

RAPPORT DE STAGE

Présenté par :

Marie CASSE

Master 2 Océanographie

Année universitaire : 2012-2013



Evolution des paramètres de surface océaniques (température et salinité) de la baie du Bengale au cours de la « Middle-Pléistocène Transition »



Encadrant Scientifique : **Bruno MALAIZE.**

**UMR 5805-Unité Mixte de Recherche
EPOC
Environnements et Paléoenvironnements
Océaniques
Université de Bordeaux 1
Avenue des facultés
33405 TALENCE Cedex**



LSCE
LABORATOIRE DES SCIENCES DU CLIMAT
& DE L'ENVIRONNEMENT

Remerciements

Tout d'abord, je tiens à remercier particulièrement Bruno Malaize pour m'avoir permis de réaliser ce stage de recherche. Merci de m'avoir accordé votre confiance. Merci pour votre écoute, votre patience et votre gentillesse qui m'ont aidée à avancer tout au long de ce stage. Et un grand merci pour avoir réussi à nous emmener à bord du Marion Dufresne pour la mission Monopol l'été dernier, qui restera parmi une des plus belles expériences que j'ai pu vivre.

Je tiens également à remercier Linda Rossignol pour avoir eu le courage de réaliser les assemblages (et pas les plus simples !) sur la carotte, et pour tous les supers moments que j'ai passé dans son bureau avec Marie-Hélène Castera.

Je remercie Nicolas Caillon et Hélène Rebaubier de m'avoir accueillie pendant mon séjour au LSCE à Gif sur Yvette pour réaliser les analyses Mg/Ca. Ce fut une super expérience (sous la neige !) et je les remercie de m'avoir fait découvrir « L'île O crêpes »!

Merci à Karine Charlier et à Loïc Thiao-Layel qui m'ont appris à utiliser le spectromètre et merci au spectromètre d'avoir tenu le coup pendant la totalité des analyses.

Merci à Philippe Martinez (pour ses conseils sur la rédaction et ses supers blagues !), Isabelle Billy, Olivier Ther et Pascal Lebleu de m'avoir aidé pour les mesures XRF.

Je remercie également Vincent Marieu, sans qui la réalisation des spectres en ondelettes n'aurait jamais (oui jamais !) été possible.

Merci beaucoup à Murielle Georget pour avoir eu la patience et le courage de laver l'ensemble des échantillons.

Merci à Frederique Eynaud qui a prit de temps de réfléchir avec nous sur les fonctions de transfert pas toujours faciles sur cette zone...

Merci à Jean Luc Schneider et Emmanuelle Ducassou pour leurs conseils sur l'origine des éruptions volcaniques.

Merci également à Thibaut De Garidel-Thoron, Thierry Corrège, Xavier Crosta, Mary Elliot pour les discussions scientifiques échangées tout au long du stage.

Merci à toute la troupe Anaïs, Arthur, Chloé, Eléonore, Léa et Zaza pour les parties de rigolade, les séances d'escalade, les belottes, tarots, catane, et les barbars (oui, on s'en souvient !) qui ont permis de maintenir une bonne humeur quotidienne!

Enfin, merci pour mon entourage proche qui a du supporter mes sautes d'humeurs, mes angoisses et mes doutes au quotidien.

Sommaire

Sommaire	3
Liste des figures.....	4
Introduction.....	1
I Cadre de l'étude.....	2
I.1. Contexte hydrologique.....	2
I.2. Cadre climatique.....	3
I.2.1. Echelle Glaciaire-Interglaciaire.....	3
I.2.2. La Middle-Pleistocene Transition	4
II Matériel et méthodes.....	6
II.1. Echantillonnage de la carotte sédimentaire marine	6
II.2. Outils sédimentologiques : analyses au X-Ray Fluorescence (XRF).....	6
II.3. Outils micropaléontologiques : <i>Fonctions de transfert appliquées aux assemblages fossiles</i> . 6	
II.4. Outils géochimiques	7
II.4.1 Isotopes stables de l'oxygène.....	7
II.4.2. Paléothermomètre Mg/Ca	7
II.4.3. Calcul des salinités.....	8
III Résultats	8
III.1. Reconstitution de la stratigraphie.....	8
III.2. Les données XRF	10
III.3. Les données de Température de Surface et du $\delta^{18}\text{O}_{\text{sea-water}}$	11
IV Discussion	13
IV.1. Spectres en ondelettes.....	13
IV.2. Les Températures de Surface.....	15
IV.2.1. Forçage CO2 atmosphérique.....	15
IV.2.2. Forçage de la circulation océanique	16
IV.3. Les Salinités de Surface	19
V Synthèse	22
Conclusion et perspectives.....	24
Références Bibliographiques.....	25

Liste des figures

Figure 1 : Carte représentative des SST et SSS actuelles.....	2
Figure 2 : Relation entre la variation saisonnière de la position de l'ITCZ et la décharge des fleuves. ...	3
Figure 3 : Carte des courants de surface.....	4
Figure 4 : Modèle de rétroaction positive.....	5
Figure 5 : Localisation de la carotte sédimentaire MD12-3409.....	6
Figure 6 : Reconstitution de la stratigraphie.....	9
Figure 7 : Taux de sédimentation pour la carotte MD12-3409.....	10
Figure 8 : Variations des différents éléments (Ti, Al, Fe, K) mesurés par l'XRF core scanner comparées au $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthique}}$ de la carotte MD12-3409.....	10
Figure 9 : Zone de portée des cendres volcaniques du Mont Toba.....	11
Figure 10 : Reconstitution des SST et du $\delta^{18}\text{O}_{\text{sea-water}}$	12
Figure 11 : Localisation géographique de la carotte MD12-3409 comparée aux carottes sédimentaire MD97-2140 (2°02'00"N, 141°46'00"E) et MD06-3018 (23°00'11"S, 166°08'58"E).....	13
Figure 12 : Analyses spectrales.....	14
Figure 13 : Corrélation CO_2 atmosphérique et SST.....	15
Figure 14 : Variations de la morphologie de l'ITF.....	17
Figure 15 : Comparaison des SST de la carotte MD12-3409 avec celles des carottes MD97-2140 et MD06-3018.....	18
Figure 16 : Carte mondiale des salinités de surface en 2005 (Nasa).....	20
Figure 17 : Migrations du Front Polaire Antarctique.....	20
Figure 18 : Comparaison du $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ des carottes MD12-3409, MD97-2140, MD06-3018.....	21
Figure 19 : Schémas bilan.....	23

Introduction

Le Pléistocène est une période marquée par une entrée en glaciation, avec des cycles glaciaires/interglaciaires de plus en plus importants, couvrant les derniers 2,6 Ma. La « Middle-Pléistocène Transition » (MPT) est un intervalle de temps caractéristique, aux alentours de -1,2 à -0,8 Ma durant lequel la variabilité des cycles glaciaires/interglaciaires passe d'une cyclicité de 41Ka, contrôlée par l'obliquité, à une cyclicité de 100Ka avec une tendance au refroidissement général (Clark *et al.*, 2006). L'origine de ce refroidissement reste encore débattue. Plusieurs enregistrements marins issus des océans Atlantique (Lawrence K.T *et al.*, 2010; Schefus *et al.*, 2004) et Pacifique (De Garidel-Thoron *et al.*, 2005; Russon *et al.*, 2011; Elderfield *et al.*, 2012) ont clairement montré ces changements de rythme. Cependant aucun enregistrement marin couvrant la MPT avec une résolution temporelle suffisante n'a encore été étudié dans la partie orientale de l'océan Indien. Pourtant, cette région joue un rôle clé au sein des échanges de chaleur et de sel entre les différents océans.

La mission MONOPOL, qui a eu lieu dans la baie du Bengale durant l'été 2012 a permis de récupérer une carotte sédimentaire de 23,63m dans une zone à faible taux de sédimentation permettant d'atteindre un âge estimé approximatif à bord d'environ 1,8Ma. Une étude multi-proxies a été réalisée pendant ce stage de recherche de Master, afin de reconstituer certains des paramètres essentiels à la compréhension du système climatique. Une stratigraphie plus précise a été reconstruite de façon à replacer la carotte sédimentaire dans un cadre temporel défini.

Cette étude cherche à comprendre l'origine des forçages climatiques influençant les modifications observées sur certains paramètres physiques comme la température ou la salinité aux alentours de 1Ma. Ces forçages sont-ils liés à des variations de la concentration du CO₂ atmosphérique ou à des changements de circulation océanique de surface? Les températures de surface (SST, *Sea Surface Temperature*) enregistrent-elles ce changement dans l'amplitude des cycles glaciaires/interglaciaires? Une modification des échanges de chaleur entre les différents bassins océaniques s'est elle produite lors du refroidissement général?

De plus, cette région de l'océan Indien est sous l'influence du réseau « Ganges-Brahmapoutre » dont la décharge fluviale est étroitement liée à la position de la Zone de Convergence InterTropicale (ITCZ). Ces dessalures viennent-elles influencer les salinités de surface (SSS) au niveau de la carotte sédimentaire étudiée? Si oui, ont-elles connu un changement d'amplitude au cours de la MPT?

L'ensemble des résultats obtenus sera comparé avec d'autres enregistrements obtenus dans le Pacifique afin de replacer cette étude dans un cadre géographique plus général. En effet, la connexion entre les masses d'eau du Pacifique et celles de l'océan Indien se fait par l'intermédiaire de l'« *Indonesian Throughflow* » (ITF) (Gordon *et al.*, 1996) dont la morphologie varie en fonction des variations du niveau marin (Holbourn *et al.*, 2005 ; Kuhnt *et al.*, 2004).

I Cadre de l'étude.

I.1. Contexte hydrologique

Actuellement, les eaux de surface à l'est de l'océan Indien présentent des paramètres hydrologiques bien particuliers. Les SST observées sont dans la gamme typique des eaux équatoriales avec des moyennes aux alentours de 29°C en raison de la forte influence de la warm pool (Figure 1, A) (Nasa, 2013). Les SSS, quant à elles, sont particulièrement faibles avec des valeurs comprises entre 33,5 et 34,5 (Figure 1, B) (Nasa, 2005). Ceci peut s'expliquer par la décharge des fleuves Ganges-Brahmapoutre (Figure 2, C). Ces fleuves, dont l'activité est étroitement liée avec la position de l'ITCZ, peuvent amener de grandes quantités d'eau dans la baie. La position de la zone de convergence intertropicale, caractérisée par de fortes précipitations, varie entre l'hémisphère nord en juillet, et l'hémisphère sud en janvier (Figure 2, A et B). Ce balancement saisonnier induit des variations de précipitations sur la baie du Bengale, mais également sur le continent, la chaîne himalayenne concentrant les précipitations qui vont par la suite alimenter les fleuves. Le débit du réseau Gange-Brahmapoutre est maximal lorsque l'ITCZ est au nord (Figure 2, D) (Han W. *et al.*, 2001).

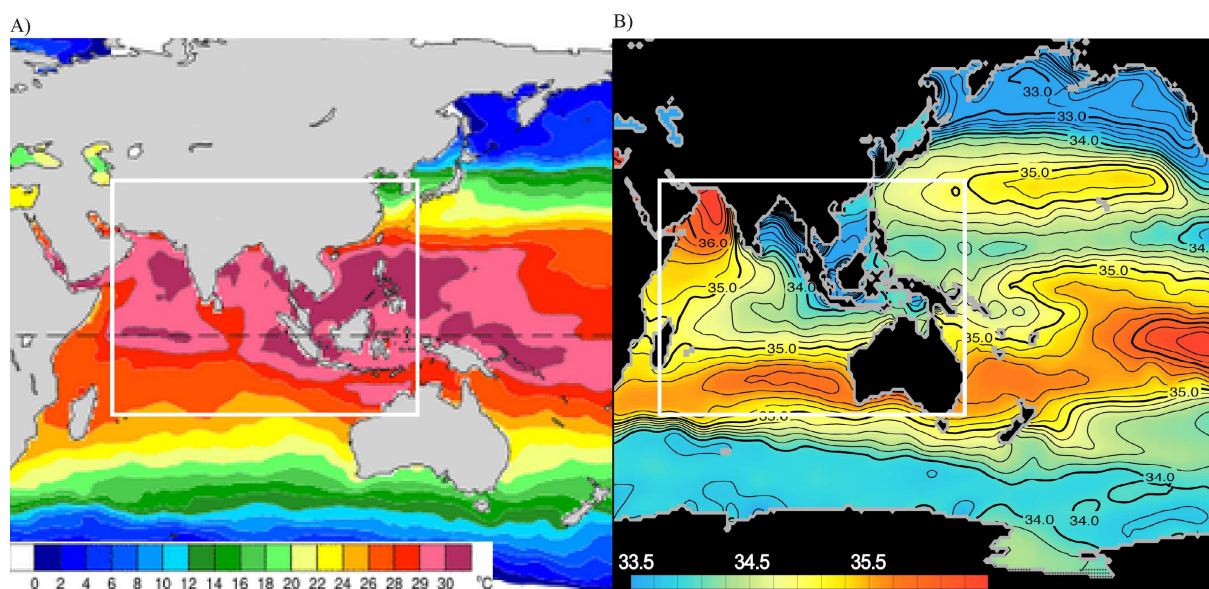


Figure 1 : Carte représentative des SST et SSS actuelles.

A) SST actuelles (Nasa, 2013).

B) SSS actuelles (Nasa, 2005).

Les variations de SSS et de SST observées dans la baie du Bengale (Figure 1) peuvent avoir une influence sur le climat planétaire à travers l'ensemble des circulations océaniques. En effet, ces masses d'eau font la transition entre les eaux chaudes en provenance de la warm pool du Pacifique et l'océan Atlantique, via le courant des Aiguilles, au sud de l'Afrique du sud. De ce fait, toute modification de ces paramètres dans l'océan Indien peut contribuer à modifier la circulation en Atlantique ainsi que la circulation méridionale en Atlantique nord (AMOC, *Atlantic Meridional Overturning Circulation*) (Bjastoch *et al.*, 2008).

