



HAL
open science

Reconstruction des changements océanographiques et atmosphériques dans l'Océan Indien Oriental (NO-Australie, IODP Exp 356) pendant le quaternaire

Margot Courtillat

► **To cite this version:**

Margot Courtillat. Reconstruction des changements océanographiques et atmosphériques dans l'Océan Indien Oriental (NO-Australie, IODP Exp 356) pendant le quaternaire. Océan, Atmosphère. Université de Perpignan, 2019. Français. NNT : 2019PERP0029 . tel-02464615

HAL Id: tel-02464615

<https://theses.hal.science/tel-02464615v1>

Submitted on 3 Feb 2020

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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par
UNIVERSITE DE PERPIGNAN VIA DOMITIA

Préparée au sein de l'école doctorale 305 E²
Et de l'unité de recherche CEFREM

Spécialité : Océanologie

Présentée par Margot COURTILLAT

**Reconstruction des changements
océanographiques et atmosphériques dans l'Océan
Indien Oriental (NO Australie, IODP Exp 356)
pendant le Quaternaire.**

UNIVERSITÉ
PERPIGNAN
VIA
DOMITIA



Soutenue le 19 Décembre 2019 devant le jury composé de :

Mme Delphine BOSCH, Directrice de Recherche au CNRS, Université de Montpellier	Rapporteur
Mme Caterina MORIGI, Professeur, Università di Pisa	Rapporteur
Mme Maria-Angela BASSETTI, Professeur, Université de Perpignan	Directrice
M. Dominique AUBERT, Maître de Conférences, Université de Perpignan	Co-directeur
Catherine JEANDEL, Directrice de Recherche au CNRS, LEGOS- Toulouse	Examinatrice
Isabel CACHO, Professeur, Universitat de Barcelona (Espagne)	Examinatrice
Wolfgang LUDWIG, Professeur, Université de Perpignan Via Domitia	Examineur



« Qui méprise les petites
choses n'en aura jamais de
grandes »

Proverbe français ; Le dictionnaire historique des proverbes (1842)



©Vivien Cumming, photo prise pendant la mission IODP Exp 356

THESE DE DOCTORAT

UNIVERSITE DE PERPIGNAN VIA DOMITIA

Ecole doctorale Energie Environnement 305

Spécialité : **Océanologie**

Margot COURTILLAT

Reconstruction des changements océanographiques et atmosphériques dans l'Océan Indien Oriental (NO-Australie, IODP Exp 356) pendant le Quaternaire

Thèse soutenue le 19 Décembre 2019 devant le jury composé de :

Rapporteuse : Delphine BOSCH, Directrice de Recherche au CNRS, Université de Montpellier

Rapporteuse : Caterina MORIGI, Professeur, Università di Pisa (Italie)

Directrice : Maria-Angela BASSETTI, Professeur, Université de Perpignan Via Domitia

Co-directeur : Dominique AUBERT, Maître de Conférences, Université de Perpignan Via Domitia

Examinatrice : Catherine JEANDEL, Directrice de Recherche au CNRS, LEGOS-Toulouse

Examinatrice : Isabel CACHO, Professeur, Universitat de Barcelona (Espagne)

Examineur : Wolfgang LUDWIG, Professeur, Directeur du laboratoire CEFREM, Université de Perpignan Via Domitia

TABLE DES MATIERES

Liste des figures	5
Liste des tableaux	10
Remerciements.....	11
Resumé	13
Abstract	14
Introduction Générale	15
Chapitre 1 : Contexte géologique et climatique	21
I) Géologie générale de l’Australie	21
a) Le continent australien	21
b) La marge Ouest australienne	22
c) Carnarvon Basin	24
d) Perth Basin	24
II) Circulation océanique	25
a) Océan Indien	25
b) Indonesian Throughflow (ITF) et West Pacific Warm Pool (WPWP).....	26
c) Le courant de Leeuwin (Leeuwin current = LC)	27
d) Le Western Australian Current (WAC)	28
III) Contexte climato-atmosphérique	29
a) Le Climat australien.....	29
b) La mousson australienne (<i>Australian Summer Monsoon- ASM</i>)	30
c) Les phénomènes de tempête de poussière.....	31
IV) Les cycles glaciaires-interglaciaires.....	33
V) Les variations eustatiques au Quaternaire	35
VI) Les variations climatiques et océanographique en Australie	37
VII) Références.....	41
Chapitre 2 : Outils micropaléontologiques et géochimiques	51
I) Les foraminifères	51
a) Généralités	51
b) Utilisation paléo-climatique et paléo-environnementale.....	54
c) $\delta^{18}\text{O}$: Outil chronologique du climat global	57

d)	$\delta^{13}\text{C}$: <i>Proxy</i> pour la reconstruction du paléo-environnement.....	57
II)	Les isotopes radiogéniques.....	58
a)	Généralités.....	58
b)	Le néodyme.....	59
c)	Le strontium.....	63
III)	Origine des données.....	64
a)	Expédition IODP 356.....	64
b)	Données de sédimentologie et paramètres physiques.....	68
IV)	Analyse micropaléontologique et analyse statistique.....	69
a)	Tri, identification et comptage des foraminifères benthiques et planctoniques.....	69
b)	Analyses statistiques.....	70
c)	Analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone.....	71
d)	Datations carbone 14.....	71
V)	Tri et identification des coraux et bryozoaires.....	72
VI)	Analyses géochimiques.....	72
a)	Préparation des échantillons.....	72
b)	Mesure des éléments majeurs et des terres rares (ICP-MS).....	72
c)	Séparation chimique du Strontium.....	73
d)	Séparation chimique des terres rares.....	74
e)	Séparation chimique du Néodyme.....	74
f)	Mesures isotopiques par TIMS.....	75
VII)	Conclusion.....	76
VIII)	Références.....	76
Chapitre 3 : Site U1461.....		87
I)	Modèle d'âge.....	87
a)	Datations carbone 14.....	88
b)	Isotopes de l'oxygène.....	90
c)	Biostratigraphie.....	91
II)	Analyses du sédiment.....	95
a)	Lithologie et granulométrie.....	95
b)	Isotopes stables du $\delta^{13}\text{C}$	97
c)	Propriétés physiques et composition des sédiments.....	98
III)	Analyses micropaléontologiques.....	102

a)	Les foraminifères.....	102
b)	Les coraux.....	109
c)	Les bryozoaires.....	110
IV)	Résultats géochimie	111
a)	Les Terres Rares et Yttrium (REY = Rare Earth and Yttrium)	111
b)	Signature isotopique des sédiments : état de l'art	113
c)	Le Néodyme	116
d)	Le Strontium	116
I)	Reconstruction paléo-environnementale.....	117
a)	Les périodes glaciaires	117
b)	Les périodes interglaciaires	119
II)	Apports éoliens vs apports fluviaux	119
III)	Sources potentielles des apports éoliens : super-storms	123
IV)	Reconstruction des changements de source sédimentaires durant le mid-Pléistocène jusqu'à l'holocène.....	125
V)	Synthèse	127
VI)	Références.....	129
Chapitre 4 : Site U1460.....		139
I)	Modèle d'âge	139
a)	Datations ¹⁴ C	139
b)	Isotopes de l'oxygène.....	141
c)	Abondance de <i>Globorotalia menardii</i> et des nannofossiles.....	142
d)	Datations radiométriques U/Th	143
e)	Construction du modèle d'âge	144
II)	Analyse du sédiment.....	146
a)	Lithologie.....	146
b)	Isotope stable : $\delta^{13}\text{C}$	148
III)	Analyses micropaléontologiques	148
a)	Les foraminifères.....	148
b)	Les coraux.....	156
c)	Les bryozoaires.....	158
I)	modèle d'âge : Une scénario différent du premier	159
II)	Cycles glaciaires/interglaciaires : Paléo-écologie	160

a) Périodes glaciaires	160
b) Périodes interglaciaires	162
c) Distribution générale des foraminifères benthiques.....	163
III) L'anomalie du $\delta^{13}\text{C}$	165
IV) Distribution de <i>G. menardii</i> et Implication Paleo-climatique	168
V) Conclusion.....	170
VI) Références.....	171
Synthèse et perspectives.....	179
I) Synthèse : comparaison des 2 sites	179
II) Perspectives	181
III) Références.....	181
Annexes	184
I) liste taxonomique des foraminifères benthiques identifiés	184
II) planches des foraminifères benthiques.....	188
III) Protocole de minéralisation.....	198
IV) Protocole élution strontium et REE	199
V) Calibration des colonnes In	200
VI) Rendement des colonnes.....	203
VII) Tableau de données pour les valeurs de Strontium et de Néodyme	204
VIII) Curriculum vitae	219

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Les principales régions géologiques de l’Australie (Blewett, 2012).....	21
Figure 2 : A : Carte de localisation de la zone d’étude montrant la position du Basin Nord de Carnarvon ainsi que l’emprise du profil sismique B. Profil sismique interprété de la marge ouest australienne (Moss et al., 2004).	23
Figure 3 : A. Carte du plateau Nord-Ouest avec la localisation des Bassins de Carnarvon et de Perth ainsi que les localisation des récifs fossiles et modernes (modifié d’après Gallagher et al., 2017). B. Carte avec la localisation des fleuves et des lacs sur la partie Ouest du continent australien (© Encyclopaedia Britannica Inc. 2014)	25
Figure 4 : Courantologie globale de l’Océan Indien et de l’Océan Ouest Pacifique, incluant le courant de Leeuwin, le WAC (West Australian Current) ainsi que l’ITF (Gallagher et al., 2009).	26
Figure 5 : Cette carte représente les principaux courants de surface (flèches noires) ainsi que les courants de thermocline (flèches en pointillées) au niveau de l’ITF. Les principaux lieux mentionnés dans le texte sont également présentés (modifié d’après Ding et al., 20013).	28
Figure 6 : A) Moyennes journalières des températures les plus hautes (°C). B) Moyennes annuelles des précipitations (mm) (Bureau of Meterology, 2009).	29
Figure 7 : Précipitations annuelles moyennes de l’Australie tropicale en mm. L’intervalle de contour est de 200 mm (Bureau of Meteorology, 1988).	30
Figure 8 : Carte de l’Australie montrant les grands types de désert et la direction principale des vents dominants ainsi que les deux principales régions d’exportation de poussière du continent (modifiée d’après Blewett, 2012).	31
Figure 9 : Reconstitution des variations climatiques majeures du Quaternaire terminal basée sur le rapport isotopique $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques avec la mise en évidence des cycles climatiques de 100.000 et 40.000 (modifiée d’après Lisiecki and Raymo (2005).	33
Figure 10 : Temps et amplitudes des mécanismes géologiques impactant le niveau marin. SF = Sea Floor (Miller et al., 2005).....	35
Figure 11 : Reconstruction du niveau marin des 550 000 dernières années dans la Mer Rouge à partir du $\delta^{18}\text{O}$ mesuré dans les carbonates du centre de la mer rouge dans la carotte GeoTü-KL09. (Noir : sédiment total ; violet : <i>G. ruber</i> à haute résolution ; bleu claire : échantillon pilote de <i>G. ruber</i> ; symboles verts : coraux et spéléothèmes) (Rohling et al., 2009). Les chiffres indiquent les stades isotopiques (MIS).	36
Figure 12 : Changement tectonique et océanographique aux grandes périodes de changement climatique pendant le Néogène. (a) Situation moderne, emplacement du site U1461 ; b) Intervalle aride (à partir de $\sim 2,4$ Ma) ; c) intervalle de transition ($\sim 3,3$ – $2,4$ Ma) ; d) intervalle humide ($\sim 5,5$ – $3,3$ Ma) ; et e) Miocène supérieur (~ 7 – 6 Ma). (Cartes paléogéographiques modifiées à partir de Hall (2012). Le positionnement de la voie de transport de poussière moderne du Nord-Ouest sur les figures 1a et 1b a été établi d’après Bowler (1976, 1982). La ITF moderne est matérialisée en rouge (figure 1a) ; Le courant de Leeuwin est en vert (Christensen et al., 2017).	38

Figure 13 : Reconstruction du niveau marin sur la côte ouest australienne pendant les derniers 10 000 ans (Collins et al., 2006).	40
Figure 14 : Illustration des types de test de foraminifères benthiques : a) test porcelané : <i>Vaginulopsis</i> sp. ; b) test hyalin : <i>Planorbulina</i> sp.; c) test agglutiné : <i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> .©Courtyllat	52
Figure 15 : Schéma des différents types de microhabitats chez les foraminifères benthiques modifié d'après Griveaud (2007).	52
Figure 16 : Evolution au cours du temps géologique de la composition isotopique en Nd dans la croûte et du manteau terrestre (Roy-Barman and Jeandel, 2016).	61
Figure 17 : Carte extrapolée fournissant une image de la signature en Nd de toutes les marges océaniques. Les parties hachurées sont des zones où la signature a été estimée faute de données dans la littérature (Jeandel et al., 2007).	62
Figure 18 : Etude des flux et des processus avec les isotopes radiogéniques du Nd et du Sr. Flèches fines : transport sous forme dissoute. Flèches en zigzag : transport de particules. Flèche grise : transport par le vent modifiée d'après Roy-Barman and Jeandel (2006).	62
Figure 19 : Carte bathymétrique de la zone d'étude. Les forages de l'expédition 356 sont identifiés par des étoiles jaunes (Gallagher et al., 2017). Les récifs modernes et fossiles sont également représentés par les lignes rouges et violettes. Les cercles verts représentent la localisation des forages DSPD/ODP et les cercles jaunes correspondent aux forages industrielles.	65
Figure 20 : Carte de positionnement du site U1461 avec fond de carte bathymétrique ainsi que la position et l'orientation du profil sismique de la Figure 22.	66
Figure 21 : profil sismique multi-faisceaux interprété avec le positionnement du site U1461 ainsi que le glissement de terrain <i>Gorgon Slide</i> (Gallagher et al., 2017).	66
Figure 22 : Carte de positionnement du site U1460 avec fond de carte bathymétrique ainsi que la position et l'orientation du profil sismique de la Figure 24.	67
Figure 23 : Profil sismique multi-faisceaux interprété avec le positionnement du site U1460 (Gallagher et al., 2017). La position de la transition entre le Pliocène et le Pléistocène avant l'expédition (pre-drilling) a été revue une fois l'expédition terminée (post-drilling).	68
Figure 24 : Gauche : Schéma de fonctionnement d'un ICP-MS. Droite : Schéma de fonctionnement d'un TIMS (<i>United States Geological Survey</i>).	73
Figure 25 : Protocole de séparation du strontium et des terres rares.	74
Figure 26 : TIMS "MAT 261", Finnigan (GET – TOULOUSE) © Stéphanie Mounic	76
Figure 27 : Carte de rappel des positions des 2 sites étudiés.	87
Figure 28 : Echelle Stratigraphique Internationale depuis le Néogène (-23.03 Ma) (Cohen et al., 2013).	88
Figure 29 : Modèle d'âge du Site U1461 par datation au ¹⁴ C (Ishiwa et al., 2019 ; Hallenberger et al., 2019). La courbe de tendance linéaire est représentée par la ligne bleue en pointillés. Le taux de sédimentation est calculé sur la base des données de ¹⁴ C.	90

Figure 30 : La courbe bleue représente les mesures du $\delta^{18}\text{O}$ pour le Site U1461 et la courbe noire représente la moyenne mobile (2). Les rectangles jaunes symbolisent les périodes avec les valeurs les plus négatives du $\delta^{18}\text{O}$.	91
Figure 31 : Abondance de la <i>G. menardii</i> par gramme. Les zones orange montrent les périodes de forte abondance de la <i>G. menardii</i> correspondant à des interglaciaires.	92
Figure 32 : Modèle d'âge final pour le forage U1461. a) Courbe de référence de Liesecki & Raymo (2005) établit avec le $\delta^{18}\text{O}$ dans les foraminifères benthiques. b) Courbe du $\delta^{18}\text{O}$ mesuré dans le foraminifère planctoniques <i>G. menardii</i> et datations du ^{14}C pour les 15 premiers mètres (points rouges). c) Courbe d'abondance de <i>G. menardii</i> en individu par gramme.	93
Figure 33 : Log lithologique et granulométrie avec le pourcentage de sable (> 63 μm). La présence de peloïdes est indiquée en gris.	96
Figure 34 : Pellets observés au SEM. A : Peloïdes possédant une surface rugueuse. B : Peloïdes possédant une surface lisse. C : Grains sans nucleus (14,84 m) avec pelote fécale de crustacé (flèche blanche) et intraclastes (flèche noire). B : Grains sans nucleus (58,84 m). (©Maximilian Hallenberger)	97
Figure 35 : Valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ (en ‰) mesurées dans le foraminifère planctonique <i>G. menardii</i> . Les Bandes jaunes correspondent aux périodes interglaciaires et les figurés correspondent aux intervalles contenant des peloïdes. La moyenne mobile (2) est représentée par la courbe noire.	98
Figure 36 : Propriétés chimiques pour les 110 premiers mètres du forage U1461. a) concentration en Uranium (ppm), b) pourcentage de potassium, c) ratio Ti/Ca, d) Log Zr/Fe, e) Log Fe/Ca, f) K/Ca et g) Log Zr/(Al+K).	101
Figure 37 : Données micropaléontologiques : abondance des foraminifères planctoniques et benthiques en individus par gramme de sédiment. Diversité chez les foraminifères benthiques. Indice de Shannon et Indice de Fisher alpha sur les foraminifères benthiques.	104
Figure 38 : Assemblage hiérarchique des espèces possédant un pourcentage d'abondance supérieur à 2% suivant la méthode Ward's. La ligne noire matérialise la distance à laquelle le découpage a été réalisé (1,5).	106
Figure 39 : Abondance des 7 clusters. Les clusters sont agencés en fonction de leur répartition dans le temps. Les courbes du $\delta^{18}\text{O}$ et de l'abondance de la <i>G. menardii</i> ont été ajoutées afin de repréciser le modèle d'âge.	108
Figure 40 : <i>Heterocyathus aequicostatus</i> (Milne Edwards and Haime, 1848) A et B vue du calice et vue latérale respectivement, barre d'échelle : 5mm; <i>Conocyathus formosus</i> (Cairns, 2004) C et D vue du calice et vue latérale respectivement, barre d'échelle : 1 mm. © Chelsea Korpanty	109
Figure 41 : Abondance des coraux et bryozoaires (individus par échantillon).	110
Figure 42 : Spectres des REE de chacun des échantillons. La courbe rouge représente le spectre moyen de l'ensemble des échantillons de cette étude. A noter que la valeur du Tb pour l'échantillon 5H-3W a été enlevée car la mesure était erronée.	112
Figure 43 : A) Rapport des concentrations en Yttrium sur les concentrations en Holmium. B) Anomalie en Europium normalisée au PAAS.	113

Figure 44 : Carte compilant les données bibliographiques sur la composition isotopique en néodyme des sédiments marins et terrestres dans notre zone d'étude	114
Figure 45 : Carte compilant les données bibliographiques sur la composition isotopique en strontium des sédiments marins et terrestres de notre zone d'étude	115
Figure 46 : Valeurs du ϵNd et du rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ dans la carotte sédimentaire du site U1461A.	116
Figure 47 : Proxies permettant de définir un apport terrigène du continent. a) Log Fe/Ca, b) K/Ca, c) Ti/Ca, d) Y/Ho et e) pourcentage de K dans le sédiment (Natural Gamma Ray).	121
Figure 48 : Proxies permettant d'identifier un apport éolien. a) Log Zr/Al+K, b) concentration en U (ppm) et c) Log Zr/Fe.	122
Figure 49 : En haut : Carte de la répartition des valeurs de ϵNd trouvées dans la littérature, en bas : Courbe de l' ϵNd mise en parallèle avec les valeurs de références pour chaque zone géographique identifiée dans la littérature.	124
Figure 50 : a) Courbe du rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ ((courbe noire) mise en parallèle avec les valeurs de références pour chaque zone géographique identifiée dans la littérature à lire avec l'échelle de gauche, b) Courbe du rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ (en bleu) à lire avec l'échelle adaptée de droite.	125
Figure 51 : Figure de synthèse pour la période correspondant à l'intervalle MIS 1 et MIS 12. a) Courbes d'abondance des foraminifères planctoniques et benthiques (ind/g). b) Courbe de l' ϵNd . c) Courbe du log Zr/(Al+K) et Ti/Ca. d) Enregistrement du $\delta^{18}O$ dans les spéléothèmes australiens de la grotte de Ball Gown (Denniston et al., 2013).	127
Figure 52 : Carte de rappel de la position des sites étudiés.	139
Figure 53 : Modèle d'âge des 3 premiers mètres du forage U1460. La ligne en pointillés représente la courbe de régression. Taux de sédimentation (cm/ka).	141
Figure 54 : Mesures du $\delta^{18}O$ sur <i>G. ruber</i> pour les 47 premiers mètres du forage U1460. Les rectangles jaunes correspondent aux périodes avec les valeurs les plus négatives du $\delta^{18}O$ et les lignes rouges séparent les différents intervalles.	142
Figure 55 : Abondance de la <i>G. menardii</i> par gramme de sédiment. Les rectangles jaunes montrent les périodes de forte abondance de la <i>G. menardii</i>	143
Figure 56 : Modèle d'âge final pour le forage U1460. a) courbe de référence du $\delta^{18}O$ (‰) mesuré dans les foraminifères benthiques de Liesecki et Raymo (2005), b) $\delta^{18}O$ (‰) mesuré dans le foraminifère planctonique <i>G. ruber</i> et c) abondance de <i>G. menardii</i> (ind/g). Les points rouges représentent les âges calibrés des datations au ^{14}C	146
Figure 57 : Unité lithologique modifiée d'après Deik et al. (2009) et pourcentage de granulométrie supérieure à 63 μm	147
Figure 58 : Valeur du $\delta^{13}C$ (en ‰) mesurées dans le foraminifère planctonique <i>G. ruber</i> . Les bandes jaunes correspondent aux périodes interglaciaires et les lignes rouges séparent les 3 intervalles distincts identifiés.	148

