Maximum Glaciaire: Etude multi-proxy d'une
carotte marine dans le Golfe d'Aden

Thèse présentée et soutenue à Gif-sur-Yvette, le 30 Septembre 2016 :

Composition du Jury :

M. Christophe COLIN	Professeur à l'université Paris-Sud	Président
Mme Mary ELLIOT	Professeur à l'Université de Nantes	Rapporteur
Mme Frédérique EYNAUD	Maître de conférences à l'Université de Bordeaux	Rapporteur
Mme Anne-Marie LEZINE	Directrice de recherche au CNRS, LOCEAN, Paris	Co-Directrice de thèse
M. Franck BASSINOT	Directeur de recherche au CEA, LSCE, Gif-sur-Yvette	Co-Directeur de thèse

Remerciements

Au terme de ce travail, il est agréable d'exprimer mes profonds respects et mes vifs remerciements à tous ceux qui m'ont prodigué leur aide, leur soutien, leur conseil et leur amitié.

Ma gratitude et mon respect s'adressent à mes co-directeurs de thèse, Franck Bassinot (Directeur de Recherche au CEA, LSCE, Gif-sur-Yvette) et Anne-Marie Lézine Directrice de Recherche au CNRS, LOCEAN, Paris) qui m'ont encouragée tout au long de ce travail. Un énorme merci pour leur gentillesse, ouverture d'esprit et leur soutien précieux en toutes circonstances. Je tiens particulièrement à saluer leur disponibilité et leur réactivité lors des travaux de rédaction et relecture des articles et de ce manuscrit. Ce fut pour moi un immense plaisir et aussi une grande fierté de réaliser cette thèse sous leur direction.

J'exprime mes remerciements les plus sincères à Mary Elliot (Professeur à l'Université de Nantes) et Frédérique Eynaud (Maître de Conférences à l'Université de Bordeaux) qui ont accepté d'être rapporteurs de cette thèse.

Je tiens à remercier vivement Christophe Colin (professeur à l'Université Paris-Sud, Orsay) et Thibault De Garidel (Chargé de Recherche, CEREGE, Aix-en-Provence) qui ont accepté de juger mon travail dont ils sont examinateurs.

Un grand merci à Kim Ho pour son rôle administratif indispensable et Xavier Quidelleur pour son rôle de directeur de l'école doctorale SMEMAG et pour ses conseils et encouragements.

Ce travail a aussi mobilisé des chercheurs, des ingénieurs et des techniciens qui n'ont pas hésité à me consacrer de leur temps précieux : Je pense particulièrement à Kevin Lemonnier (technicien à LOCEAN) qui m'a initiée aux méthodes d'analyses palynologiques et m'a beaucoup aidée pour la détermination des taxons polliniques. Merci de m'avoir fait partager des moments agréables et soutenue dans les moments les plus difficiles. Je remercie Philippe Martinez et Isabelle Billy (laboratoire EPOC, Bordeaux) qui ont accompli les analyses XRF des U-channels. Je veux également remercier Fatima Manssouri (LSCE) et Fabien Dewilde (LSCE) pour les analyses isotopiques. Un grand merci à Eva Moreno qui m'a donné l'accès à la carothèque du MNHN, Paris. Je tiens à remercier également, Serge Miska (Laboratoire GEOPS, Université Paris-Sud) de m'avoir aidée à faire les analyses de DRX et à



la préparation des argiles, même si à la fin je n'ai pas utilisé les résultats dans ma thèse. Je remercie tous les membres de l'IRD notamment Anne-Marie Semah et Claire Lazareth.

Je suis très reconnaissante à l'ensemble des personnes du LSCE que j'ai croisé durant ma thèse, notamment les différentes équipes du site de la vallée. Un grand merci à Elsa Cortijo, Bruno Bombled et Christophe Rabouille. J'exprime particulièrement mes remerciements aux personnes de l'équipe PALEOCEAN avec qui j'ai eu de nombreuses interactions et qui m'ont toujours aidée et accueillie chaleureusement (Merci à Jean-Claude Duplessy, Elisabeth Michel, Claire waelbroeck, Bruno Lansard, Gulay Isguder, Fatima Mansouri, Fabien Dewilde, Dominique Blamart, Mauclair Lucile et Annouk Villedieu).

Je remercie tous les doctorants du troisième étage pour la chaleureuse ambiance qu'ils ont fait régner au cours de ce travail. Merci aux anciens doctorants, Flora Toussaint, Cécile Gonzalez, Elian Gourdin, Pierre Burckel, Romain Sasco, Hugo Lepage, Quentin Dubois Dauphin et Cindy Coularis. Merci aux plus jeunes, Missiaen Lise, Alison Pereira, Marion Peral, Laurine Drugat, Claire Froger et Jreich Rana. Je leur souhaite une bonne chance dans le déroulement de leur thèse. Je tiens à remercier également Marion Le Gall, Jens Rassmann et Naoufel Haddam et je leurs souhaite une bonne chance pour la dernière ligne droite. Un grand merci à Haowen Dang et Xiaolei Pang pour leur gentillesse. Je ne peux pas oublier mes amis Bassem Jalali, Sonia Chaabane, Luli Gustiantini et Mangala Kameswari Rajasekaran.

Enfin, je termine là où j'aurais dû commencer: Je dédie ce mémoire, en gage de dévouement et de reconnaissance, à mes très chers parents Sami et Faiza, qui ont toujours été là pour moi tout au long de mon cursus universitaire et durant les moments de doutes qui n'ont pas manqué d'émailler mon parcours. Qu'ils trouvent dans ce modeste travail mon infinie gratitude. Je remercie au fond du coeur ma soeur Abir et son fiancé Amin et mes frères Mohamed et Selmane pour leur encouragement, leur amour et confiance en moi. Je tiens à remercier très spécialement mon cher époux Lassaad pour les sacrifices déployés à mon égard, son soutien quotidien indéfectible, sa patience et son encouragement. Notre couple a grandi en même temps que mon projet scientifique. Je remercie mes beaux-parents Majida et Bechir et toute ma belle famille. Je remercie Mongi, Alia et leurs filles Jihen, Sonia et Céline qui m'ont toujours apporté affection et encouragements et pour toute l'aide et le soutien moral qu'ils m'ont accordés.

Merci à toute ma famille, mes amis et tous ceux qui ont joué un rôle si petit soit-il mais qui reste très important à mes yeux dans l'élaboration de ce travail...**Merci !!**



À Youssef, mon petit fils d'amour qui illumine ma vie.

Il me semble impossible et insupportable

d'imaginer ma vie sans toi.

Résumé

La carotte MD92-1002 prélevée dans le Golfe d'Aden (12°01'32 N- 44°19'02E -1327 m de profondeur) fournit un enregistrement paléoenvironnemental et paléoclimatique unique permettant de discuter l'évolution des milieux continentaux et océaniques depuis 20 000 ans BP. J'ai effectué l'analyse des palynomorphes continentaux (grains de pollen, spores, champignons, charbons et algues d'eau douces) et marins (kystes de dinoflagellés, œufs de copépodes) et j'ai combiné ces données à des paramètres géochimiques ($\delta^{18}\text{O}$, analyses élémentaires par Fluorescence X) et sédimentaires (taux de sédimentation, teneurs en carbone organique).

Les grains de pollen révèlent des conditions régionales hyper-arides pendant la période glaciaire caractérisée par une végétation clairsemée d'origine Saharo-Sindienne. L'abondance des taxons steppiques associés aux microparticules de charbon suggère une activité éolienne élevée. Les marqueurs d'humidité augmentent dès 14 900 ans BP et atteignent leur maximum entre 9 000 et 7 500 ans BP, au moment où se développe une mangrove à *Rhizophora* dans le Golfe d'Aden reflétant des conditions tropicales avec une saison pluvieuse d'été. La chronologie des événements élaborée à partir des résultats polliniques et des enregistrements continentaux tels les témoins des lacs et marécages et les spéléothèmes de Socotra et d'Oman documente la progression vers le Nord et l'Ouest de la limite estivale de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ITCZ) au cours de la transition glaciaire-interglaciaire, au moment de la mise en place de la Période Humide Holocène (PHH). L'ITCZ est localisée au Sud de l'Ethiopie à 19 000 ans BP puis migre vers le Nord pour atteindre Socotra à 14 510 ans BP, Qunf à 10 400 ans BP et Hoti à 10 000 ans BP. Les mouvements de l'ITCZ vers l'Ouest sont documentés par le développement de la mangrove à *Rhizophora* à partir de 12 600 ans BP. La carotte MD 92-1002 permet également de documenter la fin de la PHH qui débute très tôt comparativement à ce qui est observé en Afrique nord tropicale, en deux étapes successivement datées de 7500 et 4000 BP.

Les assemblages de dinoflagellés montrent que la période glaciaire est caractérisée par de faibles upwellings et des eaux profondes bien ventilées. La productivité primaire marine dans le Golfe d'Aden augmente à partir de 14 500 ans BP et atteint un maximum pendant la transition glaciaire/interglaciaire, entre 12 600 et 10 800 ans BP. Il survient ~ 3 000 ans avant le pic d'intensité des upwellings de la marge d'Oman associé au maximum des vents de la mousson du S-O. Cette singularité pourrait s'expliquer par les conditions très particulières du Golfe d'Aden qui est situé à l'intersection de deux systèmes de vents orthogonaux pendant l'été boréal (des vents du S-O à l'Est du golfe et des vents orientés du N-O en provenance de la Mer Rouge). La courbe de COT révèle une nette variabilité Glaciaire/Interglaciaire, largement découplée des variations des assemblages de dinoflagellés. Cela suggère que la teneur en matière organique est essentiellement contrôlée par la préservation sur le fond marin.

Mots-clés:

Mousson; Golfe d'Aden; Palynologie; Hydrologie; Productivité



Abstract

Core MD92-1002 retrieved from the Gulf of Aden (12°01'32 N- 44°19'02E -1327 m of water depth) provides a unique paleoenvironmental and paleoclimatic record to study the evolution of continental and marine environments since 20 ka. I performed palynological analyses (pollen grains, spores, fungi, charcoal, freshwater algae, dinoflagellate cysts, copepod eggs) and combined those data with geochemical ($\delta^{18}\text{O}$, X-Ray Fluorescence) and sedimentological parameters (e.g. sedimentation rates, Total Organic Carbon (TOC)).

Pollen grains reveal regional hyper-arid conditions during the glacial period, characterized by sparse vegetation cover of Saharo-Sindian origin. The abundance of steppic taxa associated with charcoal fragments suggests strong wind activity. Humidity tracers increased from 14.9 ka and reached their maximum between 9 and 7.5 ka. This maximum is characterized by the development of the tropical mangrove *Rhizophora* in the Gulf of Aden, reflecting tropical conditions with summer monsoon rains.

The timing of events deduced from palynological records and continental data such as lacustrine and palustrine deposits and speleothems from Socotra and Oman, reveals a northward and westward shift of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) summer position at the onset of the Holocene Humid Period (HHP). The ITCZ was located in southern Ethiopia at 19 ka, then migrated northward to reach Socotra at 14.51 ka, Qunf at 10.4 ka and Hoti at 10 ka. Westward shift of ITCZ is suggested by the development of mangrove (*Rhizophora*) from 12.5 ka. Core MD 92-1002 reveals that HHP termination took place earlier than over tropical North Africa, in two main steps dated at 7.5 and 4 ka, respectively.

Dinoflagellate cyst assemblages suggest that the glacial period was characterized by weakened upwellings and well-ventilated bottom water. Primary productivity in the Gulf of Aden increased from 14.5 ka and reached its maximum during the glacial/interglacial transition between 12.6 and 10.8 ka. It took place about ~ 3 ka earlier than the peak intensity of upwellings off the Oman margin, which is associated with the maximum of SW monsoonal winds. This singularity could be explained by the landlocked position of the gulf, at the junction between two orthogonal wind regimes during the boreal summer season (SW monsoon winds prevailing to the East of the Gulf, while NW winds blow along the main axis of the Red Sea to the west). TOC analysis reveals a Glacial-Interglacial variability that is largely decoupled from our reconstruction of surface productivity, suggesting that organic content is mainly controlled by preservation at the sea floor.

Keywords:

Monsoon; Gulf of Aden; Palynology; Hydrology; Productivity



Table des matières

Introduction générale..... 1

Partie I. Présentation du secteur d'étude : Le Nord-Ouest de la Mer d'Arabie et sa variabilité paléoclimatique..... 11

Chapitre 1. Le contexte actuel - Nord-Ouest de la Mer d'Arabie et les continents adjacents15

Introduction 17

I. Le contexte climatique régional : La mousson indienne..... 18

II. L'influence du changement climatique saisonnier sur l'hydrologie continentale et sur la circulation atmosphérique dans le N-O de la Mer d'Arabie 21

II.1. L'hydrologie continentale en Arabie et sur la Corne de l'Afrique..... 21

II.1.1. La variation des précipitations et des températures en Arabie et sur la Corne de l'Afrique..... 21

II.1.2. La végétation en Arabie et sur la Corne de l'Afrique 23

II.1.2.1. Les grands traits phytogéographiques 23

II.1.2.2. La répartition de la mangrove le long des côtes de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden..... 25

II.2. La variabilité saisonnière de la circulation atmosphérique et son effet sur la circulation océanique ainsi que la productivité primaire dans le N-O de la Mer d'Arabie28

II.2.1. La circulation océanique 28

II.2.2. La productivité primaire 30

III. Conclusions 33

Chapitre 2. Synthèse de la variabilité environnementale de la mousson indienne au Nord-Ouest de la Mer d'Arabie depuis le Dernier Maximum Glaciaire35

<i>I. Rappels sur les changements climatiques pendant les derniers 20 000 ans: la théorie astronomique des climats et les caractéristiques de la dernière déglaciation</i>	<i>37</i>
<i>II. La reconstitution des changements paléohydrologiques en Arabie et sur la Corne de l'Afrique</i>	<i>40</i>
II.1. Les changements hydrologiques en Arabie.....	40
II.2. Les changements hydrologiques dans la Corne de l'Afrique	42
II.3. La réponse du couvert végétal aux changements climatiques.....	44
<i>III. La variation de l'intensité des vents de la mousson indienne</i>	<i>45</i>
III.1. Les changements de la circulation atmosphérique et leurs effets sur le transport détritique	45
III.2. Les variations de la productivité primaire dans la Mer d'Arabie	46
<i>IV. L'effet du changement du niveau marin sur la téléconnection entre la Mer Rouge et le Golfe d'Aden</i>	<i>48</i>
<i>V. Conclusion.....</i>	<i>50</i>
<u>Partie II. Matériel et méthodes</u>	<i>53</i>
<u>Chapitre 1. Présentation de la carotte MD92-1002.....</u>	<i>57</i>
<i>I. Localisation</i>	<i>59</i>
<i>II. Les travaux antérieurs effectués sur la carotte MD92-1002.....</i>	<i>61</i>
<i>III. Description lithologique de la carotte MD92-1002.....</i>	<i>63</i>
<u>Chapitre 2. Méthodes analytiques</u>	<i>64</i>
<i>I. Les analyses isotopiques de l'oxygène</i>	<i>67</i>
I.1. L'espèce de foraminifère planctonique Globigerinoides ruber	67
I.2. La stratigraphie isotopique	67
<i>II. Le modèle d'âge</i>	<i>69</i>
<i>III. L'étude palynologique.....</i>	<i>70</i>
III.1. La palynologie: un outil paléoenvironnemental.....	70
III.2. Le traitement chimique des échantillons palynologiques	71
III.3. Comptage et identification des grains de pollen et des dinokystes.....	72
III.4. Le calcul des pourcentages.....	77
III.5. Le calcul des concentrations et des influx.....	77
III.6. La vérification de l'analyse palynologique.....	78

III.7. Les analyses statistiques appliquées sur les taxons de pollen et les kystes de dinoflagellés.....	79
III.7.1. Classification Ascendante Hiérarchique (CAH)	79
III.7.2. L'Analyse Factorielle des correspondances (AFC)	79
IV. Les analyses géochimiques par spectrométrie de fluorescence des rayons X.....	80
<u>Partie III. Résultats et discussion</u>.....	83
<u>Chapitre 1. Reconstitution des changements environnementaux et hydrologiques sur les bordures continentales du Golfe d'Aden pendant les derniers 20 000 ans (Article1)</u>.....	87
<u>Article 1. Hydro-climate changes over Southwestern Arabia and the Horn of Africa during the last Glacial-Interglacial transition: A pollen record from the Gulf of Aden</u>.....	91
<u>Introduction</u>	92
<u>I. Modern environmental setting</u>.....	94
I.1 Regional climatology.....	94
I.2. The Gulf of Aden.....	95
I.3. Vegetation.....	95
<u>II. Material and Methods</u>	97
II.1 Core MD92-1002	97
II.2 Age model	97
II.3 Pollen analyses	99
<u>III. Results</u>.....	101
<u>IV. Discussion</u>.....	103
IV.1. Regional environment.....	103
IV.2. Local hydrology and relations with the surrounding land masses.....	105
IV.3. Humidity evolution and ITCZ dynamics over the Horn of Africa and Arabia.....	107
<u>Conclusion</u>	110

<i>Chapitre 2. L'évolution de la productivité de surface et du contenu en matière organique totale dans le Golfe d'Aden depuis le Dernier Maximum Glaciaire (Article 2)</i>	113
--	------------

<i>Article 2. Past productivity variations and organic carbon burial in the Gulf of Aden since the Last Glacial Maximum</i>	117
--	------------

<i>I. Introduction</i>	119
-------------------------------------	------------

<i>II. Material and methods</i>	121
--	------------

II.1. Stable isotopic stratigraphy and ¹⁴ C dating	121
---	-----

II.2. Palynological records	124
-----------------------------------	-----

II.3. Organic Carbon content and XRF-derived bromine	125
--	-----

<i>III. Results</i>	125
----------------------------------	------------

<i>IV. Discussion</i>	131
------------------------------------	------------

IV.1. Paleo-environmental interpretation of dinoflagellate assemblages	131
--	-----

IV.2 Sequence of events across the last deglaciation in Core MD92-1002.....	134
---	-----

IV.3. Factors controlling the organic carbon production in the Gulf of Aden.....	137
--	-----

<i>V. Conclusions</i>	139
------------------------------------	------------

<i>Conclusion générale et perspectives</i>	143
---	------------

<i>Références bibliographiques</i>	153
---	------------

<i>Annexes</i>	183
-----------------------------	------------

<i>Annexe 1. Description lithologique de la carotte MD92-1002</i>	185
--	------------

<i>Annexe 2. Les résultats d'analyse de $\delta^{18}O_{G.ruber}$</i>	186
--	------------

<i>Annexe 3. Quelques photos des grains de pollen et de dinokystes</i>	187
---	------------

<i>Annexe 4. Tableau de comptage</i>	189
---	------------

<i>Annexe 4a. Tableau de comptage des palynomorphes continentaux en fonction de la profondeur de la carotte MD92-1002</i>	189
--	------------

<i>Annexe 4b. Tableau de comptage des palynomorphes marins en fonction de la profondeur de la carotte MD92-1002</i>	197
--	------------

<i>Annexe 5. Application de l'analyse statistique sur les taxons polliniques</i>	202
---	------------

<i>Annexe 6. Présentation du traceur « Brome »</i>	204
<i>Annexe 7. Les données de Br (XRF) en fonction de la profondeur de la carotte MD92-1002</i>	206
<i>Annexe 8 : Autres résultats d'analyse par XRF</i>	211

Liste des figures

Figure 1. Carte de distribution des enregistrements continentaux et marins utilisés pour l'étude de la variabilité de la mousson indienne dans la Mer d'Arabie. L'étoile représente la carotte d'étude MD92-1002.....	7
Figure I.1. La situation géographique de la Mer d'Arabie, du Golfe d'Aden, et de la Mer Rouge.....	18
Figure I.2 Principe schématique de la mousson	19
Figure I.3. La trajectoire des vents de surface (1000 hP) pendant l'été et l'hiver	20
Figure I. 4. Les températures moyennes mensuelles et les précipitations en Arabie et en Afrique orientale entre 1990 et 2009.....	22
Figure I.5. La répartition des régions phytogéographiques en Afrique et en Asie.....	23
Figure I.6. La carte de répartition globale du couvert végétale basée sur la reclassification des données satellitaires AVHRR	25
Figure I.7. La distribution des forêts de mangroves sur les côtes N-O de la Mer d'Arabie	26
Figure I. 8. Deux photos de mangroves de la Mer Rouge: <i>Avicennia marina</i> (en haut) et <i>Rhizophora mucronata</i> (en bas).....	27
Figure I.9. Circulation des vents et des masses d'eau pendant la saison d'hiver (mousson du N-E) et la saison d'été (mousson du S-O)	29
Figure I.10: A) Transport d'Ekman; B) Mise en place d'un upwelling côtier.....	30
Figure I.11. La répartition saisonnière de la concentration des eaux de surface en Chlorophylle dans la Mer d'Arabie entre 1998 et 2005.....	31
Figure I.12. Représentation saisonnière de la circulation des vents et de la profondeur de la thermocline (m) dans le Golfe d'Aden et la partie ouest de la Mer d'Arabie	32
Figure I.13. La Distribution saisonnière de la concentration en chlorophylle-a (mg/m^3) des eaux de surface du Golfe d'Aden et de l'Ouest de la Mer d'Arabie.....	33

Figure II.1. A) La courbe d'insolation de l'été boréal à 60°N; B) La variation de l'enregistrement des isotopes d'oxygènes de la carotte de glace NGRIP; C) Les changements du niveau marin depuis la dernière période glaciaire.....	38
Figure II.2. Carte de répartition des enregistrements continentaux dans la péninsule arabique permettant d'étudier la paléo-hydrologie de l'Arabie.....	40
Figure II.3. Schéma synthétique des changements environnementaux et climatiques de l'Arabie comparés avec les variations d'abondance relative de la dolomite (transport éolien) dans la carotte marine 74 KL (Sirocko et al ; 1998) et les isotopes d'oxygène des spéléothèmes d'Oman	41
Figure II.4. Carte de localisation de quelques enregistrements utilisés pour l'étude de la variation hydrologique dans la Corne de l'Afrique.....	43
Figure II.5. La Mer d'Arabie pendant la mousson d'été. l'emplacement de la carotte KL74.....	46
Figure II.6. La variation de l'hydrologie de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden entre l'actuel et le DMG.....	49
Figure III.1. Le navire Marion Dufresne à gauche et le prélèvement d'une carotte sédimentaire marine à droite.....	59
Figure III.2. Carte bathymétrique montrant la position géographique de la carotte MD92-1002 (Golfe d'Aden).....	60
Figure III.3. Présentation des résultats des travaux antérieurs effectués sur la carotte MD92-1002.....	62
Figure IV.1. La stratigraphie isotopique de la carotte MD92-1002.....	68
Figure IV.2. Le modèle d'âge et la vitesse de sédimentation de la carotte MD92-1002.	69
Figure IV.3. Les courbes de variation de (a) % B.spongium et (b) % Peridinaceae en fonction de la profondeur de la carotte MD92-1002.....	78
Figure IV.4. Le XRF Core Scanner - AVAATECH du laboratoire EPOC à Bordeaux.....	80

Figure IV.5. L'humidification des U-channels à l'eau distillée afin de lisser la surface craquelée pour les passer aux analyses XRF.....	81
Figure V.1. Surface wind trajectories (1000 hP) during the summer (JJA) and winter (DJF; (ECMWF analyses 1990-1997). Location of core MD92-1002.....	94
Figure V.2. Topographical/bathymetrical map of the Gulf of Aden and the surrounding continental areas showing the location of core MD92-1002 and the other sites cited in the text.....	96
Figure V.3. Isotopic stratigraphy of core MD92-1002 (left) and depth-age profile based on ¹⁴ C dating (right).....	99
Figure V.4. Synthetic pollen diagram showing, versus calendar chronology.....	100
Figure V.5. Synthetic diagram showing the influx (number of grains per cm ² per year) of all the terrestrial elements of core MD92-1002 versus calendar chronology.....	102
Figure V.6. Paleoenvironments of the Gulf of Aden from 20 ka to the present.....	106
Figure V.7. Focus on local humidity changes during the last deglaciation. Location of all records is shown in map as well as the summer position of ITCZ (dotted line).....	108
Figure VI.1. Seasonal distribution of chlorophyll a concentration (mg/m ³) in the Arabian Sea surface water between 1997 and 2010 according to the SeaWiFS project.....	119
Figure VI.2. Representation of the isotopic stratigraphy of the core MD92-1002, the age model control and the sedimentation rate.....	123
Figure VI.3. Synthetic diagram representing relative abundances (%) of autotrophic and heterotrophic dinoflagellate cysts taxa versus calendar age.....	127
Figure VI.4. Statistical analyses of dinoflagellate cyst taxa from the core MD92-1002.....	130
Figure VI.5. Variations of dinoflagellate cyst clusters along core MD92-1002 compared with the evolution of other paleoenvironmental proxies.....	133

Figure VI.6. Productivity proxies and organic matter content in core MD92-1002; evolution of paleoproductivity and organic carbon preservation from 20 ka to the present in the Gulf of Aden.138

Figure VII.1. Schéma récapitulatif de la variation de l'intensité de la mousson indienne dans la région du Golfe d'Aden pendant les derniers 20 000 ans.....149

Liste des tableaux

Tableau 1. Localisations et coordonnées géographiques des enregistrements continentaux et marins utilisés pour l'étude de la variabilité de la mousson indienne dans la Mer d'Arabie.....	7
Tableau IV.1. Les âges ¹⁴ C et les âges calendaires correspondants. Les mesures ont été faites dans le Laboratoire de Mesures Carbone 14 UMS 2572.....	70
Tableau IV.2. Liste des taxons polliniques déterminés dans la carotte MD92-1002 au Golfe d'Aden.....	73
Tableau IV.3 : Liste des kystes de dinoflagellés identifiés dans la carotte MD92-1002. La nomenclature est conforme à celle de Fensome and Williams (2004) et Fensome et al (2008).....	76
Table V.1. Radiocarbon ages and the corresponding calendar ages for the marine core MD92-1002.....	98
Table V.2. List of pollen and spore taxa determined from the core MD92-1002 in the Gulf of Aden.....	111
Table VI. 1. Radiocarbon ages and the corresponding calendar ages for marine core MD92-1002.....	124
Table VI. 2. List of dioflagellate cyst taxa identified in sediment samples from core MD92-1002 with their motile equivalents.....	126
Table VII. 1. Synthèse de la chronoogie des évènements à partir de l'analyse du signal continental et marin de la carotte MD92-1002.....	146

Introduction générale

Introduction générale

La mousson est un phénomène climatique dû à la modification saisonnière du contraste thermique entre le continent et l'océan en réponse aux changements de l'insolation. Cette modification se traduit par un renversement de la direction des vents dominants et l'alternance d'une saison sèche et d'une saison humide. A l'échelle globale (Wang et al., 2005b), les variations des champs de vents et des précipitations s'intègrent dans le cadre d'un schéma de migration de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ITCZ).

La mousson indienne est l'une des plus étudiées car elle affecte l'une des régions les plus peuplées du monde en jouant un rôle majeur sur son économie, ses ressources en eau et son agriculture (Saha et al., 1979; Mooley et al., 1981; Mall et al., 2006). Le changement saisonnier des vents a en outre une influence déterminante sur la productivité primaire dans la Mer d'Arabie qui représente l'une des mers les plus productives de l'océan mondial en raison de la mise en place d'énormes cellules d'upwellings au large de la Somalie et d'Oman pendant l'été (Wyrki, 1973, 1971; Pickard et Emery, 1982; Jean-Baptiste et al., 1990; Van Couwelaar, 1997; Swallow, 1984). Dans ces zones d'upwelling, la remontée des eaux semi-profondes enrichit les eaux de surface en éléments nutritifs, favorisant ainsi la productivité primaire et participant aux échanges de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère. L'intensité de la mousson indienne constitue donc, tout à la fois, un élément déterminant en terme de bilan hydrique dans une zone densément peuplée et un élément clé pour le cycle global du carbone. La communauté scientifique est donc, à double titre, particulièrement soucieuse de pouvoir anticiper correctement son évolution future, en particulier dans le cadre du changement climatique global qui se produit en réponse aux activités anthropiques (IPCC, 2013).

Les projections issues de modèles climatiques complexes suggèrent que les secteurs soumis à l'influence des systèmes de mousson vont globalement s'étendre et s'intensifier au cours du 21^{ème} siècle (IPCC, 2013). Cependant, l'accord entre les modèles reste faible. La confiance que l'on peut accorder aux capacités prédictives des modèles dépend fortement des régions considérées et de la complexité plus ou moins importante des phénomènes qui les affectent. La mousson indienne est ainsi impactée par une gamme très large de phénomènes périodiques à semi-périodiques, régionaux à globaux, qui agissent à des échelles temporelles très variées allant de changements interannuels (eg. ENSO-El Niño) à des modifications prenant place sur des échelles de 10⁴-10⁵ ans (modulation orbitale de l'insolation).

Pour tester la capacité prédictive des modèles, il faut pouvoir prendre en compte toute cette complexité. Cela ne peut pas être réalisé en analysant uniquement l'évolution climatique récente pour laquelle nous disposons de mesures instrumentées des changements météorologiques et océanographiques (~ derniers 150 ans). En effet, l'amplitude des changements y est inférieure à celle qui risque de survenir au XXIème siècle et le climat moyen est pratiquement constant, ce qui empêche de bien comprendre l'impact du changement de ce climat moyen sur la variabilité climatique. Le changement de l'état moyen vers la fin du XXIème siècle pourrait, en effet, rétroagir sur le climat (ex : changements de végétation, poussières,..) avec des conséquences sur la saisonnalité et l'intensité des moussons régionales. Etudier de telles rétroactions nécessite de pouvoir analyser et comprendre le climat sous des états moyens différents du présent.

Ainsi, ce sont vers les climats du passé que les modélisateurs se tournent pour valider les modèles climatiques qui servent à prévoir l'évolution climatique future, en travaillant sur des échelles de temps permettant d'intégrer les variations orbitales de l'insolation, le rôle des calottes glaciaires et les variations naturelles des gaz à effet de serre. Pour valider de tels exercices de modélisation, il faut disposer d'une « réalité terrain ». Celle-ci passe par des exercices de comparaison données/modèles qui reposent sur la confrontation des simulations numériques avec des données paléoclimatiques dérivées de l'étude d'archives naturelles (sédiments marins, spéléothèmes, séries continentales, cernes d'arbres...). L'étude de l'évolution de la mousson indienne à partir d'archives paléoclimatiques de grande qualité représente ainsi, plus que jamais, un enjeu essentiel pour comprendre les mécanismes en jeu et la variabilité naturelle. Dans cette optique, un intervalle de temps critique est la période qui s'étend du dernier maximum glaciaire jusqu'à actuel, à travers la dernière déglaciation majeure du Pleistocène supérieur. Cette période, bien documentée et bien datée grâce au carbone 14, permet de suivre l'évolution de la mousson à travers un changement marqué du climat moyen et en réponse à l'évolution du forçage orbital de l'insolation.

Les enregistrements lacustres en Arabie et dans la Corne de l'Afrique ont révélé une transition spectaculaire aride-humide au début de l'Holocène engendrant l'extension des lacs (Gasse, 1977; Gasse et Fontes, 1989; Lézine et al., 2011, 2014) et le développement des spéléothèmes (Fleitmann et al., 2003; Neff et al., 2001). La mise en place et la terminaison de cette Période Humide Holocène (PHH) a fait l'objet de nombreux travaux dont certains

soulignent le caractère abrupt ou au contraire progressif (Foerster et al., 2012; Tierney et deMenocal, 2013 ; Lézine et al., 2014).

Les séries sédimentaires marines situées dans les upwellings saisonniers qui se développent dans le Nord-Ouest de la Mer d'Arabie fournissent des enregistrements sédimentologiques, géochimiques et micropaléontologiques qui ont été utilisés pour reconstruire les changements d'intensité des vents au cours du passé (Gupta et al., 2003, 2011; Clemens et al., 1991; Anderson et Prell., 1991, 1993; Sirocko et al., 1991, 1993; Bassinot et al., 2011). Ces études ont confirmé les résultats de Kutzbach et Street-Perrott (1985) et l'importance du forçage de l'insolation estivale de l'hémisphère boréal avec une contribution majeure du signal de précession et de l'obliquité (Clemens et al., 1991; Prell, 1984). L'intensité maximale de l'upwelling de la marge d'Oman coïncide avec le maximum d'insolation de l'été boréal, vers ~ 10 000 ans BP au moment du minimum du signal de précession (Gupta et al., 2003, 2011). Des études récentes suggèrent que l'évolution des vents et des précipitations est influencée par la variation de l'obliquité et de la précession des équinoxes qui affectent l'amplitude des déplacements de l'ITCZ et le système de circulation atmosphérique complexe qui lui est associé (Malaizé et al., 2006; Caley et al., 2011). La complexité régionale des changements d'intensité des vents en réponse aux changements orbitaux de l'insolation a été clairement soulignée par Bassinot et al (2011) dans le cadre d'une étude comparative données/modèles portant sur l'évolution de deux systèmes d'upwelling de la Mer d'Arabie au cours de l'Holocène.

Comme souligné plus haut, le phénomène de la mousson recouvre deux manifestations météorologiques qui sont associées : (i) une modification de la circulation atmosphérique de basse altitude caractérisée par l'inversion saisonnière de la direction et de l'intensité des vents dominants ; et (ii) une perturbation hydrologique caractérisée par l'alternance d'une saison sèche et d'une saison humide. Les études de sédiments marins en Mer d'Arabie portent en majorité sur la reconstruction de l'intensité des vents, que ce soit *via* l'analyse des apports éoliens ou *via* ses effets sur les changements de productivité primaire (i.e. Clemens et Prell, 1990, 1991; Ganssen et Kroon, 1991; Jung et al., 2001; Malaizé et al., 2006 ; Bassinot et al., 2011). Les études visant à reconstruire les changements hydrologiques (ie. salinité des eaux de surface) associés aux variations de précipitations de la mousson indienne sont beaucoup plus restreint (i.e. Cullen, 1981; Rostek et al., 1993 ; Bassinot et al. ; 1994). Dans le domaine continental au contraire (séries lacustres, spéléothèmes), le bilan est inverse puisque les

principaux proxys étudiés retracent le plus souvent l'évolution des précipitations (Gasse, 1977; Gasse et Fontes, 1989; Lézine et al., 2010 ; Lézine et al., 2011; 2014 ; Fleitmann et al., 2003; Neff et al., 2001).

Notre travail vise à contraindre à la fois (c.à.d. dans une même série sédimentaire et donc sans risque de biais temporel) l'évolution des vents dominants et celle des précipitations. Par ailleurs, comme noté plus haut, la complexité de l'évolution des vents de mousson à l'échelle régionale (e.g. Bassinot et al., 2011) ainsi que les différences qui peuvent être observées entre des reconstructions de paléo-précipitations obtenues dans des zones climatiques voisines nous incitent à être particulièrement attentifs à la nature **locale ou régionale** des informations que l'on peut extraire des archives climatiques naturelles. Ainsi, l'originalité de ce travail de thèse repose sur cette double dualité **vents/précipitations** et **local/régional**. L'objectif affiché était d'une part **(i)** de travailler sur un enregistrement marin selon une approche multi-proxy permettant de combiner les informations portant sur les changements de précipitation et les changements de la circulation atmosphérique, et d'autre part **(ii)** de chercher à comparer nos données avec d'autres enregistrements déjà publiés en insistant sur les différences locales/régionales afin d'offrir un cadre spatio-temporel plus précis aux changements observés.

Ce travail porte sur l'étude d'une carotte marine de 9.5 m prélevée juste à proximité de Bab el Mandeb (12°01'32 N- 44°19'02E -1327 m de profondeur), dans le Golfe d'Aden. Cette carotte couvre la période s'étendant depuis le dernier maximum glaciaire, il y a ~ 20 000 ans BP. Elle est caractérisée par un taux de sédimentation moyen très élevé (50 cm/1000 ans), ce qui autorise des études à très forte résolution temporelle.

Mon travail s'est principalement focalisé sur l'étude des données palynologiques (grains de pollen, spores, champignons, algues d'eau douce, charbons, kystes de dinoflagellés, Œufs de copépodes et tintinnides), associées à certains paramètres géochimiques (isotopes stables de l'oxygène, analyses élémentaires par Fluorescence X) et sédimentaires (taux de sédimentation, teneurs en carbone organique).

La carotte MD92-1002 est localisée à la jonction entre l'Arabie et la Corne l'Afrique (figure 1). Cela favorise les influx des palynomorphes continentaux (grains de pollen, spores, champignons, algues d'eau douce, charbons) provenant des deux masses continentales dans le site d'étude ce qui permettra de déduire le changement de l'hydrologie continentale dans la

région du Golfe d'Aden. Le signal marin sera exploité pour étudier l'évolution de la productivité marine en réponse au forçage par les vents. La proximité de la carotte MD92-1002 au détroit de Bab-el-Mandeb rend cet enregistrement idéal pour étudier la variation temporelle des échanges de masses d'eau entre la Mer Rouge et le Golfe d'Aden.

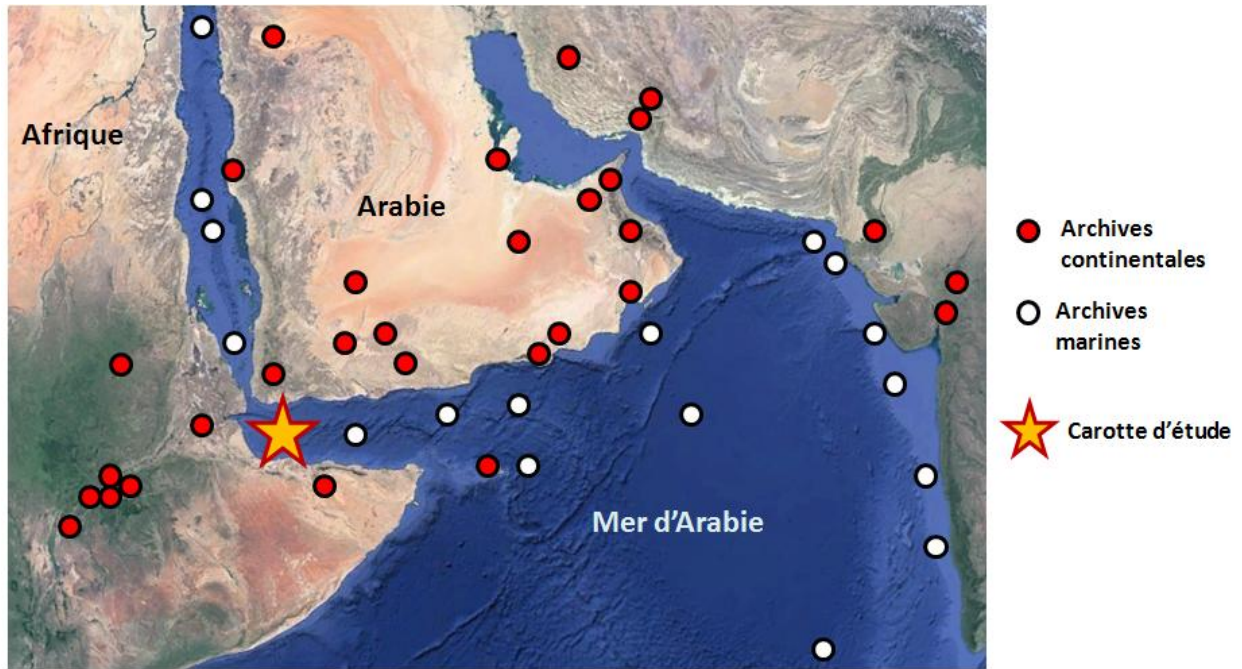


Fig 1. Carte de distribution des enregistrements continentaux et marins utilisés pour l'étude de la variabilité de la mousson indienne dans la Mer d'Arabie. L'étoile représente la carotte d'étude MD92-1002.

Tableau 1. Localisations et coordonnées géographiques des enregistrements continentaux et marins utilisés pour l'étude de la variabilité de la mousson indienne dans la Mer d'Arabie.

Localisation	Nom de l'enregistrement	Latitude	Longitude	Références
Mer Rouge	KL17	27°41 N	34°35 E	Trommer et al., 2010
Mer Rouge	KL9	19°57 N	38°06 E	Trommer et al., 2010
Mer Rouge	KL11	19°44 N	38°43 E	Almogi-Labin et al., 1991
Mer Rouge	MD92-1008	14°26 N	42°14 E	Bouilloux et al., 2013
Golfe d'Aden	MD92-1002	12°01 N	44°19 E	Ouahdi, 1997 ; cette étude
Golfe d'Aden	KL15	12°51 N	47°25 E	Almogi-Labin et al., 2000
Golfe d'Aden	P178-15P	11°57 N	44°18 E	Tierney et deMenocal, 2013
Mer d'Arabie	KL74	14°19 N	57°20 E	Sirocko et al., 1993
Mer d'Arabie	ABP-25, 02	20° 23 N	69°01 E	Gupta et al., 2011
Mer d'Arabie	ODP 723 A	18° 03 N	57°36 E	Gupta et al., 2012
Mer d'Arabie	MD76-135	14°26 N	50°31 E	Van Campo et al., 1982

Mer d'Arabie	MD90-963	05°04 N	73°53 E	Bassinot et al., 1994
Mer d'Arabie	AAS 9/21	14°30 N	72°39 E	Narale et al., 2015
Mer d'Arabie	NIOP 905	10°8 N	51°85 E	Ivanochko et al., 2005
Arabie	Iraq N°18	28°35 N	48°45 E	El-Moslimany, 1983
Arabie	098-36	22°49 N	59°75 E	Lézine et al., 2002
Arabie	098-40	22°45 N	59°69 E	Lézine et al., 2010
Arabie	098-9	22°04 N	59°66 E	Lézine et al., 2010
Arabie	Y96-139	15°40 N	45°30 E	Lézine et al., 1998
Arabie	Khor F B, K 3S, a	25°73 N	51°52 E	Bonnefille et Riollot, 1988
Arabie	Y96-03	15°75 N	46°32 E	Lézine et al., 1998
Arabie	Al-Hawa	15°52 N	46°52 E	Lézine et al., 2007
Arabie	Suwayh-1 135 cm	22°08 N	59°66 E	Lézine et al., 2002
Arabie	Hoti	23°05 N	57°23 E	Neff et al., 2001
Arabie	Qunf	17°11 N	54°11 E	Fleitmann et al., 2003
Arabie	Dimarshim	12°33 N	53°41E	Shakun et al., 2007
Afrique	Badda	7°87 N	39°37 E	Hamilton, 1982
Afrique	Abiyata	7°70 N	38° 60 E	Lézine et Bonnefille, 1982
Afrique	Tana	12°N	37°10 E	Lamb et al., 2007
Afrique	Garba Guracha	6°52 N	39°50 E	Umer et al., 2007
Afrique	Tilo	7° 03 N	39°11 E	Lamb, 2001
Afrique	Ziway Shala	7°30	38°26 E	Gasse et Van Campo, 1994
Afrique	Lac Abhé	11°11 N	41°45 E	Gasse et al., 1977

Le manuscrit s'articule autour de quatre parties:

- la **Partie I** est destinée à la présentation du cadre général actuel du Nord-Ouest de la Mer d'Arabie (*chapitre 1*) ainsi que l'état des connaissances sur la variabilité de la mousson indienne dans ce secteur d'étude depuis le Dernier Maximum Glaciaire (*chapitre 2*).

- la **Partie II** est consacrée à la présentation du matériel et des méthodes d'analyses.

- la **Partie III** fait l'objet de la présentation des résultats et des discussions abordées sous forme de deux articles:

(i) le premier article (sous presse) (*chapitre 1*) s'intéresse à l'étude de l'évolution hydrologique dans le Sud de l'Arabie et la Corne de l'Afrique et de la chronologie de la mise en place et de la terminaison de la période humide holocène;

(ii) le deuxième article (sous presse) (*chapitre 2*), est consacré à l'étude de la variabilité de la productivité marine primaire dans le Golfe d'Aden et de la préservation organique sur le fond.

La dernière partie du manuscrit est consacrée aux conclusions générales et à une mise en perspective des résultats obtenus.

Partie I.

***Présentation du secteur d'étude : Le Nord-Ouest de la
Mer d'Arabie et sa variabilité paléoclimatique***

Chapitre 1. *Le contexte actuel - Nord-Ouest de la Mer d'Arabie et les continents adjacents*

Chapitre 2. *Synthèse de la variabilité environnementale de la mousson indienne au Nord-Ouest de la Mer d'Arabie depuis le Dernier Maximum Glaciaire*

Chapitre 1.

**Le contexte actuel - Nord-Ouest de la Mer d'Arabie et
les continents adjacents**

Chapitre 1. Le contexte actuel - Nord-Ouest de la Mer d'Arabie et les continents adjacents

Introduction

La Mer d'Arabie est localisée dans le N-O de l'Océan Indien, entre la péninsule arabique à l'Ouest, le Pakistan au Nord et l'Inde occidentale à l'Est. Elle se prolonge au N-O par le Golfe d'Oman et à l'Ouest par le Golfe d'Aden, qui est situé à la jonction avec la Mer Rouge (figure 1).

Dans le cadre de ce travail de recherche, on s'intéresse au Golfe d'Aden et aux continents adjacents à partir d'un enregistrement sédimentaire marin : la carotte MD92-1002 prélevée à 1 327 m de profondeur. Le Golfe d'Aden est situé entre la Corne de l'Afrique (Somalie et Djibouti) et la péninsule arabique (Yémen). Il est localisé entre 10° et 16° de latitude nord et entre 43° et 53° de longitude est. Sa longueur est de 1000 km et sa largeur varie de 150 à 440 km. Il relie la Mer Rouge (2000 km de longueur et 300 km de largeur) au N-O à travers le détroit de Bab-el-Mandeb de 25 km de largeur et 137 m de profondeur (Werner et Lange, 1975).

Le Golfe d'Aden est un bassin océanique qui s'est formé lors de la séparation entre la plaque africaine et la plaque arabique. Cette divergence est datée de l'Oligocène et se poursuit de nos jours. Les reliefs montagneux bordent ce bassin avec des altitudes qui peuvent dépasser 3 600 m au Yémen et 4 000 m dans le Rift est africain. Les plaines côtières sont de 2 à 50 km de large. Le Golfe d'Aden se trouve à proximité de l'Afar qui est une zone volcanique active. Le volcanisme est aussi présent au Yémen. Le transport du matériel volcanique se fait soit de façon directe lors des éruptions (Touchard et al., 2003) soit par déflation (Stein et al., 2007). La déflation est le mécanisme de transport majeur qui domine sur les bordures continentales arides du Golfe d'Aden et de la Mer Rouge. Le transport fluvial se limite à quelques oueds épisodiques descendant des escarpements des montagnes.

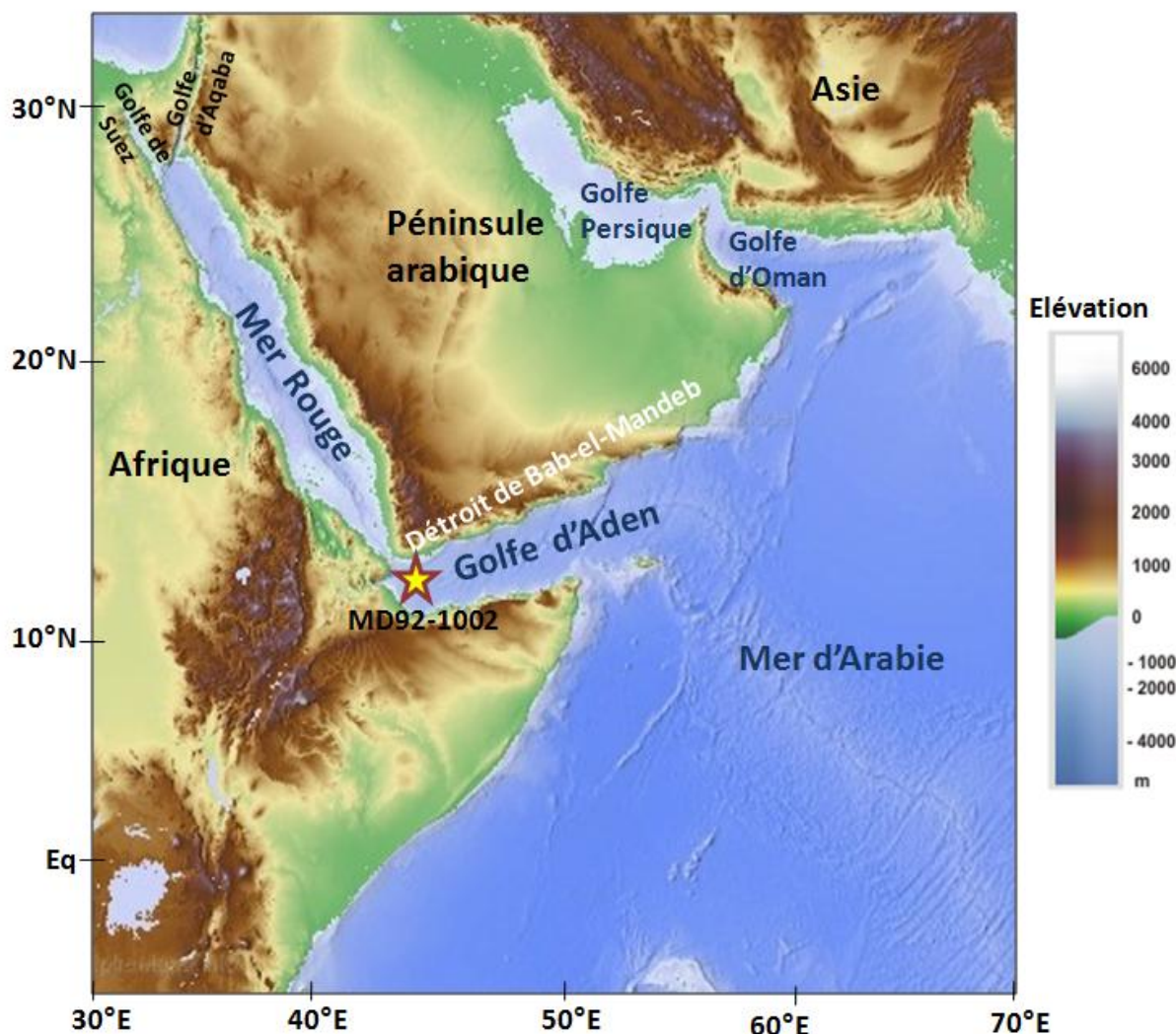


Fig 1. La situation géographique de la Mer d'Arabie, du Golfe d'Aden, et de la Mer Rouge. Localisation de la carotte d'étude MD92-1002.

I. Le contexte climatique régional : La mousson indienne

Le mot mousson dérive de l'arabe "mawsim", ou "saison" qui désigne des vents périodiques qui soufflent du S-O en été et du N-E en hiver. Ce changement saisonnier de direction des vents est causé par la différence de pression entre le continent et l'océan en raison du contraste dans leur capacité à retenir la chaleur. On associe à ce changement saisonnier de fortes précipitations avec deux saisons extrêmes : un été marqué par des précipitations très abondantes et un hiver sec.

La Mer d'Arabie et ses bordures continentales appartiennent au domaine de la mousson indienne.

Pendant l'été boréal (Juin-Septembre), les terres du continent asiatique se réchauffent plus vite que l'Océan Indien, un gradient de basse pression s'installe. L'air chaud prend de l'altitude au-dessus de l'Himalaya et du plateau tibétain et il est remplacé par de l'air frais venant de l'océan ce qui engendre un vent monodirectionnel soufflant du S-O vers le N-E. Par conséquent, la Zone de Convergence Intertropicale (ITCZ) se déplace vers le Nord et atteint les côtes sud de la péninsule arabique en arrivant jusqu'au Sud de l'Iran, Pakistan et l'Ouest de l'Inde. C'est la **mousson d'été**, appelée aussi la **mousson du S-O** (Webster et al., 1998 ; Ruddiman, 2001 ; Shankar et al., 2002).

Pendant l'hiver boréal (Novembre-Février), le continent se rafraichit alors que l'océan conserve encore de la chaleur. La cellule de pression se renverse, ce qui entraîne un vent majeur soufflant du N-E vers le S-O et un déplacement de l'ITCZ vers le Sud. Par conséquent, les conditions arides dominant sur le continent. C'est la **mousson d'hiver** ou **mousson du N-E** (Webster et al., 1998 ; Ruddiman, 2001 ; Shankar et al., 2002) (figure 2 et figure 3).

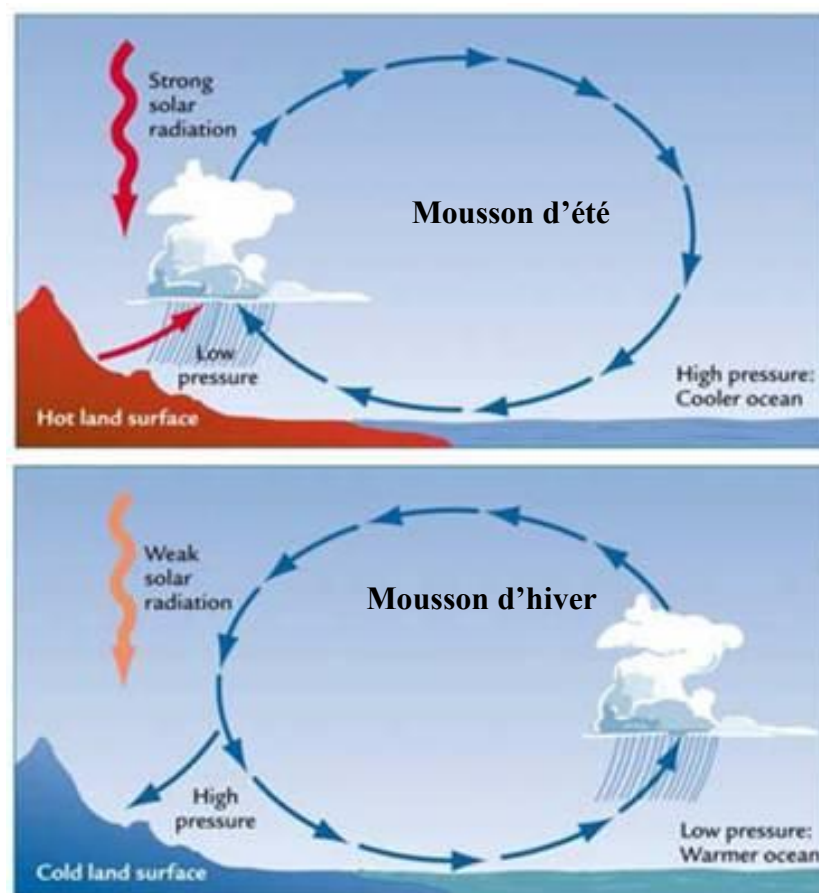


Fig 2. Principe schématique de la mousson (Ruddiman, 2001).

Le Printemps (Mars - Avril) et l'Automne (Octobre - Novembre) sont deux périodes de transition pendant lesquelles les vents sont faibles et désorganisés dans toute la partie nord de l'Océan Indien ([Webster et al., 1998](#) ; [Shankar et al., 2002](#)).

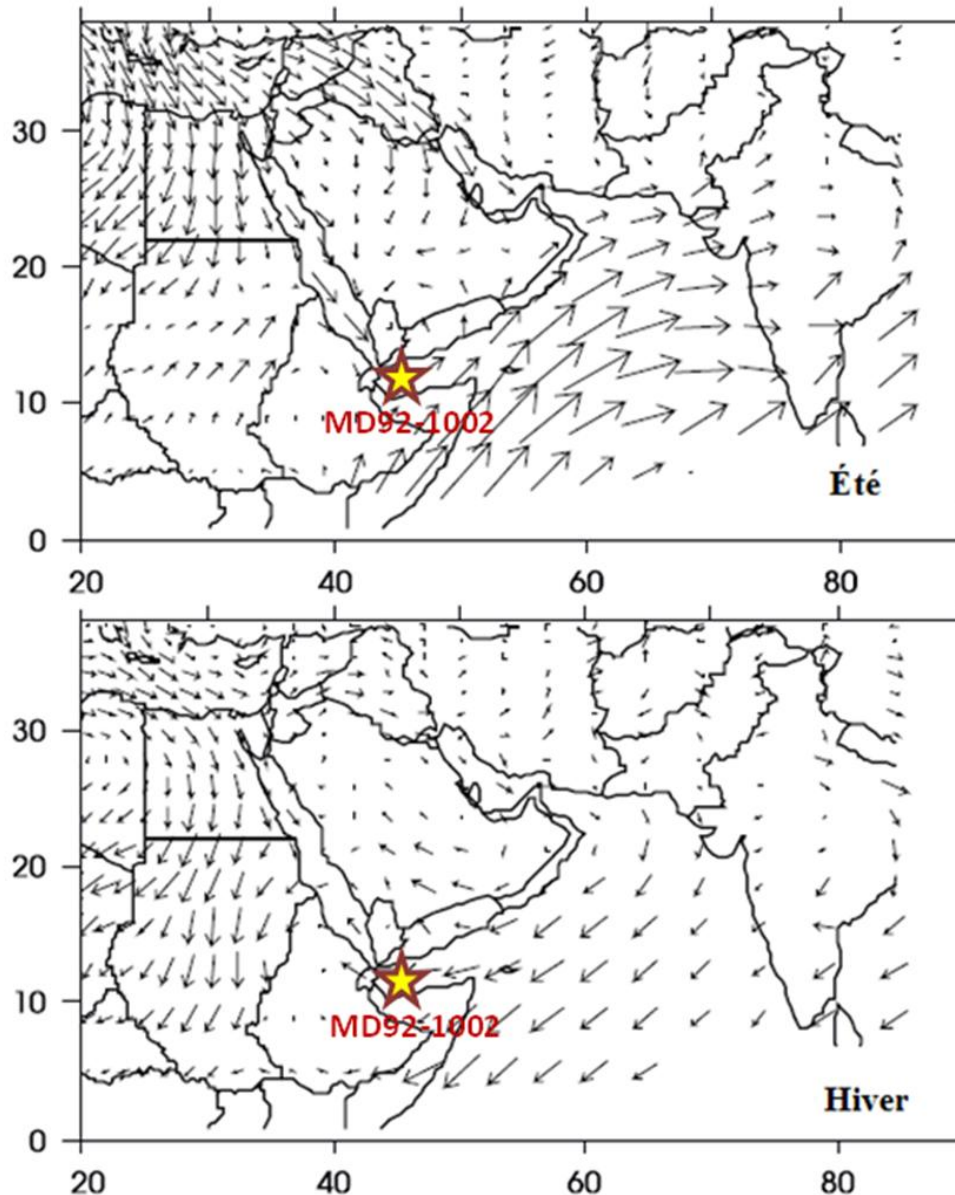


Fig 3. La trajectoire des vents de surface (1000 hP) pendant l'été (JJA) et l'hiver (DJF) (ECMWF analyses 1990-1997). Localisation de la carotte d'étude MD92-1002.