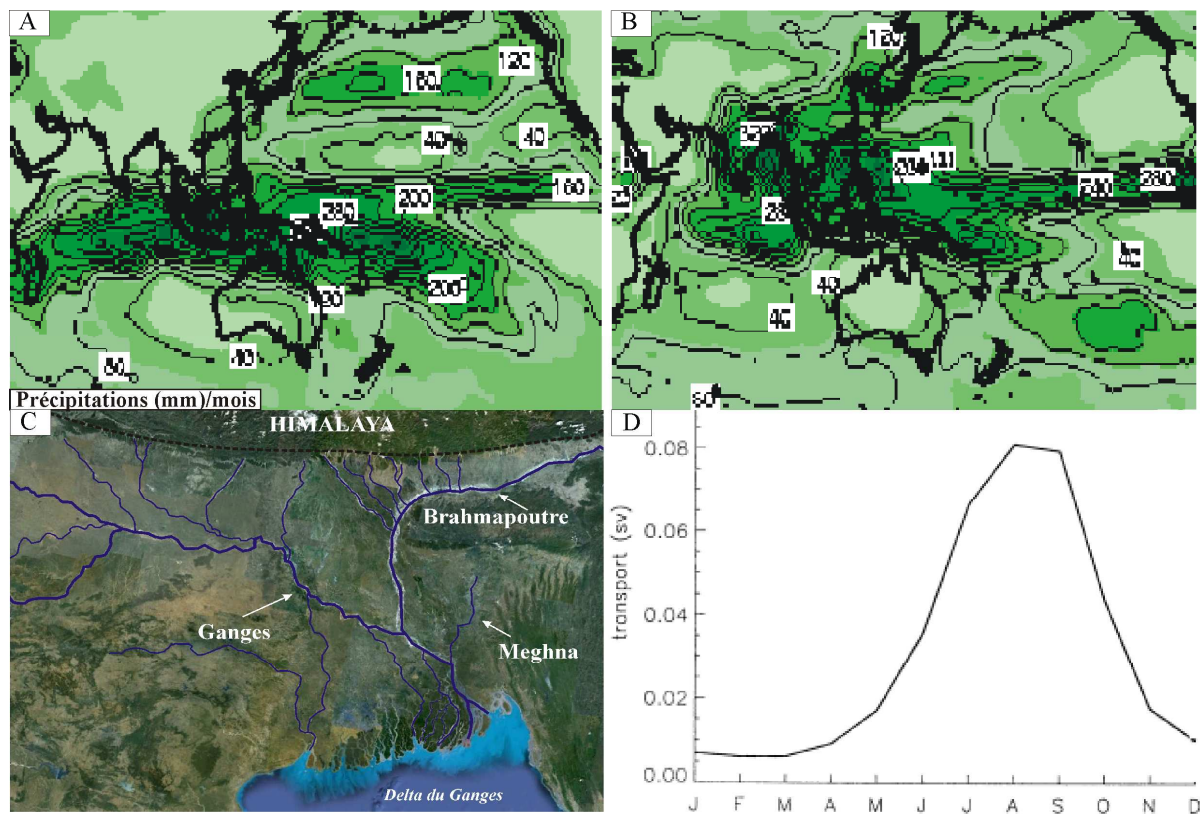


Figure 2 : Relation entre la variation saisonnière de la position de l'ITCZ et la décharge des fleuves.

A) Position de l'ITCZ en janvier (<http://iri.ldeo.columbia.edu/~bgordon/ITCZ.html>).

B) Position de l'ITCZ en juillet (<http://iri.ldeo.columbia.edu/~bgordon/ITCZ.html>).

C) Bassin versant Ganges-Brahmapoutre.

D) Décharge mensuelle du Ganges (Han W. *et al.*, 2001).

I.2. Cadre climatique

I.2.1. Echelle Glaciaire-Interglaciaire

A l'échelle orbitale, au sein des variations glaciaires/interglaciaires, plusieurs paramètres peuvent faire varier l'hydrologie de la zone étudiée. Tout d'abord, l'accumulation de glace continentale aussi bien sur les inlandsis polaires que sur la chaîne himalayenne, peut avoir des conséquences sur le balancement saisonnier de l'ITCZ. En période glaciaire, on suppose un rétrécissement de ce balancement saisonnier comprimé au sud par la remontée du front polaire et au nord par le volume de glace élevé sur l'Himalaya.

Ensuite, les masses d'eau du Pacifique ouest sont connectées avec l'océan Indien par l'intermédiaire de l'ITF (Gordon *et al.*, 1996) (Figure 3). En période glaciaire, le niveau marin est plus bas et le débit de l'ITF est réduit (Holbourn *et al.*, 2005 ; Kuhnt *et al.*, 2004).

Enfin, les variations du phénomène « ENSO » (*El Nino Southern Oscillation*) peuvent entraîner des modifications climatiques. Des études de modélisation ont montrées que la précession serait le forçage orbital qui aurait le plus d'influence sur la dynamique du système ENSO en raison de son impact sur le budget radiatif saisonnier aux basses latitudes (Clement *et al.*, 1999). En effet, il a été démontré que la variabilité interannuelle dans le Pacifique tropical associée au phénomène ENSO pourrait avoir un impact sur la variabilité climatique et cela sur des régions géographiquement étendues.

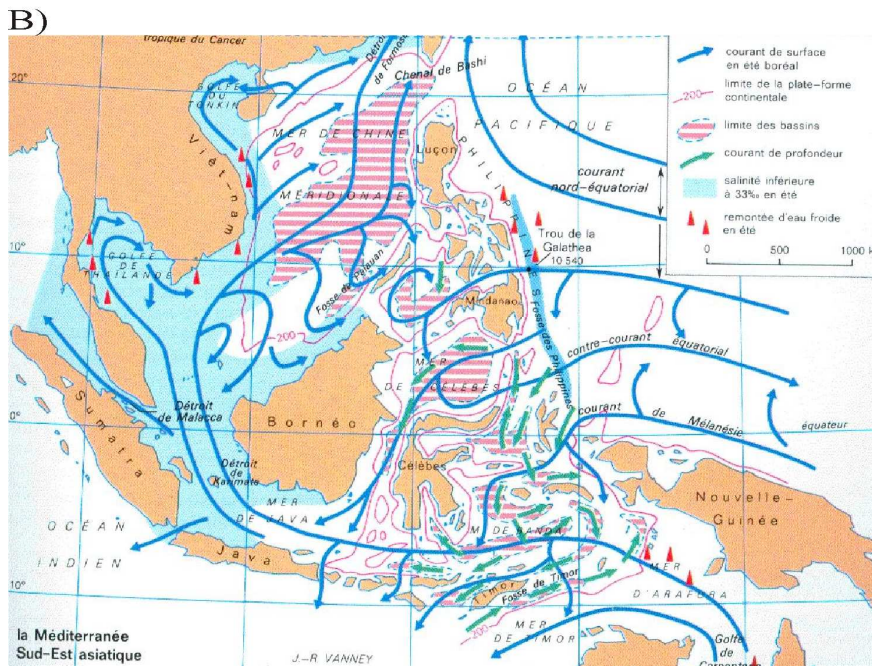
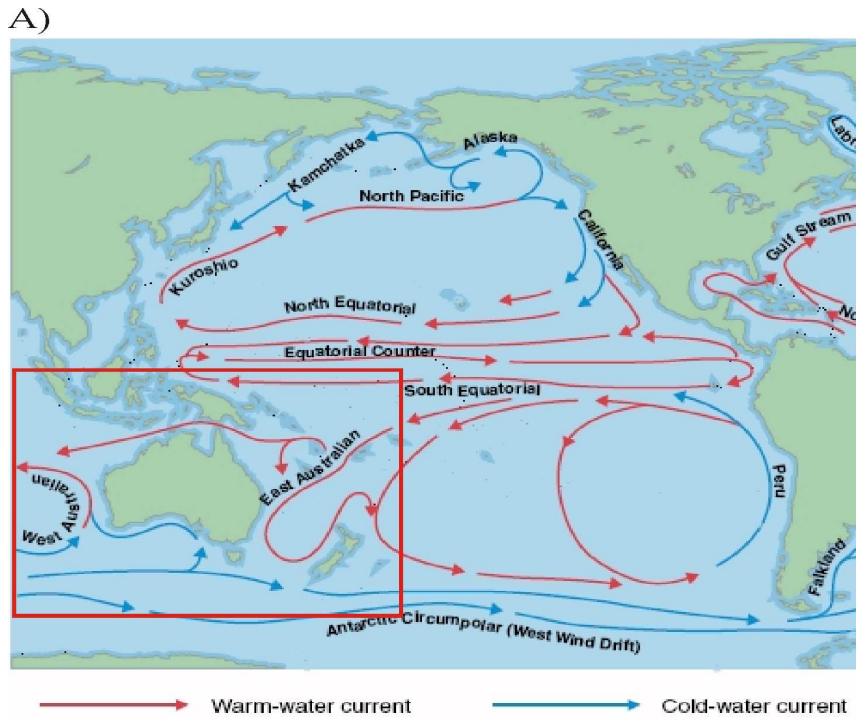


Figure 3 : Carte des courants de surface.

- A) Courants océaniques de surface entre l’océan Pacifique et l’océan Indien (Vanney J.R., 1991).
 B) Carte détaillée montrant les courants de surface au niveau de l’Indonesian Throughflow (Vanney J.R., 1991)

1.2.2. La Middle-Pleistocene Transition

La MPT est un intervalle de temps caractéristique du Pléistocène au cours duquel la variabilité des cycles glaciaires/interglaciaires passe d’une cyclicité de 41 ka à une cyclicité de 100 ka (Clark *et al.*, 2006 ; Head *et al.*, 2005) avec des périodes glaciaires de plus en plus froides et une augmentation dans l’amplitude des cycles climatiques. Afin d’évaluer le début de la MPT, différentes études (e.g. Clark *et al.*, 2006) se sont basées sur la courbe de référence LR04 reconstruite à partir du $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthique}}$ de 57 sites (Lisiecki *et al.*, 2005). Ces

périodes glaciaires de faible fréquence et de forte amplitude émergent aux alentours de -1,2 à -0,8 Ma, et cela sans changement avéré des forçages orbitaux.

De nombreux enregistrements attestent de ce refroidissement global caractérisé par une augmentation du volume des glaces associée à une diminution du niveau marin (Elderfield *et al.*, 2012). Dans l'océan Atlantique, plusieurs études ont montré une diminution synchrone des SST (Lawrence *et al.*, 2010; Schefus *et al.*, 2004). A l'Est de l'océan Pacifique, un refroidissement de 1,5°C a été observé à partir du début de la MPT (Liu *et al.*, 2004), tandis qu'à l'Ouest la warm pool a connu peu de variations de températures au cours de cette même période (De Garidel Thoron *et al.*, 2005; Medina Elizalde *et al.*, 2005). Cette augmentation du gradient thermique Est/Ouest au cours de la MPT aurait entraîné une intensification de la cellule de Walker. Cette configuration aurait alors provoqué le passage d'un mode El Nino à un mode La Nina qui aurait favorisé l'entrée en glaciation (De Garidel Thoron *et al.*, 2005).

L'absence de changement au sein des forçages orbitaux attesterait d'une réponse non linéaire du système climatique face aux variations orbitales sur des échelles de temps supérieures à 100 ka ce qui impliquerait des phénomènes de rétroactions. Pour expliquer cette période de transition plusieurs hypothèses évoquent des réponses internes au sein du système climatique face à un refroidissement graduel (Gildor *et al.*, 2003; Rial *et al.*, 2004). L'origine de ce refroidissement pourrait s'expliquer par une diminution de la pression partielle en CO_{2atm} (Clark *et al.*, 2006). La tendance au refroidissement se serait alors accentuée avec des phénomènes de rétroactions internes telles que la dynamique de la calotte glaciaire dans l'hémisphère nord face aux variations de l'insolation (Figure 4) (Berger *et al.*, 1999 ; Bintanja *et al.*, 2008) ou encore des changements dans le cycle du carbone (Shackleton, 2000). Par exemple, la diminution des SST entrainerait un pompage plus important du CO_{2atm} par les océans. Cette diminution du CO_{2atm} réduirait donc le rôle des gaz à effet de serre, ce qui accentuerait d'autant plus la tendance au refroidissement par le biais d'une rétroaction positive.

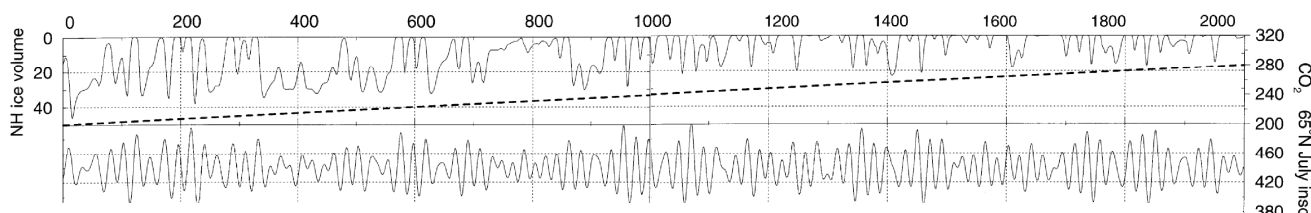


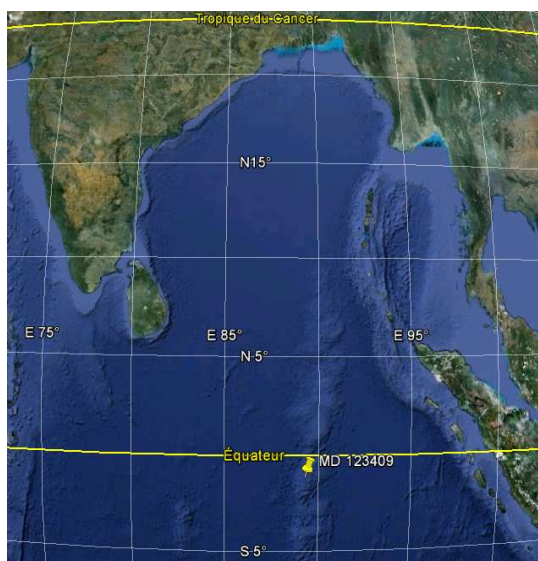
Figure 4 : Modèle de rétroaction positive.

Simulation du volume de la calotte polaire dans l'Hémisphère Nord (10^6km^3) forcé par l'insolation avec un modèle linéaire de CO₂ (diminuant de 280ppmv à 2Ma à 200ppmv à l'actuel) (Berger *et al.*, 1999).

Cette étude cherche ainsi à comprendre la réponse de l'océan Indien face aux changements climatiques caractéristiques de la MPT. Jusqu'à présent, aucun enregistrement sédimentaire marin couvrant une grande échelle de temps n'avait été prélevé dans la région Est équatoriale de l'océan Indien. Il s'agira ici de quantifier l'influence de réseau fluvial au niveau de notre site d'étude au cours du temps. L'étude de l'évolution des SST dans la baie du Bengale permettra quant à elle, de comprendre la dynamique des échanges de chaleur entre les différents bassins au cours du temps. La comparaison de ces données à des enregistrements provenant du Pacifique permettra de replacer ces observations au sein d'un contexte global.

II Matériel et méthodes

II.1. Echantillonnage de la carotte sédimentaire marine



La carotte MD12-3409 a été prélevée en 2012 dans le Golfe du Bengale (Figure 5), à l'est de l'océan Indien, à bord du N/O Marion Dufresne II lors de la mission MONOPOL. Une carotte sédimentaire de 23,63m a été prélevée aux coordonnées (1°06.07' S, 89°16.12' E) sur la rive du 90^{ème} méridien à l'aide du carottier « Calypso », de type Kullenberg, sous une profondeur d'eau de 2429m. Afin d'optimiser le temps de travail, des analyses ont été réalisées directement sur le bateau, comme la description du sédiment ou des mesures physiques sur un Multi-Sensor Core Logger (Annexes 1 et 2). Les autres analyses décrites ci-dessous ont été réalisées en laboratoire, au cours de ce stage.