Figure 59 : Données micropaléontologiques. a) abondance des foraminifères benthiques (ind/g), b) abondance des foraminifères planctoniques (ind/g), c) Diversité chez les foraminifères benthiques, d) Indice de Shannon sur les foraminifères benthiques et e) Indice de Fisher Alpha sur les foraminifères benthiques.	150
Figure 60 : Assemblage hiérarchique des espèces possédant un pourcentage d'abondance supérieur à 2% suivant la méthode Ward's. La ligne noire matérialise la distance euclidienne à laquelle le découpage a été fait.....	152
Figure 61 : Abondance des deux premiers groupes (% relatifs) mise en parallèle avec les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ (<i>G. ruber</i>). Les lignes rouges représentent la séparation entre les intervalles. .	154
Figure 62 : Abondance du groupe 3 (% relatifs) mise en parallèle avec les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ (<i>G. ruber</i>). Les lignes rouges représentent la séparation entre les intervalles.....	155
Figure 63 : Aires empilées des pourcentages d'abondance des 10 clusters du site U1460 en fonction de la profondeur CSF-A (m).	156
Figure 64 : Abondance des coraux et des bryozoaires (individus par échantillon).	157
Figure 65 : Illustrations des coraux solitaires les plus abondants trouvés dans le forage U1460. A-D <i>Placotrochides minuta</i> , A : vue axiale $\times 24$, B : vue latérale $\times 24$, C : vue axiale $\times 12.5$, D : vue oblique de la base $\times 12.5$ (Cairns, 2004). E-F <i>Notophyllia piscauda</i> , E : vue axiale $\times 13$, F : vue axiale $\times 13$ (Cairns, 1998). G-I <i>Peponocyathus folliculus</i> , G : vue axiale, H : vue latérale et I : vue de la base (Cairns and Kitahara, 2012). Barre d'échelle = 1 mm.	157
Figure 66 : A-B : <i>Porina tubulifera</i> (Muséum national d'Histoire naturelle, Paris (France) Collection : Bryozoaires Brachiopodes (IB) MNHN-IB-2008-4758). C-D : <i>Otionellina</i> sp. (Steger and Smith, 2005).....	158
Figure 67 : Modèle d'âge alternatif pour le forage U1460. a) courbe de référence du $\delta^{18}\text{O}$ (‰) mesuré dans les foraminifères benthiques (Liesacki et Raymo 2005), b) $\delta^{18}\text{O}$ (‰) mesuré dans le foraminifère planctonique <i>G. ruber</i> . L'étoile rose représente la datation U/Th sur les coraux et le point bleu l'échantillon présentant la dernière occurrence de <i>P. lacunosa</i> . La ligne rouge correspond à la profondeur à laquelle le modèle d'âge diffère de celui présenté dans la figure 57.....	159
Figure 68 : Courbe d'abondance des clusters (%) du Groupe 1 pendant les 20 premiers mètres. a) Pourcentage de sédiment supérieur à 63 μm , b) Cluster 7, c) Cluster 5, d) Cluster 1 et e) Valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ mesurées dans <i>G. ruber</i> et f) Valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ mesurées dans <i>G. ruber</i>	161
Figure 69 : Relation $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ pour le site U1460. Les losanges bleus correspondent aux valeurs des échantillons caractéristiques des périodes identifiées comme des périodes glaciaires alors que les croix bleues foncées symbolisent les données des périodes interglaciaires. Les ellipses ont été tracées de façon manuelle pour visualiser les deux groupes différents.	165
Figure 70 : Données du $\delta^{18}\text{O}$ en fonction du $\delta^{13}\text{C}$ pour le site U1460. La ligne en pointillé noire représente la courbe de régression linéaire ($R^2 = 0,31$). Le cercle rouge représente les données publiées par Williams et al., 1977 (côte Ouest australienne). Le carré vert représente la répartition des données publiée par Duplessy et al., 1981 (Océan Indien) et le carré orange correspond aux données publiées par Shackleton and Vincent, 1978 (large de Madagascar).....	166

Figure 71 : Valeur du $\delta^{13}\text{C}$ (en ‰) mesurées dans le foraminifère planctonique *G. ruber*. Les bandes jaunes correspondent aux périodes interglaciaires. Le carré rouge représente la période d'intérêt (MIS 11 et MIS 12). 168

Figure 72 : Circulation océanique dans l'Océan Indien. Les courants représentés par des flèches à traits pleins sont les courants stables (South Equatorial current, Antarctic Circumpolar current) alors que ceux représentés par des flèches pointillées sont les courants fluctuant suivant les périodes (LC et Agulhas current). 169

Figure 73 : Configurations océanographiques et atmosphériques de la zone d'étude pendant les périodes glaciaires (haut) et interglaciaires (bas). 180

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Vue d'ensemble des proxies et des méthodes utilisés sur les assemblages des foraminifères benthiques ainsi que leurs limites et les possibles solutions pour y remédier (Jorissen et al., 2007). 56

Tableau 2 : isotopes du néodyme 59

Tableau 3 : Recensement du nombre d'espèces identifiées (foraminifères benthiques) et du nombre d'individus comptés (benthiques et planctoniques) dans chaque forage. 70

Tableau 4 : Données des mesures de ^{14}C dans les sédiments du Site U1461. 89

Tableau 5 : Profondeur du début et de la fin de chaque stades isotopiques pour le forage U1461. 94

Tableau 6 : Inventaire des bryozoaires identifiés sur le site U1461A 110

Tableau 7 : Résultats des datations au ^{14}C sur les foraminifères planctoniques. 140

Tableau 8 : Coraux datés et résultats des datations 143

Tableau 9 : Profondeur du début et de la fin de chaque stades isotopiques pour le forage U1460. Les âges proviennent de Gradstein et al. (2012) 144

REMERCIEMENTS

Dans un premier temps j'aimerais remercier les deux encadrants de cette thèse et notamment Maria-Angela Bassetti qui m'a donné très vite l'opportunité de faire une thèse juste après mon stage de Master 2 au sein du CEFREM. Je tiens à te remercier pour la confiance que tu m'as donnée mais aussi pour ton très bon encadrement et ton souci de se préoccuper de « l'après thèse ».

Merci aussi à mon co-encadrant Dominique Aubert, comme tu as pu t'en rendre compte la géochimie ce n'était pas trop mon truc et il m'a fallu un peu de temps pour m'habituer à cette salle blanche et au fait de manipuler quelque chose que je ne pouvais pas voir ! Merci pour ton aide précieuse.

Je tiens à vous remercier tous les deux pour avoir été très disponibles et pour vos nombreux conseils et corrections.

Un grand merci également à Catherine Jeandel qui a pris le temps de me former sur toute la partie géochimie et notamment sur l'extraction du néodyme. Merci aussi pour ton expertise et ton regard critique sur les résultats, cela fut d'une grande aide. Merci aussi à Moustafa pour ton aide précieuse en salle blanche.

Je tiens également à remercier Mathieu Benoît (GET – Toulouse) pour m'avoir formé sur la séparation du strontium et pour m'avoir fourni le matériel. Merci également à Stéphanie Mounic pour son aide pendant les séances de mesures au TIMS.

Un grand merci également à Lars Reuning et Maximilian Hallenberger pour avoir partagé une partie de leurs données et permettre à ce travail d'être le plus complet possible. Je tiens également à chaudement remercier Chelsea Korpanty pour avoir identifié les coraux dans cette étude et pour s'être autant impliquée dans l'écriture du premier papier. Merci également à Pierre Moissette pour avoir identifié l'ensemble des bryozoaires et à Mariem Saavedra-Pellitero pour avoir identifié les nannofossiles.

Je voudrais remercier aussi Pierre Giresse pour l'aide qu'il a pu m'apporter au cours de ces trois années.

Ces trois années auraient sûrement été différentes sans l'ensemble des personnes du CEFREM. Je tiens particulièrement à remercier Bruno pour sa bonne humeur quotidienne mais également pour sa musique (légendaire) sans oublier son aide en salle blanche !

Je voudrais également remercier Valérie, Brigitte et Sophie qui ont toujours été au top pour chaque déplacement que j'ai pu faire pendant cette thèse mais j'aimerais aussi les remercier pour tous ces petits moments que nous avons pu passer à bavarder !

Mais que serait les trois années d'une thèse sans la vie dans le fameux bureau des doctorants du Cefrem ? Ce bureau est devenu une seconde maison et tous ces locataires y sont devenus pour moi une seconde famille. J'aimerais remercier particulièrement Mèl pour nos séances de ping pong (très intensives), Lisa pour nos conversations Grey's Anatomy et plus, et Jennifer pour nos discussions

DIY ! Merci également à vous trois pour toutes ces séances de « home staging » (on en aura porté des bureaux !).

La famille s'est ensuite agrandie pour accueillir Camille et Mathieu. Je tiens à remercier particulièrement Camille pour sa bonne humeur et ses histoires toujours pleines de rebondissements ! Quand à Mathieu, je te remercie d'avoir partagé avec nous tes sessions surfs matinales !

Un déménagement nous a permis encore une fois d'agrandir notre famille avec l'arrivée de Mégane et Eléonore ! Là encore nous avons partagé de nombreux bons moments dans ce bureau comme à l'extérieur !

Et pour finir, l'arrivée de Pierrick vint rajeunir à nouveau cette famille. Je te remercie pour toutes ses paléo-discussions et les moments qu'on a pu partager !

Un grand merci également à tous ceux de passage dans ce bureau : Emmanuel, Thiphaine, Maxence, Alice, Eva, Rhama, Lounes, et également un grand merci à Marion pour avoir effectué ton stage de M1 avec moi.

Pour finir je tiens à remercier mes proches et tout particulièrement mes parents qui ont eu confiance en moi pendant ces 8 années d'études et qui m'ont toujours permis de faire ce que j'aimais dans la vie. Merci également à mes amies d'enfance Marine et Justine qui malgré la distance ont toujours été présentes et merci aussi à mes nouveaux amis notamment Jean-René et Mathieu qui m'ont toujours soutenu.

Les sédiments marins des sites de forage U1460 et U1461 recueillis pendant l'expédition IODP 356 constituent l'un des rares enregistrements au niveau du plateau australien Nord-Ouest. Ils fournissent des informations sur la variabilité de l'aridité en Australie pendant les principaux cycles glaciaires-interglaciaires pendant le Quaternaire en raison de leur proximité avec le continent. Mais ils fournissent également des informations sur l'organisation des courants océanographique autour de l'Australie.

Pour le site U1461, une combinaison d'indicateurs chronostratigraphiques a révélé la préservation (partielle) de deux glaciations majeures (MIS 2 et MIS 12) dans l'enregistrement sédimentaire. L'inventaire de la microfaune benthique (principalement les foraminifères benthiques, les coraux et les bryozoaires) a été analysé afin d'estimer les paléo-environnements et les paléo-profondeurs pour déterminer si ces sédiments ont été remobilisés par des processus de remaniement sédimentaire. Malgré la présence d'un hiatus dans l'enregistrement (incluant une partie du MIS 2 et l'ensemble du MIS 3-MIS 7), l'excellente conservation du contenu de la microfaune benthique suggère que les sédiments préservés peuvent être considérés comme *in situ*.

La composition géochimique des sédiments (isotopes radiogéniques du néodyme et du strontium ainsi que les principaux éléments) mesurée dans le site U1461 indique que l'apport fluvial a probablement été réduit en raison de l'aridité accrue au cours du MIS 12, et que la provenance des sédiments (principalement la poussière atmosphérique) pourrait provenir du centre (Lake Eyre) ou de l'Est du continent (Murray-Darling Basin). Le MIS 2 s'avère être l'une des périodes les plus sèches enregistrées en Australie avec des sources de poussière mixtes provenant de l'Est et de l'Ouest du continent. Des conditions plus humides ont suivi le maximum glaciaire qui pourrait correspondre au sommet de la Mousson d'été Indo-Australienne.

Pour le site U1460, une étude approfondie des assemblages de la méiofaune benthique et de l'abondance de *Globorotalia mernardii* donne de bons indices prouvant un changement majeur et soudain de la circulation océanographique au cours de l'événement de Bruhnes Moyen (MIS 11). L'une des hypothèses privilégiées pour ce changement pendant cette période serait liée à la mise en place du courant de Leeuwin moderne.

Mots clés : côte Ouest australienne, étude multi-proxy, foraminifères benthiques, géochimie, Strontium, Néodyme, tempête de poussière

IODP Expedition 356 Site U1461 and Site U1460 represents ones of the few records in the NW sector of the Australian shelf that provides information about aridity fluctuations in Australia during major glacial cycles of the Quaternary because of their proximity to the continent. At the same time, they are also providing information about former ocean currents around Australia.

For the Site U1461 a combination of chronostratigraphic indicators revealed the (partial) preservation of two major glaciations (MIS 2 and MIS 12) in the sedimentary record. The faunal content (mainly benthic foraminifera, corals and bryozoans) was analyzed for estimating paleo-environments and depths in order to determine if these sediments have been remobilized by reworking processes. Despite the occurrence of a depositional hiatus (that includes part of the MIS 2 and the whole MIS 3-MIS 7 time interval), the excellent preservation of faunal content suggests that the preserved sediment can be considered in situ.

The geochemical composition of the sediments (Nd and Sr radiogenic isotopes and major elements) measured in the U1461 indicates, riverine input was likely reduced because of enhanced aridity during the MIS 12, and the sediment provenance (mainly atmospheric dust) might come from the Central (Lake Eyre) or the eastern (Murray Darling Basin) parts of the continent. MIS 2 is confirmed to be one of the driest periods recorded in Australia with mixed dust sources from the eastern and western parts of the continent. More humid conditions followed the glacial maximum that might correspond to the peak of the Indian-Australian Summer Monsoon.

For the Site U1460 a thorough study of the benthic meiofauna assemblages and of the abundance of *G. mernardii* give some strong evidences of a major and suddenly change in the oceanographic circulation during the Mid-Bruhnes –Event (MIS 11). One of the preferred hypothesis for this change is related to the set-up of the modern Leeuwin Current at this period.

Keywords: West Australian coast, multi-proxy study, benthic foraminifera, geochemistry, Strontium, Neodymium, dust storms

Depuis toujours, la Terre est en proie à des changements climatiques, plus ou moins brutaux et sur des périodes plus ou moins longues. Au cours des 5 derniers millions d'années, le climat de la Terre a connu une transition majeure entre le Pliocène moyen, chaud, et les glaciations du Pléistocène supérieur. On sait maintenant grâce à de nombreuses investigations scientifiques que ces changements climatiques ont eu un fort impact sur l'environnement, que ce soit au niveau du niveau marin mais également de la circulation océanique.

L'un des phénomènes atmosphériques majeur qui touche le plus d'habitants dans le monde est le phénomène de la Mousson. En effet, à l'heure actuelle, celle-ci impacte la vie de plus de la moitié de la planète. Il est donc nécessaire d'en comprendre les mécanismes et la dynamique temporelle.

Même si l'Australie n'est impactée que dans sa partie Nord par la Mousson Indo-Australienne, il n'en reste pas moins que c'est un phénomène très important pour son approvisionnement en eau. En effet, l'Australie est le continent habité le plus aride mais il est aussi la troisième plus grande région émanatrice de poussière avec 110 Mt par an, derrière l'Afrique du Nord (1150 Mt) et l'Asie centrale (600 Mt) (Shao et al., 2011). La question qui se pose alors ici est de savoir quelles sont précisément les régions les plus propices à la production de poussière mais de savoir également si ces poussières peuvent être transportées et si oui dans quelles conditions et dans quelles directions ?

De par sa position géographique, le continent australien joue également un rôle prépondérant dans la circulation océanique globale car c'est entre les seuils peu profonds de l'Indonésie et de l'Australie que les eaux chaudes du Pacifique transitent dans l'Océan Indien pour pouvoir ensuite atteindre l'Océan Atlantique via l'Océan Indien et le courant des Aiguilles. Cette position privilégiée permet l'étude de l'évolution des courants océaniques en fonction des périodes interglaciaires ou glaciaires avec en particulier celle du courant de Leeuwin.

L'étude de deux forages peu profonds le long de la côte Ouest australienne est donc une stratégie permettant à la fois l'étude des sédiments provenant du continent (éoliens et fluviaux) mais également ceux venant de la fraction biogénique (microfossiles). Ce travail vise donc à reconstituer les caractéristiques climatiques dans ce secteur de l'Océan Indien, où les archives permettant de faire le lien terre-mer sont plutôt rares. De plus, il sera également possible de reconstruire les variations eustatiques sur de plus longues périodes que celles trouvées dans la littérature grâce notamment à l'étude de la microfaune jusqu'au stage isotopique marin 16 (MIS 16).

Cette thèse se focalise précisément sur l'étude de deux forages réalisés sur la marge continentale Ouest australienne : les sites U1460 (Bassin de Perth) et U1461 (Bassin de Carnarvon) (<https://iodp.tamu.edu/scienceops/sitesumm/356/>). Les résultats de ce travail ont donc pour but d'apporter des réponses à plusieurs questions d'ordre général :

Comment a varié la circulation atmosphérique sur le continent australien depuis le Pléistocène moyen ? Quelles sont les différences entre les périodes glaciaires et les périodes interglaciaires ?

Le phénomène de tempête de poussière est-il un phénomène récurrent ?

Quel est le fonctionnement du courant de Leeuwin par rapport aux grands cycles climatiques et eustatiques ?

Cette étude a été réalisée à l'Université de Perpignan Via Domitia (UPVD) au laboratoire CEFREM (CEntre de Formation et de Recherche sur les Environnements Méditerranéens). Une collaboration étroite a été menée avec le « Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales » (LEGOS, Observatoire Midi-Pyrénées (OMP), Catherine Jeandel) pour la partie géochimie.

Organisation du manuscrit

Ce manuscrit est organisé en quatre chapitres avec une synthèse finale.

Le **chapitre 1** présente le contexte géologique, océanographique et climato-atmosphérique actuel de l'Ouest du continent australien ; ainsi que les fluctuations climatiques et eustatiques pendant le Quaternaire

Le **chapitre 2** est quant à lui une présentation des outils méthodologiques utilisés dans ce travail (microfossiles et isotopes radiogéniques). Il présente également les données utilisées et les méthodes appliquées.

Le **chapitre 3** présente les résultats issus du forage U1461

Et le **chapitre 4** présente les résultats issus du forage U1460.

Ce manuscrit se terminera ensuite par **une synthèse** et **les annexes**.

Chapitre 1 : Contexte géologique et climatique

« Les moutons ont des pieds d'or, et partout où ils passent le sol devient de la poussière d'or. »

Proverbe australien ; Les proverbes et dictons australiens (1992)

I) GEOLOGIE GENERALE DE L'AUSTRALIE

a) Le continent australien

L'Australie est le continent qui abrite certaines des roches les plus anciennes du monde avec notamment le plus vieux zircon qui date de 4,4 Ga soit environ 150 millions d'années plus jeune que l'âge de la Terre. Ce continent abrite aussi les plus anciennes formes de vie connues : les stromatolithes. Elles se sont formées dans des roches sédimentaires très anciennes (3,5 Ga) du Nord-Ouest de l'Australie (Pilbara) (Blewett, 2012). L'histoire géologique de l'Australie remonte donc très loin dans le temps.

Les marges Ouest, Sud et Est du continent australien sont bordées par de la côte océanique qui a commencé à se former vers 155-165 Ma. L'activité des rides océaniques a cessé il y a 55 Ma, sauf dans le Sud où l'Australie a continué sa route vers le Nord, s'éloignant ainsi progressivement de l'Antarctique. Au Nord, la collision entre les plaques australienne et eurasienne dans la région du Timor a créé une marge active depuis le Tertiaire, réactivant et surchargeant les anciennes marges passives (Clarke, 2009)

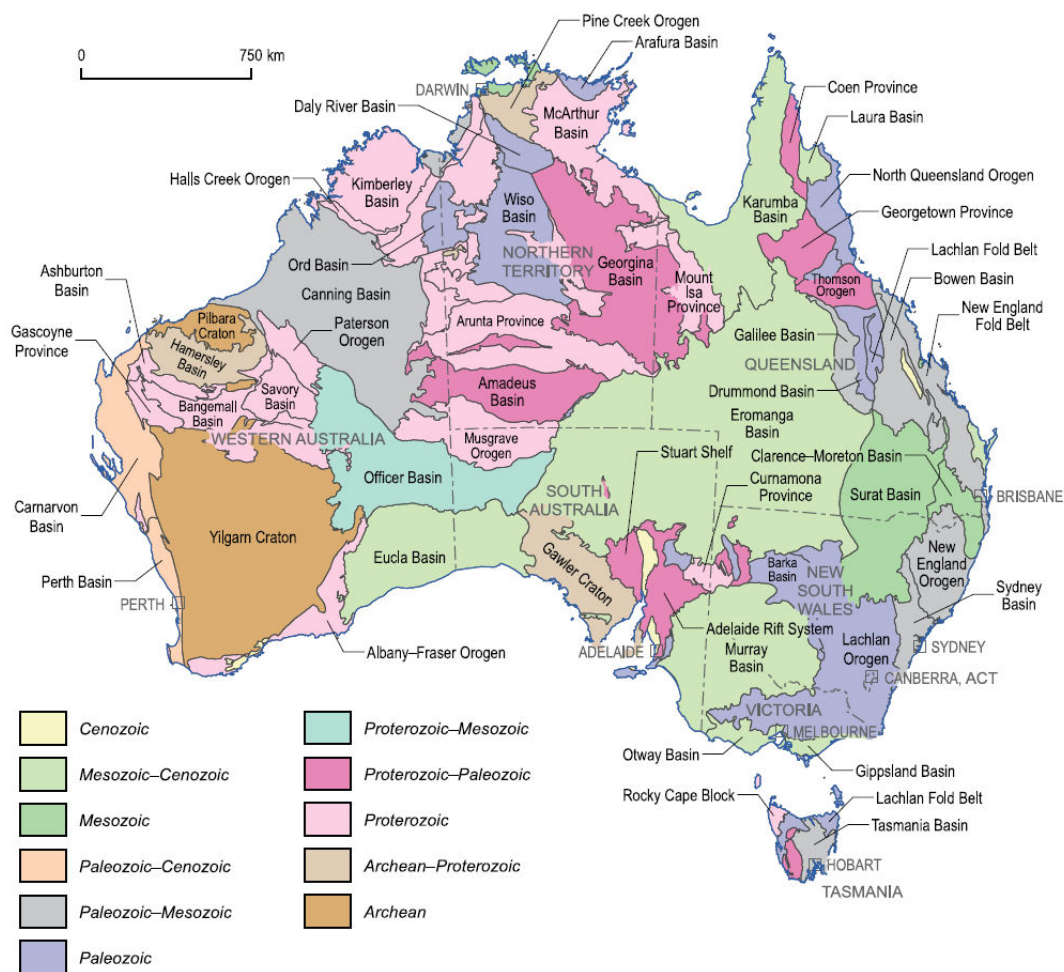


Figure 1 : Les principales régions géologiques de l'Australie (Blewett, 2012)

La géologie de l’Australie est composée de cinq provinces (Figure 1) : les cratons datant de l’Archéen jusqu’au Paléoprotérozoïque, les ceintures orogéniques du Paléo-Mésoprotérozoïque, les bassins sédimentaires du Meso-Néoprotérozoïque, les roches du Paléozoïque de la ceinture de Tasman et les roches du Mésozoïque du Grand Bassin Artésien.