La variation saisonnière du climat associée au déplacement N-S de l'ITCZ présentée ci-dessus influence:

(1) l'hydrologie de l'Arabie et de la Corne de l'Afrique ainsi que la répartition des différents types de végétation;

(2) la productivité marine au N-O de la Mer d'Arabie et les échanges des masses d'eau entre la Mer Rouge et le Golfe d'Aden.

II. L'influence du changement climatique saisonnier sur l'hydrologie continentale et sur la circulation atmosphérique dans le N-O de la Mer d'Arabie

II.1. L'hydrologie continentale en Arabie et sur la Corne de l'Afrique

II.1.1. La variation des précipitations et des températures en Arabie et sur la Corne de l'Afrique

L'Arabie fait partie d'une immense zone aride qui s'étend du Sahara jusqu'au désert de Sind en Inde et Pakistan. Dans la partie orientale de la péninsule, les montagnes d'Oman culminant jusqu'à 3 075 m reçoivent de rares pluies pendant l'hiver. Les précipitations proviennent essentiellement des perturbations cycloniques méditerranéennes (Trewartha, 1961) touchant l'Est (entre 100 et 200 mm de précipitations annuelles) et le Nord (entre 100 et 150 mm de précipitations annuelles) de l'Arabie. A l'intérieur de la péninsule, dans le désert du Rub al-Khali qui occupe l'essentiel du territoire de l'Arabie Saoudite, les précipitations annuelles varient entre 0 et 50 mm, la température peut y atteindre 55°C pendant l'été et l'évaporation y est très importante. Dans l'extrême Sud-Ouest, les montagnes du Yémen bordant le Sud de la Mer Rouge et le Nord du Golfe d'Aden culminent jusqu'à 3 700 m. C'est la région la plus humide de la péninsule appelée "l'Arabie heureuse" ou «El Khadra» (le vert) avec des précipitations qui peuvent atteindre 1000 mm par an pendant l'été (figure 4).

Dans la Corne de l'Afrique, le climat varie selon les régions. A l'Est et au Nord, les plaines désertiques et semi-désertiques de Somalie et d'Afar reçoivent des précipitations de l'ordre de 30 à 150 mm et les températures y sont très élevées (40°C en Juillet et Aout le long des côtes de l'Erythrée). En Ethiopie, les sites de montagnes bénéficient d'un climat tropical d'altitude. Le total des précipitations annuelles, principalement d'origine atlantique, dans les montagnes du Sud-Ouest varient entre 1400 et 2200 mm. Dans les montagnes du Sud-Est de l'Ethiopie, où l'influence des airs provenant de l'océan indien est aussi présente, les précipitations annuelles sont de l'ordre de 1000 à 1400 mm (entre Juillet et Septembre) et les températures sont comprises entre 16 et 22°C. Au dessus de 3000 m d'altitude, la température est en moyenne de 5 °C et le climat est de type alpin. Dans la région du Rift, le climat est

subtropical sec avec une pluviosité annuelle qui varie entre 600 et 1000 mm et une température annuelle comprise entre 20 et 24°C.

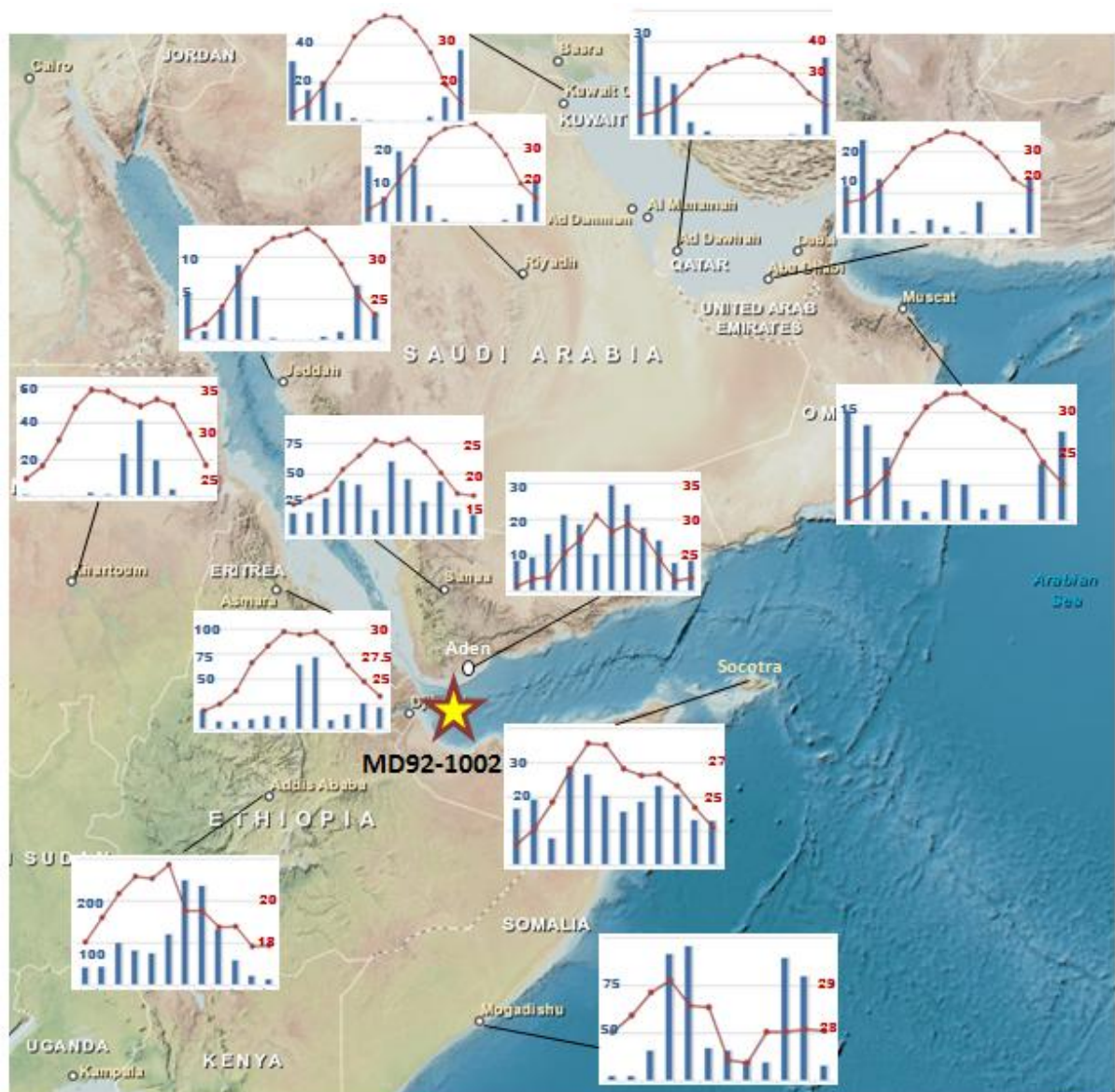


Fig 4. Les températures moyennes mensuelles (les courbes rouges) et les précipitations (histogrammes bleus) en Arabie et en Afrique orientale entre 1990 et 2009. L'étoile représente la carotte d'étude.

De cette répartition des régimes pluviométriques sur la péninsule arabique et la Corne de l'Afrique découle une distribution des types de végétation que nous présentons dans la partie suivante.

II.1.2. La végétation en Arabie et sur la Corne de l'Afrique

II.1.2.1. Les grands traits phytogéographiques

Léonard (1989) a suggéré que les divisions phytogéographiques initialement proposées par White (1983) pour l'Afrique et Madagascar, pouvaient être étendues au S-O de l'Asie, en divisant la péninsule arabique en trois unités phytogéographiques: (1) La zone Saharo-Sindienne (SS) incluant la subzone régionale de l'Arabie (SS2) et le centre d'endémisme Nubo-Sindien (SS3), (2) le centre régional d'endémisme Somalia-Masai (SM) et (3) le centre régional d'endémisme morcelé afro-montagnard (A) (Figure 5).

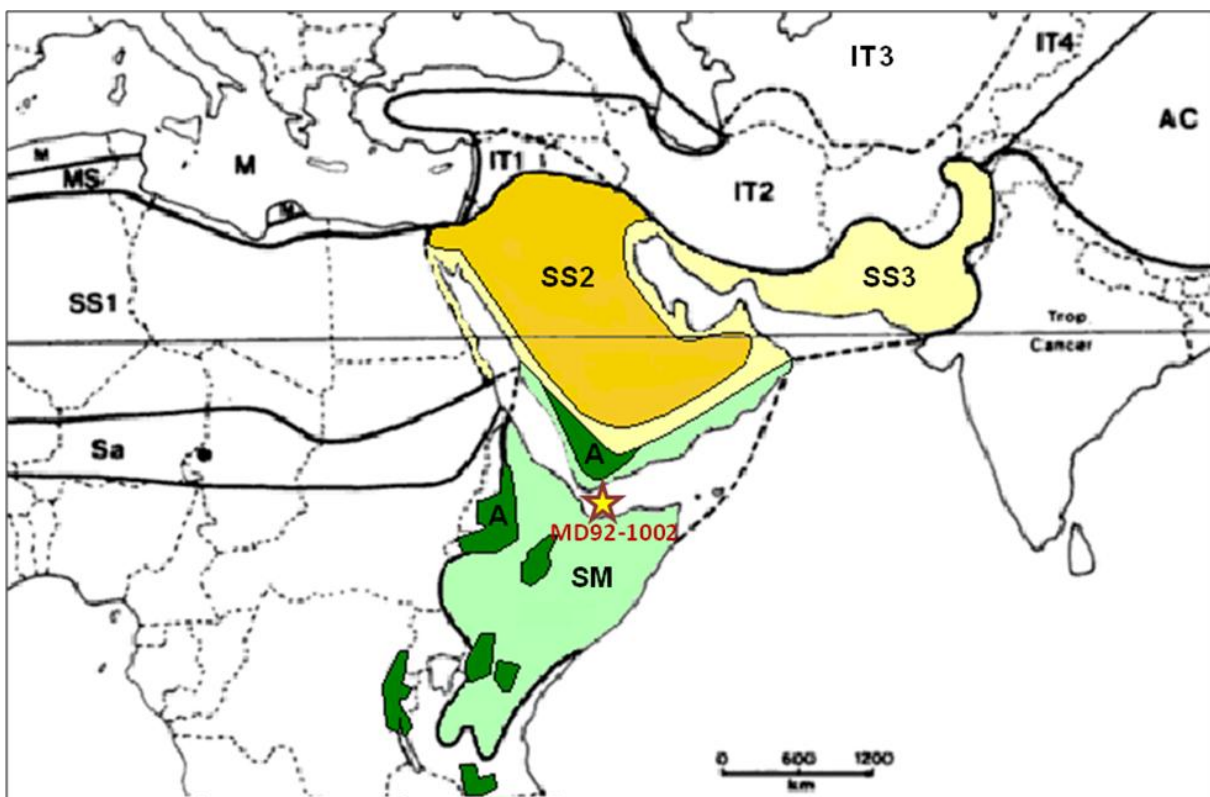


Fig 5. La répartition des régions phytogéographiques en Afrique et en Asie (White, 1983 ; Léonard, 1989 ; White et Léonard, 1991). **SM.** Centre régional d'endémisme de la Somalie et du pays Masai ; **A.** Centre régional d'endémisme morcelé afro-montagnard ; **Sa.** La zone régionale de transition du Sahel ; **SS.** La zone régionale Saharo-Sindienne (**SS1.** La subzone régionale saharienne ; **SS2.** La subzone régionale de l'Arabie ; **SS3.** Le centre local d'endémisme Nubo-Sindien) ; **IT.** Le centre régional Irano-Touranien (**IT1-4**) ; **M.** Le centre régional d'endémisme méditerranéen ; **MS.** La zone de transition méditerranéenne-saharienne. Localisation de la carotte MD92-1002.

Le domaine Saharo-Sindien s'étend depuis les côtes nord occidentales de la Mer Rouge jusqu'à l'Iran et le Pakistan. Cette zone phytogéographique couvre tout le désert de

l'Arabie (le Rub'al Khali et le Grand Nafud). La flore y est très pauvre en espèces. Parmi les espèces dominantes on trouve : *Artemisia monosperma*, *Tribulus arabicus*, *Cornulaca arabica*, *Calligonum comosum*, *Cyperus conglomeratus*, *Plantago ciliata* et *Dipterygium glaucum* (Bunker, 1953; Ghazanfar et Fisher, 1998; El-Moslymani, 1983; Al-Hubaishi et Müller-Hohenstein, 1984; Wood, 1997).

Les éléments floristiques du centre régional d'endémisme Méditerranéen et du centre régional d'endémisme Irano-Touranien sont étendus au N-E et au N-O de l'Arabie aussi bien que dans les montagnes du Nord d'Oman. Les principales espèces qu'on y trouve sont: *Artemisia herba-alba*, *Centaurea* sp. et *Ephedra* sp. (Zohary, 1973).

Le centre régional d'endémisme Somalie-Masai s'étend de part et d'autre du Golfe d'Aden et au Sud de la Mer Rouge. Il englobe les côtes sud et sud-ouest de la péninsule arabique et une grande partie orientale de la Corne de l'Afrique. La végétation est composée de fourrés, savanes et de formations buissonnantes décidues (figure 6) à *Acacia* sp , *Commiphora* sp. associés à Euphorbiaceae spp., *Dodonaea angustifolia*, *Blepharis* sp., *Capparis* sp., *Convolvulus* sp. et *Cadaba longifolia* (Zohary,1973) .

La végétation des montagnes du S-O de l'Arabie appartient à la zone afromontagnarde qui est comparable floristiquement et écologiquement à celle des hautes montagnes de l'Est de l'Afrique. Ces régions sont caractérisées par le développement d'un couvert végétal composé de forêts sempervirentes. En Arabie, ce domaine est réduit avec la dominance des espèces telles que *Juniperus procera* et *Olea europea*. En Afrique de l'Est, la végétation afro-montagnarde est beaucoup plus diversifiée incluant d'autres espèces telles que *Podocarpus latifolius*, *Olea capensis* et *Hagenia abyssinica*. *Podocarpus* n'est pas enregistré aujourd'hui dans les montagnes du Yémen (Hepper et wood, 1979). Sa répartition dans le passé est encore mal connue.

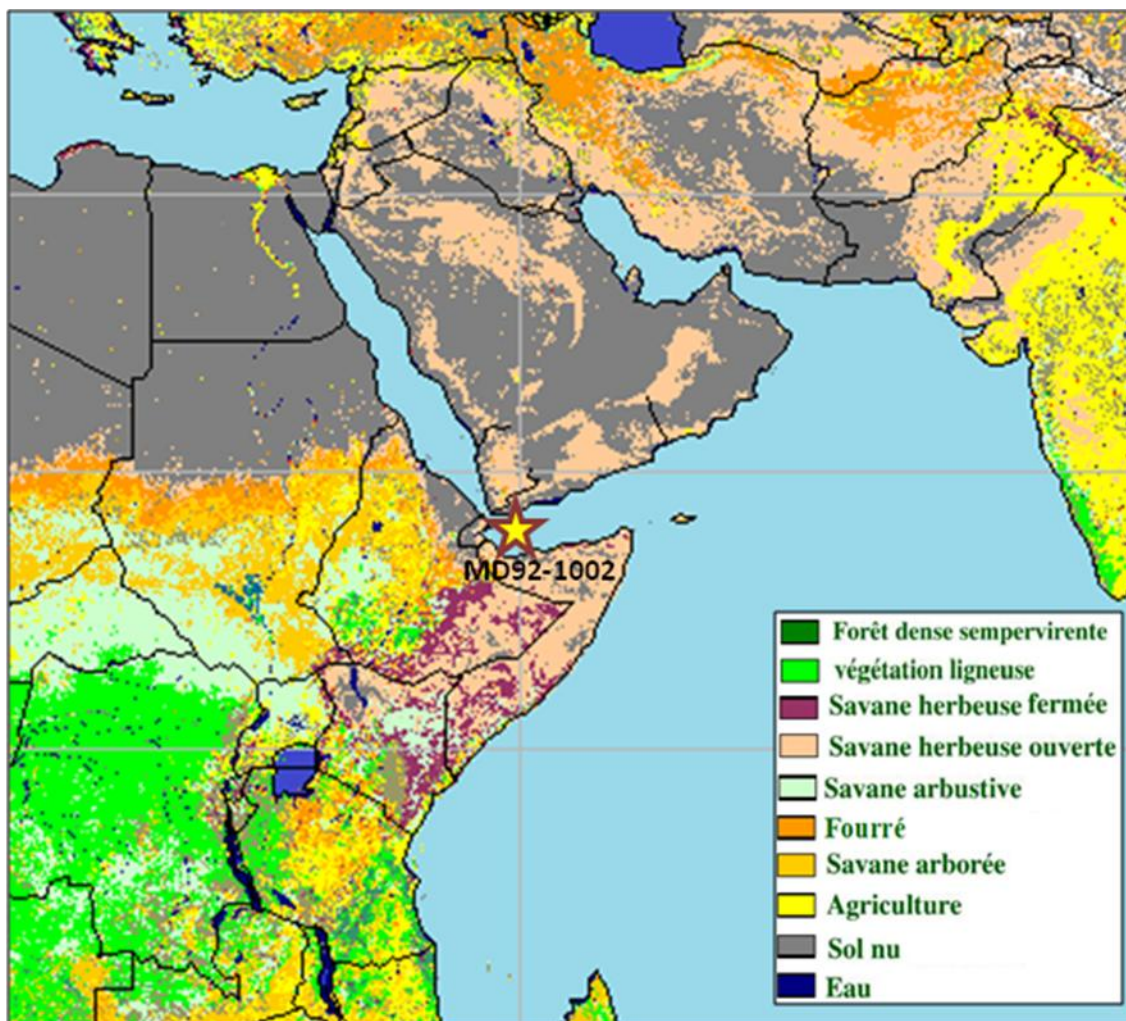


Fig 6. La carte de répartition globale du couvert végétale basée sur la reclassification des données satellitaires AVHRR (Loveland et al., 2000). Localisation de la carotte MD92-1002.

II.1.2.2. La répartition de la mangrove le long des côtes de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden

Des mangroves très appauvries bordent la Mer Rouge. Elles sont presque entièrement absentes des côtes sud et nord du Golfe d'Aden (figure 7). Deux espèces dominantes les composent: *Avicennia marina* et *Rhizophora mucronata* (Spalding, 2010).

Avicennia marina, est l'une des rares espèces qui tolère des taux élevés de sel et des conditions d'évaporation caractéristiques des climats arides. Par contre, *Rhizophora mucronata* préfère plutôt les boues riches en humus. Cette espèce est plus adaptée aux conditions tropicales avec une saison pluvieuse d'été et exige un apport fluvial important (figure 8).



Fig 7. La distribution des forêts de mangroves sur les côtes N-O de la Mer d'Arabie (Giri et al., 2011). Localisation de la carotte MD92-1002.

Le programme d'enquête et de surveillance des mangroves de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden (PERSGA/ALECSO, 2004) et l'étude de Spalding (2010), ont permis de mettre en évidence les éléments suivants :

- Les forêts de mangrove sont généralement étroites (entre 50 m et 300 m de largeur) et leurs longueurs varient considérablement de 100 m jusqu'au-dessus de 20 km.
- Presque toutes les mangroves se développent dans les lagunes, les baies abritées et derrière les récifs et sont mono-spécifiques.
- La répartition des mangroves est fortement influencée par la quantité de ruissellement de surface et les alluvions déposées à l'embouchure des rivières par les inondations saisonnières.
- L'espèce *Avicennia marina* est la plus abondante. Elle est présente dans toutes les mangroves de la région. Dans certaines localités, par exemple Al-Urj (Yémen), l'île de Maskali (Djibouti) et Arakiyai (Soudan), le substrat de sable relativement bien oxygéné et

l'importante infiltration d'eau douce souterraine, offrent des conditions très favorables à la croissance massive des arbres *Avicennia* qui atteignent jusqu'à 8-10 m de hauteur.

- L'espèce *Rhizophora mucronata* est enregistrée dans quelques endroits, notamment à Djibouti (Kohr Angar, Gdoria et l'île Moucha) et sur les côtes ouest du Yémen côté Mer Rouge (l'île Kamaran et à proximité d'Al-Hudaydah).



Fig 8. Deux photos de mangroves de la Mer Rouge: *Avicennia marina* (en haut) et *Rhizophora mucronata* (en bas) (Spalding, 2010).

II.2. La variabilité saisonnière de la circulation atmosphérique et son effet sur la circulation océanique ainsi que la productivité primaire dans le N-O de la Mer d'Arabie

II.2.1. La circulation océanique

La structure hydrographique ainsi que la circulation océanique dans la Mer Rouge et le Golfe d'Aden, dépendent principalement de la circulation des vents de la mousson indienne et de la variation de la densité des masses d'eaux induite par l'évaporation. Le bilan hydrographique de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden est négatif avec un taux d'évaporation qui excède les précipitations.

La Mer Rouge présente des températures et des salinités élevées. La température de surface augmente du Nord vers le Sud. La salinité de surface est très élevée au Nord (40 ‰) et diminue à 37.5 ‰ au Sud (Wyrski, 1971 ; Locke et Thunell, 1988). Pendant l'été, les températures de surface des eaux du Golfe d'Aden sont similaires à celles de la Mer Rouge (entre 29 et 30 °C) (Wyrski, 1971). Les salinités de surface y sont intermédiaires (~36.5 ‰) entre celles de la Mer Rouge et celles de l'océan ouvert (~35.5 ‰) (Locke et Thunell, 1988). Les échanges d'eau entre le Golfe d'Aden et la Mer Rouge sont régis par un système de circulation anti-estuarien (Seibold et Berger, 1982) dans lequel les eaux de surface du Golfe d'Aden entrent dans la Mer Rouge alors que les eaux profondes sont expulsées de la Mer Rouge vers le Golfe d'Aden à travers le détroit de Bab-el- Mandeb. Dans le détail, le schéma de circulation d'entrée et de sortie des masses d'eaux varie en fonction de l'intensité et la direction des vents dominants qui changent entre les saisons (figure 9).

Pendant la mousson d'hiver (Novembre-Avril), on observe un système à deux couches. Entraînées par les vents dominants, les eaux de surface se déplacent au sein d'un puissant courant superficiel de direction N-N-O qui s'établit du Golfe d'Aden vers la Mer Rouge avec un flux d'environ $0.58 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ (Sielder, 1969). Sous ce courant de surface, les eaux intermédiaires et profondes de la Mer Rouge, de densité élevée car très salées (~ 40.5 ‰), se déplacent en sens opposé et se déversent dans le Golfe d'Aden à travers le détroit. Ce flux d'eau, également caractérisé par sa faible teneur en oxygène dissous, s'écoule vers la Mer d'Arabie en formant une couche de salinité supérieure à 36 ‰ (Tchernia, 1978) à environ 900 m de profondeur.

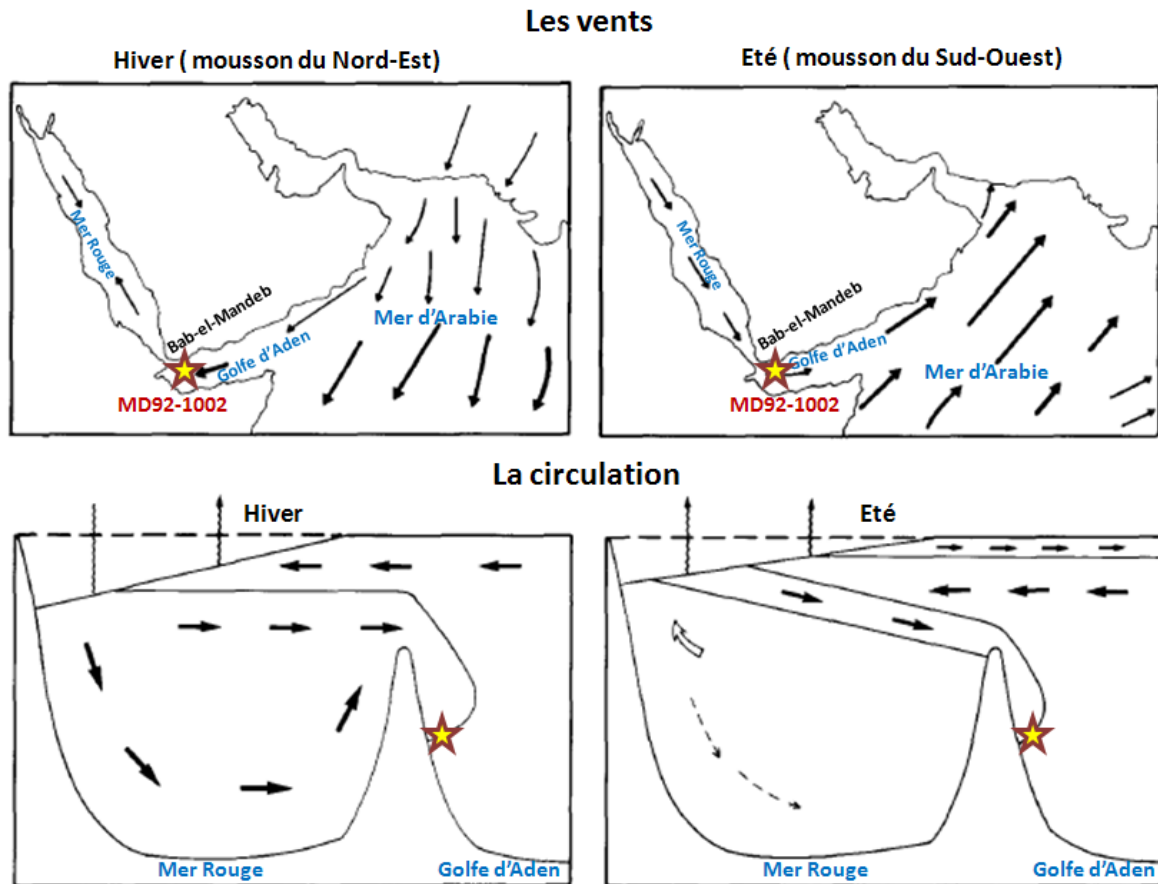


Fig 9. Circulation des vents et des masses d'eau pendant la saison d'hiver (mousson du N-E) et la saison d'été (mousson du S-O) d'après (Neumann et McGill, 1962; Currie et al., 1973; Patzert, 1974).

Pendant la mousson d'été (Mai - Octobre), la circulation de surface s'inverse et la situation devient plus complexe formant un système à trois couches au niveau du détroit de Bab-el-Mandeb (Neumann et McGill, 1962; Maillard et Soliman, 1986). Les vents de la mousson du S-O poussent une couche d'eau superficielle chaude et salée qui s'écoule de la Mer Rouge vers le Golfe d'Aden. Au Nord, ce système est compensé par des remontées en surface des eaux peu profondes (100 -200 m). Au niveau du détroit de Bab-el-Mandeb, les eaux de sub-surfaces denses du Golfe d'Aden, moins salées (36 ‰) et plus froides (~ 19°C), rentrent en Mer Rouge et forment un courant d'eau intermédiaire. Le flux d'eau intermédiaire en provenance de l'Océan Indien atteint son maximum pendant le mois d'Aout avec $0.36 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ (Maillard et al., 1986). La limite la plus septentrionale de cette couche d'eau froide de sub-surface a été observée à 18°N en Octobre par plusieurs auteurs (Jones et Browning,

1971 ; Robinson, 1973 ; Maillard et Soliman, 1986). Le flux d'eau profonde sortant de la Mer Rouge et se dirigeant vers le Golfe d'Aden ne représente que 10 % du flux d'hiver.

II.2.2. La productivité primaire

La Mer d'Arabie est l'une des régions les plus fertiles dans le monde (Banse et McClain, 1986; Bauer et al., 1991). Bien qu'elle ne couvre que 1% de la surface océanique mondiale, sa productivité primaire représente ~5 % de la production marine mondiale en raison d'un système d'upwelling saisonnier particulièrement développé.

Pendant l'été, les vents du S-O permettent la mise en place d'un upwelling tout le long des côtes de Somalie et d'Oman (Honjo et al., 1999; Colborn, 1975 ; Wyrki, 1973). L'action conjuguée des vents de surface parallèles à la côte et de la force de Coriolis, se traduit par un déplacement moyen des couches d'eaux superficielles perpendiculairement à la direction du vent et à la côte (figure 10A). Les eaux plus profondes, plus froides et riches en éléments nutritifs, remontent à la surface (pompage d'Eckman) générant ainsi un intense bloom du phytoplancton (figure 10B). Lorsque l'upwelling estival est actif, la dégradation de la matière organique augmente la consommation de l'oxygène dissous dans les eaux intermédiaires ce qui entraîne la formation d'une Zone à Minimum d'Oxygène (OMZ) entre 200 et 1000 m de profondeur (Hermelin et Shimmield, 1990) qui s'étend largement dans le N-O de la Mer d'Arabie.

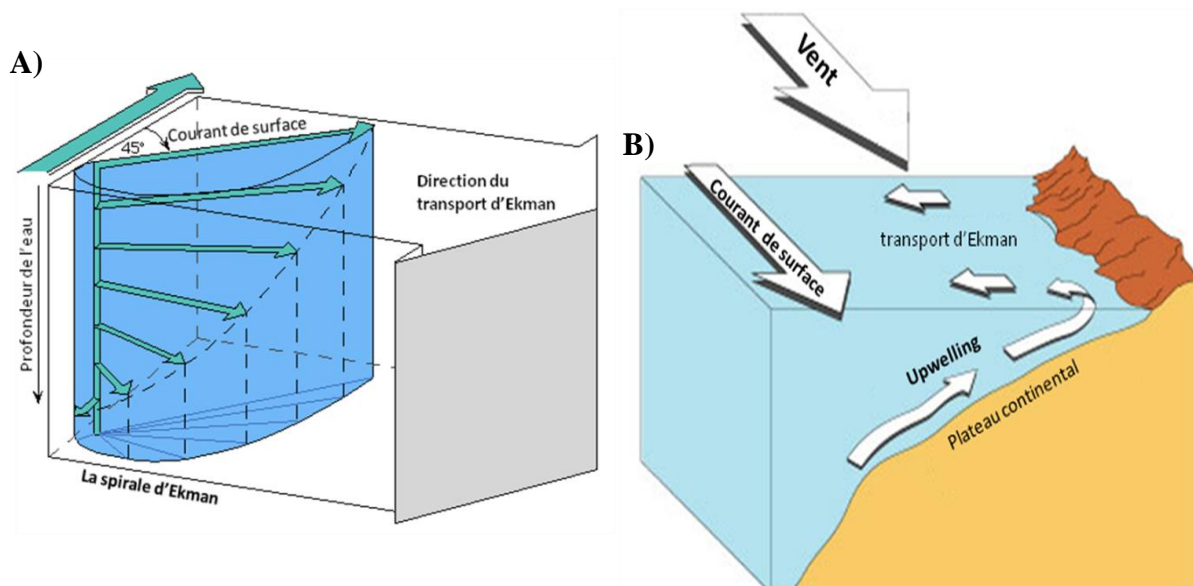


Fig 10: A) Transport d'Ekman; B) Mise en place d'un upwelling côtier (modifié d'après Ruddiman, 2001).

Pendant l'hiver, le renversement des vents (principalement du N-E) entraîne une suppression des cellules d'upwelling à l'Ouest et au Nord de la Mer d'Arabie. Un upwelling modéré se développe à l'Est de la Mer d'Arabie (Colborn, 1975 ; Dueing et Koske, 1967 ; Schott et McCreary, 2001) notamment le long des côtes du Pakistan. Ainsi, l'activité biologique est élevée pendant les deux saisons (Honjo et al., 1999). Cependant, la productivité de surface est significativement plus importante pendant la mousson du S-O que pendant la mousson du N-E (figure 11).

Entre les deux saisons de mousson, les eaux de la Mer d'Arabie sont stratifiées et la productivité primaire est faible (Cowie, 2005 ; Wiggert et al., 2005).

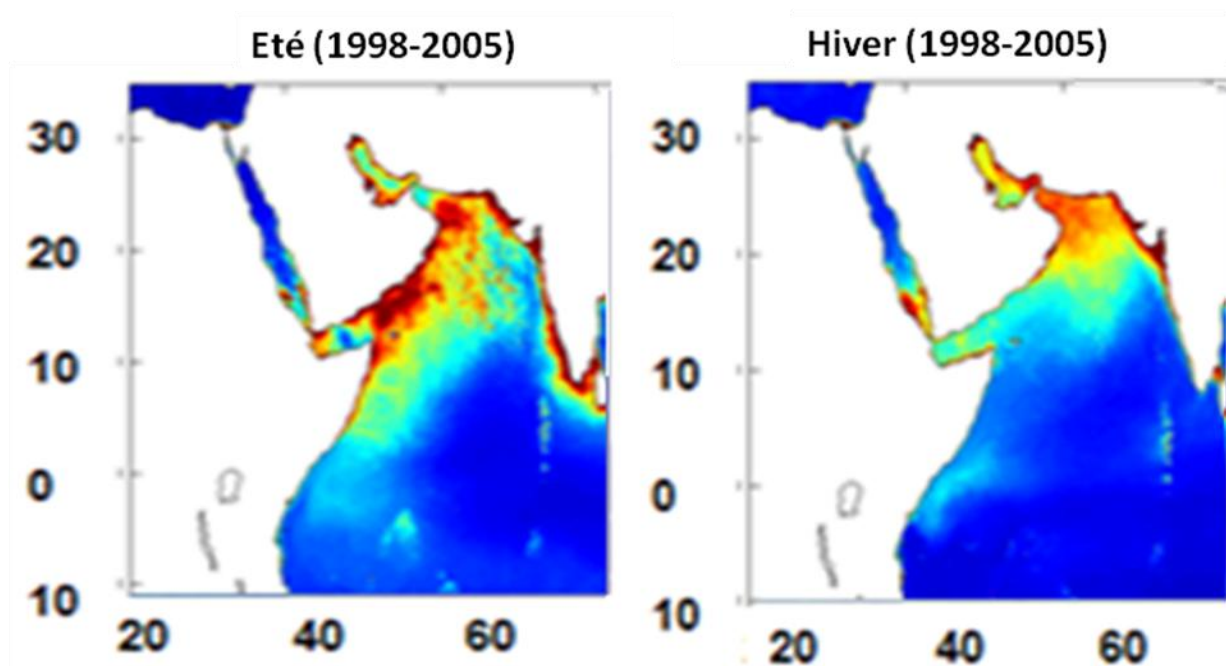


Fig 11. La répartition saisonnière de la concentration des eaux de surface en Chlorophylle dans la Mer d'Arabie entre 1998 et 2005 d'après le projet SeaWiFS (oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/l3). Les zones rouges représentent une forte activité biologique suite à l'intensification de l'upwelling côtier. Par contre les zones bleues claires à foncées représentent des eaux appauvries en éléments nutritifs

Contrairement au N-O de la Mer d'Arabie, le Golfe d'Aden a été considéré, dans des études très limitées (Almogi-Labin et al., 2000; Van Couwelaar, 1997), comme étant une zone très peu enrichie en éléments nutritifs ayant une productivité maximale en hiver en raison du mélange convectif profond. En été, les concentrations en éléments nutritifs de surface ont été estimées entre 14 et 17.5 ml.m^{-2} (Van Couwelaar, 1997). Le maximum de biomasse de zooplancton est enregistré au large de la Somalie et de l'Oman avec $\sim 38 \text{ ml. m}^{-2}$ en moyenne. Les

températures de surface sont relativement chaudes (figure 12), comprises entre 29 et 30 °C, c'est à dire 3 à 6 °C plus élevées que les températures des eaux d'upwelling de la Somalie et de l'Oman (Wyrski, 1971; Van Hinte et al., 1995; Rixen et al., 1996; Van Couwelaar, 1997).

Des travaux récents basés sur des relevés saisonniers (Bower et al., 2012; Morcos et Abdallah, 2013; Yao et Hoteit, 2015), suggèrent cependant qu'un upwelling se produit dans le Golfe d'Aden pendant la mousson du S-O. La répartition saisonnière actuelle de la concentration des eaux de surface en chlorophylle (figure 13) indique que les valeurs les plus faibles sont enregistrées au printemps (Mars-Juin) alors que le maximum se produit en été (Juillet-Septembre). Les études de modélisation montrent que cet upwelling permet la remontée d'éléments nutritifs qui sont ensuite transférés vers la Mer Rouge par le flux d'eau entrant, circulant en sub-surface et aux profondeurs intermédiaires (Aiki et al., 2006; Yao et al., 2014).

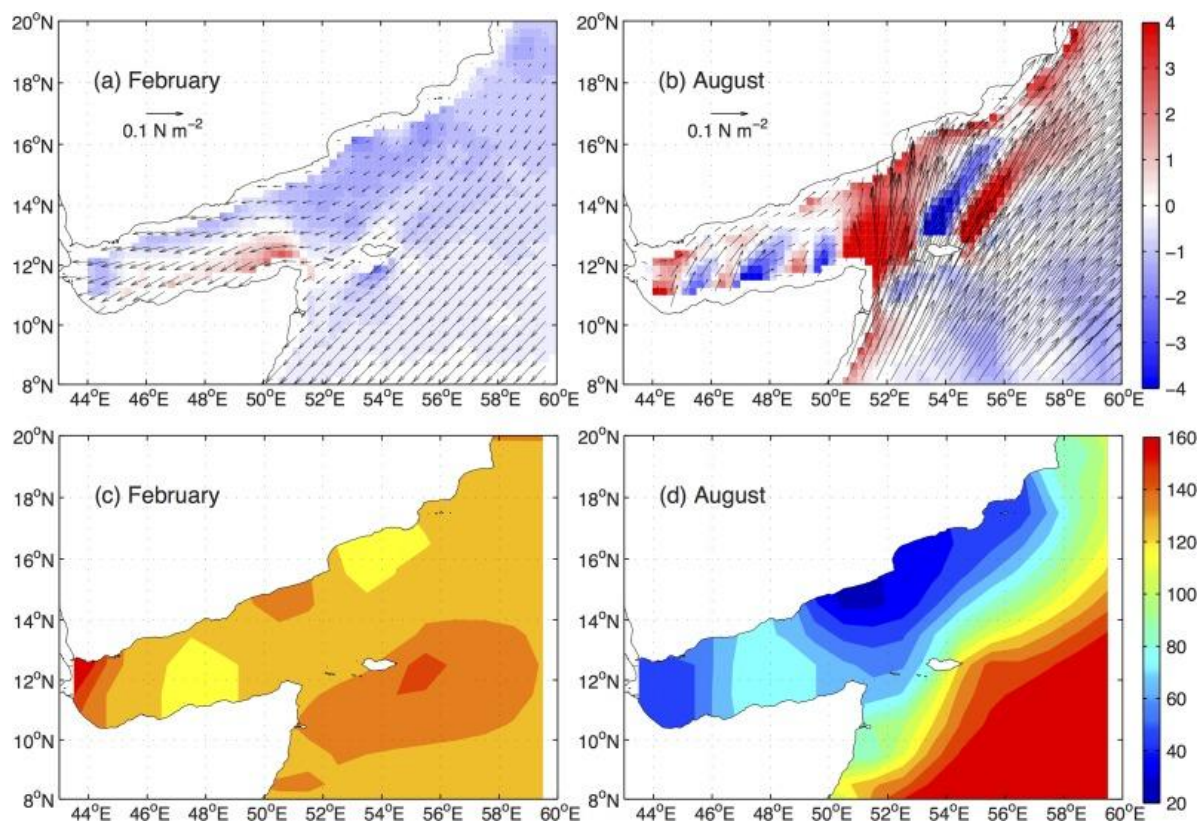


Fig 12. Représentation saisonnière de (i) la circulation des vents ($\times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$) selon le modèle climatique SCOW (Risien et al., 2008) et (ii) la profondeur de la thermocline (m), représentée par l'isotherme 20 °C s, pour les mois de Fevrier et Aout dans le Golfe d'Aden et la partie ouest de la Mer d'Arabie (Yao et Hoteit, 2015).

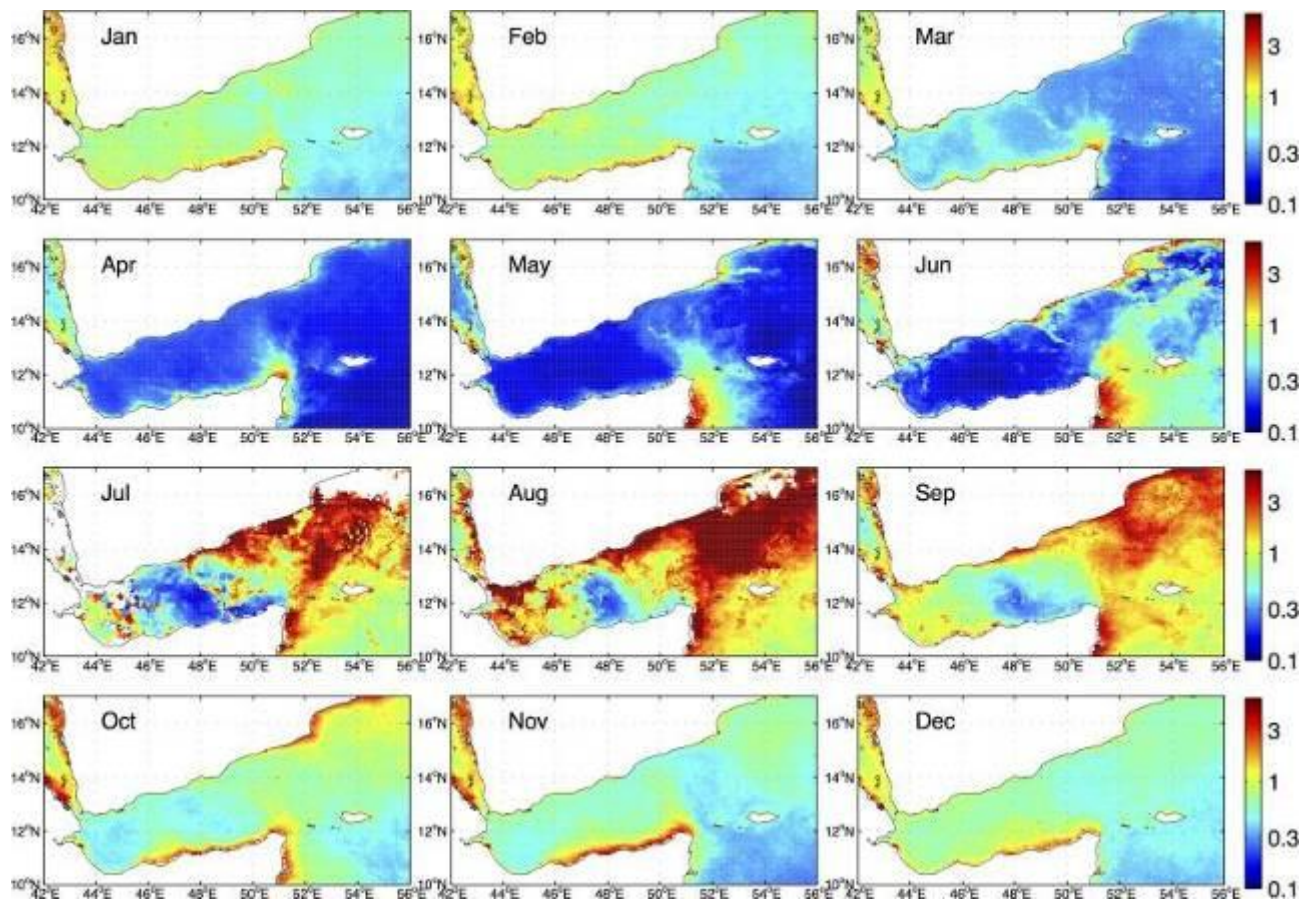


Fig 13. La Distribution saisonnière de la concentration en chlorophylle-a (mg/m^3) des eaux de surface du Golfe d'Aden et de l'Ouest de la Mer d'Arabie selon les données de SeaWifs entre 1998 et 2010 (Yao et Hoteit, 2015).

III. Conclusions

Le climat qui caractérise l'Ouest de la Mer d'Arabie et notamment le Golfe d'Aden et ses bordures continentales est dominé par la mousson indienne et le déplacement saisonnier de l'ITCZ.

Nous avons montré dans ce chapitre que la mousson indienne module:

1- la répartition des précipitations sur le continent en lien avec la migration de l'ITCZ et la zone de pluies associée vers le Nord en été. Cette distribution influence la répartition de la végétation dominée par (i) les taxons halophiles et xérophiles typiques de la zone

désertique saharo-sindienne au centre de l'Arabie; (ii) un couvert végétal plus fourni de steppes en plaines dans la zone somalie-masai qui domine la Corne de l'Afrique, les zones de basse altitude en Ethiopie et le Sud de l'Arabie; et (iii) une forêt plus ou moins diversifiée en altitude au Sud de l'Arabie et le Rift-Est Africain.

2- la direction et l'intensité des vents principaux qui impacte directement (i) la productivité marine puisque les eaux de surface sont enrichies en éléments nutritifs pendant la mousson du S-O en raison de la mise en place d'énormes cellules d'upwelling et (ii) les échanges des masses d'eau entre la Mer Rouge et le Golfe d'Aden.

Dans le chapitre suivant, nous ferons le point sur les connaissances actuelles concernant les changements paléoclimatiques et paléocéanographiques à l'Ouest de la Mer d'Arabie et les masses continentales adjacentes depuis le Dernier Maximum Glaciaire (période de temps couverte par notre étude).

Chapitre 2.

**Synthèse de la variabilité environnementale de la
mousson indienne au Nord-Ouest de la Mer
d'Arabie depuis le Dernier Maximum Glaciaire**

**Chapitre 2. Synthèse de la variabilité environnementale de la mousson
indienne au Nord-Ouest de la Mer d'Arabie depuis le Dernier Maximum
Glaciaire**

I. Rappels sur les changements climatiques pendant les derniers 20 000 ans: la théorie astronomique des climats et les caractéristiques de la dernière déglaciation

Le climat terrestre a oscillé périodiquement au cours du Pleistocène entre des périodes froides glaciaires et des périodes chaudes interglaciaires (Shackleton, 1969; Shackleton et Opdyke, 1973,1976). Ces oscillations s'inscrivent dans le cadre de la théorie astronomique des paléoclimats établie par Milankovitch (1941) et validée par la suite par Berger (1978). Cette théorie associe les changements climatiques aux changements de répartition saisonnière et latitudinale de l'insolation en réponse aux variations cycliques de trois paramètres orbitaux de la terre: l'excentricité de l'orbite terrestre (période de 100 000 ans et 413 000 ans), l'obliquité de son axe de rotation (période principale de 41 000 ans) et la précession des équinoxes (période de 19 000 ans et 23 000 ans). Mais l'évolution du climat est plus complexe qu'une seule réponse linéaire aux variations orbitales de l'insolation. En plus du forçage orbital, il faut prendre en compte des mécanismes de « feedback » internes, plus ou moins bien compris à l'heure actuelle, au premier rang desquelles figurent les changements de la teneur atmosphérique en gaz à effets de serre.

Les derniers vingt millénaires sont caractérisés par (i) une période glaciaire associée à un maximum d'extension du volume des calottes glaciaires vers 21 000 ans BP (Dernier Maximum Glaciaire ou DMG) engendrant une baisse du niveau marin moyen d'environ 120 m par rapport au niveau actuel (Fleming et Lambeck, 1998; Siddall et al., 2003) et (ii) une période interglaciaire chaude appelée Holocène (qui débute vers 10 000 ans BP), marquée par des teneurs plus élevées en CO₂ atmosphérique (280 ppmv) que pendant la période glaciaire (190 ppmv) (Jouzel et al., 1993). Pendant la déglaciation, l'augmentation de l'insolation estivale aux hautes latitudes de l'hémisphère nord (avec un maximum vers 11 000 ans BP) a déclenché la fonte des calottes glaciaires boréales plus particulièrement la calotte laurentidienne. La déglaciation n'est pas régulière. Elle est marquée en particulier par deux événements rapides d'élévation du niveau marin: "meltwater pulse 1A" ou "MWP-1A" vers

~ 14 600 ans BP et "meltwater pulse 1B" ou "MWP-1B" vers ~ 10 500 ans BP (Fairbanks, 1989; Bard et al., 1996). En Atlantique Nord, la déglaciation est entrecoupée par de courtes périodes de retour à des conditions glaciaires. Il s'agit du Heinrich 1 (H1) (vers 16 800 ans BP) (Bond et al., 1993) et du Dryas récent (YD) détecté au cours de la dernière transition glaciaire/interglaciaire entre 12 800 et 11 700 ans BP (Alley et al., 2000) (figure 1).

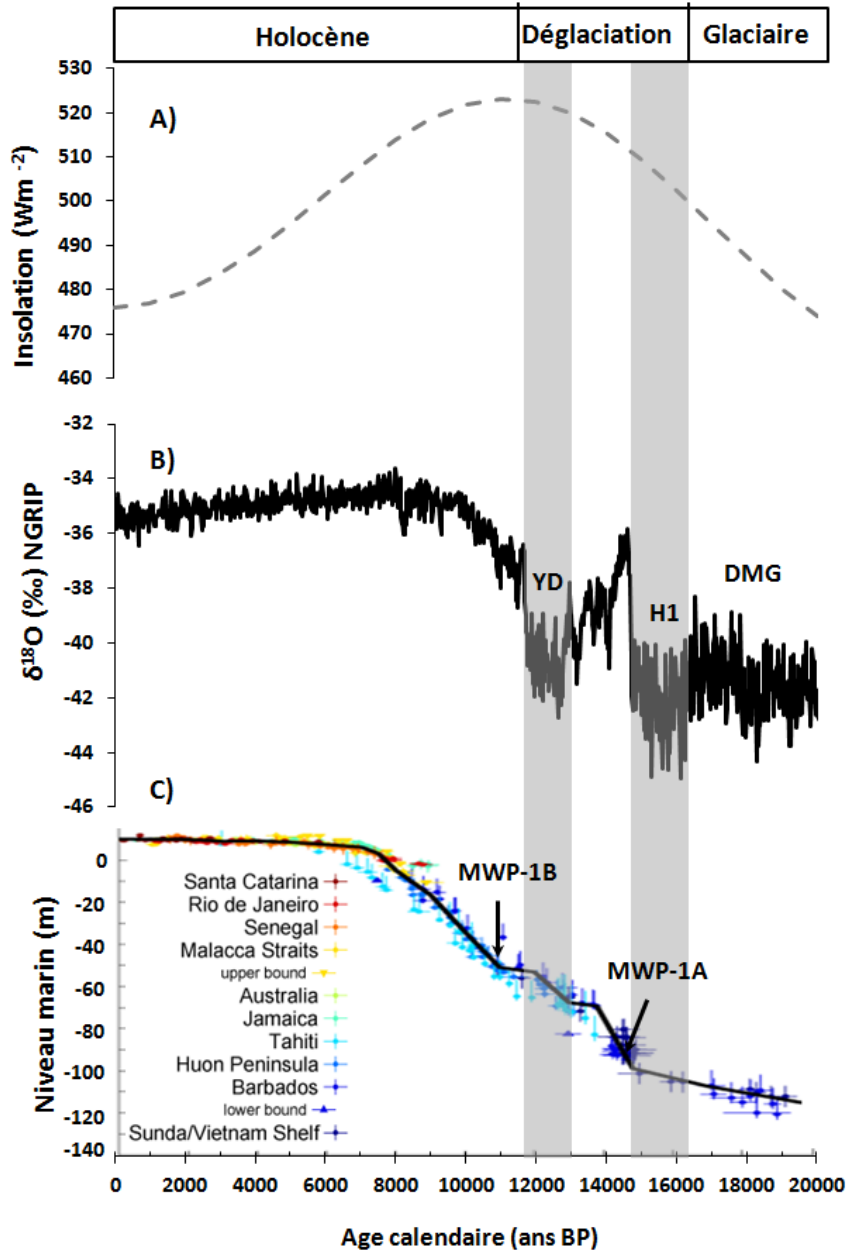


Fig 1. A) La courbe d'insolation de l'été boréal à 60°N du mois de Juin pendant les dernier 20 000 ans (Berger et Loutre, 1991). B) La variation de l'enregistrement des isotopes d'oxygènes de la carotte de glace NGRIP (Dansgaard et al., 1993; Johnsen et al., 2001). C) Les changements du niveau marin depuis la dernière période glaciaire (Fleming et al., 1998; Milne et al., 2005).

L'évènement H1 est causé par la grande débâcle glaciaire de la Laurentide (Bond et al., 1993) qui a entraîné un excès d'eau douce dans l'Atlantique nord au moment de la déglaciation, provoquant ainsi une chute de la salinité et une baisse brutale de la densité de l'eau de mer, désamorçant, par conséquent la circulation thermohaline (Broecker et al., 1989).

L'évènement du YD est marqué par (i) une avancée de certains glaciers ; (ii) une importante chute de température dans l'hémisphère Nord avec un maximum de 10 °C au Groenland (Alley et al., 2000); (iii) un refroidissement de la température de surface océanique (SST) (Bard et al., 2000; Cacho et al., 2001; Dolven et al., 2002) et (iiii) une réduction de la circulation profonde Atlantique (McManus et al., 2004). Il a été démontré que les évènements froids de H1 et YD ont été documentés dans les enregistrements isotopiques des spéléothèmes de Chine (Wang et al., 2001, 2005; Zhang et al., 2008) et dans les sédiments marins de la Mer d'Arabie (Gupta et al., 2011; Schulz et al., 1998; Ivanochko et al., 2005; Dykoski et al., 2005; Sirocko et al., 1996) ce qui met en évidence le lien qui existe entre le système climatique des hautes latitudes et des régions tropicales.

Les variations de la mousson indienne en Mer d'Arabie ont fait l'objet de nombreuses études paléoclimatiques basées sur l'exploitation des archives géologiques continentales et marines telles que les carottes sédimentaires marines et lacustres et les spéléothèmes (Sirocko et al., 1991, 1993; Clemens et Prell, 2003; Fleitmann et al., 2003; Lézine et al., 1998, 2007, 2010; Neff et al., 2001; Gupta et al., 2003; McClure, 1976; Schultz et Whitney, 1986; Umer et al., 2007; Gasse et Fontes, 1989). En outre, il a été démontré que la variation glaciaire/interglaciaire du niveau marin a beaucoup influencé les échanges des masses d'eaux entre la Mer Rouge et le Golfe d'Aden (Siddall et al., 2002 ; Sirocko, 2003).

Dans le chapitre suivant, nous ferons le point sur les changements climatiques dans l'Ouest de la Mer d'Arabie et les continents adjacents depuis le DMG, en nous attachant tout particulièrement aux changements de précipitation (humidité) et aux modifications des conditions de circulation et leur impact sur l'hydrographie et la productivité marine. La dernière partie de ce chapitre est consacrée à l'étude de l'impact de la variation du niveau marin sur la teleconnection entre la Mer Rouge et le Golfe d'Aden.

II. La reconstitution des changements paléohydrologiques en Arabie et sur la Corne de l'Afrique

II.1. Les changements hydrologiques en Arabie

Plusieurs travaux ont montré que la péninsule arabique a connu une période humide caractérisée par le développement de lacs dans l'actuel désert de Rub'al-Khâli (McClure, 1976; Gebel et al., 1989), Ramlat as-Sabatayn (Lézine et al., 1998; 2007) et le Grand Nafud (Schultz et Whitney, 1986) au cours de l'Holocène (Figure 2). Les analyses des enregistrements sédimentaires provenant des déserts du Yémen, d'Oman et d'Arabie Saoudite montrent que le maximum d'extension lacustre est enregistré entre 10 000 et 8 000 ans BP (McClure, 1976; Lézine et al., 1998). Cette période correspond au maximum de développement des stalagmites d'Oman (Fleitmann et al., 2003; Neff et al., 2001). Cette humidité optimale coïncide avec une diminution significative de la quantité de poussière transportée de l'Arabie vers la Mer d'Arabie comme cela a été enregistré dans la carotte KL74 (Sirocko et al., 1993; Figure 3, en bas). Elle est liée à l'intensification des flux de la mousson indienne (figure 3).

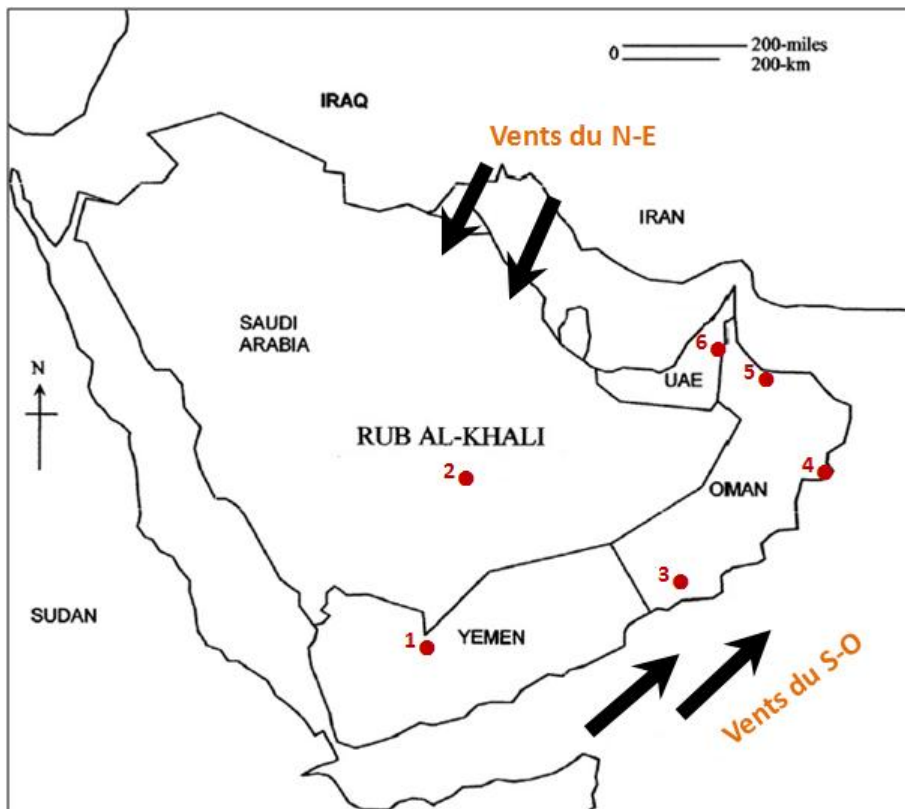


Fig 2. Carte de répartition des enregistrements continentaux dans la péninsule arabique utilisés pour l'étude de la paléo-hydrologie de l'Arabie. 1- Ramlat as Sabatayn : Lézine et al., 1998, 2007; 2- Rub al-Khali: McClure, 1976; 3- Cave de Qunf et Defore : Fleitmann et al., 2003; 4- Wahiba Sands : Radies et al., 2004, 2005; 5- Cave d'Hoti : Neff et al., 2001 ; Fleitmann et al., 2007; 6- Awafi : Parker et al., 2004.