Figure 5 : Localisation de la carotte sédimentaire MD12-3409.

II.2. Outils sédimentologiques : analyses au X-Ray Fluorescence (XRF)

Cette méthode qualitative permet d'analyser la composition chimique des éléments majeurs et mineurs dans les premiers millimètres du sédiment de façon rapide, précise et non destructrice (Richter *et al.*, 2006). La résolution choisie a été tous les 1cm avec deux mesures à 10kv et 30kv. Cette analyse a permis d'obtenir qualitativement la composition en fer, en aluminium, en titane et en potassium (entre autres). (Annexe 3).

II.3. Outils micropaléontologiques : *Fonctions de transfert appliquées aux assemblages fossiles*

Le pas d'échantillonnage de la carotte pour cette étude est de 10cm et ce pour l'ensemble des analyses qui vont suivre.

Les foraminifères sont des organismes marins, unicellulaires, hétérotrophes qui peuvent vivre dans la colonne d'eau (planctoniques) ou sur le fond (benthiques). Ils synthétisent un test carbonaté (comprenant une ou plusieurs loges) dont la composition chimique dépend des variations globales du volume des glaces, de la température de l'eau de mer ainsi que du bilan Evaporation/Précipitation et des advections d'eau pouvant influencer le signal de salinité. A leur mort, ils sédimentent sur le fond et gardent en mémoire les conditions physico-chimiques de l'eau de mer. Ils forment un outil essentiel pour appréhender les paléoclimats.

Les fonctions de transfert forment une méthode quantitative, mise au point par John Imbrie, basée sur l'analyse statistique de populations fossiles de foraminifères présents dans le sédiment. Les différentes espèces présentes dans l'échantillon sont comptées à l'aide d'une loupe binoculaire. Le pourcentage des différentes espèces est calculé puis comparé à la base

de données mondiale MARGO (*Multiproxy Approach for the Reconstruction of the Glacial Ocean Surface*). Dans cette étude, seules les données de l'océan Indien ont été utilisées (373 données). Les 5 analogues les plus proches en termes de pourcentage d'espèces sont utilisés pour la comparaison. Les paramètres de températures et de salinités étant connus pour les analogues, il est donc possible d'estimer les SST et les SSS des échantillons à analyser en utilisant des moyennes pondérées.

Cette méthode trouve ses limites dans le principe de l'Actualisme. Elle ne s'étend donc pas au delà du Quaternaire, période pour laquelle les espèces fossiles retrouvées dans les sédiments correspondent aux espèces actuelles. Le nombre de données de référence existant pour la zone étudiée peut influencer sur la qualité des résultats obtenus.

II.4. Outils géochimiques

II.4.1 Isotopes stables de l'oxygène

Le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques dépend à la fois des variations globales du volume des glaces continentales, des variations de températures et du bilan Evaporation/Précipitation pouvant modifier la salinité. Pour les foraminifères benthiques, les variations de températures et de salinité étant considérées comme négligeables au fond des océans, seules les variations du volume des glaces sont prises en compte pour l'interprétation du signal $\delta^{18}\text{O}$.

Les mesures du $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthique}}$ et du $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$ ont été réalisées sur le foraminifère benthique *Planulina wuellerstorfi*, dont le $\delta^{18}\text{O}$ est calibré avec l'espèce de référence *Uvigerina* (Shackelton *et al.*, 1973). Le $\delta^{18}\text{O}_{\text{planctonique}}$ et le $\delta^{13}\text{C}_{\text{planctonique}}$ ont été mesurés sur le foraminifère planctonique *Globigérinoides ruber alba sensus stricto*. D'après Steinke *et al.*, (2005), cette espèce vit dans de faibles profondeurs d'eau, ce qui assure de reconstituer les paramètres de surface de l'eau de mer. L'ensemble de ces résultats a été obtenu à l'aide d'un spectromètre de masse à source gazeuse dont le principe repose sur la séparation d'ions en fonction de leur rapport masse/charge sous l'action d'un champ magnétique. On suppose qu'un effet de taille des individus peut avoir des conséquences sur leur fractionnement isotopique. Pour minimiser ces erreurs, les individus ont été sélectionnés dans la gamme de taille 250-315 μm .

D'autre part, la reproductibilité des standards permet de connaître les incertitudes sur les mesures. Ainsi le pourcentage d'erreurs est de 7,1% pour le $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthique}}$, de 4,3% pour le $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$, de 4,8% pour le $\delta^{18}\text{O}_{\text{planctonique}}$ et de 6% pour le $\delta^{13}\text{C}_{\text{planctonique}}$.

II.4.2. Paléothermomètre Mg/Ca

La substitution du Mg dans la calcite des tests de foraminifères est fonction de la température de l'eau de mer (Burton *et al.*, 1991). A l'aide d'une calibration (Anand *et al.*, 2003), les températures de surface ont pu être reconstituées en mesurant le rapport Mg/Ca dans les tests du foraminifère planctonique *Globigerinoides ruber sensus stricto*. Ces mesures ont été réalisées sur un spectromètre d'émission atomique couplé à un plasma induit (ICP-AES vista-pro) au LSCE à Gif-sur-Yvette, en suivant le protocole de Barker *et al.*, (2003). Dans le but d'assurer une bonne reproductibilité des mesures des doublons sont réalisés sur 10% des échantillons. L'erreur interne obtenue à partir des mesures sur les standards donne un pourcentage d'erreur de 0,26%. La calibration utilisée donne un pourcentage d'erreurs de 1,2°C (Anand *et al.*, 2003).

II.4.3. Calcul des salinités

Les SSS ont été calculées en suivant la méthode de Duplessy *et al.*, (1991) qui admet que le signal du $\delta^{18}\text{O}_{\text{planctonique}}$ est influencé à la fois par les SST, les SSS et le volume des glaces. Comme expliqué préalablement, le $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthique}}$ subit peu de variation de température et de salinité. Son signal dépendrait uniquement des variations du volume des glaces. On se basant sur les données de Bintanja *et al.*, (2005) qui a reconstitué les variations du $\delta^{18}\text{O}_{\text{sea-water}}$ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) en fonction des variations du volume des glaces sur 5Ma, il a été possible de soustraire ce signal au $\delta^{18}\text{O}_{\text{planctonique}}$. Les SST ont ensuite été retirées du signal pour obtenir la composition isotopique de l'eau de mer, dit $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$. Ce signal atteste à la fois des variations de salinités mondiales et locales. Pour convertir ces données en salinité locales, il faut corriger les variations de salinité dues aux changements des volumes des glaces continentale. En utilisant des données de terrain reliant le $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ à la salinité, il est possible de quantifier nos données en salinité (Epstein *et al.*, 1953). La relation utilisée est $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}} = 0,1348 \text{ SSS} - 4,35$ (Malaize *et al.*, 2009). Cependant, il existe très peu de références dans cette zone de l'océan Indien pour la reconstitution quantitative des SSS. Il faut donc rester critique vis-à-vis des valeurs quantitatives obtenues. En définitive, il vaut mieux s'intéresser au $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ car il y a moins d'erreurs sur les valeurs quantitatives. Cela permet d'établir une base de comparaison plus sûre pour corrélérer nos résultats avec d'autres carottes sédimentaires.

III Résultats

III.1. Reconstitution de la stratigraphie

Afin de replacer la carotte sédimentaire dans un cadre temporel précis, la stratigraphie a été reconstruite (Figure 6).

La stratigraphie de la carotte étudiée a été obtenue en corrélant le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques *Planulina Wullerstorfi* à la courbe de référence LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005) en utilisant le logiciel Analyseries (Paillard *et al.*, 1996) (Figure 6). La corrélation entre les deux courbes est bonne jusqu'à 1Ma mais pose des problèmes pour les données plus anciennes. Il est probable que le $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthique}}$ de la carotte MD12-3409 soit influencé par des petites variations de SST et de SST (Sosdian *et al.*, 2010). Pour cette raison, le $\delta^{13}\text{C}$ benthique de la carotte MD12-3409 a été calé sur celui de la carotte IODP849 (Mix *et al.*, 1995) qui se trouve en zone équatoriale à l'Est du Pacifique. Ceci a permis d'établir une stratigraphie pour les données les plus anciennes.

Le cadre stratigraphique a permis d'obtenir un âge de 1,756Ma pour les sédiments les plus anciens. Cependant, il est important de noter que les premiers centimètres de la carotte sont probablement manquants. En effet, d'après la stratigraphie, l'enregistrement commence vers 30Ka. Les différents stades isotopiques MIS (*Marine Isotopic Stage*) ont été identifiés (Figure 6).

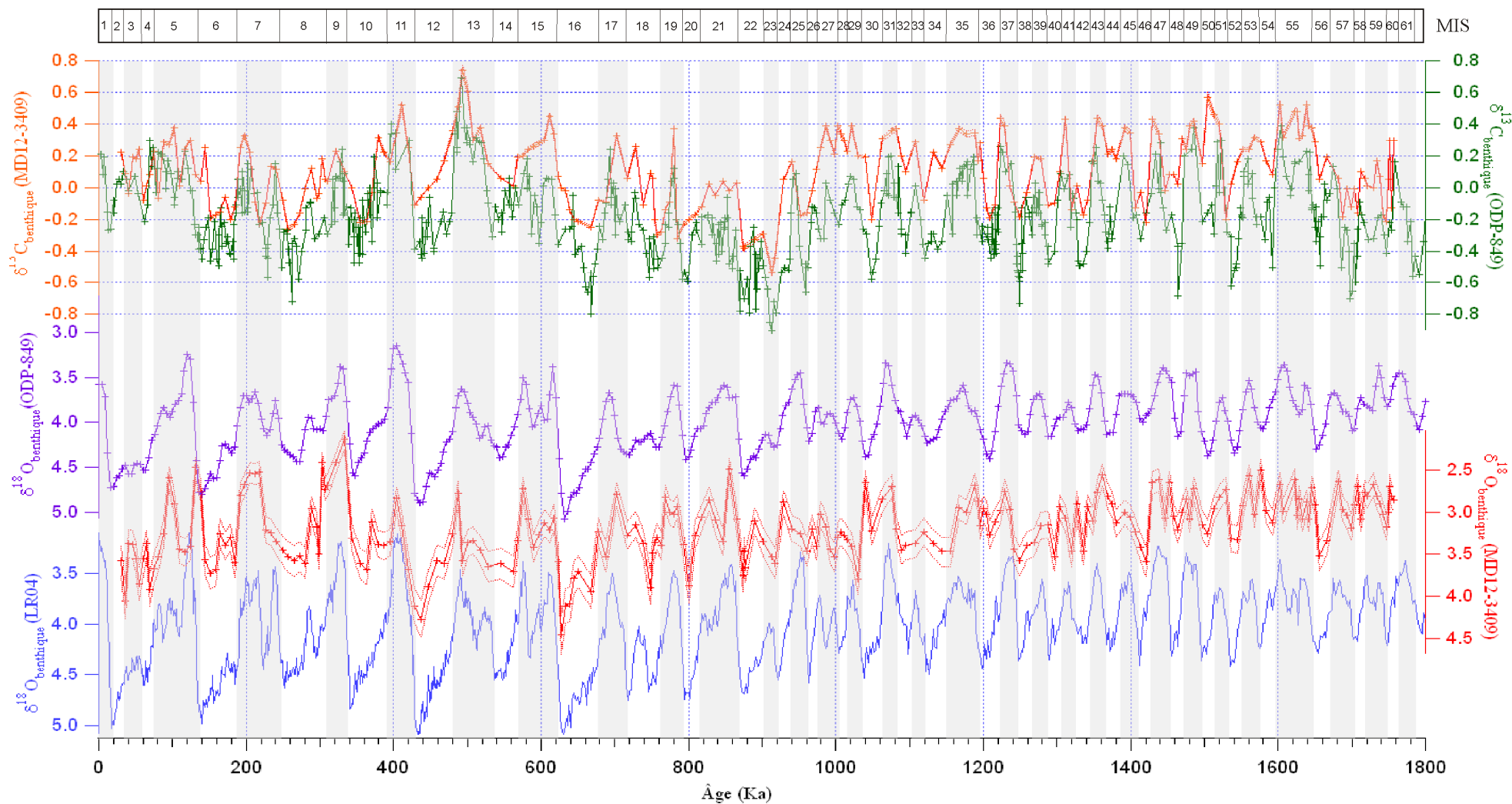


Figure 6 : Reconstitution de la stratigraphie.

Corrélation du $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthique}}$ de la carotte MD12-3409 à la courbe de référence LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005) et au $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthique}}$ du site ODP-849. Corrélation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$ de la carotte MD12-3409 au $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$ de la carotte ODP-849.

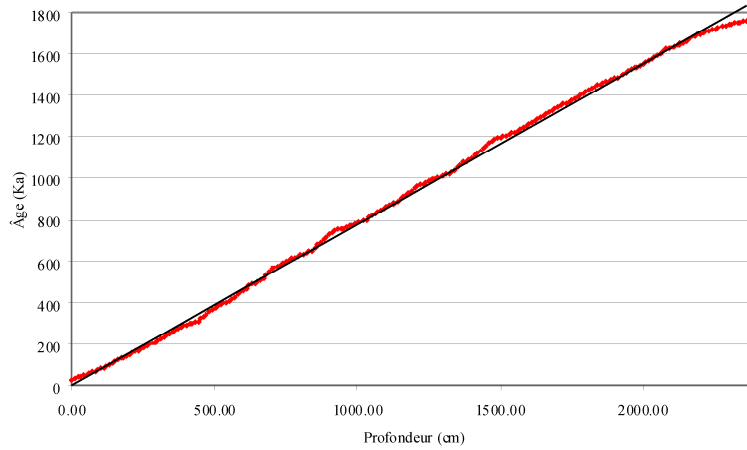


Figure 7 : Taux de sédimentation pour la carotte MD12-3409.

Le taux de sédimentation varie légèrement dans le temps (Figure 7). Il est en moyenne de 0,77 cm/ka.