Au vu de ces cinq provinces, on peut constater que globalement il y a un rajeunissement de l’âge des roches d’Ouest en Est. En effet, la côte Ouest australienne est constituée majoritairement de terrains très anciens (Archéen- Protérozoïque) même si une fine bande de terrain datant de Paléozoïque – Cénozoïque borde les côtes. Le manque d’événements importants, comme une orogénèse récente, explique en partie le rajeunissement très limité des terrains ainsi que l’aspect pénéplané du continent. Cette absence de relief a également limité la formation de grands réseaux fluviaux, qui avec le manque de précipitations ne peuvent apporter que de façon très limitée et sporadiques des sédiments à la mer.

b) La marge Ouest australienne

Cette étude repose sur l’analyse de sédiments provenant de deux forages réalisés le long de la marge continentale Ouest australienne. Le forage U1461 est situé sur la marge Nord-Ouest alors que le forage U1460 est situé sur la marge Sud-Est. Il est donc important de comprendre la mise en place de cette marge ainsi que sa géométrie afin de pouvoir retracer les conditions dans lesquelles se sont déposés les sédiments.

La dérive vers le Nord du continent australien a entraîné un profond changement dans le type de dépôt sur le plateau continental de l’Ouest, passant de dépôts silicoclastiques à carbonatés. Cette sédimentation carbonatée était déjà dominante depuis l’Eocène (-56 Ma) même si une composante silicoclastique persistait (Hull and Griffiths, 2002). Cette dérive vers le Nord a amené également l’Ouest du continent sous des latitudes tropicales en atteignant les 36-40° S au début de l’Oligocène et pour finalement atteindre les 18-22° S à l’heure actuelle (Veevers, 2001).

Les sédiments carbonatés du début de l’Oligocène jusqu’à la fin du Miocène sont dits « hétézoaires » car ils sont composés de dérivés d’organismes hétérotrophes comprenant les foraminifères benthiques, les bryozoaires et quelques rares fragments de coraux (Cathro et al., 2003). De tels sédiments développent des plateformes carbonatées « unrimmed¹ » sans récifs coralliens avec une énergie qui se dissipe sur l’ensemble de la plate-forme. Les clinofformes résultants de cette sédimentation sont composés essentiellement de calcilutites (sédiment calcaire formé essentiellement d’éléments inférieurs à 62,5 µm) sur la pente, d’un mélange de calcilutites et de calcarénites (sédiment calcaire formé essentiellement d’éléments compris entre 62,5 µm et 2 mm) au niveau du rollover des clinofformes, et de calcarénites au niveau du plateau (Figure 2) (Hull and Griffiths, 2002 ; Moss et al., 2004).

¹ Plates-formes marines peu profondes, à sommet plat, plus ou moins horizontales, contrairement à la morphologie en pente douce d’une rampe carbonatée. Elles n’ont aucune barrière sur la marge extérieure du plateau (plateau à rebords) et, par conséquent, les eaux peu profondes sont exposées à la force des conditions océaniques.

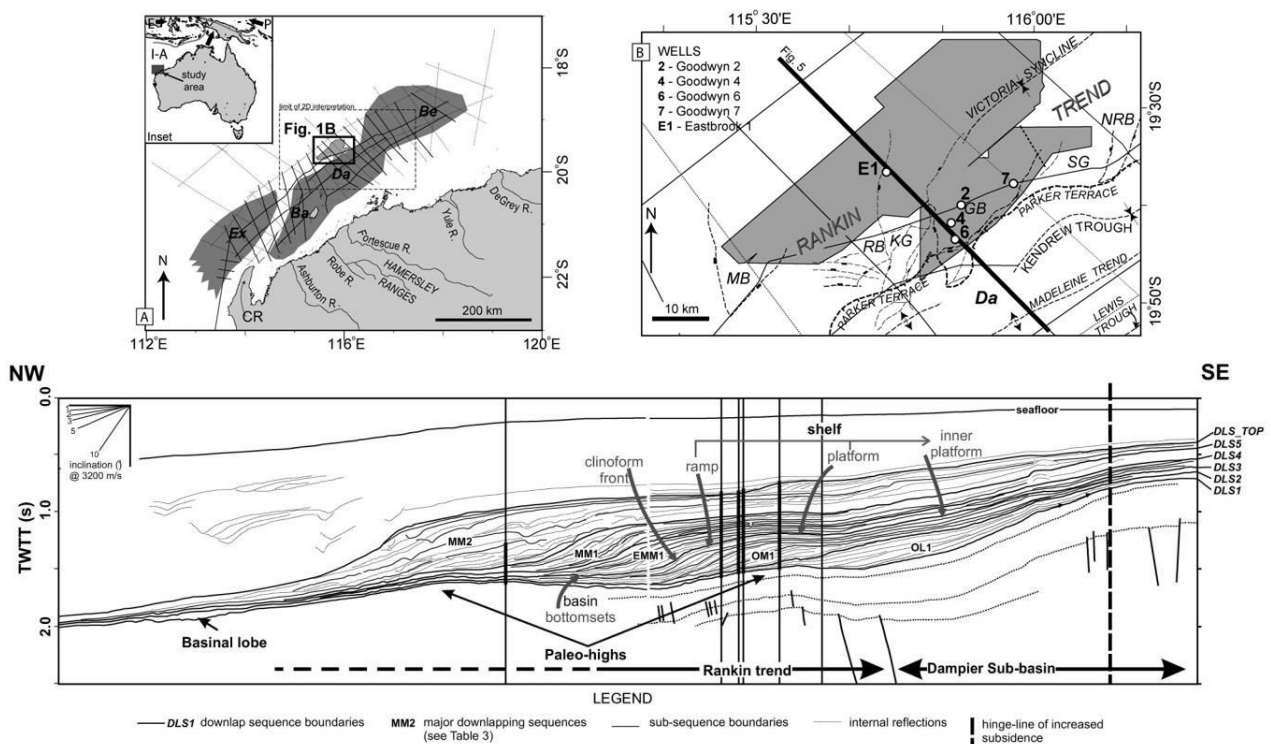


Figure 2 : A : Carte de localisation de la zone d'étude montrant la position du Bassin Nord de Carnarvon ainsi que l'emprise du profil sismique B. Profil sismique interprété de la marge ouest australienne (Moss et al., 2004).

Les preuves du développement de récifs sont limitées, cependant certains récifs ont été identifiés via les images sismiques dans la période Oligocène-Miocène (Liu et al., 2011, Ryan et al., 2009). De rares récifs ont également été enregistrés pendant la période Pliocène-Quaternaire et les conditions se sont révélées favorables à la fin du Quaternaire pour le développement de récifs même au-delà des 28° S (Collins, 2002).

Les taux de sédimentation, même dans les eaux tempérées carbonatées, peuvent être élevés (> 40 cm/ka), comparés à ceux des plate-formes carbonatées tropicales (James and Bone, 1991), facilitant ainsi la reconstruction bathymétrique.

o La marge Nord-Ouest

La marge Nord-Ouest est délimitée par le Bassin Nord-australien (5700m de profondeur moyenne) et est composée de dépocentres datant du Mésozoïque orienté NE-SO, et de bassins datant du Paléozoïque s'étendant à terre et orientés NO-SE.

o La marge Sud-Ouest

La marge Sud-Ouest s'étend le long du Bloc Yilgarn (surface de 657 000 km²) datant de l'Archéen (2.6Ga) et en est séparée par la faille de Darling qui est orientée N-S et s'étendant sur 1000 km de long (Johnstone et al., 1973)(Figure 1). Cette marge a commencé à se former dans la plaine abyssale de Perth il y a -135 Ma (Valanginien).

c) Carnarvon Basin

Le Bassin de Carnarvon est un bassin allongé de 1000km de long, qui s'étend sur la côte Ouest et Nord-Ouest de l'Australie Occidentale, entre Geraldton et Port Hedland. En dessous des 23°S il est principalement orienté vers le Nord mais au-dessus de cette latitude, l'orientation est plutôt Nord-Est (Figure 3).

La largeur du bassin à terre varie entre 50 et 300 km alors qu'offshore il s'étend au moins jusqu'au Plateau d'Exmouth, à environ 400 km de la marge du bassin oriental. Les sédiments s'étendent généralement jusqu'à la limite de la croûte continentale/océanique mais la frontière offshore du bassin de Carnarvon est placée, quelque peu arbitrairement, à 2000m de profondeur. Cela donne donc une zone à terre de 115 000km² et une zone offshore de 535 000 km² (Hocking, 1987). Le bassin de Carnarvon est composé de sédiments datés du Silurien (-443 Ma) jusqu'à l'Holocène et est drainé par plusieurs fleuves éphémères (du Nord vers le Sud) : Fortescue, Robe, Cane, Ashburton, Yannarie, Lyndon, Minilya, Lyons, Gasconye, Wooramel et Murchison (Figure 3). Tous ces fleuves ont un bassin versant traversant des terrains du Précambrien ou du Paléozoïque (Hocking, 1987).

d) Perth Basin

Le Bassin de Perth est un fossé qui s'étend sur presque 1000km le long de la côte Sud-Ouest du continent australien entre les latitudes 27°S et 34°30'S (Figure 3). Il possède une largeur qui varie entre 80 et 175 km couvrant ainsi une superficie de 100 000 km² (45 000 km² à terre et 55000 km² sur la plateau continental) (Playford et al., 1976, Mory et al., 2005)

Il se situe entre le Craton archéen Yilgarn à l'Est et le bord du plateau continental à l'Ouest. Le bassin de Perth est composé de sédiments datés du Protérozoïque (~1,3 Ga) jusqu'à l'Holocène.

Comme le bassin de Carnarvon, le bassin de Perth est drainé par de nombreux cours d'eau et rivières éphémères. Parmi les plus importants on peut citer (du Nord vers le Sud) : Murchison, Chapman, Greenough, Irwin, Arrowsmith, Hill, Moore, Serpentine, Swan, Canning, Murray, Collie et Blackwood (Figure 3). A noter que les 4 derniers possèdent des estuaires bien développés (Playford et al., 1976).

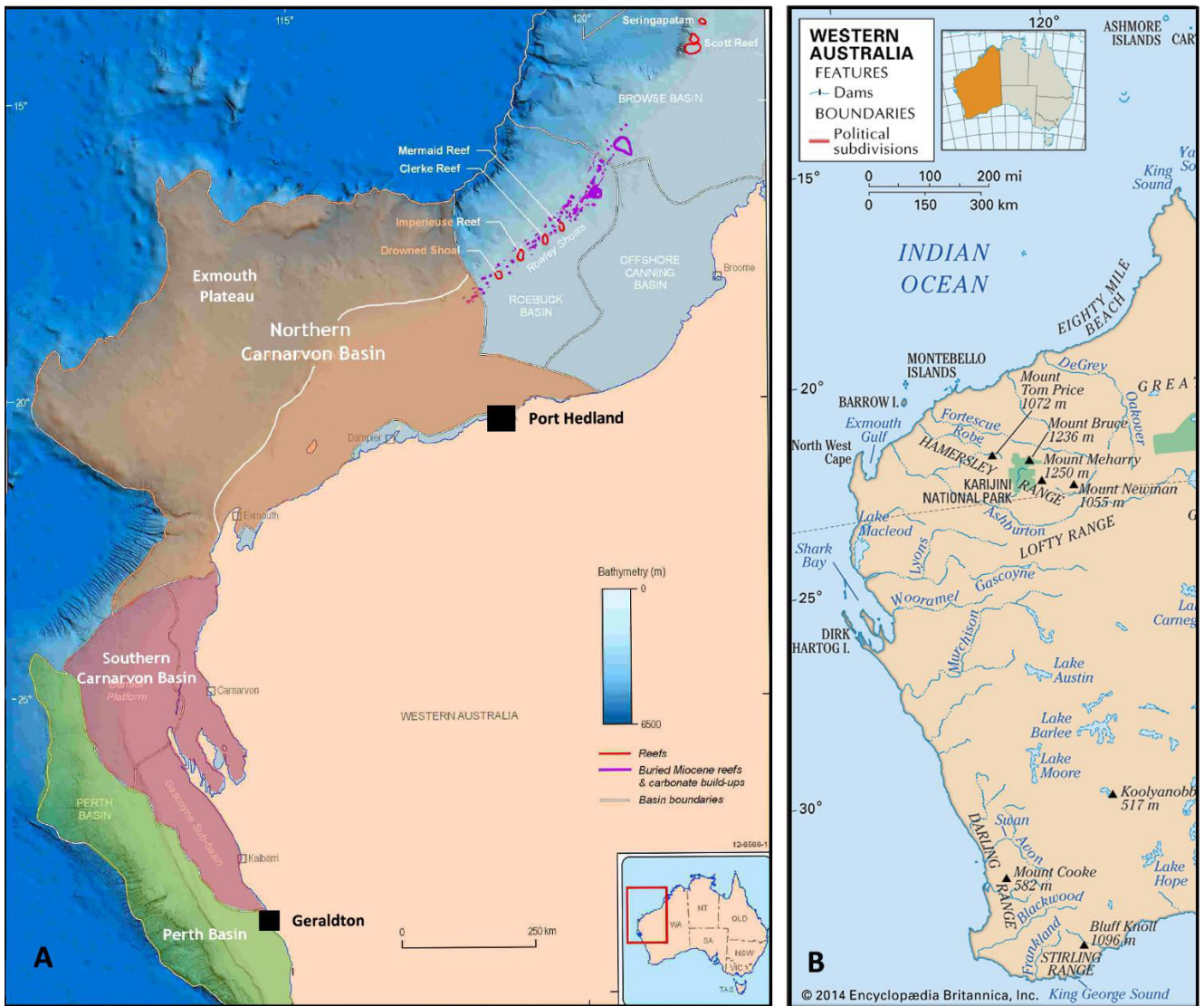


Figure 3 : A. Carte du plateau Nord-Ouest avec la localisation des Bassins de Carnarvon et de Perth ainsi que les localisation des récifs fossiles et modernes (modifié d'après Gallagher et al., 2017). B. Carte avec la localisation des fleuves et des lacs sur la partie Ouest du continent australien (© Encyclopaedia Britannica Inc. 2014)

II) CIRCULATION OCEANIQUE

La circulation océanique de surface des océans est contrôlée principalement par la circulation atmosphérique (vents) mais aussi par la morphologie des côtes et des fonds océaniques. Cependant, à cette circulation de surface, qui est spécifique pour chaque océan, va se superposer la circulation thermohaline, qui implique l'océan profond à l'échelle globale.

a) Océan Indien

L'Océan Indien recouvre 75 000 000 km² soit près de 20% de la surface totale du globe. Il possède une circulation océanique impactée par trois phénomènes différents et donc divisée en trois régions : au Nord le phénomène de mousson domine le régime, au Sud c'est la circulation

circumarctique qui domine. Au milieu de ces deux phénomènes, c'est un ajustement flexible qui se produit car près de la zone équatoriale la force de Coriolis est très faible.

L'Océan Indien est sous l'influence d'une circulation subtropicale anticyclonique (Figure 4) appelée courant équatorial Sud (*South Equatorial Current*). Ce courant se sépare en deux au large des côtes de Madagascar, avec une branche nord qui va revenir dans l'Océan Indien et une branche sud qui va quant à elle se prolonger le long de la côte Est africaine par le courant d'Agulhas.

L'océan Indien est relié à l'océan Pacifique par l'Indonesian Throughflow (ITF) qui se propage au travers des nombreux détroits composant l'archipel Indonésien (Figure 4).

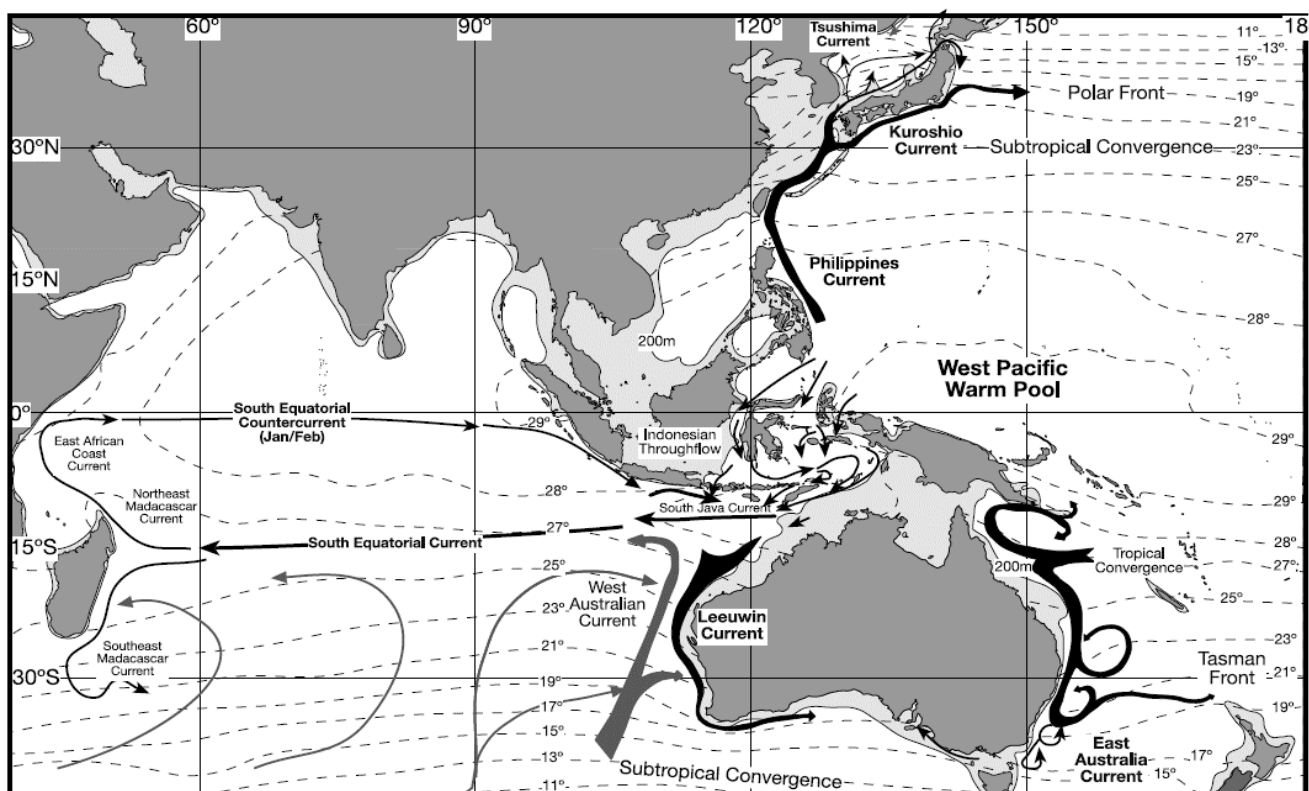


Figure 4 : Courantologie globale de l'Océan Indien et de l'Océan Ouest Pacifique, incluant le courant de Leeuwin, le WAC (West Australian Current) ainsi que l'ITF (Gallagher et al., 2009).

b) Indonesian Throughflow (ITF) et West Pacific Warm Pool (WPWP)

Le *West Pacific Warm Pool* est souvent considéré comme le « moteur thermique » du monde de par sa très grande surface et sa très grande capacité à transférer de la chaleur et de l'humidité dans l'atmosphère (Webster, 1994). C'est également un réservoir très important d'eau chaude avec des températures de surface toujours supérieures à 28°C (Yan et al., 1992). Ces eaux chaudes sont par la suite transportées vers l'Océan Indien via l'ITF.