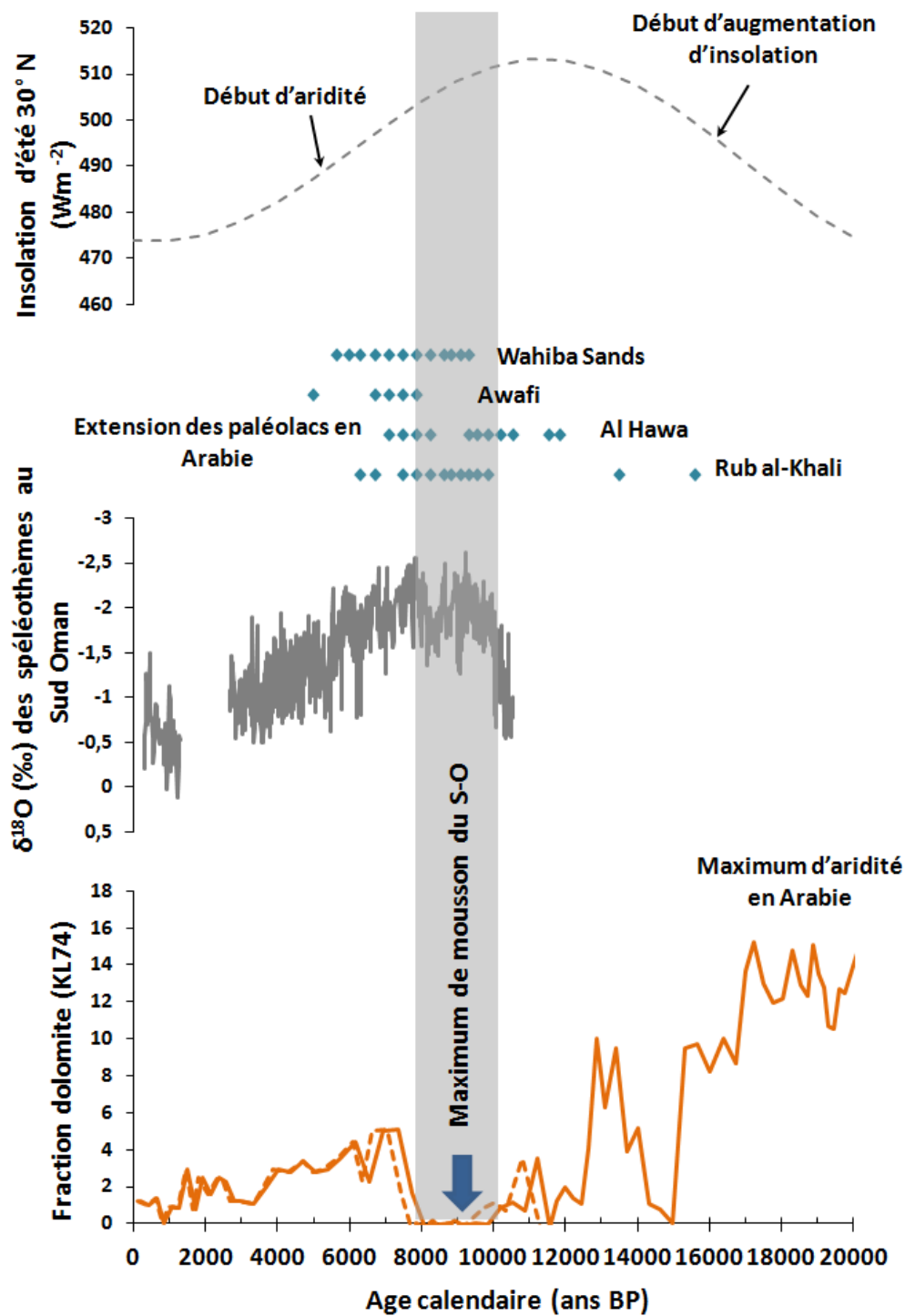


Fig 3. Schéma synthétique des changements environnementaux et climatiques de l'Arabie comparés avec les variations d'abondance relative de la dolomite (transport éolien) dans la carotte marine 74 KL (Sirocko et al ; 1998) et les isotopes d'oxygène des spéléothèmes d'Oman (Fleitmann et al., 2003). La courbe d'insolation d'été est celle de Berger et Loutre (1991). Les enregistrements d'extension des paléo-lacs en Arabie sont déduites à partir des études faites sur le désert du Rub al Khali, (McClure, 1976), Al Hawa (Lézine et al., 2007) dans le désert du Yémen, Awafi (Parker et al.,2004) et Wahiba (Radies et al., 2005) à Oman. La bande grise représente la période humide en Arabie.

Au Sud de l'Arabie, les extensions lacustres les plus récentes sont datées de 5 300 ans BP (Radies et al, 2005; Parker et al, 2004). Parker et al (2006), suggèrent toutefois que la persistance occasionnelle de certains enregistrements lacustres à l'Holocène moyen serait due à des précipitations hivernales notamment dans les régions situées au Nord de la Mer Rouge (Arz et al., 2003) et au N-O de l'Arabie (Schultz et Whitney, 1986). Les pluies de mousson n'étaient pas assez fortes pour franchir les hauts plateaux du Sud de l'Arabie et atteindre les déserts de Ramlat Al- Sab Atayn et du Rub 'al-Khali (Lézine et al., 2010).

II.2. Les changements hydrologiques dans la Corne de l'Afrique

La variation de l'hydrologie en Afrique orientale a fait le sujet de nombreux travaux (figure 4). Les études basées sur les enregistrements sédimentologiques et biologiques du lac Abbé (Gasse et Street, 1978 ; Gasse et al., 1977 ; Gasse et al., 1986) suggèrent des conditions arides et une chute remarquable de son niveau pendant le DMG. Ces résultats sont confirmés par les travaux réalisés dans le lac Tana (Lamb et al., 2001), Garba Guracha (Umer et al., 2007) et mont Badda (Hamilton, 1982) qui montrent la dominance d'un environnement hyper-aride pendant cette période.

La date de la mise en place de la PHH varie d'un site à l'autre: Elle se situe à 19 000 ans BP au Sud de l'Ethiopie (Foerster et al., 2012). Plus au Nord, la PHH est documentée à partir de 13 000 ans BP dans les lacs au Sud de l'Afar (Williams et al., 1977) et vers 10 000 ans BP au lac Abbé (Gasse et al., 1977) et au lac Asal (Gasse et Fontes, 1989). La période humide s'étend jusqu'à 5 000 ou 4 000 ans BP. Des études sédimentologiques et paléobiologiques portant sur les lacs du rift éthiopien (Gasse et Street, 1978; Gasse, 1977) montrent que cette grande période humide a été interrompue à plusieurs reprises par les phases de grande sécheresse qui ont entraîné l'assèchement complet des lacs. La période de régression la plus spectaculaire est enregistrée entre 8 000 et 7 500 ans BP.

Récemment, Tierney et deMenocal (2013), ont utilisé la composition isotopique de l'hydrogène (δD_{wax}) provenant de la fraction lipidique des sédiments (résultant de la dégradation des feuilles des végétaux) de la carotte marine P178-15P située dans le Golfe d'Aden pour déterminer l'évolution de l'humidité dans la Corne de l'Afrique. Les résultats révèlent des transitions abruptes au niveau des événements de H1, YD et la PHH. Ils

concluent ensuite que l'évolution des précipitations en Afrique de l'Est reflète largement la convection associée à la température de surface de l'Océan Indien. Les changements de la température de l'eau de surface peuvent également affecter la circulation de Walker et se traduire par des précipitations importantes dans l'Est de l'Afrique (Black et al., 2003 ; Tierney et deMenocal, 2013).

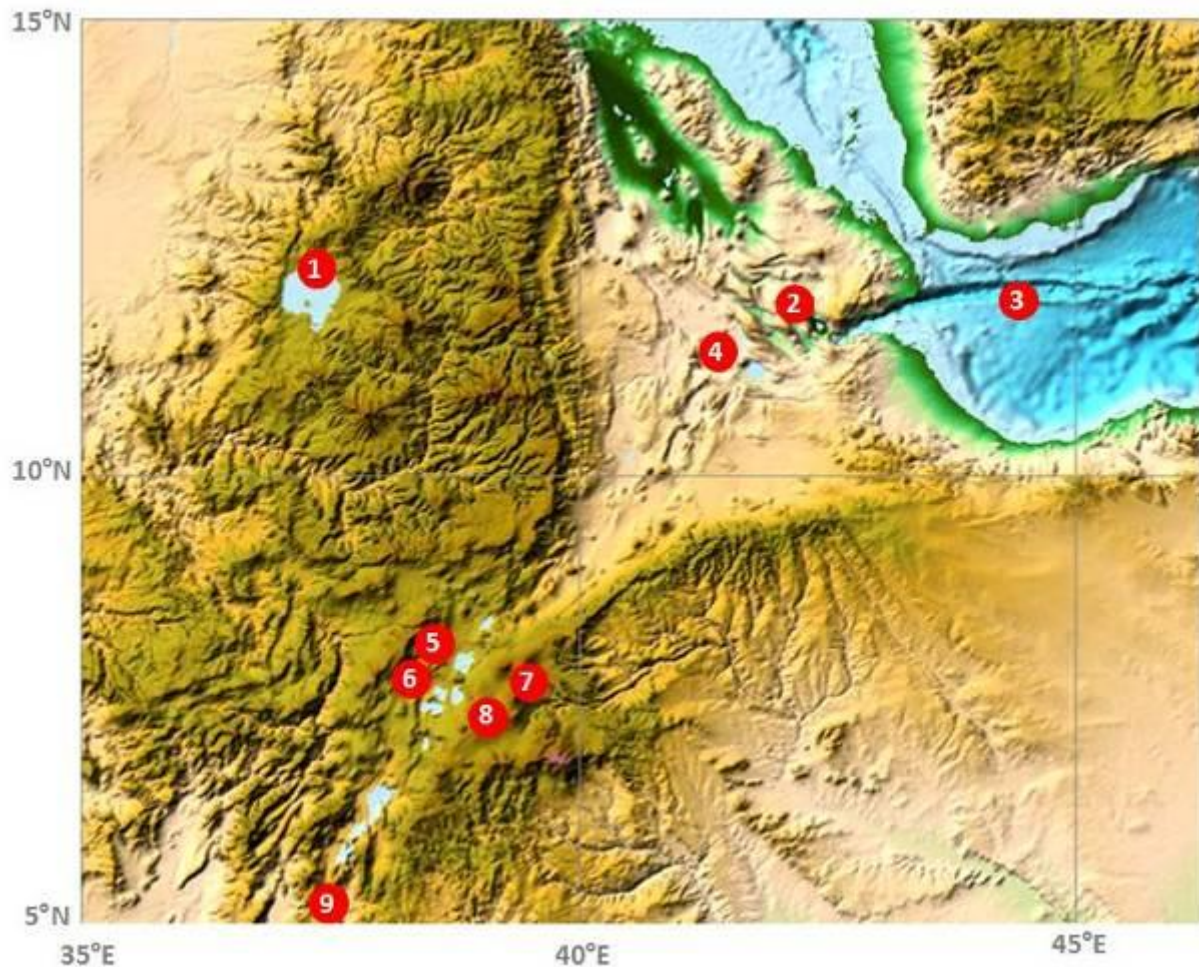


Fig 4. Carte de localisation de quelques enregistrements utilisés pour l'étude de la variation hydrologique dans la Corne de l'Afrique. (1) Lac Tana (Lamb et al., 2001); (2) Lac Asal (Gasse et Fontes, 1989); (3) Carotte P178-15P (Tierney et deMenocal, 2013); (4) Lac Abbé (Gasse et al., 1977); (5) Bassin Ziway-Shala (Gasse et Street, 1978) (6) Lac Abiyata (Lézine et Bonnefille, 1982); (7) Mont Badda (Hamilton, 1982); (8) Garba Guracha (Umer et al., 2007); (9) Bassin de Chew Bahir (Foerster et al., 2012).

II.3. La réponse du couvert végétal aux changements climatiques

Les études palynologiques des enregistrements marins provenant de la Mer d'Arabie (Van Campo et al., 1982; Prell et Van Campo, 1986) fournissent des informations sur les modifications de la végétation en Arabie et en Afrique orientale dans les derniers 150 000 ans. Elles suggèrent la dominance des taxons steppiques et herbacés halophiles (Chenopodiaceae) pendant le DMG. Ces mêmes études ont montré que l'augmentation de l'humidité est produite à partir de 12 500 ans BP avec le développement de la savane somalienne et l'augmentation du transport à longue distance des taxons tropicaux humides en réponse à l'intensification de la mousson du S-O.

En Ethiopie, l'analyse des phytolithes qui sont les particules minérales incluses dans les cellules végétales, montrent le développement des formations herbacées avec des taxons ligneux dispersés pendant le Pleistocène (Barboni et al., 1999). Dans la même région, les assemblages polliniques du lac Abiyata (Lézine et Bonnefille, 1982) indiquent le développement d'un environnement semi-aride. En montagne, l'enregistrement pollinique du bassin de Garba Guracha, indique une végétation clairesemée avec la dominance des herbacées telles que les Amaranthaceae/Chenopodiaceae et *Artemisia* jusqu'à 13 400 ans BP (Umer et al., 2007). Ce n'est qu'après cette date que s'observe l'augmentation généralisée des formations forestières, notamment dans les zones d'altitude.

Dans le désert d'Arabie, notamment au Nafud, un environnement semi-désertique se développe entre 34 000 et 24 000 ans BP puis, les lacs s'assèchent complètement pendant le DMG (Schulz et Whitney, 1986). Pendant le début de l'Holocène, la végétation dans les basses terres d'Arabie reste de type désertique/semi-désertique dominé par les taxons herbacés, Amaranthaceae/Chenopodiaceae, *Dipterygium*, *Tribulus*, *Cyperaceae*, *Gramineae* et de rares arbres (*Acacia*, *Commiphora*) comme l'ont montré les travaux menés dans la région lacustre d'Al-Hawa, dans le désert de Ramlat as Sabatayn (Inizan et al., 1998 ; Lézine et al., 1998 ; 2007) et à Ras El Khaïma (Parker et al., 2004). Il a été démontré dans l'étude de Lézine et al (2010) que les montagnes du Yémen et le plateau de Hadramawt qui bordent le Sud de la péninsule forment une barrière topographique et écologique qui empêche les précipitations de mousson d'atteindre l'intérieur des terres de la péninsule et la migration des espèces tropicales vers le Nord. En revanche, durant la même période du temps, la PHH en Afrique désertique était beaucoup plus humide et la réponse du couvert végétal était beaucoup

plus prononcée (Lézine et al., 1993; Lézine et Casanova, 1989; Ritchie et al., 1985; Lézine, 1987; Petite-Maire, 1986).

III. La variation de l'intensité des vents de la mousson indienne

III.1. Les changements de la circulation atmosphérique et leurs effets sur le transport détritique

L'analyse des particules de poussière dans les sédiments marins permet de reconstruire l'intensité et la direction des vents qui les transportent (Pye, 1987; Leinen et Sarnthein, 1989). Au Nord de la Mer d'Arabie, les images satellites (Ackerman et Cox, 1988) montrent que les sédiments détritiques transportés à l'océan proviennent des panaches de poussière formés en Arabie et en Mésopotamie pendant le printemps et l'été (Sirocko et al 1989 ; Sirocko et al 1991) (figure 5).

L'interprétation des traceurs éoliens enregistrés dans les sédiments marins prélevés au Nord de la Mer d'Arabie est complexe. Par exemple, le signal de dolomite de la carotte KL74 prélevée au Sud de la marge continentale de l'Arabie (Sirocko et al.,1993) (figure 3, en bas) peut être associé aux changements d'aridité/humidité dans la péninsule arabique, à l'émersion du golfe arabo-persique liée à la baisse du niveau marin pendant la période glaciaire ou encore aux changements d'intensité et/ou de direction des vents (Sirocko et al.,1993; Lézine et al., 2014). La dolomite est préférentiellement transportée par les vents du N-O car ce minéral est dérivé des affleurements mésozoïques situés au Nord de l'Arabie ou près des sebkhas qui entourent le Golfe Persique. Les valeurs élevées du pourcentage de dolomite peuvent être interprétées comme le reflet de l'intensification des vents du N-O lors de l'affaiblissement de la mousson du S-O. Le maximum d'influx de poussière (environ 15 %) est enregistré pendant la période glaciaire. Cette valeur peut être augmentée du fait de l'exondation du Golfe Persique au cours de cette période, qui laisse place à des terrains nus, sources de poussière.

La première chute de % dolomite (datée vers environ 16 700 ans BP) est interprétée comme étant due à un changement de la circulation atmosphérique puisque le niveau marin était encore bas à -110 m au dessous du niveau marin actuel. Par contre, la deuxième chute spectaculaire (datée vers environ 15 100 ans BP) serait le reflet de l'augmentation de l'humidité continentale particulièrement entre 11 000 et 7 000 ans BP ce qui correspond au

maximum d'extension des lacs en Arabie (Lézine et al., 2014). La diminution du % dolomite est accompagnée d'une chute simultanée du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques ce qui met en évidence la transgression marine du Golfe Persique pendant l'évènement MWP-1A (Lézine et al., 2014).



Fig 5. La Mer d'Arabie pendant la mousson d'été. L'emplacement de la carotte KL74 (Sirocko et al., 1993). Les zones bleues claires pointillées représentent les terrains secs pendant la période glaciaire lors du bas niveau marin. Les flèches indiquent la direction des vents prédominants pendant la mousson d'été. Les terrains tachetés sont potentiellement sources de poussières.

III.2. Les variations de la productivité primaire dans la Mer d'Arabie

Pendant l'été boréal, les vents de la mousson du S-O produisent un intense upwelling en Mer d'Arabie dont les eaux sont caractérisées par des températures de surface faibles ($T < 18^\circ\text{C}$ dans l'upwelling de Socotra et de la Somalie) et des quantités élevées en éléments nutritifs (teneur en Nitrate dans les eaux de surface = $19 \mu\text{M}$ (Van Hinte et al., 1995; Van Cowelaar, 1997)). La productivité marine est beaucoup plus faible pendant l'hiver lorsque les vents soufflent du N-E, limitant le pompage d'Eckman et la remontée des eaux de subsurface

chargées en éléments nutritifs (Wyrski, 1973; Pickard et Emery, 1982; Jean-Batiste et al., 1990; Van Couwelaar, 1997).

De nombreuses recherches ont été focalisées sur les études micropaléontologiques, sédimentologiques et géochimiques des enregistrements sédimentaires marins afin de reconstruire les fluctuations de l'intensité des upwellings et de la productivité marine en Mer d'Arabie et l'évolution de l'intensité des vents de la mousson indienne (Anderson et Prell, 1993; Gupta et al., 2003; Overpeck et al., 1996; Ivanochko et al., 2005; Jung et al., 2002, 2004.; Kroon et al., 1991a, 1991b. Naidu et Malmgren, 1996; Reichert et al., 1997; Schulz et al., 1998; Sirocko et al., 1993; Gupta et al., 2011). Elles ont montré que les changements de l'insolation d'été contrôlent les variations à long-terme de l'intensité des vents de mousson (Anderson et Prell, 1993; Prell, 1984; Clemens et al., 1998). De plus, elles ont suggéré que les vents de la mousson du S-O répondent à la fois aux variations de l'obliquité et la précession de l'orbite terrestre, ce qui confirme les résultats antérieurs de la modélisation climatique réalisée par Kutzbach et Street-Perrot. (1985).

Au large de la Somalie, les quelques travaux basés sur l'analyse des marqueurs biologiques tels que les assemblages des kystes de dinoflagellés (Zonneveld et al 1997), les radiolaires et les foraminifères (Caulet et al., 1992) ont permis d'établir l'histoire de l'upwelling au cours du Quaternaire récent. Plus au Nord, au large de l'Oman, Gupta et al (2011) ont utilisé l'abondance relative de l'espèce de foraminifère planctonique *Globigerina bulloides* comme traceur de l'upwelling et ont étudié ses variations en comparaison d'autres indicateurs tels que la teneur en Carbone Organique Totale, le carbone inorganique, la distribution des ptéropodes, ou l'abondance des foraminifères benthiques. Les résultats de ces études montrent que la productivité de surface est maximale pendant le début de l'Holocène (entre 10 000 et 8 000 ans BP) en réponse à l'intensification des vents de la mousson du S-O et minimale pendant le DMG, le H1 et le YD. L'intensité de l'upwelling d'Oman s'affaiblit graduellement pendant l'Holocène Moyen (Gupta et al., 2003, 2011).

Le Golfe d'Aden est une zone plus complexe que la marge de l'Oman car il est influencé à la fois par les vents de mousson et les échanges de masses d'eau avec la Mer Rouge à travers le détroit de Bab-el-Mandeb. L'étude des assemblages de foraminifères benthiques et planctoniques d'une carotte marine prise au centre du Golfe d'Aden (Almogi-Labin et al., 2000) a conclu au rôle majeur de la mousson du N-E dans l'augmentation de la

productivité marine surtout entre 60 000 et 13 000 ans BP. Pendant cette période, les auteurs concluent que les vents de la mousson d'hiver ont atteint un maximum d'activité en corrélation avec l'affaiblissement de l'insolation hivernale. Ils font l'hypothèse que l'augmentation de la productivité marine est alors induite par l'augmentation de la vitesse des vents venant d'Asie qui entraîne un mélange vertical plus actif de la couche de surface. Ces résultats, qui associent la productivité primaire avec l'intensification de la mousson d'hiver, sont apparemment contradictoires avec le résultat des études sur la productivité de surface actuelle qui atteint son maximum pendant l'été (Morocos et Abdallah, 2013; Yao et Hoteit, 2015).

IV. L'effet du changement du niveau marin sur la téléconnection entre la Mer Rouge et le Golfe d'Aden

De nombreux travaux basés sur les analyses minéralogiques et l'étude des assemblages de microfaunes planctoniques et benthiques révèlent des modifications majeures des conditions hydrologiques de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden en relation avec la variation du niveau marin (Siddall et al., 2002 ; Deuser et Degens, 1969; Locke et Thunell, 1988, Ivanova, 1985; Hemleben et al., 1996; Almogi-Labin et al., 1996).

Pendant le DMG, lorsque le niveau marin était à 120 m au dessous du niveau actuel, la communication entre la Mer Rouge et le Golfe d'Aden était très restreinte (Rohling et al., 1996). Les travaux de Deuser et Degens (1969) suggèrent que la Mer Rouge était complètement fermée et la connection avec le Golfe d'Aden était quasiment nulle alors que des études plus récentes montrent que la profondeur du détroit n'était que de 15 m pendant le DMG (Sirocko, 2003) (figure 6) ce qui va à l'encontre de la fermeture complète de la Mer rouge. Les analyses isotopiques de l'oxygène des coquilles de foraminifères planctoniques montrent que pendant la période glaciaire, la Mer Rouge était soumise à une évaporation très importante (Deuser et al., 1976) ce qui a engendré une augmentation de la salinité des eaux de surface avec des valeurs supérieures à 50 ‰ (Sirocko, 2003; Hemleben et al., 1996). Dans le Golfe d'Aden, les enregistrements isotopiques et micropaléontologiques de la carotte marine RC9-166 (Locke et Thunell, 1988) suggèrent que les conditions hydrologiques des eaux de surface n'ont pas significativement changé au cours du dernier cycle glaciaire/interglaciaire. A

l'exception de *G. ruber* et *G. menardii*, l'assemblage des foraminifères planctoniques montre que la salinité des eaux de surface pendant la période glaciaire était similaire à celle de l'actuel (36.5 ‰) et que la température était légèrement plus élevée. Cette étude confirme ce qui a été dévoilé par Duplessy (1982) et Prell et al (1980). A des profondeurs intermédiaires, les eaux expulsées de la Mer Rouge pendant la période glaciaire étaient plus salées et le volume du flux était significativement plus réduit par rapport à l'actuel.

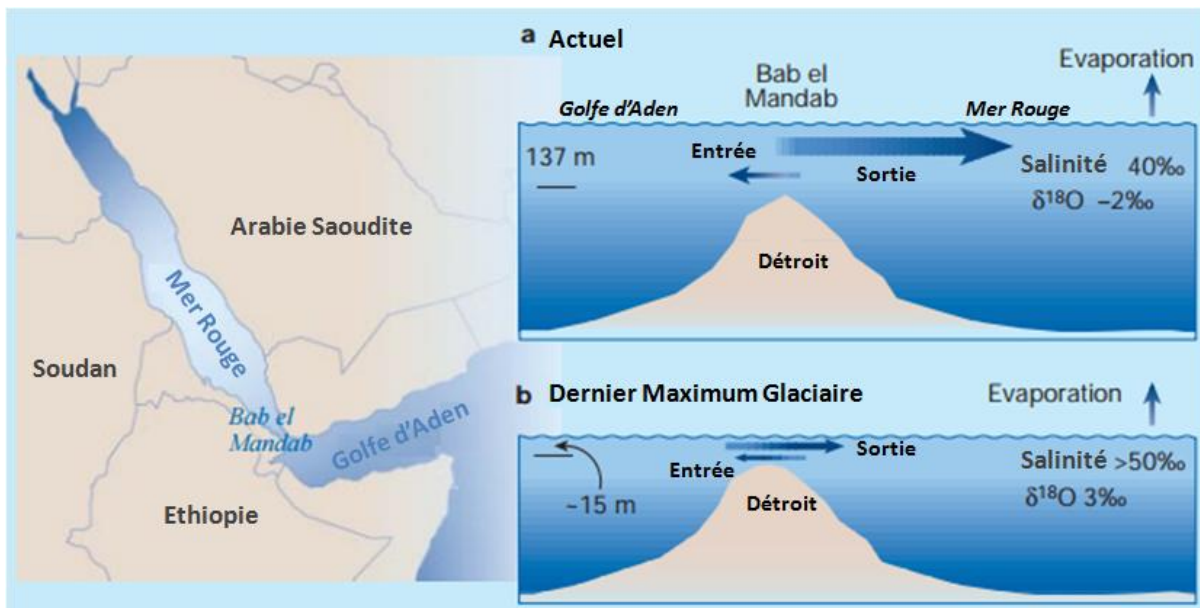


Fig 6. La variation de l'hydrologie de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden entre l'actuel et le DMG. **a)** le schéma actuel est caractéristique d'une période interglaciaire avec une profondeur d'eau d'environ 137 m au niveau du détroit de Bab-el-Mandeb. Les caractéristiques de l'eau sont : une salinité de 40 (‰) et une valeur de $\delta^{18}\text{O}$ de -2 ‰; **b)** Il y a environ 21 000 ans cal BP (DMG), la baisse du niveau marin se traduit par une profondeur d'eau d'environ 15 m au niveau du détroit. La circulation de l'eau est modifiée et l'effet d'évaporation relativement plus forte a produit une salinité de plus de 50 ‰, et une valeur de $\delta^{18}\text{O}$ de 3 ‰. La taille des flèches est proportionnelle à l'importance des flux d'eau (Sirocko, 2003).

Pendant la déglaciation, l'élévation du niveau marin intensifie les échanges d'eau entre la Mer Rouge et le Golfe d'Aden. L'augmentation de l'abondance des foraminifères planctoniques *G. sacculifer* et *G. aequilateralis* suggèrent la diminution de la salinité des eaux de surface de la Mer Rouge. Les analyses minéralogiques des carbonates ainsi que les assemblages des foraminifères benthiques indiquent que la salinité des eaux profondes de la Mer Rouge est élevée jusqu'à 11 000 ans BP (Locke et Thunell, 1988) induisant une augmentation de la stratification des eaux.

Pendant l'Holocène, l'augmentation du ruissellement et de l'humidité sur les continents adjacents diminuent la salinité des eaux de surface de la Mer Rouge, améliorant ainsi la stratification de la colonne d'eau et provoquant une baisse de la ventilation des eaux profondes (Locke et Thunell, 1988; Thunell et al., 1988; Almogi-Labin et al., 1996) et une meilleure préservation de la matière organique sur le fond marin. Deux carottes marines situées au Nord et au centre de la Mer Rouge (Ivanova, 1985) ont documenté la présence d'un niveau sapropélique formé au début de l'Holocène en relation avec la stagnation des eaux profondes.

Les échanges modernes entre la Mer Rouge et le Golfe d'Aden ne sont établies qu'à partir de 7 500 - 6 000 ans BP (Locke et Thunell, 1988). Cela implique, selon Jung et al (2001), que les valeurs de salinité au début de l'Holocène dans la Mer Rouge étaient beaucoup plus élevées que celles d'aujourd'hui. Cette même étude a montré que le flux d'eaux intermédiaires expulsées de la Mer Rouge qui étaient 800 m plus profondes qu'à l'Actuel dans la colonne d'eau au large de la Somalie.

V. Conclusion

L'hydrologie continentale en Arabie et sur la Corne de l'Afrique a connu des variations importantes entre des conditions extrêmement sèches pendant le DMG et humides au début de l'Holocène. Dans ce travail, on va effectuer une analyse palynologique d'un enregistrement marin prélevé dans le Golfe d'Aden (la carotte MD92-1002) qui a l'avantage de fournir une séquence sédimentaire continue et de documenter les changements hydrologiques avec une très grande précision. L'analyse du contenu pollinique a fait l'objet d'un premier article sous presse dans la revue " Review of Palaeobotany and palynology". Il a pour but de répondre aux questions suivantes:

1/ Quel a été le timing exact de la mise en place et la terminaison de la PHH enregistrée dans le Golfe d'Aden à l'aide des apports palynologiques provenant des continent adjacents ?

2/ Le début et la fin de la PHH, ont-ils été abrupts ou progressifs ?

3/ Quels ont été les impacts des changements hydrologiques sur les paléoenvironnements continentaux qui bordent le Golfe d'Aden ?

4/ Comment l'ITCZ a-t-elle évolué pendant les derniers 20 000 ans ?

La variation de la productivité marine en lien avec le changement climatique fait l'objet d'un second article sous presse dans la revue "Quaternaire". Il permet de décrire les variations de la productivité marine dans le Golfe d'Aden depuis le DMG à partir de l'étude du contenu palynologique marin (kystes de dinoflagellés) et de mettre celui-ci en relation avec les résultats de l'analyse du Carbone Organique Totale et du Brome effectuée sur la carotte MD92-1002. Nous nous sommes posé les questions suivantes:

1/ Quels sont les changements paléoenvironnementaux majeurs enregistrés dans le Golfe d'Aden pendant les derniers 20 000 ans ?

2/ Comment la paléoprodutivité marine a-t-elle évolué et est ce qu'elle est en corrélation avec celle dans le N-O de la Mer d'Arabie ?

3/ Est-ce que ces résultats nous permettent de tirer des informations sur la variabilité du forçage par les vents dans le Golfe d'Aden depuis le DMG ?

4/ Quels sont les facteurs qui contrôlent la teneur en matière organique dans la carotte MD92-1002 ?

Partie II

Matériel et méthodes

Chapitre 1. Présentation de la carotte MD92-1002

Chapitre 2. Méthodes analytiques

Chapitre 1.

Présentation de la carotte MD92-1002

Chapitre 1. Présentation de la carotte MD92-1002

I. Localisation

La carotte **MD92-1002** ($12^{\circ}01'32$ N - $44^{\circ}19'02$ E) provient d'un carottage effectué à bord du Marion Dufresne (figure 1) en 1992 dans le Golfe d'Aden, à proximité du détroit de Bab-el-Mandeb pendant la mission R/V MD 73. Elle est d'une longueur de 9.5 m. Elle a été prélevée à une profondeur de 1327 m, juste au dessus de la limite inférieure de l'OMZ (figure 2 A,B).



Fig 1. Le navire Marion Dufresne à gauche et le prélèvement d'une carotte sédimentaire marine à droite. Les deux photos ont été prises lors de la mission océanographique MD 194 / EUROFLEET - GATEWAY (Juin 2013).

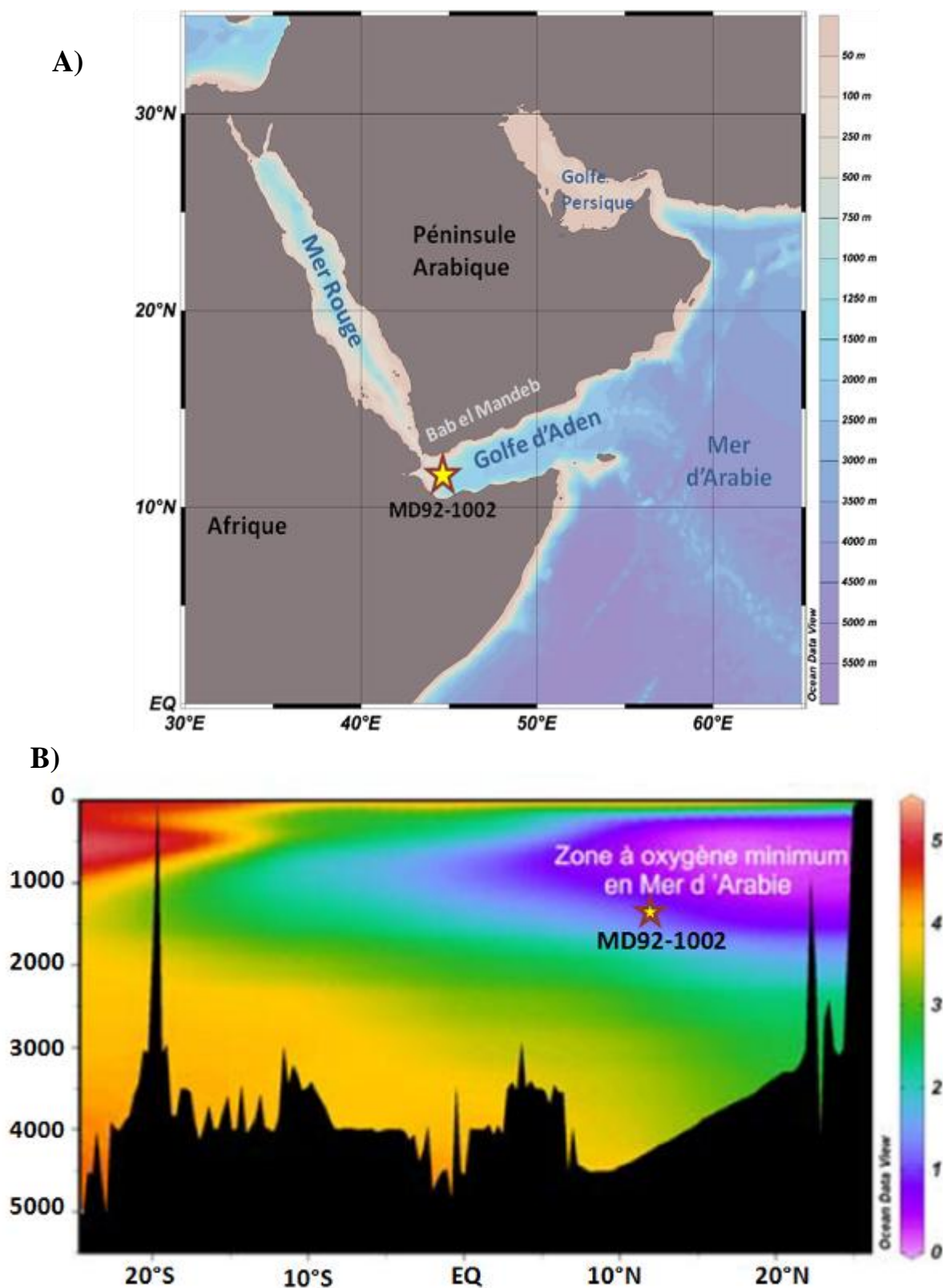


Fig 2. A. Carte bathymétrique montrant la position géographique de la carotte MD92-1002 (Golfe d'Aden). Source: ODV4. 5. 1 (Schlitzer, R., Ocean Data View, <http://odv.awi.de>, 2011); **B)** La localisation de la carotte MD 92-1002 dans la zone à oxygène minimum en mer d'Arabie (Ocean Data View : Schlitzer, 2011).

II. Les travaux antérieurs effectués sur la carotte MD92-1002

La carotte MD92-1002 a fait l'objet de plusieurs études antérieures :

- La thèse de Rabiah Ouahdi (1997) avait l'objectif d'étudier la paléocéanographie et la paléoproduktivité marine liées à la mousson indienne dans le bassin de Somalie, le Golfe d'Aden et la Mer Rouge durant les derniers 460 000 ans. La carotte MD92-1002 a été exploitée pour reconstruire la paléocéanographie et la paléoproduktivité dans le Golfe d'Aden pendant les derniers 17 000 ans. La carotte a été datée et utilisée pour les analyses suivantes : (1) La stratigraphie isotopique basée sur l'analyse du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères planctoniques *Globigerinoïdes ruber* et *G. menardii*; (2) la minéralogie à basse résolution (Calcite magnésienne, aragonite, quartz, feldspaths, dolomite et argiles); (3) l'étude du Carbone Organique Total (COT); ainsi que (4) des analyses à basse résolution portant sur les éléments majeurs (Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, Mn et Fe) et traces (P, Ba et V).
- La thèse d'Elise Mathien (2008) avait pour objectif la reconstruction des paléotempératures et des paléosalinités au cours de l'Holocène dans l'Océan Indien à l'aide du couplage thermomètre Mg/Ca et des données $\delta^{18}\text{O}$ obtenues sur foraminifères planctoniques.
- La thèse d'Alexandra Bouilloux (2013) a porté sur l'étude et l'exploitation des signaux paléomagnétiques environnementaux dans la carotte MD92-1002 pour comprendre les modalités d'acquisition et de transformation de ce signal, en particulier en réponse aux changements diagenétiques. Cette étude s'intégrait dans un travail plus vaste portant sur l'enregistrement des caractéristiques du champ magnétique terrestre dans les séries marines. Pour cela des investigations des indicateurs sédimentaires, géochimiques, minéralogiques et magnétiques ont été conduites.

La figure 3 représente les résultats de $\delta^{18}\text{O}$, du COT et de la susceptibilité magnétique qui ont été obtenus lors des travaux d'Ouahdi (1997) et de Bouilloux (2013). La stratigraphie isotopique montre que la carotte MD92-1002 s'étend du DMG jusqu'à l'Holocène récent et des valeurs élevées entre 530 et 450 cm. Les analyses du COT dévoilent un signal glaciaire/interglaciaire avec des valeurs supérieures à 2.5 % pendant l'Holocène (figure 3B).

Les analyses de susceptibilité magnétique suggèrent un pic anormalement élevé entre 824 et 700 cm de profondeur dans la carotte d'étude (figure 3C). Bouilloux et al (2013a) dévoilent que ce pic correspond à une augmentation de l'oxygénation des eaux profondes.

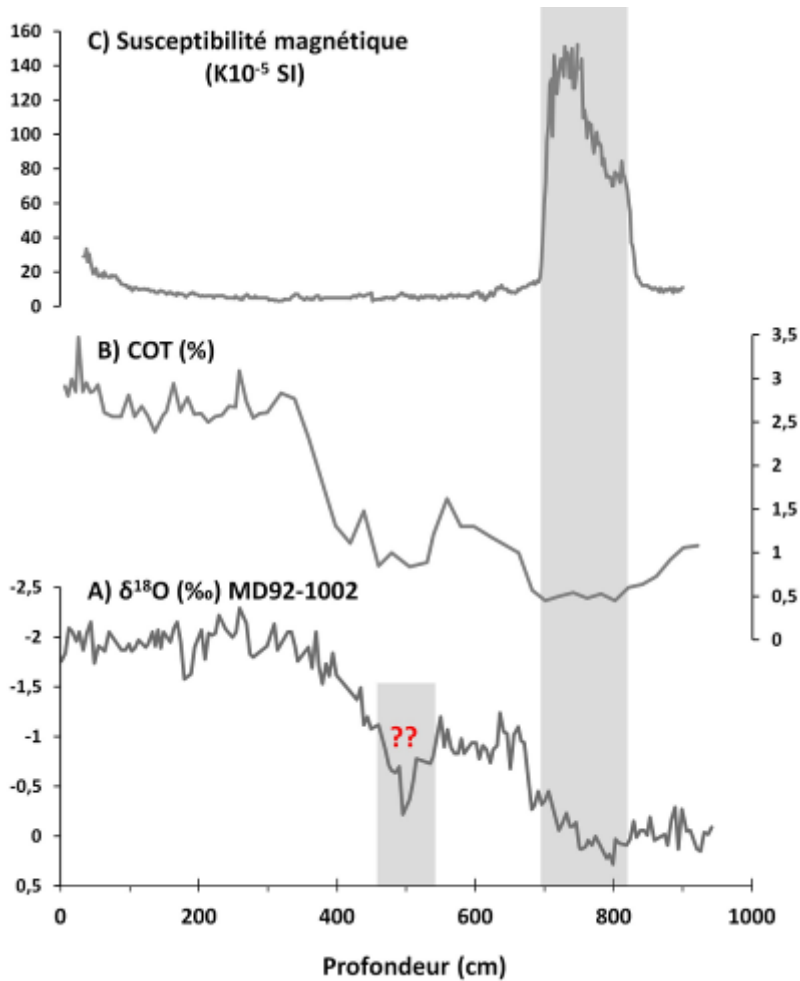


Fig 3. Présentation des résultats des travaux antérieurs effectués sur la carotte MD92-1002. (A) La stratigraphie isotopique (Ouahdi, 1997); (B) Pourcentage du Carbone Organique Total (Ouahdi, 1997); (C) Susceptibilité magnétique (Bouilloux et al., 2013a).

Dans notre étude:

- des analyses isotopiques ont été refaites à plus haute résolution sur la dernière déglaciation afin de vérifier l'évènement situé entre 530 et 450 cm.
- les données de COT ont été utilisées pour mieux comprendre le processus de préservation de la matière organique sur le fond du Golfe d'Aden.
- on a vérifié l'hypothèse de Bouilloux et al (2013a) concernant l'augmentation de la ventilation des eaux profondes pendant la période glaciaire.

- d'autres analyses géochimiques (Br par XRF) ont été complétées dans le but d'approfondir les travaux précédents.

Mais, l'objectif principal de ce travail de recherche était d'effectuer pour la première fois sur cet enregistrement sédimentaire une étude palynologique à partir de l'analyse de proxys continentaux (grains de pollen, spores, champignons, charbons et algues d'eau douces) et marins (kystes de dinoflagellés, œufs de copépodes).

III. Description lithologique de la carotte MD92-1002

La description lithologique de la séquence sédimentaire est présentée dans l'Annexe 1. Dans l'ensemble, la sédimentation est continue. Les sédiments sont argilo-carbonatés. L'étude d'[Ouahdi \(1997\)](#) montre que la fraction carbonatée représente entre 31 et 64 % du sédiment et formée surtout de foraminifères planctoniques avec de rares formes benthiques et de nombreux ptéropodes, très fréquemment retrouvés dans les carottes de cette région ([Schulz et al., 1998](#) ; [von Rad et al., 1999](#) ; [Almogi-Labin, 2000](#)). Ce travail suggère aussi que la fraction biosiliceuse est peu abondante, constituée de frustules de diatomées, de tests de radiolaires et de quelques spicules d'éponges. La fraction détritique est constituée par du Quartz éolien, des feldspaths et des minéraux lourds ([Ouahdi, 1997](#)).

Chapitre 2.

Méthodes analytiques

Chapitre 2. Méthodes analytiques

I. Les analyses isotopiques de l'oxygène

L'analyse des isotopes de l'oxygène a été effectuée sur l'espèce de foraminifère planctonique *Globigerinoides ruber*.

*1.1. L'espèce de foraminifère planctonique *Globigerinoides ruber**

C'est une espèce de foraminifère vivant dans les premiers 50 m de la colonne d'eau (Hemleben et Spindler, 1983). Elle a un cycle de vie de deux semaines environ (Bostock et Opdyke, 2006). Cette espèce caractérise les eaux de surface chaudes et son maximum d'abondance est entre 45°N et 45°S. En Mer d'Arabie, le pourcentage de cette espèce varie entre 5 et 20 % (Bé, 1977). L'espèce *G. ruber* se présente sous deux variétés : une variété rose (*rosea*), très abondante dans la zone tropicale et qui préfère des eaux plus chaudes que la variété blanche (*alba*), qui est très commune dans la zone subtropicale. Ces deux formes vivent en fin d'été et en automne (Vergnaud- Grazzini, 1973).

Les foraminifères, représentent une fraction importante de la productivité carbonatée océanique en domaine pélagique et sont largement utilisés comme indicateurs environnementaux. Certaines espèces sont également des marqueurs biostratigraphiques, souvent disponibles en assez grande quantité.

1.2. La stratigraphie isotopique

Les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ ont été effectuées à haute résolution (chaque 5 cm) pendant la thèse d'Ouahdi (1997). Les résultats révèlent que la carotte MD92-1002 couvre les dernier 20 000 ans avec un Holocène (400 cm) et une déglaciation (350 cm) étendus.

Puisque la carotte d'étude a été fortement échantillonnée, nous n'avons pas la possibilité de contrôler la profondeur des échantillons initialement prélevés pour la stratigraphie isotopique par rapport à nos nouveaux échantillons. Nous avons considéré qu'il est important d'assurer qu'il n'y avait pas une incompatibilité entre la stratigraphie isotopique et nos nouvelles données. A cet effet, des analyses supplémentaires de $\delta^{18}\text{O}$ ont été effectuées sur les mêmes niveaux utilisés pour l'analyse pollinique. Les *G. ruber* (blanc, *stricto sensu* morphotype) sont piqués dans la fraction granulométrique comprise entre 250 et 315 μm . Les

coquilles de foraminifères sont nettoyées au méthanol sous ultrason pendant 15 secondes pour éliminer les fines particules. Ensuite, elles sont portées à une température de 380°C pendant 45 minutes, sous vide, pour éliminer la matière organique. La composition isotopique d'oxygène a été mesurée à l'aide d'un spectromètre de masse Finnigan-DeltaPlus. Les résultats sont exprimés en $\delta^{18}\text{O}$ (en ‰) par rapport à l'échelle V-PDB grâce à une calibration sur les standards internationaux NBS 19 et NBS18. La reproductibilité analytique, déterminée à partir des mesures répétées d'un standard propre au laboratoire est $\pm 0,05$ ‰ (à 1 sigma). Les nouvelles valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont en concordance avec celles publiées de Ouahdi (1997) sauf pour le niveau situé entre 530 et 450 cm qui a été attribué au YD (11 700-10 600 cal BP) (Ouahdi, 1997) en utilisant un modèle d'âge moins précis. Nos analyses isotopiques de l'oxygène montrent des valeurs moins élevées par rapport aux anciennes valeurs (figure 1). Les nouvelles valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{G.ruber}}$ sont présentées dans l'Annexe 2.

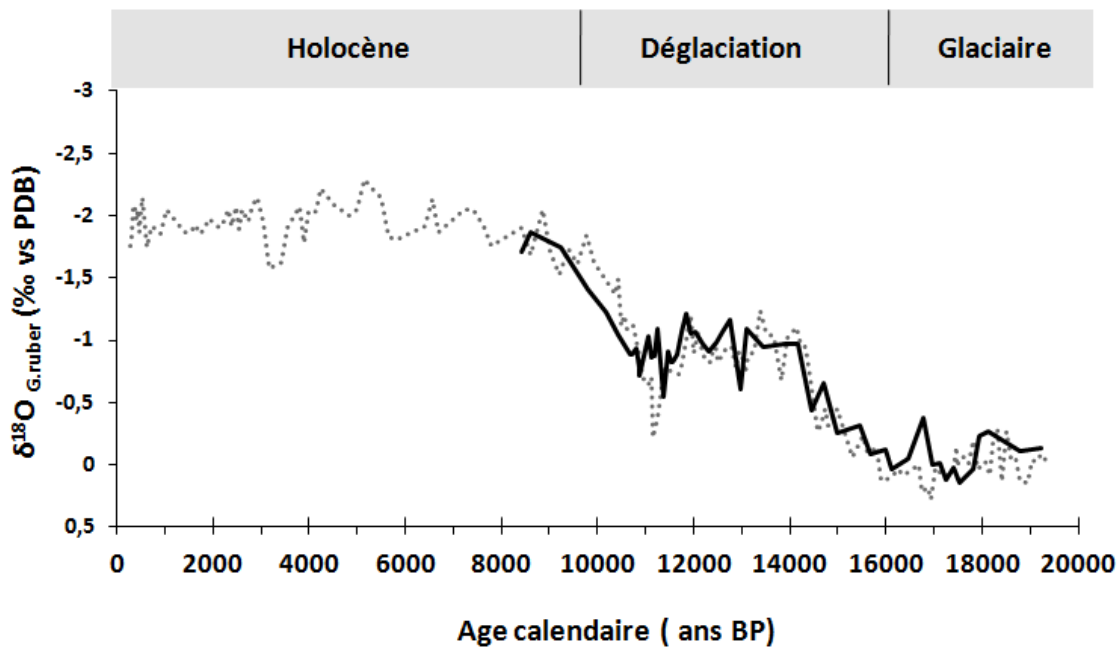


Fig 1. La stratigraphie isotopique de la carotte MD92-1002. La courbe continue représente les nouvelles analyses faites pendant cette étude. La courbe en pointillé représente les anciennes valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (Ouahdi, 1997).

II. Le modèle d'âge

Le modèle d'âge de la carotte MD92-1002 est basé sur dix datations ^{14}C effectuées sur deux espèces de foraminifères planctoniques *G.ruber* et *G.sacculifer* (tableau 1) (Ouahdi, 1997; Bouilloux, 2013). Les âges ^{14}C sont convertis en âges calendaires en utilisant le logiciel Oxcal4.2 (Oxford Radiocarbon Accelerator Unit) (Bronk Ramsey, 1995, 2001; Reimer et al., 2004) qui permet d'estimer les incertitudes associées à chaque niveau. Les données actuelles des mesures des âges réservoirs dans la Mer d'Arabie montrent qu'il existe un $\Delta R = 163 \pm 74$ ans (Southon et al., 2002) qui s'ajoute à l'âge réservoir de surface moyen de 400 ans. Cela est cohérent car notre enregistrement sédimentaire est localisé dans une zone où les upwellings sont actifs et il existe des remontées des eaux intermédiaires anciennes plus âgées. Comme nous ne disposons pas de données permettant d'estimer l'évolution de cet âge réservoir dans le passé en fonction des changements d'intensité des upwellings dans le Golfe d'Aden, nous avons conservé une valeur $\Delta R = 163$ constante pour tous les niveaux datés par ^{14}C .

La sédimentation est continue avec une accumulation moyenne de ~ 50 cm/1000 ans et un maximum de ~ 85 cm/1000 ans observé entre 10 000 et 11 000 ans BP (figure 2).

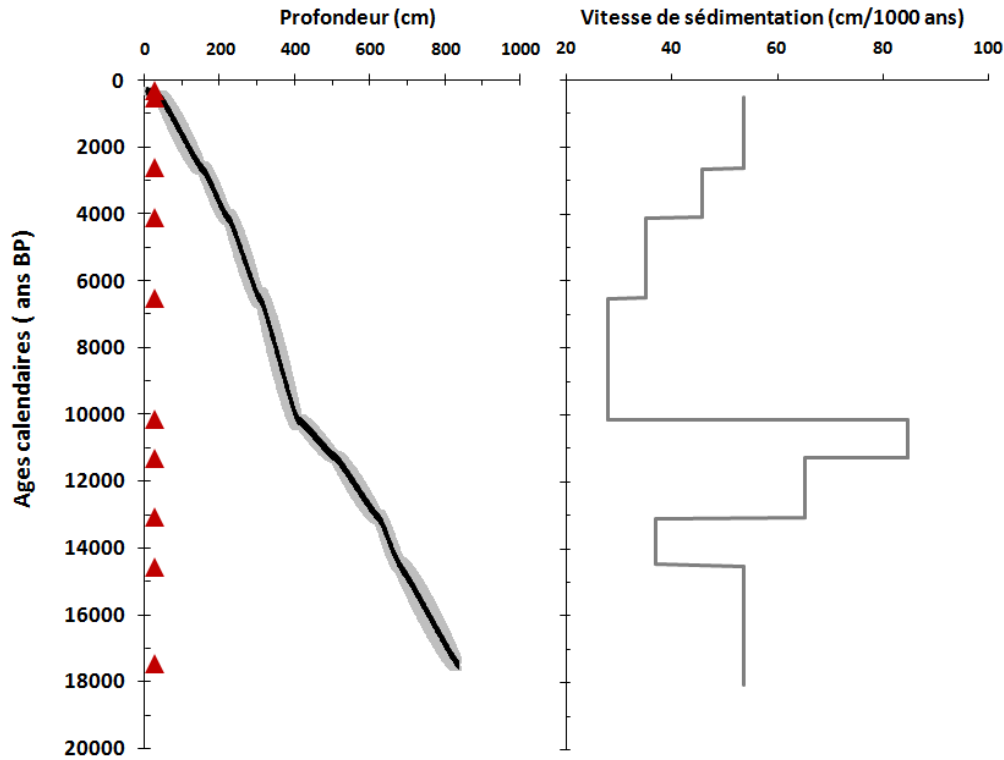


Fig 2. Le modèle d'âge et la vitesse de sédimentation de la carotte MD92-1002. Les triangles rouges représentent les niveaux datés en ^{14}C (Bouilloux, 2013).

Tableau 1. Les âges ^{14}C et les âges calendaires correspondants. Les mesures ont été faites dans le Laboratoire de Mesures Carbone 14 UMS 2572.

Codes des échantillons	profondeurs (cm)	Matériels	ages AMS ^{14}C (^{14}C ans BP)	Ages calibrés par Oxcal (Cal ans BP)
MD92-1002/ I-5 cm	5	<i>G. ruber</i>	820±30	303±96
MD92-1002/ I-39.5 cm*	39.5	<i>G. ruber</i> , <i>G. sacculifer</i>	1045±40	498±75
MD92-1002/ II-3 cm	152	<i>G. ruber</i>	3015±30	2594±105
MD92-1002/ II-72.5 cm	221.5	<i>G. ruber</i>	4235±30	4110±118
MD92-1002/ III-7.5 cm	306.5	<i>G. ruber</i>	6265±35	6530±96
MD92-1002/ III-108.5 cm	407.5	<i>G. ruber</i>	9475±40	10135±121
MD92-1002/ IV-57.75 cm	507.5	<i>G. ruber</i>	10450±40	11315±155
MD92-1002/ V-22.75 cm	622.75	<i>G. ruber</i>	11760±45	13074±108
MD92-1002/ V-77.5 cm*	677.5	<i>G. ruber</i> , <i>G. sacculifer</i>	13000±50	14558±233
MD92-1002/ VI-84 cm*	834	<i>G. ruber</i> , <i>G. sacculifer</i>	14910±60	17474±148

III. L'étude palynologique

III.1. La palynologie: un outil paléoenvironnemental

Les palynomorphes fossiles sont des micro-organismes à paroi organique qui peuvent être d'origine continentale (grains de pollen, spores, charbons, algues d'eau douces, champignon) ou marine (kystes de dinoflagellés, les œufs de copépodes, tintinnides, les fragments d'arthropodes).

Le grain de pollen est une cellule vivante qui joue un rôle déterminant dans la reproduction sexuée des végétaux supérieurs. C'est l'élément fécondant mâle des plantes à fleurs. Les grains de pollen présentent des traceurs idéaux pour reconstruire l'histoire de la variabilité environnementale sur le continent et le changement du couvert végétal grâce à leur bonne fossilisation dans les sédiments continentaux, lacustres et marins (Lézine, 2008).

Les autres palynomorphes, notamment les spores, les charbons, les algues d'eau douces et les champignons, portent des informations cruciales sur les conditions environnementales et hydrologiques sur le continent.

Les dinoflagellés sont des micro-organismes unicellulaires essentiellement marins qui occupent une place importante après les diatomées, dans la contribution à la production primaire et l'approvisionnement de la chaîne alimentaire marine (Fensome et al., 1993; Bogus et al., 2014). Ces protistes, dont la taille est comprise entre 20 et 250 μm , ont à la fois des caractères animaux et végétaux : certains ingèrent des proies, d'autres sont photosynthétiques. Classés dans le règne végétal depuis 1890, leur systématique est régie par le code botanique et appartiennent à la division des Pyrrophyta (Pascher, 1914) (exemples : Algues rouges, orangés), de la classe des Dinophyceae et de l'ordre des Peridinales. Grâce à la conservation de leurs formes kystales dans les sédiments marins, les dinokystes sont de très précieux indicateurs utilisés dans de nombreuses études de reconstitution paléocéanographiques et paléoclimatiques. Il a été démontré que la distribution des kystes de dinoflagellés est fortement liée aux paramètres physico-chimiques des eaux de surface (température, salinité, éléments nutritif, oxygène dissous etc...) (Marret, 1994; de Vernal et al., 1997, 2001, 2005; Zonneveld et al., 1997a,b, 2013 ; Zonneveld et Brummer, 2000; Marret et de Vernal, 1997; Matthiessen, 1995; Radi et al., 2001).

Les autres palynomorphes marins (copépodes, tintinnides et arthropodes) jouent un rôle essentiel dans le réseau trophique pélagique ce qui prouve leur importance dans la chaîne alimentaire.

III.2. Le traitement chimique des échantillons palynologiques

Quatre-vingt-quinze échantillons ont été prélevés tout le long de la carotte MD92-1002. Un échantillonnage à haute résolution a été fait sur toute la déglaciation à raison d'un échantillon tous les 7 cm, ce qui correspond à une résolution temporelle de 150 ans.