III.2. Les données XRF

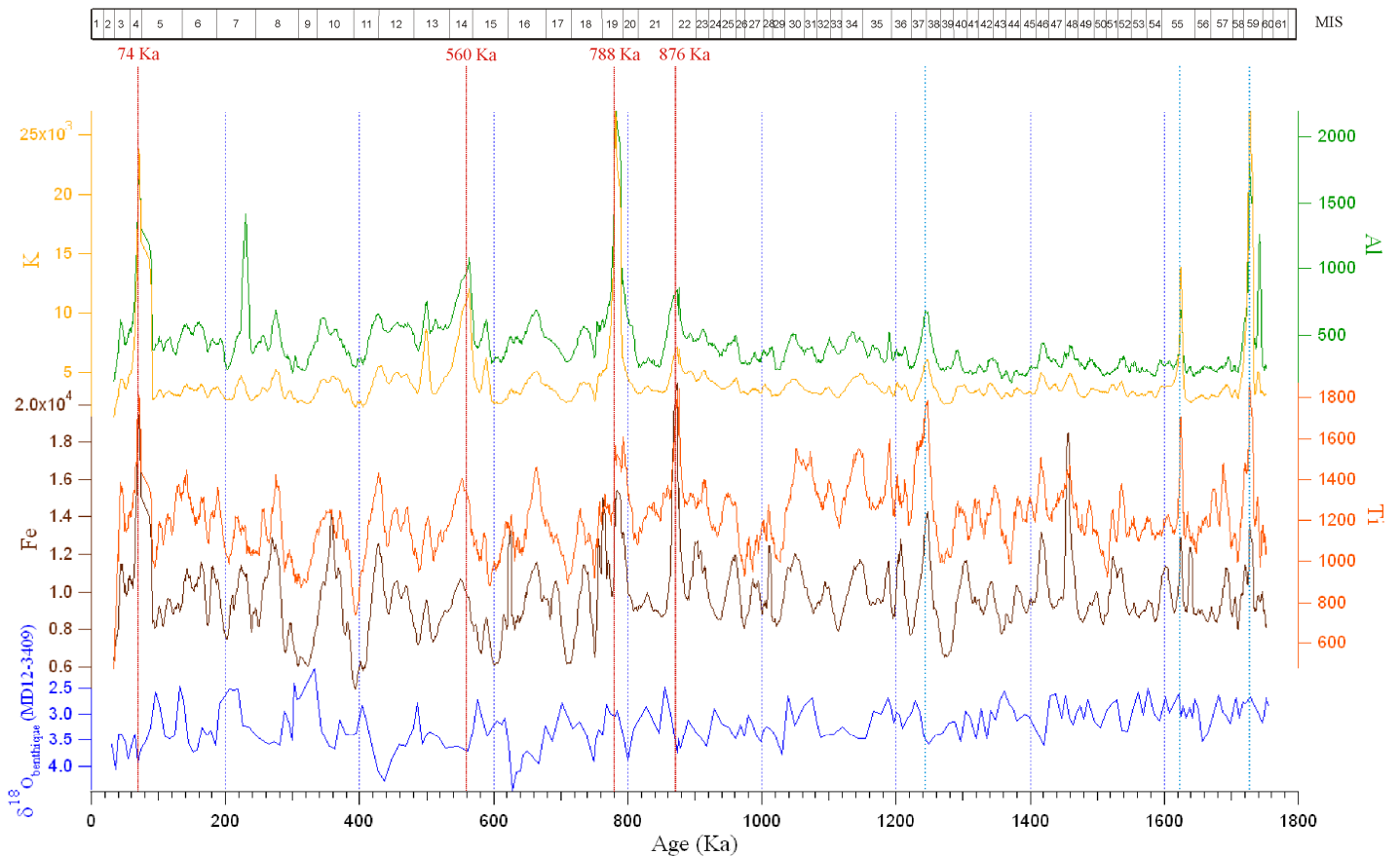


Figure 8 : Variations des différents éléments (Ti, Al, Fe, K) mesurés par l'XRF core scanner comparées au $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthique}}$ de la carotte MD12-3409.

Les données obtenues par XRF montrent clairement des variations pour plusieurs éléments chimiques tels que le fer, l'aluminium, le titane et le potassium (Figure 8). Ces cycles semblent suivre les variations glaciaires/interglaciaires. Cependant des pics plus importants apparaissent à 74ka, 560Ka, 788Ka et 876Ka. Ceux ci proviendraient des éruptions

volcaniques du Mont Toba à Sumatra qui est proche de la zone d'étude (Figure 9) (Lee *et al.*, 2004 ; Chesner *et al.*, 1998). Ces cendres volcaniques forment d'excellents marqueurs stratigraphiques et viennent confirmer la stratigraphie de cette carotte. D'autres pics sont observés à 1,24Ma, 1,62Ma et 1,72Ma dont l'origine est inconnue pour le moment.

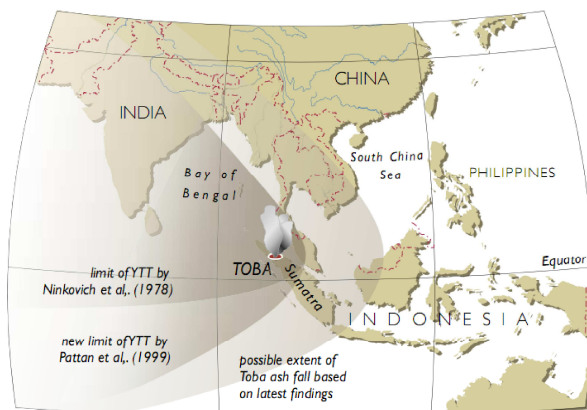


Figure 9 : Zone de portée des cendres volcaniques du Mont Toba (Geological Society of London, 2005)

III.3. Les données de Température de Surface et du $\delta^{18}\text{O}_{\text{sea-water}}$

La figure 10 représente les variations des SST et du $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ (estimation qualitative et quantitative des SSS) par rapport au $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthique}}$ de la carotte MD12-3409.

Les SST reconstruites par deux méthodes différentes (assemblages ;Mg/Ca) montrent des moyennes différentes pour l'ensemble de l'enregistrement : une valeur de 24,5°C pour les SST obtenues à partir du Mg/Ca, et une valeur de 27°C pour celle obtenues par assemblage. D'après la WOA les températures actuelles sont en moyenne de 28°C. Il est important de noter que d'après la stratigraphie obtenue, il manque les premiers 30 ka de la carotte. Il est donc difficile de comparer les données de températures dans les passé avec les données actuelles.

Les SST obtenues à partir du Mg/Ca ont des valeurs qui suivent très bien la cyclicité glaciaire/interglaciaire. Les données sont plus élevées pendant les stades interglaciaires, avec une valeur moyenne autour de 25,5°C. Au contraire, elles sont plus froides pendant les stades glaciaires avec une valeur moyenne autour de 24°C. La valeur maximale est de 26,1°C et la valeur minimale est de 22,6°C. Les variations d'amplitude des SST montrent un comportement différent avant et après 900 ka. En effet, l'amplitude des SST semble diminuer entre -1,757 et -0,9 Ma. Au contraire, elle semble augmenter entre -0,9 et -0,3 Ma. Cependant elles diminuent de nouveau entre -0,8 et -0,4 Ma puis augmentent de nouveau entre -0,4 et 0,03Ma.

Les SST obtenues à partir des assemblages ne montrent pas de variabilité glaciaire/interglaciaire. Les amplitudes sont très fortes entre -1,757 et -0,9 Ma avec des valeurs oscillants entre 29°C et 25°C. Cependant, l'amplitude diminue entre -0,9 et -0,3Ma avec des valeurs autour de 28°C. Entre -0,3 et -0,03 Ma l'amplitude des SST augmente légèrement, avec surtout des stades glaciaires plus froids dont la valeur moyenne est de 26,5°C. Les barres erreurs sur ces reconstitutions sont très importantes et rendent les mesures difficilement interprétables.

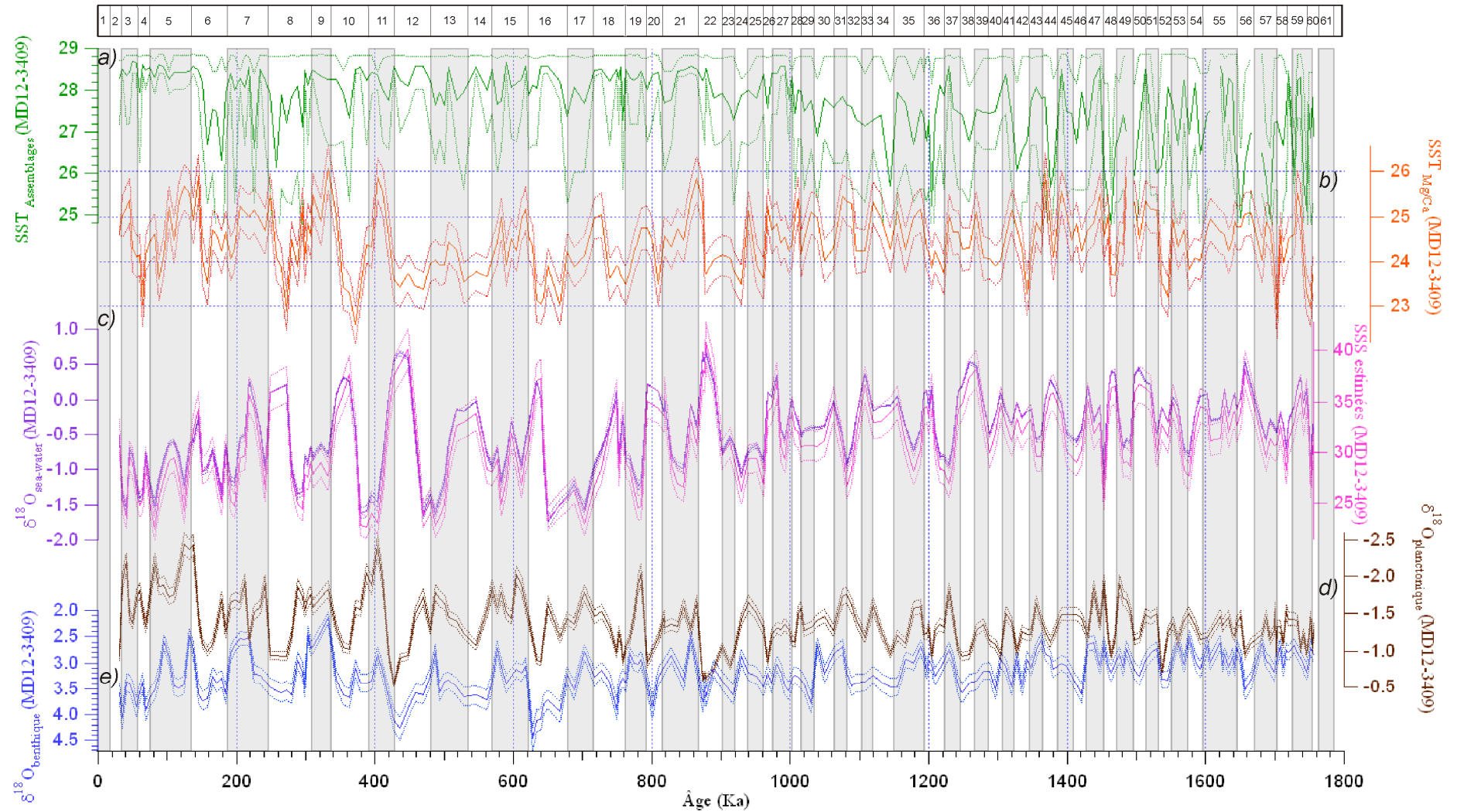


Figure 10 : Reconstitution des SST et du $\delta^{18}\text{O}_{\text{sea-water}}$.

a) SST obtenues par des fonctions de transfert sur des assemblages fossiles. b) SST obtenues à partir du rapport Mg/Ca dans les tests des foraminifères planctoniques *G. Ruber sensus stricto*. c) $\delta^{18}\text{O}_{\text{sea-water}}$ et SSS estimées. d) $\delta^{18}\text{O}_{\text{planctonique}}$ obtenu sur les foraminifères *G. Ruber sensus stricto*. e) $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthique}}$ obtenu à partir des foraminifères *Planulina Wullerstorfi*.

Les SSS reconstruites, quant à elles, montrent une valeur moyenne de 30,9. Les variations glaciaires/interglaciaires sont bien marquées. En interglaciaire leur moyenne est de 28 ce qui ne correspond pas à la gamme des salinités actuelles (Figure 1). Cependant, il manque l'Holocène dans la carotte sédimentaire, ce qui ne permet pas de comparer nos données avec des références actuelles. De plus, il existe des incertitudes sur les reconstitutions quantitatives des salinités. Pour cette raison le reste de l'étude sera discuté en termes de $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$. Pendant les stades interglaciaires, la carotte MD12-3409 enregistre un $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ négatif avec des valeurs oscillantes entre -0,5 et -1,5, ce qui atteste de faibles salinités. Au contraire, pendant les stades glaciaires, les eaux de surface montrent plutôt un signal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ positif avec des valeurs comprises entre 0 et 0,5, ce qui traduit des salinités plus fortes.

IV Discussion

La carotte MD12-3409 va être comparée avec la carotte MD97-2140 (2°02'00''N, 141°46'00''E) prélevée sous une profondeur d'eau de 2547m et avec la carotte MD06-3018 (23°00'11''S, 166°08'58''E) prélevée sous une profondeur d'eau de 2470m (Figure 11). En effet, une connexion existe entre l'océan Indien et l'océan Pacifique à travers l'ITF dont l'intensité varie au gré des variations du niveau marin (Holbourn *et al.*, 2005 ; Kuhnt *et al.*, 2004).

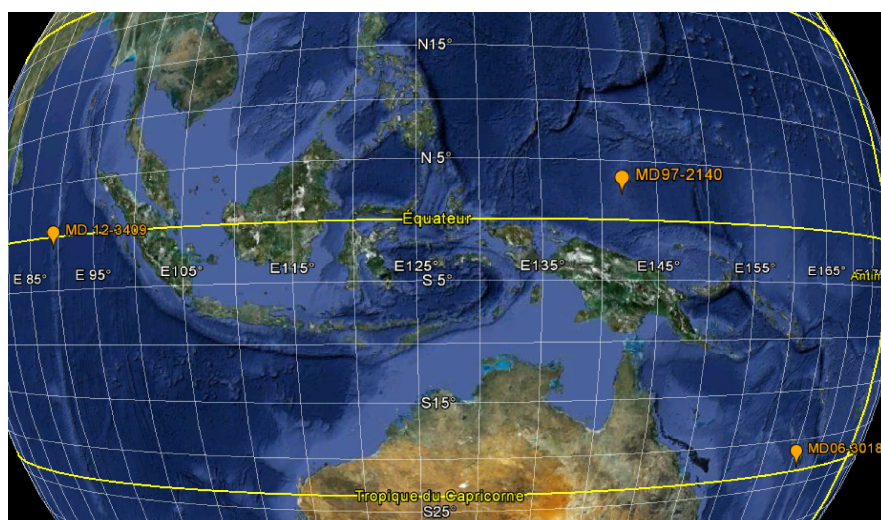


Figure 11 : Localisation géographique de la carotte MD12-3409 comparée aux carottes sédimentaire MD97-2140 (2°02'00''N, 141°46'00''E) et MD06-3018 (23°00'11''S, 166°08'58''E).

IV.1. Spectres en ondelettes

Afin de savoir s'il y a un changement de rythme aux alentours de la MPT dans les données obtenues sur la carotte MD12-3409, un spectre en ondelettes de Morlet a été réalisé à partir du logiciel Matlab (Figure 12).