L'ITF intervient donc dans le transport et l'échange de chaleur entre l'Océan Pacifique et l'Océan Indien mais il est aussi la seule branche de retour située à de faibles latitudes de la circulation thermohaline (Gordon, 1986). Le transport de chaleur moyen à travers la région indonésienne est estimé à $1,4 \times 10^{15}$ W, représentant ainsi une source importante de chaleur pour l'Océan Indien (Schiller et al., 1998, Ganachaud and Wunsch, 2000). Cependant, l'application de nouveaux modèles sur des données océanographiques récentes, démontrent que le transport de l'ITF moderne se produit essentiellement dans la thermocline plutôt qu'à la surface (Gordon et al., 2003, Gordon, 2005, Potemra et al., 2003), provoquant ainsi un effet net négatif en termes de transport de chaleur vers l'Océan Indien.

Il existe quatre différents détroits qui permettent la connexion entre l'océan Pacifique et Indien par le passage de l'ITF (Figure 5) et ceux-là sont parfois très peu profonds. Du Nord au Sud on peut lister : 1) le Détroit de la Sonde (*Sunda Strait*) qui, à son extrémité orientale, n'est profond que de 20 m ; 2) le Détroit de Lombok (*Lombok Strait*) qui lui possède un seuil à 350 m de profondeur ; 3) le Détroit de Ombai (*Ombai Strait*) qui est très profond avec un seuil à 3250 m et enfin il y a la Mer de Timor qui est le passage le plus large avec une profondeur maximale de 3300 m dans sa partie Nord.

c) Le courant de Leeuwin (Leeuwin current = LC)

Le courant de Leeuwin est alimenté par un puissant moteur qui prend sa source dans la WPWP et coule vers le pôle Sud en traversant le ITF et en longeant les côtes australiennes sur plus de 5500 km. Il transporte des eaux tropicales chaudes du Pacifique, riches en oxygène et d'une salinité faible qui jouent un rôle important sur le climat local par transfert d'énergie avec l'atmosphère. Le courant de Leeuwin est un courant de surface peu profond (<300m) et large d'une centaine de kilomètres, qui est dirigé par un vent de rivage (Tomczak and Godfrey, 2013). Il s'écoule le long de la côte à une vitesse de $0,45 \text{ ms}^{-1}$ (Feng and Meyers, 2003).

Cependant, le courant de Leeuwin n'a pas toujours été actif le long des côtes australiennes. En effet, Shafik (1990) et McGowran et al. (1997) suggèrent une présence précoce d'un « proto-courant de Leeuwin » vers la fin de l'Éocène moyen à supérieur (35–42 Ma). Ils se réfèrent spécifiquement à une réorganisation très large de la plaque tectonique et à une nouvelle phase de création de croûte marine terrestre (41–42 Ma) (Shafik, 1990, McGowran et al., 1997). Cependant les deux études présentées ne permettent pas de trancher entre une différence locale dans la température de surface ou bien la réelle présence d'un proto-courant de Leeuwin (Wyrwoll et al., 2009).

Il est maintenant démontré que le courant de Leeuwin possède une activité dépendante du niveau marin durant au moins les derniers 130 000 ans. Mc Gowran et al. (1997) ont montré que les régressions du niveau marin provoquées par une augmentation des glaciations induisaient par la suite la formation de barrières naturelles au niveau de l'ITF. Ces barrières seraient ensuite la cause de la diminution voire de l'arrêt du LC. De façon plus générale, le LC serait actif pendant les périodes interglaciaires mais son activité se verrait très diminuée voire arrêtée pendant les périodes glaciaires à cause des seuils indonésiens peu profonds.

A l'heure actuelle il est encore compliqué de dater la mise en place du courant de Leeuwin moderne car les enregistrements les plus complets s'arrêtent au MIS 11 (Spooner et al., 2011). Certains auteurs s'accordent quand même pour dire que le LC moderne se serait installé entre 0,8 Ma et 0,4 Ma, pendant le Pléistocène Moyen (Spooner et al., 2011, Kendrick et al., 1991).

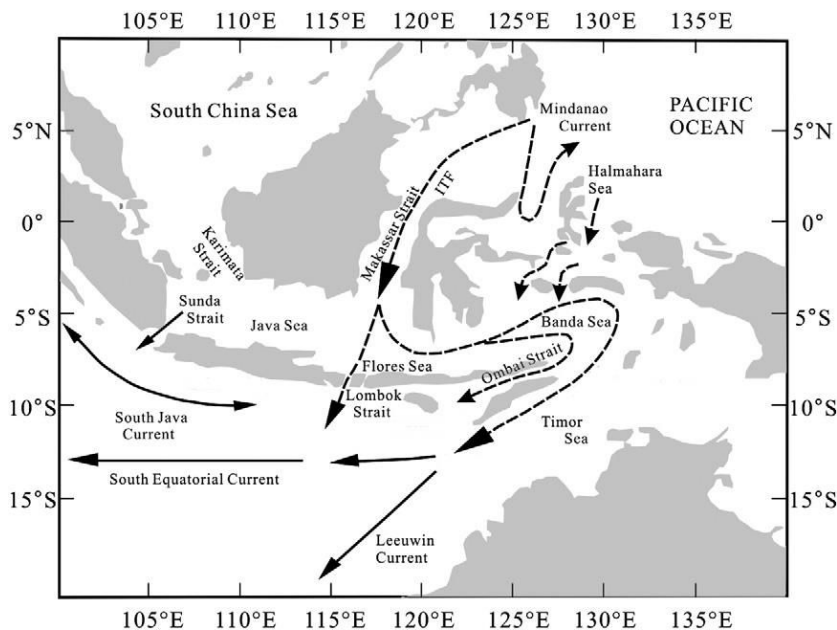


Figure 5 : Cette carte représente les principaux courants de surface (flèches noires) ainsi que les courants de thermocline (flèches en pointillées) au niveau de l'ITF. Les principaux lieux mentionnés dans le texte sont également présentés (modifié d'après Ding et al., 20013).

d) Le Western Australian Current (WAC)

Parallèlement au courant de Leeuwin, le courant australien occidental (*Western Australian Current*, WAC) qui prend son origine au centre et au sud de l'Océan Indien, se dirige vers le Nord et rejoint le courant équatorial Sud (Domingues et al., 2007, Wijffels et al., 1996). C'est un courant de surface froid qui correspond à une branche du courant circumpolaire antarctique.

Dans l'environnement moderne, le courant de Leeuwin qui est salé est chaud, domine le WAC, empêchant la remontée d'eau froide au large de la côte Ouest australienne (James et al., 1999). Cependant, si le LC n'était pas présent, il est quasi sûr que des phénomènes d'upwelling auraient lieu dans cet endroit du globe (Reason et al., 1999) au même titre que sur la côte Est du Chili et de l'Afrique.

III) CONTEXTE CLIMATO-ATMOSPHERIQUE

a) Le Climat australien

L'Australie se situe dans une région climatique qui comprend des zones arides désertiques, équatoriales et tempérées (Kotttek et al., 2006) sous l'influence des alizés du Sud et de la Mousson venant du Nord.

La géodynamique a positionné l'Australie entre les alizés du Sud et la Mousson venant du Nord et ce facteur géographique a eu une profonde influence sur le climat du continent.

L'Australie est le deuxième continent le plus aride après l'Antarctique. Il est composé approximativement de 40% de zones arides qui sont largement occupées par des champs de dunes, des lacs asséchés, et par d'autres formes de paysages désertiques comprenant aussi des déserts rocheux. Au centre du continent, le Bassin du Lac Eyre est considéré comme la zone la plus aride du pays avec une moyenne de précipitations inférieure à 125 mm/an (Figure 6B). C'est aussi le continent possédant le plus haut niveau de radiation solaire par mètre carré ($147 \text{ MJ/m}^2/\text{jour}$) comparé à tous les autres continents et cela est d'autant plus important au Nord-Ouest et au centre du continent (Blewett, 2012).

Toutes les régions australiennes profitent d'un été chaud et d'un hiver relativement doux, et il est très rare que la neige fasse son apparition à l'exception de la partie Sud-Est du continent (Alpes australiennes et Tasmanie) (Figure 6A). Cependant, l'Australie étant une île, elle est soumise plus que n'importe quel continent aux influences des variations climatiques inter-saisonnières. On peut citer par exemple le phénomène El Niño/La Niña (ENSO) qui est un phénomène climatique qui a lieu dans l'Océan Pacifique, ou encore l'Oscillation de Madden-Julian (MJO) qui est un phénomène anormal de fortes précipitations le long de l'équateur qui va influencer la mousson australienne (Zhang, 2005, Blewett, 2012).

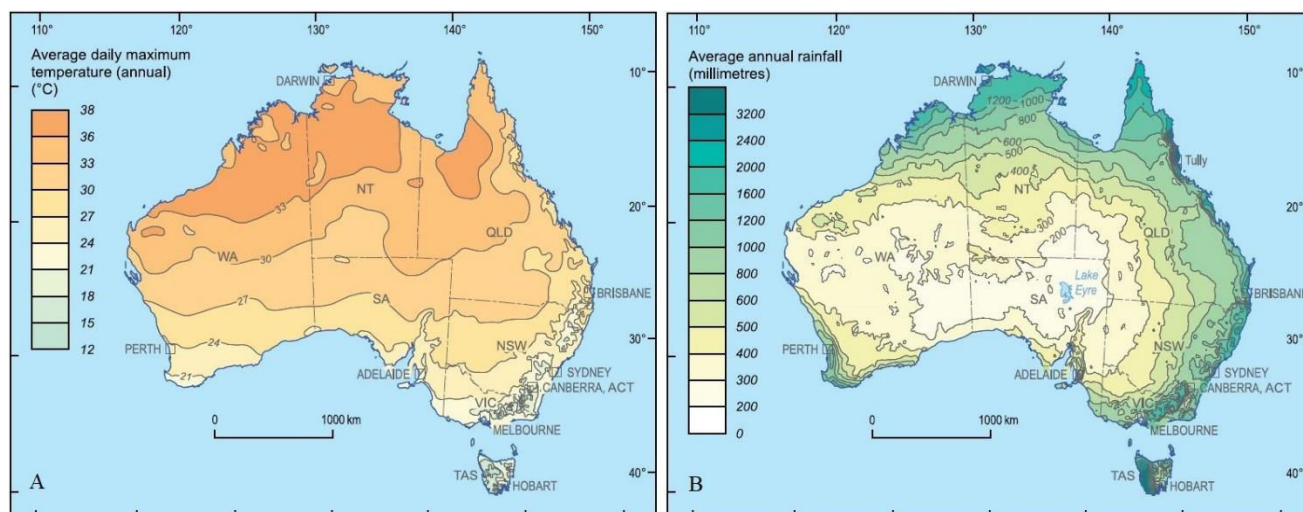


Figure 6 : A) Moyennes journalières des températures les plus hautes (°C). B) Moyennes annuelles des précipitations (mm) (Bureau of Meteorology, 2009).

b) La mousson australienne (*Australian Summer Monsoon- ASM*)

Au Nord du continent, il existe deux saisons dominantes. L'une correspondant à un hiver plutôt chaud et sec et l'autre à un été caractérisé par la mousson australienne (Décembre à Mars), appelée plus couramment la saison humide. La zone impactée par la mousson représente 400 000 km² et recouvre la moitié du territoire Ouest australien ainsi que celui du Queensland et plus de 90% du territoire Nord (Suppiah, 1992). La mousson d'été australienne est fortement liée et impactée par la position de la zone de convergence intertropicale (ITCZ).

La dépression de la mousson sépare les alizés au Sud et les vents d'Ouest au Nord, avec une forte convection enchâssée dans ce dernier (McBride, 1987). Les périodes de mousson active correspondent à une position de la dépression au niveau de Pilbara alors qu'une activité plus faible correspond à une position plus au Nord de la ITCZ (Suppiah, 1992). Stuu et al., (2014) soutiennent que le continent australien est si vaste (couvrant plus de 40° de longitude) qu'il peut développer son propre système de mousson suffisamment puissant pour ne pas être affecté par le déplacement des zones frontales de l'océan Austral.

Pendant la mousson estivale australienne, le Nord et le Nord-Ouest de l'Australie sont caractérisés par une forte saisonnalité des précipitations. Le total des précipitations annuelles, dépasse souvent les 1600 mm (Snake Bay – 1638 mm ; Darwin – 1659 mm) (Figure 7) (Suppiah, 1992). Il y a également deux régions sur la côte Est australienne où les précipitations atteignent des maximas : l'une proche de Innisfail avec 3813 mm et l'autre près de Proserpine avec 1794 mm (précipitations annuelles moyennes).

La mousson australienne est l'une des plus grandes moussons similaires à la mousson indienne (Betzler et al., 2018) et à la mousson asiatique (Tada et al., 2016, Wang et al., 2001).

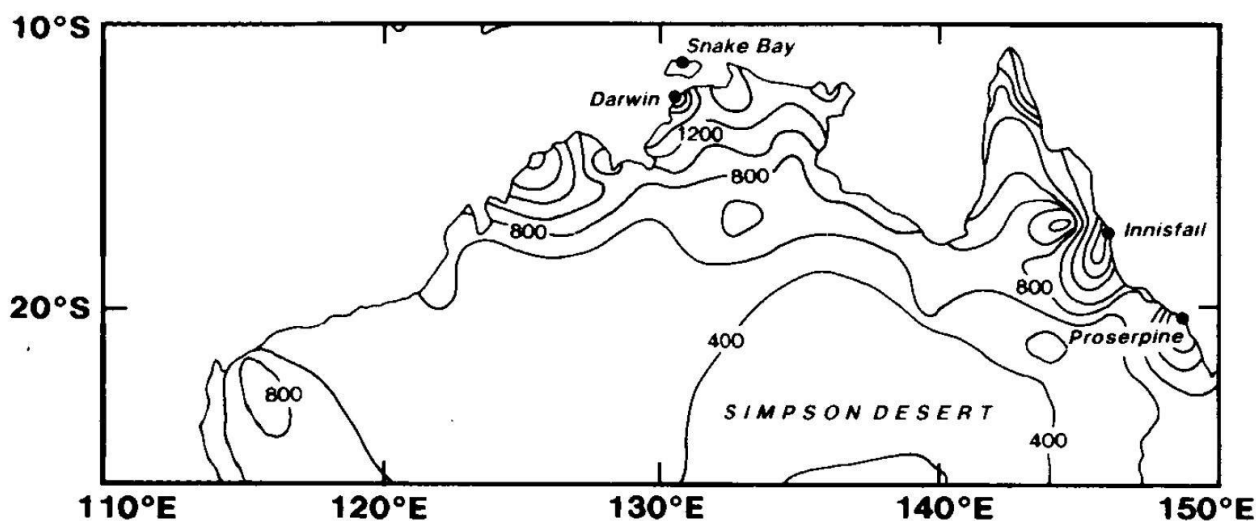


Figure 7 : Précipitations annuelles moyennes de l'Australie tropicale en mm. L'intervalle de contour est de 200 mm (Bureau of Meteorology, 1988).

c) Les phénomènes de tempête de poussière

Comme vu précédemment (paragraphe I. a), l'Australie est un continent très aride. Il est donc affecté par des importants phénomènes de transport de poussière. En effet, l'Australie est la troisième plus grande région émanatrice de poussière avec 110 Mt par an, derrière l'Afrique du Nord (1150 Mt) et l'Asie centrale (600 Mt) (Shao et al., 2011).

La première étude majeure sur les processus actuels de transport de poussière en Australie, est celle de Loewe en 1943 qui décrit les tempêtes de poussières qui se sont déroulées pendant le « Dust Bowl » entre fin des années 1930 et début des années 1940 sur le Sud-Est du continent (Loewe, 1943).

Cette étude a été ensuite suivie par d'autres descriptions d'événements atmosphériques notables (Hawke, 1973, Lourensz and Abe, 1983). Cependant il faudra attendre 1976 pour avoir la première étude sur les transports de poussières durant le Quaternaire (Bowler, 1976). En effet, J.M. Bowler a été le premier à produire une carte de l'Australie montrant les deux principaux chemins de transport de poussières, avec l'un passant au-dessus du Sud-Est du continent et l'autre au-dessus des côtes du Nord-Ouest, (Figure 8). Ces deux chemins ont été localisés grâce à l'étude des dunes semi-circulaires longitudinales qui sont très caractéristiques des zones arides en Australie (Jennings, 1968).

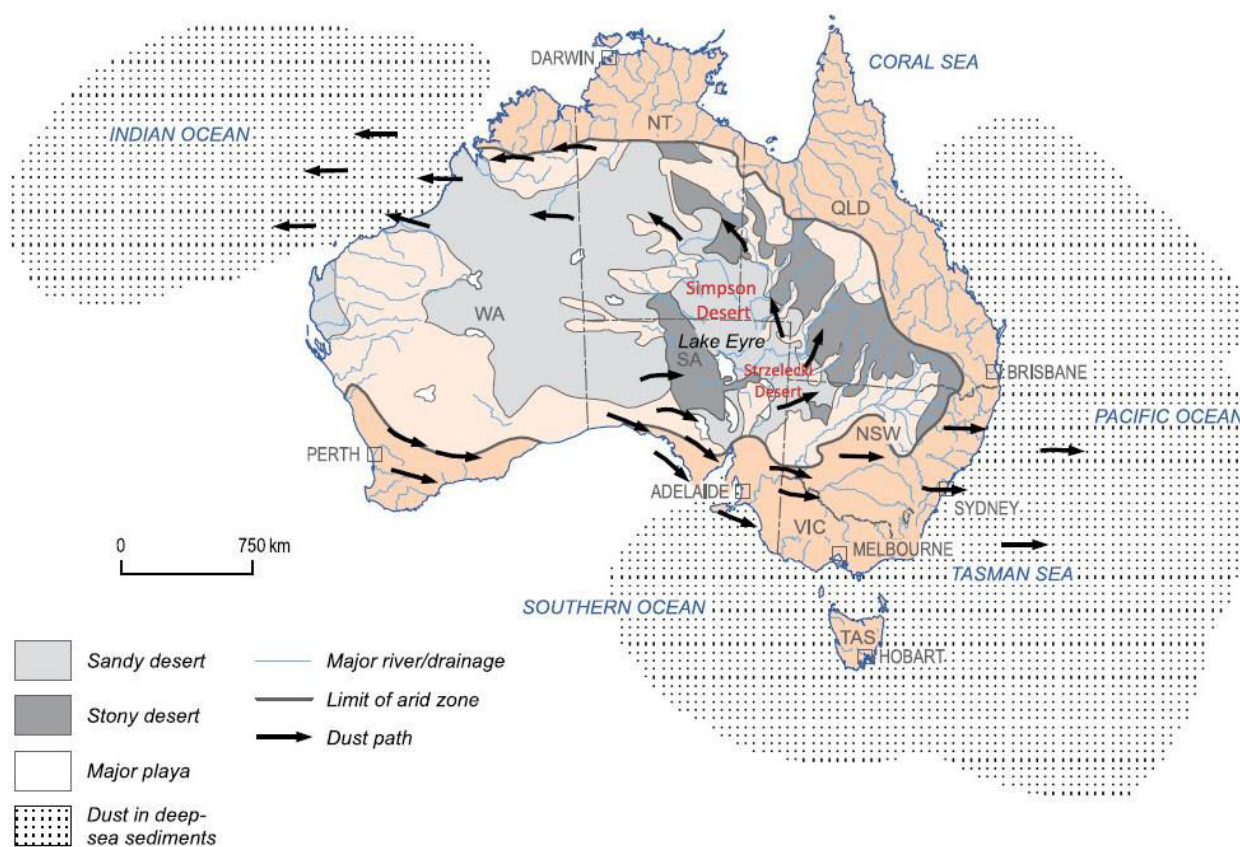


Figure 8 : Carte de l'Australie montrant les grands types de désert et la direction principale des vents dominants ainsi que les deux principales régions d'exportation de poussière du continent (modifiée d'après Blewett, 2012).

▪ **Le chemin du Sud-Est (*South East dust path*)**

Le chemin du Sud-Est est de loin celui des deux qui est le mieux documenté (Figure 8). Des études de tempêtes de poussière individuelles ont indiqué que de grandes quantités de sédiments sont transportées, mais que les trajectoires des panaches de poussière sont plus complexes que celles décrites précédemment.

Knight et al. (1995) ont estimé que 1,9 à 3,4 millions de tonnes de poussières ont été évacuées vers la côte du Queensland en un seul événement en décembre 1987. Raupach et al. (1994) ont quant à eux estimé de façon sous-estimée, que 2 millions de tonnes de poussière ont été transportées durant une tempête, qui a traversé Melbourne en février 1983. Dix à 20 millions de tonnes de poussière ont également été déplacées lors de trois événements dans le sud de l'Australie en mai 1994.

En se basant sur une comparaison de production de sédiments par voie éolienne et par voie fluviale dans les bassins du lac Eyre et du Murray-Darling, Knight et al. (1995) ont conclu qu'une majorité de sédiment quittait les continents par la voie des airs.

A l'heure actuelle, le chemin de transport de poussière du Sud-Est couvre en fait une gamme latitudinale beaucoup plus grande que celle suggérée sur la carte originale de Bowler (1976). Il s'étend sur 35 degrés de latitude, de Townsville dans le Nord du Queensland à Macquarie (Île dans l'océan austral). Cependant, la zone de transport de poussière la plus active se situe entre 25° et 40° degrés de latitude, ce qui coïncide avec l'enregistrement de poussière du Quaternaire dans les carottes de la Mer de Tasman (Hesse, 1994). De plus, les panaches de poussières modernes atteignent aussi régulièrement la Nouvelle Zélande (McGowan et al., 2005, McGowan et al., 2000).