Les échantillons sont tout d'abord tamisés à 150 μm afin d'éliminer la fraction grossière. Le traitement chimique des échantillons suit la méthode classique de Faegri et Iverson (1975). Les échantillons sont tout d'abord attaqués à l'acide Chlorhydrique (HCl, dilué à 10%) à froid pour éliminer la fraction carbonatée puis à l'acide Fluorhydrique (HF, dilué à 70%) à froid afin de dissoudre les silicates. Puisque nos échantillons étant particulièrement riches en matière organique (le carbone organique total, toujours supérieur à 1%, atteignant 3% pendant l'Holocène ; Bouilloux et al., 2013a; Ouahdi, 1997), nous avons

du nous résoudre à introduire une phase d'oxydation pour faciliter le défloculage des échantillons et permettent leur tamisage. La destruction de la matière organique est effectuée par l'action courte (10 minutes) de la potasse (KOH, 10%) au bain marie. Les échantillons sont rincés à H₂O et enfin filtrés à 5 µm, colorés à la safranine et dilués dans la glycérine. L'analyse du contenu en pollen et dinoflagellés a été faite sur les mêmes échantillons.

Nous étions parfaitement conscients que l'attaque oxydante à la KOH peut détruire les spécimens les plus fragiles des kystes de dinoflagellés tels que les kystes bruns (les *Brigantedinium* et les *Polykrikos*) (Zonneveld, 1997; Marret et al., 2009). De ce fait, l'utilisation de la potasse a été très minutieusement contrôlée. La vérification de l'analyse palynologique sera détaillée dans la partie suivante.

III.3. Comptage et identification des grains de pollen et des dinokystes

Les analyses palynologiques sont réalisées suite au montage des lames en prenant à chaque fois une fraction de (20 µl) du culot traité.

La détermination des taxons est effectuée au microscope optique (Nikon OPTIPHOT-2) au grossissement x 500 pour le balayage des lames et au grossissement x 1000 pour la détermination des grains de pollen, des kystes de dinoflagellés et des autres palynomorphes.

Au total 74 taxons polliniques ont été identifiés (tableau 2) en se référant à la collection de photographies de la Banque Africaine de Données Polliniques (APD) et les atlas régionaux (El-Ghazeli, 1991; Bonnefille et Riollet, 1971, 1980). Environ 30 kystes de dinoflagellés au total, ont été identifiés (tableau 3) en se référant à l'Atlas de la distribution des kystes modernes de dinoflagellés basée sur 2405 points de données (Zonneveld et al., 2013) et l'étude de Abidi. (1997) qui a porté sur la répartition actuelle des dinokystes dans l'océan Indien occidental.

Dans la mesure du possible, un minimum de 100 spécimens ont été comptés. Le nombre des grains de pollen et de spores comptés par échantillon varie entre 44 et 380 avec une moyenne de 137 grains. Le nombre des kystes de dinoflagellés varie entre 34 et 1064 suivant la richesse des échantillons avec une moyenne de 334 kystes.

Quelques photos des grains de pollen et des kystes de dinoflagellés sont présentées dans l'Annexe 3. Le tableau de comptage est présenté dans l'Annexe 4 (Annexe 4a et Annexe 4b).

Tableau 2 : Liste des taxons polliniques déterminés dans la carotte MD92-1002 au Golfe d'Aden. La physionomie reprend les catégories définies par Vincens et al. (2007) A : arbres ;AL : arbres et/ou lianes ; PA : palmiers ;N : herbes, NL : lianes herbacées ; Nq : plantes herbacées aquatiques ; I : indifférenciés ; Sp : spores de fougères. Les taxons sont classés par rapport à l'appartenance des plantes aux zones phytogéographiques

Familles	Taxons	Physionomie	Mangrove	Afro-montane	Somalie-Massai	Saharo-Sindien	Origine		
							Arabie	Afrique	Autres
CUPRESSACEAE	<i>Juniperus-type procera</i>	A		X			X	X	
EUPHORBIACEAE	<i>Macaranga-type</i>	A		X			X	X	
MYRICACEAE	<i>Myrica</i>	A		X			X	X	
ROSACEAE	<i>Prunus africana-type</i>	A		X			X	X	
ARALIACEAE	<i>Schefflera abyssinica-type</i>	A		X			X	X	
ERICACEAE	Ericaceae undiff.	A		X			X	X	
SAPOTACEAE	<i>Vitellaria-type paradoxa</i>	A		X			X	X	
MIMOSACEAE	<i>Acacia tortilis-type</i>	A			X		X	X	
MIMOSACEAE	<i>Acacia ehrenbergiana-type</i>	A			X		X	X	
ANACARDIACEAE	Anacardiaceae undiff.	A			X		X	X	
AVICENNIACEAE	<i>Avicennia</i>	A	X				X	X	
CAPPARIDACEAE	<i>Cadaba-type</i>	A			X		X	X	
POLYGONACEAE	<i>Calligonum polygonoides</i>	A				X	X		
RHIZOPHORACEAE	<i>Cassipourea</i>	A		X			X	X	
BURSERACEAE	<i>Commiphora</i>	A			X		X	X	
SAPINDACEAE	<i>Dodonaea</i>	A			X		X	X	
EBENACEAE	<i>Euclea</i>	A			X		X	X	
MELIACEAE	<i>Trichilia-type</i>	A		X			X	X	
OLEACEAE	<i>Olea europaea-type</i>	A		X			X	X	
PINACEAE	<i>Pinus</i>	A							X
PODOCARPACEAE	<i>Podocarpus</i>	A		X				X	
RHIZOPHORACEAE	<i>Rhizophora</i>	A	X				X	X	

Partie II. Matériel et méthodes

ROSACEAE	<i>Hagenia abyssinica</i>	A		X				X	
SAPINDACEAE	<i>Blighia</i>	A		X			X	X	
TAMARICACEAE	<i>Tamarix</i>	A				X	X		
MIMOSACEAE	<i>Xylia</i> -type	A		X			X	X	
MIMOSACEAE	<i>Acacia</i>	AL			X		X	X	
ROSACEAE	<i>Rosa abyssinica</i> -type	AL		X			X	X	
CAPPARIDACEAE	<i>Capparis</i>	AL			X		X	X	
EPHEDRACEAE	<i>Ephedra</i>	AL		X		X	X	X	X
SAPINDACEAE	Sapindaceae undiff.	AL		X					
SAPOTACEAE	Sapotaceae undiff.	AL		X					
PALMAE	<i>Hyphaene</i> -type	PA				X	X	X	
ACANTHACEAE	Acanthaceae undiff.	I			X		X	X	
ACANTHACEAE	<i>Hypoestes</i> -type	I		X			X	X	
AMARANTHACEAE/ CHENOPODIACEAE	Amaranthaceae/ Chenopodiaceae undiff.	I			X	X	X	X	
CHENOPODIACEAE	<i>Suaeda</i>	I			X	X	X	X	
AIZOACEAE	Aizoaceae undiff.	I			X		X	X	
ASCLEPIADACEAE	Asclepiadaceae undiff.	I			X		X	X	
ASTERACEAE	Asteraceae undiff.	I			X	X	X	X	
ASTERACEAE	<i>Artemisia</i>	I		X		X	X	X	X
ASTERACEAE	Cichorieae undiff.	I			X	X	X	X	
BRASSICACEAE	Brassicaceae undiff.	I			X		X	X	
CAPPARIDACEAE	Capparidaceae undiff.	I			X		X	X	
COMBRETACEAE/ MELASTOMATACEAE	Combretaceae/ Melastomataceae undiff.	I			X		X	X	
CONVOLVULACEAE	Convolvulaceae undiff.	I			X		X	X	
EUPHORBIACEAE	<i>Euphorbia</i> -type	I			X		X	X	
FABACEAE	Fabaceae undiff.	I			X		X	X	
ZYGOPHYLLACEAE	<i>Fagonia</i>	I			X		X	X	
VERBENACEAE	<i>Lippia</i> -type	I			X		X	X	
MONOCOTYLEDONE AE	Monocotyledoneae undiff.	I			X		X	X	
RESEDACEAE	<i>Reseda</i> -type	I			X		X	X	
APIACEAE	Apiaceae undiff.	I			X		X	X	
ROSACEAE	Rosaceae undiff.	I		X			X	X	
POLYGONACEAE	<i>Rumex</i>	I				X	X	X	
SOLANACEAE	<i>Solanum</i> -type	I				X	X	X	
ZYGOPHYLLACEAE	<i>Zygophyllum</i>	I				X	X	X	
ACANTHACEAE	<i>Blepharis</i> -type	N			X		X	X	
AMARANTHACEAE	<i>Aerva</i> -type	N			X	X	X	X	

Partie II. Matériel et méthodes

AMARANTHACEAE	<i>Celosia</i> -type	N			X	X	X	X	
CHENOPODIACEAE	<i>Cornulaca</i>	N			X	X	X	X	
UMBELLIFERAE	<i>Oenanthe</i> -type	N			X		X	X	
ASTERACEAE	<i>Centaurea</i> -type <i>perrottetii</i>	N				X	X	X	X
CAPPARIDACEAE	<i>Cleome</i> -type	N				X	X	X	
CARYOPHYLLACEAE	<i>Sclerocephalus</i> <i>arabicus</i>	N				X	X	X	
CAPPARIDACEAE	<i>Dipterygium</i> -type <i>glaucum</i>	N				X	X	X	
MIMOSACEAE	<i>Schrankia leptocarpa</i>	N			X		X	X	
AIZOACEAE	<i>Mollugo cerviana</i> -type	N				X	X		
PLANTAGINACEAE	<i>Plantago</i>	N				X	X	X	
POACEAE	<i>Poaceae undiff.</i>	N			X	X	X	X	
TRIBULACEAE	<i>Tribulus</i>	N				X	X	X	
CYPERACEAE	<i>Cyperaceae undiff.</i>	NL		X	X		X	X	
CONVOLVULACEAE	<i>Convolvulus</i> -type	NL			X		X	X	
TYPHACEAE	<i>Typha</i>	Nq					X	X	
PTERIDOPHYTA	<i>Spore Monoletes</i>	Sp		X			X	X	
PTERIDOPHYTA	<i>Spore Triletes</i>	Sp		X			X	X	
PTERIDOPHYTA	Pteridophyta undiff.	Sp		X			X	X	

Tableau 3 : Liste des kystes de dinoflagellés identifiés dans la carotte MD92-1002. La nomenclature est conforme à celle de Fensome and Williams (2004) et Fensone et al (2008).

Familles	Genre	Espèces
Gonyaulacaceae	<i>Ataxiodinium</i>	<i>choanum</i>
	<i>Bitectatodinium</i>	<i>spongium</i>
	<i>Impagidinium</i>	<i>paradoxum</i>
	<i>Impagidinium</i>	<i>patulum</i>
	<i>Impagidinium</i>	<i>aculeatum</i>
	<i>Impagidinium</i>	<i>sphaericum</i>
	<i>Lingulodinium</i>	<i>machaerophorum</i>
	<i>Nematosphaeropsis</i>	<i>labyrinthus</i>
	<i>Operculodinium</i>	<i>centrocarpum</i>
	<i>Operculodinium</i>	<i>israelianum</i>
	<i>Polysphaeridium</i>	<i>zoharyi</i>
	<i>Spiniferites</i>	<i>bulloideus</i>
	<i>Spiniferites</i>	<i>mirabilis</i>
	<i>Spiniferites</i>	<i>ramosus</i>
	<i>Spiniferites</i>	<i>bentori</i>
	<i>Spiniferites</i>	spp.
<i>Spiniferites</i>	<i>pachydermus</i>	
Peridiniaceae	<i>Echinidinium</i>	<i>aculeatum</i>
	<i>Echinidinium</i>	<i>delicatum</i>
	<i>Echinidinium</i>	<i>granulatum</i>
	<i>Echinidinium</i>	<i>transparantum</i>
	<i>Echinidinium</i>	spp.
	<i>Pentapharsodinium</i>	<i>dalei</i>
	<i>Selenopemphix</i>	<i>quanta</i>
	<i>Trinovantedinium</i>	<i>applanatum</i>
	<i>Votadinium</i>	spp.
	<i>Votadinium</i>	<i>calvum</i>
	<i>Trinovantedinium</i>	spp.
Pyrophacaceae	<i>Tuberculodinium</i>	<i>vancampoae</i>

III.4. Le calcul des pourcentages

Les pourcentages des palynomorphes continentaux et marins sont calculés en utilisant le logiciel Tilia 2.0. Les pourcentages des taxons polliniques sont calculés par rapport à la somme incluant tous les grains de pollen et les spores de fougère. Les pourcentages des champignons, des algues d'eau douce et des charbons (appelés aussi "les NPP (Non Pollen Palynomorph) continentaux ") sont calculés séparément. Les pourcentages des kystes de dinoflagellés et des œufs de copépodes sont calculés par rapport à la somme de tous les palynomorphes marins (kystes de dinoflagellés + œufs de copépodes + tintinnides + fragments d'arthropodes). Par contre, pour étudier en détail la succession des assemblages de dinoflagellés, les pourcentages de chaque taxon sont calculés par rapport à la somme totale de tous les kystes.

III.5. Le calcul des concentrations et des influx

Au début du traitement chimique des échantillons, une quantité connue de grains exotiques appelés spores de Lycopodes est introduite. Ces grains marqueurs provenant d'une solution calibrée et bien homogénéisée, permettent le calcul des concentrations et des influx de grains de pollen ou des dinoflagellés en utilisant les deux formules suivantes :

$$C = \frac{n * E_{\text{introduites}}}{E_{\text{comptées}} * V}$$

Avec :

- **C**: la concentration des palynomorphes (nombre d'individus/ cm³)
- **n**: le nombre de grains comptés par échantillon
- **E_{introduites}** : le nombre de spores exotiques introduites au début du traitement
- **E_{comptées}** : le nombre de spores exotiques comptées par échantillons
- **V**: Volume de l'échantillon

Le nombre de spores exotiques ajoutées lors du traitement chimique dépend du nombre de tablettes utilisées et du nombre des spores dans chaque une (dans notre cas une tablette de Lycopode contient 18583 spores)

$$I = C * T$$

Avec:

- **I**: Influx des palynomorphes (nombre de grains/cm²/an)

- **T**: le taux de sédimentation : en cm /an

III.6. la vérification de l'analyse palynologique

Afin de vérifier que la procédure chimique effectuée en utilisant l'attaque oxydante à KOH n'avait pas d'incidence sur la préservation des taxons de dinoflagellés, les taxons les plus sensibles à l'oxydation dans l'assemblage (les *Protoperidinium*) ont été comparés avec un autre taxon qui a la même signification écologique (*Bitectatodinium spongium*) et qui est plus résistant (figure 3). On remarque que les deux courbes de variation des pourcentages des *Peridinaceae* et des *B.spongium* sont très semblables avec un maximum d'abondance enregistré entre 590 et 480 cm. Ces observations nous ont permis de conclure que le protocole de préparation ne générant pas de dissolution significative des kystes réputés sensibles à l'oxydation.

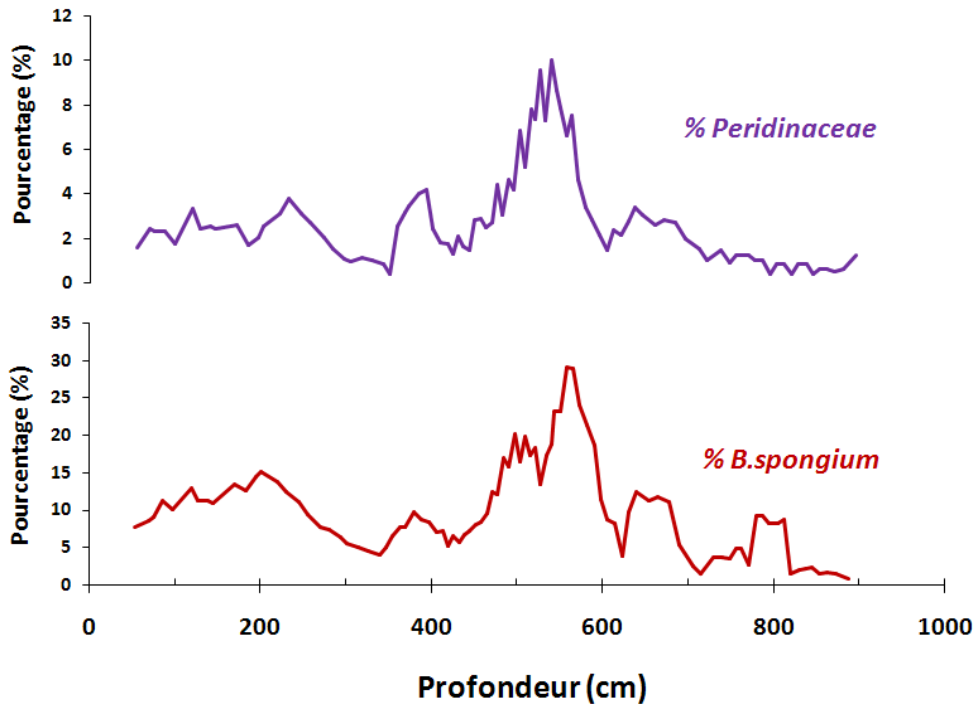


Fig 3. Les courbes de variation de (a) % *B.spongium* et (b) % *Peridinaceae* en fonction de la profondeur de la carotte MD92-1002.

III.7. Les analyses statistiques appliquées sur les taxons de pollen et les kystes de dinoflagellés

III.7.1. Classification Ascendante Hiérarchique (CAH)

La CAH (Roux, 1985) est une méthode de classification utilisée en analyse des données qui permet de répartir les individus ayant un comportement similaire dans un certain nombre de classes. Son principe consiste à établir, à partir des matrices de corrélation entre les individus qui peuvent être des échantillons, des taxons de pollen ou des kystes de dinoflagellés, ayant les plus forts coefficients de corrélation entre eux. C'est parce que cette technique part du particulier pour remonter au général qu'elle est dite "ascendante". Les liens hiérarchiques apparaissent sur un dendrogramme ou "arbre hiérarchique", montrent non seulement les liaisons entre les groupes (= clusters) mais la hauteur des branches nous indique leur niveau de proximité.

III.7.2. L'Analyse Factorielle des correspondances (AFC)

L'AFC (Benzécri et al., 1976) est une méthode statistique multivariée qui permet de décrire un jeu de données composé de variables (taxons polliniques ou spécimens de dinokystes) et d'individus (échantillons), de le résumer, d'en réduire la dimensionnalité et le représenter dans un même espace factoriel. Le terme « correspondances » indique la liaison entre les variables nominales. Elle permet ainsi de regrouper les variables similaires ayant des caractères voisins et de mettre en évidence les relations qui existent entre les divers facteurs environnementaux.

Les axes factoriels sont définis par un pourcentage d'inertie (ou variance) qui représente l'importance relative de chacun de ces axes dans la disposition des points dans l'espace factoriel. Le meilleur axe (première composante principale) sera celui sur lequel le nuage de points est de variance maximale. Le second axe sera celui qui, après le premier est tel que le nuage projeté est de variance maximale, tout en étant orthogonal. La somme de tous les axes est égale à 1.

Dans cette étude, les analyses AFC sont effectuées en utilisant la fonction FactoMineR du software R. La matrice de données utilisée pour le traitement statistique de nos données comporte 95 individus qui représentent les niveaux analysés le long de la carotte MD92-1002 (= le nombre d'échantillons).

Les deux analyses statistiques (CAH et AFC) sont appliquées aux taxons polliniques (voir annexe 5) et sur les kystes de dinoflagellés (voir Partie III – chapitre 2).

IV. Les analyses géochimiques par spectrométrie de fluorescence des rayons X

La spectrométrie de fluorescence des rayons X (X Ray Fluorescence; XRF) est une technique d'analyse élémentaire qui permet de qualifier et de quantifier de manière relative les éléments chimiques présents dans un échantillon donné en balayant sa surface par un faisceau de rayons X et en détectant la fluorescence X émise par l'échantillon qui est caractéristique de chaque élément présent. L'XRF mesure l'intensité des éléments en coups et non des concentrations absolues. Cette méthode permet l'analyse rapide et à haute résolution des archives sédimentaires. Elle a été appliquée aux U-channels de la carotte MD92-1002 (6 sections) avec un pas d'échantillonnage de 1 cm. Les analyses XRF ont été effectuées au laboratoire EPOC (Bordeaux) en utilisant le XRF Core Scanner - AVAATECH (figure 4). Dans notre étude, on a mesuré l'élément Brome (Br). Une description détaillée de cet élément : son origine et son utilisation comme étant un indicateur de la teneur organique marine dans les sédiments de la Mer d'Arabie (Ziegler et al., 2008) est présentée dans l'annexe 6. Les résultats XRF de Br (mesurés en nombre de coups / 15 s) sont présentés dans l'annexe 7 et les résultats d'autres éléments analysés par XRF (Fe, Ti, Al, Si) sont présentés dans l'annexe 8.



Fig 4. Le XRF Core Scanner - AVAATECH du laboratoire EPOC à Bordeaux

Les U-channels ont été humidifiés à l'eau distillée pour atténuer les craquelures dues au séchage (figure 5).

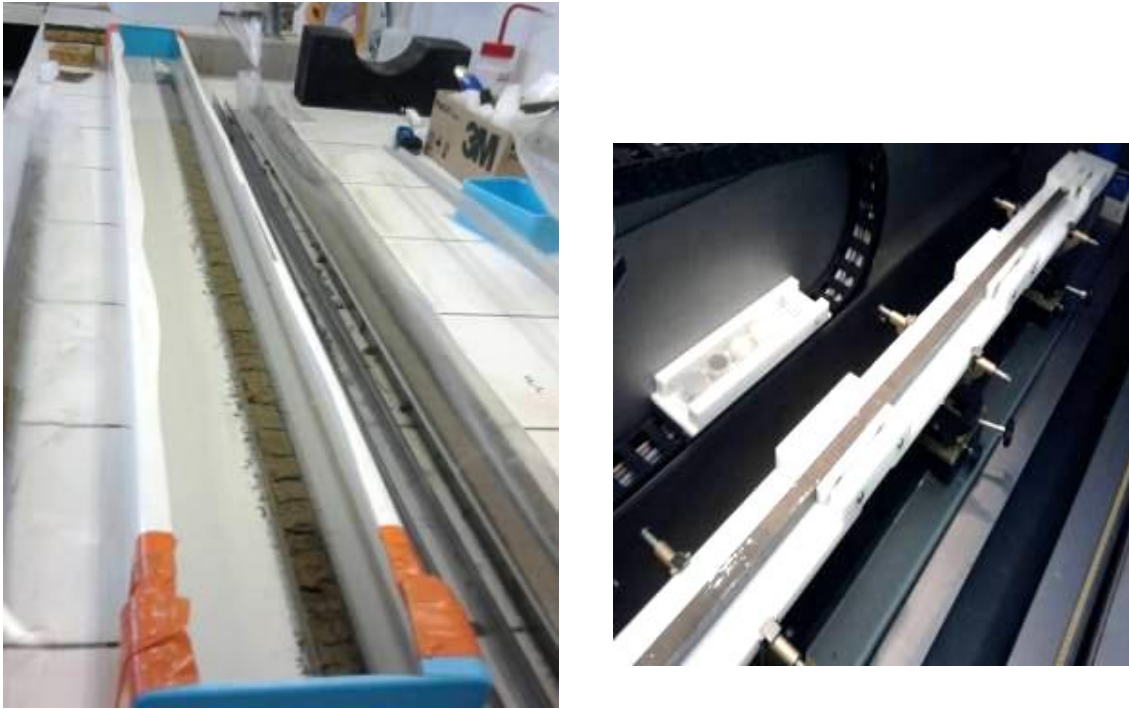


Fig 5. L'humidification des U-channels à l'eau distillée afin de lisser la surface craquelée pour les passer aux analyses XRF.

Partie III
Résultats et discussion

Chapitre 1. Reconstitution des changements environnementaux et hydrologiques sur les bordures continentales du Golfe d'Aden pendant les derniers 20 000 ans (Article 1).

Chapitre 2. L'évolution de la productivité de surface et du contenu en matière organique totale dans le Golfe d'Aden depuis le Dernier Maximum Glaciaire (Article 2)

Chapitre 1:

**Reconstitution des changements environnementaux et
hydrologiques sur les bordures continentales du
Golfe d'Aden pendant les derniers 20 000 ans**

(Article 1).

Ce chapitre correspond à l'article publié dans la revue "*Review of Palaeobotany and Palynology*" qui s'intitule: " **Hydro-climate changes over Southwestern Arabia and the Horn of Africa during the last Glacial-Interglacial transition: A pollen record from the Gulf of Aden**".

Résumé des résultats

L'étude des grains de pollen, spores et palynomorphes continentaux révèle un environnement hyper-aride pendant la période glaciaire jusqu'à 13 500 ans BP avec un faible apport fluvial. Pendant cette période, le couvert végétal est clairsemé dominé par les herbacés et les taxons d'origine Saharo-Sindienne.

La PHH atteint son maximum entre 9 000 et 7 500 ans BP au moment du maximum de développement de la mangrove à *Rhizophora*. Cet optimum d'humidité est cohérent avec la période d'extension maximale des lacs au S-O de l'Arabie (Lézine et al., 2014) et du développement des spéléothèmes au Sud de l'Oman. La comparaison de nos données paléohydrologiques avec les enregistrements isotopiques des spéléothèmes du Socotra et de l'Arabie (Neff et al., 2001; Fleitmann et al., 2003; Shakun et al., 2003,2007; Van Rangel et al., 2013) suggère que les changements d'humidité pendant le début de la PHH reflètent plutôt les variations des précipitations de mousson associées à la migration progressive de l'ITCZ vers l'Ouest et vers le Nord. L'ITCZ est localisé au Sud de l'Ethiopie à 19 000 ans BP (Foerster et al., 2012) puis migre vers le Nord pour atteindre Socotra à 14 510 ans BP (Shakun et al., 2007), Qunf à 11 400 ans BP (Fleitmann et al., 2003) et Hoti à 10 000 ans BP (Neff et al., 2001). Les mouvements de l'ITCZ vers l'Ouest sont documentés par le développement de la mangrove à *Rhizophora* à partir de 12 500 ans BP.

La PHH se termine graduellement en deux étapes successivement datées de 7500 et 4000 ans BP. Cette baisse d'humidité est caractérisée par l'occurrence des taxons d'origine méditerranéenne et le retour des conditions arides comparables à l'actuel.

Hydro-climate changes over Southwestern Arabia and the Horn of Africa during the last Glacial-Interglacial transition: A pollen record from the Gulf of Aden

Wiem Fersi^{1,2}, Anne-Marie Lézine² and Franck Bassinot¹

¹ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ – UMR8212, CE Saclay, l'Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France

² Sorbonne Universités, UPMC-Univ Paris 06, CNRS-IRD-MNHN, LOCEAN/IPSL laboratory, 4 place Jussieu, 75005 Paris, France

Abstract

We studied a marine sedimentary section deposited at a high sedimentation rate in the Gulf of Aden (core MD92-1002) to document environmental and hydrological changes since the end of the last glacial period and better understand the onset and decay of the Holocene Humid Period (HHP). Pollen analysis reveals that the period from the LGM to 13.5 ka was hyper arid with sparse vegetation cover characterized by xerophitic taxa from the Saharo-Sindian phytogeographical region. Humidity increased since 14.9 ka to reach a maximum between ~ 9 and 7.5 ka, as revealed by peak abundances of the tropical mangrove *Rhizophora* and high values of a pollen-based humidity index. The HHP ended up gradually, starting to decline as soon as 7.5 ka and collapsing definitively at 4 ka. This decline is characterized by the appearance of Mediterranean taxa and the return of arid conditions, comparable to that of today. Comparison of our pollen record with three speleothem records from the Arabian Peninsula makes it possible to reconstruct a northward and westward shift of the Inter-Tropical Convergence Zone at the onset of the HHP.

Keywords

Arabia, Horn of Africa, Gulf of Aden, Deglaciation, Pollen, Hydrology, Holocene Humid Period, Monsoon.

Introduction

The tropical deserts of Northern Africa and the Arabian Peninsula constitute one of the driest environments on Earth. These areas have experienced high amplitude climatic variations during the late Quaternary with one of the most spectacular arid-humid shift during the early Holocene leading to the development of freshwater lakes over Arabia and the Horn of Africa (Gasse, 1977; Gasse and Fontes, 1989; Lézine et al., 2011; 2014 and reference therein). It is now well understood since e.g., COHMAP (1988) that this large-scale climate change resulted from the orbitally-induced increase in summer solar radiation, which was responsible for increased thermal contrast between land and sea and thus produced strong summer monsoon rainfalls over regions that are arid today and resulted in significant changes in atmospheric dynamics and wind patterns (e.g., Kutzbach and Street-Perrot, 1985; Prell and Kutzbach, 1987; Clemens and Prell, 1990; Liu et al., 2003; Barker et al., 2004; Marzin and Braconnot, 2009; Bassinot et al., 2011; Lézine et al., 2011). Although orbitally-driven summer insolation variations took place gradually, several paleoclimatic records have provided evidence of abrupt changes at the onset or termination of the Holocene Humid Period (HHP, 15-5 ka BP), which could be resulting either (i) from the remote influence of centennial-scale, high-latitude instabilities on tropical climate dynamics, in particular through latitudinal shifts of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ; e.g. Peterson et al., 2000; Haug et al., 2001), or (ii) from internal climate feedbacks and/or climate-biosphere feedbacks (Renssen et al., 2006; Castañeda et al., 2009). Reconstructing the precise spatio-temporal evolution leading to and from the HHP is mandatory to fully understand the mechanisms at play. Yet, there are significant discrepancies between paleoclimate reconstructions of humidity/aridity changes across tropical Africa and the Arabian area since the last glacial period, and the timing and structure of the Holocene humid period onset and termination are still debated (e.g., deMenocal et al., 2000; Kröpelin et al., 2008).

Tierney and deMenocal (2013), for instance, claimed that the onset and termination were both abrupt and generally synchronous all over East Africa from Lake Tanganyika to the South (6°S - 15.76 ka) to the Gulf of Aden to the North (12°N - 14.68 ka), illustrating the strong teleconnection that exists between equatorial/subequatorial and high latitudes of the northern hemisphere as already noted by Gasse et al (2008). However, in the Chew Bahir basin (southern Ethiopia), sedimentological changes derived from high-resolution XRF-core

scanning show that the HHP started earlier, at 19 ka, and was characterized by two abrupt, step-like increases in humidity that were coeval with (i) the onset of B/A and (ii) the termination of the YD, respectively (Foerster et al., 2012). But the end of the HHP, on the other hand, was rather progressive (Foerster et al., 2012), suggesting a climatic transition that was gradual, confirming what has been deduced from lacustrine sediments in the Sahara desert (Kröpelin et al., 2008).

Lézine et al (2014) stressed out regional differences in the dynamics of HHP onset and termination based on a comprehensive dataset of nearly 2147 well-dated hydrological records (lacustrine, palustrine, spring and fluvial, arid). They showed that the Arabian Peninsula and the Horn of Africa have experienced a significantly shorter humid period compared to northern Africa even though the optimum of the Holocene humidity was contemporaneous. Lézine et al (2014) also concluded that the onset and termination of the HHP were progressive in western Africa, but more abrupt in eastern Africa (Sudan, Egypt), and possibly also over the Horn of Africa and Arabia, although the low amount of well-dated hydrological data in these two regions made it more difficult to conclude.

In order to provide additional pieces of evidence to help deciphering properly the set of events that lead to the onset and termination of the Holocene humid period, we studied pollen assemblages from marine core MD92-1002 recovered in the Gulf of Aden to reconstruct main environmental and climate changes, which occurred at the junction between the Horn of Africa and Southwestern Arabia. The exceptionally high sedimentation rates, which characterize this record (~45cm/ka), enable us to cope in details with the structure and timing of the last deglaciation. Comparison with earlier studies from marine cores (Core P178-15P - Tierney and deMenocal, 2013, and core KL74 -Sirocko et al., 1993) and continental archives from both lacustrine deposits (Lézine et al., 2014) and speleothems (Neff et al., 2001; Fleitmann et al., 2007; Shakun et al., 2007; Van Rampelbergh et al., 2013) make it possible to examine the relative influence of southern (African) or northern (Arabian) origin and reconstruct the spatial and temporal changes of summer monsoon, with a special emphasis on the Holocene humid period and environmental changes across the last deglaciation.

I. Modern environmental setting

1.1 Regional climatology

The hydrology over the Southern Arabian Peninsula and the Horn of Africa is modulated by the seasonal migration of the ITCZ. During the boreal summer (June-September), the South Asian landmass is warmer than the Indian Ocean; a low-pressure gradient develops resulting in SW-NE winds blowing over the Arabian Sea and transferring humid air masses to the surrounding continents as part of the general northward shift of the ITCZ. This air flux reaches the Horn of Africa and follows the Southern Arabian coasts where precipitations occur. During the boreal winter (November-February), the continents cool down more strongly than the adjacent ocean. Pressure gradients reverse, which in turn causes a reversal of atmospheric wind circulation over the Arabian Sea with major wind blowing NE-SW direction, in association with the shift of the ITCZ to the South. As a result, arid conditions settle over the Arabian Peninsula while, the Mediterranean depressions penetrate southward through the Red Sea and the Persian Gulf (Figure 1).

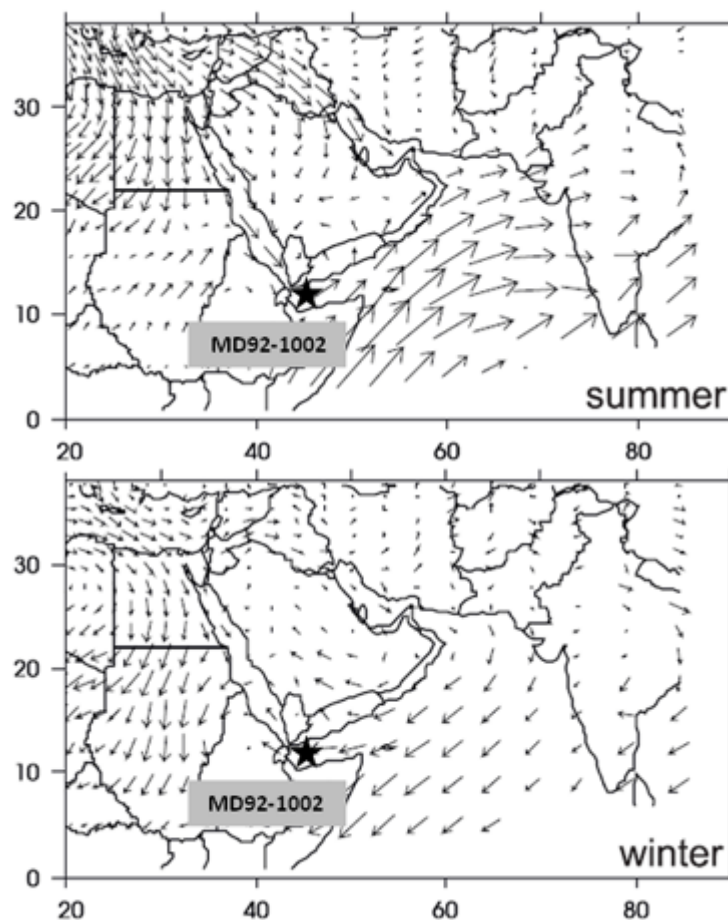


Fig 1. Surface wind trajectories (1000 hPa) during the summer (JJA) and winter (DJF; (ECMWF analyses 1990-1997). Location of core MD92-1002.

Because ITCZ does not extend far north over the Arabian Peninsula during the summer season, monsoonal precipitations remain largely confined to restricted areas along the southwestern part of the peninsula and the regional climate is dry with high annual temperature (26-36°C) and low rainfall (less than 100 /year).

1.2. The Gulf of Aden

The Gulf of Aden is located in the Arabian Sea between Yemen, on the southern coast of the Arabian Peninsula, and Somalia in the Horn of Africa (Figure 2). It is connected to the Red Sea through the Bab-el-Mandeb strait (~ 20 miles wide and ~140 m deep; Sheppard, 2000). Because of the arid surrounding environments, the terrigenous material that feeds marine sedimentation is mainly eolian, windborne dust particles originating from Northern Africa and/or the Arabian Peninsula (Sirocko et al., 1993; Leuschner and Sirocko, 2000; Sirocko et al., 2000; Stein et al., 2007). The Gulf of Aden is bathed by bottom waters with low oxygen content, which result from the strong export productivity in the Arabian Sea and its insufficient ventilation (van Weering et al., 1997). The low oxygen content of bottom water results in the good preservation organic carbon, and the overall high abundance of pyrite in sediments (Bouilloux et al., 2013a,b).

1.3. Vegetation

The regional vegetation belongs to four distinct phytogeographical domains (Figure 2; Ghazanfar and Fisher, 1998; Wood, 1997; Zohary, 1973; White, 1983). The Saharo-Sindian domain in the Arabian deserts is characterized by scarce, herbaceous populations mainly composed of *Artemisia monosperma*, *Cornulaca arabica*, *Calligonum comosum*, *Cyperus conglomeratus*, *Tribulus arabicus*, *Plantago ciliata* and *Dipterygium glaucum*. The Irano-Turanian domain to the North of the Arabian Peninsula at the edge of the Mediterranean region and to the Northeast, is characterized by *Artemisia herba-alba* associated with *Centaurea sp.*, *Ephedra sp* and various Asteraceae. The Somalia-Masai domain to the South-West of the Arabian Peninsula and the Horn of Africa is composed of semi-arid grasslands and deciduous woodland and scrubs with *Acacia sp.*, *Commiphora sp.* associated with various Euphorbiaceae, *Cadaba longifolia* and *Dodonea viscosa*.

The Afromontane domain, between 1000 to 3000 m above sea level in the Ethiopian plateaus to the South and the high mountains of Yemen and Oman to the North and Northeast, is composed of evergreen forests. This domain is extremely reduced in the Arabian highlands with only *Olea europea* and *Juniperus procera* among the most characteristic species. In East

Africa, the Afromontane vegetation is more diverse, including, among others, *Podocarpus latifolius*, *Olea capensis*, *Juniperus procera* and *Hagenia abyssinica*.

High salinity and arid to hyper-arid climate conditions strongly limit littoral mangrove occurrence in the Red Sea and the Gulf of Aden. Mangroves are only found as restricted communities in sheltered embayment. They are mostly monospecific with *Avicennia marina*, which is adapted to very salty, dry and evaporate conditions. *Rhizophora mucronata*, which is well adapted to tropical climates, requires wetter conditions and freshwater input. It is extremely rare in the Gulf of Aden and is only restricted to few areas of Djibouti, Eritrea and the Red Sea coast of Yemen (Spalding, 2010; PERSGA/ALECSO,2004).

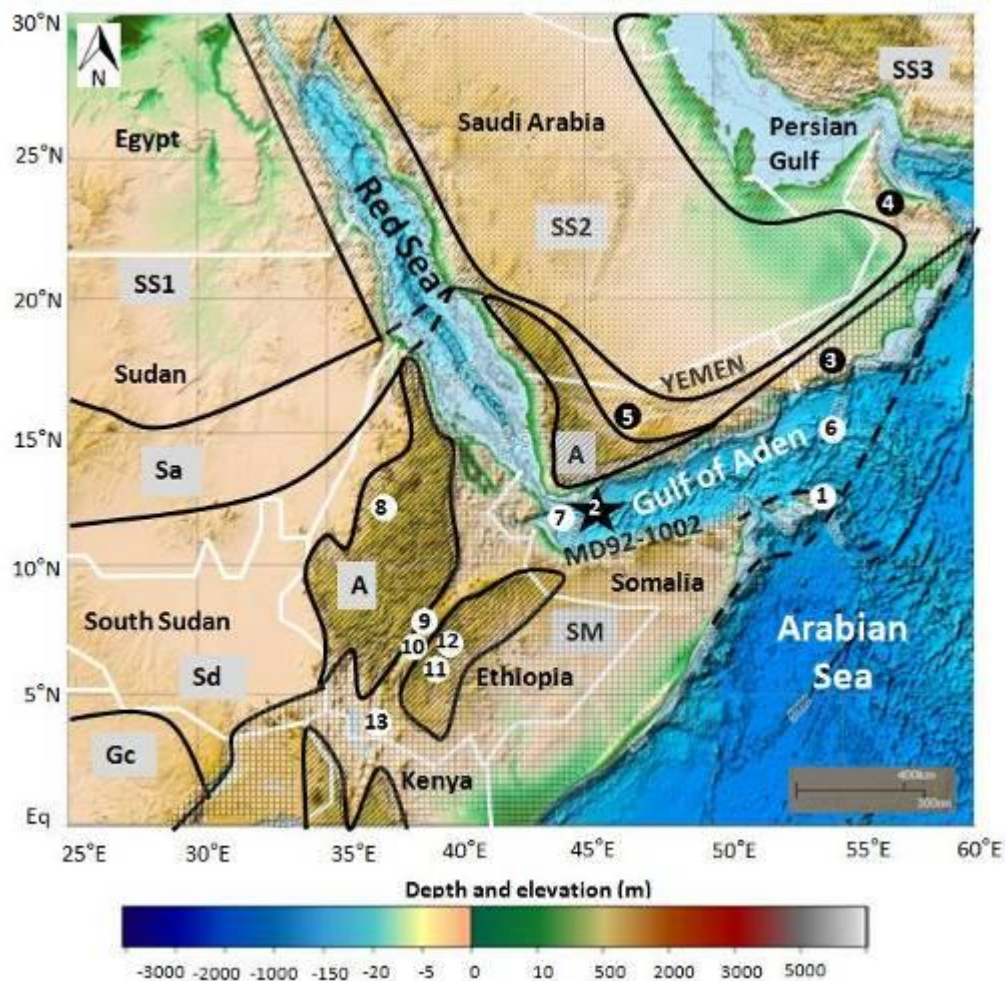


Fig 2. Topographical/bathymetrical map of the Gulf of Aden and the surrounding continental areas showing the location of core MD92-1002 and the other sites cited in the text. Phytogeographical zones are from White (1983), Leonard (1989), White and Leonard (1991). SM: Somalia-Masai; A: Afromontane; Sa: Sahel; SS: Saharo-Sindian (SS1: Saharan, SS2: Arabian and SS3: Nubo-Sindian); Sd: Sudanian; Gc: Guineo-Congolian/Sudanian. (1) Socotra stalagmite (Shakun et al., 2007); (2) Core MD92-1002 (this study); (3) Qunf stalagmite (Fleitmann et al., 2003); (4) Hoti stalagmite (Neff et al., 2001); (5) al Hawa paleolake records (Lézine et al., 2010); (6) Core KL74 (Sirocko et al., 1993); (7) Core P178-15P (Tierney and deMenocal, 2013); (8) Lake Tana (Lamb et al., 2007); (9) Lake Abiyata (Lézine and Bonnefille, 1982); (10) Lake Tilo (Lamb et al., 2001); (11) Garba Gurcha (Umer et al., 2007); (12) Mount Badda (Hamilton, 1982); (13) Chew Bahir basin (Foerster et al., 2012).

II. Material and Methods

II.1 Core MD92-1002

Core MD92-1002 was recovered in the Gulf of Aden, near the Bab-el-Mandeb sill, at 12°01'32 N- 44°19'02 E (1327 m water depth) during the MD73 Red Sea cruise of R/V *Marion Dufresne* in 1992. The sedimentary column recovered in core MD92-1002 is 9.5 m long. The sediment is relatively homogeneous, consisting in greenish clay-dominated sediments with pyrite. Stratigraphic control of core MD92-1002 is provided by a $\delta^{18}\text{O}$ record obtained from the planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber* picked at a ~5 cm resolution (Ouahdi, 1997; Bouilloux et al., 2013a,b). The $\delta^{18}\text{O}$ stratigraphy revealed that core MD92-1002 reaches the Last Glacial Maximum (LGM) with expanded Holocene (~400 cm-thick) and deglacial (~350 cm-thick) sections (Figure 3, left).

Initial samples used for isotopic analyses (Ouahdi, 1997) could not be located. In order to control precisely the fine structure of the last deglaciation and be able to look in details at potential phase relationship between pollen variations and isotopic changes, additional $\delta^{18}\text{O}$ analyses of *G. ruber* (white, *sensus stricto* morphotype) have been performed on the exact same samples used for our palynological analyses. For these new isotopic data, fine material inside the shells was removed by ultra-sonification during 15 seconds in methanol. Stable oxygen isotopic compositions were measured at LSCE on dual-inlet gas mass spectrometers.

All results are expressed as $\delta^{18}\text{O}$ versus V-PDB (in ‰) with respect to NBS 19 and NBS 18 standards. The internal analytical reproducibility determined from replicate measurements of a carbonate standard is $\pm 0.05\%$. Both isotopic records are displayed in Figure 3 (left). The original record (Ouahdi, 1997; Figure 3-left, dotted line) showed a marked positive peak in the deglaciation, at about 11 ka BP, which had been interpreted as associated to the Younger Dryas. No such a sub-structure is observed in the new record (Figure 3-left, plain line).

II.2 Age model

The chronology of Core MD92-1002 is based on 10 AMS ^{14}C dates obtained on shells from shallow dwelling planktonic foraminifera *G. ruber* and *Globigerinoides sacculifer* (Table 1). Measurements were performed at the Laboratoire de Mesures Carbone 14 (LMC14, Saclay, France). ^{14}C dates were converted to calendar ages using the OxCal 4.2 software

(Oxford Radiocarbon Accelerator Unit; Bronk and Ramsey, 1995, 2001; Reimer et al., 2004) taking into account a global reservoir age of 400 yr and a regional correction $\Delta R = 163 \pm 74$ yr (Southon et al., 2002). The resulting age-depth profile (Figure 3, right) shows that sedimentation rates vary from a minimum ~ 28 cm/ ka between 10 000 and 6500 cal yr BP to a maximum of ~ 85 cm/ka between 10 000 and 11 000 cal yr BP.

Table 1. Radiocarbon ages and the corresponding calendar ages for the marine core MD92-1002.

Depth (cm)	Sample code	Material	AMS ^{14}C age (^{14}C yr BP)	Oxcal calibrated age (Cal yr BP)
5	MD92-1002/ I-5 cm	<i>G. ruber</i>	820 ± 30	303±96
39.5	MD92-1002/ I-39.5 cm	<i>G. ruber, G. sacculifer</i>	1045 ± 40	498±75
152	MD92-1002/ II-3 cm	<i>G. ruber</i>	3015 ± 30	2594±105
221.5	MD92-1002/ II-72.5 cm	<i>G. ruber</i>	4235 ± 30	4110±118
306.5	MD92-1002/ III-7.5 cm	<i>G. ruber</i>	6265 ± 35	6530±96
407.5	MD92-1002/ III-108.5 cm	<i>G. ruber</i>	9475 ± 40	10135±121
507.5	MD92-1002/IV-57.75 cm	<i>G. ruber</i>	10450 ± 40	11315±155
622.75	MD92-1002/ V-22.75 cm	<i>G. ruber</i>	11760 ± 45	13074±108
677.5	MD92-1002/ V-77.5 cm	<i>G. ruber, G. sacculifer</i>	13000 ± 50	14558±233
834	MD92-1002/ VI-84 cm	<i>G. ruber, G. sacculifer</i>	14910 ± 60	17474±148

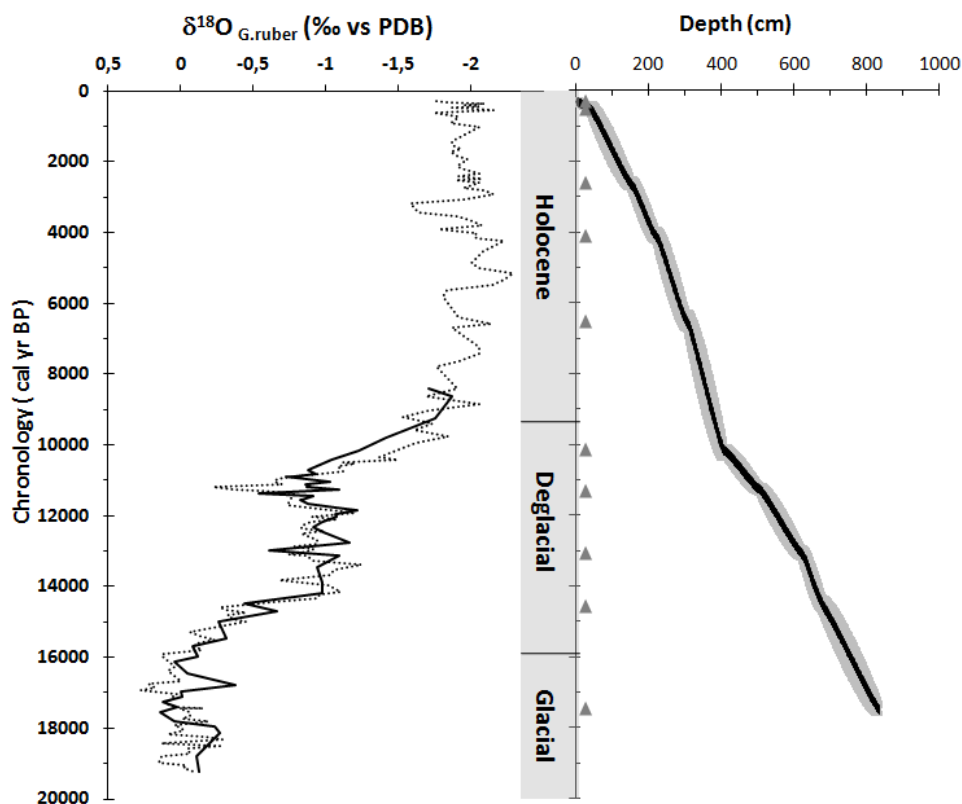


Fig 3. Isotopic stratigraphy of core MD92-1002 (left) and depth-age profile based on ^{14}C dating (right). Age model development and uncertainty propagation were obtained by using the Oxcal software (Bronk Ramsey, 1995, 2001; Reimer et al., 2004).

II.3 Pollen analyses

Ninety-five samples were taken through the 9.5 m core for pollen, fresh water algae and charcoal analyses at interval varying from 6 to 25 cm, with a special focus on the last deglaciation. Samples were processed according to standard procedures (chemical treatment with HCL and HF, sieving at $5\mu\text{m}$) (Faegri and Iversen, 1975). Pollen and spores counts ranged from 44 to 380. Percentages were calculated on the total of grains counted, undeterminable ones excluded. Identification of 77 pollen and spore taxa (Table 2) was possible using the extensive reference material of the African Pollen Database (APD) and regional pollen atlases (El-Ghazali, 1991; Bonnefille and Riollet, 1980; Bonnefille, 1971).

Nomenclature followed Vincens et al (2007). Terrestrial Non Pollen Palynomorphs (freshwater algae, fungi and charcoal) were identified and counted from the same samples and their percentages were calculated separately. Addition of a known concentration of an exotic pollen taxon (*Alnus rubra*) prior to processing made possible to estimate fluxes of all these terrestrial elements. Data are presented in the form of a percentage diagram (Figure 4) using TILIA 2.0 and CONISS (Grimm et al., 1993).

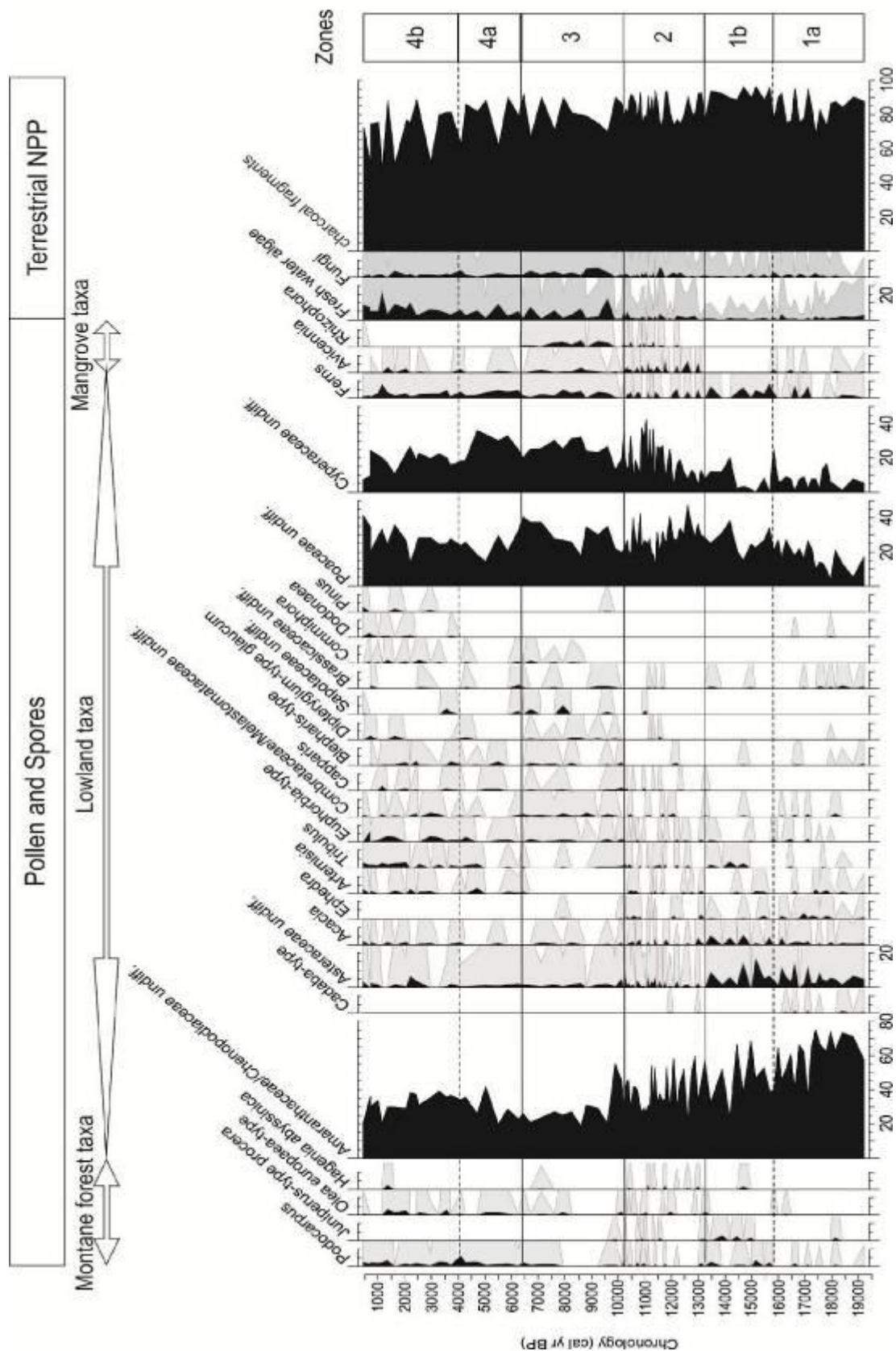


Fig 4. Synthetic pollen diagram showing, versus calendar chronology, (i/Left) main pollen and spore taxa according to their origin: montane forests, lowland steppes and deserts and mangroves (percentages calculated against the sum of pollen and spores), and (ii/Right) terrestrial non-pollen palynomorphs (NPP) (percentages calculated to the sum of all terrestrial elements (pollen, spores and NPP)).

III. Results

Three herbaceous taxa: Amaranthaceae/Chenopodiaceae, Poaceae and Cyperaceae dominate the pollen sequence with maximum values of 57, 51 and 43 % respectively. They display opposite trends, with Amaranthaceae/Chenopodiaceae progressively decreasing from the base to the top of the sequence and Poaceae and Cyperaceae progressively increasing. Four main zones can be distinguished:

Zone 1 (19.2-13.5ka): This zone exhibits the predominance of steppic pollen types mainly Amaranthaceae/Chenopodiaceae, Asteraceae, *Acacia*, *Ephedra* and *Artemisia*. Low values of freshwater algae and ferns suggest reduced river transport to the core site. Pollen grains from Afromontane regions (*Podocarpus* and *Juniperus*) testify to the long distance wind transport. Two sub-zones can be distinguished on both sides of the 15.7 ka level with sub-zone 1b characterized by higher percentages of charcoal fragments and lower pollen diversity (Figure 4) and influxes (Figure 5) compared to sub-zone 1a.

Zone 2 (13.5-10 ka): In this transition interval, the progressive decline of dry indicators (particularly Asteraceae) is counterbalanced by the increase in pollen diversity from the nearby semi-arid grasslands and deciduous woodland (e.g., Combretaceae, *Capparis*, *Dipterygium*...), the littoral mangroves (*Avicennia* and *Rhizophora*) and the tropical highlands (*Olea* and *Hagenia*). As a result, this zone records the increase of influxes of all terrestrial elements including charcoal particles, which display high amplitude fluctuations (Figure 4).

Zone 3 (10-6.4 ka): 10 ka marks an abrupt shift from a predominantly dry period to a more humid one: Amaranthaceae/Chenopodiaceae percentages dramatically fall from a maximum of 59% in the preceding zone to a minimum of 18.5% whereas Combretaceae, associated with taxa from tropical humid environments increase in conjunction with an increase in mangrove taxa (e.g., Sapotaceae, *Rhizophora*), Cyperaceae, fern spores, freshwater algae and fungi, reflecting continental humidity and river inputs (Figure 4). Influxes strongly decrease from the base of this zone, then remain relatively stable (pollen, charcoal) or slightly decrease (fungi) up to the top of the sequence (Figure 5).

Zone 4 (6.4-0.4 ka): In this zone the decrease and disappearance of *Rhizophora* and the increase of steppic taxa (e.g., Amaranthaceae/Chenopodiaceae, Asteraceae, *Artemisia* and

Tribulus) reflect the decline of humidity (Figure 4). Two sub-zones are distinguished: in sub-zone 4a (6.4 to 4 ka), high percentages of Cyperaceae suggest the persistence of relative humid conditions in the surroundings. In sub-zone 4b (4 ka - 0), the decline of this taxon together with the reappearance of dry elements *Artemisia* and *Tribulus* indicate the setting of the modern arid to semi-arid environmental conditions. The presence of *Pinus* moreover suggests the increased importance of pollen transport from the Mediterranean areas. Influxes of freshwater algae increase in zone 4 showing the permanence of local river transport to the Gulf of Aden in spite of regional dryness.