Au cours de la MPT, les données $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthique}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$, le $\delta^{18}\text{O}_{\text{planctonique}}$, les SST et les SSS de la carotte MD12-3409 montrent un passage d'une cyclicité de 41 ka avec des cycles de forte fréquence et de faible amplitude, à une cyclicité de 100 ka de faible fréquence et de forte amplitude. Ces résultats sont cohérents avec ceux des carottes ODP849, MD06-3018 et MD97-2140 qui montrent aussi ce changement de cyclicité (Figure 12). Ces résultats sont en accord avec ceux établis précédemment, montrant qu'il existe deux « mondes » distincts : un monde à 41 ka avant la MPT et un monde à 100 ka après la MPT.

Certains auteurs suggèrent que le phénomène ENSO gouverné par la précession pourrait avoir une influence significative sur le contrôle climatique aux basses latitudes (Clement *et al.*, 1999). Néanmoins la résolution de la carotte est trop faible (environ un point tous les 5000ans) et ne permet donc pas d'observer de tels phénomènes. En effet, la précession a une période de 23 ka et notre résolution ne permet pas d'avoir plus de 4 points pour cet intervalle de temps, ce qui ne serait pas fiable pour des analyses statistiques.

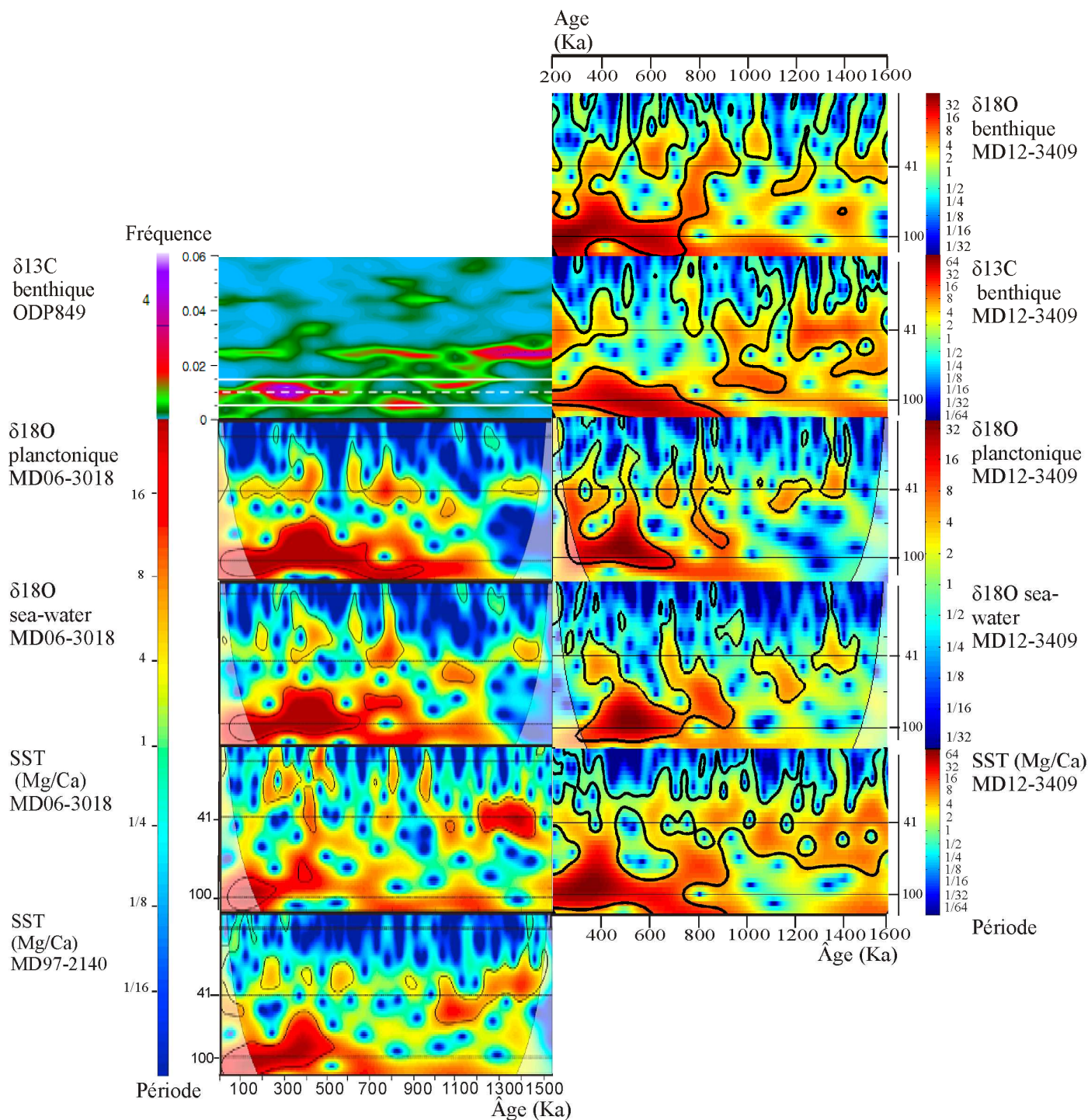


Figure 12 : Analyses spectrales.

Spectres en ondelettes dites de « Morlet » réalisés sur le $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthique}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthique}}$, le $\delta^{18}\text{O}_{\text{planctonique}}$, les SST et les SSS de la carotte MD12-3409 comparés à ceux réalisés sur les carottes sédimentaires MD97-2140, MD06-3018 (Russon *et al.*, 2011) et du site ODP849 (Clark *et al.*, 2006).

IV.2. Les Températures de Surface

La différence entre la courbe de SST obtenue par assemblages fossiles et celle obtenue par Mg/Ca peut s'expliquer par plusieurs raisons (Figure 10). Premièrement, les SST obtenues en utilisant les fonctions de transfert sont reconstituées sur plusieurs espèces de foraminifères planctoniques. En effet, au total plus de 45 espèces différentes ont été comptées en moyenne sur l'ensemble de la carotte. Cette variabilité au sein des espèces peut affecter la reconstitution des températures de surface car les espèces ne vivent pas toutes dans les mêmes profondeurs d'eau. Leur habitat peut dépendre de différentes masses d'eau dont la profondeur peut varier sous la thermocline. D'autre part la base de données utilisée possède très peu de références pour la partie Est équatoriale de l'océan Indien. En effet, 373 références ont été répertoriées sur l'ensemble de l'océan Indien ce qui est relativement faible. De plus, il existe une grande variabilité des SST sur l'ensemble de cet océan (Figure 1) pouvant fausser le signal reconstitué pour la zone étudiée. Enfin, une troisième hypothèse pouvant expliquer la différence entre les deux courbes proviendrait des éruptions volcaniques du Mont Toba. En effet, celles ci pourraient affecter le signal des foraminifères vivant en surface et de ce fait perturber les reconstitutions des SST. Pour ces différentes raisons, seule la courbe des SST reconstruite à partir du Mg/Ca sera discutée par la suite.

Plusieurs auteurs émettent l'hypothèse qu'une diminution du CO_2_{atm} serait à l'origine du refroidissement observé pendant la MPT (Clark et al., 2006). Le forçage radiatif provenant des gaz à effet de serre aurait une influence aux basses latitudes lors de la MPT sur les SST lors des cycles glaciaires-interglaciaires (Medina-Elizalde *et al.*, 2005). La figure 13 compare les données de CO_2_{atm} avec celles des SST de la carotte MD12-3409.

IV.2.1. Forçage CO_2 atmosphérique

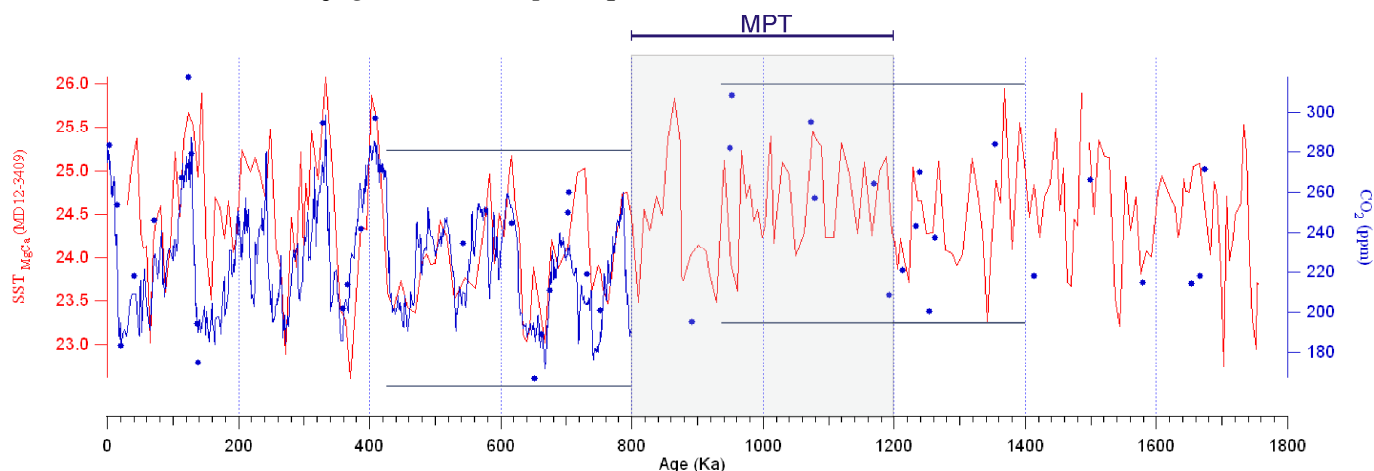


Figure 13 : Corrélation CO_2 atmosphérique et SST.

Comparaison des SST issues des analyses Mg/Ca aux concentrations de CO_2 atmosphérique reconstituées jusqu'à 800 ka (EPICA). Les points montrent l'extrapolation des données de CO_2 atmosphérique réalisée par Honisch *et al.*, (2009) au-delà de 800 ka.

Le CO_2_{atm} a été obtenu d'une part à partir de l'enregistrement continu du CO_2_{atm} dans les glaces antarctiques pour l'intervalle de temps 30-800 ka (EPICA), et d'autre part par une extrapolation des valeurs basée sur les isotopes du bore dans les tests de foraminifères planctoniques (Honisch *et al.*, 2009) qui sont utilisé comme un proxy pour reconstituer les paléopH de l'eau de mer, pour une période comprise entre -1,757 et-0,8 Ma. Les SST suivent bien le signal de CO_2_{atm} jusqu'à 80 ka. A partir de 900 ka, une chute dans les valeurs du CO_2_{atm} atteste d'un refroidissement général confirmé par une diminution des SST.

L'extrapolation des valeurs de CO_{2atm} au delà de 800 ka (Honisch *et al.*, 2009) n'explique pas à elle seule les variations de SST. En effet, ces dernières semblent légèrement déphasées par rapport aux valeurs de CO₂, notamment pour les données au delà de 1Ma. Les variations de SST apparaissent avant les variations de CO_{2atm}. De plus, certaines périodes glaciaires sont caractérisées par des valeurs de CO_{2atm} plus basses que l'amplitude des SST. Cependant, les valeurs de CO_{2atm} reconstituées par Honisch *et al.*, (2009) ont un taux de résolution très faible. Il faut donc interpréter ces mesures avec précaution. D'autant plus que ces reconstitutions ne sont pas exactement en phase avec la courbe de CO₂ obtenue à partir des glaces antarctiques (EPICA) avant 0,8Ma. On peut supposer que des phénomènes des rétroactions internes au système climatique viennent influencer le signal des températures de surface. Parmi ces phénomènes de rétroactions internes, il a été proposé d'étudier l'influence des masses d'eau sur les SST.

IV.2.2. Forçage de la circulation océanique

Les variations des SST observées (Figure 15) montrent des amplitudes différentes en fonction de la position géographique des carottes sédimentaires. Cette hétérogénéité spatiale sous entend que la variabilité des gaz à effet de serre ne peut pas à elle seule expliquer les variations de températures observées. Cette différence d'amplitude pendant les cycles glaciaires/interglaciaires témoigne principalement de variations de circulation océanique entraînant des modifications dans le transport de chaleur (Russon *et al.*, 2011).

Les SST de la carotte MD12-3409 dans la baie du Bengale sont en moyenne inférieures de 2,8°C par rapport aux SST de la carotte MD97-2140 située au nord de la Papouasie Nouvelle Guinée, et cela sur l'ensemble de l'enregistrement. La carotte MD97-2140 se trouve dans la warm pool du Pacifique ce qui explique les températures plus chaudes.

Par contre, entre 950 ka et 30 ka, les SST de la baie du Bengale sont dans la même gamme de température et suivent la même amplitude que celles de la MD06-3018 située à l'Est de l'Australie. Pour les périodes plus anciennes, à 950 ka, il y a un décalage entre les deux courbes. En effet, la baie du Bengale enregistre des températures plus chaudes et des variations de plus faibles amplitudes que celles de la côte Est australienne. La MPT est une période marquée par un refroidissement général. Le volume des glaces augmente ce qui entraîne une diminution du niveau marin pendant les glaciaires (Elderfield *et al.*, 2012). D'après Holbourn *et al.*, (2005), le débit des masses d'eau passant par l'Indonesian Throughflow est plus faible pendant les périodes glaciaires (Figure 14). L'essentiel des masses d'eau emprunte le passage de Timor et les circulations plus au nord sont réduites (Holbourn *et al.*, 2005; Kuhnt *et al.*, 2004). Le détroit de Timor assurerait donc la connexion entre les masses d'eau de la MD06-3018 et celles de la MD12-3409 en stade glaciaire (Figure 16).

Au contraire, avant 1Ma, l'amplitude des cycles glaciaires/interglaciaires était moins forte, les variations du niveau marin étaient à la fois plus faibles avec globalement un niveau marin plus élevé. Le débit des masses d'eau passant par l'ITF était plus élevé et les masses d'eau passaient à la fois par le passage de Timor et par les détroits plus au nord (Savu et Lombok) (Holbourn *et al.*, 2005). Pour cette raison, la carotte MD12-3409 pourrait davantage enregistrer l'influence de la warm pool avant 1Ma, mais cette influence serait réduite après la MPT, contribuant à abaisser les SST après 800 ka.