Les enregistrements météorologiques de tempête de poussière montrent que les sources de poussière moderne les plus actives se situent dans le bassin du lac Eyre et le secteur Ouest du bassin de Murray-Darling. Les principales sources de poussière pour le chemin du Sud-Est sont le désert de Simpson au Sud-Ouest du Queensland et le désert de Strzelecki en Australie du Sud (Figure 8) (Hesse and McTainsh, 2003).

▪ **Le chemin du Nord-Ouest (*North West dust path*)**

Les données étant limitées pour ce deuxième chemin de transport de poussière, des enregistrements recueillis dans l'océan Indien au niveau de la côte Ouest australienne ont été utilisés. Les premières tentatives de cartographie des panaches de poussière étaient basées uniquement sur l'abondance relative des minéraux simples dans la fraction lithogénique permettant ainsi de réaliser une carte de la variation minéralogique plutôt que celle du panache en lui-même (Goldberg and Griffin, 1970, Venkatarathnam and Biscaye, 1977). Cependant, des enregistrements sédimentaires, à l'Est de l'Océan Indien, comme ceux issus de la carotte SO-14-08-05 (16°21'S 118°23'E, 2777 m de profondeur) démontrent des flux de poussière comparables à ceux trouvés dans la Mer de Tasman. En effet, les flux vers l'océan Indien montrent des pics importants pendant les périodes glaciaires (Hesse and McTainsh, 2003).

Les zones sources de poussière de ce chemin sont moins bien connues mais il semblerait bien que le Désert de Simpson ainsi que le Lac Eyre soient les candidats les plus probables. Par contre, à l'heure actuelle, le Grand Désert de Sable (*The Great Sandy Desert*) ne semble pas être une source de poussière possible pour ce chemin (Hesse and McTainsh, 2003)

Même si à ce stade, des données de sédimentologie et de géochimie manquent pour résoudre la question de la source de ces sédiments, il semble que le chemin du Nord-Ouest est actuellement moins pourvoyeur de poussière que celui du Sud-Est (Hesse and McTainsh, 2003).

IV) LES CYCLES GLACIAIRES-INTERGLACIAIRES

La succession de cycles glaciaires-interglaciaires durant le dernier million d'années correspond à des périodes avec de grandes extensions de glaces, suivies de périodes avec un climat similaire, voire plus chaud que l'actuel (Berger and Loutre, 2004). Ces variations climatiques ont pu être reconstruites grâce à l'interprétation des informations contenues dans les carottes de glace du Groenland (GISP-2, GRIP) (Grootes et al., 1993, Grousset, 2001) et de l'Antarctique (Vostok, Dome C)(Petit et al., 1999, Augustin et al., 2004).

Ces variations ou cycles climatiques sont expliqués par la théorie de Milankovitch depuis 1941 (Milankovitch, 1941). Celle-ci attribue les successions des âges glaciaires et interglaciaires à trois paramètres orbitaux : l'obliquité (41.000 ans), la précession (19.000 et 23.000 ans) et l'excentricité (100.000 ans superposés à une période d'environ 400.000 ans). Cette reconstitution présente donc une alternance de stades froids et tempérés qui furent appelés MIS (Marine Isotopes Stages) car identifiés dans les sédiments marins par la variation du $\delta^{18}O$ (Figure 9), qui enregistre les variations de température des océans. Une nomenclature a ainsi été réalisée afin de les reconnaître.

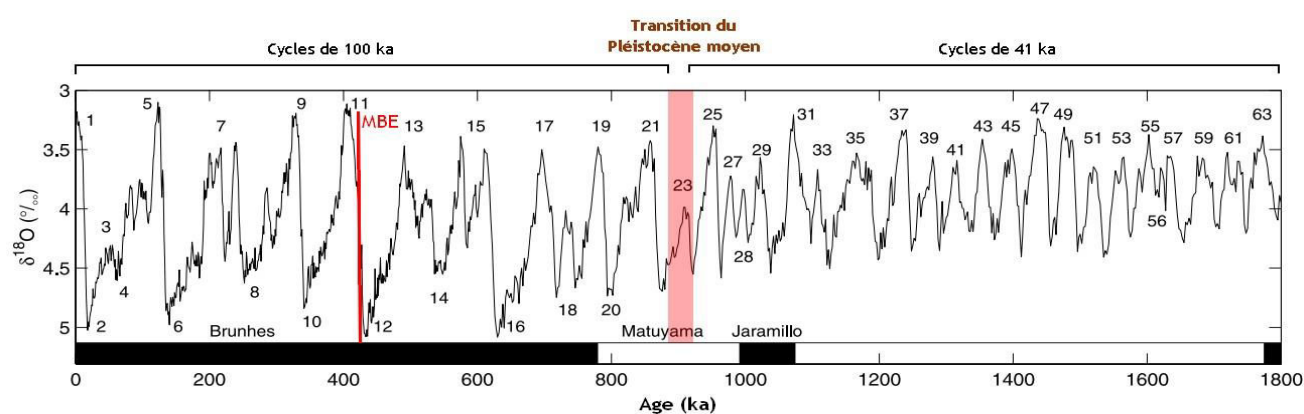


Figure 9 : Reconstitution des variations climatiques majeures du Quaternaire terminal basée sur le rapport isotopique $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques avec la mise en évidence des cycles climatiques de 100.000 et 40.000 (modifiée d'après Lisiecki and Raymo (2005)).

Les cycles glaciaires-interglaciaires étaient connus pour avoir une périodicité de 41.000 ans (obliquité), cependant, il y a environ 700.000 ans durant la Transition du Pléistocène Moyen (*Mid-*

Pleistocene Transition, MPT), cette périodicité semble s'être allongée à 100.000 ans (Figure 9) créant ainsi des calottes plus volumineuses (Hays et al., 1976). La durée de cette transition, la nature exacte des cycles de 100.000 ans ainsi que les causes sont encore à ce jour débattues. Les différentes hypothèses étudiées à l'heure actuelle ont été synthétisées par Raymo et Huybers (2008). Il est clair que cette transition se produit sans une variation significative de l'influence des paramètres orbitaux (Pisias and Moore Jr, 1981) mais la constante diminution de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère (Berger et al., 1999) pourrait avoir eu un impact majeur sur le forçage astronomique car cela entraîne des phénomènes de rétroaction sur la dynamique des glaciers. Dans un contexte de refroidissement global (diminution de CO₂) combiné à des longues périodes de faible insolation (en été), la taille des calottes glaciaires augmente, elles sont plus stables et les phases glaciaires plus longues. Une cyclicité climatique de 100.000 ans s'installerait à partir du moment où la concentration de CO₂ dans l'atmosphère diminue suffisamment pour enclencher ce mécanisme (Raymo and Huybers, 2008, Clark and Pollard, 1998, Raymo et al., 2006).

Cependant, il est désormais clair qu'une réorganisation profonde de la circulation thermohaline globale a eu lieu pendant cette période. Les sources et le rôle des masses d'eau profonde changent, surtout pendant les phases glaciaires. Le ralentissement de la circulation globale pendant les glaciations favoriserait la diminution de la concentration de CO₂ atmosphérique. Cela a pour conséquence la mise en place des longues périodes glaciaires dans la phase post-MPT et des cycles climatiques « asymétriques » (réchauffement brusque et refroidissement plus lent) que l'on peut observer dans le Pléistocène terminal (Pena and Goldstein, 2014).

Une deuxième période de transition a également marqué l'évolution climatique au Quaternaire : l'événement de Brunhes Moyen (MBE : *Mid-Brunhes Event*). Il marque la transition entre les stades isotopiques MIS 11 et MIS 12 (430 000 ans). Cet événement amorce, pour les 4 cycles qui ont suivi, l'amplification des variations climatiques caractérisées par des *maxima* glaciaires plus froids et des interglaciaires plus chauds. Cette tendance s'observe aussi bien dans les sédiments continentaux (Tzedakis et al., 2006) que marins (Lisiecki and Raymo, 2005) ainsi que dans les carottes de glace (Jouzel et al., 2007). Les raisons de ce phénomène ont été étudiées à de multiples reprises notamment par Cronin et al. (2017) et Yin (2013). Les archives climatiques couvrant 1,5 Ma ont enregistré la température des eaux intermédiaires arctiques (AIW : *Arctic Ocean Intermediate depth Water*, le rapport Mg/Ca dans les ostracodes (Cronin et al., 2017)), la présence de la glace de mer et les fluctuations de la productivité primaire marine dans le centre de l'Océan Arctique. Ces archives montrent une augmentation significative de la température de la AIW ainsi que de la productivité de surface il y a 400 000 ans (MIS 11).

Grâce à une simulation par un modèle numérique, Yin (2013) conclut que c'est uniquement un changement dans l'intensité de l'insolation qui a provoqué une ré(tro)action menant jusqu'à la formation d'eaux profondes plus chaudes en Antarctique.

Même si la compréhension d'une telle amplification des variations climatiques est encore peu aboutie, il est pourtant clair que le MIS 11 a été une réelle période de transition à l'échelle globale.

V) LES VARIATIONS EUSTATIQUES AU QUATERNAIRE

Les variations eustatiques dépendent de facteurs multiples et ce, en fonction de l'échelle de temps à laquelle on s'intéresse (Figure 10). A l'échelle d'une centaine de milliers d'années, les facteurs les plus importants sont la fonte des glaciers continentaux (inlandsis) et la dilatation thermique des océans.

En effet, durant une glaciation, l'eau va se retrouver en grande partie stockée sous forme d'inlandsis provoquant ainsi une chute du niveau marin global et à contrario, lors d'un réchauffement climatique, la fonte de ces mêmes glaciers ainsi que l'expansion thermique des océans vont entraîner la remontée plus ou moins rapide du niveau marin (Chappell and Shackleton, 1986).

C'est pourquoi, le Quaternaire terminal est caractérisé par des cycles eustatiques en phase avec les cycles climatiques de 100 000 ans et d'amplitude souvent supérieure à la centaine de mètres (Rohling et al., 2014, Rohling et al., 2009).

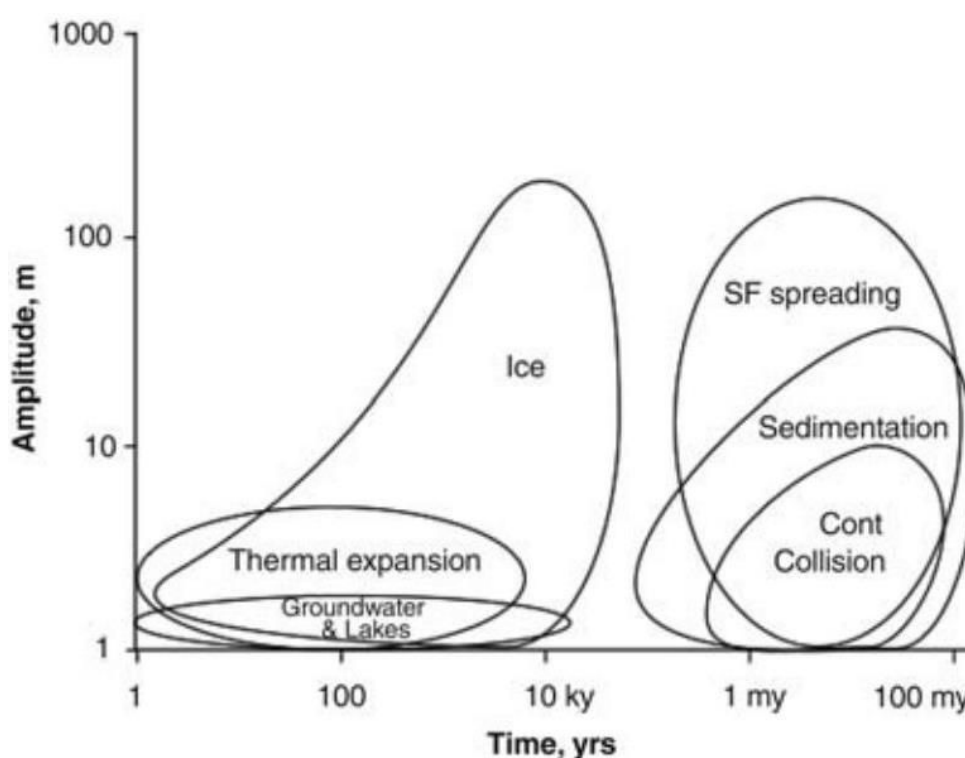


Figure 10 : Temps et amplitudes des mécanismes géologiques impactant le niveau marin. SF = Sea Floor (Miller et al., 2005).

Les variations eustatiques peuvent être estimées à partir de nombreux outils et *proxies* : des mesures satellitaires, des marégraphes, des marqueurs du rivage, des récifs et atolls, des isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) ainsi que par l'histoire de submersion des marges continentales. Cependant ces *proxies* n'ont pas tous la même échelle de temps et ne nous permettent pas de remonter autant dans le temps. Par exemple, les mesures via satellites ne sont disponibles que pour les 25 dernières

années, et les données des marégraphes n'existent que depuis environ 150 ans. C'est pourquoi, pour des longues reconstructions paléo-climatiques le $\delta^{18}\text{O}$, mesuré dans les archives géologiques, est le plus souvent utilisé. Cette mesure est généralement réalisée sur les foraminifères benthiques avec comme postulat que l'océan profond est relativement préservé des variations locales de température et de salinité par rapport à la surface.

Les données du $\delta^{18}\text{O}$ issues des foraminifères benthiques traduisent principalement la composition isotopique de l'eau de mer (voir chapitre 2 pour la définition du $\delta^{18}\text{O}$). En effet, pendant les périodes glaciaires, l'accumulation de glace pauvre en ^{18}O a comme résultante l'enrichissement de l'eau de mer en ^{18}O (distillation de Rayleigh) et inversement durant les périodes interglaciaires. Ainsi, les variations du $\delta^{18}\text{O}$ dans les tests de foraminifères benthiques donnent donc des informations sur les variations du volume des calottes glaciaires et permettent d'en déduire les variations équivalentes au niveau marin (Chappell and Shackleton, 1986).

C'est par cette méthode qu'a été construite la première courbe chronostratigraphique basée sur la mesure du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques durant le projet SPECMAP (SPECTral MAPing Project) pour les 300 000 dernières années (Martinson et al., 1987, Pisias et al., 1984). Par la suite, sur une période plus longue c'est la courbe LR04 (synthèse et assemblages de 57 différentes courbes de $\delta^{18}\text{O}$ dans les foraminifères benthiques) qui a été prise comme référence pour les derniers 5,3 Ma (Lisiecki and Raymo, 2005).

La reconstruction des variations du niveau marin a également été possible grâce à la mesure du $\delta^{18}\text{O}$ dans les carottes de glaces obtenues en Antarctique et au Groenland (Vostok : 400 ka, Petit et al., 1999, et Epica Dome C : 800 ka, Augustin et al., 2004).

Grâce à cette technique, de nombreux auteurs ont tenté de reconstruire la courbe des variations du niveau marin (Skene et al., 1998, Waelbroeck et al., 2002). Un des plus récents exemples de reconstitution illustré par Rohling et al. (2009), met en évidence l'amplitude des variations eustatiques globales des derniers 550 ka (Figure 11).

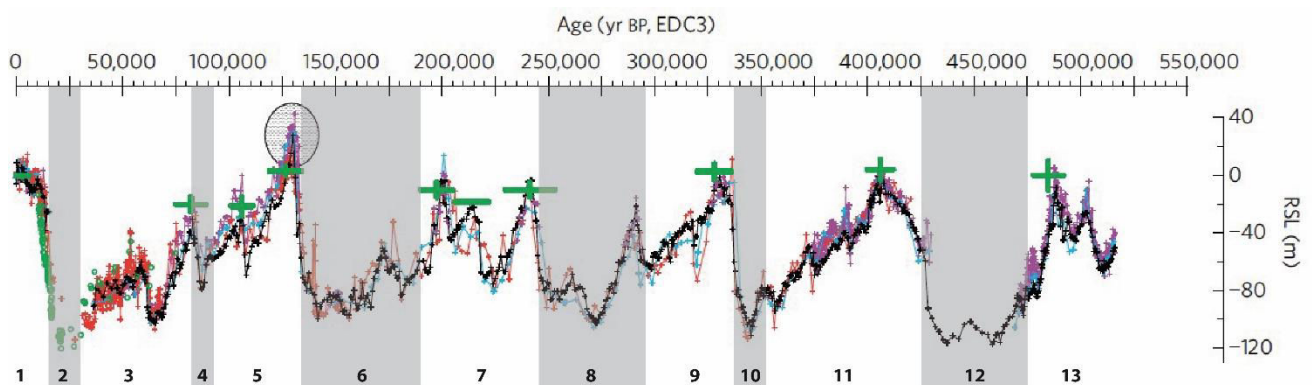


Figure 11 : Reconstruction du niveau marin des 550 000 dernières années dans la Mer Rouge à partir du $\delta^{18}\text{O}$ mesuré dans les carbonates du centre de la mer rouge dans la carotte GeoTü-KL09. (Noir : sédiment total ; violet : *G. ruber* à haute résolution ; bleu claire : échantillon pilote de *G. ruber* ; symboles verts : coraux et spéléothèmes) (Rohling et al., 2009). Les chiffres indiquent les stades isotopiques (MIS).

Les reconstructions du niveau marin relatif nous montrent que le plus haut niveau marin global a été atteint il y a environ 125 ka (MIS 5 dans la Figure 11), dépassant de quelques mètres le niveau actuel (Siddall et al., 2007). A l'inverse, pendant les phases glaciaires, la baisse du niveau marin est estimée à plus de -120 m par rapport à l'actuel, avec un timing différent selon les stades (Rohling et al., 2014, Rohling et al., 2009).

VI) LES VARIATIONS CLIMATIQUES ET OcéANOGRAPHIQUE EN AUSTRALIE

L'Australie étant le continent habité le plus aride, l'étude du climat et du phénomène de la mousson a toujours suscité un vif intérêt de la part de la communauté scientifique.

Récemment, les *proxies* étudiés dans les enregistrements sédimentaires ont démontrés que la partie Nord-Ouest du continent australien, a subi un brusque changement dans son régime pluvieux entre la fin du Miocène et le Pléistocène Moyen (5,5 Ma). Celui-ci est passé d'une période sèche à une période plus humide caractérisée par des précipitations toute l'année (Christensen et al., 2017). Ensuite, vers 3,3 Ma, le climat a changé à nouveau, passant à un régime plus saisonnier avec la mise en place de la voie de transport de poussière du centre du continent vers la côte Ouest (Figure 12).

Le climat de l'Australie pendant le Quaternaire a oscillé entre des épisodes secs et humides (précipitations) largement liés aux phases glaciaires et interglaciaires, respectivement (Nanson et al., 1992, Stuut et al., 2014, Bowler, 1976). Cette configuration semble être l'inverse de la variabilité climatique typiquement retrouvée dans les autres parties de l'hémisphère Sud à la même latitude (~20°). En effet des études sur la taille des particules sédimentaires au large de la Namibie (Océan Atlantique Sud-Est) et du Chili (Océan Pacifique Sud-Est) ont montré qu'ils présentaient tous deux un Dernier Maximum Glaciaire humide avec un Holocène plutôt aride (Stuut and Lamy, 2004, Chase and Meadows, 2007). Ce phénomène semble également s'étendre jusqu'au MIS 8 (300 000 dernières années) comme l'ont montré les travaux sur les enregistrements sédimentaires dans les carottes profondes (2280m) au large du Désert de Kalhari (Stuut et al., 2002). En effet, cette étude montre que pendant les périodes interglaciaires les sédiments sont plus grossiers (~7 -13 μm) et correspondent à une origine éolienne alors que pendant les périodes glaciaires, les sédiments sont plus fins (~4 μm) et correspondent à une origine plutôt fluviatile (Stuut et al., 2002).

Pendant les périodes glaciaires en Australie, c'est également une intensification des vents en général, mais surtout un renforcement des alizés qui a également été démontrée par Stuut et al. (2014) via l'étude de la taille des particules éoliennes et des analyses géochimiques (en particulier le rapport Zr/Fe obtenus grâce à la spectrométrie de fluorescence des rayons X, voir Chapitre 2) Cette intensification des alizés a de ce fait favorisé le transport de poussière à travers le continent pendant les périodes glaciaires.

La plupart des reconstructions paléo-océanographiques effectuées le long de la côte Ouest australienne sont focalisées sur la mise en place et l'évolution des courants en se concentrant essentiellement sur le dernier maximum glaciaire et le Pléistocène supérieur. Ces études s'accordent pour dire que lorsque le niveau marin relatif est bas, l'ITF est réduit (réorientation vers le *South Equatorial Current* et/ou vers le *South Java Current*), entraînant ainsi une réduction de la puissance du courant de Leeuwin (De Deckker, 1997, Wells and Wells, 1994).