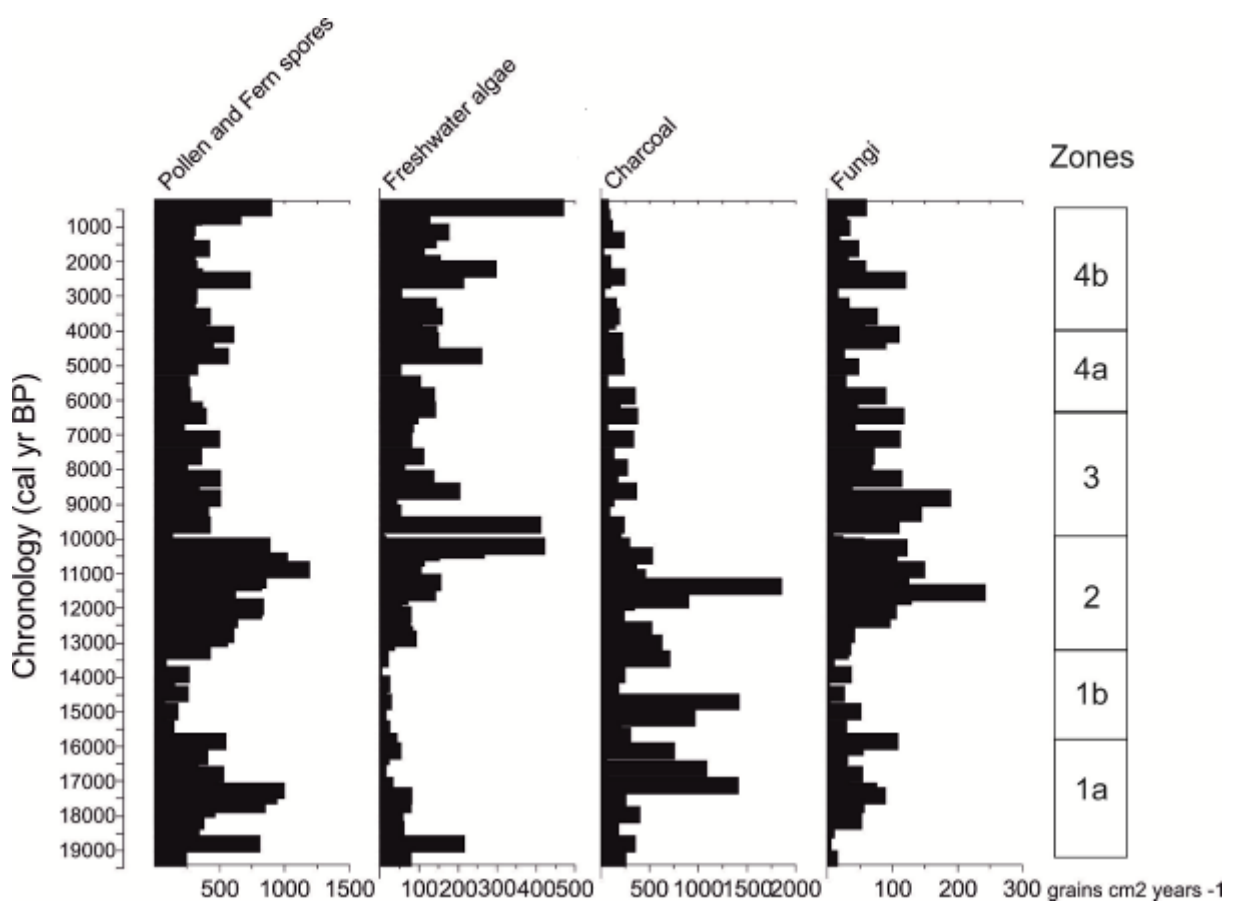


Fig 5. Synthetic diagram showing the influx (number of grains per cm² per year) of all the terrestrial elements of core MD92-1002 versus calendar chronology.

IV. Discussion

IV.1. Regional environment

Pollen data from Arabia and the Horn of Africa are very rare for periods before the Holocene. Lake Tana (Lamb et al., 2007) provides evidence that semi-desert herbaceous vegetation developed in the highlands of Northern Ethiopia (12°N) between 16.4 and 15.2 ka testifying to the arid climate conditions. Similar xerophytic environments were present farther South at e.g. Garba Guracha (6°52' N - Umer et al., 2007) or Mount Badda (7°52' N - Hamilton, 1982) in the Ethiopian Highlands before their replacement by well-developed montane forests after 13.4 ka. In the Rift valley, the landscape was highly heterogeneous: montane forest developed near lake Abiyata since 12.2 ka (7°37' N - Lézine and Bonnefille, 1982) whereas savanna dominated to the South at Tilo (7° 03' N - Lamb et al. (2001) throughout the Holocene. No such a vegetation evolution - i.e. post-glacial development of montane forests - is recorded in core MD92-1002, which points to the continuous presence of semi-desert vegetation of Somalia-Masai type from 20 ka to the present day. This pattern likely corresponds to what is observed in the Southern Arabian lowlands during the Holocene as reported by the al-Hawa pollen sequence (15°52' N - Lézine et al., 2010). However, owing to the fact that the Somalia-Masai vegetation zone encompasses today the Gulf of Aden (Figure 2), it is difficult to discriminate the northern or the southern origin of the pollen grains transported to the core site and to definitively exclude any contribution of the Horn of Africa. Indeed, pollen taxa from Afromontane forests: *Podocarpus*, *Juniperus*, *Olea* and *Hagenia* have been found in many samples of core MD92-1002. Nevertheless, except for *Hagenia*, which is absent in Arabia, all the other pollen types may originate from either the Ethiopian or Arabian highlands (Gazanfar and Fisher, 1998; Hepper and Wood, 1979). Their very low contributions make it difficult to define their precise origin. In contrast, the importance of Asteraceae and the occurrence of *Artemisia* and *Ephedra* from 19.2 to 10 ka then from 6.4 ka to the present (zones 1, 2 and 4) point to the contribution of northern steppic ecosystems of Saharo-Sindian affinity since these pollen taxa characterize modern pollen samples from sectors of the Arabian peninsula to the North and North-East, out of direct influence of tropical climate (El Moslimany, 1983; Bonnefille and Riollet, 1988; Lézine et al. 1998, 2002, 2010). Among these two arid periods, the time interval from 20 to 13.5 ka was indisputably the driest, characterized by the dominance of plants tolerant to dry climate conditions and/or

saline environments (e.g., *Amaranthaceae/Chenopodiaceae*) and by a poorly diverse regional flora with *Acacia* and diverse *Capparidaceae* among the rare trees and shrubs. Continuous presence of *Artemisia*, *Ephedra*, together with *Asteraceae* indicate that long-distance transport from northern origin was dominant and maximum influx of pollen grains and charcoal fragments suggests strong wind activity. Nevertheless, ferns spores and freshwater algae present at the base of this period suggest that local humidity persisted in spite of regional dryness. The second period of marked aridity, between 6.4 to 0 ka, differs from the previous one by a more diverse flora, typically of Somalia-Masai origin and by significant values of all humid indicators (*Cyperaceae*, ferns, fresh water algae, fungi). These, together with the high values of *Poaceae* show that this time interval was less dry compared to the 20-13.5 ka interval, with a more continuous herbaceous cover on the nearby continents compared to the last glacial period. However, the presence of *Artemisia* among the herbaceous plant types point to strong winds from northern origin. This pattern is accentuated from 4 ka onward as evidenced by the appearance of *Pinus* from Mediterranean origin and the dramatic decrease of *Cyperaceae* percentages.

These results are congruent with earlier observations by [Sirocko et al. \(1993\)](#) on core KL74 from the Arabian Sea in which the dolomite fraction is interpreted as reflecting the efficiency of wind transport from the Arabian peninsula and the Persian Gulf. In this core, dolomite contribution is higher during two periods: the last glacial up to 15.3 ka and the mid-to late Holocene, after 7.3 ka (Figure 6A). The KL74 dolomite record is particularly asymmetrical on both sides of the Holocene humid Period. Maxima of % dolomite reached during the last glacial are at least 3 times higher (or more) than those of the late Holocene. Even though the last glacial maxima of KL74 dolomite may have been amplified by terrestrial inputs from large dessicated areas such as the Persian Gulf ([Sirocko et al., 1993](#); [Lézine et al., 2014](#)), pollen record from core MD92-1002 suggests that wind activity and correlative dryness were higher during the last glacial than during the Holocene humid period. This pattern is also evidenced by the δD wax record from nearby core P178-15P, which never falls down to glacial values during the late Holocene ([Tierney and deMenocal, 2013](#); Figure 6E). Such a temporal evolution, characterized by dryer conditions during the last glacial compared to the late Holocene, contrasts with what has been reconstructed at the northern edge of the Atlantic monsoon system on western Africa ([Lézine et al., 2014](#) and references therein). At Site ODP 658, located off Cap Blanc (Mauritania) below the summer African dust plume, sedimentation of windborne material transported from the sub-Saharan and Sahel

regions was as important during the last 5.5 ka than during the last glacial period (deMenocal et al., 2000).

IV.2. Local hydrology and relations with the surrounding land masses

In order to discuss the timing of humidity increase at the onset of “Holocene Humid Period” in the Gulf of Aden and its surroundings, we have built a “Humidity Pollen Index” (HPI) by calculating the ratio between two major pollen taxa occurring regionally and illustrating two opposite environmental conditions: the most humid, Cyperaceae and the most arid, Amaranthaceae/Chenopodiaceae. In addition, we have considered mangrove taxa and especially *Rhizophora* as reflecting local humidity, i.e., the influence of summer monsoon rainfall at the core site. Non-significant variations of these two humid indicators were smeared out by performing a 5-point window moving average (Figure 6B). PHI shows that humidity increased since 14.9 ka in agreement with earlier paleohydrological and paleoclimatic studies based on East African lakes (e.g. Foerster et al., 2012; Tierney and deMenocal, 2013; Figure 6E) and speleothems from Socotra (Shakun et al., 2007; Van Rampelbergh et al., 2013) which date the onset of the post glacial humidity increase from 14.68-14.5 ka (Figure 6D). Such an early increase in humidity is also evidenced in the development of lakes and wetlands over the Horn of Africa (Lézine et al., 2010, 2014; Figure 6F), although the signal remains weak. The trend of humidity in the pollen record from core MD92-1002 was punctuated by two phases of return to dryer conditions: at 12.7 ka, then at 10.4 ka, in phase with periods of enhanced wind activity of N-S direction responsible for dust transport from the Arabian Peninsula to the ocean as recorded by the KL74 dolomite record (Figures 6A and 6B). Mangrove expansion at 13.5 ka started in a regional context of aridity as shown by the only occurrence of *Avicennia*, which is particularly adapted to arid and hyper saline conditions. Humidity increased sufficiently to allow *Rhizophora* to expand one millennium after, at 12.6 ka. *Rhizophora mucronata* is a tropical species, which requires fresh water from both rivers and summer rainfall and stable environmental conditions. In palaeoenvironmental studies it is usually used as a marker of both sea level variations (Lézine, 1996) and monsoon rainfall (Overpeck et al., 1996). The development of mangrove in the Gulf of Aden occurred during a phase of relative sea level stability just after Meltwater Pulse 1a (~14 ka; e.g., Bard et al., 1996; Stanford et al., 2006). Then *Rhizophora* reached its maximum between 9 and 7.5 ka in response to increased influence of summer monsoon rains in the Gulf of Aden.

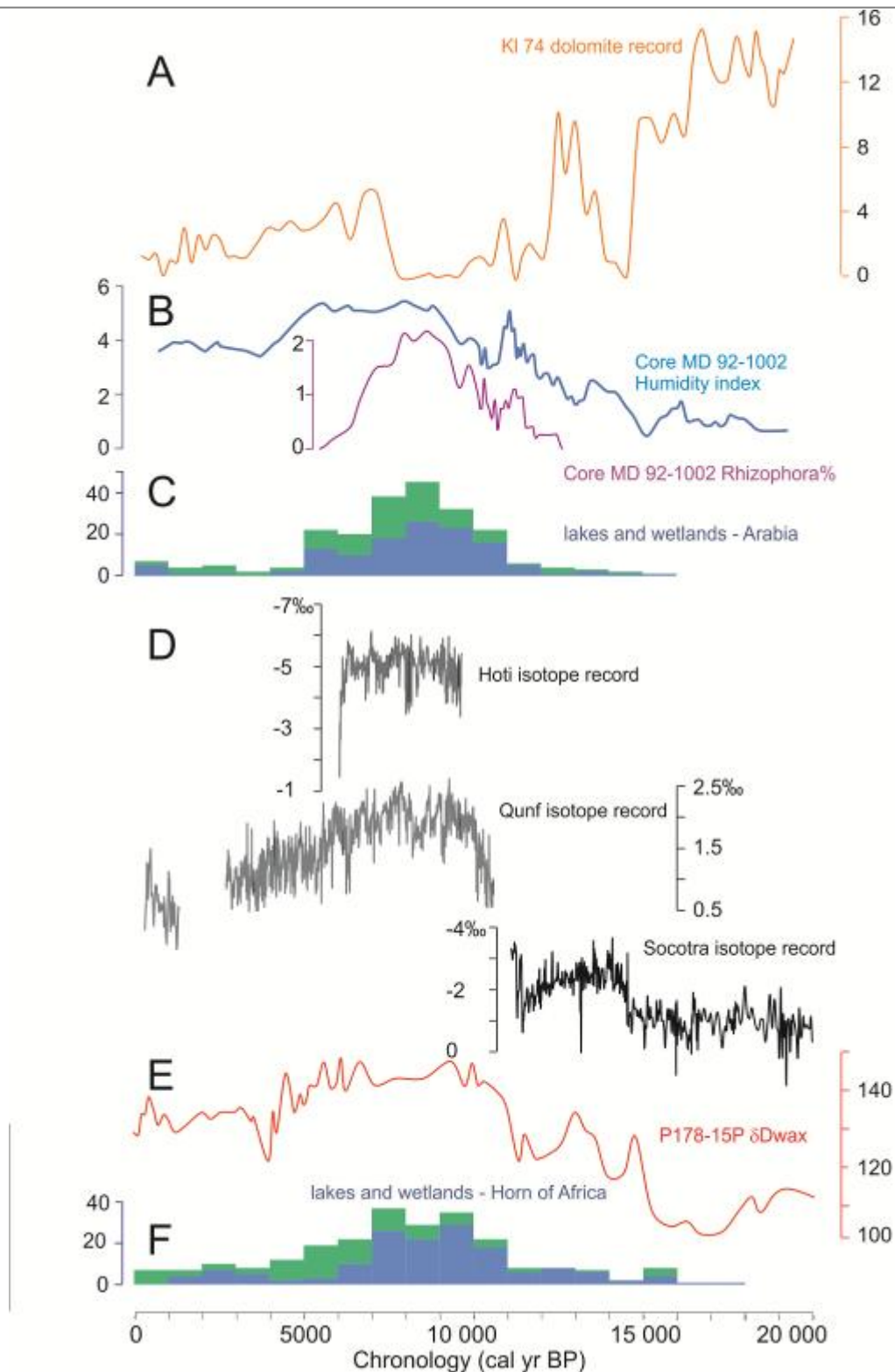


Fig 6. Paleoenvironments of the Gulf of Aden from 20 ka to the present. **A:** Dolomite record from core KL74 (inverted scale) from the Arabian Sea (Sirocko et al., 1993) illustrating fluctuations of aridity and wind strength of N-S direction (with peaks during humid periods); **B:** Humidity Pollen Index and *Rhizophora* curve (5-sample running average) from core MD92-1002 (this study); **C:** Dated records of lakes and wetlands in Arabia (Lézine et al., 2014); **D:** Oxygen isotope records from three speleothem records in Oman and Yémen: from North to South (Hoti (23°05'N, Neff et al., 2001), Qunf (17°10'N, Fleitmann et al., 2003) Socotra ((12°30'N, Shakun et al., 2007)); **E:** δD_{wax} from core P178-15P (Tierney and deMenocal, 2013); **F:** Dated records of lakes and wetlands in the Horn of Africa (Lézine et al., 2014).

The timing of this “climate optimum” in the Gulf of Aden closely matches paleohydrological data showing the expansion of open water bodies in southern Arabia (Lézine et al., 2010; 2014; Figure 6C) and the optimum humidity interval evidenced by low $\delta^{18}\text{O}$ values from the Qunf-5 isotope record from southern Oman (Fleitmann et al., 2003; Figure 6D).

The termination of the African Humid Period in the Gulf of Aden took place in three main steps: *Rhizophora* started to decline as soon as 7.5 ka (Figure 6B), synchronously with the progressive increase of $\delta^{18}\text{O}$ (decreased humidity) recorded in the nearby, southern Oman Qunf speleothem record (figure 6D) and definitively collapsed at 5.5 ka (Figure 6B). This timing is in accordance with the drying out of the lakes and wetlands in the Arabian lowlands (Lézine et al., 2014; Figure 6C). Finally, HPI drops at 4 ka recording the end of the regional humidity. This humidity decrease at 4 ka suggests links with the East African hydrology, where a pronounced environmental shift was recorded at about 4,000 years BP by multiple lines of evidence (Marchant and Hooghiemstra, 2004). However, the short phase of positive hydrological balance around 2.5 ka recorded in northern Ethiopia and the Horn of Africa (Gasse and Van Campo, 1994) (Figure 6) is not visible in our record.

IV.3. Humidity evolution and ITCZ dynamics over the Horn of Africa and Arabia

There are still ongoing discussions about the timing and abruptness of the HHP onset (e.g. deMenocal et al., 2000; Kröpelin et al., 2008; Foerster et al., 2012; Thierney and deMenocal, 2013). As seen above, the HHP onset appears as a rather abrupt and large amplitude swing in the Socotra speleothem isotope record (Shakun et al., 2007; Van Rangelbergh et al., 2013; Figure 6D) and the dolomite content of marine core 74KL (Sirocko et al., 1993; Figure 6A). This is in contrast with the reconstruction of lake and wetland expansion over the Horn of Africa and over Arabia, which suggests a rather subtle and gradual increase of humidity (Figures 6C and 6F) - such a progressive evolution being more in line with the gradual change in pollen humidity index from core MD92-1002. Part of the discrepancy in shape and amplitude between humidity records in Figure 6 likely reflects the fact that changes in monsoonal precipitations can be associated with spatial shift of the ITCZ summer position at orbital or sub-orbital timescales (e.g. Peterson et al., 2000; Haug et al., 2001). Regional synthesis of humidity records (i.e. Lézine et al., 2011, 2014) or proxies reflecting regional humidity changes, will tend to provide a smoothed and more gradual signal

than records of local humidity, whenever ITCZ meandering chiefly controls the spatial distribution and time evolution of precipitation changes.

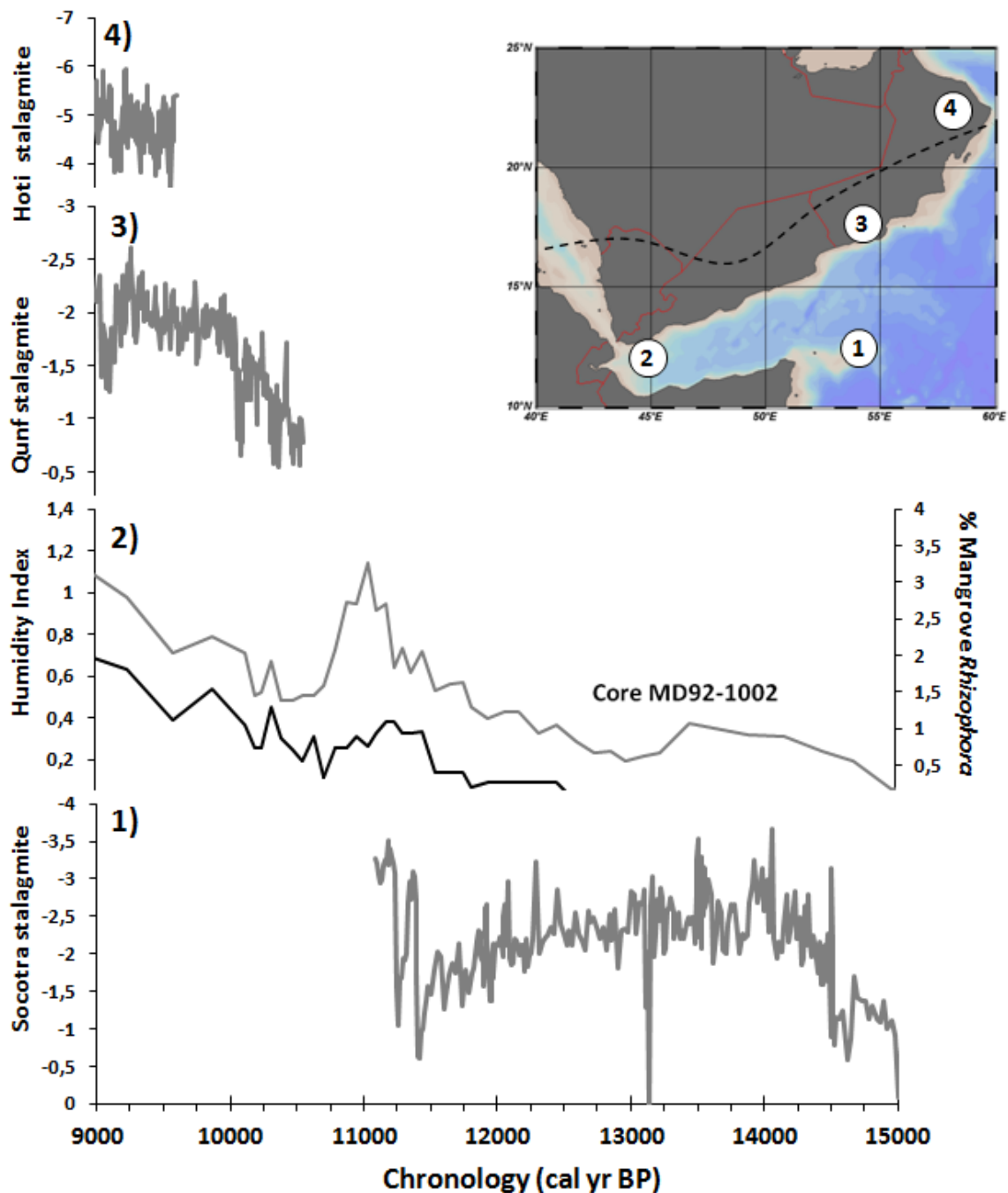


Fig 7. Focus on local humidity changes during the last deglaciation. Location of all records is shown in map as well as the summer position of ITCZ (dotted line). (1) : Oxygen isotope data from Socotra speleothem (Yemen) (Shakun et al., 2007); (2) hydrological proxies from core MD92-1002 (this study) ; (3) stalagmite oxygen isotope record from South Oman (Fleitmann et al., 2003); (4) Stalagmite oxygen isotope record from North Oman (Neff et al., 2001).

When focusing on the records that reflect local humidity changes, it may be possible to reconstruct those spatio-temporal shifts of ITCZ position. For this goal, we focused on (i) the three speleothem isotopic records (Socotra, Qunf, Hoti; Neff et al., 2001; Fleitmann et al., 2007; Shakun et al., 2007; Van Rampelbergh et al., 2013), which provide direct indication of precipitation history over the cave locations, and (ii) the *Rhizophora*% record from core MD92-1002. These records are displayed versus age in Figure 7 together with HPI, which provides a more regional humidity signal over Arabia. These records are distributed vertically with respect to their respective latitudinal position. As can be seen from Figure 7, the change in humidity at the HHP onset and across the deglaciation shows a clear spatio-temporal structure. Speleothem records from Socotra and Oman strongly support evidence of a latitudinal, time-transgressive pattern of rainfall increase from 14.51 ka (Socotra - 12°30 N), 10.4 ka (Qunf - 17°35 N) and 10 ka (Hoti - 23° N). Together with sedimentological data from Chew Bahir basin, which suggest a rise in humidity as early as 19 ka over Southern Ethiopia (Foerster et al., 2012), these data clearly depict a northward motion of humidity maximum which likely reflects the latitudinal meandering of the ITCZ.

In addition, combining the speleothem records with our pollen series from core MD92-1002 makes it also possible to reveal a westward motion of ITCZ through time. The first abrupt increase in humidity recorded at ~ 14.5 ka BP in the Socotra speleothem, corresponds to a humidity increase also recorded in the HPI record from MD92-1002 at about the same latitude. But after a maximum of humidity at about 14-13.5 ka BP, the two records show an opposite evolution: the Socotra isotopic record shows a progressive decline in humidity at 12°30N, while core MD92-1002 HPI indicates increasing humidity northward, over Arabia. The mangrove started its expansion in the vicinity of core MD92-1002 as about ~ 12.5 ka BP, as is attested by the first occurrence and later increase of *Rhizophora* pollen. Taken at face value, decline of humidity over Socotra while it increased in the vicinity of MD92-1002 suggests a westward displacement of the ITCZ, which moved landward as summer insolation increased. *Rhizophora*% shows a marked increase at ~ 11.5 ka BP, coeval with a final burst of humidity over Socotra, which corresponds to the “swan song” of the speleothem, after which it stopped to develop. The subsequent Qunf speleothem development and the gradual increase of *Rhizophora* abundance and HPI through the rest of the deglaciation in core MD92-1002, clearly indicate that summer ITCZ position had been permanently shifted towards west and north of Socotra after ~ 11 ka BP.

Conclusion

Pollen analyses from sediment core MD92-1002 (Gulf of Aden) make it possible to derive a high-resolution record of hydro-climate evolution at the junction between the Horn of Africa and the Arabian Peninsula since the LGM. These palynological data reveal relatively gradual changes in humidity at the onset and decline of the Holocene Humid Period.

Humidity increased since about 14.9 ka BP and reached a maximum between 9-7.5 ka BP, in agreement with paleohydrological data from southern Arabia ([Lézine et al., 2014](#)). Changes in humidity at the onset of HHP reflect variations in monsoonal precipitation associated to the progressive migration of the ITCZ. This is readily seen from the northward and westward spatio-temporal pattern of humidity changes, which emerges from the comparison of a local humidity indicator in Core MD92-1002 (*Rhizophora* %, associated to mangrove development) with speleothem isotopic records from Socotra and the Arabian Peninsula ([Neff et al., 2001](#); [Fleitmann et al., 2007](#); [Shakun et al., 2007](#); [Van Rampelbergh et al., 2013](#)). The HHP ended up gradually, starting to decline as soon as 7.5 ka and collapsing definitively at 5.5 ka. This decline is characterized by the appearance of Mediterranean taxa and the return of arid conditions, comparable to that of today.

Supplementary materials

Table 2. List of pollen and spore taxa determined from the core MD92-1002 in the Gulf of Aden.

Arboreal Pollen	Non-Arboreal Pollen
Tropical trees and shrubs	Herbs and undiff.
<i>Acacia</i>	Acanthaceae undiff.
<i>Acacia ehrenbergiana</i> -type	<i>Aerva</i> -type
<i>Acacia tortilis</i> -type	Aizoaceae undiff.
Anacardiaceae undiff.	Amaranthaceae/Chenopodiaceae undiff.
<i>Blighia</i>	Apiaceae undiff.
<i>Cadaba</i> -type	<i>Artemisia</i>
<i>Calligonum polygonoides</i>	Asclepiadaceae undiff.
<i>Capparis</i>	Asteraceae undiff.
<i>Cassipourea</i>	<i>Blepharis</i> -type
<i>Commiphora</i>	Brassicaceae undiff.
<i>Dodonaea</i>	Capparidaceae undiff.
<i>Ephedra</i>	<i>Celosia</i> -type
Ericaceae undiff.	<i>Centaurea</i> -type <i>perrottetii</i>
<i>Euclea</i>	Cichorieae undiff.
<i>Hagenia abyssinica</i>	<i>Cleome</i> -type
<i>Hyphaene</i> -type	Combretaceae/Melastomataceae undiff.
<i>Juniperus</i> -type <i>procera</i>	Convolvulaceae undiff.
<i>Macaranga</i> -type	<i>Convolvulus</i> -type
<i>Myrica</i>	<i>Cornulaca</i>
<i>Olea europaea</i> -type	Cyperaceae undiff.
<i>Podocarpus</i>	<i>Dipterygium</i> -type <i>glaucum</i>
<i>Prunusafricana</i> -type	<i>Euphorbia</i> -type
<i>Rosa abyssinica</i> -type	Fabaceae undiff.
Sapindaceae undiff.	<i>Fagonia</i>
Sapotaceae undiff.	<i>Hypoestes</i> -type
<i>Schefflera abyssinica</i> -type	<i>Lippia</i> -type

<i>Tamarix</i>	<i>Mollugo cerviana</i> -type
<i>Trichilia</i> -type	Monocotyledoneae undiff.
<i>Vitellaria</i> -type <i>paradoxa</i>	<i>Oenanthe</i> -type
<i>Xylia</i> -type	<i>Plantago</i>
Temperate trees	Poaceae undiff.
<i>Pinus</i>	<i>Reseda</i> -type
Mangrove trees	Rosaceae undiff.
<i>Avicennia marina</i>	<i>Rumex</i>
<i>Rhizophora mucronata</i>	<i>Schrankia leptocarpa</i>
	<i>Sclerocephalus arabicus</i>
	<i>Solanum</i> -type
	<i>Suaeda</i> -type
	<i>Tribulus</i>
	<i>Typha</i>
	<i>Zygophyllum</i>
	Spores
	Monoletes undiff.
	Pteridophyta undiff.
	Triletes undiff.

Chapitre 2:

L'évolution de la productivité de surface et du contenu
en matière organique totale dans le Golfe d'Aden
depuis le Dernier Maximum Glaciaire (Article 2)

Ce chapitre deux, est consacré à l'étude des changements de la productivité biologique ainsi que la production organique dans le Golfe d'Aden. Il fait l'objet d'un article publié dans la revue " *Quaternaire* ": " **Past productivity variations and organic carbon burial in the Gulf of Aden since the Last Glacial Maximum**".

Past productivity variations and organic carbon burial in the Gulf of Aden since the Last Glacial Maximum

Wiem Fersi^{1,2}, Franck Bassinot¹ and Anne-Marie Lézine²

¹ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ – UMR8212, CE Saclay, l'Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France. wiem.fersi@lscce.ipsl.fr; franck.bassinot@lscce.ipsl.fr

² Sorbonne Universités, UPMC-Univ Paris 06, CNRS-IRD-MNHN, LOCEAN/IPSL laboratory, 4 place Jussieu, 75005 Paris, France. anne-marie.lezine@locean-ipsl.upmc.fr

Abstract

We reconstructed the evolution of marine primary productivity across the last deglaciation in the Gulf of Aden based on micro-paleontological and sedimentological data from marine core MD92-1002. Dinoflagellate cysts analysis suggests that the glacial period was characterized by weakened upwellings and well ventilated bottom water.

Primary productivity increased from 14.5 ka with a maximum between 12.6 and 10.8 ka, then declined during the Holocene. Maximum of primary productivity in the Gulf of Aden took place about 3 ka earlier than the maximum of upwelling intensity off the Oman margin, and was not phase-locked with the maximum of boreal summer insolation. XRF-derived bromine contents mimic the variations of Total Organic Carbon (TOC) in core MD92-1002. Both records show a strong glacial/interglacial signal that is largely decoupled from our reconstruction of surface productivity, suggesting that total organic content in core MD92-1002 is mainly controlled by preservation at the sea floor.

Keywords

Gulf of Aden, dinoflagellate cysts, productivity, organic carbon, monsoon

Fluctuations de la productivité marine dans le Golfe d'Aden depuis de Dernier Maximum Glaciaire

Résumé

Nous avons reconstruit l'évolution de la productivité marine primaire dans le Golfe d'Aden depuis le dernier maximum glaciaire à partir de données micro-paléontologiques et sédimentaires de la carotte MD92-1002. L'analyse des kystes de dinoflagellés suggère que la période glaciaire est caractérisée par une activité réduite des upwellings et par des eaux profondes bien oxygénées.

La productivité primaire augmente (et l'oxygénation des eaux profondes se réduit) à partir de 14.5 ka et atteint son maximum entre 12.6 et 10.8 ka, pour diminuer ensuite pendant l'Holocène. Dans le Golfe d'Aden, la productivité primaire aurait ainsi atteint son maximum vers 3 ka avant le pic d'intensité de l'upwelling le long de la marge d'Oman correspondant au maximum d'insolation de l'été boréal. Les variations du Brome (Br), du Carbone Organique Total (COT) et de la concentration en micro-organismes planctoniques sont fortement corrélées entre elles dans la carotte MD92-1002. Ces paramètres montrent un fort signal Glaciaire/Interglaciaire qui est donc largement découplé de la productivité de surface. Nos données suggèrent donc que la teneur en matière organique totale dans la carotte MD92-1002 est essentiellement contrôlée par la préservation sur le fond marin.

Mots-clés

Golfe d'Aden, kystes de dinoflagellés, productivité, carbone organique, mousson

I. Introduction

The Arabian Sea is characterized by one of the highest primary productivity in the modern world ocean. On the western side, primary productivity shows a strong annual variability that results from the seasonal reversal of monsoon winds, which drive large upwelling systems along the continental margins. In summer (May-September), differential land-ocean heating leads to intense southwest (SW) monsoonal winds (fig. 1, left; Wyrski, 1973; Pickard and Emery, 1982). The primary productivity reaches its maximum and high oxygen consumption at depth induces a strong Oxygen Minimum Zone (OMZ) from about 100 to 1,500 m (Jean-Baptiste et al., 1990; Van Couwelaar, 1997). In contrast, during the northeast (NE) monsoon (December-February), wind monsoonal circulation reverses with winds blowing mainly from the Northeast, resulting in the weakening of Eckman pumping along the western side of the Arabian Sea (fig. 1, right).

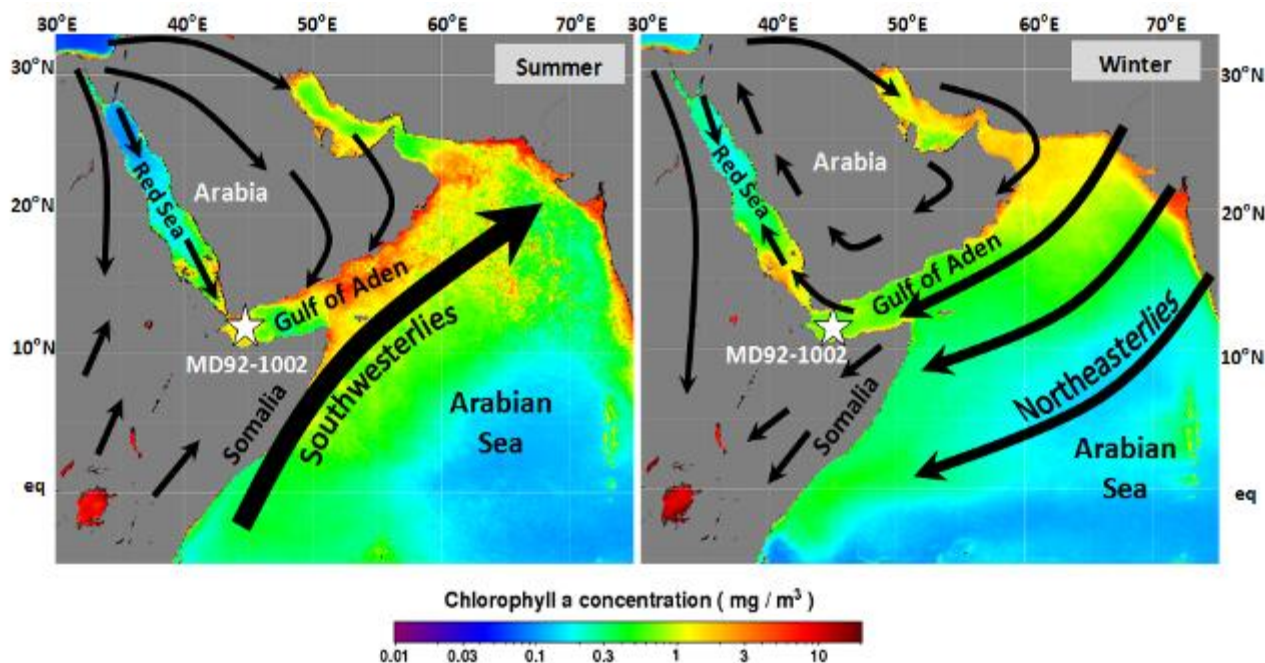


Fig 1. Seasonal distribution of chlorophyll a concentration (mg/m^3) in the Arabian Sea surface water between 1997 and 2010 according to the SeaWiFS project (oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/l3). Red areas represent high biological activity, while blue areas are less rich in nutrient content. General seasonal wind pattern in the Arabian Sea area is shown by black arrows. Location of core MD92-1002 is shown on the map.

Fig 1. Distribution saisonnière de la concentration en chlorophylle a (mg/m^3) dans les eaux de surface de la Mer d'Arabie entre 1997 et 2010 d'après le projet SeaWiFS (oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/l3). Les zones rouges représentent une activité biologique élevée alors que les zones bleues sont moins riches en éléments nutritifs. La circulation saisonnière des vents dans la Mer d'Arabie est figurée par des flèches noires. La carte montre la localisation de la carotte MD92-1002.

Owing to the potential importance of these massive upwelling systems on the carbon cycle and their interest for inferring past changes in monsoon wind intensity, several studies have been devoted to reconstruct and understand past changes of primary productivity in the Arabian Sea using sedimentological, geochemical and micro-paleontological records from marine sediments (Prell and Curry, 1981; Anderson and Prell, 1991, 1993; Sirocko et al., 1991; Rostek et al., 1997; Schulz et al., 1998; Almogi-Labin, 2000; Agnihotri et al., 2003; Gupta et al., 2003, 2011; Ivanova et al., 2003; Naidu and Niitsuma, 2003; Ivanochko et al., 2005; Bassinot et al., 2011; Singh et al., 2011). These studies, confirming early modeling results (Kutzbach and Street-Perrott, 1985), indicate that monsoonal wind intensity varied on a glacial/interglacial timescale but was mostly driven by low latitude summer insolation forcing, with a strong precession component (e.g. Prell, 1984; Anderson and Prell, 1993; Clemens et al., 1991), although the exact timing (phase lag) is still debated (e.g. Caley et al., 2011). During the Last Glacial Maximum (LGM), the productivity along the western Arabian Sea was lower due to the weakening of the SW monsoon (Prell and Van Campo, 1986; Naidu and Malmgren, 1996; Gupta et al., 2003, 2011). Summer upwelling intensity increases along the last deglaciation and reached a peak at about 9 ka, in phase with the maximum of boreal summer insolation paced by the precession of the Earth's orbit (Gupta et al., 2003).

Evolution of past productivity in the Gulf of Aden is not as clearly understood. A reconstruction of productivity changes over the last 530 ka based on foraminiferal assemblages suggests that, on orbital time scales, past changes in productivity were driven by winter monsoon intensity (Almogi-Labin et al., 2000). These results are puzzling since modern hydrographic data indicate that upwellings develop during the summer season in the west of the Gulf of Aden (Morcos and AbdAllah, 2013). These upwelling cells are not as active as those in the Arabian Sea and surface nitrate and chlorophyll contents are lower in the Gulf of Aden than along the coasts of Somalia and Oman (Swallow, 1984; Luther and O'Brien, 1985; Van Couwelaar, 1997).

The Gulf of Aden is a complex area, landlocked between Arabia and the Horn of Africa and at the junction between two orthogonal wind systems during the summer season: SW monsoon winds prevailing to the east of the gulf, and NW winds blowing along the main axis of the Red Sea to the west of the Gulf. In addition, over orbital timescales, this area would not only be affected by changes in low latitude insolation forcing and monsoon dynamics but also by glacio-eustatic variations through their impact on water exchanges with

the Red Sea. The recent work of [Bouilloux et al. \(2013b\)](#) suggested that intensity of upwellings in the Gulf of Aden may have influenced changes in the productivity of the southern Red Sea, owing to the anti-estuarine circulation scheme that results in nutrient-rich upper waters being exported to the nutrient-depleted Red Sea.

Our main goal in this work is to reconstruct the temporal evolution of marine primary productivity in the Gulf of Aden over the last 20 ka with a special focus on the last glacial-interglacial transition. During this period, boreal summer insolation showed both a minimum (~ 20 ka) and a maximum (~ 9 ka) value, and sea level raised about ~ 120 m, changing significantly the connection between the Red Sea and the Gulf of Aden through the shallow (137 m) Bab-el-Mandab strait. In order to reconstruct the productivity changes, we studied dinoflagellate cyst assemblages and changes in the abundance of copepod eggs from a well-dated piston core (MD92-1002) retrieved at ~ 1,327 m, just below the modern limit of the OMZ. We also looked at the organic matter content in the sediment by combining the percentage of Total Organic Carbon (TOC) and XRF-derived bromine content.

II. Material and methods

Core MD92-1002 was collected at a water depth of 1,327 m in the Gulf of Aden (12°01'32'' N; 44°19'02'' E), near the Bab-el-Mandeb sill during the MD73 Red Sea cruise of the R/V Marion Dufresne in 1992. The 9.5-m-long sedimentary record is continuous and undisturbed. It consists in greenish clay-dominated sediments with pyrite. The biogenic fraction coarser than 150 µm includes planktonic foraminifera with rare benthic forms, many pteropods and radiolarian tests. The detrital fraction is composed of carbonates, quartz, aragonite, clay and some heavy minerals like pyrite ([Ouahdi, 1997](#); [Bouilloux et al., 2013a,b](#)).

II.1. Stable isotopic stratigraphy and ¹⁴C dating

Oxygen isotope measurements were performed on shells from the planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber* picked at a resolution of about 5 cm ([Ouahdi, 1997](#)). Results reveal that core MD92-1002 covers the time period since the LGM with an expanded Holocene and a well-developed deglaciation ([Ouahdi, 1997](#); [Mathien-Blard, 2008](#); [Bouilloux et al., 2013a,b](#)). Because the core had been heavily sampled over the years, we could not control the depth of samples initially taken for isotopic stratigraphy relative to our own sampling. Although there was no indication that the cumulative depth used for the initial isotopic stratigraphy might be erroneous, we considered nonetheless that it was important to

insure that there was no mismatch between the isotopic stratigraphy and our new data. For this purpose, we decided to perform new $\delta^{18}\text{O}$ analyses on *G. ruber* shells picked from our own samples. New measurements of the isotopic composition of *G. ruber* (white, *sensus stricto* morphotype), picked from the size fraction 250-315 μm , were performed at the Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) using a dual inlet Delta Plus mass spectrometer. $\delta^{18}\text{O}$ results are expressed in ‰ versus Vienna Peedee belemnite (V-PDB) with respect to NBS 19 and NBS 18 standards. The mean internal analytical reproducibility determined from replicate measurements of a carbonate standard is ± 0.05 ‰. New isotopic values are in good accordance with previously published data (fig. 2). One can notice, however, that the deglaciation is somewhat smoother in the new $\delta^{18}\text{O}$ record, which lacks heavy values that had been observed between ~ 450 -550 cm in the original stratigraphy and were interpreted as potentially associated to the Younger Dryas.

The age model is based on ten AMS ^{14}C dates obtained on shallow dwelling planktonic foraminifera *G. ruber* and *Globigerinoides sacculifer* (table 1) at the Laboratoire de Mesures du Carbone 14 (LMC14, Saclay, France). The ^{14}C ages were calibrated to calendar ages using the OxCal 4.2 software (Oxford Radiocarbon Accelerator Unit; [Bronk and Ramsey, 1995, 2001](#); [Reimer et al., 2004](#)) and assuming a global surface reservoir age of 400 yr and a regional correction $\Delta R = 163 \pm 74$ yr ([Southon et al., 2002](#)). The OxCal software provides us with an estimation of age model uncertainties between control points. All ages are given as calendar age (cal. BP). Figure 2 shows the resulting age-depth profile for core MD92-1002 as well as the sedimentation rates. Those sedimentation rates vary from a minimum of ~ 28 cm/ka between 10,000 and 6,500 cal. yr BP to a maximum of ~ 85 cm/ka between 10,000 and 11,000 cal. yr. BP.

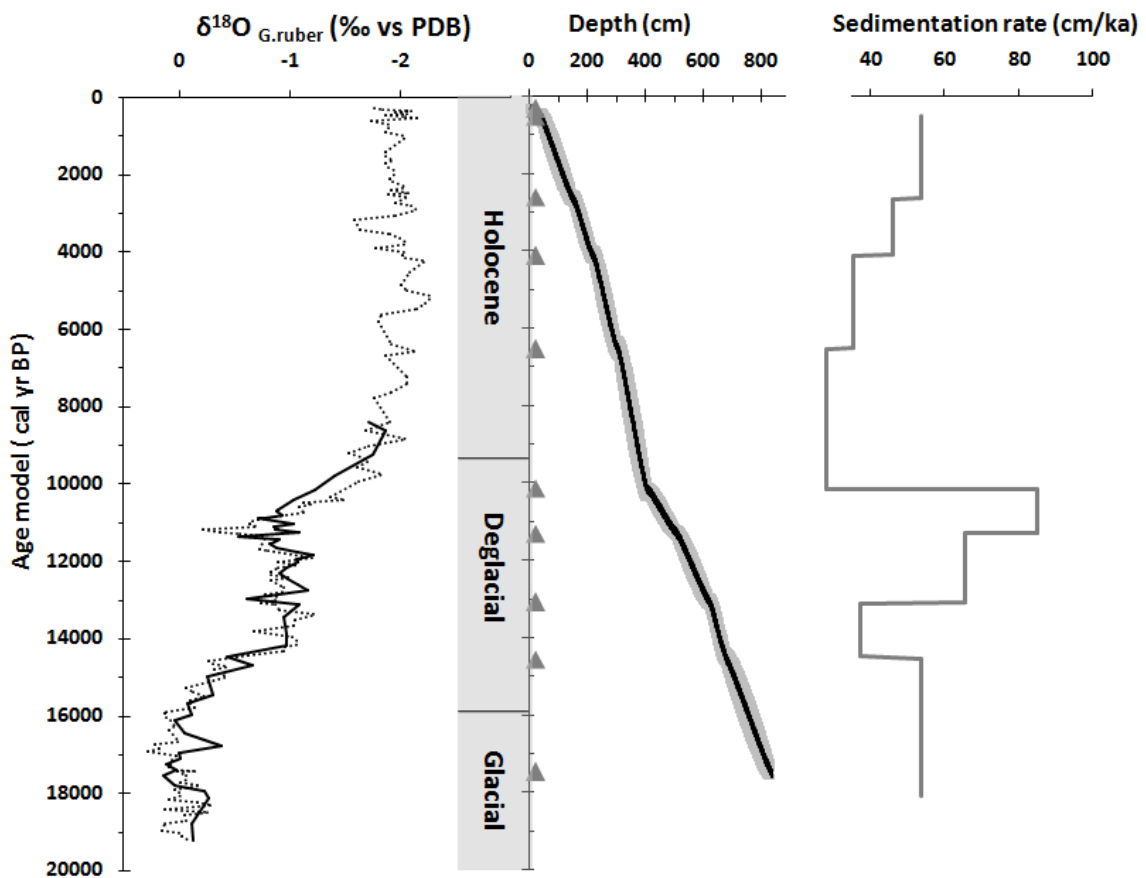


Fig 2. Representation of the isotopic stratigraphy of the core MD92-1002, the age model control and the sedimentation rate. The continuous black curve represents new $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ data focused on the deglacial period. The age model has been established using Oxcal software (Bronk Ramsey, 1995, 2001; Reimer *et al.*, 2004). Triangles represent ^{14}C dated levels.

Fig. 2. Représentation de la stratigraphie isotopique de la carotte MD92-1002, du modèle d'âge et de la vitesse de sédimentation. La courbe continue noire représente les nouvelles données de $\delta^{18}\text{O}_{G.ruber}$ en se focalisant sur la dernière déglaciation. Le modèle d'âge a été établi à l'aide du logiciel Oxcal (Bronk Ramsey, 1995, 2001; Reimer *et al.*, 2004). Les triangles représentent les niveaux datés au ^{14}C .

Table 1. Radiocarbon ages and the corresponding calendar ages for marine core MD92-1002.

Tableau 1. Les âges radiocarbones et les âges calendaires correspondants obtenus pour la carotte MD92-1002.

Depth (cm)	Sample code	Material	AMS ¹⁴ C age (¹⁴ C yr BP)	Oxcal calibrated age (Cal yr BP)
5	MD92-1002/ I-5 cm	<i>G. ruber</i>	820 ± 30	303±96
39.5	MD92-1002/ I-39.5 cm	<i>G. ruber</i> , <i>G. sacculifer</i>	1045 ± 40	498±75
152	MD92-1002/ II-3 cm	<i>G. ruber</i>	3015 ± 30	2594±105
221.5	MD92-1002/ II-72.5 cm	<i>G. ruber</i>	4235 ± 30	4110±118
306.5	MD92-1002/ III-7.5 cm	<i>G. ruber</i>	6265 ± 35	6530±96
407.5	MD92-1002/ III-108.5 cm	<i>G. ruber</i>	9475 ± 40	10135±121
507.5	MD92-1002/IV-57.75 cm	<i>G. ruber</i>	10450 ± 40	11315±155
622.75	MD92-1002/ V-22.75 cm	<i>G. ruber</i>	11760 ± 45	13074±108
677.5	MD92-1002/ V-77.5 cm	<i>G. ruber</i> , <i>G. sacculifer</i>	13000 ± 50	14558±233
834	MD92-1002/ VI-84 cm	<i>G. ruber</i> , <i>G. sacculifer</i>	14910 ± 60	17474±148

II.2. Palynological records

Ninety-five samples were collected from core MD92-1002 for this study. Temporal resolution was enhanced in the interval corresponding to the last deglaciation (sampling rate: 6 cm). Samples were successively attacked with cold hydrochloric acid (HCl, 10 %) and cold hydrofluoric acid (HF, 70 %) in order to remove the carbonate and silicate fractions (Faegri and Iversen, 1975). However, because samples were particularly rich in organic matter (up to 3 % in the Holocene, see Bouilloux et al., 2013a), we had to proceed with a brief (< 10 mn) addition of potassium hydroxide (10 % KOH) in order to deflocculate the organic matter just prior to sieving at 5 µm. The potential risk of damaging palynomorphs was clearly balanced by the need to extract them efficiently. Pollen and spore counts were used for the reconstruction of the continental hydrology over the Southern Arabia and the Horn of Africa (Fersi et al., in press). In this paper, we focus on the marine components of the organic micro-remains: copepod eggs and dinoflagellate cysts. Tintinnids and arthropod fragments were in very low abundance and scattered occurrence and thus are not discussed here. Percentages of copepod eggs were calculated against the sum of total marine micro-remains counted excluding undeterminable ones whereas dinoflagellate cyst % were calculated against the sum of all the dinoflagellate cysts.

II.3. Organic Carbon content and XRF-derived bromine

Total Organic Carbon (TOC in %) had been measured on 65 samples using a LECO C-S 125 elemental combustion analyzer (uncertainties < 0.1 %; [Ouahdi, 1997](#)). For the present study, we reconstructed qualitatively the relative contribution of Bromine (Br), which has been shown to co-vary with organic content in sediments of Arabian Sea ([Ziegler et al., 2008](#)). High-resolution bromine variations were derived from XRF-scanning performed on U-channels using an Avaatech XRF core scanner at EPOC laboratory (Bordeaux, France). Measurements were obtained at 1 cm resolution with ionization energy of 30 kV.

III. Results

A total of thirty taxa of organic-walled dinoflagellate cysts were identified. Cyst taxonomy follows [Fensome and Williams \(2004\)](#) and the most updated classification of [Fensome et al \(2008\)](#) (table 2). Total counts averaged about 334 cysts/sample, although several samples contained much smaller amounts of dinocysts (< 80-100). Data are represented in a form of percentage diagram using Tilia 2.0 software ([Grimm et al., 1993](#)) in figure 3. All counts are listed in Appendix. Two main groups can be distinguished:

- The *Gonyaulacoid* autotrophic taxa is the group that dominates the assemblages. They are mainly represented by *Spiniferites* and include *Spiniferites ramosus* (mean = 34.7 %), *Spiniferites pachydermus* (mean = 13.8 %), *Spiniferites bulloideus* (mean = 9.5 %), *Spiniferites bentorii* (mean = 4.3 %) and *Spiniferites mirabilis* associated with *Bitectatodinium spongium* (mean = 9.7 %), *Polysphaeridium zoharyi* (mean = 7.8 %), *Impagidinium* spp. (*Impagidinium paradoxum*, *Impagidinium patulum* and *Impagidinium sphaericum*), *Operculodinium* spp. (*Operculodinium centrocarpum* and *Operculodinium israelianum*), *Linguodinium machaerophorum* and *Tuberculodinium vancampoeae*.

- Heterotrophic taxa are much less abundant, averaging only a few percents. They correspond to the *Protoperidinium* group including *Echinidinium* spp. (*Echinidinium aculeatum*, *Echinodinium delicatum*, *Echinidinium granulatum* and *Echinidinium transparentum*), *Selenopemphix quanta* and additional rare taxa (*Brigantedinium* spp., *Trinovantedinium applanatum*, *Trinovantedinium* spp., *Votadinium calvum* and *Votadinium* spp.).

Table 2. List of dinoflagellate cyst taxa identified in sediment samples from core MD92-1002 with their motile equivalents.

Tableau 2. Liste des taxons de kystes de dinoflagellés identifiés dans les échantillons de sédiment de la carotte MD92-1002, et liste de leurs équivalents mobiles.

Dinoflagellate cysts (paleontological name)	Thecate dinoflagellate affinity (Biological name)	
Gonyaulaceae family		
<i>Ataxiodinium choane</i>	<i>Gonyaulax</i> sp. inlet.	
<i>Bitectatodinium spongium</i>	unknown	
<i>Impagidinium paradoxum</i>	<i>Gonyaulax</i> sp. inlet.	
<i>Impagidinium patulum</i>	<i>Gonyaulax</i> sp. inlet.	
<i>Impagidinium aculeatum</i>	<i>Gonyaulax</i> sp. inlet.	
<i>Impagidinium sphaericum</i>	<i>Gonyaulax</i> sp. inlet.	
<i>Lingulodinium machaerophorum</i>	<i>Lingulodinium polyedrum</i>	
<i>Nematosphaeropsis labyrinthus</i>	<i>Gonyaulax spinifera</i> complex	
<i>Operculodinium centrocarpum</i>	<i>Protoceratium reticulatum</i>	
<i>Operculodinium israelianum</i>	<i>Protoceratium reticulatum</i>	
<i>Polysphaeridium zoharyi</i>	<i>Pyrodinium bahamense</i>	
<i>Spiniferites bulloideus</i>	<i>Gonyaulax scrippsae</i>	
<i>Spiniferites mirabilis</i>	<i>Gonyaulax spinifera</i> complex	
<i>Spiniferites ramosus</i>	<i>Gonyaulax spinifera</i> complex	
<i>Spiniferites bentorii</i>	<i>Gonyaulax digitalis</i>	
<i>Spiniferites</i> spp.	<i>Gonyaulax</i> sp. inlet	
<i>Spiniferites pachydermus</i>	<i>Gonyaulax</i> sp. inlet	
Peridiniaceae family		
<i>Brigantedinium</i> spp.	<i>Protoperidinium</i> sp.	
<i>Echinidinium aculeatum</i>	unknown	
<i>Echinidinium delicatum</i>	unknown	
<i>Echinidinium granulatum</i>	unknown	
<i>Echinidinium transparantum</i>	unknown	
<i>Echinidinium</i> spp.	unknown	
<i>Pentapharsodinium dalei</i>	<i>Ensiculifera imariense</i>	
<i>Selenopemphix quanta</i>	<i>Protoperidinium conicum</i>	
<i>Trinovantedinium applanatum</i>	<i>Protoperidinium pentagonum</i>	
<i>Trinovantedinium</i> spp.	<i>Protoperidinium</i> sp.	
<i>Votadinium</i> spp.	<i>Protoperidinium</i> sp.	
<i>Votadinium calvum</i>	<i>Protoperidinium oblongum</i>	
Pyrophacaceae family		
<i>Tuberculodinium vancampoae</i>	<i>Pyrophacus steinii</i>	

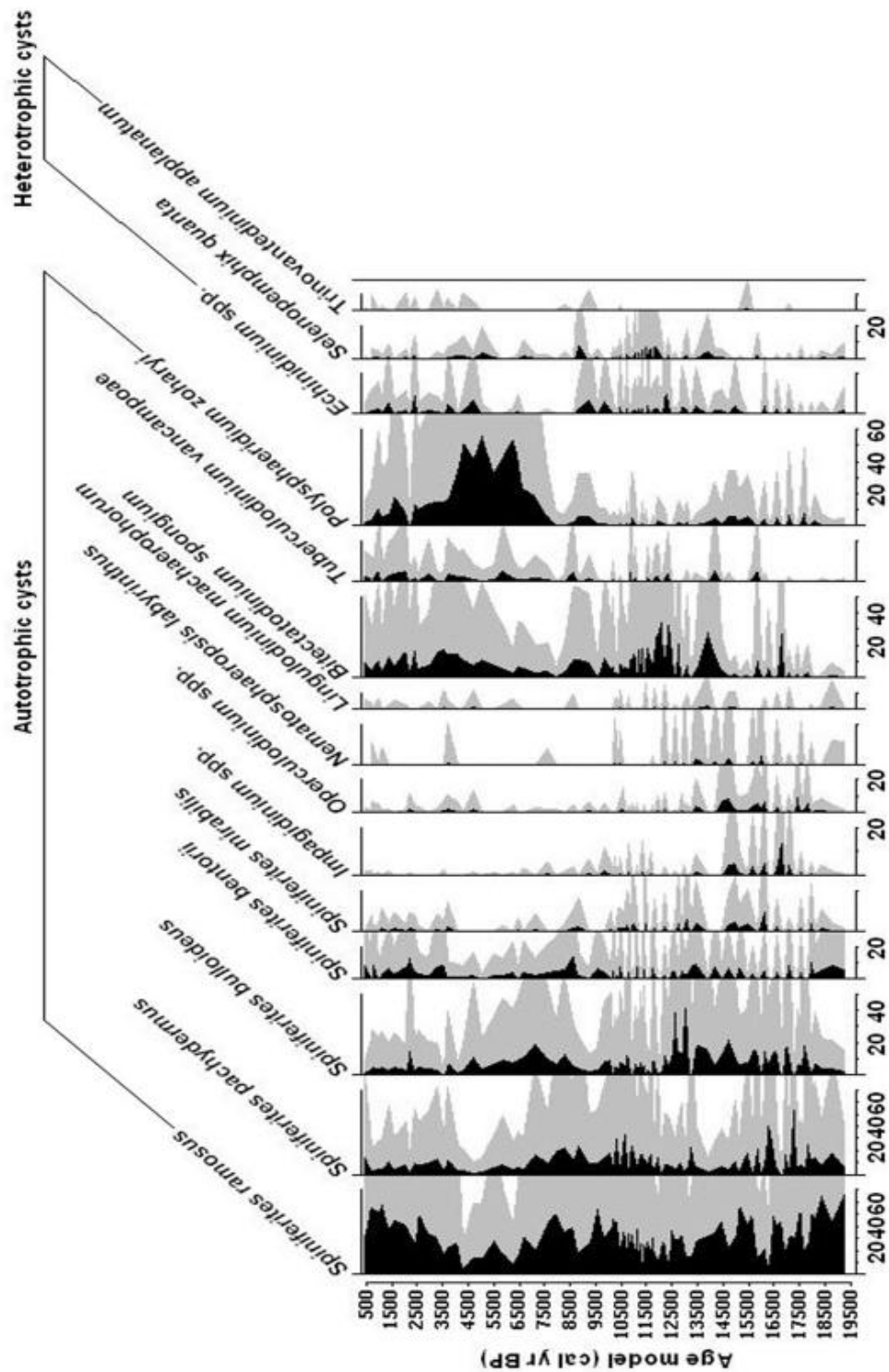


Fig 3. Synthetic diagram representing relative abundances (%) of autotrophic and heterotrophic dinoflagellate cysts taxa versus calendar age.