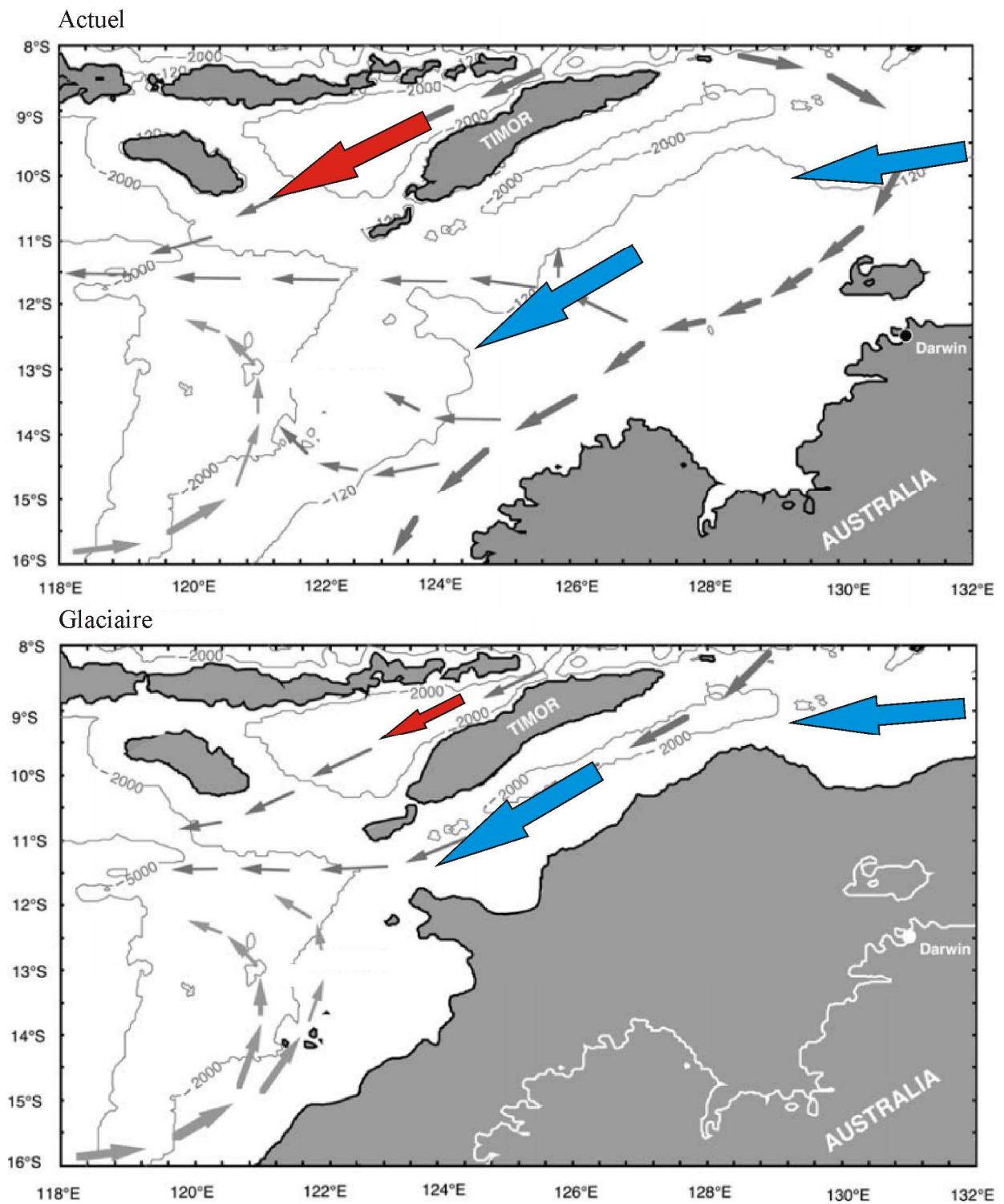


Figure 14 : Variations de la morphologie de l'ITF.
 Comparaison de la topographie et des courants de surface dans l'Indonesian throughflow au niveau du détroit de Timor entre l'actuel et une situation glaciaire (Modifié d'après Holbourn *et al.*, 2005).

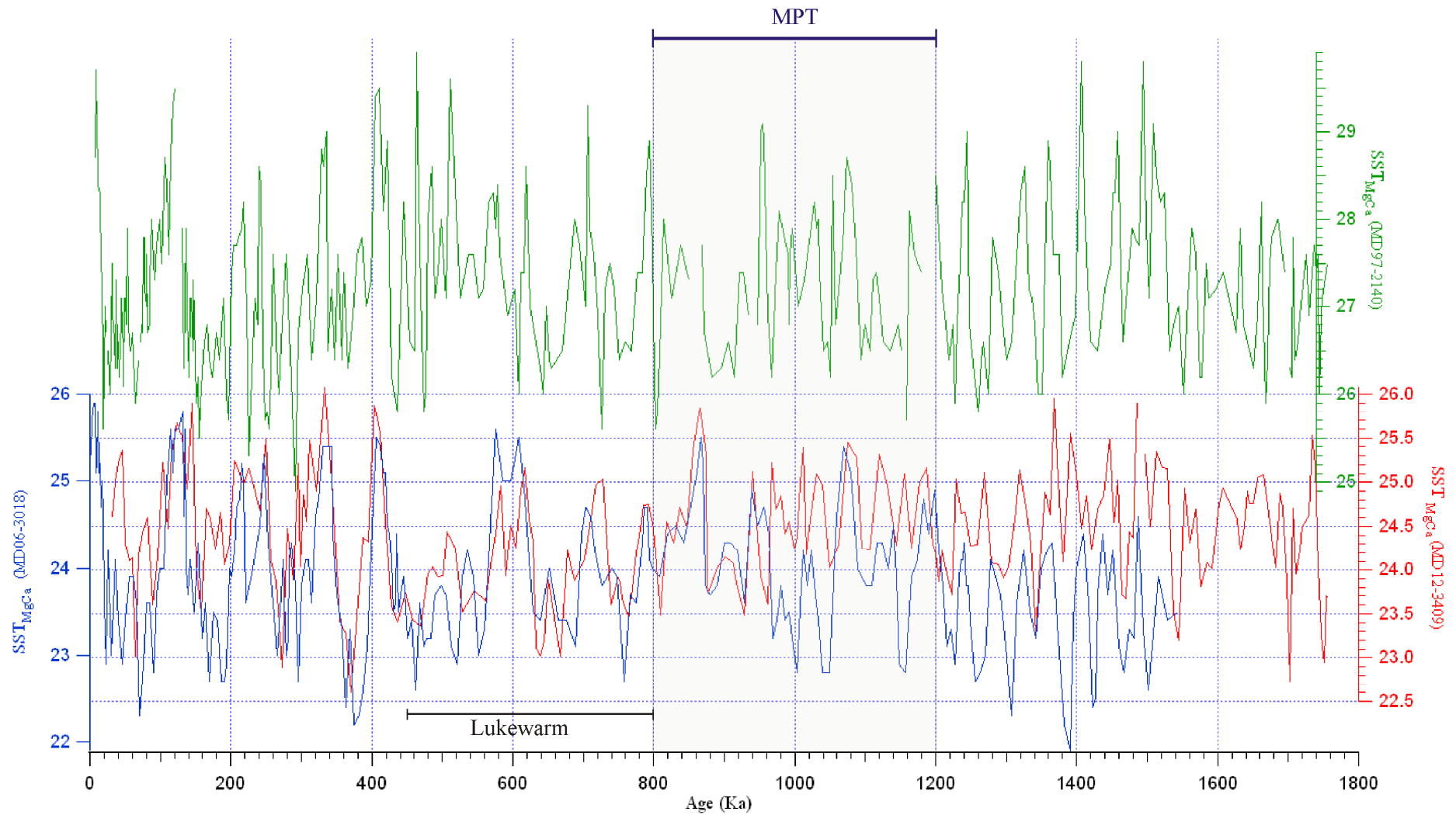


Figure 15 : Comparaison des SST de la carotte MD12-3409 avec celles des carottes MD97-2140 et MD06-3018. L'ensemble de ces données ont été reconstituées à partir du rapport Mg/Ca dans les foraminifères planctoniques *Globigerinoides ruber sensus stricto*.

D'autre part, les SST obtenues montrent clairement l'intervalle de temps caractéristique du « Lukewarm » compris entre 450-800 ka (Figure 15). Cette période dite « tiède » est caractérisée par une diminution globale des températures pendant les interglaciaires des MIS 13 à 19. Ces diminutions de températures pourraient être expliquées d'une part par les diminutions de SST qui entraîneraient un pompage du CO_{2atm} plus important, réduisant ainsi les concentrations en CO_{2atm} et le rôle des gaz à effet de serre. D'autre part, l'intensité des upwellings en Antarctique serait réduite par des westerlies plus faibles et/ou repoussés vers les basses latitudes. Ceci réduirait le relargage de CO₂ vers l'atmosphère. L'ensemble de ces modifications entraînerait des perturbations dans la circulation profonde de l'océan Austral contribuant à la séquestration du carbone dans le fond, réduisant ainsi les concentrations de CO_{2atm} (Jaccard *et al.*, 2013)

Il a été démontré que le transport des masses d'eau à travers l'ITF pouvait varier entre des stades glaciaires ou interglaciaires et pouvait ainsi influencer les SST de la MD12-3409. En est-il de même pour les SSS ?

IV.3. Les Salinités de Surface

D'après le $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$, l'amplitude des dessalures serait plus forte pour la carotte située dans la baie du Bengualé (MD12-3409) que pour celles de l'océan Pacifique (MD06-3018 et MD97-2140) (Figure 18). Ceci pourrait s'expliquer par l'influence d'un signal de dessalure local très important dans la zone d'étude. Même aussi loin de la zone de décharge des fleuves, il semble que le site de la carotte MD12-3409 enregistre les dessalures provenant du Ganges-Brahmapoutre soumis aux variations de l'ITCZ. Les carottes MD06-3018 près de la côte Est australienne, et MD97-2140 située dans la warm pool ne subissent pas l'influence de la décharge de grands fleuves qui pourraient localement venir modifier leurs salinités.

Une autre façon de regarder l'influence possible de la décharge fluviale et de regarder la teneur en éléments terrigènes de notre carotte. Par exemple, le titane peut être transporté du continent vers le large par transport fluvial ou éolien. Ici, ses teneurs sont élevées pendant les stades glaciaires. Cette observation sous-entend un transport éolien. En effet, pendant les glaciations, le débit des fleuves est faible (Bourget *et al.*, 2010). Par contre, l'intensité des vents serait plus forte car les gyres de circulation atmosphérique et océanique seraient comprimés par les fronts polaires plus développés. Cependant, le titane peut également être transporté par les fleuves en plus grande quantité pendant les stades interglaciaires. Comme la carotte sédimentaire se trouve relativement loin des côtes, il est possible que le titane ne soit pas transporté aussi loin. Pour confirmer l'origine éolienne du titane, il faudrait réaliser des analyses granulométriques et morphométriques sur les grains de quartz présents dans la carotte pour comprendre leur moyen de transport.

Le $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ de la carotte MD06-3018 présente des valeurs très élevées qui attestent de fortes salinités caractéristiques du courant est australien (Russon *et al.*, 2011) (Figure 16). D'autre part, l'amplitude des salinités de cette carotte augmente entre l'actuel et 1Ma, notamment pendant les stades glaciaires. En effet, lors du refroidissement général, le courant est australien est comprimé vers le nord par la remontée du front polaire antarctique ce qui explique les sursalures observées pendant les stades glaciaires.

La carotte MD97-2140 n'enregistre pas de changements significatifs dans ses valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ au cours de la MPT (De Garidel *et al.*, 2005)

D'autre part, l'amplitude du $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ de la MD12-3409 augmente fortement entre -1 et 0,03Ma, et notamment pour les interglaciaires. Cette augmentation est en relation avec le refroidissement général. En effet, on peut supposer qu'en période de refroidissement, davantage de glace s'accumule pendant les périodes glaciaires sur la chaîne himalayenne. De ce fait, le volume de glace qui fond pendant les interglaciaires est plus important ce qui pourrait expliquer les fortes dessalures observées.

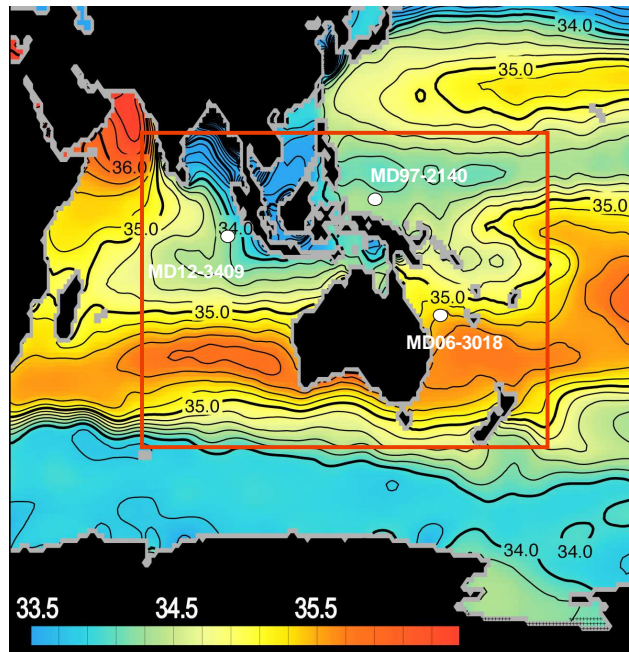


Figure 16 : Carte mondiale des salinités de surface en 2005 (Nasa).

Une autre hypothèse complémentaire pourrait venir d'une augmentation de la croissance de la calotte polaire antarctique pendant les périodes de refroidissement. Ceci provoquerait une remontée du front polaire antarctique et sub-tropical vers les basses latitudes (Kemp et al., 2009) (Figure 17) qui repousserait l'ITCZ vers le nord. En effet, Holbourn *et al.* (2010), ont montré que pendant les périodes de refroidissement en Antarctique, il y aurait eu des migrations de l'ITCZ vers le nord, entraînant une augmentation saisonnière des précipitations au nord de la mer de Chine. Ce phénomène pourrait s'appliquer au changement de rythme observé pendant la MPT. En effet, avant la MPT, les glaciations étaient moins fortes supposant une contraction de l'ITCZ vers le nord moins importante. Il y aurait donc moins de précipitations sur la baie du Bengale avant 1Ma. Ceci pourrait expliquer l'amplitude des variations de salinités plus faible avant la MPT.