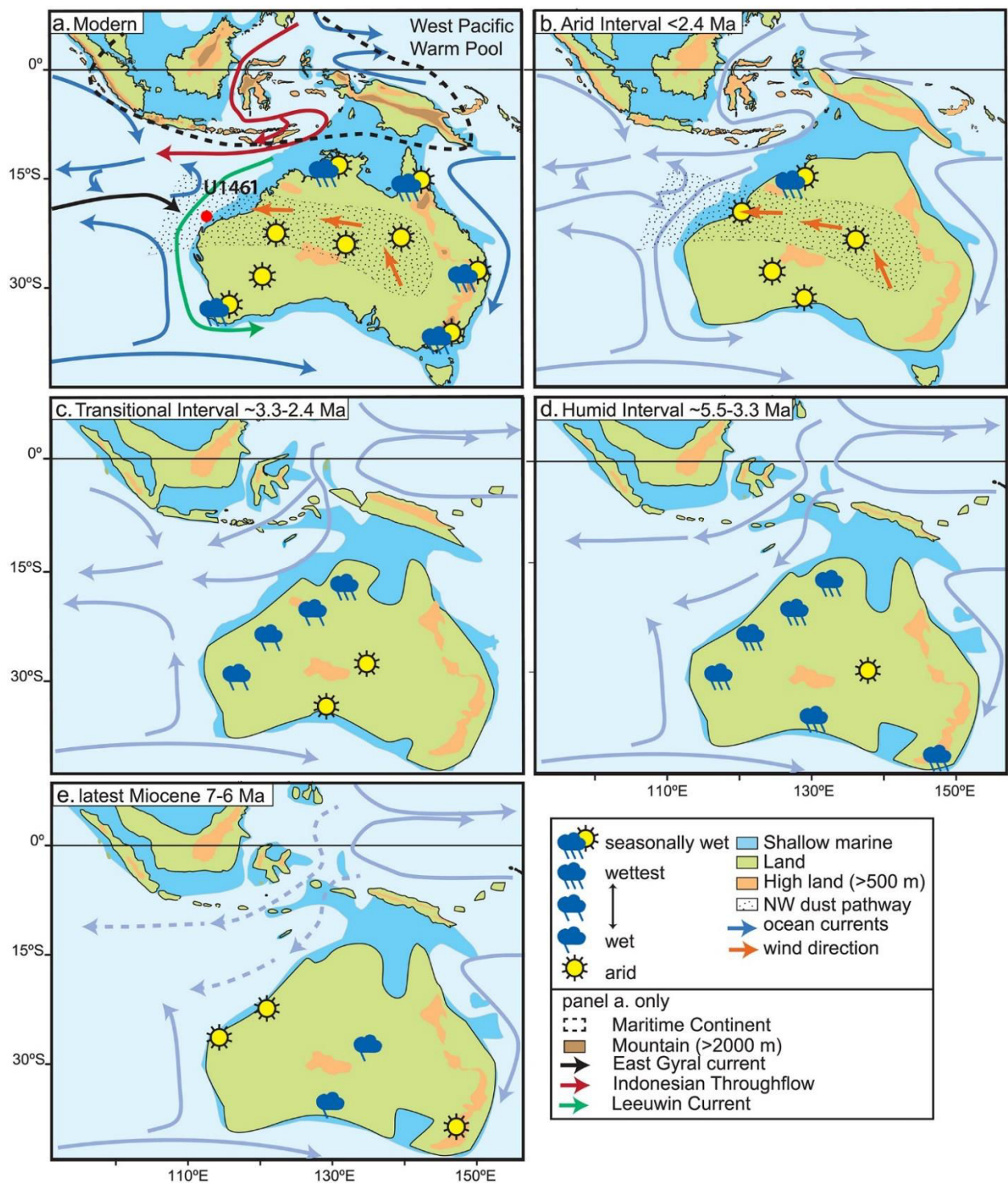


Figure 12 : Changement tectonique et océanographique aux grandes périodes de changement climatique pendant le Néogène. (a) Situation moderne, emplacement du site U1461 ; b) Intervalle aride (à partir de ~ 2,4 Ma) ; c) intervalle de transition (~ 3,3–2,4 Ma) ; d) intervalle humide (~ 5,5–3,3 Ma) ; et e) Miocène supérieur (~ 7–6 Ma). (Cartes paléogéographiques modifiées à partir de Hall (2012)). Le positionnement de la voie de transport de poussière moderne du Nord-Ouest sur les figures 1a et 1b a été établi d’après Bowler (1976, 1982). La ITF moderne est matérialisée en rouge (figure 1a) ; Le courant de Leeuwin est en vert (Christensen et al., 2017).

Les cycles glaciaires-interglaciaires semblent également impacter l’activité de la mousson indo-australienne. Van Der Kaars et al. (2006) ont montré grâce à l’étude des pollens dans la partie Nord-

Ouest du continent que pendant le Dernier Maximum Glaciaire, la quantité des précipitations due à la mousson d'été avait été fortement amoindrie et que cela était la résultante de l'inactivité de la mousson dans cette région. De plus, Magee et al. (2004), par l'étude du niveau du Lac Eyre, ont également mis en évidence que la mousson était fortement réduite (voire inactive) pendant les périodes glaciaires avec à l'inverse des périodes d'intensification pendant les périodes interglaciaires.

Il est maintenant établi que la variabilité climatique (cycles glaciaires/interglaciaires) influence fortement les phénomènes atmosphériques (précipitations, mousson). Mais qu'en est-il du courant océanique ? Comme on l'a vu précédemment, le climat impacte fortement le niveau marin, induisant ainsi des perturbations dans l'écoulement des eaux et plus précisément au niveau des seuils indonésiens peu profonds. Cela aura pour résultante d'impacter l'intensité du courant de Leeuwin qui est issu de l'ITF.

En effet, plusieurs études ayant analysé les assemblages de microfossiles, ont suggéré que la masse d'eau dominante sur le plateau Ouest australien pendant les périodes glaciaires était le WAC, réduisant ainsi l'influence du LC (Barrows and Juggins, 2005, Takahashi and Okada, 2000, Wells and Wells, 1994). L'étude des nannofossiles calcaires et des radiolaires (Takahashi and Okada, 2000, Rogers and De Deckker, 2007) a mis en évidence l'absence d'eaux chaudes du LC lors du LGM à 24 ° S (près de Shark Bay) et au Sud de 20 ° S (Barrow Island) respectivement. De plus, Gingele et al. (2001) ont suggéré une diminution du volume d'écoulement de l'ITF au cours du LGM en utilisant l'étude des minéraux argileux dans des carottes récupérées sur le plateau Nord-Ouest de l'Australie (Gingele et al., 2001b). À l'inverse, le LC était probablement plus chaud, plus profond et plus intense pendant les périodes chaudes interglaciaires, en particulier pendant le MIS 11 (Spooner et al., 2011).

Reconstruction du niveau de la mer en Australie et Australie occidentale

La marge continentale australienne occidentale est tectoniquement relativement stable et moins affectée par les effets de l'ajustement glacio-eustatique en raison de son emplacement « éloigné » des dernières régions recouvertes de glaces (Collins et al., 2006). Cependant, les amplitudes des hauts niveaux marins de l'Holocène le long de la côte australienne varient entre 1 et 2,5 m au-dessus du niveau actuel de la mer. Au Sud-Ouest de l'Australie, des travaux plus récents ont confirmé l'existence d'un haut niveau marin centré à 6 ka BP (Figure 13), reflétant très probablement les processus hydro-isostatiques. Mais la question d'un éventuel signal tectonique reste à résoudre (Collins et al., 2006, Wyrwoll et al., 1995).

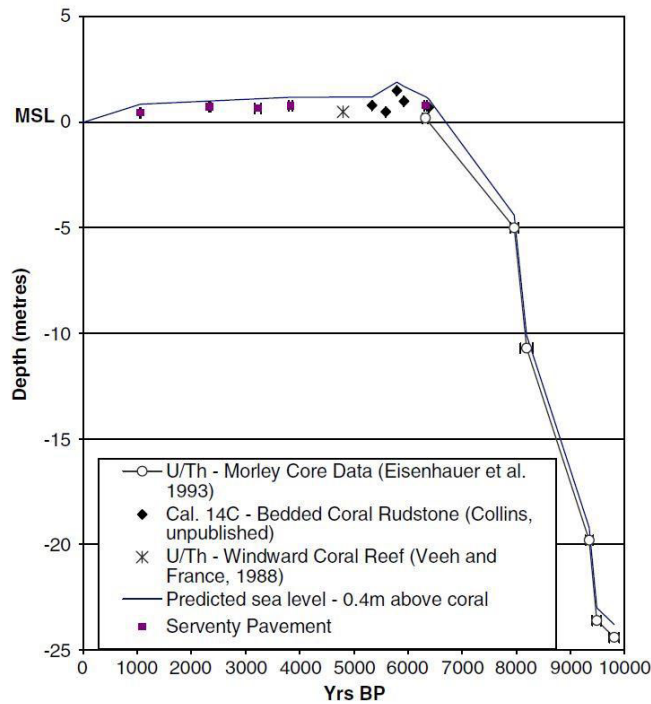


Figure 13 : Reconstruction du niveau marin sur la côte ouest australienne pendant les derniers 10 000 ans (Collins et al., 2006).

Des reconstructions du niveau marin pendant le LGM ont également été conduites dans le Golfe de Bonaparte (situé au Nord du continent australien) grâce à l'étude des assemblages de microfossiles et aux datations radiogéniques du ^{14}C . Cette étude conclut que le niveau marin pendant le LGM était de -125 ± 4 m et que celui-ci se termine brutalement à 19 000 cal BP avec une rapide remontée de 15 m en seulement 500 ans (Yokoyama et al., 2001). Par la suite, ce sont Eisenhauer et al. (1996) et Stirling et al. (1998) qui ont étudié les variations eustatiques du dernier Interglaciaire (MIS 5). Que ce soit à Turtle Bay (*Houtman Abrolhos Islands*) ou à Rottnest Island, les deux études ont conclu que pendant le MIS 5 le niveau marin était supérieur à l'actuel avec une valeur comprise entre +4 m (Eisenhauer et al., 1996) et +3 m (Stirling et al., 1998).

Au-delà du MIS 5, les reconstructions eustatiques sont quasi inexistantes. Notre étude pourra donc apporter une contribution dans ce domaine à l'aide de la microfaune benthique.

- AUGUSTIN, L., BARBANTE, C., BARNES, P. R., BARNOLA, J. M., BIGLER, M., CASTELLANO, E., CATTANI, O., CHAPPELLAZ, J., DAHL-JENSEN, D. & DELMONTE, B. 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429, 623-628. doi: 10.1038/nature02599
- BARROWS, T. T. & JUGGINS, S. 2005. Sea-surface temperatures around the Australian margin and Indian Ocean during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1017-1047.
- BERGER, A., LI, X. & LOUTRE, M.-F. 1999. Modelling northern hemisphere ice volume over the last 3 Ma. *Quaternary Science Reviews*, 18, 1-11. doi.org/10.1016/S0277-3791(98)00033-X
- BERGER, A. & LOUTRE, M. F. 2004. Théorie astronomique des paléoclimats. *Comptes Rendus Geoscience*, 336, 701-709. doi.org/10.1016/j.crte.2004.02.006
- BETZLER, C., EBERLI, G., LÜDMANN, T., REOLID, J., KROON, D., REIJMER, J., SWART, P., WRIGHT, J., YOUNG, J. & ALVAREZ-ZARIKIAN, C. 2018. Refinement of Miocene sea level and monsoon events from the sedimentary archive of the Maldives (Indian Ocean). *Progress in Earth and Planetary Science*, 5, 5. doi:10.1186/s40645-018-0165-x
- BLEWETT, R. 2012. *Shaping a nation: A geology of Australia*, Geoscience Australia and ANU E-Press.
- BOWLER, J. M. 1976. Aridity in Australia: Age, origins and expression in aeolian landforms and sediments. *Earth-Science Reviews*, 12, 279-310.
- BOWLER, J. M. 1982 Aridity in the late Tertiary and Quaternary of Australia. In 'Evolution of the flora and fauna of arid Australia'. (Eds WR Barker, PJM Greenslade) pp. 35–45. Peacock Publications: Adelaide
- BUREAU OF METEOROLOGY. 1988b: Climatic averages. Department of Administrative Services.
- BUREAU OF METEOROLOGY. 2009. Climate of Australia : the authoritative climate reference, Bureau of Meteorology, Melbourne
- CATHRO, D. L., AUSTIN, J. A. & MOSS, G. D. 2003. Progradation along a deeply submerged Oligocene–Miocene heterozoan carbonate shelf: How sensitive are clinofolds to sea level variations? *AAPG bulletin*, 87, 1547-1574. doi.org/10.1306/05210300177
- CHAPPELL, J. & SHACKLETON, N. J. 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324, 137.
- CHASE, B. M. & MEADOWS, M. E. 2007. Late Quaternary dynamics of southern Africa's winter rainfall zone. *Earth-Science Reviews*, 84, 103-138. doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.06.002
- CHRISTENSEN, B. A., RENEMA, W., HENDERIKS, J., DE VLEESCHOUWER, D., GROENEVELD, J., CASTAÑEDA, I. S., REUNING, L., BOGUS, K., AUER, G. & ISHIWA, T. 2017. Indonesian Throughflow drove Australian climate from humid Pliocene to arid Pleistocene. *Geophysical Research Letters*, 44, 6914-6925. doi.org/10.1002/2017GL072977
- CLARK, P. U. & POLLARD, D. 1998. Origin of the middle Pleistocene transition by ice sheet erosion of regolith. *Paleoceanography*, 13, 1-9. doi.org/10.1029/97PA02660
- CLARKE, G. L. 2009. The geology of Australia. *GEOLOGY-Volume IV*, 298.
- COLLINS, L. Tertiary foundations and Quaternary evolution of coral reef systems of Australia's North West Shelf. The sedimentary basins of Western Australia 3: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia Symposium, Perth, WA, 2002, 2002. Petroleum Exploration Society of Australia, 129-152.

- COLLINS, L. B., ZHAO, J.-X. & FREEMAN, H. 2006. A high-precision record of mid-late Holocene sea-level events from emergent coral pavements in the Houtman Abrolhos Islands, southwest Australia. *Quaternary International*, 145, 78-85. doi.org/10.1016/j.quaint.2005.07.006
- CRONIN, T. M., DWYER, G. S., CAVERLY, E., FARMER, J., DENINNO, L. H., RODRIGUEZ-LAZARO, J. & GEMERY, L. 2017. Enhanced Arctic amplification began at the mid-Brunhes event ~ 400,000 years ago. *Scientific reports*, 7, 14475. doi.org/10.1038/s41598-017-13821-2
- DE DECKKER, P. 1997. The significance of the oceans in the Australasian region with respect to global palaeoclimates: future directions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131, 511-515. doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00093-X
- DING, X., BASSINOT, F., GUICHARD, F. & FANG, N. 2013. Indonesian Throughflow and monsoon activity records in the Timor Sea since the last glacial maximum. *Marine Micropaleontology*, 101, 115-126. doi.org/10.1016/j.marmicro.2013.02.003
- DOMINGUES, C. M., MALTRUD, M. E., WIJFFELS, S. E., CHURCH, J. A. & TOMCZAK, M. 2007. Simulated Lagrangian pathways between the Leeuwin Current System and the upper-ocean circulation of the southeast Indian Ocean. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 54, 797-817. doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.10.003
- EISENHAUER, A., ZHU, Z., COLLINS, L., WYRWOLL, K. & EICHSTÄTTER, R. 1996. The Last Interglacial sea level change: new evidence from the Abrolhos islands, West Australia. *Geologische Rundschau*, 85, 606-614. doi.org/10.1007/BF02369014
- FENG, M. & MEYERS, G. 2003. Interannual variability in the tropical Indian Ocean: a two-year time-scale of Indian Ocean Dipole. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50, 2263-2284. doi.org/10.1016/S0967-0645(03)00056-0
- GALLAGHER, S.J., FULTHORPE, C.S., BOGUS, K., AUER, G., BARANWAL, S., CASTAÑEDA, I.S., CHRISTENSEN, B.A., DE VLEESCHOUWER, D., FRANCO, D.R., GROENEVELD, J., GURNIS, M., HALLER, C., HE, Y., HENDERIKS, J., HIMMLER, T., ISHIWA, T., IWATANI, H., JATININGRUM, R.S., KOMINZ, M.A., KORPANTY, C.A., LEE, E.Y., LEVIN, E., MAMO, B.L., MCGREGOR, H.V., MCHUGH, C.M., PETRICK, B.F., POTTS, D.C., RASTEGAR LARI, A., RENEMA, W., REUNING, L., TAKAYANAGI, H., AND ZHANG, W., 2017. Expedition 356 Summary. Proceedings of the International Ocean Discovery Program 356. <http://dx.doi.org/10.14379/iodp.proc.356.106.2017>
- GALLAGHER, S. J., WALLACE, M. W., LI, C. L., KINNA, B., BYE, J. T., AKIMOTO, K. & TORII, M. 2009. Neogene history of the West Pacific warm pool, Kuroshio and Leeuwin currents. *Paleoceanography*, 24. doi.org/10.1029/2008PA001660
- GANACHAUD, A. & WUNSCH, C. 2000. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature*, 408, 453. doi.org/10.1038/35044048
- GINGELE, F., DE DECKKER, P. & HILLENBRAND, C. D. 2001b. Late Quaternary fluctuations of the Leeuwin Current and palaeoclimates on the adjacent land masses: clay mineral evidence. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 867-874. doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00905.x
- GOLDBERG, E. D. & GRIFFIN, J. J. The sediments of the northern Indian Ocean. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 1970. Elsevier, 513-537. doi.org/10.1016/0011-7471(70)90065-3
- GORDON, A. L. 1986. Interocean exchange of thermocline water. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 91, 5037-5046. doi.org/10.1029/JC091iC04p05037

- GORDON, A. L. 2005. Oceanography of the Indonesian seas and their throughflow. *Oceanography*, 18, 14-27.
- GORDON, A. L., SUSANTO, R. D. & VRANES, K. 2003. Cool Indonesian throughflow as a consequence of restricted surface layer flow. *Nature*, 425, 824. doi.org/10.1038/nature02038
- GROOTES, P. M., STUIVER, M., WHITE, J., JOHNSEN, S. & JOUZEL, J. 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366, 552. doi.org/10.1038/366552a0
- GROUSSET, F. 2001. Les changements abrupts du climat depuis 60 000 ans/Abrupt climatic changes over the last 60,000 years. *Quaternaire*, 12, 203-211.
- HALL, R. 2012. Sundaland and Wallacea. In: ROSEN, B., GOWER, D., RICHARDSON, J., JOHNSON, K., RÜBER, L. & WILLIAMS, S. (eds.) *Biotic Evolution and Environmental Change in Southeast Asia*. Cambridge: Cambridge University Press.
- HAWKE, G. 1973. Dust storms in NSW. *Weatherfront*, 1, 20-22.
- HAYS, J. D., IMBRIE, J. & SHACKLETON, N. J. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. 1976. American Association for the Advancement of Science Washington, DC.
- HESSE, P. P. 1994. The record of continental dust from Australia in Tasman Sea sediments. *Quaternary Science Reviews*, 13, 257-272. doi.org/10.1016/0277-3791(94)90029-9
- HESSE, P. P. & MCTAINSH, G. H. 2003. Australian dust deposits: modern processes and the Quaternary record. *Quaternary Science Reviews*, 22, 2007-2035. doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00164-1
- HOCKING, R. M. 1987. Geology of the Carnarvon basin, Western Australia. *Geological Survey of Western Australia Bulletin*.
- HULL, J. & GRIFFITHS, C. 2002. *Sequence stratigraphic evolution of the Albian to Recent section of the Dampier Sub-basin, North West Shelf, Australia*. PhD thesis 1999. University of Adelaide, Australia.
- JAMES, N. P. & BONE, Y. 1991. Origin of a cool-water, Oligo-Miocene deep shelf limestone, Eucla Platform, southern Australia. *Sedimentology*, 38, 323-341. doi.org/10.1111/j.1365-3091.1991.tb01263.x
- JAMES, N. P., BONE, Y., COLLINS, L. B. & KYSER, T. K. 2001. Surficial sediments of the Great Australian Bight: facies dynamics and oceanography on a vast cool-water carbonate shelf. *Journal of Sedimentary Research*, 71, 549-567. doi.org/10.1306/102000710549
- JAMES, N. P., COLLINS, L. B., BONE, Y. & HALLOCK, P. 1999. Subtropical carbonates in a temperate realm; modern sediments on the Southwest Australian shelf. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 1297-1321. doi.org/10.2110/jsr.69.1297
- JENNINGS, J. 1968. A revised map of the desert dunes of Australia. *Australian Geographer*, 10, 408-409.
- JOHNSTONE, M., LOWRY, D. & QUILTY, P. 1973. The geology of southwestern Australia—a review. *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 56, 5-15.
- JOUZEL, J., MASSON-DELMOTTE, V., CATTANI, O., DREYFUS, G., FALOURD, S., HOFFMANN, G., MINSTER, B., NOUET, J., BARNOLA, J.-M. & CHAPPELLAZ, J. 2007. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *science*, 317, 793-796. doi: 10.1126/science.1141038