Fig 3. Diagramme pollinique synthétique représentant l'abondance relative (%) des taxons de kystes de dinoflagellés autotrophes et hétérotrophes en fonction des âges calendaires.

In order to facilitate the interpretation of dinoflagellate cysts and emphasize common variance between taxa, we performed a hierarchical clustering analysis using the R software (Ihaka and Gentleman, 1996). This clustering uses correspondence analysis factors to derive a classification-tree of taxa and a partition of these taxa into homogeneous clusters. We interpreted this partition based on the environmental significance of dinoflagellate species deduced from the spatial distribution of dinoflagellate cysts in surface sediments from the western Arabian Sea (Abidi, 1997; Zonneveld, 1997; Zonneveld & Brummer, 2000).

The hierarchical clustering analysis resulted in 6 clusters (fig. 4A):

- Cluster 1 contains two species: *N. labyrinthus* and *S. bulloideus*;
- Cluster 2 contains three species: *S. ramosus* (the dominant species) and, to a lesser extent, *S. bentorii* and *E. aculeatum*;
- Cluster 3 contains various *Impagidinium* and *Operculodinium* species, cysts of *P. dalei*, *S. mirabilis*, *L. machaerophorum* and *E. granulatum*;
- Cluster 4 contains *S. pachydermus* and *Spiniferites* spp.;
- Cluster 5 contains *B. spongium*, *T. vancampoae*, *E. delicatum*, *E. transparentum*, *Votadinium* spp., *Trinovantedinium* spp. and *S. quanta*;
- Cluster 6 contains a single species: *P. zoharyi*.

A multivariate statistical factor analysis (AFC) was performed on the relative abundance of dinoflagellate cysts (fig. 4B). Five principal axes were determined accounting for 32 %, 18 %, 10.4 %, 7 % and 5.8 % of the total variance respectively (total cumulative variance is 73 %). The projection of clusters on the plane determined by the first most dominant two axes shows that clusters 1 and 3 (positive side) are clearly separated from *S. ramosus*, cluster 4 and most species from cluster 5. Along the principal axis 1, cluster 6 (*P. zoharyi*) is clearly separated from all the other clusters. Cluster 6 (*P. zoharyi*) explains nearly 60 % of the total dinoflagellate abundance during the mid-Holocene (fig. 3), but is only weakly represented (few percent) across the last deglaciation and during the early Holocene climatic optimum.

To help us reconstruct the time-dependent evolution of dinoflagellate cysts along core

MD92-1002, we plotted on figure 5, the evolution of the three clusters that explain the largest proportion of variance in the interval from the last glacial maximum to the Holocene climatic optimum (i.e. clusters 2, 3 and 5). We also plotted the oxygen isotope record as a stratigraphic reference, as well as the relative percentage of copepod eggs. Cluster 2 is represented mainly by the autotrophic taxon *S. ramosus*, which dominates the dinoflagellate cyst assemblages. This taxon exhibits high percentages (up to 40 %) during the LGM, between 10 and 8 ka, then during the Late Holocene. Minimum values are recorded between 6 to 4 ka. Cluster 3 displays its maximum contribution from 18 ka to the beginning of the deglacial period, at about 14.2 ka and decreases significantly upward. Cluster 5 shows low values during the glacial period except for the short peak at ~ 16.7 ka. The value of this cluster increases from 14.4 ka and reaches its maximum between 12.6 and 10.8 ka. The relative contribution of cluster 5 declines during the early and mid-Holocene and increases again in the late Holocene, after 5 ka. As can be readily seen on figure 5, the relative abundance of copepod eggs shows a very good correlation with cluster 5 oscillations.

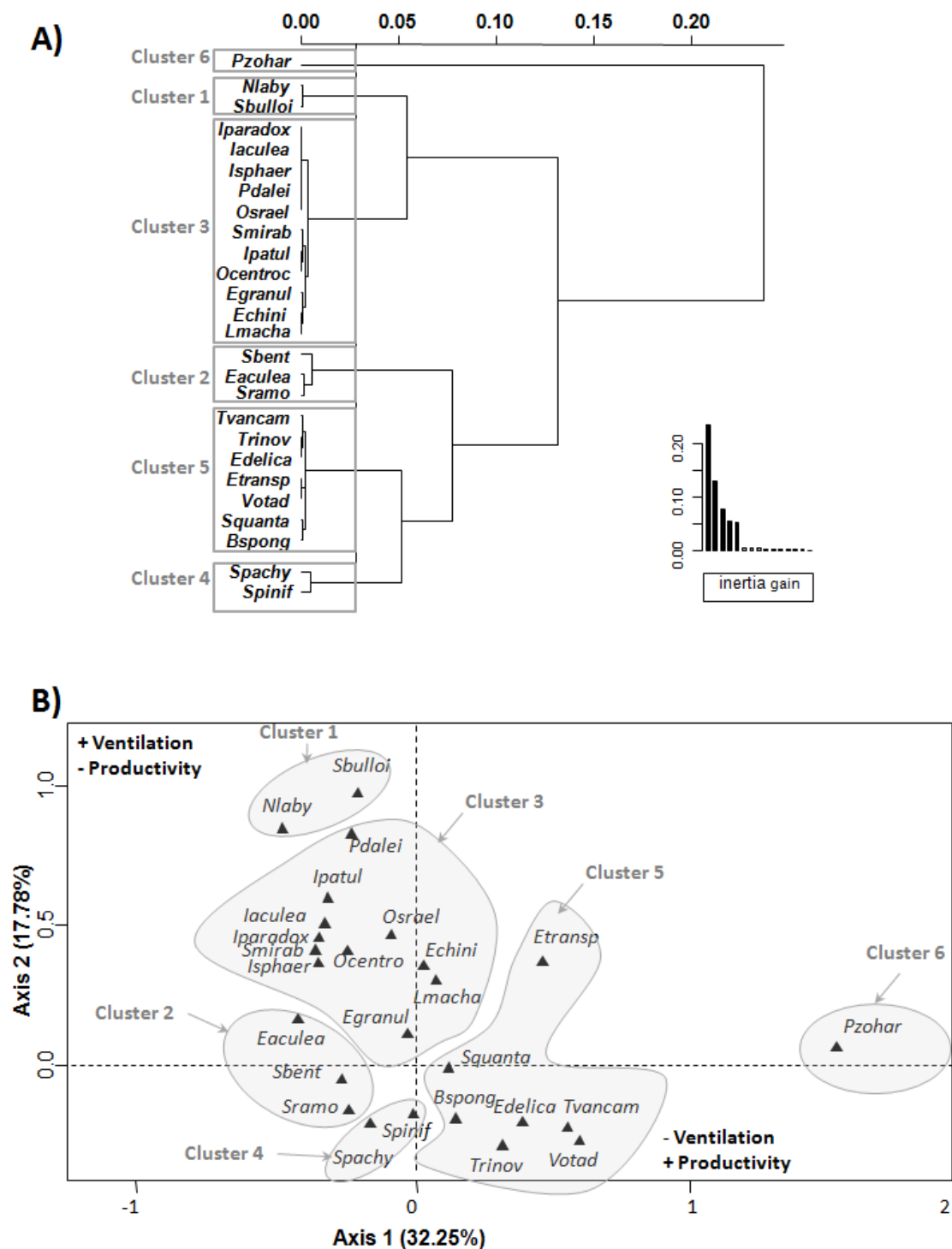


Fig 4. Statistical analyses of dinoflagellate cyst taxa from the core MD92-1002. A/ Hierarchical Clustering Analysis obtained on dinoflagellate cyst taxa. B/ Distribution pattern, on the first factorial plan (axis 1 vs. axis 2) of dinoflagellate cyst clusters.

Fig 4. Analyses statistiques réalisées sur les taxons de kystes de dinoflagellés de la carotte MD92-1002. A/ Classification Ascendante Hiérarchique des taxons de kystes de dinoflagellés. B/ Projection des groupes de kystes de dinoflagellés sur le premier plan factoriel (axe 1 vs. axe 2).

IV. Discussion

IV.1. Paleo-environmental interpretation of dinoflagellate assemblages

Dinoflagellate cyst distribution is strongly related to physico-chemical characteristics of surface waters, such as temperature, salinity and nutrient content (e.g. Marret, 1994; Matthiessen, 1995; Zonneveld, 1996; de Vernal and Pedersen, 1997; Marret and de Vernal, 1997; Zonneveld et al., 1997a,b; Zonneveld and Brummer, 2000; de Vernal et al., 2001, 2005; Radi et al., 2001; Elshanawany and Zonneveld, 2016). Thus, organic-walled dinoflagellate cysts have been extensively used to reconstruct paleoenvironmental and paleoceanographic conditions (deVernal and Hillaire-Marcel, 1987; Marret and Turon, 1994; Versteegh and Zonneveld, 1994; Versteegh et al., 1996; Zonneveld et al., 1997a,b; Zonneveld and Brummer, 2000; Mudie et al., 2002; Marret and Zonneveld, 2003; Pospelova et al., 2006).

Cluster 2 is dominated by *S. ramosus*. The environmental significance of this taxon in our record is not straightforward since it is a cosmopolitan species, which shows a broad geographic distribution, from sub-polar to equatorial (Zonneveld et al., 2013). It dominates the dinocyst assemblages offshore Yemen and it is observed in many upwelling areas in the Arabian Sea (Zonneveld et al., 1997b), the Gulf of Guinea (Marret, 1994) and off South Africa (Davey and Rogers, 1975). However, *S. ramosus* is also found in weak upwelling areas (Lewis et al., 1990) and oligotrophic environments such as the northern Red Sea and the Gulf of Aqaba (Elshanawany and Zonneveld, 2016). In the Somalia region, its highest abundance occurs at the end of the SW monsoon, when water masses are relatively stable, with high nutrient concentrations (Zonneveld and Brummer, 2000). This suggests that *S. ramosus* is characteristic of eutrophic, productive areas, but is not necessarily associated to intense upwelling conditions (Abidi, 1997). In core MD92-1002, the high values reached by cluster 2 during the glacial interval would indicate, therefore, that summer productivity was high but not necessarily associated to strong upwellings. This is confirmed by the fact that dinoflagellate species characteristic of more intense summer monsoon upwelling conditions are grouped within cluster 5, which shows a maximum during the deglaciation, when cluster 2 had already started to decline.

The main contributors of cluster 3 are *Impagidinium* spp. and *Operculodinium* spp. Today, *Impagidinium* associated with *Nematosphaeropsis* are produced during non-upwelling seasons (Zonneveld and Brummer, 2000; Zonneveld et al., 2013). The two additional

contributors of cluster 3 *S. mirabilis* and *L. machaerophorum*, are most abundant at the transition between the SW-NE monsoon (Zonneveld et al, 1997b; Zonneveld and Brummer, 2000; Zonneveld et al., 2013), when stratified upper waters develop. Most importantly, both *Impagidinium* and *Operculodinium* are known to be particularly resistant to oxidative degradation (especially *Impagidinium*), and their relative abundance compared to other more fragile dinoflagellates is high in sediments from open marine sites where bottom waters are well ventilated (Abidi, 1997; Zonneveld et al., 2013; Zonneveld and Brummer, 2000). Thus, high values of cluster 3 could suggest that relatively well ventilated bottom water conditions prevailed between 18 and 14.2 ka, and declined afterwards. This is in good accordance with changes in magnetic mineralogy along core MD92-1002. The maximum in cluster 3 corresponds to an interval characterized by much higher magnetic susceptibility than along the rest of the core (fig. 5). Bouilloux et al. (2013a) showed that this high amplitude susceptibility results from a switch between a magnetite-goethite assemblage, which dominates magnetic mineralogy in most of core MD92-1002, to a purely magnetite-dominated assemblage within the high susceptibility peak. These authors suggested that most of the initial magnetite had been lost through reductive processes in core MD92-1002, except in this high-susceptibility peak, which they interpreted as resulting from a low productivity episode and/or an episode of OMZ breakdown associated to the northward extension of well oxygenated intermediate waters (Bouilloux et al., 2013a). The high values of cluster 3, which we interpret as an indication of well-ventilated bottom waters, appear to support the second hypothesis.

B. spongium and *Protoperidinium* cysts (dominated by *S. quanta*) are the main contributors of cluster 5, which displays a maximum during the deglaciation in core MD92-1002. Today, these dinoflagellates develop mostly during the SW monsoon in the upwelling off Somalia where they constitute about 30-40 % of the total assemblages collected in sediment traps (Zonneveld et al., 1997a; Zonneveld and Brummer, 2000). Outside upwelling areas, *B. spongium* is found in eutrophic surface waters with high primary productivity. *Protoperidinium* cysts are also sensitive to aerobic decay and is particularly abundant in sediments lying beneath very high productivity waters and bathed by poorly ventilated bottom water. Thus, in the Arabian Sea, *Protoperidinium* cysts abundance has been used as a proxy to reconstruct past OMZ variations associated to peak in productivity resulting from intense

summer monsoon upwellings (Zonneveld et al., 1997b, 2007, 2013; Reichart and Brinkhuis, 2003; Narale et al., 2015).

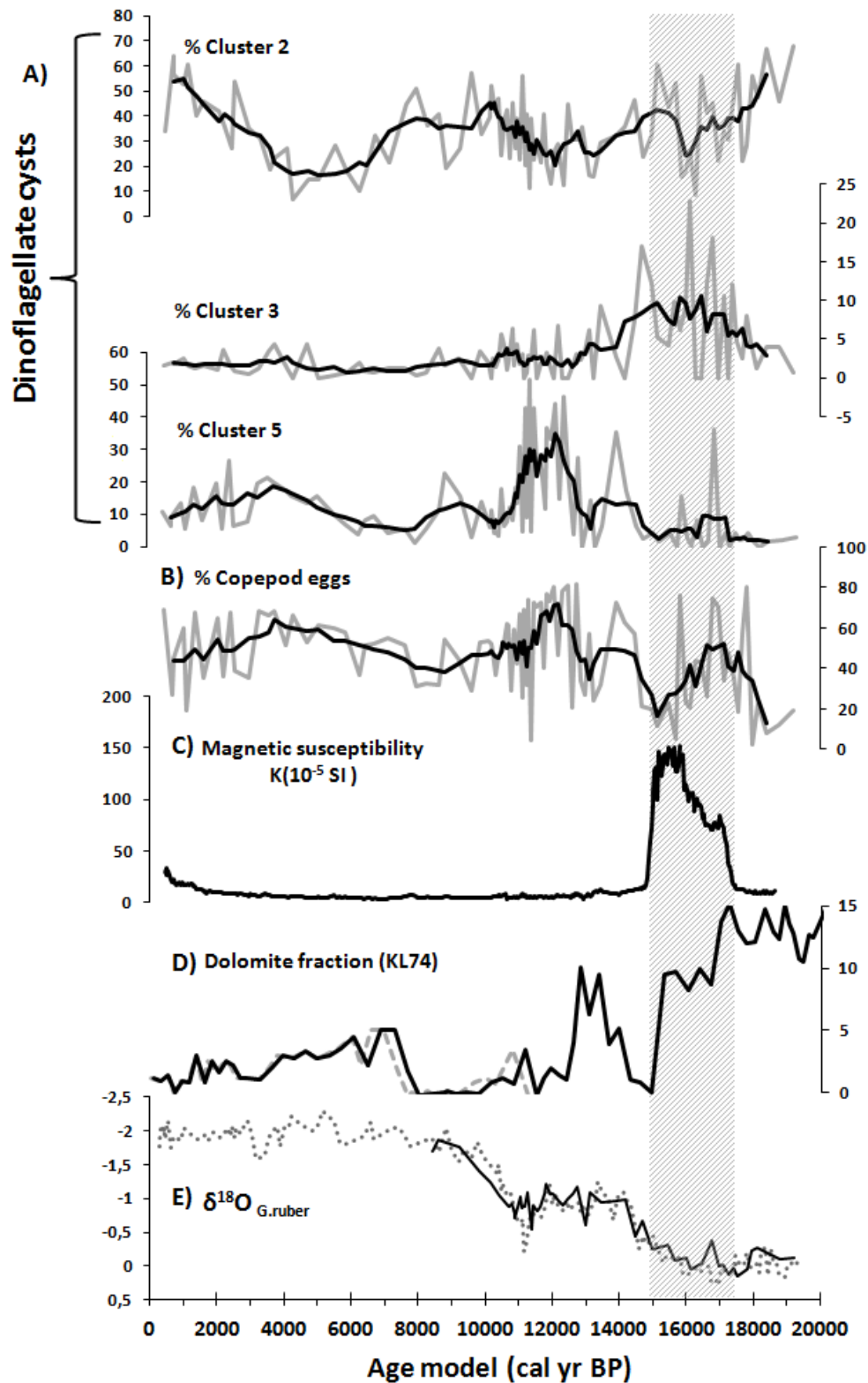


Fig 5. Variations of dinoflagellate cyst clusters along core MD92-1002 compared with the evolution of other paleoenvironmental proxies. A/ Temporal variations of principal dinoflagellate cyst clusters (cluster 2, cluster 3 and cluster 5). B/ Changes of copepod abundance. C/ MD92-1002 core profile of magnetic

susceptibility (Bouilloux et al., 2013a). D/ Dolomite record from the core KL74 (Sirocko et al., 1993). E/ Isotopic stratigraphy. The grey interval corresponds to the peak of the magnetic susceptibility peak.

Fig 5. Variations des groupes de kystes de dinoflagellés le long de la carotte MD92-1002 comparées avec l'évolution d'autres traceurs paléoenvironnementaux. A/ Variations temporelles des principaux groupes de kystes de dinoflagellés (groupe 2, groupe 3 et groupe 5). B/ Changements de l'abondance en copépodes. C/ Courbe de susceptibilité magnétique de la carotte MD92-1002 (Bouilloux et al., 2013a). D/ Variations de la dolomite dans la carotte KL74 (Sirocko et al., 1993). E/ Stratigraphie isotopique. L'intervalle surligné en gris correspond au pic de susceptibilité magnétique.

Based on these pieces of evidence, we interpret cluster 5 as reflecting the intensity of upwelling in the Gulf of Aden. This conclusion is strengthened by the remarkable correlation between cluster 5 and the abundance of copepod eggs (fig. 5). Our data suggest therefore that upwelling in the Gulf of Aden were particularly active during the interval between 12.6 and 10.8 ka with a peak intensity at about 12 ka.

Cluster 5 declines in the Holocene. The mid-Holocene period is primarily characterized by the occurrence of *P. zoharyi*, which dominates the assemblage and represents up to 50 % between 4 and 6 ka BP (fig. 3). In the modern ocean, this taxon is found within a broad salinity range between 16.2 and 36.6 ‰, in water with relatively low nutrient contents (Zonneveld et al., 2013). Because of its tolerance to extreme salinities, it occurs in salty lagoonal environments (Marret and Zonneveld, 2003) and in the hyper saline surface waters of the Red Sea (Wall et al., 1977). Today, the occurrence of *P. zoharyi* in the Gulf of Aden seems to be related either (i) to out-spilling of surface water from the Red Sea during the summer season, when NW winds blow along the Red Sea axis and push water towards the Bab-al-Mandab strait, or (ii) to the exit of Red Sea intermediate waters (Zonneveld, 1997).

IV.2 Sequence of events across the last deglaciation in Core MD92-1002

The primary productivity was already high in the Gulf of Aden during the LGM, as shown by the high values of cluster 2, which contains dinocyst taxa typical of eutrophic waters. Nevertheless, intensity of seasonal upwellings was weak as revealed by low values of cluster 5, from the bottom of the core up to 14.9 ka. The only short interval where cluster 5 shows high values is between 17 and 16.4 ka, coeval with higher abundances of copepod eggs (fig. 5). Within the uncertainties of our age model, this time interval is coeval with Heinrich 1 (Hemming, 2004), and may suggest a response of low latitude wind intensity to remote changes occurring at high, northern latitudes. But this hypothesis will need to be tested in future works. The resolution of our micropaleontological analyses is not sufficient across this

interval and the record shows a too high variability to conclude confidently about the potential impact of H1 at the core site. Neither the low resolution TOC record nor the higher-resolution Br record, suggest any clear change in organic matter burial over the time interval corresponding to H1.

The overall low intensity of upwellings in the Gulf of Aden during the last glacial period is coherent with several paleoclimatic reconstructions and climatic models, which suggest weakened summer monsoonal-wind over the Arabian Sea (Prell and Kutzbach, 1987; Sirocko et al., 1991; Naidu and Malmgren, 1996; Caley et al., 2011). Low intensity of upwelling system in the Gulf of Aden has apparently been associated to reduced OMZ and a relatively good ventilation of bottom waters at the site of MD92-1002, explaining high values of cluster 3 from ~18 to ~14.2 ka. As seen above, the peak in cluster 3 corresponds to an interval characterized by very high magnetic susceptibility resulting from the preservation of magnetite. Bouilloux et al. (2013a) interpreted this peak of magnetite as reflecting (i) changes in redox conditions at the seafloor in response to lower surface productivity and/or (ii) enhanced ventilation of intermediate waters through the northward extension of Glacial Antarctic Intermediate Water (GAAIW) into the Arabian Sea (Jung et al., 2009).

The first clear post-glacial increase in productivity resulting from an intensification of upwellings took place around 14.5 ka BP, as shown by the rise in cluster 5. It is associated with a decline in cluster 3, which suggests a decrease of oxygenation and the development of the OMZ. Interestingly, this increase in productivity follows the onset of the post-glacial humidity increase over the Horn of Africa and Arabia, which took place at 14.68-14.5 ka as revealed by several paleohydrological and paleoclimatic reconstructions based on East African lakes (e.g. Foerster et al., 2012; Tierney and deMenocal, 2013) and speleothems from Socotra (Shakun et al., 2007; Van Rangelbergh et al., 2013). This increase in humidity has been interpreted as reflecting the first evidence of a progressive northward and westward displacement of the summer position of the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ), which occurred over the last deglaciation in response to the increase in boreal summer insolation (Fersi et al., in press). Cluster 5 shows a short interval of low values between ~13.5 and ~12.5 ka, which could be interpreted as a decrease in upwelling intensity and, thus, a weakening of wind forcing. Within the uncertainty of our age model, this interval is coeval with an interval of higher dolomite content in marine core KL74 (off the coast of Oman), which traduces an increase in the efficiency of eolian dust transport (Sirocko et al., 1993;

fig. 5D). The fact that dolomite supply was enhanced at a time of potentially weakened wind activity suggests that eolian dust transport efficiency was mostly controlled by humidity/aridity. This hypothesis is confirmed by pollen analysis of the core MD92-1002, which reveals a decrease in humidity over this time interval (Fersi et al., in press). After 12.5 ka, upwelling intensity increased as shown by the increase in cluster 5.

Our data suggest that primary productivity and upwelling intensity declined during the early Holocene, as shown by the progressive drop in cluster 5 from 10.8 ka onward. This result apparently conflicts with paleo-reconstructions of upwelling intensity off the Oman coast, which suggest that SW monsoon wind forcing and intensity of summer upwelling increased in connection with the increase of northern boreal summer insolation, which reached a peak at ~ 9 ka (Gupta et al., 2003, 2011). As we have seen above, the Gulf of Aden is landlocked between Arabia and Somalia and is located at the junction between two nearly orthogonal wind regimes during the summer season due to the position of the ITCZ: (i) the strong and well known SW monsoon winds that control seasonal upwellings along the Arabia and Somalia coasts, to the east, and (ii) NW winds blowing along the main axis of the Red Sea, to the west. We assume that the complex interplay of these two wind systems and their relative intensity evolution through time in response to insolation forcing and the spatial wandering of the ITCZ explained that productivity and upwelling intensity peaked in the Gulf of Aden during the deglaciation, and decreased during the early Holocene, when upwelling intensity reached a peak along the Oman margin. Such an assumption will be tested in collaboration with past climate modelers.

Finally, as seen above, *P. zoharyi* dominates the dinocyst assemblages and represents up to 50 % in the interval from 4 to 6 ka. The dominant contribution of *P. zoharyi* could suggest that this time period was characterized by increased, seasonal spilling out of surface or sub-surface waters from the Red Sea towards the Gulf of Aden. This could have been associated with the intensification of summer winds blowing from the NW along the Red Sea, and pushing surface waters towards the Gulf of Aden during the summer season. Such a hypothesis will be tested in future work including data/model comparison exercises.

IV.3. Factors controlling the organic carbon production in the Gulf of Aden

The bromine content of core MD92-1002 derived from XRF scanning is perfectly correlated with the TOC record (fig. 6C and D), suggesting that bromine content in sediments from the Gulf of Aden is directly related to the organic matter imbedded in the sediments. [Ouahdi \(1997\)](#) discussed the origin of the organic matter in our core site. This author excluded a continental origin due to the low fresh water runoffs from arid adjacent continents bordering the Gulf of Aden. She concluded that marine surface productivity and preservation at the sea floor were the principal factors controlling organic matter content in the sediment from the Gulf of Aden ([Ouahdi, 1997](#)). TOC and Br curves are well correlated and resemble closely the total concentration of marine planktonic organisms (fig. 6B). Surprisingly, they do not mimic changes in primary productivity revealed by variations of dinocyst assemblages or copepod egg contents. While maximum upwelling intensity and biological productivity are reconstructed between 12.6 and 10.8 ka (fig 6A), TOC and Br evolve in a stepwise way since the last glacial period and reached their maximal values around 7.6 and 7.2 ka, respectively.

The stepwise evolutions of Br and TOC records are well correlated with the $\delta^{18}\text{O}$ record of MD92-1002 (fig. 6F) and glacio-eustatic sea level changes (fig. 6E, [Fleming & Lambeck, 1998](#); [Siddall et al., 2003](#)). Increase in Br and TOC follow the two periods of sea level rise; Meltwater pulses 1A ([Fairbanks, 1989](#); [Bard et al., 1996](#)) and 1B ([Fairbanks, 1989](#)) at 14.6 and 10.5 ka, respectively. The maximum development of upwelling intensity (peak of cluster 5), occurred during a phase of relative stability of the sea level.

The fact that TOC and Br, which are indicative of the amount of organic matter within the sediments, are clearly decoupled from variations in dinoflagellate cyst assemblages and do not correspond to the maximum of our index of upwelling intensity suggests that TOC content at the core location mostly reflect changes in preservation at the sea floor rather than primary productivity. The close resemblance between the sea level record and the Br and TOC records of MD92-1002 is puzzling. This could indicate that the preservation of organic matter in the Gulf of Aden is associated somehow to changes in the amount and/or characteristics of salty and poorly oxygenated intermediate waters that are expelled from the Red Sea, in relation to change in the eustatic level and the depth of the Bab-el-Mandab Strait.

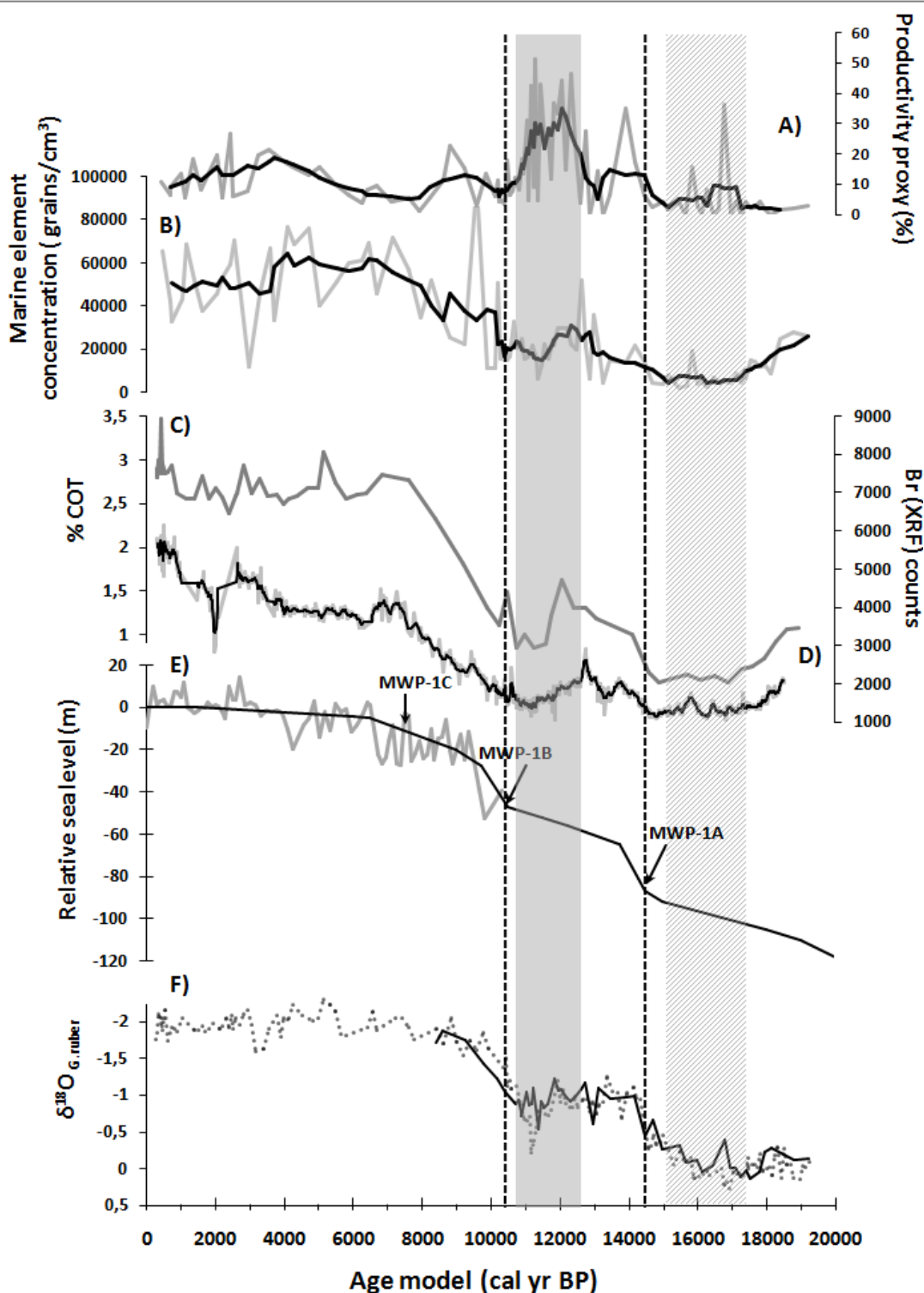


Fig 6. Productivity proxies and organic matter content in core MD92-1002; evolution of paleoproductivity and organic carbon preservation from 20 ka to the present in the Gulf of Aden. Plot versus age of: A/ Cluster 5 (marine productivity proxy). B/ Total micropaleontological marine elements abundance. C/ TOC profile. D/ XRF-derived bromine profile. E/ Relative sea level variations during the last 20 ka (Fleming and Lambeck, 1998; Siddall et al., 2003). F/ Isotopic stratigraphy of core MD92-1002. The period representing the maximum of surface productivity is figured by a grey band and the period of maximum magnetite preservation, after Bouilloux et al. (2013a), is represented by a shaded band.

Fig 6. Proxies de productivité et teneurs en matière organique dans la carotte MD92-1002 : évolution de la paléoprodutivité et de la préservation du carbone organique depuis 20 ka dans le Golfe d'Aden. Projection en fonction de l'âge de A/ Groupe 5 (indicateur de productivité marine). B/ Concentration totale en éléments micropaléontologiques marins. C/ Courbe du Carbone Organique Total. D/ Courbe du brome obtenue par XRF. E/ Variation relative du niveau marin pendant les derniers 20 000 ans (Fleming and Lambeck, 1998; Siddall et al., 2003). F/ Stratigraphie isotopique de la carotte MD92-1002. Le maximum de productivité de surface est représenté par une bande grise et la période de préservation de la magnétite, d'après Bouilloux et al. (2013a), est figurée par une bande hachurée.

Interestingly, off the coast of Somalia, the benthic $\delta^{13}\text{C}$ record of core NIOP905 does not show such a strong glacial/interglacial signature but reveals millennial-scale changes of deep-sea ventilation in response to circulation pattern driven at high latitudes (Jung et al., 2009). One of these rapid changes in benthic $\delta^{13}\text{C}$, synchronous with Heinrich 1 event, is coeval with the magnetic susceptibility peak in core MD92-1002 (Bouilloux et al., 2013a). However, other oscillations in the NIOP905 benthic $\delta^{13}\text{C}$ records are not mimicked in the mineralogy and/or organic content of core MD92-1002. This clearly underlines the complexity of organic matter preservation at regional scale in the area of the western Arabian Sea.

As far as surface conditions are concerned, a previous study had suggested that changes in the rate of sea level rise during glacial terminations could significantly affect surface salinities outside the Red Sea (Malaizé et al., 2009). As seen above, however, it is during the mid-Holocene that *P. zoharyi* became the dominant species, an increase that we interpret as reflecting the enhanced out-spilling of high-salinity surface or intermediate water from the Red Sea under the control of atmospheric circulation. Additional studies are mandatory to decipher more clearly the impact of water exchanges between the Red Sea and the Gulf of Aden on sea surface conditions and faunal changes. We have recently started a research project dealing with the estimation of past surface salinities based on the combination of planktonic foraminifer $\delta^{18}\text{O}$ with Mg/Ca paleo-temperature proxy.

V. Conclusions

Based on our dinocyst and organic matter analyses we suggest that bottom water was well oxygenated from the LGM to 14.2 ka, with an event of particularly strong ventilation which induced the good preservation of magnetite and resulted in a clear peak in magnetic susceptibility (Bouilloux et al., 2013a). Surface productivity during the glacial termination

was high but not as high as during the deglaciation. Increase in productivity during the deglaciation was coeval with the first evidence of humidity increase associated to the onset of the Holocene Humid Period (Shakun et al., 2007; Foerster et al., 2012; Tierney and deMenocal, 2013; Van Rangelbergh et al., 2013). These changes likely reflect the northward and westward displacement of ITCZ in response to the increased boreal summer insolation, which affected precipitation and wind forcing. However, our data also suggest that primary productivity declined during the early Holocene. This is not coherent with paleoclimatic records from the western Arabian Sea, which showed that summer upwellings and primary productivity reached a maximum at around ~ 9 ka, in conjunction with the maximum in boreal summer insolation (i.e. Gupta et al., 2011). Further studies including data/model comparisons might help us understand why upwelling intensity in the Gulf of Aden reached a maximum earlier.

The decoupling between our productivity index, on the one hand, and TOC and Br contents, on the other hand, suggests that organic carbon content in core MD92-1002 could be chiefly related to the preservation at the sea floor rather than the surface productivity.

Conclusion générale et perspectives

Dans ce travail de recherche, je me suis attachée à reconstruire les changements hydrologiques et l'évolution de l'intensité des vents saisonniers de la mousson indienne dans la région du Golfe d'Aden au cours de la dernière déglaciation, une période complexe marquée par le changement du bilan radiatif (insolation sous contrôle orbital et pCO₂), la variation du volume des glaces et l'occurrence d'évènements rapides aux hautes latitudes ayant des répercussions à l'échelle globale (événement Heinrich 1(H1) et Dryas récent (YD)). La carotte que j'ai étudiée (MD92-1002) est située à l'Ouest du Golfe d'Aden, à proximité du détroit de Bab-El-Mandab, le passage peu profond (~ 137 m) qui sépare la Mer d'Arabie et la Mer Rouge. L'enregistrement sédimentaire de la carotte MD92-1002 couvre en continu les derniers ~ 20 000 ans, avec un taux de sédimentation proche de 50 cm/1000 ans, ce qui m'a donné la possibilité d'étudier l'évolution des paramètres environnementaux avec une résolution temporelle comprise entre 125 et 250 ans.

Le travail présenté dans ce mémoire porte sur l'analyse palynologique de la carotte MD92-1002. Il m'a permis:

- (i) de reconstruire les changements du couvert végétal et de l'hydrologie sur les zones continentales qui bordent le Golfe d'Aden (étude des grains de pollen, spores, champignons, charbons et algues d'eau douces ; chapitre 1 (partie III) , article publié dans la revue *Review of Palaeobotany and Palynology*), et
- (ii) de reconstruire les changements de productivité associés à l'évolution des upwellings saisonniers dans le Golfe d'Aden en réponse au forçage par les vents dominants (étude des kystes de dinoflagellés et des œufs de copépodes ; chapitre 2 (partie III), article publié dans la revue *Quaternaire*).

L'enregistrement de la carotte MD92-1002 est donc exceptionnel puisqu'il permet d'étudier à la fois les variations liées aux changements hydrologiques (précipitations) et les changements associés au forçage par les vents; les deux paramètres clés de la mousson qui sont rarement étudiés conjointement dans les travaux portant sur l'évolution passée de la mousson indienne.

Les données nouvelles acquises au cours de ma thèse m'ont permis d'identifier et de caractériser une succession d'évènements qui ont ponctué la déglaciation et tout particulièrement l'intervalle critique situé entre ~ 15 000 et 9 000 ans BP ; intervalle qui voit

une augmentation de l'humidité liée à l'installation progressive de la zone de mousson en périphérie du site d'étude et la mise en place de la période humide holocène. Le tableau ci-dessous synthétise les résultats principaux de mon travail et présente la chronologie des événements à partir de l'analyse du signal continental et marin de la carotte MD92-1002.

Tableau 1. Synthèse de la chronologie des événements à partir de l'analyse du signal continental et marin de la carotte MD92-1002

Carotte MD92-1002	Signal continental	Signal marin
14 900 ans BP	Début de l'humidité	
14 500 ans BP	Augmentation de l'humidité	Augmentation de la productivité primaire suggérant le début de l'intensification des vents de basse altitude
13 500 ans BP	Premier développement de la mangrove à <i>Avicennia</i> (contexte aride)	
12 700 ans BP (YD)	Pulsation sèche	Diminution de la productivité marine
12 600 ans BP	Apparition de <i>Rhizophora</i> (contexte humide)	Maximum de productivité primaire (12.6-10.8 ka)
10 400 ans BP	Pulsation sèche	Productivité faible
9 000 ans BP	Maximum humide	Productivité faible

Les proxys continentaux (pollen, charbons, spores) confirment dans l'ensemble les résultats obtenus par [Tierney et deMenocal \(2013\)](#) à partir de l'analyse du δD_{wax} de la carotte P178-15P, située à proximité. Mais les données palynologiques de la carotte MD92-1002 qui témoignent d'un environnement continental majoritairement aride à semi-aride tout au long de la période étudiée, semblent témoigner d'une influence septentrionale (péninsule arabique). Au contraire, la carotte P178-15P semble majoritairement refléter l'évolution paléoenvironnementale des zones méridionales (Rift est-africain). Les éléments locaux (mangrove, végétation de sebkhas littorales) sont très présents et permettent de reconstruire l'évolution hydrologique locale et de l'intégrer dans le cadre plus général du déplacement des zones de précipitation associées aux mouvements à grande échelle de l'ITCZ. La comparaison entre la carotte que j'ai étudiée et les autres enregistrements qu'ils soient marins (carottes

P178-75 et KL74) ou continentaux (spéléothèmes, données lacustres) localisés dans le secteur du Golfe d'Aden, de la Mer d'Arabie et ses bordures, témoigne ainsi des étapes de la remontée vers le Nord de l'ITCZ au cours de la dernière déglaciation en réponse à l'augmentation de l'insolation d'été boréale pilotée par les changements de l'orbite terrestre. La comparaison de ma série pollinique avec les données du spéléothème de l'île de Socotra suggère également un déplacement vers l'Ouest de la zone de précipitation. L'augmentation importante d'humidité se produit en effet sur l'île de Socotra vers 14 500 ans BP, alors que les mangroves ne commencent à se développer à proximité de la carotte MD92-1002 (apparition de *Rhizophora*) qu'à partir de 12 600 ans BP. Mes données suggèrent donc que l'ITCZ ne se déplace pas uniquement suivant une trajectoire latitudinale mais pénètre également sur la péninsule arabique selon une composante est-ouest en réponse à l'augmentation de l'insolation estivale depuis le LGM.

Il est intéressant de noter que le YD est marqué par un pic positif du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique dans la carotte KL74, située au large de la marge d'Oman (Sirocko et al., 1993). Ce pic positif du $\delta^{18}\text{O}$ est absent dans le signal isotopique de la carotte MD92-1002. Dans cette carotte, un plateau s'individualise en effet entre 14 200 et 10 800 ans BP marqué par des variations de $\pm 0.55\text{‰}$ autour d'une valeur moyenne de -0.93‰ . Ce plateau interrompt la diminution des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ initiée dès 17 500 ans BP. Après 10 800 BP, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ diminuent à nouveau jusqu'à atteindre leur niveau holocène (moyenne = -1.94‰). Il est probable que la présence de précipitations locales que suggère l'expansion de *Rhizophora* dans la mangrove dans le Golfe d'Aden ait pu masquer l'augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ associé à l'événement du YD en Mer d'Arabie. Mais d'autres paramètres peuvent expliquer la singularité du signal isotopique des eaux de surface Golfe d'Aden. En particulier, l'évolution des connexions avec la Mer Rouge lors de la remontée du niveau marin a pu complexifier considérablement le signal isotopique. Une brève pulsation sèche, enregistrée par le contenu pollinique à 12 700 ans BP, témoigne des conditions arides qui ont interrompu l'augmentation post-glaciaire des précipitations de mousson au cours du YD.

Les kystes de dinoflagellés et les œufs de copépode montrent que la productivité était plus faible au dernier maximum glaciaire dans la zone de la carotte MD92-1002. Ce résultat suggère l'affaiblissement des vents de la mousson estivale, déjà été mis en évidence par d'autres études (Gupta et al., 2011; Prell et Van Campo, 1986; Naidu et Malmgren, 1996). L'augmentation de la productivité au cours de la déglaciation traduit un accroissement de

l'intensité des upwellings en réponse à une intensification des vents vraisemblablement sous contrôle du forçage par l'insolation. Mais le maximum de productivité intervient près de 3 000 ans plus tôt dans le Golfe d'Aden (12 600 – 10 800 ans BP) que le long de la Marge d'Oman (Gupta et al., 2003) et est donc clairement en avance par rapport au maximum d'insolation estival (JJAS) de l'hémisphère nord (centré vers ~ 9 000 ans BP).

Ce décalage temporel traduit la complexité de la circulation atmosphérique dans le Golfe d'Aden. De nos jours, pendant la saison estivale, tandis que la marge d'Oman est balayée uniquement par des vents du S-O, l'Ouest du Golfe d'Aden, à la jonction avec la Mer Rouge, se situe quant à lui à la confluence de deux systèmes de vents orthogonaux: les vents du S-O, typiques de la mousson d'été en Mer d'Arabie, et les vents soufflants depuis le N-O, le long de l'axe principal de la Mer Rouge. Ces vents du N-O se développent au Nord de la zone de basse pression correspondant à l'ITCZ, vers laquelle ils convergent.

Les changements d'intensité de ces vents du N-O sur des échelles multimillénaires et leur impact sur l'hydrologie du Golfe d'Aden sont attestés par le pic d'abondance de l'espèce de dinoflagellés *P. zoharyi* au milieu de l'Holocène. De nos jours, la présence dans le Golfe d'Aden de cette espèce typique des eaux chaudes et salées de la Mer Rouge est associée aux eaux de surface poussées à travers le détroit de Bab-el-Mandab par les vents du N-O pendant l'été. Le maximum d'abondance de *P. zoharyi* ($\geq 50\%$ de l'assemblage) entre 6 000 et 4 000 ans BP suggère clairement que ces vents du N-O étaient particulièrement intenses au milieu de l'Holocène. Sur cet intervalle, les indices de productivité sont faibles, ce qui indique que ce ne sont pas les vents du N-O qui contrôlent principalement le système d'upwelling dans cette partie du Golfe d'Aden, mais bien les vents du S-O. Compte-tenu de ces éléments, je propose que le pic de productivité dans le Golfe d'Aden, entre 12 800 et 10 000 ans BP a été associé à une diminution d'intensité des vents du N-O en réponse au déplacement progressif de l'ITCZ vers le Nord et vers l'Ouest (cf. plus haut) ; cette diminution d'intensité permettant aux vents du S-O d'initier un pompage d'Eckman plus efficace.

La mise en correspondance du signal continental (humidité) et du signal marin (évolution de la productivité marine liée à la dynamique des upwellings) permet de reconstruire l'évolution de l'intensité de la mousson indienne dans la région du Golfe d'Aden (figure 1). J'ai montré que la variation de la productivité marine représentée par le % Groupe 5 est un signal difficile à interpréter à cause de la complexité de la circulation atmosphérique dans le Golfe d'Aden. De ce fait, pour tenter de comprendre les changements de mousson

dans la Mer Rouge, je me suis attachée à analyser plus spécifiquement aux changements hydrologiques en me basant sur l'interprétation des traceurs d'humidité.

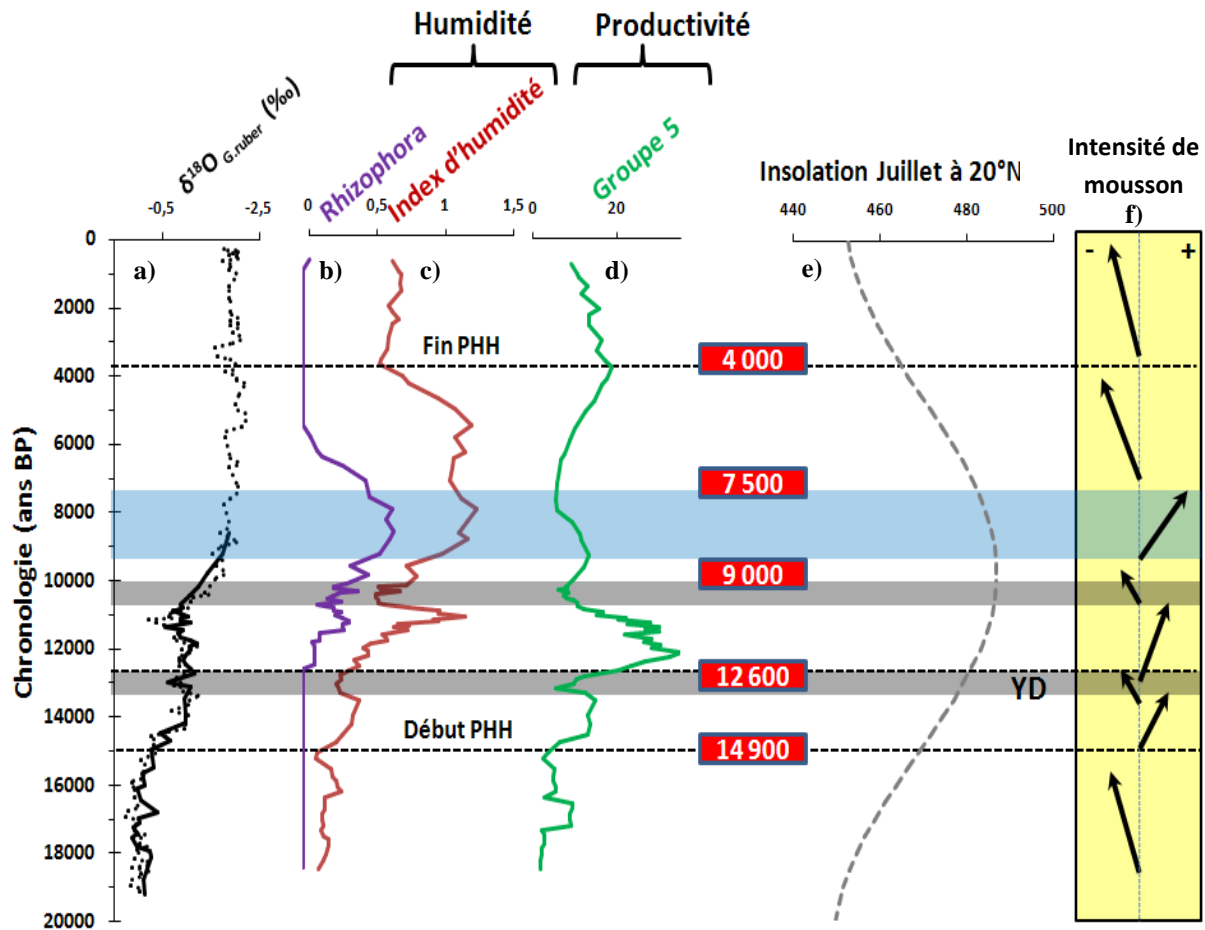


Fig 1. Schéma récapitulatif de la variation de l'intensité de la mousson indienne dans la région du Golfe d'Aden pendant les derniers 20 000 ans. (a) La stratigraphie isotopique de la carotte MD92-1002. L'humidité est représentée par les pourcentages de *Rhizophora* (b) et l'index d'humidité établi à partir du rapport de Cyperaceae sur Amaranthaceae/Chenopodiaceae(c) (Fersi et al., 2016 a). Les variations de la productivité marine est représentée par le % groupe 5 (Fersi et al., 2016 b) (e) la courbe d'insolation estivale à 20°N (Berger et Loutre, 1991) . (f) estimation de l'intensité de la mousson indienne (l'orientation de la flèche vers la droite indique une humidité positive, l'orientation de la flèche vers la gauche une humidité négative).

L'intensité de la mousson évolue progressivement à partir de 14 900 ans BP et suit la courbe de l'insolation estivale à 20°N. Cette évolution est interrompue par deux évènements arides marqués par un affaiblissement de l'intensité de la mousson indienne dans la région du

Golfe d'Aden : le YD à 12 700 ans BP et un autre évènement vers 10 500 ans BP qui n'est pas enregistré dans la carotte voisine P178-75. L'apparition de la mangrove à *Rhizophora* vers 12 600 ans BP traduit l'intensification de la mousson qui atteint son activité maximale entre 9 000 et 7 500 ans BP. A partir de 7 500 ans BP, la mousson décroît progressivement. Cette baisse est synchrone avec l'occurrence de *P. zoharyi* dans le site d'étude ce qui suggère comme je l'ai déjà montré précédemment, une intensification des vents du N-O suite à la migration de l'ITCZ vers le Sud.

Vu la complexité du signal de la productivité marine (groupe 5) j'ai voulu faire l'analyse du % *G.bulloïdes* qui a été utilisé comme étant un traceur d'upwelling dans la marge d'Oman (Gupta et al., 2003, 2011). Malheureusement, la carotte MD92-1002 ayant été échantillonnée à de multiples reprises pour plusieurs travaux de recherche, le sédiment qui restait à disposition était insuffisant pour me permettre d'obtenir les quantités de foraminifères nécessaires à une étude statistique. Si, dans le futur, du sédiment est carotté à proximité de la carotte MD92-1002, l'analyse des changements des assemblages de foraminifères sera pertinente pour permettre une meilleure comparaison avec les études réalisées sur l'upwelling d'Oman.

Pendant cette étude, j'ai commencé à faire l'analyse du paléo-thermomètre Mg/Ca des coquilles de foraminifères planctoniques *G.ruber* en se focalisant sur la dernière déglaciation. Le but de cette analyse d'étudier la variation du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface pour tirer des informations sur l'hydrologie du Golfe d'Aden et l'impact des échanges d'eau avec la Mer Rouge. Cependant, les résultats préliminaires que j'ai obtenus montrent des valeurs parfois anormalement élevées. Celles-ci peuvent soit s'expliquer par un effet de la salinité comme cela avait été suggéré par Mathien-Blard et al. (2008), soit par des problèmes de diagénèse. Dans le futur, il sera intéressant de compléter les études du traceur Mg/Ca sur les foraminifères de la carotte MD92-1002 de manière à déterminer quel facteur principal explique les valeurs anormalement élevées que j'ai observées.

Enfin, il est aussi très important d'utiliser la modélisation climatique pour mieux comprendre l'interaction entre les deux systèmes des vents orthogonaux : les vents du S-O et les vents du N-O et leur variation d'intensité en réponse aux changements d'insolation estivale.

Références bibliographiques

- A**bidid, N., 1997. Les kystes de Dinoflagellés marqueurs de l'environnement océanique : Répartition actuelle dans l'océan Indien Occidental et application à deux séquences sédimentaires du Canal de Mozambique. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), 183 p.
- Ackerman, S. A., Cox, S. K., 1988. Dust outbreaks associated with the southwest monsoon region. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 41, 19-34.
- Agnihotri, R., Sarin, M.M., Somayajulu, B.L.K., Jull, A.J.T., & Burr, G.S., 2003. Late-Quaternary biogenic productivity and organic carbon deposition in the eastern Arabian Sea . *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 197, 43-60.
- Aiki, H., Takahashi, K., Yamagata, T., 2006. The Red Sea outflow regulated by the Indian monsoon. *Continental Shelf Research*, 26, 1448–1468.
- Al-Hubaishi, A., Müller-Hohenstein, K., 1984. *An Introduction to the Vegetation of Yemen*. GTZ, Eschborn.
- Alley, R.B., 2000. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 19 (1–5), 213–226.
- Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Erlenkeuser, H., 1996. Response of Red Sea deep-water agglutinated foraminifera to water-mass changes during the late Quaternary, *Mar. Micropaleontol.*, 28 (3/4), 283-297.
- Almogi-Labin, A., Schmiedl, 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 kyr as recorded by foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 40, 295-319.
- Anderson, D.M., Prell, W.L., 1991. Coastal upwelling gradient during the late Pleistocene. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 117, 265-276.
- Anderson, D.M., Prell, W.L., 1993. A 300 kyr record of upwelling of Oman during the late Quaternary: Evidence of the Asian southwest monsoon. *Paleoceanography*, 8, 193-208.

Arz, H.W., Lamy, F., Pätzold, J., Müller, P.J., Prins, M., 2003. Mediterranean moisture source for an early-Holocene humid period in the northern Red Sea. *Science*, 300, 118–121.

Banse, K., McClain, C.R., 1986. Satellite-observed winter blooms of phytoplankton in the Arabian Sea, *Marine Ecology Program Service*, 34, 201–211. Banse, K., 1987. Seasonality of phytoplankton chlorophyll in the central and northern Arabian Sea *Deep-Sea Research*, 34, 713–723.

Barboni, D., Bonnefille, R., Alexandre, A., Meunier, J.D., 1999. Phytoliths as paleoenvironmental indicators, West Side Middle Awash Valley, Ethiopia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 152, 87–100.

Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G., Zindler, A., 1990. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130, 000 years. *Nature*, 346, 456-458.

Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G., Rougerie, F., 1996. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature* 382, 241-244.

Bard, E., Rostek, F., Turon, J.-L., Sonzogni, C., 2000. Interhemispheric synchrony of the last deglaciation inferred from alkenone paleothermometry. *Nature*, 385,707 -710.

Barker, P.A., Talbot, M.R., Street-Perrott, F.A., Marret, F., Scourse, J., Odada, E.O., 2004. Late Quaternary climatic variability in Intertropical Africa. In: Battarbee, R., Gasse, F., Stickley, F. (Eds.), *Past Climate Variability Through Europe and Africa*. Springer, Dordrecht, pp. 117–138.

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

Bassinot, F.C., Marzin, C., Braconnot, P., Marti, O., Mathien-Blard, E., Lombard, F., Bopp, L., 2011. Holocene evolution of summer winds and marine productivity in the tropical Indian ocean in response to insolation forcing: data-model comparison. *Climate of the Past* 7, 815-829.

- Bauer, S., Hitchcock, G. L., Olson, D. B., 1991. Influence of monsoonally forced Ekman dynamics upon surface layer depth and plankton biomass distribution in the Arabian Sea. *Deep Sea Research A*, 38, 531–553.
- Bé, A.W.H., 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera, in *Oceanic Micropaleontology 1*, edited by A. T. S. E. Ramsay, Academic press, London.
- Benzécri, J.-P and collaborators., 1976. L'analyse des données. II. L'analyse des correspondances. Dunod, Paris, 616 p.
- Berger, A., 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary Climatic changes. *Journal of Atmospheric Sciences*, 35, 2362–2367.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10 (4), 297–317.
- Black, E., Slingo, J., Sperber, K.R., 2003. An observational study of the relationship between excessively strong short rains in coastal East Africa and Indian Ocean SST. *Monsoon Weather Review*, 131,74–94.
- Bogus, K., Mertens, K.N., Lauwaert, J., Harding, I.C., Vrielinck, H., Zonneveld, K.A.F., Versteegh, G.J.M., 2014. Differences in the chemical composition of organic-walled dinoflagellate resting cysts from phototrophic and heterotrophic dinoflagellates. *J. Phycol.* 50, 254–266.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., MaManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Banani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365, 143–147.
- Bonnefille, R., 1971. Atlas des pollens d’Ethiopie. Pollens actuels de la basse vallée de l’Omo. *Récoltes botaniques 1968. Adansonia* 11, 463-518.
- Bonnefille, R., Riollet, G., 1980. Pollens des savanes d’Afrique orientale. CNRS Editions, Paris.
- Bonnefille, R., Riollet, G., 1988. The Kashiru Pollen Sequence (Burundi) Palaeoclimatic Implications for the Last 40,000 yr B.P. in Tropical Africa. *Quaternary research* 30, 19-35.

- Bostock, H. C., Opdyke, B. N., 2006. Glacial/interglacial changes in the East Australian current. *Climate Dynamics* 26.
- Bouilloux, A., 2013. Alimentation des sédiments : contraintes climatiques et biologiques. Thèse de doctorat à IPGP, 192 p.
- Bouilloux, A., Valet, J.-P., Bassinot, F., Joron, J.L., Dewilde, F., Blanc-Valleron, M.-M., Moreno, E., 2013a. Influence of seawater exchanges across the Bab-el-Mandeb Strait on sedimentation in the Southern Red Sea during the last 60 ka. *Paleoceanography* 28, 675–687.
- Bouilloux, A., Valet, J.P., Bassinot, F., Joron, J.L., Blanc-Valleron, M.M., Moreno, E., Dewilde, F., Kars, M., Lagroix, F., 2013b. Diagenetic modulation of the magnetic properties in sediments from the Northern Indian Ocean. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 14, 3779- 3800.
- Bower, A.S., Furey H.H., 2012. Mesoscale eddies in the Gulf of Aden and their impact on the spreading of Red Sea Outflow Water. *Progress in Oceanography*, 96, 14–39.
- Broecker, W. S., and G. H. Denton, The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 2465-2501, 1989.
- Bronk Ramsey, C., van der Plicht, J., Weninger, B., 2001. ‘Wiggle matching’ radiocarbon dates. *Radiocarbon* 43, 381–9.
- Bronk Ramsey, C., 1995. Radiocarbon calibration and the analysis of stratigraphy. *Radiocarbon* 37, 425–30.
- Bunker, D.G., 1953. The South-West borderlands of the Rub’ Al Khali. *The Geographical Journal*, 119 (4), 420–430.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Sbaiffi, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Zahn, R., 2001. Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography*, 16 (1), 40–52.