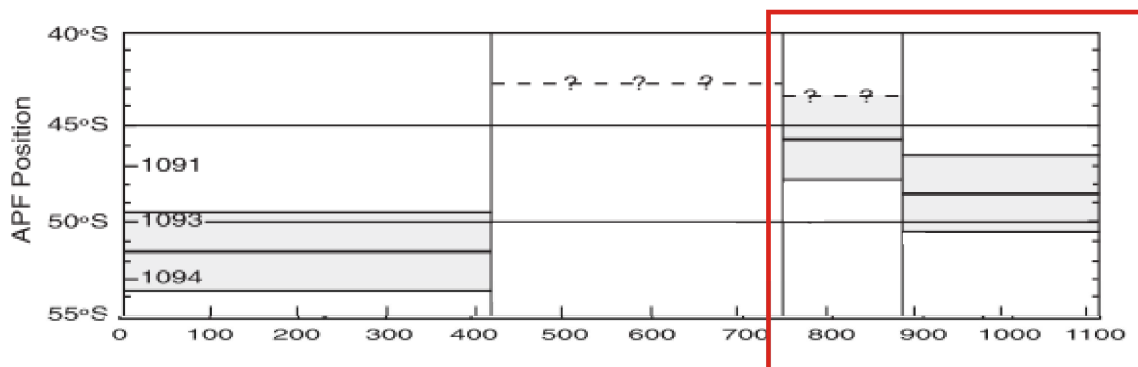


Figure 17 : Migrations du Front Polaire Antarctique.
(modifié d'après Kemp *et al.*, 2009)

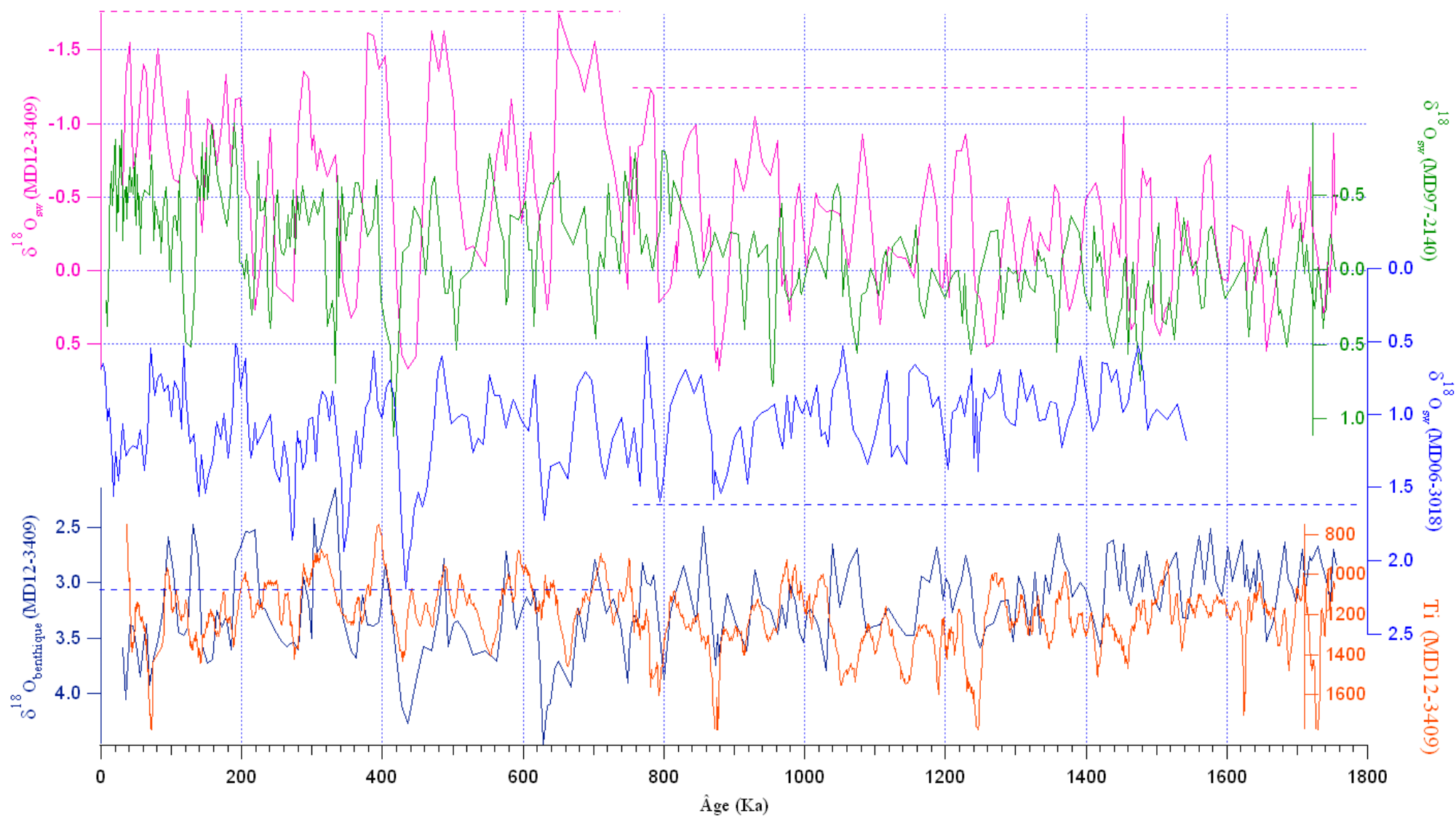


Figure 18 : Comparaison du $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ des carottes MD12-3409, MD97-2140, MD06-3018.

Les SSS de la carotte MD12-3409 ont pu être estimées à partir du $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ de cette même carotte. Ces résultats sont comparés au $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthique}}$ et aux valeurs de titane.

V Synthèse

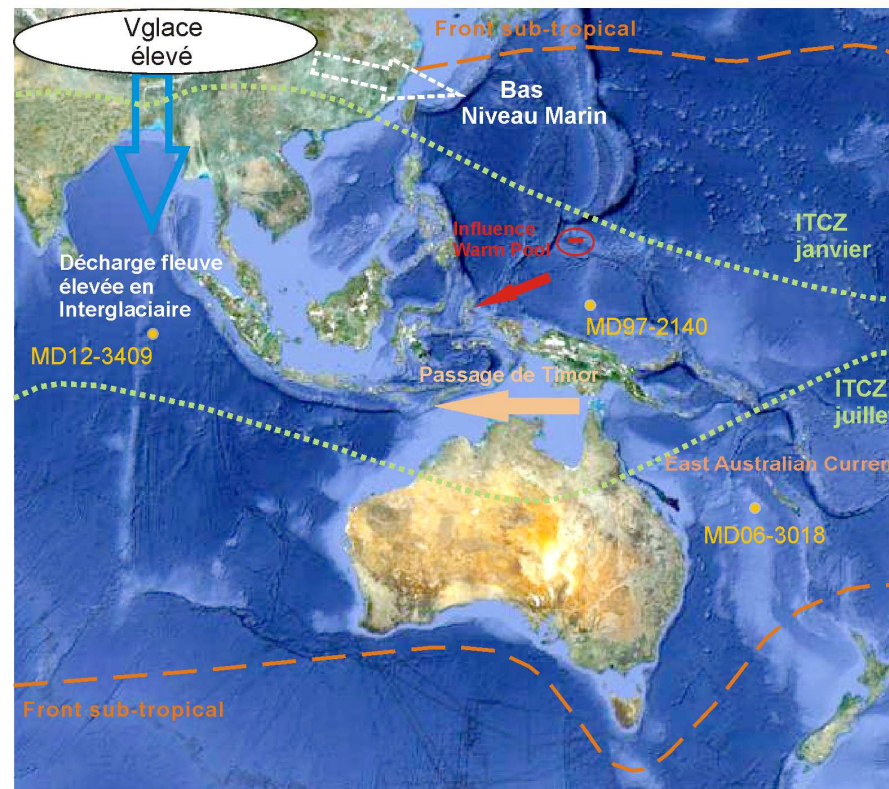
Cette étude a permis d'apporter de nouveaux résultats sur la région Est équatoriale de l'océan Indien. En effet, jusqu'à présent, aucun enregistrement sédimentaire marin couvrant 1,757 Ma avec une résolution suffisamment élevée n'avait été obtenu dans la Baie du Bengale. Les données obtenues ont clairement montré le passage d'un monde gouverné par une cyclicité de 41 ka à un monde gouverné par une cyclicité de 100 ka lors de la MPT. Pour les paramètres océaniques de surface, SST et SSS, ces résultats sont en accord avec ceux déjà observés dans le Pacifique (De Garidel-Thoron *et al.*, 2005 ; Russon *et al.*, 2011). Les différentes hypothèses à l'origine de la MPT ont été testées sur une partie des données. La diminution du $\text{CO}_{2\text{atm}}$ au cours de la MPT expliquerait en partie le refroidissement observé. Cependant, la diminution du $\text{CO}_{2\text{atm}}$ ne peut pas expliquer à elle seule le refroidissement. D'autres paramètres viennent amplifier ce phénomène comme des modifications dans les courants marins (Russon *et al.*, 2011) et en particulier la fermeture partielle du seuil de l'ITF.

L'ITF, qui assure la connexion entre l'océan Pacifique et l'océan Indien, a connu des variations en fonction des stades glaciaires/interglaciaires. Les variations du volume des glaces ont entraîné des variations du niveau marin modifiant ainsi la circulation des masses d'eau à travers l'ITF. Ce changement a perturbé les échanges de chaleur entre les deux bassins. En effet, à partir de 1Ma, en période glaciaire, les circulations au nord du détroit sont réduites et la circulation par le passage de Timor est favorisée. Ceci entraîne une diminution de l'influence de la warm pool dans la Baie du Bengale, confirmée par les SST obtenues sur la MD12-3409.

Le $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ de la MD12-3409 a montré une forte influence du réseau fluvial au nord en étroite relation avec la position de l'ITCZ. En effet, de fortes dessalures pendant les interglaciaires ont été observées et plus particulièrement lors du refroidissement général entre -1 et -0,03 Ma. Ceci s'explique d'une part par un volume de glace plus important sur la chaîne himalayenne pendant les stades glaciaires. Lors de la transition vers des stades interglaciaires, la fonte de ces glaces a pu augmenter les dessalures dans la Baie du Bengale. D'autre part, l'augmentation des glaces sur l'Antarctique pendant les périodes glaciaires provoquerait une remontée du front polaire vers les basses latitudes ce qui comprimerait l'ITCZ vers le nord. Cette compression provoquerait d'autant plus de dessalures sur la baie du Bengale. Cette hypothèse serait confirmée par les données de la carotte MD06-3018 qui, sur le même intervalle de temps, a enregistré des cycles glaciaires de plus en plus froids.

La figure 19 retrace les tendances caractéristiques des deux mondes à 41 ka et à 100 ka décrits tout au long de cette étude. La position de l'ITCZ étroitement liée avec celle du front sub-tropical est replacée de façon hypothétique pour le monde à 41 ka. Il s'agit plutôt d'une position relative par rapport au monde à 100 ka. Cependant ces positions relatives ont été déduites des études menées par Kemp *et al.*, (2009) et par Holbourn *et al.*, (2010).

A) « 100 Ky World »



B) « 41 Ky World »

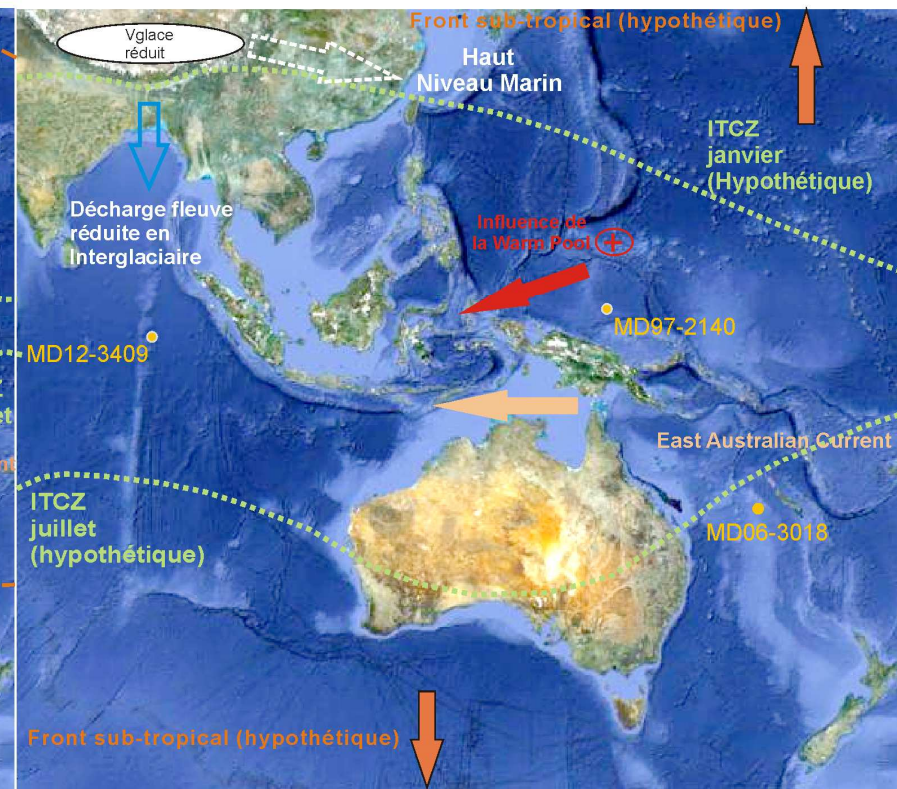


Figure 19 : Schémas bilan.

A) Situation après la MPT : « 100 Ky world »

B) Situation avant la MPT : « 41 Ky World ».

La position du front polaire et de l'ITCZ a été obtenue pour le schéma A) d'après Vanney J.R. (1991). Les reconstitutions pour le schéma B) sont hypothétiques et basées sur les interprétations de Holbourn *et al.*, (2010) et de Kemp *et al.*, (2009).

Conclusion et perspectives

En définitive, l'étude de la carotte MD12-3409 a permis d'élargir le champ d'étude sur la Baie du Bengale qui n'offrait jusqu'à présent aucun enregistrement sédimentaire marin couvrant la MPT avec une résolution relativement élevée. Ces recherches ont contribué à la compréhension des changements climatiques dans la région Est équatoriale de l'océan Indien, pouvant influencer le climat global (Biajoch *et al.*, 2008).

Pour améliorer cette étude, il faudrait augmenter la résolution temporelle de la carotte sur certaines périodes caractéristiques. En effet, il pourrait être intéressant d'observer, avec un pas d'échantillonnage plus important, les changements de rythmes au cours de la MPT. La résolution pourrait également être augmentée autour de certaines périodes glaciaires clés, comme le MIS-6 et le MIS-14 qui enregistrent des épisodes de moussons importants (Malaizé *et al.*, 2006 ; Caley *et al.*, 2011). D'autre part, il faudrait augmenter la résolution de la carotte sédimentaire au niveau du sommet pour ajuster la stratigraphie en complément avec des analyses C^{14} . La stratigraphie pourrait également être précisée par l'identification des inversions magnétiques tels que le Brunhes/Matuyama.

Par ailleurs, des analyses géochimiques permettraient de tracer la source des cendres volcaniques observées, notamment pour les pics de certains éléments terrigènes qui n'ont pas été identifiés. Des analyses granulométriques et morphologiques sur les grains de quartz permettraient de retracer leur moyen de transport du continent vers le large. L'étude de la présence des micro-charbons dans la carotte sédimentaire pourrait être mise en corrélation avec les pics d'éléments terrigènes pour savoir si leur système de transport est similaire. Enfin, le $\delta^{13}C$ pourrait être analysé comme témoin de productivité, et comparé avec le titane ou le baryum. Ces analyses permettraient d'observer si des changements dans la productivité sont liés avec les variations de l'ITF lors des stades glaciaires-interglaciaires, ou avec des variations de la position de l'ITCZ qui va plus ou moins influencer sur la décharge des fleuves.