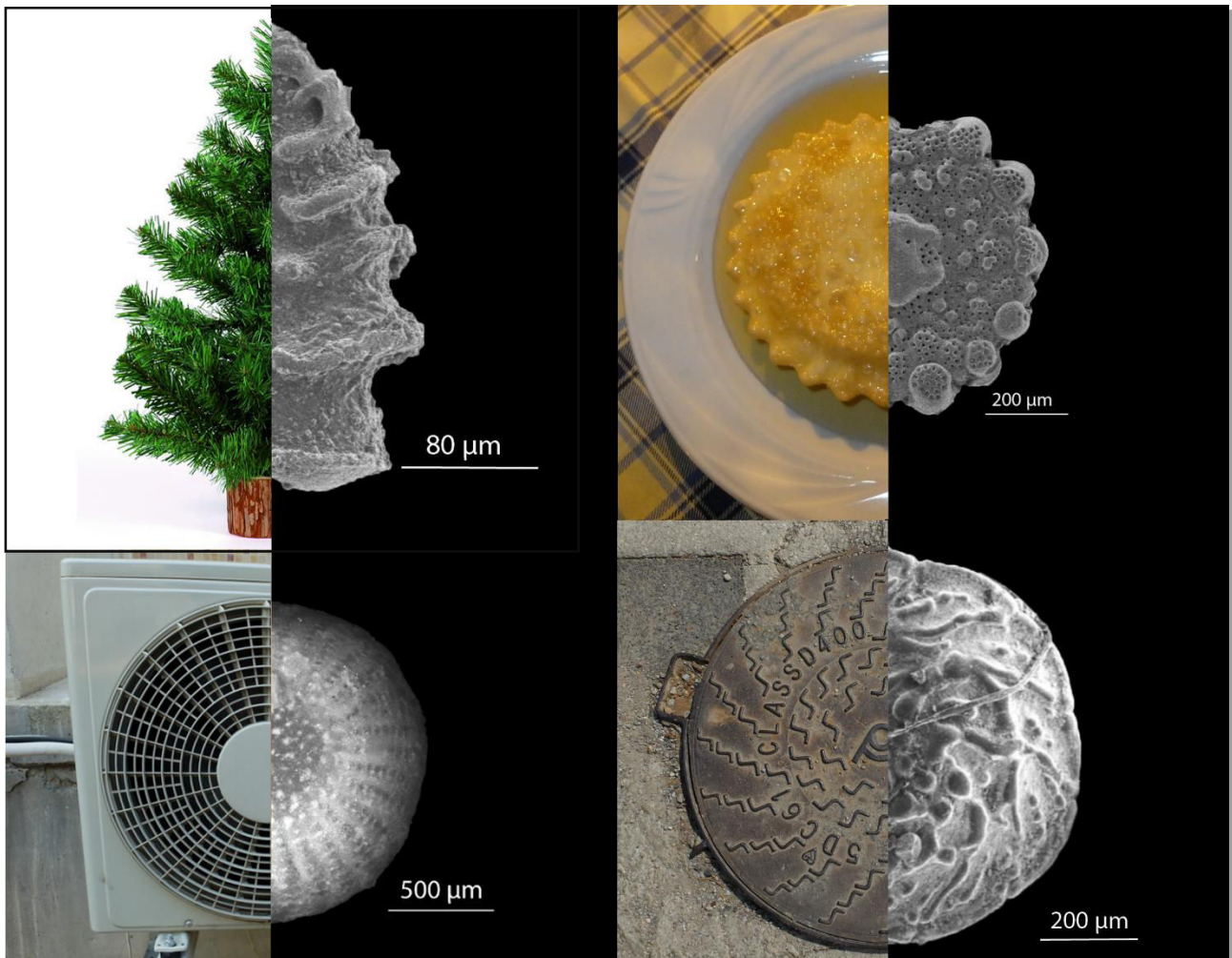
- KENDRICK, G. W., WYRWOLL, K.-H. & SZABO, B. J. 1991. Pliocene-Pleistocene coastal events and history along the western margin of Australia. *Quaternary Science Reviews*, 10, 419-439. doi.org/10.1016/0277-3791(91)90005-F
- KNIGHT, A. W., MCTAINSH, G. & SIMPSON, R. 1995. Sediment loads in an Australian dust storm: implications for present and past dust processes. *Catena*, 24, 195-213. doi.org/10.1016/0341-8162(95)00026-O
- KOTTEK, M., GRIESER, J., BECK, C., RUDOLF, B. & RUBEL, F. 2006. World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15, 259-263. doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0130
- LISIECKI, L. E. & RAYMO, M. E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20. doi.org/10.1029/2004PA001071
- LIU, C., FULTHORPE, C. S., AUSTIN JR, J. A. & SANCHEZ, C. M. 2011. Geomorphologic indicators of sea level and lowstand paleo-shelf exposure on early–middle Miocene sequence boundaries. *Marine Geology*, 280, 182-194. doi.org/10.1016/j.margeo.2010.12.010
- LOEWE, F. 1943. *Duststorms in Australia / by F. Loewe*, Melbourne, Commonwealth of Australia, Commonwealth Meteorological Bureau.
- LOURENSZ, R. & ABE, K. 1983. A dust storm over Melbourne. *Weather*, 38, 272-275.
- MAGEE, J. W., MILLER, G. H., SPOONER, N. A. & QUESTIAUX, D. 2004. Continuous 150 ky monsoon record from Lake Eyre, Australia: insolation-forcing implications and unexpected Holocene failure. *Geology*, 32, 885-888. doi.org/10.1130/G20672.1
- MARTINSON, D. G., PISIAS, N. G., HAYS, J. D., IMBRIE, J., MOORE, T. C. & SHACKLETON, N. J. 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy 1. *Quaternary research*, 27, 1-29.
- MCBRIDE, J. L. 1987. The Australian summer monsoon. *Monsoon Meteorology*, 203, 13.
- MCGOWAN, H. A., KAMBER, B., MCTAINSH, G. H. & MARX, S. K. 2005. High resolution provenancing of long travelled dust deposited on the Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology*, 69, 208-221. doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.01.005
- MCGOWAN, H. A., MCTAINSH, G. H., ZAWAR-REZA, P. & STURMAN, A. P. 2000. Identifying regional dust transport pathways: Application of kinematic trajectory modelling to a trans-Tasman case. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 633-647.
- MCGOWAN, B., LI, Q., CANN, J., PADLEY, D., MCKIRDY, D. M. & SHAFIK, S. 1997. Biogeographic impact of the Leeuwin Current in southern Australia since the late middle Eocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 136, 19-40. doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00073-4
- MILANKOVITCH, M. 1941. Kanon der Erdbestahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. *Royal Serbian Academy Special Publication*, 133, 1-633.
- MILLER, K. G., KOMINZ, M. A., BROWNING, J. V., WRIGHT, J. D., MOUNTAIN, G. S., KATZ, M. E., SUGARMAN, P. J., CRAMER, B. S., CHRISTIE-BLICK, N. & PEKAR, S. F. 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *science*, 310, 1293-1298. doi: 10.1126/science.1116412
- MORY, A., HAIG, D., MCLOUGHLIN, S. & HOCKING, R. 2005. Geology of the northern Perth Basin, Western Australia—a field guide. *GEOLOGY*, 9.

- MOSS, G. D., CATHRO, D. L. & AUSTIN JR, J. A. 2004. Sequence biostratigraphy of prograding clinofolds, northern Carnarvon Basin, Western Australia: a proxy for variations in Oligocene to Pliocene global sea level? *Palaios*, 19, 206-226.
- NANSON, G. C., PRICE, D. M. & SHORT, S. A. 1992. Wetting and drying of Australia over the past 300 ka. *Geology*, 20, 791-794.
- PENA, L. D. & GOLDSTEIN, S. L. 2014. Thermohaline circulation crisis and impacts during the mid-Pleistocene transition. *Science*, 345, 318-322. doi: 10.1126/science.1249770
- PETIT, J.-R., JOUZEL, J., RAYNAUD, D., BARKOV, N. I., BARNOLA, J.-M., BASILE, I., BENDER, M., CHAPPELLAZ, J., DAVIS, M. & DELAYGUE, G. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429. doi:10.1038/20859
- PISIAS, N., MARTINSON, D., MOORE JR, T., SHACKLETON, N., PRELL, W., HAYS, J. & BODEN, G. 1984. High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years. *Marine Geology*, 56, 119-136. doi.org/10.1038/20859
- PISIAS, N. G. & MOORE JR, T. 1981. The evolution of Pleistocene climate: a time series approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 52, 450-458. doi.org/10.1016/0012-821X(81)90197-7
- PLAYFORD, P. E., LOW, G. & COCKBAIN, A. E. 1976. *Geology of the Perth Basin, Western Australia*, Geological Survey of Western Australia.
- POTEMRA, J. T., HAUTALA, S. L. & SPRINTALL, J. 2003. Vertical structure of Indonesian throughflow in a large-scale model. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50, 2143-2161. doi.org/10.1016/S0967-0645(03)00050-X
- RAUPACH, M., MCTAINSH, G. & LEYS, J. 1994. Estimates of dust mass in recent major Australian dust storms. *Australian Journal of Soil and Water Conservation (Australia)*.
- RAYMO, M. E., LISIECKI, L. & NISANCIOLU, K. H. 2006. Plio-Pleistocene ice volume, Antarctic climate, and the global $\delta^{18}\text{O}$ record. *Science*, 313, 492-495. doi: 10.1126/science.1123296
- RAYMO, M. E. & HUYBERS, P. 2008. Unlocking the mysteries of the ice ages. *Nature*, 451, 284. doi:10.1038/nature06589
- REASON, C. J. C., GAMBLE, D. & PEARCE, A. F. 1999. The Leeuwin Current in the Parallel Ocean Climate Model and applications to regional meteorology and fisheries. *Meteorological Applications*, 6, 211-225. doi.org/10.1017/S1350482799001255
- ROGERS, J. & DE DECKKER, P. 2007. Radiolaria as a reflection of environmental conditions in the eastern and southern sectors of the Indian Ocean: A new statistical approach. *Marine Micropaleontology*, 65, 137-162. doi.org/10.1016/j.marmicro.2007.07.001
- ROHLING, E., FOSTER, G. L., GRANT, K., MARINO, G., ROBERTS, A., TAMISIEA, M. E. & WILLIAMS, F. 2014. Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years. *Nature*, 508, 477. doi.org/10.1038/nature13230
- ROHLING, E. J., GRANT, K., BOLSHAW, M., ROBERTS, A., SIDDALL, M., HEMLEBEN, C. & KUCERA, M. 2009. Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles. *Nature Geoscience*, 2, 500. doi.org/10.1038/ngeo557
- RYAN, G., BERNARDEL, G., KENNARD, J., JONES, A., LOGAN, G., ROLLET, N., PRODUCTION, A. P. & ASSOCIATION, E. 2009. A precursor extensive Miocene reef system to the Rowley Shoals reefs, WA: evidence for structural control of reef growth or natural hydrocarbon seepage? *APPEA Journal*, 49, 337-363.

- SCHILLER, A., GODFREY, J., MCINTOSH, P., MEYERS, G. & WIJFFELS, S. 1998. Seasonal near-surface dynamics and thermodynamics of the Indian Ocean and Indonesian Throughflow in a global ocean general circulation model. *Journal of Physical Oceanography*, 28, 2288-2312.
- SHAFIK, S. 1990. The Maastrichtian and early Tertiary record of the Great Australian Bight Basin and its onshore equivalents on the Australian southern margin: a nannofossil study. *BMR Journal of Australian Geology & Geophysics*, 11, 473-497.
- SHAO, Y., WYRWOLL, K.-H., CHAPPELL, A., HUANG, J., LIN, Z., MCTAINSH, G. H., MIKAMI, M., TANAKA, T. Y., WANG, X. & YOON, S. 2011. Dust cycle: An emerging core theme in Earth system science. *Aeolian Research*, 2, 181-204. doi.org/10.1016/j.aeolia.2011.02.001
- SIDDALL, M., CHAPPELL, J. & POTTER, E. K. 2007. 7. Eustatic sea level during past interglacials. In: SIROCKO, F., CLAUSSEN, M., SÁNCHEZ GOÑI, M. F. & LITT, T. (eds.) *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier. doi.org/10.1016/S1571-0866(07)80032-7
- SKENE, K. I., PIPER, D. J., AKSU, A. E. & SYVITSKI, J. P. 1998. Evaluation of the global oxygen isotope curve as a proxy for Quaternary sea level by modeling of delta progradation. *Journal of Sedimentary Research*, 68, 1077-1092. doi.org/10.2110/jsr.68.1077
- SPOONER, M. I., DE DECKKER, P., BARROWS, T. T. & FIFIELD, L. K. 2011. The behaviour of the Leeuwin Current offshore NW Australia during the last five glacial–interglacial cycles. *Global and Planetary Change*, 75, 119-132. doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.10.015
- STIRLING, C., ESAT, T., LAMBECK, K. & MCCULLOCH, M. 1998. Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 745-762. doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00125-3
- STUUT, J.-B. W. & LAMY, F. 2004. Climate variability at the southern boundaries of the Namib (southwestern Africa) and Atacama (northern Chile) coastal deserts during the last 120,000 yr. *Quaternary Research*, 62, 301-309. doi.org/10.1016/j.yqres.2004.08.001
- STUUT, J.-B. W., PRINS, M. A., SCHNEIDER, R. R., WELTJE, G. J., JANSEN, J. F. & POSTMA, G. 2002. A 300-kyr record of aridity and wind strength in southwestern Africa: inferences from grain-size distributions of sediments on Walvis Ridge, SE Atlantic. *Marine Geology*, 180, 221-233. doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00215-8
- STUUT, J.-B. W., TEMMESFELD, F. & DE DECKKER, P. 2014. A 550 ka record of aeolian activity near North West Cape, Australia: inferences from grain-size distributions and bulk chemistry of SE Indian Ocean deep-sea sediments. *Quaternary Science Reviews*, 83, 83-94. doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.11.003
- SUPPIAH, R. 1992. The Australian summer monsoon: a review. *Progress in Physical Geography*, 16, 283-318. doi.org/10.1177/030913339201600302
- TADA, R., ZHENG, H. & CLIFT, P. D. 2016. Evolution and variability of the Asian monsoon and its potential linkage with uplift of the Himalaya and Tibetan Plateau. *Progress in Earth and Planetary Science*, 3, 4. doi.org/10.1186/s40645-016-0080-y
- TAKAHASHI, K. & OKADA, H. 2000. The paleoceanography for the last 30,000 years in the southeastern Indian Ocean by means of calcareous nannofossils. *Marine Micropaleontology*, 40, 83-103. doi.org/10.1016/S0377-8398(00)00033-5
- TOMCZAK, M. & GODFREY, J. S. 2013. *Regional oceanography: an introduction*, Elsevier.
- TZEDAKIS, P., HOOGHIEMSTRA, H. & PÄLIKE, H. 2006. The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon: revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends. *Quaternary Science Reviews*, 25, 3416-3430. doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.09.002

- VAN DER KAARS, S., DE DECKKER, P. & GINGELE, F. X. 2006. A 100 000-year record of annual and seasonal rainfall and temperature for northwestern Australia based on a pollen record obtained offshore. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 21, 879-889. doi.org/10.1002/jqs.1010
- VEEVERS, J. J. 2001. *Atlas of billion-year earth history of Australia and neighbours in Gondwanaland*, Gemoc Press Sydney.
- VENKATARATHNAM, K. & BISCAYE, P. E. 1977. Distribution and origin of quartz in the sediments of the Indian Ocean. *Journal of Sedimentary Research*, 47, 642-649.
- WAELEBROECK, C., LABEYRIE, L., MICHEL, E., DUPLESSY, J. C., MCMANUS, J., LAMBECK, K., BALBON, E. & LABRACHERIE, M. 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21, 295-305. doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00101-9
- WANG, Y.-J., CHENG, H., EDWARDS, R. L., AN, Z., WU, J., SHEN, C.-C. & DORALE, J. A. 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *science*, 294, 2345-2348. doi: 10.1126/science.1064618
- WEBSTER, P. J. 1994. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions. *Reviews of Geophysics*, 32, 427-476. doi.org/10.1029/94RG01873
- WELLS, P. E. & WELLS, G. M. 1994. Large-scale reorganization of ocean currents offshore Western Australia during the Late Quaternary. *Marine Micropaleontology*, 24, 157-186. doi.org/10.1016/0377-8398(94)90020-5
- WIJFFELS, S., BRAY, N., HAUTALA, S., MEYERS, G. & MORAWITZ, W. 1996. The WOCE Indonesian throughflow repeat hydrography sections: I10 and IR6. *International WOCE Newsletter*, 24, e28.
- WYRWOLL, K.-H., GREENSTEIN, B. J. & KENDRICK, G. 2009. The palaeoceanography of the Leeuwin Current: implications for a future world.
- WYRWOLL, K.-H., ZHU, Z., KENDRICK, G., COLLINS, L. & EISENHAEUER, A. 1995. Holocene sea-level events in Western Australia: revisiting old questions. *Journal of Coastal Research*, 321-326.
- YAN, X.-H., HO, C.-R., ZHENG, Q. & KLEMAS, V. 1992. Temperature and size variabilities of the Western Pacific Warm Pool. *Science*, 258, 1643-1645. doi: 10.1126/science.258.5088.1643
- YIN, Q. 2013. Insolation-induced mid-Brunhes transition in Southern Ocean ventilation and deep-ocean temperature. *Nature*, 494, 222. doi.org/10.1038/nature11790
- YOKOYAMA, Y., DE DECKKER, P., LAMBECK, K., JOHNSTON, P. & FIFIELD, L. K. 2001. Sea-level at the Last Glacial Maximum: evidence from northwestern Australia to constrain ice volumes for oxygen isotope stage 2. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 165, 281-297. doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00164-4
- ZHANG, C. 2005. Madden-Julian oscillation. *Reviews of Geophysics*, 43. doi.org/10.1029/2004RG000158

Chapitre 2 : Outils, matériel et méthodes



Projet photo réalisé pour le 6^{ème} Congrès des doctorants de Perpignan (1^{ère} place)

I) LES FORAMINIFÈRES

a) Généralités

1. Milieu de vie et reproduction

Les foraminifères sont apparus il y a 541 Ma durant le Cambrien. Ce sont des organismes unicellulaires (protozoaires) marins qui appartiennent au règne des Protistes et à l'embranchement des *Ganulorecticulosa* (Sen Gupta, 1999). Ces organismes présentent deux types de modes de vie différents : planctonique (dans la zone photique de la colonne d'eau) et benthique (à la surface et dans le sédiment).

Généralement ce sont des organismes de petite taille pouvant varier de 38 µm à 1 cm (Murray, 2006). Leur répartition bathymétrique est très large, s'étendant du milieu côtier jusqu'aux abysses. Bien que les foraminifères soient en grande partie des espèces marines, il existe des espèces qui ont été décrites dans les eaux douces (Holzmann and Pawlowski, 2002, Claparède and Lachmann, 1859) ainsi que dans les environnements terrestres humides (humus d'une forêt tropicale d'eucalyptus, Meisterfeld et al., 2001).

L'étude du cycle de vie des foraminifères a montré une reproduction particulière comprenant une alternance entre une reproduction sexuée et asexuée (Murray, 2006).

2. Nature du test

Les foraminifères ont pour particularité de produire un test autour de leur unique cellule. La forme, la composition ainsi que le nombre de loges (*locula*) et de foramen (orifice) de ce celui-ci vont être des éléments clés pour l'identification d'une espèce (Sen Gupta, 1999). Il existe quatre types de structures pour les parois des tests (Figure 14) :

- Agglutiné : formé par accumulation puis cohésion de particules biogènes ou terrigènes empruntées au milieu de vie (ex : ordres des Astorhizida et Trochamminida).
- Porcelané : test calcaire lisse et imperforé sécrété par l'animal (ex : ordre des Miliolida).
- Hyalin : test calcaire, troué de nombreux pores, sécrété également par l'animal. Il a souvent un aspect vitreux et translucide. (ex : ordre des Lagenida, Bulimina,...)
- Microgranuleux : composé de cristaux de calcite inférieurs à 5 µm de diamètre.

Grâce à ce test qui peut être préservé dans les sédiments, les foraminifères ont une capacité à la fossilisation qui est très importante compte tenu de la stabilité minéralogique de la calcite.

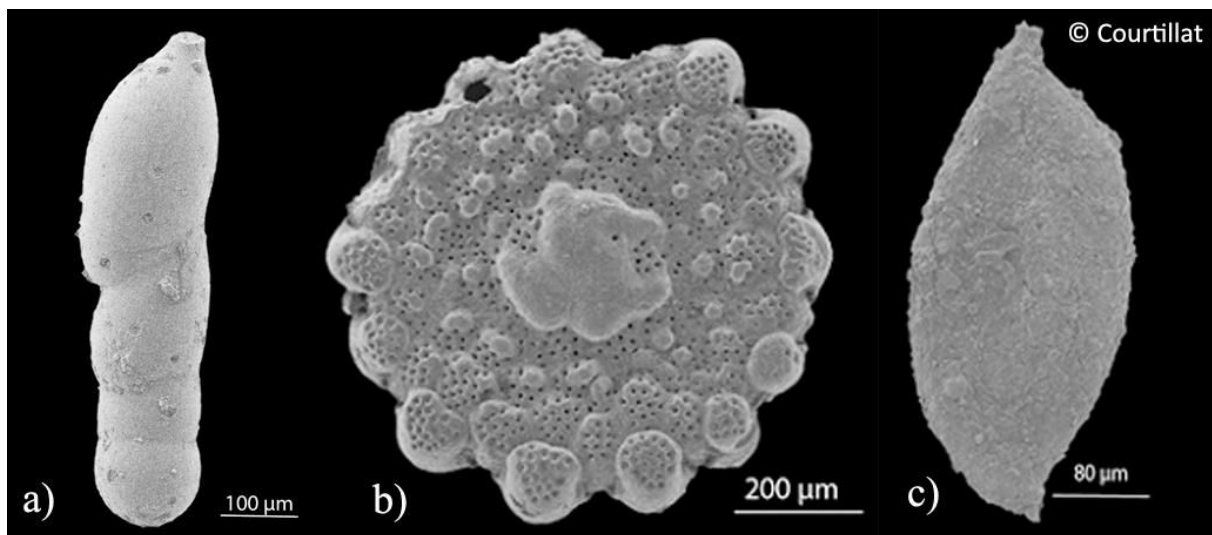


Figure 14 : Illustration des types de test de foraminifères benthiques : a) test porcelané : *Vaginulopsis* sp. ; b) test hyalin : *Planorbulina* sp.; c) test agglutiné : *Sigmoidopsis schlumbergeri*. ©Courtilat

3. Paramètres contrôlant la distribution dans les différents environnements

Les foraminifères benthiques vivent par définition tous au fond de la mer (*benthos* (grec) = profondeur), cependant il existe 2 types principaux de microhabitats (Figure 15). D'une part il y a les foraminifères épipéliques qui vivent à la surface du sédiment et d'autre part les foraminifères endopéliques qui vivent dans le sédiment et qui sont subdivisés en 3 groupes : les endopéliques superficiels (enfouissement de 0 à 1 cm), les endopéliques intermédiaires (enfouissement de 1 à 4 cm) et les endopéliques profonds (enfouissement de 4 à 10 cm) (Corliss, 1991).