Caley, T., Malaizé, B., Revel, M., Ducassou, E., Wainer, K., Ibrahim, M., Shoeaib, D., Migeon, S., Marieu, V., 2011. Orbital timing of the Indian, East Asian and

- African boreal monsoons and the concept of a 'global monsoon'. *Quaternary Science Reviews*, 30, 3705-3715.
- Castañeda, I., Mulitza, S., Schefuß, E., Lopes dos Santos, R.A., Sinningh-Damsté, J.S., Schouten, S., 2009. Wet phases in the Sahara/Sahel region and human migration patterns in North Africa. *Proceedings of National Academy of Sciences of the United States of America*, 106, 20159-20163.
- Caulet, J. P., Vénec-Peyré, M. T., Vergnaud-Grazzini, C., Nigrini, C., 1992. Variation of South Somalian upwelling during the last 160 ka: radiolarian and foraminifera records in core MD 85674. *Geological Society, London, Special Publications*, 64(1), 379-389.
- Clemens, S.C., Prell, W.L., 1990. Late Pleistocene variability of Arabian Sea summer monsoon winds and continental aridity: eolian record from the lithogenic components of deep sea sediments. *Paleoceanography*, 5, 109-145.
- Clemens, S., Prell, W., Murray, D., Shimmield, G., Weedon, G., 1991. Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon, *Nature*, 353 (6346), 720–725.
- Clemens, S.C., 1998. Dust response to seasonal atmospheric forcing: Proxy evaluation and calibration. *Paleoceanography*, 13, 471-490.
- Clemens, S. C., Prell, W. L., 2003. A 350,000 year summer-monsoon multi-proxy stack from the Owen Ridge, Northern Arabian Sea. *Marine Geology*, 201(1), 35-51.
- COHMAP Members, 1988. Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science*, 241, 1043-1052.
- Colborn, J. G., 1975. The Thermal Structure of the Indian Ocean, *Int. Indian Ocean Exped. Monogr*, 2, Univ of Hawaii Press, Honolulu, 173 p.
- Cowie, G., 2005. The biogeochemistry of Arabian Sea surficial sediments: a review of recent studies. *Progress in Oceanography* 65, 260–289.
- Cullen, J.L., 1981. Microfossil evidence for changing salinity patterns in the Bay of Bengal over the last 20 000 years. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 35, 315-356.
- Currie R.J., Fisher, A.E., Hargreaves, P.M., 1973. Arabian Sea Upwelling. in: *The Biology of the Indian Ocean*, B. Zeitschel and S.A. Gerlach, editors. Springer Verlag, New York, 37-52.

- D**ansgaard W. S., Johnsen J.H., . B. Clausen C, . C. Langway., 1970. Climatic Oscillations 1200-2000 AD. Jr., in Late Cenozoic Ice Ages, K. Turekian, Ed. (Yale Univ. Press, New Haven, CT), 37-56.
- Davey, R.J., Rogers, J., 1975. Palynomorph distribution in recent offshore sediments along two traverses off South West Africa. *Marine Geology*, 18, 213-225.
- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., Yarusinsky, M., 2000. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews* 19, 347–361.
- Deuser, W. G. and Degens, E. T., 1969. O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} ratios of fossils from the hot-brine deep area of the central Red Sea. In E.T. Degens and D.A. Ross (Editors), *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*. Springer, Berlin, 336-347.
- Deuser, W. G., Ross, E. H. Waterman, L.S., 1976. Glacial and pluvial periods: their relationship revealed by Pleistocene sediments of the Red Sea and Gulf of Aden. *Science*, 191:1168-1170.
- de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., 1987. Eléments d'une climatostratigraphie du Pléistocène moyen et tardif dans l'Est du Canada par l'Analyse palynologique et isotopique du forage 84-030-003, Mer du Labrador. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24, 1886-1902.
- de Vernal, A., Pedersen, T.F., 1997. Micropaleontology and palynology of core PAR87A-10: A 23,000 year record of paleoenvironmental changes in the Gulf of Alaska, northeast North Pacific. *Paleoceanography*, 12, 821–830.
- de Vernal, A., Henry, M., Matthiessen, J., Mudie, P.J., Rochon, A., Boessenkool, K.P., Eynaud, F., Grosfjeld, K., Guiot, J., Hamel, D., 2001. Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: The new 'n=677' data base and its application for quantitative paleoceanographic reconstruction. *Journal of Quaternary Science*, 16, 681–698.

de Vernal, A., Eynaud, F., Henry, M., Hillaire-Marcel, C., Londeix, L., Mangin, S., Matthiessen, J., Marret, F., Radi, T., Rochon, A., Solignac, S., Turon, J.L., 2005. Reconstruction of sea surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages. *Quaternary Science Reviews*, 24, 897–924

Dolven, J.K., Cortese, G., Bjørklund, K.R., 2002. A high-resolution radiolarian-derived paleotemperature record for the Late Pleistocene-Holocene in the Norwegian Sea. *Paleoceanography*, 17 (4), 1-13.

Dueing, W., Koske, P. H., 1967. Hydrographic observation in the Arabian Sea during the N.E. monsoon period 1964–1965, *Meteor Forschungsergeb., Reihe A*, 8, 1–43.

Duplessy, J. -C., 1982. Glacial to interglacial contrasts in the northern Indian Ocean. *Nature*, 295, 494 - 498.

Dyskoski, C.A., Edwards, R.L., Cheng, H., Yuan, D., Cai, Y., Zhang, M., 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 233, 71–86.

El-Ghazali, G.A., 1991. *Pollen Flora of Qatar*. University of Qatar, Scientific and Applied Research Centre, Doha.

El-Moslimany, A.P., 1983. *History of climate and vegetation in the Eastern Mediterranean and the Middle East from the Pleniglacial to the Mid-Holocene*, PhD thesis, University of Washington.

Elshanawany, R., Zonneveld, K.A.F., 2016. Dinoflagellate cyst distribution in the oligotrophic environments of the Gulf of Aqaba and northern Red Sea. *Marine Micropaleontology*, 124, 29- 44.

Faegri, K., Iversen, J., 1975. *Textbook of Pollen Analysis*. Blackwell, Oxford.

Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637- 642.

- Fensome, R.A., Norris, G., Sarjeant, W., Taylor, F., Wharton, D., Williams, G., 1993. A classification of living and fossil dinoflagellates. *Micropaleontology Press* 7, pp. 351.
- Fensome, R.A., Williams, G.L., 2004. The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates 2004 edition. In: *American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series*, 42. 909 p.
- Fensome, R.A., MacRae, R.A., Williams, G.L., 2008. DINOFLAJ2, Version 1. *American Association of Stratigraphic Palynologists, Data Series no. 1*.
- Fersi, W., Lézine, A.-M., & Bassinot, F., 2016 a. Hydro-climate changes over Southwestern Arabia and the Horn of Africa during the last Glacial-Interglacial transition: A pollen record from the Gulf of Aden. In press in *Review of Palaeobotany and Palynology*, 233, 176-185.
- Fersi, W., Bassinot, F., & Lézine, A.-M., 2016 b. Past productivity variations and organic carbon burial in the Gulf of Aden since the Last Glacial Maximum. *Quaternaire*, 27 (3), 197-210.
- Fleitmann, D., Burns, S.J., Mudelsee, M., Neff, U., Kramers, J., Mangini, A., Matter, A., 2003. Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from Southern Oman. *Science*, 300, 1737–1739.
- Fleitmann, D., Burns, S.J., Mangini, A., Mudelsee, M., Kramers, J., Villa, I., Neff, U., Al-Subbary, A.A., Buettner, A., Hippler, D., Matter, A., 2007. Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Quaternary Science Reviews* 26, 170-188.
- Fleming, K., Lambeck, K., 1998. Constraints on the Greenland Ice Sheet since the Last Glacial Maximum from sea-level observations and glacial-rebound models. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1053-1077.
- Foerster, V., Junginger, A., Langkamp, O., Gebru, T., Asrat, A., Umer, M., Lamb, H.F., Wennrich, V., Rethemeyer, J., Nowaczyk, N., Trauth, M.H., Schaebitz, F., 2012. Climatic change recorded in the sediments of the Chew Bahir basin, southern Ethiopia, during the last 45, 000 years. *Quaternary International* 274, 25–37.

- G**anssen, G., Kroon, D., 1991. Evidence for Red Sea surface circulation from oxygen isotopes of modern surface waters and planktonic foraminiferal tests. *Paleoceanography*, 6, 73–82.
- Gasse, F., 1977. Evolution of Lake Abhé (Ethiopia and T.F.A.I.) from 70 000 B.P. *Nature*, 2, 42- 45.
- Gasse, F., Street, F.A., 1978. Late Quaternary lake-level fluctuations and environments of the northern rift valley and Afar region (Ethiopia and Djibouti). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 25, 145-150.
- Gasse, F., 1986. Diatoms from East Africa. *Bibl. Diatomol.*, 11, 201 pp.
- Gasse, F., Fontes, J.-C., 1989. Paleoenvironments and paleohydrology of a tropical closed lake (Lake Asal, Djibouti) since 10,000 yr B.P. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 69, 67-102.
- Gasse, F., Van Campo, E., 1994. Abrupt post-glacial climate events in West Asia and North Africa monsoon domains. *Earth and Planetary Science Letters* 126, 435-456.
- Gasse, F., Chalié, F., Vincens, A., Williams, M.A.J., Williamson, D., 2008. Climatic patterns in equatorial and southern Africa from 30 000 to 10 000 years ago reconstructed from terrestrial and near-shore proxy data. *Quaternary Science Reviews* 27, 2316-2340.
- Gebel, H.G., Hanss, C., Liebau, A., Raehle, W., 1989. The Late Quaternary environments of ‘Ain al-Faidha/Al-‘Ain, Abu Dhabi Emirate. *Archaeology in the United Arab Emirates* 5, 9–48.
- Ghazanfar, S.A., Fisher, M., 1998. Vegetation of the Arabian Peninsula. *Geobotany* 25, 1–362.
- Giri, C., Ochieng, E., Tieszen, L., Zhu, Z., Singh, A., Loveland, T., Masek, J., Duke, N., 2011. Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data. *Global Ecology Biogeography*, 20 (1), 154–159.
- Grimm, E.C., 1993. *TILIA: A pollen program for analysis and display*. Illinois State Museum, Springfield.
- Gupta, A.K., David M. Anderson, D.M., Overpeck, J.T., 2003. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature*, 421, 354–357.

Gupta, A.K., Mohan, K., Sarkar, S., Clemens S.C., Ravindra, R., Uttam, R.K., 2011. East-West similarities and differences in the surface and deep northern Arabian Sea records during the past 21 Kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 301, 75-85.

Hamilton, A.C., 1982. *Environmental History of East Africa: a Study of the Quaternary*. Academic Press, London.

Haug, G.H., Hughen, K.A, Sigman, D.M., Peterson, L.C., 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene, *Science* 293, 1304-1308.

Hemleben, C., et Spindler, M., 1983. Recent advances in research on living planktonic foraminifera. In: J.E. Meulenkamp, Editor, *Reconstruction of Marine Paleoenvironments*, Utrecht Micropal. Bull. 30, 141–170.

Hemleben, C., Meischner, D., Zahn, R., Almogi-Labin, A., Erlenkeuser, H., Hiller, B., 1996. Three hundred eighty thousand year long stable isotope and faunal records from the Red Sea: Influence of global sea level change on hydrography. *Paleoceanography*, 11(2), 147-156.

Hemming, S. R., 2004 - Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics*, 42, RG1005, doi:10.1029/2003RG000128, 2004

Hepper, F.N., Wood, J.R.J., 1979. Where there forests in the Yemen? *Proceedings Seminar of Arabian Studies* 9, 65–71.

Hermelin, J.O.R, 1990. Geochemical parameters of Northwest Indian Ocean surface sediments. doi:10.1594/PANGAEA.777932.

Honjo,S., Dymond, J., Prell, W., Ittekkot, V. ,1999. Monsoon controlled export fluxes to the interior of the Arabian Sea. *Deep-Sea Res Part II* 46, 1859-1902.

Ihaka, R., Gentleman, R., 1996. R: A language for data analysis and graphics. *Journal of computational and graphical statistics*, 5, 299-314.

- Inizan, M.-L., Lézine, A.-M., Marcolongo, B., Saliège, J.-F., Robert, C., Werth, F., 1998. Paléolacs et peuplements holocènes du Yémen: le Ramlat As-Sabat'ayn. *Paléorient*, 23, 137–149.
- IPCC, Climate Change 2013 -The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the IPCC, , ed. T. Stocker, et al. 2013: Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1535.
- Ivanochko, T.S., Ganeshram, R.S., Brummer, G.-J.A., Ganssen, G., Jung, S.J.A., Moreton, S.G., Kroon, D., 2005. Variations in tropical convection as an amplifier of global climate change at the millennial scale. *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 302–314.
- Ivanova, E. V., 1985. Late Quaternary biostratigraphy and paleotemperatures of the Red Sea and Gulf of Aden based on planktonic foraminifera and pteropods. *Mar. Micropaleontol.*, 9, 335-364.
- Ivanova, E., Schiebel, R., Singh, A.D., Schmiedl, G., Niebler, H.-S., Hemleben, C., 2003. Primary production in the Arabian Sea during the last 135 000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 197, 61-82.
- J**ean-Baptiste, P., Belviso, S., Alaux, G., Nguyen, B.C., Mihalopoulos, N., 1990. ^3He and methane in the Gulf of Aden. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54,111-116.
- Johnsen, S. J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J. P., Clausen, H. B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdottir, A. E., White, J., 2001. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye 3, GRIP, GISP2, Renland and North GRIP. *Quaternary Science Journal*, 16(4), 299-307.
- Jones, E.N., Browning, D.G., 1971. Cold water layer in the southern Red Sea, . *Oceanography*, 16, 503-509.
- Jouzel, J., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Bender, M., Chappellaz, J., Genthon, G., Kotlyakov, V.M., Lipenkov, V., Lorius, C., Petit, J.R., Raynaud, D., Raisbeck, G., Ritz, C.,

- Sowers, T., Stievenard, M., Yiou, F., Yiou, P., 1993. Extending the Vostok ice-core record of palaeoclimate to the penultimate glacial period, *Nature*, 364, 407-412.
- Jung, S. J. A., Ganssen, G. M., Davie, G. R., 2001. Multi-decadal variations in the early Holocene outflow of Red Sea Water into the Arabian Sea. *Paleoceanography*, 16, 658-668.
- Jung, S. J. A., Davies, G. R., Ganssen, G. M., Kroon, D., 2002. Centennial-millennial scale monsoon variations off Somalia over the last 35 kyr, in *Tectonic and Climatic Evolution of the Arabian Sea Region*, edited by P. Clift and D. Kroon, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 195, 341–352.
- Jung, S.J.A., Davies, G.R., Ganssen, G.M., Kroon, D., 2004. Stepwise Holocene aridification in NE Africa deduced from dust-borne radiogenic isotope records. *Earth and Planetary Science Letters*, 221, 27–37.
- Jung, S.J.A., Kroon, D., Ganssen, G., Peeters, F., Ganeshram, R., 2009. Enhanced Arabian Sea intermediate water flow during glacial North Atlantic cold phases. *Earth and Planetary Science Letters*, 280, 220–228.
- K**roon, D., Steens, T. N. F., Troelstra, S. R. 1991a. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea as revealed by planktonic foraminifers, in *Oman Margin/Neogene Package*, *Proc.Ocean Drill. Program Sci. Results*, 117, 257–263.
- Kroon, D., Beets, K., Mowbray, S., Shimmield, G. B., Steens, T. N. F., 1991b. Changes in northern Indian Ocean monsoonal wind activity during the last 500KA, *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 44, 189–207.
- Kröpelin, S., Verschuren, D., Lézine A.-M., Eggermont, H., Cocquyt C., Francus, P., Cazet, J.-P., Fagot, M., Rumes, B., Russell, J.M., Darius, F., Conley, D.J., Schuster, M., Von suchodoletz, H., Engstrom, D.R., 2008. Climate-driven ecosystem succession in the Sahara: the past 6000 years. *Science* 320, 765-768.
- Kutzbach, J.E., Street-Perrot, F.A., 1985. Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr BP. *Nature* 317, 130-134.

- L**amb, H.F., 2001. Holocene climatic change and vegetation response inferred from the sediments of Ethiopian crater lakes. *Proceedings of the Royal Irish Academy* 101B, 35-46.
- Lamb, H.F., Bates, C.R., Coombes, P.V., Marshall, M.H., Umer, M., Davies, S.J., Eshete, D., 2007. Late Pleistocene desiccation of Lake Tana, source of the Blue Nile. *Quaternary Science Reviews* 26, 287–299.
- Leinen, M., Samthein, M., 1989. *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*. NATO ASI Series C 282, Kluwer, Dordrecht/Boston/London.
- Léonard, J., 1989. Considérations phytogéographiques sur les phytochories Irano-Touranienne, Saharo-Sindienne et la Somalie- Pays Masai. In: Léonard, J., *Considérations à l'étude de la flore et de la végétation des déserts d'Iran*. Jardin botanique national de Belgique, pp 123.
- Leuschner, D. C., Sirocko, F., 2000. The low-latitude monsoon climate Dansgaard-Oeschger cycles and Heinrich Events. *Quaternary Science Reviews* 19, 243-254.
- Lewis, J., Dodge, I.D., Powell, A.I., 1990. Quaternary dinoflagellate cysts from the upwelling system offshore Peru, Hole 686B, ODP Leg 112. In: Suess, E., von Huene, R., et al. (eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 112, 323-327.
- Lézine, A.-M., Bonnefille, R., 1982. Diagramme pollinique Holocène d'un sondage du lac Abiyata (Ethiopie, 7 degrés 42' nord). *Pollen et Spores* 24, 463–480.
- Lézine, A.-M., 1987. Le Sahel: 20 000 ans d'histoire de la végétation. *Sahara*, 9.
- Lézine, A.-M., Casanova, J., 1989. Pollen and hydrological evidence for the interpretation of past climates in tropical West Africa during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 8(1), 45-55.
- Lézine, A.-M., 1993. Chemchane, histoire d'une sebkha. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 4(1), 25-30.
- Lézine, A.-M., 1996. La mangrove ouest africaine, signal des variations du niveau marin et des conditions régionales du climat au cours de la dernière déglaciation. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167, 743-752.

- Lézine, A.-M., Saliège, J.-F., Robert, C., Wertz, F., Inizian, M.L., 1998. Holocene lakes from Ramlat As-Sab'atayn (Yemen) illustrate the impact of monsoon activity in southern Arabia. *Quaternary Research*, 50, 290-299.
- Lézine, A.-M., Saliège, J.-F., Mathieu, R., Tagliatela, T.L., Mery, S., Charpentier, V., Cleuziou, S., 2002. Mangroves of Oman during the Late Holocene: climatic implications and impact on human settlements. *Vegetation History Archaeobotany* 11. 221–232.
- Lézine, A.-M., Tiercelin, J.-J., Robert, C., Saliège, J.-F., Cleuziou, S., Inizan, M.-L., & Braemer, F., 2007 - Centennial to millennial-scale variability of the Indian monsoon during the early Holocene from a sediment, pollen and isotope record from the desert of Yemen. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 243, 235–249.
- Lézine, A.-M., 2008. Le pollen: outil d'étude de l'environnement et du climat au quaternaire. Vuibert, 120 p.
- Lézine, A.-M., Robert, C., Cleuziou, S., Inizan, M.-L., Braemer, F., Saliège, J.-F., Sylvestre, F., Tiercelin, J.-J., Crassaard, R., Méry, S., Charpentier, V., Steimer-Herbet, T., 2010. Climate evolution and human occupation in the southern Arabian lowlands during the last deglaciation and the Holocene. *Global and Planetary Change* 72, 412-428.
- Lézine, A.-M., Hély, C., Grenier, C., Braconnot, P., Krinner, G., 2011. Sahara and Sahel vulnerability to climate changes. Lessons from paleohydrological data. *Quaternary Sciences Reviews*, 30, 3001-3012.
- Lézine, A.-M., Bassinot, F., Peterschmitt, J.-Y., 2014. Orbitally-induced changes of the Atlantic and Indian monsoons over the past 20,000 years: New insights based on the comparison of continental and marine records. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 185, 3-12.
- Liu, Z., Brady, E., Lynch-Steiglitz, J., 2003. Global ocean response to orbital forcing in the Holocene. *Paleoceanography* 18, 1029-1041.
- Locke, S., Thunell, R.C., 1988. Palaeoceanographic record of the last glacial-interglacial cycle in the Red Sea and Gulf of Aden. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 64, 163–187.
- Loveland, T.R., Reed, B.C., Brown, J.F., Ohlen, D.O., Zhu, Z., Yang, L., Merchant, J.W., 2000. Development of a global land cover characteristics database and IGBP

- DISCover from 1 km AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing* 2, 1303–1330.
- Luther, M.E., O'Brien, J.J., 1985. A model of the seasonal circulation in the Arabian Sea forced by observed winds. *Progress in Oceanography*, 14, 353-385.
- M**aillard, C. Soliman, G., 1986. Hydrography of the Red Sea and exchanges with the Indian Ocean in summer, *Oceanologia Acta* 9, 249-269.
- 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.
- Malaizé, B., Vénec-Peyré, M. T., Joly, C., Bassinot, F., Caillon, N., Charlier, K., 2009. Imprints of high-salinity water plumes originating from the Red Sea during termination II, *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*, 276, 69–79.
- Mall, R. K., Singh, R., Gupta, A., Srinivasan, G., Rathore, L.S., 2006. Impact of Climate Change on Indian Agriculture: A Review of Climatic Change, 78(2–4), 445–478.
- Marchant, R.A., Hooghiemstra, H., 2004. Rapid environmental change in African and South American tropics around 4000 years before present: a review. *Earth Science Reviews* 66, 217–260.
- Marret, F., 1994. Distribution of dinoflagellate cysts in recent marine sediments from the east Equatorial Atlantic (Gulf of Guinea). *Review of Paleobotany and Palynology*, 84, 1-22.
- Marret, F., Turon, J.-L., 1994a. Paleohydrology and Paleoclimatology off Northwest Africa during the last glacial-interglacial transition and the Holocene: Palynological evidences. *Marine Geology*, 118, 107-117.
- Marret, F., 1994b . Distribution of dinoflagellate cysts in recent marine sediments from the east Equatorial Atlantic (Gulf of Guinea). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 84, 1-22.

- Marret, F., de Vernal, A., 1997. Dinoflagellate cyst distribution in surface sediments of the southern Indian Ocean. *Marine Micropaleontology*, 29,367-392.
- Marret, F., Zonneveld, K.A.F., 2003. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 125, 1–200.
- Marzin, C., Braconnot, P., 2009. Variations of Indian and African monsoons induced by insolation changes at 6 and 9.5 kyr BP. *Climate Dynamics* 33, 215-231.
- Mathien-Blard, E., 2008. Révision du paléothermomètre Mg/Ca et son application sur l'hydrologie de surface de l'Océan Indien Tropical au cours de l'Holocène. PhD thesis, University Paris XI, 202 p.
- Matthiessen, J., 1995. Distribution patterns of dinoflagellate cysts and other organic walled microfossils in recent Norwegian–Greenland Sea sediments. *Marine Micropaleontology*, 24, 307–334.
- McClure, H.A., 1976. Radiocarbon chronology of late Quaternary lakes in the Arabian Desert. *Nature* 263, 755–756.
- 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.
- Milankovitch, M., 1941. *Kanon der Erdebestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Königlich Serbische Akademie.
- Milne, G. A., Long, A.J., Bassett, S.E., 2005. Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews*, 24 (10–11), 1183–1202.
- Mooley, D. A., Parthasarathy, B., Sontakke, N. A., Munot, A.A., 1981. Annual rain-water over India, its variability and impact on the economy, *Int. J. Climatol.*, 1(2), 167–186.
- Morcos, S.A., Abdallah, A.M., 2013. Oceanography of the Gulf of Aden John Murray–Mabahiss Expedition 1933–1934 Revisited. *Egyptian Journal of Aquatic Research*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ejar.2012.12.001>.

Mudie, P.J., Rochon, A., & Levac, E., 2002 - Palynological records of red-tide producing species in Canada: past trends and implications for the future. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 189, 159–186.

Naidu, P.D., Malmgren, B.A., 1996. A high-resolution record of late Quaternary upwelling along the Oman Margin, Arabian Sea based on planktonic foraminifera. *Paleoceanography*, 11, 129–140.

Naidu, P.D., Niitsuma., 2003. Carbon and oxygen isotope time series records of planktonic and benthic foraminifera from the Arabian Sea: implication on upwelling processes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202, 85-95.

Narale, D.D., Naidu, P.D., Anil, A.C., Godad, S.P., 2015. Evolution of productivity and monsoonal dynamics in the eastern Arabian Sea during the past 68 ka using dinoflagellate cyst records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 435, 193-202.

Neff, U., Burns, S.J., Mangini, A., Mudelsee, M., Fleitmann, D., Matter, A., 2001. Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 ka ago. *Nature*, 411, 290–293.

Neumann, A. C., McGill, D. A., 1962. Circulation of the Red Sea in early summer. *Deep Sea Research*, 8, 223–235.

Ouahdi, R., 1997. Paléocéanographie et paléoproduktivité liées à la mousson indienne dans le bassin de Somalie, le Golfe d'Aden et la mer Rouge durant les derniers 460 000 ans. PhD thesis, MNHN Paris, 166 p.

Overpeck, J., Anderson, D., Trumbore, S., Prell, W., 1996. The southwest Indian Monsoon over the last 18 000 years. *Climate Dynamics*, 12, 213-225.

Parker, A.G., Eckersley, L., Smith, A.M., Goudie, A.S., Ward, S., White, K., Hodson, M.J., 2004. Holocene vegetation dynamics in the northeastern Rub' al-Khali desert, Arabia

- Peninsula: a phytolith, pollen and carbon isotope study. *Journal of Quaternary Sciences*, 19, 665–676.
- Parker, A.G., Goudie, A.S., Stokes, S., White, K., Hodson, M.J., Manning, M., Kennet, D., 2006. A record of Holocene climate change from lake geochemical analyses in southeastern Arabia. *Quaternary Research*, 66, 465–476.
- Pascher, A. 1914. U^{ber} Flagellaten und Algen. *Berichte der Deutschen botanischen Gesellschaft* 32: 136–60.
- Patzert, W.C., 1974. Wind-induced reversal in Red Sea circulation, *Deep Sea Research* 21, 109-121.
- PERSGA, 2004. The Regional Organization for the Conservation of the Environment of the Red Sea and Gulf of Aden: Status of Mangroves in the Red Sea and Gulf of Aden (09/05/2004).
- Peterson, L.C., Haug, G.H., Hughen, K.A., Röhl, R., 2000. Rapid changes in the hydrologic cycle of the Tropical Atlantic during the Last Glacial. *Science* 290, 1947-1951.
- Petite-Maire, N., Beufort, L., Page, N., 1997. Holocene climate change and man in the present day Sahara desert. In *Third Millennium BC Climate Change and Old World Collapse*. Springer Berlin Heidelberg. 297-308.
- Pickard, G. L., Emery W. J., 1982. *Descriptive Physical Oceanography*, Pergamon Press, New York, 249 p.
- Pospelova, V., Pedersen, T.F., de Vernal, A., 2006. Dinoflagellate cysts as indicators of climatic and oceanographic changes during the past 40 kyr in the Santa Barbara Basin, southern California. *Paleoceanography*, 21, 1-16.
- Prell, W.L., Hutson, W.H., Williams, D.F., Be^{ck}, A.W., Geitzrenauer, K., Molino, B., 1980. Surface circulation of the Indian Ocean during the last glacial maximum, approximately 18,000 yr B.P. *Quaternary Research*, 14, 309–336.
- Prell, W.L., Curry, W.B., 1981. Faunal and isotopic indices of monsoonal upwelling, Western Arabian Sea. *Oceanologica Acta*, 4, 91-98.

- Prell, W.L., 1984. Variations of monsoon upwelling: A response to changing in the solar radiation. In: J. Hansen, T. Takahashi, (eds), *Climate Processes and Climate Sensitivity*, Geophys. Monogr. AGU, 48-57.
- 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.
- Prell, W. L., Kutzbach, J. E., 1987. Monsoon variability over the past 150,000 years. *Geophysical Research*, 92, 8411-8425.
- Pye, K., 1987. "Aeolian Dust and Dust Deposits." Academic Press, London. Rae, C. R. N., Stowe, L. L.
- R**adi, T., de Vernal, A., Peyron, O., 2001. Relationships between dinocyst assemblages in surface sediments and hydrographic conditions in the Bering and Chukchi seas. *Journal of Quaternary Science*, 16, 667–680.
- Radies, D., Hasiotis, S.T., Preusser, F., Neubert, E., Matter, A., 2005. Paleoclimatic significance of Early Holocene faunal assemblages in wet interdune deposits of the Wahiba Sand Sea, Sultanate of Oman. *Journal of Arid Environments*, 62, 109–125.
- Reichart, G. J., den Dulk, M., Visser, H. J., van der Weijden, C. H., Zachariasse, W. J., 1997. A 225 kyr record of dust supply, paleoproductivity and the oxygen minimum zone from the Murray Ridge (northern Arabian Sea), *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*, 134(1–4), 149–169.
- Reichart, G.-J., Brinkhuis, H., 2003. Late Quaternary *Protoperidinium* cysts as indicators of paleoproductivity in the northern Arabian Sea. *Marine Micropaleontology*, 49, 303–315.
- Reimer, P.J., Brown, T.A., Reimer, R.W., 2004. Discussion: reporting and calibration of post-bomb ^{14}C data. *Radiocarbon*, 46, 1299–304.
- Renssen, H., Brovkin, V., Fichfet, T., Goosse, H., 2006. Simulation of the Holocene climate evolution in northern Africa: the termination of the African humid period. *Quaternary International* 150, 95-102.

- Risien, C.M., Chelton, D.B., 2008. A global climatology of surface wind and wind stress fields from eight years of QuikSCAT scatterometer data. *Journal of Physical Oceanography*, 38, 2379–2413.
- Ritchie, J. C., Eyles, C. H., Haynes, C. V., 1985. Sediment and pollen evidence for an early to mid-Holocene humid period in the eastern Sahara. *Nature*, 314(6009), 352-355.
- Rixen, T., Haake, B., Ittekkot, V., Guptha, V.M.S., Nair, R.R., Sclossel, P., 1996. Coupling between SW monsoon-related surface and deep ocean processes as discerned from continuous particle aux measurements and correlated satellite data. *Journal of Geophysic Research*, 101, 28569-28582.
- Robinson, M.K., 1973. Monthly mean surface and subsurface temperature and depth of the thermocline Red Sea, Tech. Note 73-4, Fleet Numerical Weather Central, Monterey, Calif.
- Rohling, E. J., Zachariasse, W. J., 1996. Red Sea outflow during the Last Glacial Maximum, *Quaternary International*, 31, 77-83.
- Rostek, F., Ruhland, G., Bassinot, F., Muller, P., Labeyrie, L., Lancelot, Y., Bard, E., 1993. Reconstructing sea surface temperature and salinity using $\delta^{18}\text{O}$ and alkenone records. *Nature*, 364, 319-321.
- 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.
- Roux, M., 1895. *Algorithmes de classification. Méthodes et programmes.* Masson, Paris, 151p.
- Ruddiman, W.F., 2001. *Earth's climate: past and future.* New York, W.H. Freeman, 480 p.
- S**aha, K. R., Mooley, D. A., Saha, S., 1979. The Indian monsoon and its economic impact. *Geophysical Journal*, 3(2), 171–178.
- Schlitzer, R., 2011. *Ocean Data View*, [http. odv. awi. de](http://odv.awi.de).
- Schott, F.A., McCreary, Jr., 2001. The monsoon circulation of the Indian Ocean. *Progress in Oceanography*, 51 (1), 1–123.

- Schultz, E., Whitney, J.W., 1986. Upper Pleistocene and Holocene lakes in the An Nafud, Saudi Arabia. *Hydrobiologia* 143, 175–190.
- 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.
- Seibold, E., Berger, W.H., 1982. The sea floor. An introduction to the marine geology. Springer-verlag, Berlin, 288p.
- Shackleton, N. J., 1969. The Last Interglacial in the Marine and Terrestrial Records. *Biological sciences*, 174 (1034).
- 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 105 year and 106 year scale. *Quaternary Research*, 3 (1), 39–55.
- Shackleton, N. J., Opdyke, N.D., 1976. Oxygen-Isotope and Paleomagnetic Stratigraphy of Pacific Core V28-239 Late Pliocene to Latest Pleistocene. *GSA Memoirs*, 145, 449-464.
- Shakun, J.D., Stephen J. Burns, S.J., Fleitmann, D., Kramers, J., Matter, A., Al-Subary, A., 2007. A high-resolution, absolute-dated deglacialspeleothem record of Indian Ocean climate from Socotra Island, Yemen. *Earth and Planetary Science Letters*, 259, 442–456.
- Shankar, D., Vinayachandran, P. N., Unnikrishnan, A. S., 2002. The monsoon currents in the north Indian Ocean. *Progress in oceanography*, 52(1), 63-120.
- Sheppard, C. R. C., 2000. The Red Sea at the millennium, an environmental evaluation. In: Sheppard, C. R. C. (Ed), Elsevier Science, 35-45.
- Siddall, M., Rohling, E., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., Smeed, A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423, 853– 858.
- Siedler G., 1969. General circulation of water masses in the Red Sea, in: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, edited by E. T. Degens and D. A. Ross, Springer-Verlag, New-York Inc, 131-137, 600 p.

- Singh, A.D., Jung, S.J., Darling, K., Ganeshram, R., Ivanochko, T., Kroon, D., 2011. Productivity collapses in the Arabian Sea during glacial cold phases. *Paleoceanography*, 26, PA3210, doi:10.1029/2009PA001923.
- Sirocko, F., Sarnthein, M., 1989. Wind-borne deposits in the Northwestern Indian Ocean: record of Holocene sediments versus modern satellite data. In: Leinen, M., Sarnthein, M. Past Patterns of Glacial Atmospheric Transport.- NATO ASI Series, C. Math. Phys. Sci. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 401–433.
- 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, 72-93.
- 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., Garbe-Schönberg, D., McIntyre, A., Molino, B., 1996. Teleconnection Between the Subtropical Monsoons and High-Latitude Climates During the Last Deglaciation. *Science*, 272, 526-529.
- Sirocko, F., Garbe-Schönberg, D., Devey, C., 2000. Processes controlling trace element geochemistry of Arabian Sea sediments during the last 25,000 years. *Global and Planetary Change*, 26, 217-303.
- Sirocko, F., Lange, H., 2001. Clay-mineral accumulation rates in the Arabian Sea during the late Quaternary. *Marine Geology*, 97, 105–119.
- Sirocko, F., 2003. Ups and downs in the Red Sea. *Nature*, 423, 813–814.
- Southon, J., Kashgarian, M., Fontugne, M., Metivier, B., Yim, W.W.S., 2002. Marine reservoir corrections for the Indian Ocean and Southeast Asia. *Radiocarbon* 44, 167–180.
- Spalding, M., Blasco, F., Field, S. D., 1997. *World Mangrove Atlas*. The International Society for Mangrove Ecosystems, Okinawa, Japan.
- Spalding M., Kainuma M., Collins L., 2010. *World atlas of mangroves*. Washington, DC: Earthscan.

Stanford, J.D., Rohling, E.J., Hunter, S.E., Roberts, A.P., Rasmussen, S.O., Bard, E., McManus, J., Fairbanks, R.G., 2006. Timing of melt water pulse 1a and climate responses to melt water injections. *Paleoceanography*, 21, 1-9.

Stein, M., Almogi-Labin, A., Goldstein, S. L., Hemleben, C., Starinsky, A., 2007. Late Quaternary changes in desert dust inputs to the Red Sea and Gulf of Aden from $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in deep-sea cores. *Earth Planetary and Science Letter*, 261, 104-119.

Swallow, J.C., 1984. Some aspects of the physical oceanography of the Indian Ocean. *Deep-Sea Research*, 31, 639-650.

Tchernia, P., 1978, *Océanographie régionale : description physique des océans et des mers*. Ed. Ecole Nationale supérieurs Techniques avancées, 19, 257 P.

Thunell, R. C., Locke, S. M., Williams, D. F., 1988. Glacio-eustatic sea-level control on Red Sea salinity, *Nature*, 334, 601-604.

Touchard, Y.P., Rochette, M.P., Aubry-Michard, A., 2003. High-resolution magnetostratigraphic and biostratigraphic study of Ethiopian traps-related products in Oligocene sediments from the Indian Ocean. *Earth Planet Science Letters* 206,493-508.

Trewartha, C., 1961, *The earth's problem climate*. University of Wisconsin Press. MADISON, 334 p.

Trommer, G., Siccha, M., Rohling, E. J., Grant, K., van der Meer, M. T., Schouten, S., Kucera, M., 2010. Millennial-scale variability in Red Sea circulation in response to Holocene insolation forcing. *Paleoceanography*, 25(3).

Umer, M., Lamb, H.F., Bonnefille, R., Lézine, A.-M., Tiercelin, J.J., Gibert, E., Cazet, J.-P., Watrin, J., 2007. Late Pleistocene and Holocene vegetation history of the Bale Mountains, Ethiopia. *Quaternary Science Reviews*, 26, 2229–2246.

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 Couwelaar, M., 1997. Zooplankton and microplankton biomass off Somalia and in the southern Red Sea during the SW monsoon of 1992 and the NE monsoon of 1993. *Deep-Sea Research*, 44 (11), 1213-1234.
- Van Hinte, J.E., Van Weering, Tj.C.E., Troelstra, S.R. (Eds.), 1995. *Tracing a Seasonal Upwelling*. National Museum of Natural History, Leiden, 146 p.
- Van Rempelbergh, M., Fleitmann, D., Verheyden, S., Cheng, H., Edwards, L., De Geest, P., De Velechouwer, D., Burns, S.J., Matter, A., Claeys, P., Keppens, E., 2013. Mid- to late Holocene Indian ocean monsoon variability recorded in four speleothems from Socotra Island, Yemen. *Quaternary Science Reviews*, 65, 129-142.
- Van Weering, T.C.E., Helder, W., Schalk, P., 1997. The Netherlands Indian Ocean Expedition 1992-1993, first results and an introduction. *Deep Sea Research II*, 44, 1177-1193.
- Vergnaud-Grazzini, C., 1973. *Étude écologique et isotopique de foraminifères actuels et fossiles de Méditerranée*. In: Doctoral thesis, Univ. de Paris VI, France, 130 p.
- Versteegh, G.J.M., Zonneveld, K.A.F., 1994. Determination of (palaeo-) ecological preferences of dinoflagellates by applying Detrended and Canonical Correspondence analysis to Late Pliocene dinoflagellate cyst assemblages of the south Italian Singa section. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 84, 181-199.
- Versteegh, G.J.M., Brinkhuis, H., Visscher, H., Zonneveld, K.A.F., 1996. The relation between productivity and temperature in the Pliocene North Atlantic at the onset of northern hemisphere glaciation: a palynological study. *Global and Planetary Change*, 11, 155-165.
- Vincens, A., Garcin, Y., Buchet, G., 2007. Influence of rainfall seasonality on African lowland vegetation during the late Quaternary: Pollen evidence from lake Masoko, Tanzania. *Journal of Biogeography*, 34, 1274-1288.
- Vincens, A., Lézine, A.-M., Buchet, G., Lewden, D., Le Thomas, A. and contributors., 2007b. African pollen database inventory of tree and shrub pollen types. *Review of Palaeobotany and Palynology* 145, 135-141.

- W**all, D., Dale, B., Lohman, G.P., Smith, W.K., 1977. The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern sediments from regions in the North and South Atlantic oceans and adjacent seas. *Marine Micropaleontology*, 2, 121–200.
- Wang, Y., 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, 2345-2348.
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., He, Y., Kong, X., An, Z., 2005. The Holocene Asian Monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 308, 854–857.
- Wang, P.X., Clemens, S., Beaufort, L., Braconnot, P., Ganssen, G., Jian, Z.M., Kershaw, P., Sarnthein, M., 2005b. Evolution and variability of the Asian monsoon system: state of the art and outstanding issues. *Quaternary Science Reviews* 24, 595–629.
- Webster, P. J., Magana, V. O., Palmer, T. N., Shukla, J., Tomas, R. A., Yanai, M. U., Yasunari, T., 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C7), 14451-14510.
- Werner, F., Lange, K., 1975. A bathymetry survey of the sill area between the Red Sea and the Gulf of Aden, *Geology Journal* 13, 125-130.
- White, F., 1983. The vegetation of Africa: a descriptive memoir to accompany the UNESCO, AETFAT, UNESCO vegetation map of Africa. Paris: UNESCO; French translation by P.Bamps (1986).
- White, F., Leonard, J., 1991. Phytogeographical links between Africa and southwest Asia. *Flora and Vegetation Mundi*, 9, 229-246.
- Wiggert, J.D., Hood, R.R., Banse, K., Kindle, J.C., 2005. Monsoon-driven biochemical processes in the Arabian Sea. *Progress in Oceanography*, 65, 176–213.
- Williams, M. A. J., Bishop, P. M., Dakin, F. M., Gillespie, R., 1977. Late Quaternary lake levels in southern Afar and the adjacent Ethiopian Rift. *Nature*, 267, 690-693.
- Wood, J. R. I., 1997. *A Handbook of Yemen Flora*. Royal Botanic Gardens, Kew.
- Wyrtki, K., 1971. *Oceanographic Atlas of the International Indian Ocean Expedition*, National Science Foundation, Washington, DC, 531p

Wyrski, K., 1973 - Physical oceanography of the Indian Ocean. In: B. Zeitschel (ed.), *The Biology of the Indian Ocean*, Springer, New York, 18-36.

Yao, F., Hoteit, I., Pratt, L.J., Bower, A.S., Zhai, P., Gopalakrishnan, G., 2014. Seasonal overturning circulation in the Red Sea: 1. Model validation and summer circulation. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 119, 2238–2262.

Yao, F., Hoteit, I., 2015. Thermocline regulated seasonal evolution of surface chlorophyll in the Gulf of Aden. *PLoS One* 10, <http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0119951>.

Zhang, X. Sorteberg, A., Zhang, J., Gerdes, R., Comiso, J.C., 2008. Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system. *Geophysical Research Letters*, 35 (22).

Ziegler, M., Jilbert, T., de Lange, G.J., Lourens, L.J., Reichert, G.J., 2008. Bromine counts from XRF scanning as an estimate of the marine organic carbon content of sediment cores. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q05009. doi:10.1029/2007GC001932.

Zohary, M., 1973. *Geobotanical foundations of the Middle East*. Gustav Fischer Verlag. Stuttgart 2, 729-739.

Zonneveld, K.A.F., 1996. Paleoclimatic and paleo-ecologic changes in the Eastern Mediterranean and Arabian Sea regions during the last deglaciation: a palynological approach to land-Sea correlation. Ph.D. thesis, Utrecht University, Utrecht.

Zonneveld, K.A.F., 1997. Dinoflagellate cyst distribution in surface sediments from the Arabian Sea (northwestern Indian Ocean) in relation to temperature and salinity gradients in the upper water column. *Deep Sea Research II*, 44, 1411–1443.










Zonneveld, K.A.F., Versteegh, G.J.M., de Lange, G.J., 1997a . Preservation of organic-walled dinoflagellate cysts in different oxygen regimes: a 10,000 year natural experiment. *Marine Micropaleontology*, 29, 393–405.

- Zonneveld, K.A.F., Ganssen, G., Troelstra, S., Versteegh, G.J.M., Visscher, H., 1997b. Mechanisms forcing abrupt fluctuations of the Indian Ocean summer monsoon during the last deglaciation. *Quaternary Science Review*, 16, 187-201.
- Zonneveld, K.A.F., Brummer, G.A., 2000. Palaeo-ecological significance, transport and preservation of organic-walled dinoflagellate cysts in the Somali Basin, NW Arabian Sea. *Deep Sea Research II*, 47, 2229–2256.
- Zonneveld, K.A.F., Bockelmann, F., Holzwarth, U., 2007. Selective preservation of organic-walled dinoflagellate cysts as a tool to quantify past net primary production and bottom water oxygen concentrations. *Marine Geology*, 237, 109–126.
- Zonneveld, K.A.F., Marret, F., Versteegh, G.J., Bogus, K., Bonnet, S., Bouimetarhan, I., Crouch, E., de Vernal, A., Elshanawany, R., Edwards, L., 2013. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 191, 1–197.

Annexes

Annexe 1.

Description lithologique de la carotte MD92-1002

Prof (m)		Sections	Description
0			
1		I	<ul style="list-style-type: none"> * 1,505 m de longueur * Sédiment homogène, verdâtre, riche en argile * Présence de quelques coquilles visibles à l'œil nu (ex: Ptéropodes)
2		II	<ul style="list-style-type: none"> * 1,525 m de longueur * même sédiment, homogène et verdâtre
3		III	<ul style="list-style-type: none"> * 1,525 m de longueur. * Echantillonnage: chaque 5 cm * Pas de coquilles visible (>75 cm) * Sédiment change de teinte vers 75 cm, devient plus clair dans la partie 75 - 150 cm
4		IV	<ul style="list-style-type: none"> * 1,52 m de longueur * Même sédiment homogène: verdâtre clair
5		V	<ul style="list-style-type: none"> * 1,52 m de longueur * Sédiment reste clair mais change de teinte : 0-75 cm: verdâtre et 75-150 cm: marron clair * Présence de très fins lits noirâtre discontinus
6		VI	<ul style="list-style-type: none"> * 1,52 m de longueur * sédiment brun clair jusqu'à 100 cm puis redevient verdâtre * Pas de coquilles visibles
7			
8			
9			

Annexe 2. Les résultats d'analyse de $\delta^{18}\text{O}_{\text{G.ruber}}$

Profondeur (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Profondeur (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
7	-2,08	540	-1,07
38	-1,9	544	-1,215
64	-1,78	551	-1,06
103	-1,9	556	-1,07
113	-2,02	565	-0,97
133	-2,13	573	-0,91
170	-2,15	581	-0,985
195	-1,68	590	-1,07
225	-2,11	598	-1,165
259	-2,125	614	-0,61
264	-2,4	623	-1,09
269	-2,185	639	-0,94
325	-1,54	654	-0,97
359	-1,705	664	-0,975
364	-1,87	677	-0,435
380	-1,75	689	-0,66
395	-1,41	705	-0,26
410	-1,225	730	-0,31
435	-1,04	740	-0,08
455	-0,89	756	-0,12
458	-0,88	762	0,04
465	-0,93	779	-0,05
471	-0,77	795	-0,38
484	-1,03	812	-0,01
490	-0,86	812	-0,01
496	-0,89	820	0,12
497	-0,87	829	0,03
504	-1,09	837	0,14
516	-0,54	853	0,04
521	-0,91	862	-0,23
526	-0,83	872	-0,27
527	-0,82	911	-0,11
534	-0,88	936	-0,13

Annexe 3. Quelques photos des grains de pollen et de dinokystes

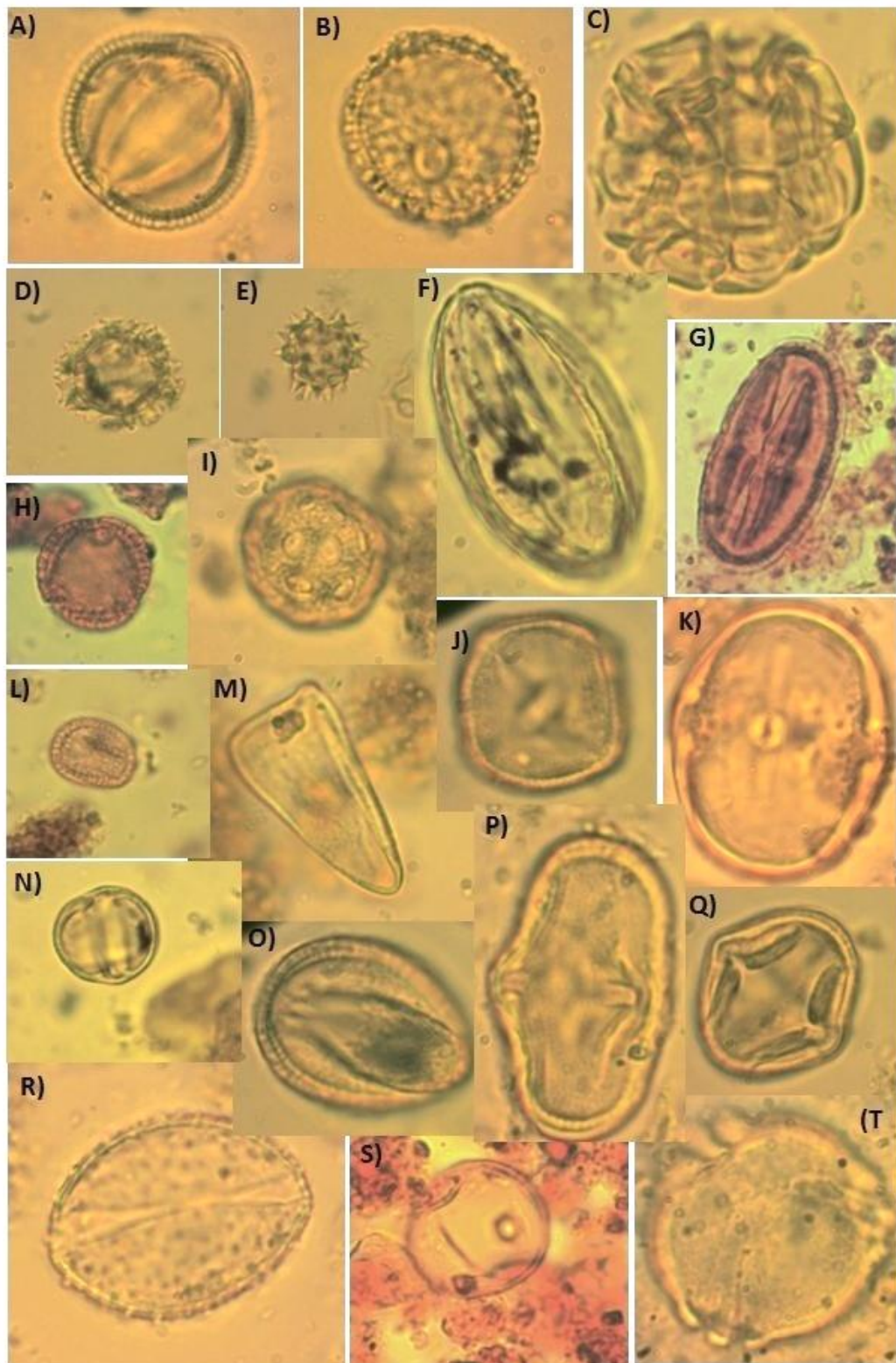


Fig 1. A- *Avicennia marina*; B- *Commiphora*; C- *Acacia Tortilis*-type; D- Cichorieae undiff.; E- Asteraceae undiff.; F- *Ephedra*; G- *Euphorbia*; H- *Olea*; I- Amaranthaceae/Chenopodiaceae undiff.; J- *Dodonaea*; K- *Vitellaria*-type *paradoxa*; L- Brassicaceae undiff.; M- Cyperaceae undiff; N- *Rhizophora mucronata*; O- *Artemisia*; P- *Oenante*-type; Q- *Rosa abyssinica*-type; R- *Hyphaene*; S- Poaceae undiff.; T- *Hagenia abyssinica*.

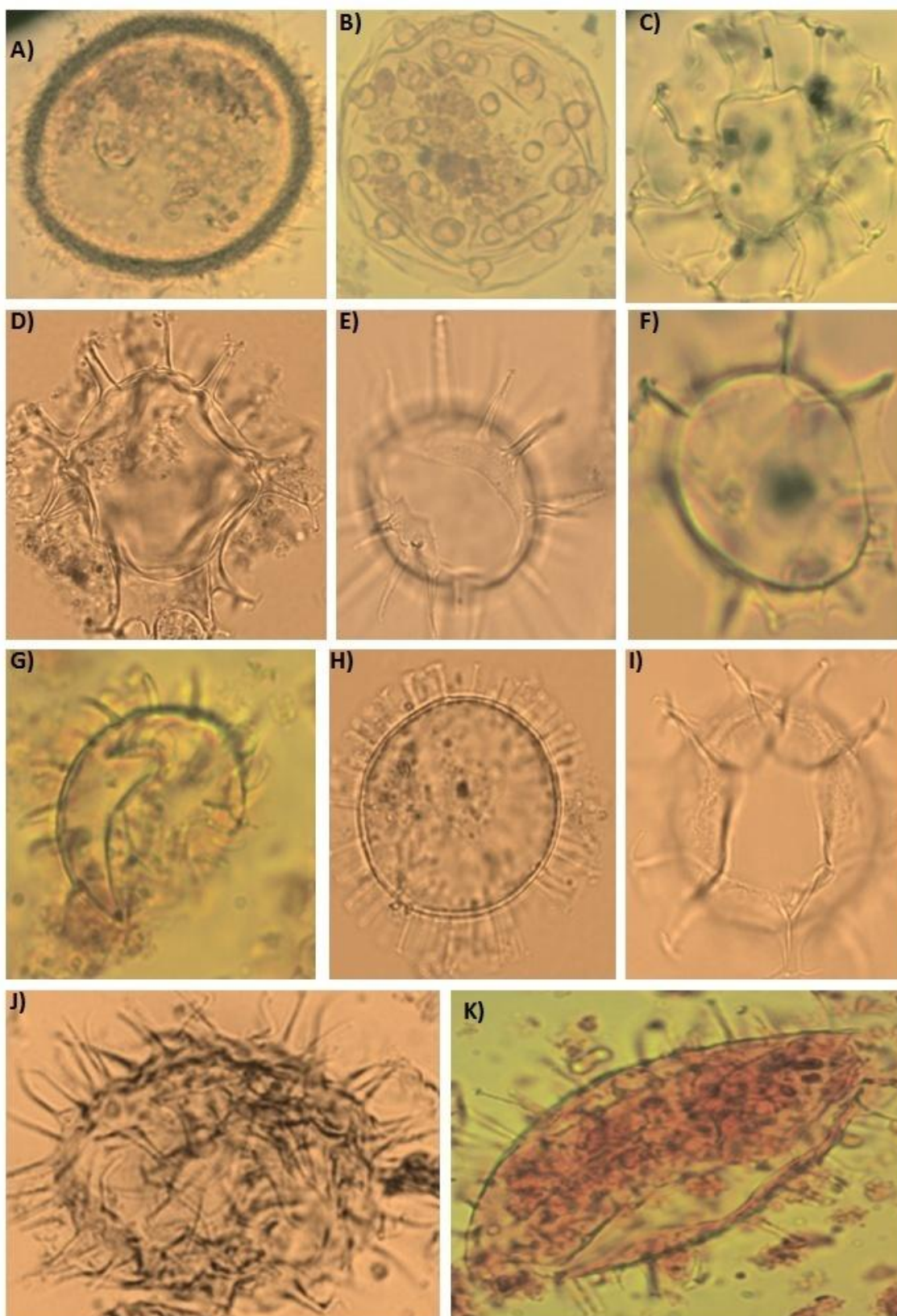


Fig 2. A- *Bitectatodinium spongium*; B- *Tuberculodinium vancampoae*; C- *Nematospaeropsis labyrinthus* ; D- *Spiniferites mirabilis*; E- *Lingolodinium machaerophorum*; F- *Impagidinium* spp.; G- *Echinodinium* spp.; H- *Operculodinium centrocarpum*; I- *Spiniferites ramosus*; J- *Selenopemphix quanta*; K- *Polysphaeridium zoharyi*.