Références Bibliographiques

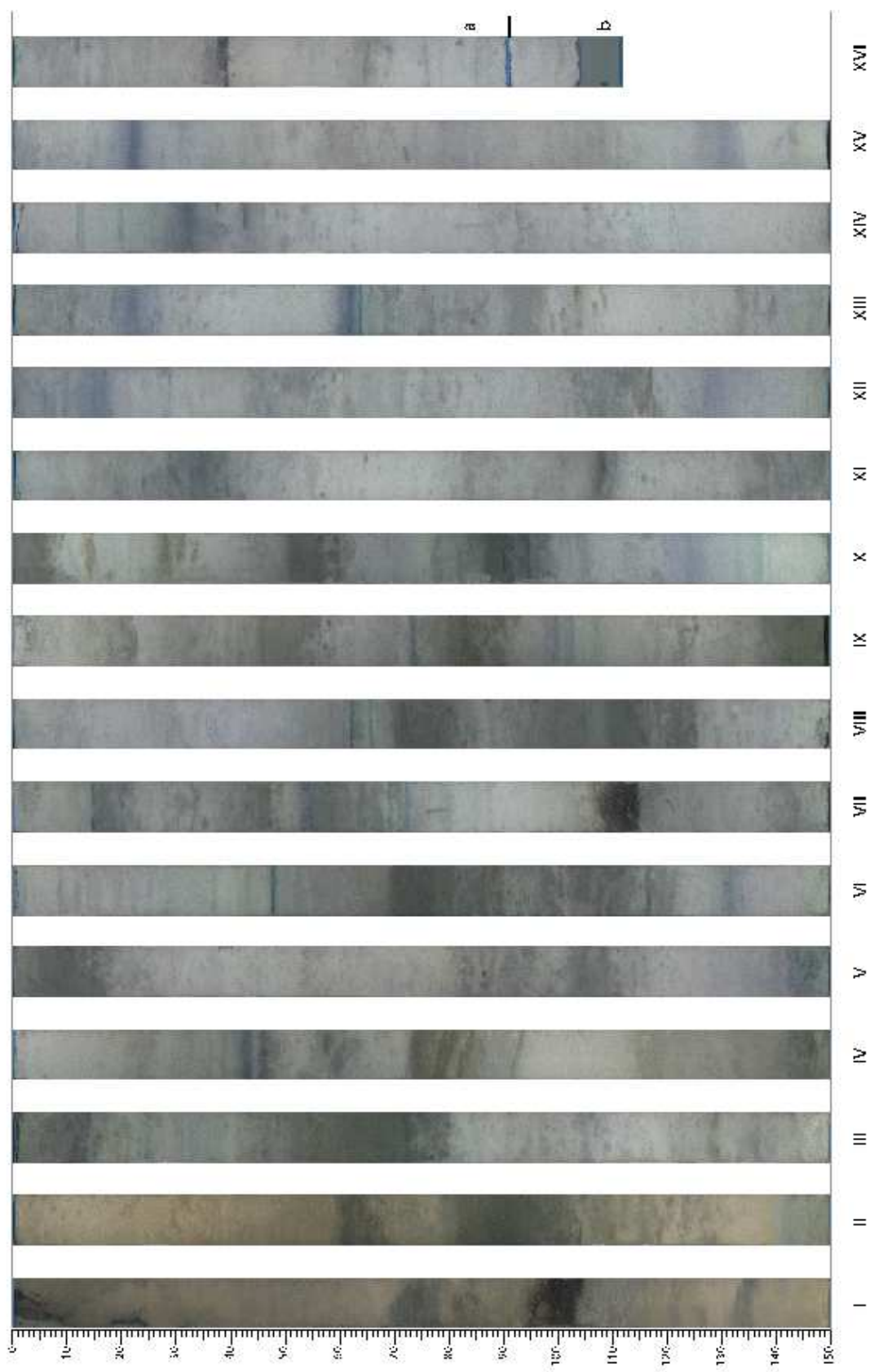
- Anand P., Elderfield H, et Conte M.H** (2003), Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series, *Paleoceanography*, 18, n°.2, 1050.
- Barker S., Greaves M. et Elderfield H.** (2003), A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4, n°.9, 8407.
- Berger A., Mélice J.L. et Loutre M.F.** (2005), On the origin of the 100-kyr cycles in the astronomical forcing, *Paleoceanography*, 20, 4019.
- Biaostoch A., Boning C.W. et Lutjeharms J.R.E.** (2008), Agulhas leakage dynamics affects decadal variability in Atlantic overturning circulation, *Nature*, 456, 489-492.
- Bintanja R., Van de Wal R. et Oerlemans J.** (2005), Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years, *Nature*, 437, 125-128.
- Bintanja R. et Van de Wal R.S.W.** (2008), North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles, *Nature*, 454, 369-372.
- Bourget J., Zaragosi S., Ellouz-Zimmermann S., Ducassou E., Prins M.A., Garlan T., Lanfumey V., Schneider J.L., Rouillard P. et Giraudeau J.** (2010), Highstand vs. lowstand turbidite system growth in the Makran active margin: Imprints of high-frequency external controls on sediment delivery mechanisms to deep water systems, *Marine Geology*, 274, 187-208
- Burton E.A et Walter L.M** (1991), The effect of pCO₂ and temperature on magnesium incorporation in calcite in seawater and MgCl₂-CaCl₂ solutions, *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 55, 775-785.
- Caley T., Malaizé T., Zaragosi S., Rossignol L., Bourget J., Eynaud F., Martinez P., Giraudeau J., Charlier K. et Ellouz-Zimmermann N.** (2011), New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian monsoon, *Earth and Planetary Science*, 308, 433-444.
- Chesner C.A.** (1998), Petrogenesis of the Toba Tuffs, Sumatra, Indonesia. *Journal of Petrology*, 29, n°.3, 397-438.
- Clark P., Archer D., Pollard D., Blum J., Rial J., Brovkin V., Mix A., Pisias N. et Roy M.** (2006), The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂, *Quaternary Science Reviews*, 25, 3150-3184.
- Clement A.C., Seager R. et Cane M.A.** (1999), Orbital controls on the El Niño / Southern Oscillation and the tropical climate, *Paleoceanography*, 14, n°. 4, 441-456.
- Duplessy J.C, Labeyrie L., Juillet-Leclerc A., Maitre F., Duprat J. et Sarnthein M.** (1991), Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum, *Oceanologica Acta*, 14, n°.4, 311-325.
- Elderfield H., Ferretti P., Greaves M., Crowhurst S., McCave I.N., Hodell D. et Piotrowski A.M.** (2012), Evolution of Ocean Temperature and Ice Volume Through the Mid-Pleistocene Climate Transition, *Science*, 337, 704-709.
- Epstein S. et Mayeda T.** (1953), Variation of O₁₈ content of waters from natural sources, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4, 213-224.

- De Garidel-Thoron T., Rosenthal Y., Bassinot F. et Beaufort L.** (2005), Stable sea surface temperatures in the western Pacific warm pool over the past 1,75 million years, *Nature*, 433, 294-298.
- Gildor H. et Tziperman E.** (2003), Sea-ice switches and abrupt climate change, *The Royal Society*, 361, 1935-1944.
- Gordon A.L. et Fine R.A.** (1996), Pathways of water between the Pacific and Indian Oceans in the Indonesian seas, *Nature*, 379, 146-149.
- Han W., McCreary Jr. et Julian P.** (2001), Modeling Salinity Distributions in the Indian Ocean, *Geophysical Research*, 106, 859-877.
- Head M.J. et Gibbard P.L.** (2005), Early-Middle Pleistocene Transitions The Land-Ocean Evidence, *Geological Society*, Special Publication 247.
- Holbourn A.E., Kuhnt W., Schulz M. et Erlen-keuser H.** (2005), Impacts of orbital forcing and atmospheric CO₂ on Miocene ice-sheet expansion, *Nature*, 438, 483-487.
- Holbourn A., Kuhnt W., Regenberg M., Schulz M., Mix A. et Nils A.** (2010), Does Antarctic glaciation force migration of the tropical rain belt?, *Geology*, 38, n° 9, 783-786.
- Hönisch B., Hemming N., Archer D., Siddall M. et McManus J.F.** (2009), Atmospheric Carbon Dioxide Concentration Across the Mid-Pleistocene Transition, *Science*, 324, 1551-1554.
- Jaccard S.L., Hayes C.T., Martínez-García A., Hodell D.A., Anderson R.F., Sigman D.M. et Haug G.H.** (2013), Two Modes of Change in Southern Ocean Productivity Over the Past Million Years, *Science*, 339, 1419-1423.
- Kemp A.E.S., Grigorov I., Pearce R.B. et Naveira Garabato A.C.** (2009), Migration of the Antarctic Polar Front through the mid-Pleistocene transition: evidence and climatic implications, *Quaternary Science Reviews*, 29, 1993-2009.
- Kuhnt W., Holbourn A., Hall R., Zuvella M. et Käse R.** (2004), Neogene History of the Indonesian Throughflow, *American Geophysical Union*, 10, 1029.
- Lawrence K.T., Sosdian S., White H.E. et Rosenthal Y.** (2010), North Atlantic climate evolution through the Plio-Pleistocene climate transitions, *Earth and Planetary Science*, 300, 329-342.
- Lee M.Y., Chen C.H., Wei K.Y., Iizuka Y. et Carey S.** (2004), First Toba supereruption revival, *Geology*, 32, 61-64.
- Lisiecky L.E et Raymo M.E** (2005), A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Quaternary Science*, 20, 1003-1020.
- Liu Z. et Hebert T.D.** (2004), High-latitude influence on the eastern equatorial Pacific climate in the early Pleistocene epoch, *Nature*, 427, 720-723.
- Malaize B., Joly C., Vénec-Peyré M.T., Bassinot F., Caillon N. et Charlier K.** (2006), Phase lag between Intertropical Convergence Zone migration and subtropical monsoon onset over the northwestern Indian Ocean during Marine Isotopic Substage 6.5 (MIS 6.5), *Geochim. Geophys. Geosyst.*, 7, n° 12.
- Malaize B. et Caley T.** (2009), Sea surface salinity reconstruction as seen with foraminifera shells: Methods and cases studies, *The European Physical Journal Conferences*, 1, 177-188.
- Medina-Elizalde M. et Lea D.W.** (2005), The Mid-Pleistocene Transition in the Tropical Pacific, *Science*, 310, 1009-1012.

- Medina-Elizalde M., Lea D.W. et Fantle M.S.** (2008), Implications of seawater Mg/Ca variability for Plio-Pleistocene tropical climate reconstruction, *Earth and Planetary Science*, 269, 584–594.
- Mix A.C., Pisias N.G., Rugh W., Wilson J., Morey A. et Hagelberg T.K.** (1995), Benthic foraminifer stable isotope record from site 849 (0-5Ma): local and global climate change, *Scientific Results*, 138, 371-412.
- Paillard D., Labeyrie L et Yiou P** (1996), Macintosh program performs time-series analysis. *Eas Trans.*, 379, 77-379.
- Rial J.A., Pielke R., Beniston M., Claussen M., Canadell J., Cox P., Held H., De Noblet-Ducoudré N., Prinn R., Reynold J.F. et Salas J.D.** (2004), Nonlinearities, feedbacks and critical thresholds within the Earth's Climate System, *Climatic Change*, 65, 11-38.
- Richter T.O., Van Der Gaast S., Koster B., Vaars A., Gieles R., De Stigter H.C., De Haas H. et Van Weering T.C.E.** (2006), The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments, *Geological Society of London*, 267, 39-50.
- Russon T. , Elliot M., Sadekov A., Cabioch G., Corrège T. et De Deckker P.** (2011), The mid-Pleistocene transition in the subtropical southwest Pacific, *Paleoceanography*, 26, 1211-1224.
- Schefus E., Sinnnghe Damstè J.S.S. et Jansen J.H.F.** (2004), Forcing of tropical Atlantic sea surface temperatures during the mid-Pleistocene transition, *Paleoceanography*, 20, 4029-4041.
- Shackleton N.J. et Opdyke N.D.** (1973), Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale, *Quaternary Research*, 3, 39-55.
- Shackleton N.J.** (2000), The 100,000-Year Ice-Age Cycle Identified and Found to Lag Temperature, Carbon Dioxide, and Orbital Eccentricity, *Science*, 289, 1897-1902.
- Sosdian S. et Rosenthal Y.** (2010), Response to comment on « Deep-sea temperature and Ice volume changes across the Pliocene-Pleistocene climate transitions », *Science*, 328, 1480.
- Sparks S., Self S., Grattan J., Oppenheimer C., Pyle D. et Rymer H.** (2005), Super-Eruptions global effect and future threats, *The Geological Society of London*, n°. 210161.
- Streinke S., Chiu H.Y., Shen C.C., Lowemark L., Mii H.S. et Chen M.T.** (2005), Mg/Ca ratios of two *Globigerinoides ruber* (white) morphotypes: implications for reconstructing past tropical/subtropical surface water conditions, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, n°.11.
- Vanney J.R.** (1991), Introduction à la géographie de l'océan, *Oceanis*, 17, 1-214.

Annexe 1 : Photos de la carotte MD12-3409

MONOPOL MD 191 - MD12-3409



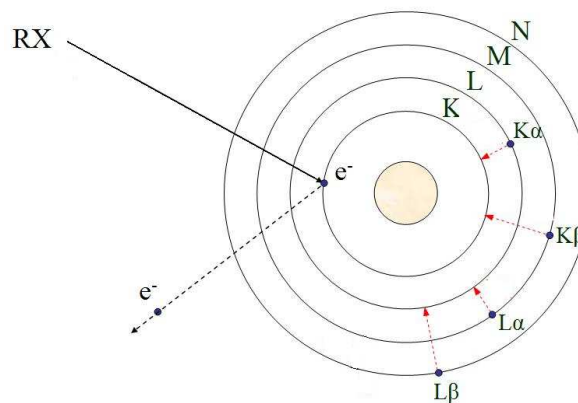
Annexe 3 : XRF core scanner

Cette méthode semi quantitative permet d'analyser la composition chimique des éléments majeurs et mineurs dans les premiers millimètres du sédiment.



Un atome est composé d'un noyau entouré de couches électroniques sur lesquelles gravitent des électrons. Le principe du XRF consiste à envoyer des photons sur la matière. Des rayons X sont envoyés afin d'ioniser un des électrons de la couche K. Ce dernier est éjecté de l'orbitale atomique et un électron d'une couche plus élevée (L ou M) va venir combler la case quantique vide. Chaque élément chimique possède ses propres niveaux d'énergie des orbitales K, L, M, N...Par conséquent, les photons émis lors des transitions électroniques $K\alpha$ ou $K\beta$ sont caractéristiques et propres à l'élément chimique.

De la même manière, la place libérée sur la couche L est comblée par un électron de la couche M en émettant une raie $L\alpha$ ou par un électron de la couche N en émettant une raie $L\beta$.



Plus le numéro atomique d'un élément chimique est élevée, plus la différence d'énergie entre les orbitales est forte : l'énergie d'ionisation augmente avec le numéro atomique. Les énergies sont mesurées à 10kV et 30kV en fonction de la masse des éléments.

Chaque mesure XRF comprend un spectre qui caractérise la composition des éléments chimiques de l'échantillon. L'utilisation d'un modèle permet de convertir le spectre en une intensité d'élément.

Les résultats obtenus sont en coups par seconde et ne sont donc pas représentatifs de la concentration des éléments.