Annexe 4. Tableau de comptage

Annexe 4a. Tableau de comptage des palynomorphes continentaux en fonction de la profondeur de la carotte MD92-1002

profondeur (cm)	<i>Juniperus</i> -type <i>procera</i>	<i>Macaranga</i> -type	<i>Myrica</i>	<i>Prunus africana</i> -type	<i>Schefflera abyssinica</i> -type	<i>Ericaceae</i> undiff.	<i>Vitellaria</i> -type <i>paradoxa</i>	<i>Acacia tortilis</i> -type	<i>Acacia ehrenbergiana</i> -type	<i>Anacardiaceae</i> undiff.	<i>Avicennia</i>	<i>Cadaba</i> -type	<i>Calligonum polygonoides</i>	<i>Cassipourea</i>	<i>Commiphora</i>	<i>Dodonaea</i>	<i>Euclia</i>	<i>Trichilia</i> -type	<i>Olea europaea</i> -type	<i>Pinus</i>	<i>Podocarpus</i>	<i>Rhizophora</i>	<i>Hagenia abyssinica</i>	<i>Blighia</i>	<i>Tamarix</i>	<i>Xylia</i> -type	<i>Acacia</i>	<i>Rosa abyssinica</i> -type	<i>Capparis</i>	<i>Ephedra</i>	<i>Sapindaceae</i> undiff.	<i>Sapotaceae</i> undiff.	<i>Hyphaene</i> -type	<i>Acanthaceae</i> undiff.	<i>Hypoestes</i> -type	<i>Amaranthaceae/Chenopodiaceae</i> undiff.	<i>Suaeda</i>	<i>Aizoaceae</i> undiff.	<i>Asclepiadaceae</i> undiff.	<i>Asteraceae</i> undiff.	<i>Artemisia</i>	
27	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	4	4	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	5	0	0	12	5	0	0	5	4	
53	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	26	9	0	0	0	0
54	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	1	0	0	0	4	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2	39	16	0	0	6	4	
69	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	30	10	0	0	3	0	
75	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	1	0	13	9	0	0	0	0	
86	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	4	0	0	2	1	0	0	4	0	4	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	16	10	0	0	0	0
98	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	16	12	0	0	2	2	
119	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	3	0	0	1	1	0	0	3	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	20	3	0	0	1	0	
127	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	1	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	41	0	0	0	10	4	
139	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	20	6	0	0	4	0	
145	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	2	0	0	0	2	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	8	0	0	4	1	
170	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2	0	0	0	0	0	0	0	1	2	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	33	22	0	0	0	3	
183	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	36	8	0	0	0	0	
195	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	189	4	0	3	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	1	0	0	21	7	0	0	1	0	

201	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	25	9	0	0	2	0
220	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	3	0	0	0	0	0	0	1	0	9	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	2	1	0	25	12	0	0	1	1	
230	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	29	7	0	0	1	0	
245	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	27	6	0	0	2	6	
255	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	36	6	0	0	2	0	
270	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	2	0	0	0	0	0	0	3	0	2	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	2	0	0	17	4	0	0	2	0	
281	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	5	0	0	0	1	
294	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	0	0	0	0	2	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	19	13	0	0	4	1	
301	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	17	5	0	0	2	1	
314	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	1	0	0	0	2	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	14	3	0	0	2	0	
326	0	0	0	0	0	0	2	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	1	0	2	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	19	6	0	0	1	0	
339	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	3	5	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	33	8	0	0	3	0	
347	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	2	0	0	3	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	20	2	0	0	1	0	
355	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	20	6	0	0	2	0	
364	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	0	0	2	1	0	0	0	0	0	8	0	0	0	3	1	0	0	0	0	0	9	0	0	18	0	0	4	6	0	
369	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	23	3	0	0	0	0	
380	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	16	3	0	0	2	0	
389	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	3	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	14	4	0	0	3	0	
397	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	30	12	0	0	1	0	
406	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	30	6	0	0	5	0	
414	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	5	3	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	1	0	0	28	8	0	0	1	0	
420	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	27	11	0	0	10	0		
426	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	2	2	0	0	0	0	0	23	9	1	0	2	0		
432	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	19	11	0	0	3	1	
439	0	0	0	0	0	0	2	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	4	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	32	5	0	0	1	3	
445	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0	25	4	0	0	2	1		
452	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	26	13	0	0	0	2	
458	1	0	2	0	0	0	2	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	26	6	0	0	5	1		

465	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	12	3	0	0	1	0
471	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	18	4	0	0	1	0
477	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	2	2	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	17	6	0	0	0	0	
484	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	18	4	0	0	0	0		
490	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	4	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	2	0	34	5	0	0	8	0	
497	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14	5	0	0	1	0		
504	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	43	2	0	0	3	1	
510	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	22	5	1	0	2	0		
515	0	0	0	0	0	0	0	6	1	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0	5	2	0	72	13	0	0	10	3	
521	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	22	6	0	0	0	0		
527	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	21	6	0	0	3	0		
534	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	6	0	0	0	1		
540	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	10	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	36	7	0	0	5	0		
544	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	37	9	0	0	0	0		
551	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12	10	0	0	1	0		
558	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	34	10	1	0	0	0	
565	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	37	8	0	0	5	0	
573	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	29	7	0	0	0	0		
581	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	37	4	0	0	1	1		
590	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	4	0	0	2	0		
598	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	23	16	0	0	0	1		
606	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	36	14	0	0	0	0		
614	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	7	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	32	6	0	0	3	0		
623	1	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	30	5	0	0	0	2		
631	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	32	11	1	0	0	0		
639	0	0	0	0	0	0	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	33	4	0	0	10	0		
654	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	33	7	0	0	2	0			
664	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	0	0	0	3	0		

profondeur (cm)	<i>Cichorieae</i> undiff.	Brassicaceae undiff.	Capparidaceae undiff.	Combretaceae/Melastomataceae undiff.	Convolvulaceae undiff.	<i>Euphorbia</i> -type	Fabaceae undiff.	<i>Fagonia</i>	<i>Hypoestes</i> -type	<i>Lippia</i> -type	Monocotyledoneae undiff.	Reseda-type	Apiaceae undiff.	Rosaceae undiff.	<i>Rumex</i>	<i>Solanum</i> -type	<i>Zygophyllum</i>	<i>Blepharis</i> -type	<i>Aerva</i> -type	<i>Celosia</i> -type	<i>Cornulaca</i>	<i>Oenante</i> -type	<i>Centaura</i> -type <i>perrottetii</i>	<i>Sclerocephalus arabicus</i>	<i>Dipterygium</i> -type <i>glaucum</i>	<i>Schrankia leptocarpa</i>	<i>Mollugo cerviana</i> -type	<i>Plantago</i>	Poaceae undiff.	<i>Tribulus</i>	Cyperaceae undiff.	<i>Convolvulus</i> -type	<i>Typha</i>	Monoletes undiff.	Triletes undiff.	Peridophyta undiff.	<i>Botryococcus</i>	Charbon	Spores de champignons	
27	0	0	0	2	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	10	0	0	0	0	4	0	0	63	5	11	0	1	0	1	1	79	638	10	
53	0	0	0	0	0	8	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	2	0	5	0	0	0	3	0	0	0	40	2	11	0	0	0	1	1	22	146	5	
54	0	4	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	2	1	1	7	0	0	1	0	5	0	5	0	42	4	52	0	0	0	2	0	60	820	8
69	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	3	1	6	0	0	0	0	0	0	0	43	2	32	0	1	0	5	0	45	652	16	
75	0	0	0	2	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	41	4	25	0	0	2	4	5	66	182	7	
86	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	4	0	3	0	0	0	0	0	0	0	27	2	19	0	0	0	4	0	57	1302	4	
98	0	0	0	1	0	4	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	2	3	2	0	0	0	3	0	0	0	42	3	12	0	0	0	1	1	31	167	13	
119	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	8	0	0	0	0	0	0	0	29	4	25	0	0	0	3	0	53	576	11	
127	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	2	0	0	0	0	15	0	0	0	0	0	0	0	19	0	39	0	0	0	2	0	13	905	26	
139	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	14	0	0	0	0	0	4	0	26	1	20	0	0	0	2	0	53	1347	11	
145	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	12	0	0	0	0	0	0	0	34	3	27	0	0	0	0	3	34	840	19	
170	0	1	0	5	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	5	3	19	0	0	0	0	0	0	0	66	0	46	0	0	0	3	4	38	304	11	
183	0	0	0	2	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12	0	0	0	0	0	0	0	35	3	32	1	0	0	4	0	64	874	15	
195	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	9	0	6	0	0	0	0	0	0	0	30	0	24	0	0	1	1	4	42	787	20	
201	1	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	1	2	12	0	0	0	0	0	1	0	37	2	21	5	0	0	2	0	36	827	19	
220	0	0	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	3	9	0	0	0	1	0	0	0	34	1	26	0	0	0	0	6	33	341	25	
230	0	1	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	0	0	3	2	0	0	0	33	2	24	1	0	0	0	2	42	1203	25	
245	0	0	0	1	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	2	10	0	0	0	0	1	0	0	33	4	65	0	0	0	0	4	82	1205	8	

Annexes

255	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	19	0	44	0	0	0	0	5	20	1294	18
270	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	4	1	3	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	49	0	50	0	0	0	0	8	62	391	17	
281	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	9	2	2	0	0	0	1	0	0	24	1	39	0	0	0	0	2	3	58	1898	37	
294	0	5	0	2	0	0	0	0	1	3	0	0	0	2	0	0	1	0	5	2	5	0	0	0	0	0	1	0	0	63	0	48	0	0	0	8	1	71	1073	23	
301	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	8	0	0	0	0	0	1	0	0	48	1	24	0	0	0	2	0	29	2052	35		
314	0	0	0	1	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	2	0	8	0	0	0	0	1	0	0	1	48	0	32	0	0	0	0	1	48	401	24		
326	0	0	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	11	0	0	0	0	0	1	0	0	57	0	39	0	0	0	3	1	24	1850	33		
339	0	2	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	2	11	0	1	0	0	1	0	0	0	57	0	63	0	0	0	0	4	62	758	40			
347	0	0	1	2	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	0	0	0	0	0	1	0	0	30	1	28	0	0	2	4	0	26	1461	28			
355	0	0	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	15	0	1	0	0	2	0	0	0	39	0	48	0	2	0	0	5	40	955	33			
364	0	0	0	2	0	0	1	1	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	9	15	0	0	0	0	3	0	0	4	40	0	73	0	0	0	0	0	1	13	1512	24	
369	0	0	0	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	14	0	0	0	1	0	1	0	48	0	33	0	2	0	0	1	12	750	51			
380	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	4	11	0	0	0	1	1	1	0	36	1	28	1	0	0	3	2	15	521	40			
389	0	2	0	2	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	6	0	0	0	0	0	0	0	46	1	35	0	0	0	4	0	12	656	33			
397	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	3	16	0	0	0	0	1	0	0	25	1	15	0	0	0	1	0	7	1149	8			
406	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	9	0	0	0	0	0	0	0	20	1	19	0	0	0	0	0	12	849	19			
414	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	2	2	0	0	0	0	0	0	31	2	50	0	0	0	1	0	68	815	9			
420	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	13	0	0	0	0	0	0	0	29	3	23	0	0	0	0	0	22	874	26			
426	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	3	20	0	0	0	0	0	0	0	33	1	17	0	0	0	3	0	51	791	17			
432	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	14	0	0	0	0	0	0	0	22	2	15	0	0	0	1	1	41	1098	18			
439	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	3	0	0	0	0	0	0	0	26	2	47	0	0	2	1	3	32	2163	12			
445	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13	0	0	0	0	0	0	0	0	40	0	9	0	0	0	0	0	17	1184	16			
452	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	5	7	1	0	0	0	0	0	0	35	0	23	0	0	2	0	0	12	925	9			
458	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	6	7	0	0	0	0	0	0	0	25	0	18	0	0	0	2	2	5	445	9			
465	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25	1	6	0	0	0	0	2	12	1002	7			
471	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	2	6	0	0	0	0	0	0	0	25	0	42	0	0	0	0	0	10	400	14			
477	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0	27	0	32	1	0	0	0	0	12	476	9			

Annexes

484	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	28	0	46	0	0	0	0	0	0	467	19
490	2	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	33	2	15	0	0	0	4	2	50	1856	6	
497	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	7	0	0	0	0	1	0	0	0	28	0	37	0	0	0	0	0	0	9	418	8	
504	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13	0	0	0	0	0	0	0	0	21	0	16	0	0	0	0	0	2	20	1256	11		
510	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	2	0	4	0	0	0	0	1	0	1	0	20	1	40	0	0	0	0	0	0	3	479	21	
515	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	1	0	0	0	4	0	0	18	2	8	0	0	0	5	2	13	5	4995	2		
521	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	4	0	0	0	0	0	0	0	0	33	1	28	0	0	0	3	0	8	862	22			
527	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	4	6	0	0	0	0	2	0	0	20	2	26	0	0	0	1	0	23	440	39			
534	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	6	0	0	0	0	0	0	0	0	33	0	28	0	0	0	0	0	0	15	503	27		
540	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	5	32	3	12	0	0	0	0	0	0	39	2426	10		
544	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11	0	0	0	0	0	0	0	0	29	0	14	0	0	0	0	0	0	4	1883	10		
551	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	7	0	0	0	0	0	0	1	0	42	0	26	0	0	0	0	0	0	7	503	12		
558	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3	5	9	0	0	0	0	0	0	0	29	0	4	0	0	0	4	0	2	344	13			
565	1	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	2	0	0	0	0	0	0	0	43	3	26	0	0	4	1	4	23	654	14			
573	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	5	0	0	0	0	0	0	0	0	34	0	19	0	0	0	0	0	0	12	376	15		
581	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	10	0	0	0	0	0	0	0	0	30	0	12	0	0	0	0	0	0	10	467	8		
590	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	55	2	9	0	0	0	5	0	23	1422	4			
598	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	6	0	0	0	0	0	0	0	0	36	0	13	0	0	0	0	0	0	14	502	7		
606	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	6	0	0	0	0	0	0	0	0	29	0	11	0	0	0	0	0	0	17	493	3		
614	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	3	0	0	43	0	5	0	0	0	4	2	15	1691	8			
623	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	31	0	13	0	0	0	0	0	1	4	1556	18		
631	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	15	0	0	0	0	0	0	0	0	30	0	8	0	0	0	0	0	0	5	413	8		
639	3	2	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	6	0	0	0	0	0	0	0	35	3	17	0	0	0	7	3	32	2884	15			
654	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12	0	0	0	0	0	0	0	0	31	0	12	0	0	0	0	0	0	2	1373	14		
664	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	19	2	10	0	0	0	0	0	0	8	505	1		
677	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	0	0	0	0	0	0	0	0	24	1	2	0	0	0	4	0	7	1022	11			
689	4	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	0	8	0	0	17	3	4	0	0	1	3	3	40	3832	5	

Annexes

705	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25	0	2	0	0	0	1	0	5	1227	29
714	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0	19	0	0	0	0	0	2	2	14	2611	1	
730	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	1	0	0	0	0	0	0	0	30	0	9	0	0	0	3	0	18	1145	22		
740	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	15	0	0	0	0	0	3	1	5	1252	1		
748	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8	6	0	0	0	0	0	0	0	22	0	26	0	0	0	4	0	8	455	20		
756	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	0	1	0	0	0	0	0	0	28	0	7	0	0	0	0	0	6	1253	20		
762	5	0	0	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	18	0	7	0	0	0	0	0	1	3065	13		
770	2	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	3	14	0	0	0	0	0	0	0	29	0	10	0	0	0	0	1	6	363	8		
779	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	7	0	0	0	0	0	0	0	0	22	1	8	0	0	0	0	0	3	366	9		
787	4	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	6	0	7	30	0	2	0	0	0	1	3	0	55	4401	6	
795	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3	3	7	0	0	0	1	0	0	0	24	0	8	0	0	0	0	0	2	368	11		
804	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	8	11	0	0	0	0	0	0	0	17	0	10	0	0	0	3	0	2	411	7		
812	3	0	0	2	1	3	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	37	0	3	0	0	2	8	0	58	3800	10	
820	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	22	0	0	0	0	0	0	0	23	0	8	0	0	0	0	0	2	554	8		
829	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	15	0	0	0	0	0	0	0	12	0	9	0	0	0	0	0	10	299	11		
837	2	5	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	6	10	0	0	0	0	0	0	0	44	0	5	0	0	0	0	0	21	1755	17		
845	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	15	0	0	0	0	0	0	0	14	1	15	0	0	0	0	0	10	432	7		
853	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11	0	0	0	0	0	0	0	10	0	17	2	0	0	1	0	3	299	3		
862	0	4	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	12	5	25	1	0	0	0	2	0	0	11	0	24	0	0	1	0	1	40	2724	14		
872	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	19	0	0	0	0	0	0	0	21	0	4	0	0	0	0	0	16	918	14		
887	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	9	0	13	0	0	0	0	0	0	0	26	1	2	0	0	0	2	2	35	1268	6		
911	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	18	1	0	0	3	0	1	0	0	8	0	12	0	0	0	2	1	42	1900	1	
936	0	2	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	6	0	1	2	0	6	0	0	1	0	31	0	10	0	0	0	1	0	58	1750	11	

Annexe 4b. Tableau de comptage des palynomorphes marins en fonction de la profondeur de la carotte MD92-1002

Profondeur (cm)	Copépodes	Achritarches	Tintinnides	Arthropodes	<i>Axiodinium choane</i>	<i>Bitectodinium spongium</i>	<i>Brigantedinium</i>	<i>Echinidinium aculeatum</i>	<i>Echinidinium delicatum</i>	<i>Echinidinium granulatum</i>	<i>Echinidinium transparentum</i>	<i>Lingulodinium machaerophorum</i>	<i>Nematosphaeropsis labyrinthus</i>	<i>Operculodinium centrocarpum</i>	<i>Operculodinium israelianum</i>	<i>Pentapharsodinium dalei</i>	<i>Polysphaeridium zoharyi</i>	<i>Impagidinium paradoxum</i>	<i>Impagidinium patulum</i>	<i>Impagidinium aculeatum</i>	<i>Impagidinium sphaericum</i>	<i>Selenopemphix quanta</i>	<i>Spiniferites bulloideus</i>	<i>Spiniferites mirabilis</i>	<i>Spiniferites ramosus</i>	<i>Spiniferites bentori</i>	<i>Spiniferites pachydermus</i>	<i>Stelladinium robustum</i>	<i>Trinovantedinium applanatum</i>	<i>Trinovantedinium spp.</i>	<i>Tuberculodinium vancampoeae</i>	<i>Votadinium</i>	<i>Votadinium calvum</i>
27	1318	8	26	7	0	55	0	0	1	0	0	4	0	1	2	0	17	0	0	0	2	2	10	0	18 4	52	89	0	1	0	8	0	0
53	103	1	21	8	0	14	0	0	2	0	0	1	0	1	0	0	12	1	0	0	0	0	11	2	15 9	3	11	0	0	0	3	0	0
54	452	3	15	13	0	32	0	2	0	3	0	0	2	5	1	0	26	0	1	0	0	6	29	2	29 6	70	22	0	5	1	2	2	0
69	632	1 1	32	13	0	43	0	1	1	0	0	3	0	1	3	0	43	1	0	0	0	4	17	1	19 5	5	21	0	0	0	12	1	0
75	263	6	33	6	0	52	0	0	0	0	0	0	3	3	0	0	70	1	0	1	0	3	55	12	63 1	37	61	0	3	0	6	0	0
86	746	1 1	34	8	0	44	0	0	3	0	0	1	0	1	0	0	26	0	0	1	0	5	12	1	12 0	21	34	0	0	0	6	3	0
98	195	7	21	17	0	25	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	60	0	0	0	0	0	16	3	14 4	11	19	0	0	0	7	0	0
119	540	1 1	14	8	0	46	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	24	0	0	0	0	3	10	1	11 0	22	23	0	3	0	8	0	0
127	442	7	15	0	0	40	0	0	0	0	0	0	0	15	3	0	12	2	0	0	0	0	13 5	7	27 0	11 2	22	0	0	0	3	0	0
139	609	1 0	27	6	0	48	0	0	9	0	0	0	0	2	0	0	39	0	0	0	0	7	9	2	68 14	14	27	0	2	0	3	0	0
145	230	8	26	1	0	20	0	2	0	0	0	0	0	2	0	0	37	0	0	0	0	0	18	1	17 5	11	28	0	0	0	1	0	0
170	127	9	22	12	0	15	0	2	0	0	0	1	0	0	0	0	28	0	0	0	0	0	8	0	67	5	20	0	0	0	4	0	0
183	629	5	37	15	0	36	0	0	1	0	1	0	0	1	0	0	36	0	0	0	0	2	9	2	72	19	33	0	3	0	1	2	0
195	508	1 7	22	12	0	38	0	0	0	1	0	3	0	3	0	0	32	0	1	0		1	0	1	39	20	12	0	0	0	1	3	2

Annexes

201	348	3	19	2	0	21	0	0	0	0	2	1	1	2	1	0	24	0	0	0	0	2	11	2	32	3	20	0	1	0	3	2	0
220	403	8	28	12	0	50	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	12	0	0	0	0	7	5	0	91	6	16	0	0	0	5	0	0
230	442	1 3	21	7	0	22	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	98	0	0	0	0	5	7	0	12	3	8	0	2	0	3	0	0
245	414	9	5	17	1	28	0	0	9	3	0	5	0	4	5	0	14 8	0	1	0	0	3	39	0	50	11	7	0	2	0	3	3	0
255	326	6	13	8	0	21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10 2	0	0	0	0	7	8	0	26	1	5	0	0	0	1	0	0	
270	631	1 0	19	3	0	33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13 3	3	1	0	0	0	4	29	0	11 2	12	26	0	0	0	3	2	0
281	503	1 9	24	5	0	21	0	0	0	0	0	1	0	0	0	13 9	0	0	0	0	0	30	1	57	8	31	0	0	0	9	0	0	
294	380	1 3	19	10	0	21	0	0	0	2	0	5	0	4	1	0	34 3	0	0	2	0	1	50	0	62	27	33	0	0	0	7	0	0
301	364	1 2	15	5	0	22	0	0	0	0	2	1	0	0	0	14 2	0	0	0	0	2	30	2	59	4	22	0	0	0	2	0	0	
314	368	6	11	10	0	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	73	1	0	1	0	7	36	0	99	14	18	0	0	0	2	2	0	
326	318	1 0	18	4	0	9	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	45	0	0	0	0	1	45	2	50	6	41	0	0	0	3	0	0
339	452	7	25	12	0	16	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	26	1	0	3	0	2	41	0	16 8	16	38	0	0	0	3	3	0
347	124	8	10	4	0	3	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	4	0	0	0	0	0	17	0	12 8	13	51	0	0	0	0	0	0
355	135	1 0	9	2	0	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	1	0	0	0	2	34	1	94	17	62	0	1	0	1	0	0	
364	181	6	7	6	0	42	0	0	0	0	0	4	0	0	3	0	12	0	0	1	2	0	23	4	15 2	62	52	0	0	0	11	0	0
369	104	6	15	4	0	7	0	0	0	0	1	0	0	0	0	4	0	0	0	0	6	3	1	12	2	16	0	0	0	0	0	0	
380	72	6	4	2	0	8	0	0	3	0	0	0	0	0	1	0	5	1	0	0	0	0	2	0	21	1	8	0	1	0	1	0	0
389	227	5	24	6	0	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12	0	0	0	0	6	18	0	30 2	38	56	0	0	0	1	0	0	
397	130	1 0	16	1	0	12	0	2	0	1	0	0	0	1	0	0	2	0	2	0	0	0	8	0	29	4	13	0	0	0	0	0	0
406	126	1	9	1	0	6	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	10	1	39	1	19	0	0	0	0	0	0	
414	353	0	26	0	0	30	0	3	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	4	6	0	15 6	29	26	0	0	0	3	0	0	
420	127	3	11	2	0	4	0	0	0	0	0	1	1	0	0	2	0	2	0	0	1	9	0	54	1	34	0	0	0	0	0	0	
426	131	4	4	2	0	7	0	0	0	0	0	2	1	0	0	3	0	0	0	0	3	14	1	97	6	69	0	0	0	0	0	0	
432	155	2	6	0	0	5	0	1	0	0	0	0	0	2	0	0	1	0	0	0	0	1	8	2	83	3	52	0	0	0	0	0	0

Annexes

439	345	1	20	7	0	45	0	0	4	5	0	5	2	3	2	0	7	1	0	4	0	8	35	4	82	45	31	0	1	0	1	1	2	
445	104	3	7	3	0	6	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	1	0	0	0	0	0	7	1	37	1	32	0	0	0	0	0	0	
452	202	3	17	0	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	1	43	0	40	0	0	0	0	0	0	
458	176	4	9	0	0	6	0	3	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	5	17	2	23	0	29	0	0	1	0	0	0	
465	97	0	12	1	0	15	0	0	0	0	0	2	0	2	0	0	1	3	2	1	0	3	29	4	10 1	19	14	0	0	0	0	0	0	
471	117	2	11	2	0	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	0	0	0	2	5	0	18	0	20	0	0	0	0	3	0	0
477	74	6	5	0	0	11	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	6	0	0	0	0	0	1	3	35	1	24	0	0	0	0	0	1	0
484	141	5	6	0	0	13	0	1	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	4	5	1	13	1	10	1	0	0	1	1	0	
490	265	2	31	0	0	27	0	0	5	2	0	1	0	6	2	0	7	1	0	5	0	2	41	7	40 9	10 9	71	0	0	0	0	1	0	0
497	146	3	9	0	0	17	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	3	0	11	0	9	0	0	0	0	0	1	0
504	66	2	5	0	0	12	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	14	0	55	2	23	0	0	0	0	0	0	0
510	152	2	16	1	0	12	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	4	2	0	4	0	7	0	0	0	0	0	1	0
515	24	2	39	6	0	20	0	0	0	0	0	3	0	4	0	0	2	1	0	3	1	3	56	0	19 7	60	72	0	0	0	0	0	0	0
521	155	0	9	1	0	10	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	7	1	2	11	0	7	0	0	0	0	0	4	0
527	163	6	6	0	0	11	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	17	0	6	0	0	0	0	1	0	0
534	152	0	7	0	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	6	1	0	11	1	13	0	0	0	0	0	0	0
540	471	1	21	2	0	65	1	6	4	0	0	1	1	6	0	0	9	1	0	2	0	9	96	3	27 0	80	59	0	0	0	0	3	0	0
544	240	3	5	1	0	15	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8	7	1	13	3	4	0	0	0	0	1	0	0
551	176	2	9	0	0	15	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	2	0	0	0	0	3	1	0	7	0	10	0	0	0	0	1	0	0
558	190	2	11	0	0	14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	9	0	1	0	0	0	0	0	0	0
565	253	3	20	2	0	36	1	0	3	12	0	5	3	2	4	0	6	2	0	0	0	0	40	5	77	11	27	0	0	0	0	3	0	0
573	177	4	5	0	0	16	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3	0	5	0	4	0	0	0	0	1	0	0
581	199	3	6	0	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	17	2	3	0	0	0	0	0	0	0
590	273	0	15	0	0	31	0	5	0	0	0	3	9	3	0	0	13	2	1	1	0	8	49 5	5	31 8	61	57	0	0	0	0	1	0	1
598	184	1	7	0	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	5	1	10	0	3	0	0	0	0	0	0	0
606	25	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	6	0	15	3	5	0	0	0	0	0	0	0
614	251	1	7	0	0	23	0	6	1	0	2	3	7	3	0	0	10	1	3	2	0	13	30	11	19	28	27	0	0	0	0	1	0	0

Annexes

862	23	3	12	2	0	7	0	0	0	4	0	3	3	5	0	0	14	4	2	3	0	4	25	19	45 3	11 2	10 8	0	0	0	0	0	0
872	27	6	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	3	0	0	0	0	0	6	0	37	3	12	0	0	0	0	0	0
887	59	4	28	1	0	4	0	2	0	2	0	2	0	9	2	0	10	1	1	4	0	7	29	7	43 5	39	59	0	0	0	1	0	0
911	34	2	10	4	0	4	0	0	0	0	0	5	1	2	0	0	2	0	0	1	0	1	10	1	10 5	21	43	0	0	0	0	0	0
936	196	2	34	0	0	6	0	7	3	0	0	1	3	3	0	0	8	1	0	0	0	14	24	1	52 3	48	64	0	0	0	1	0	0

Annexe 5. Application de l'analyse statistique sur les taxons polliniques

1. La Classification Ascendante Hierarchique (CAH)

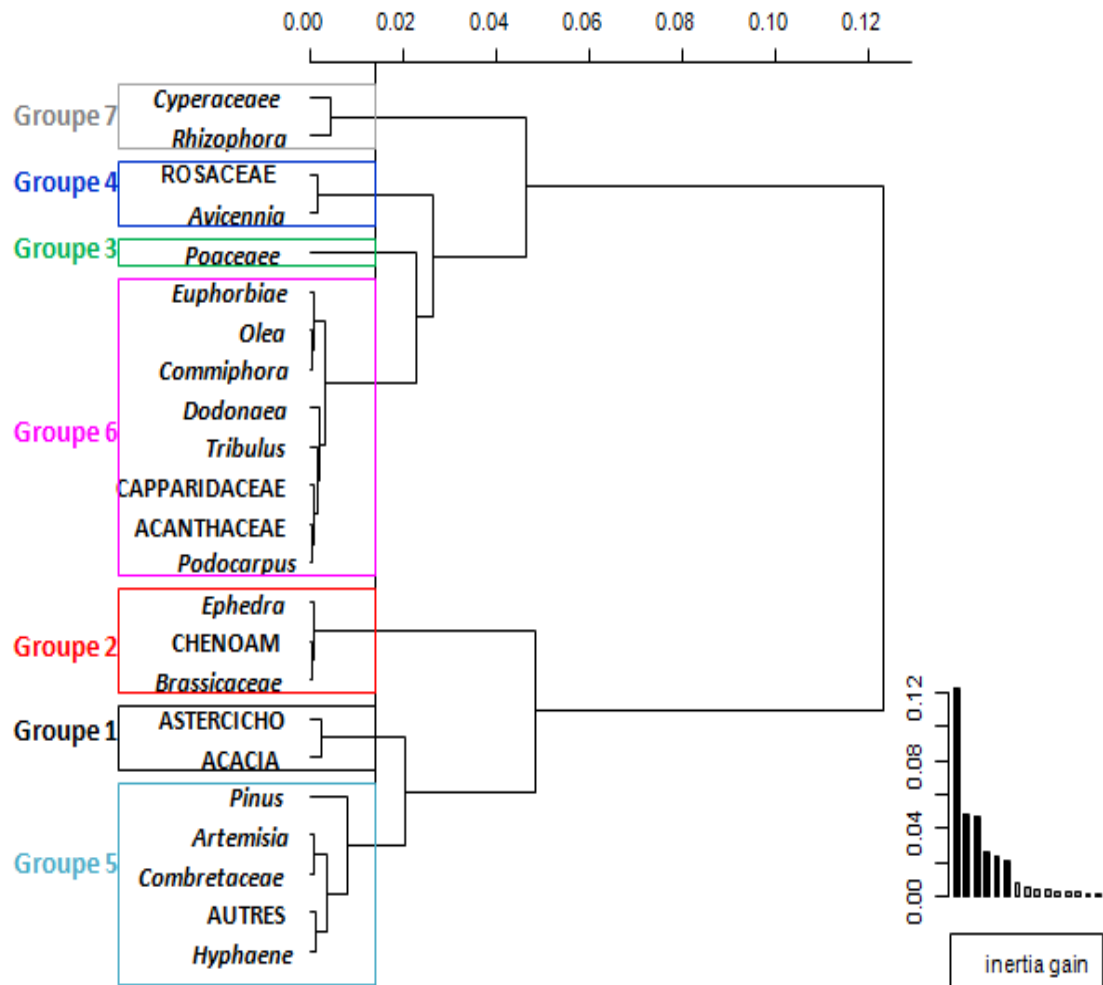


Fig 1. Classification Ascendante Hiérarchique des taxons de pollen trouvés dans la carotte MD92-1002.

2. L'analyse factorielle de Correspondance (AFC)

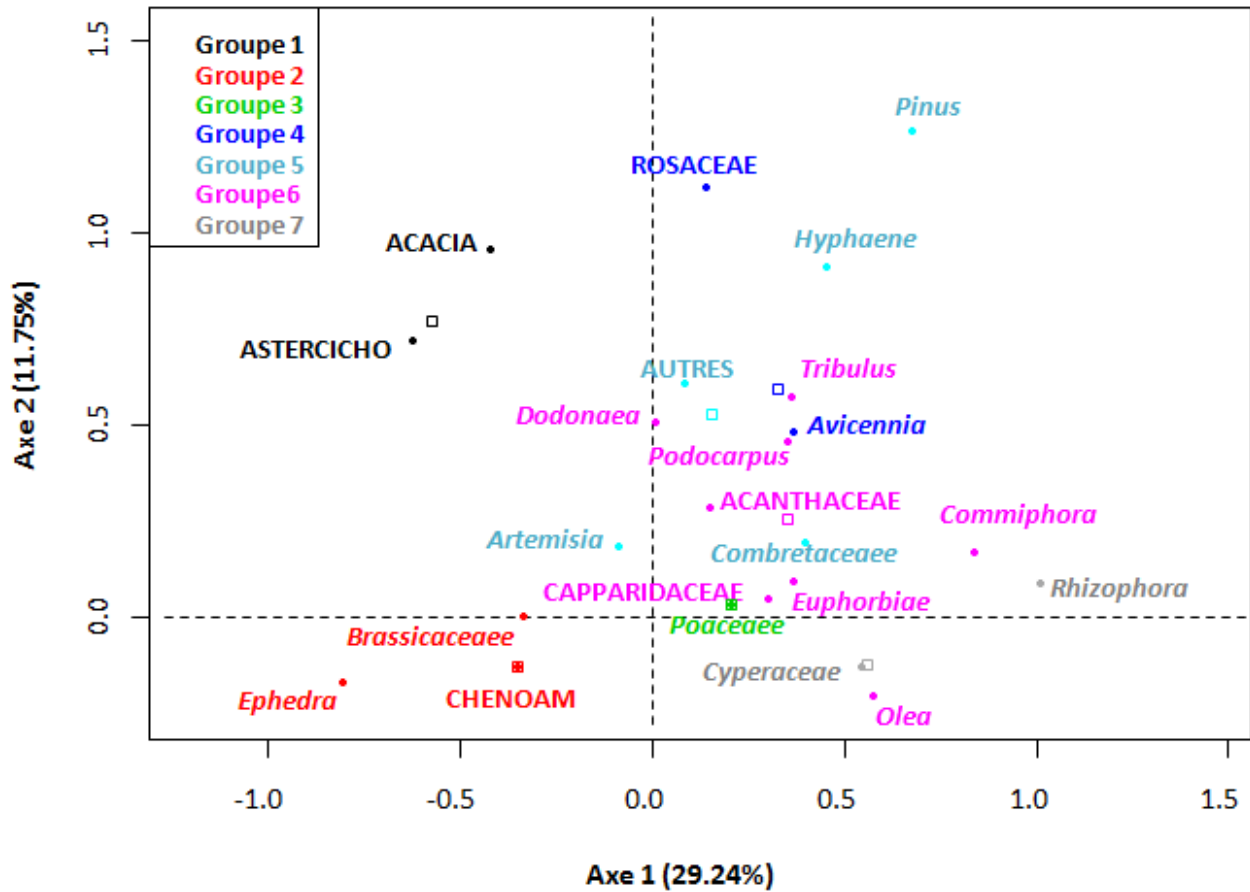


Fig 2. Analyse Factorielle des Correspondances: Représentation graphique sur le plan factoriel (Axe1/Axe 2) des taxons pollen.

Annexe 6. Présentation du traceur « Brome »

Le Brome est très peu présent dans la croûte terrestre (0,001%). Il se trouve à l'état naturel sous forme d'ion bromure (Br^-). La grande solubilité de nombreux bromures métalliques dans l'eau via les rivières a provoqué l'accumulation de l'élément chimique brome dans les océans (65mgL^{-1}) (figure 1).

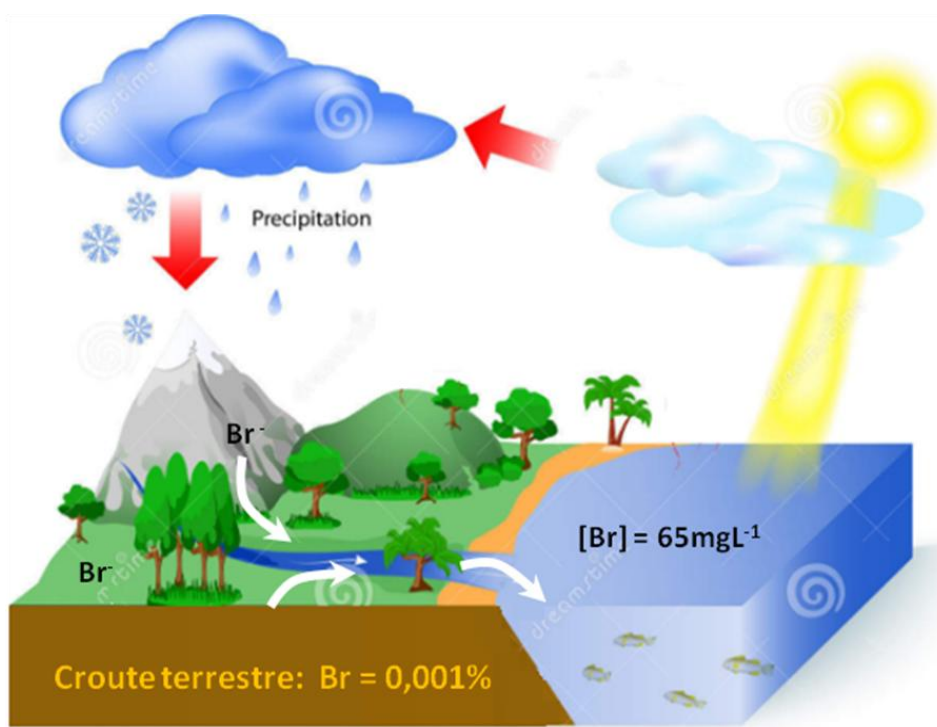


Fig 1. Le Brome dans les continents et les océans

Il a été démontré à partir de l'analyse géochimique des sédiments de la carotte NIOP 463 située au Nord de la Mer d'Arabie, que le Br (XRF) est très bien corrélé avec le % COT (Ziegler et al., 2008) (figure 2). Ce résultat est confirmé par la suite dans l'étude de (Caley, 2011).

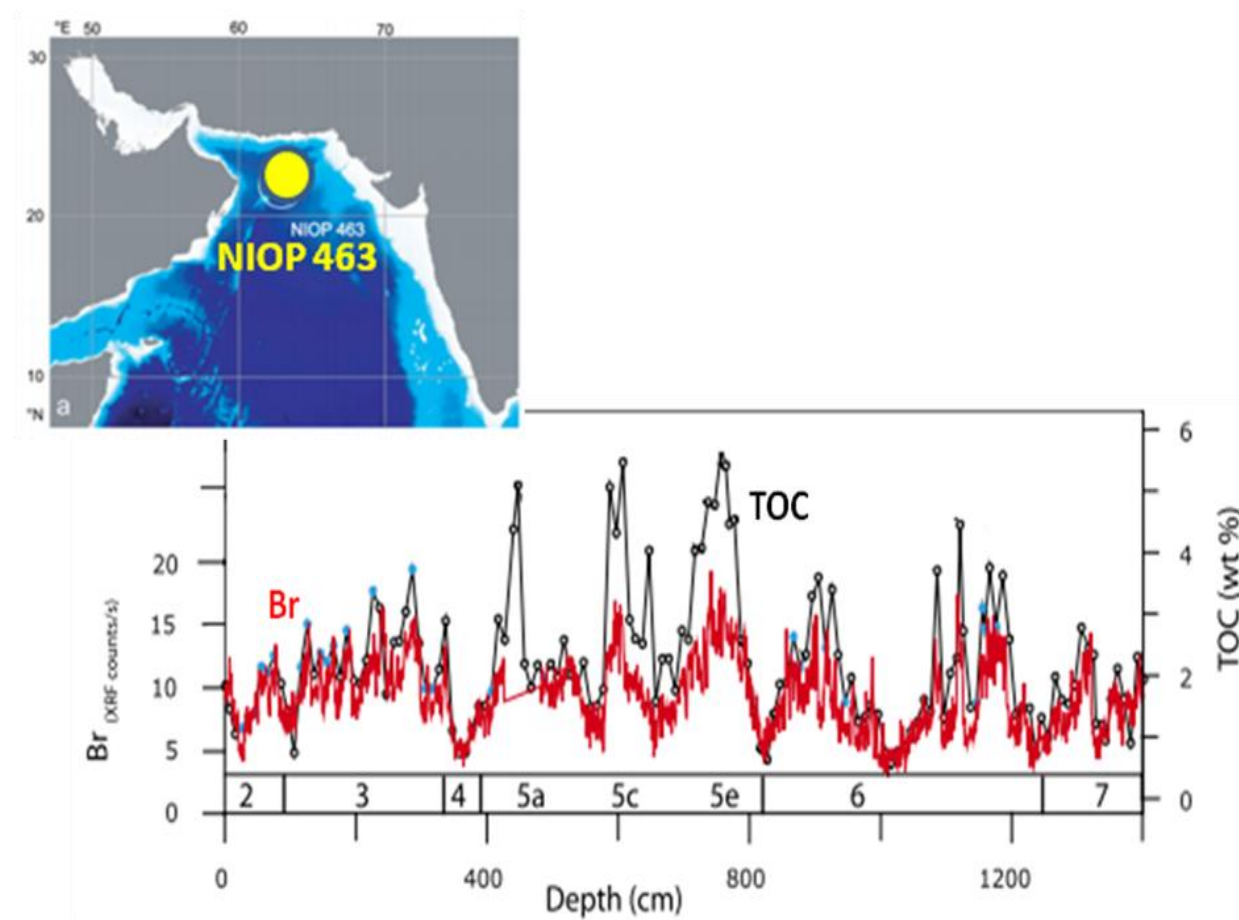


Fig 2. Les variations temporelles du Br et du TOC versus la profondeur (cm) de la carotte NIOP 463 (Ziegler et al., 2008)

Annexe 7. Les données de Br (XRF) en fonction de la profondeur de la carotte MD92-1002

prof (cm)	Br (coups/15s)	prof (cm)	Br (coups/15s)	prof (cm)	Br (coups/15s)	prof (cm)	Br (coups/15s)
10	5692	45	5503	101	4921	166	4673
11	5789	46	5349	102	4519	167	4911
12	5717	47	5518	103	4488	168	4675
13	5446	48	5299	104	4475	169	4787
14	5710	49	5675	105	4366	170	4671
15	5589	50	5583	106	4345	171	4510
16	5619	51	5152	107	4280	172	4740
17	5521	52	5191	108	4388	175	4637
18	5434	53	5495	109	4456	176	4897
19	5449	54	5288	110	3894	177	4679
20	5569	55	5387	111	4374	178	4738
21	5139	56	5572	112	4387	179	4773
22	5277	57	5397	113	4504	180	4726
23	5548	58	5368	114	3829	181	4809
24	5581	59	5831	115	3770	182	4367
25	5869	60	5349	116	3365	183	4134
26	5628	61	5220	117	2818	184	4436
27	5807	62	5276	118	2998	185	5042
28	5680	63	5429	119	3765	186	4503
29	5711	64	5042	120	3836	187	4394
30	5511	65	4894	121	3748	188	4378
31	5067	66	4828	152	5535	190	4231
32	5306	67	5176	153	5507	191	4344
33	5606	68	4801	154	4706	192	4495
34	5472	69	4807	155	4831	193	4287
35	5539	70	4867	156	5116	194	4097
36	5359	92	4186	157	4972	201	3774
37	5355	93	4523	158	4550	202	4166
38	4965	94	4658	159	5079	203	4432
39	5332	95	4608	160	4747	204	3934
40	5524	96	4609	161	4839	205	4274
41	4833	97	4659	162	4673	206	4188
42	6125	98	4586	163	4649	207	4199
43	5899	99	4641	164	4783	208	4381
44	5607	100	4590	165	4755	209	4081

prof (cm)	Br (coups/15s)	prof (cm)	Br (coups/15s)	prof (cm)	Br (coups/15s)	prof (cm)	Br (coups/15s)
210	4076	242	3773	283	3771	333	3747
211	4234	243	4014	284	3871	334	4085
212	4041	244	3912	285	3770	335	3827
213	3804	245	3835	286	3837	336	4130
203	4432	247	3881	287	3787	337	3760
204	3934	248	3783	288	3751	338	3417
205	4274	249	3939	289	3765	339	3364
206	4188	250	3770	290	3772	341	3258
207	4199	251	3861	291	3657	342	3394
208	4381	252	4094	292	3461	343	3832
209	4081	253	3872	293	3697	344	3592
210	4076	254	3905	294	3660	345	3573
211	4234	255	3670	295	3517	346	3458
212	4041	256	3772	296	3469	347	3130
213	3804	257	3760	306	3600	348	3472
214	3765	258	3818	307	3763	349	3092
215	3851	259	3635	308	3659	350	3100
216	3856	260	3968	309	3656	351	3107
217	3913	261	4005	310	3918	352	3250
219	4141	262	3988	311	4005	353	3255
220	4065	263	3830	312	4040	354	3164
221	3931	264	3994	313	3918	355	3143
222	3834	265	3976	314	3917	356	2970
223	3959	266	3843	315	4067	357	2730
224	3961	267	4051	316	4037	358	2929
225	3988	268	3962	317	3951	359	2896
226	3778	269	3828	318	4478	360	2914
227	3792	270	3870	319	3659	361	3137
228	3999	271	3761	320	4307	362	2726
229	3961	272	3704	321	4151	363	2681
230	4005	273	3790	322	4225	364	2305
231	3850	274	3988	323	3845	365	2688
232	3973	275	3725	324	3627	366	2782
233	4002	276	3955	325	3713	367	2691
234	3944	277	3957	326	3948	368	2774
235	3863	278	4007	327	3963	369	2851
236	3870	279	3865	328	3964	370	2525
237	3860	280	3905	330	4408	371	2516
240	3933	281	3703	331	4116	372	2619
241	3979	282	3722	332	4101	373	2422

prof (cm)	Br (coups/15s)	prof (cm)	Br (coups/15s)	prof (cm)	Br (coups/15s)	prof (cm)	Br (coups/15s)
374	2519	414	1897	455	1608	495	1488
375	2440	415	1885	456	1793	496	1353
376	1992	416	1724	457	1694	497	1523
377	2477	417	1714	458	1692	498	1147
378	2396	418	1803	459	1647	499	1547
379	2370	419	1631	460	1654	500	1456
380	2372	420	1784	461	1363	501	1588
381	2231	421	1870	462	1546	502	1329
382	2200	422	1724	463	1627	503	1602
383	2292	423	1759	464	1603	504	1286
384	2330	424	1710	465	1696	505	1488
385	2823	425	1643	466	1446	506	1572
386	2427	426	1658	467	1493	507	1371
387	2608	427	1697	468	1521	508	1276
388	2352	428	1726	469	1331	509	1465
389	2299	429	1729	470	1498	510	1471
390	2388	430	1715	471	1441	511	1412
391	2263	431	1768	472	1335	512	1296
392	2229	432	2091	473	1568	513	1598
393	1991	433	1781	474	1569	514	1693
394	2190	434	1766	475	1549	515	1682
395	2115	435	1885	476	1518	516	1474
396	2080	436	1661	477	1480	517	1659
397	2119	437	1609	478	1628	518	1571
398	1577	438	1599	479	1386	519	1573
399	1916	439	1500	480	1471	520	1601
400	1811	440	1444	481	1457	521	1635
401	1888	441	1596	482	1442	522	1633
402	1907	442	1557	483	1454	523	1655
403	1860	443	1473	484	1547	524	1644
404	2163	444	1635	485	1474	525	1568
405	1874	445	1599	486	1433	526	1519
406	2061	446	1627	487	1356	527	1611
407	1811	447	1613	488	1477	528	1554
408	1845	449	2304	489	1459	529	1562
409	2042	450	2404	490	1371	530	1585
410	1921	451	1983	491	1377	531	1589
411	1480	452	1690	492	1527	532	1573
412	1895	453	1524	493	1344	533	1684
413	1770	454	1678	494	1293	534	1648

prof (cm)	Br (coups/15s)	prof (cm)	Br (coups/15s)	prof (cm)	Br (coups/15s)	prof (cm)	Br (coups/15s)
535	1732	575	2038	619	2093	659	1822
536	1778	576	2019	620	2164	660	1748
537	1527	577	1952	621	2166	661	1812
538	1519	578	2094	622	2141	662	1769
539	1673	579	2112	623	1912	663	1797
540	1626	580	2101	624	1526	664	1701
541	1771	581	2014	625	1867	665	1656
542	1254	582	2015	626	1911	666	1649
543	1674	583	1915	627	1900	667	1745
544	1832	584	2131	628	1982	668	1678
545	1937	587	2067	629	1868	669	1591
546	1052	588	2029	630	1493	670	1431
547	1693	589	1940	631	1869	671	1422
548	1721	590	1989	632	1874	672	1412
549	1906	591	2199	633	1702	673	1570
550	1932	592	2203	634	1187	674	1467
551	1933	593	2218	635	1574	675	1230
552	1750	594	2344	636	1844	676	1499
553	1810	595	2284	637	1878	677	1582
554	1715	596	2633	638	1809	678	1293
555	2027	599	2894	639	1540	679	1341
556	1964	600	2729	640	1726	680	1251
557	1885	601	2546	641	1585	681	1333
558	1916	602	2305	642	1790	682	1259
559	1919	603	2244	643	1832	683	1180
560	1917	604	2172	644	1844	684	1133
561	1929	605	2369	645	1983	685	1289
562	1894	606	2307	646	2031	686	1199
563	1926	607	2177	647	1905	687	1233
564	1762	608	2167	648	2133	688	1137
565	1840	609	1994	649	1928	689	1211
566	1962	610	2110	650	2067	690	1236
567	1876	611	2150	651	2034	691	1207
568	1906	612	2102	652	2027	692	1242
569	1876	613	2088	653	1765	693	1150
570	1919	614	2050	654	1891	694	1183
571	1726	615	2150	655	1971	695	1074
572	2038	616	2155	656	1764	696	1096
573	2017	617	2103	657	1722	697	1139
574	1960	618	2175	658	1634	698	1204

prof (cm)	Br (coups/15s)
861	1541
862	1465
863	1517
864	1623
865	1664
866	1489
867	1585
868	1913
869	1763
870	1893
871	1743
872	1774
873	1817
874	1733
875	1789
876	1649
877	1850
878	1917
879	1710
880	1790
881	1711
882	1684
883	1827
884	1779
885	1814
886	1740
887	1908
888	1934
889	1971
890	2048
891	2034
892	2147
893	2081
894	2043
895	2116

Annexe 8 : Autres résultats d'analyse par XRF

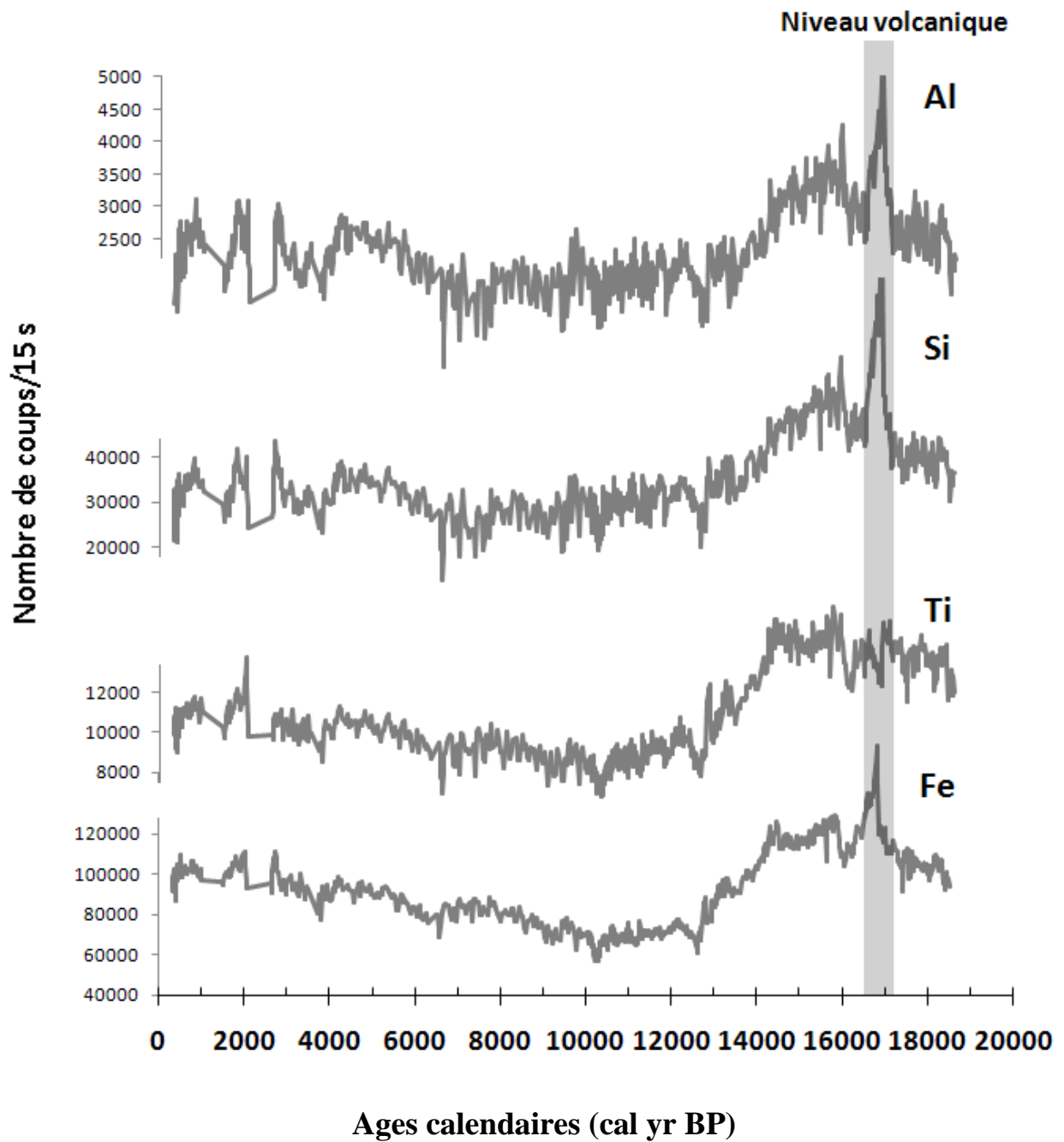


Fig 1. Représentation de la variation des éléments chimiques suivants : Al, Si, Ti et Fe versus l'âge de la carotte MD92-1002.

Titre : Reconstitution de la variabilité de la mousson indienne et ses impacts environnementaux sur le Nord-Ouest de la Mer d'Arabie et ses bordures continentales depuis le Dernier Maximum Glaciaire: Etude multi-proxy d'une carotte marine dans le Golfe d'Aden

Mots-clés: Mousson; Golfe d'Aden; Palynologie; Hydrologie; Productivité

Résumé: La carotte MD92-1002 prélevée dans le Golfe d'Aden (12°01'32 N- 44°19'02E -1327 m de profondeur) fournit un enregistrement paléoenvironnemental et paléoclimatique unique permettant de discuter l'évolution des milieux continentaux et océaniques depuis 20 000 ans BP. J'ai effectué l'analyse des palynomorphes continentaux (grains de pollen, spores, champignons, charbons et algues d'eau douces) et marins (kystes de dinoflagellés, œufs de copépodes) et j'ai combiné ces données à des paramètres géochimiques ($\delta^{18}O$, analyses élémentaires par Fluorescence X) et sédimentaires (taux de sédimentation, teneurs en carbone organique). Les grains de pollen révèlent des conditions régionales hyper-arides pendant la période glaciaire caractérisée par une végétation clairsemée d'origine Saharo-Sindienne. L'abondance des taxons steppiques associés aux microparticules de charbon suggère une activité éolienne élevée. Les marqueurs d'humidité augmentent dès 14 900 ans BP et atteignent leur maximum entre 9 000 et 7 500 ans BP, au moment où se développe une mangrove à *Rhizophora* dans le Golfe d'Aden reflétant des conditions tropicales avec une saison pluvieuse d'été. La chronologie des événements élaborée à partir des résultats polliniques et des enregistrements continentaux tels les témoins des lacs et marécages et les spéléothèmes de Socotra et d'Oman documente la progression vers le Nord et l'Ouest de la limite estivale de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ITCZ) au cours de la transition glaciaire-interglaciaire, au moment de la mise en place de la Période Humide Holocène (PHH). L'ITCZ est localisée au Sud de l'Ethiopie à 19 000 ans BP puis migre vers le Nord pour atteindre Socotra à 14 510 ans BP, Qunf à 10 400 ans BP et Hoti à 10 000 ans BP. Les mouvements de l'ITCZ vers l'Ouest sont documentés par le développement de la mangrove à *Rhizophora* à partir de 12 600 ans BP. La carotte MD 92-1002 permet également de documenter la fin de la PHH qui débute très tôt comparativement à ce qui est observé en Afrique nord tropicale, en deux étapes successivement datées de 7500 et 4000 BP. Les assemblages de dinoflagellés montrent que la période glaciaire est caractérisée par de faibles upwellings et des eaux profondes bien ventilées. La productivité primaire marine dans le Golfe d'Aden augmente à partir de 14 500 ans BP et atteint un maximum pendant la transition glaciaire/interglaciaire, entre 12 600 et 10 800 ans BP. Il survient ~ 3 000 ans avant le pic d'intensité des upwellings de la marge d'Oman associé au maximum des vents de la mousson du S-O. Cette singularité pourrait s'expliquer par les conditions très particulières du Golfe d'Aden qui est situé à l'intersection de deux systèmes de vents orthogonaux pendant l'été boréal (des vents du S-O à l'Est du golfe et des vents orientés du N-O en provenance de la Mer Rouge). La courbe de COT révèle une nette variabilité Glaciaire/Interglaciaire, largement découplée des variations des assemblages de dinoflagellés. Cela suggère que la teneur en matière organique est essentiellement contrôlée par la préservation sur le fond marin.

Title : Reconstruction of the Indian monsoon variability and its environmental impacts over the northwestern Arabian Sea and its surrounding continents since the Last Glacial Maximum: Multi-proxy study of a marine core in the Gulf of Aden

Keywords: Monsoon; Gulf of Aden; Palynology; Hydrology; Productivity

Abstract: Core MD92-1002 retrieved from the Gulf of Aden (12°01'32 N- 44°19'02E -1327 m of water depth) provides a unique paleoenvironmental and paleoclimatic record to study the evolution of continental and marine environments since 20 ka. I performed palynological analyses (pollen grains, spores, fungi, charcoal, freshwater algae, dinoflagellate cysts, copepod eggs) and combined those data with geochemical ($\delta^{18}O$, X-Ray Fluorescence) and sedimentological parameters (e.g. sedimentation rates, Total Organic Carbon (TOC)). Pollen grains reveal regional hyper-arid conditions during the glacial period, characterized by sparse vegetation cover of Saharo-Sindian origin. The abundance of steppic taxa associated with charcoal fragments suggests strong wind activity. Humidity tracers increased from 14.9 ka and reached their maximum between 9 and 7.5 ka. This maximum is characterized by the development of the tropical mangrove *Rhizophora* in the Gulf of Aden, reflecting tropical conditions with summer monsoon rains. The timing of events deduced from palynological records and continental data such as lacustrine and palustrine deposits and speleothems from Socotra and Oman, reveals a northward and westward shift of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) summer position at the onset of the Holocene Humid Period (HHP). The ITCZ was located in southern Ethiopia at 19 ka, then migrated northward to reach Socotra at 14.51 ka, Qunf at 10.4 ka and Hoti at 10 ka. Westward shift of ITCZ is suggested by the development of mangrove (*Rhizophora*) from 12.5 ka. Core MD 92-1002 reveals that HHP termination took place earlier than over tropical North Africa, in two main steps dated at 7.5 and 4 ka, respectively. Dinoflagellate cyst assemblages suggest that the glacial period was characterized by weakened upwellings and well-ventilated bottom water. Primary productivity in the Gulf of Aden increased from 14.5 ka and reached its maximum during the glacial/interglacial transition between 12.6 and 10.8 ka. It took place about ~ 3 ka earlier than the peak intensity of upwellings off the Oman margin, which is associated with the maximum of SW monsoonal winds. This singularity could be explained by the landlocked position of the gulf, at the junction between two orthogonal wind regimes during the boreal summer season (SW monsoon winds prevailing to the East of the Gulf, while NW winds blow along the main axis of the Red Sea to the west). TOC analysis reveals a Glacial-Interglacial variability that is largely decoupled from our reconstruction of surface productivity, suggesting that organic content is mainly controlled by preservation at the sea floor.