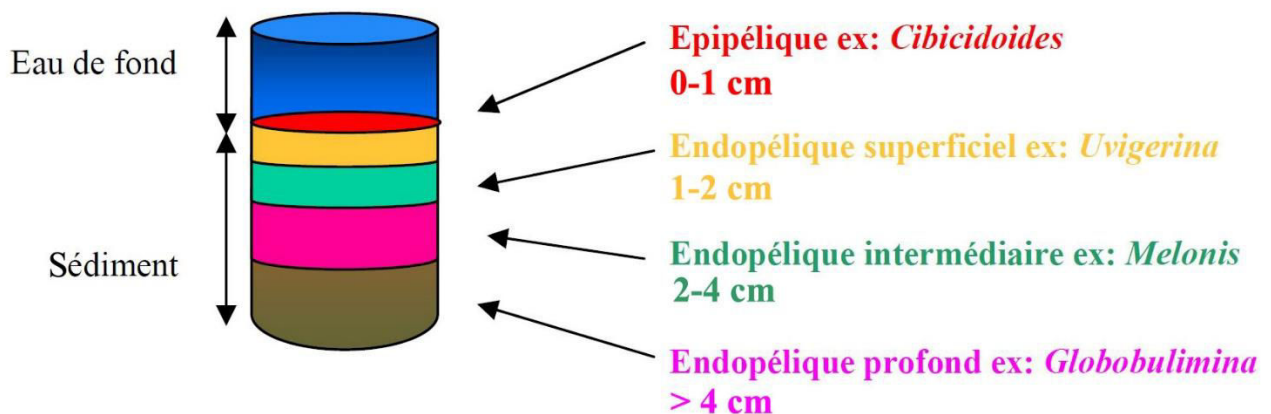


Figure 15 : Schéma des différents types de microhabitats chez les foraminifères benthiques modifié d'après Griveaud (2007).

Comme pour n'importe quel organisme, le milieu de vie influence la façon dont le foraminifère se nourrit. Les foraminifères benthiques sont tous des organismes hétérotrophes qui existent selon 3 désignations différentes suivant leur mode et lieu de vie :

- suspensivores : organismes qui vont capter les particules organiques en suspension au-dessus du sédiment.

- dépositivores : organismes qui utilisent des particules déposées sur le sédiment et/ou introduites dans le sédiment par bioturbation.

- bactériovores : organismes qui se nourrissent de bactéries présentes dans le sédiment.

La répartition des espèces dans le sédiment dépend de plusieurs facteurs, comme par exemple la compétition interspécifique (Gooday, 1986), mais aussi la disponibilité de la matière organique ainsi que l'oxygénation (Lutze and Coulbourn, 1984, Corliss and Emerson, 1990, Loubere et al., 1993, Jorissen et al., 1994, Van der Zwaan et al., 1999, Fontanier et al., 2002).

Cependant d'autres paramètres physico-chimiques interviennent dans la distribution spatiale des foraminifères benthiques, on peut citer par exemple :

- **La salinité** : les foraminifères benthiques sont rencontrés dans des environnements de salinité différente, les classant ainsi en deux catégories : les organismes euryhalins et les sténohalins. Les organismes euryhalins sont tolérants aux eaux saumâtres (0-33 ‰) ou aux eaux hypersalines (>37 ‰). En ce qui concerne les organismes sténohalins ils vivent dans des eaux avec une salinité comprise entre 33 et 37‰. De manière générale, plus la salinité est forte dans un milieu, moins la diversité et le nombre d'espèces seront importants (Murray, 2006).
- **La température** : les foraminifères benthiques peuvent vivre dans des eaux possédant un large spectre de température. En effet, on en retrouve aussi bien dans les eaux polaires que dans des eaux tropicales avec cependant une température limite supérieure de tolérance estimée autour de 45°C (Murray, 2006). Les foraminifères benthiques peuvent être classés dans deux groupes : les organismes eurythermes et les organismes sténothermes. Les organismes eurythermes sont capables de supporter une large gamme de température alors que les organismes sténothermes au contraire sont confinés dans des gammes de température restreinte.
- **L'hydrodynamisme** : Dans les milieux où le courant est fort, vivent généralement des espèces épipéliques qui sont attachées au substrat (Murray, 2006). De plus, la circulation des masses d'eaux est capable d'influer fortement la distribution de l'oxygène dissout et le transfert de matière organique sur le fond. Des perturbations physiques du substrat (sédiments balayés) peuvent également être générées par un fort hydrodynamisme.
- **La profondeur d'eau** : même si la profondeur d'eau n'affecte pas la répartition des foraminifères de façon directe elle constitue quand même un paramètre important qui agit sur les autres facteurs écologiques vus précédemment. De façon générale, dans les environnements marins les faunes sont découpées en trois groupes : 1) les faunes

néritiques vivant entre 0 et 200 m, 2) les faunes bathyales vivant entre 200 et 3000 m et 3) les faunes abyssales qui vivent à plus de 3000 m de profondeur.

b) Utilisation paléo-climatique et paléo-environnementale

Les foraminifères benthiques sont très utilisés dans les études paléo-environnementales et paléo-océanographiques car ils ont un fort potentiel de fossilisation (Murray, 2006). Grâce à cela, ils peuvent avoir des rôles majeurs dans les reconstructions paléoclimato-environnementales.

Historiquement, les foraminifères benthiques ont suscité un intérêt majeur pour établir la biostratigraphie générale d'un dépôt (Cushman, 1928). En effet, même s'il est très compliqué d'obtenir une biostratigraphie très fine sans une connaissance très pointue des relations phylétiques des espèces (microévolution), il est tout de même possible de distinguer les grandes périodes géologiques (Bellier et al., 2010, Bignot, 2001).

Natland (1933) a été ensuite le premier à utiliser les foraminifères benthiques pour une reconstruction paléo-environnementale afin de déterminer la profondeur de dépôt des sédiments dans le Bassin de Ventura (USA). Pendant les 40 années suivantes, les foraminifères benthiques ont donc été utilisés pour déterminer la profondeur d'eau. Par la suite, Pflum and Frerichs (1976) ont été les premiers à mettre en évidence l'importance de l'apport en matière organique sur la distribution des foraminifères benthiques. En outre, Bernhard (1986) a montré que les taxons qui vivent dans des environnements à faible concentrations en oxygène sont souvent caractérisés par une morphologie spécifique (rapport surface/volume maximal). Pour finir, ce sont probablement les travaux de Lutze qui ont provoqué la percée la plus importante et conduit à admettre que le flux organique vers le plancher océanique est le paramètre le plus important contrôlant la distribution de la vie benthique dans les écosystèmes océaniques profonds et ouverts (Lutze, 1980, Lutze and Coulbourn, 1984). Depuis les années 80, de nombreux efforts ont donc été déployés pour identifier les *proxies* fiables de l'oxygénation des eaux de fond et du transport de matière organique vers le plancher océanique.

- Oxygénation des eaux de fond

Les méthodes proposées pour reconstituer les concentrations en oxygène des eaux de fond sur la base des caractéristiques des assemblages de foraminifères benthiques sont au nombre de quatre. Cependant, chacune de ces méthodes présente encore des limites qui perturbent leur interprétation (Tableau 1).

1) Un certain nombre de taxons est utilisé pour identifier des conditions hypoxiques, et la fréquence relative de ces taxons est utilisée comme indice semi-quantitatif de l'oxygénation des eaux de fond. Le meilleur exemple pour cette méthode est l'utilisation de l'Index de l'Oxygène pour les Foraminifères Benthiques (BFOI = *Benthic Foraminifera Oxygen Index*) (Kaiho, 1994, Kaiho, 1991, Kaiho, 1999).

2) La méthode développée par Van der Zwaan et al. (2001) est une méthode présentant une approche opposée à la précédente car elle prend comme référence les espèces dites oxyphiles (= présentant une affinité pour l'oxygène). Ainsi, les variations de leur courbe d'abondance en fonction du temps refléteraient les variations de la concentration en oxygène.

3) D'autres auteurs ont également tenté de relier les assemblages fauniques récents aux valeurs d'oxygénation des eaux de fond par des méthodes statistiques multivariées (Loubere, 1994, Loubere, 1996, Morigi et al., 2001).

4) Schmiedl et al. (2003) ont proposé une technique reposant sur l'association de la proportion de marqueurs résistant à de faibles concentrations en oxygène et sur l'indice de diversité.

- Transport et nature de la matière organique (paléo-productivité)

La connaissance des changements passés de la production primaire et du transport de matière organique vers le fond des océans est essentielle pour comprendre la réponse de « la pompe à carbone biologique » et donc les changements climatiques qui en découlent. Les *proxies* employés pour retracer la paléo-productivité, peuvent être utilisés pour répondre à différents objectifs : soit ils permettent de retracer la productivité primaire dans les eaux de surface soit c'est la reconstitution du flux de carbone organique vers le fond de l'océan qui est ciblée (Jorissen et al., 2007). Il existe 3 différentes méthodes, faisant appel aux assemblages de foraminifères :

- 1) Méthode basée sur les exigences individuelles de chaque espèce (Lutze, 1980) ;
- 2) Méthode basée sur les analyses statistiques multivariées ;
- 3) Méthode basée sur le taux d'accumulation des foraminifères benthiques (BFAR, *Benthic Foraminifera Accumulation Rate*). Cet index a été présenté par Herguera et Berger (1991) et représente le nombre de foraminifères accumulés par unité de temps et de surface. La corrélation entre l'augmentation de la productivité et le flux de matière organique atteignant le fond est réalisé par l'augmentation du nombre de foraminifères benthiques. (Diester-Haass et al., 2011).

L'étude des variations des assemblages des foraminifères benthiques est devenue de moins en moins populaire durant la dernière décennie et pourtant cette méthode a été très utilisée pour reconstruire un large spectre de paramètres océanographiques. On peut citer par exemple la profondeur d'eau, les propriétés des masses d'eau, la concentration en oxygène dissout dans les masses d'eau profondes mais aussi la saisonnalité et l'extension des flux de matière organique vers le fond. Si l'utilisation des assemblages des foraminifères benthiques est moins populaire, en revanche l'utilisation des tests pour réaliser des analyses géochimiques et définir ainsi des *proxies* géochimiques s'est beaucoup développée (isotopes stables, Mg/Ca, Sr/Ca,...) (Elderfield et al., 2006, Lear et al., 2010, Rosenthal et al., 2006, Ravizza and Zachos, 2003, Wefer et al., 1999).

Le Tableau 1 suivant résume les principaux domaines dans lesquels les assemblages de foraminifères benthiques peuvent être utilisés comme *proxy*.

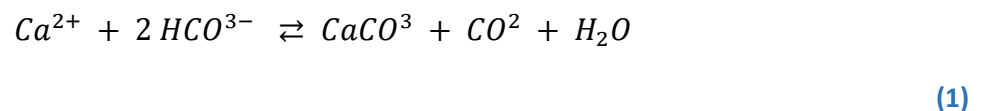
Tableau 1 : Vue d'ensemble des proxies et des méthodes utilisés sur les assemblages des foraminifères benthiques ainsi que leurs limites et les possibles solutions pour y remédier (Jorissen et al., 2007).

Paramètres	Méthodes	Problèmes et solutions
Oxygénation des eaux profondes	Approche par espèce type	Autres calibrations en cours
	Espèces types +index de diversité	Autres calibrations en cours
Flux de matière organique vers le fond (J_z)	Espèces ou groupes d'espèce dépendante du flux	Calibrations en cours
	BFAR	Calibration en cours
Production primaire (PP)	BFAR, dépendance du flux	Nécessite une meilleure connaissance de la relation entre la PP et J _z
Qualité de la matière organique	Approche par espèce type	Nécessite plus de données sur la composition géochimique de la matière organique
	BFAR / flux de Corg	Nécessite plus de recherche
Périodicité du flux de matière organique		Nécessite plus de séries temporelles avec différents contextes de productivité
Caractéristiques physico-chimiques de l'eau		Pourrait fonctionner pour les environnements abyssaux oligotrophes mais plus de recherche sont nécessaires
Intensité du courant		Plus de mesures de l'intensité du courant sont nécessaires.

Tous les *proxies* géochimiques basés sur les restes de micro-organismes reposent sur une connaissance approfondie de leur écologie, qui détermine quand, où et exactement dans quelles conditions la valeur du proxy s'est figée dans le test des microfossiles. Dans le cas des foraminifères benthiques, leurs utilisations nombreuses dans les études géochimiques a suscité un regain d'intérêt pour les études écologiques sur le terrain, mais également dans les études en laboratoire sous conditions contrôlées (Geslin et al., 2004, Nomaki et al., 2005, Nigam et al., 2008, Ernst and Van der Zwaan, 2004).

c) $\delta^{18}\text{O}$: Outil chronologique du climat global

Le rapport isotopique de l'oxygène dans les tests de foraminifères benthiques, est l'un des outils les plus utilisés pour reconstruire le climat passé (Martinson et al., 1987, Pisias et al., 1984, Lisiecki and Raymo, 2005). Ce rapport représente la composition isotopique des carbonates synthétisés par les organismes marins. Ce rapport dépend de la température ainsi que de la composition isotopique de l'eau de mer ($\delta^{18}\text{O}$ de H_2O). En effet, les carbonates sont synthétisés à partir des ions hydrogénocarbonates HCO_3^- , qui sont en équilibre isotopique avec l'eau de mer. L'équation bilan est en effet :



Le carbonate de calcium constituant les tests de foraminifères contient de l' ^{18}O et de l' ^{16}O dans les mêmes proportions que dans l'eau de mer. En période glaciaire, le volume de glace continentale piégeant l' ^{16}O est plus important qu'en période interglaciaire : l'eau de mer est donc proportionnellement enrichie en ^{18}O et le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ mesuré dans les tests de foraminifères est plus élevé.

Ce rapport est calculé grâce à l'équation suivante (2) :

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ sample} - \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ standard}^2}{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ standard}} \right) \times 1000 \quad (2)$$

Comme on l'a vu précédemment (Chapitre 2), cet outil a d'ailleurs permis de définir les stades isotopiques marins (*Marine Isotope Stage*, MIS) qui servent encore aujourd'hui de référence au niveau paléo-climatique en tant qu'échelle stratigraphique isotopique (Emiliani, 1955).

d) $\delta^{13}\text{C}$: Proxy pour la reconstruction du paléo-environnement

Le $\delta^{13}\text{C}$ mesuré dans le test carbonaté d'un foraminifère reflète la composition isotopique du carbone inorganique total de l'eau de mer dans laquelle le test calcifie. Mais celui-ci n'est pas en équilibre avec l'eau de mer (Ravelo and Hillaire-Marcel, 2007).

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ dans les foraminifères planctoniques et benthiques indiquent donc des modifications du schéma de circulation et de la ventilation en eau profonde des océans, ainsi que la paléo-productivité à la surface des océans et le relargage de méthane au fond des océans (Mackensen and Schmiedl, 2019).

²Dans notre étude le standard utilisé est le VPBB (Vienna-Peedee Belemnite) : valeur standard mesurée dans un fossile de Bélemnite datant du Crétacé (Caroline du Nord). $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 0,0020672$

Ce rapport est calculé grâce à l'équation suivante (3) :

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \text{ sample} - \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \text{ standard}}{\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \text{ standard}} \right) \times 1000$$

(3)

II) LES ISOTOPES RADIOGENIQUES

a) Généralités

1. Définition d'un isotope radiogénique

L'atome est composé d'un noyau (protons + neutrons) ainsi que d'un cortège électronique. Un noyau qui possède des protons et des neutrons est un nucléide. Les nucléides isotopes d'un élément sont des atomes dont les noyaux ont le même nombre de protons, mais des nombres différents de neutrons.

Ensuite il faut différencier les atomes stables des atomes instables ou radioactifs :

-les atomes stables vont être caractérisés par un noyau où règne un équilibre stable entre les forces répulsives et les forces attractives. Ils n'évoluent pas dans le temps et leur stabilité est d'autant plus grande que leur énergie de liaison est élevée.

-les atomes instables ou radioactifs vont quant à eux être caractérisés par un noyau en rupture d'équilibre entre les deux forces précédentes ; le noyau va alors devenir instable et se désintégrer pour générer un élément radiogénique ou radionucléide fils, avec l'émission spontanée d'un rayonnement caractéristique, de particules, voire d'atome.

2. Le traçage isotopique

Le traçage isotopique utilise des traceurs qui peuvent être soit des éléments chimiques ou bien leurs isotopes. L'étude de ces éléments permet d'obtenir des informations sur le fonctionnement des processus physiques, biologiques ou chimiques. Chaque traceur a un champ d'application et cela permet donc l'étude d'une grande diversité de mécanismes. Les traceurs peuvent être soit d'origine naturelle (éléments traces, $\delta^{14}\text{C}$ naturel, éléments radiogéniques, ...) caractérisant des sources naturelles bien distinctes dans l'environnement ou bien d'origine anthropique (^3H , Hg, $\delta^{14}\text{C}$ issu des essais nucléaires et catastrophes, Uranium enrichi, ...) et donc enrichis artificiellement dans l'environnement. Les traceurs naturels ont comme avantage de pouvoir être utilisés afin d'étudier les variations d'état de l'océan dans le passé. Les différents traceurs peuvent donner des informations notamment sur :

- 1) La circulation océanique (traceurs conservatifs) : les traceurs conservatifs (SF_6 , CFCs, $\delta^{14}\text{C}$ issu des essais nucléaires, ϵ_{Nd} , ϵ_{Hf} , Ra) n'évoluent que par mélange une fois qu'ils sont

éloignés de leurs sources, ce qui permet d'obtenir des informations sur le mélange des masses d'eau, sur la circulation ou encore sur le temps de ventilation des océans (Moore, 1996, Fine, 2011, Weidman and Jones, 1993, Frank, 2002)

- 2) Les échanges dissous-particulaires (traceurs non-conservatifs) : Les traceurs non-conservatifs ($^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$, ^{10}Be , ^{234}Th , REE) sont en lien avec des éléments peu solubles et facilement adsorbés sur les particules. Ce comportement permet d'étudier les flux de matières solubles, les interactions entre la phase dissoute et la phase particulaire ainsi que la vitesse de chute des particules.
- 3) L'état passé de l'océan : l'accumulation de sédiment au fond de l'océan permet l'utilisation de certains proxies comme archives de l'état de l'océan dans le passé, à l'inverse des outils classiques des océanographes (température, salinité, concentrations en nutriments, ...) qui ne sont pas conservés au cours du temps dans le sédiment. Les informations enregistrées par les traceurs sont donc disponibles par carottage du sédiment et permettent de reconstruire des paramètres tel que : les changements de circulation (Cd/Ca, ϵNd , $\delta^{13}\text{C}$, $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$) les taux de sédimentation ($^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$), ainsi que les variations des sources d'érosion des continents (^{230}Th , ϵNd , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).

Pour notre étude, le traçage isotopique par isotopes radiogéniques sera utilisé afin d'étudier les variations de l'origine de la matière (solide) dans le milieu marin. Les outils utilisés seront l' ϵNd et le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Le traçage isotopique visera donc à utiliser les variabilités isotopiques qui se produisent au cours du temps par la désintégration des isotopes radioactifs, afin d'étudier l'origine, les proportions mais aussi l'intensité et la nature des processus d'altération et d'érosion.

Contrairement aux isotopes des éléments légers et des éléments radioactifs à courte et moyenne période, les isotopes radiogéniques lourds ne sont pas affectés par l'activité biologique du milieu ainsi que par la température (ex : Nd).

b) Le néodyme

Le néodyme est un élément chimique de symbole Nd et de numéro atomique 60. Il fait partie de la famille des terres rares ou lanthanides. Il est relativement insoluble mais il tend à être adsorbé par les particules marines.

1. Le néodyme, isotopes et caractéristiques

Le Néodyme possède 7 isotopes naturels dont les abondances sont présentées dans le tableau ci-dessous.

Tableau 2 : isotopes du néodyme

^{142}Nd	^{143}Nd	^{144}Nd	^{145}Nd	^{146}Nd	^{148}Nd	^{150}Nd
27,1%	12,2%	23,8%	8,3%	17,2%	5,76%	5,64%

Le ^{143}Nd provient de la dégradation du ^{147}Sm par émission α avec une constante de désintégration de $\lambda = 6,54 \cdot 10^{-12} \text{ an}^{-1}$. La composition isotopique du Nd dans la nature dépend donc du rapport Sm/Nd. Ce rapport est très peu fractionné par les processus du cycle exogène (érosion, transport et sédimentation) et de ce fait, le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ est utilisé comme un traceur des phénomènes géologiques (Frank, 2002, DePaolo, 1988).

Ce rapport s'exprime préférentiellement en ϵNd (4) car la variabilité du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dans les « objets géologiques » n'est observée qu'à partir de la quatrième décimale.

$$\epsilon\text{Nd} = \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{ECH}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \times 10^4$$

(4)

Le standard utilisé pour la normalisation est la valeur du CHUR (CHondritic Unifractionated Reservoir). La valeur terrestre actuelle admise pour ce rapport $\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}$ est de 0,512638 (Hamilton et al., 1983).

2. Hétérogénéité de la distribution de la composition isotopique du Nd

La variabilité de ϵNd dans les échantillons à la surface terrestre est déterminée par 2 processus :

- L'abondance relative en Sm par rapport au Nd : le Nd va être préférentiellement inséré dans la croûte terrestre lors de la formation des continents plutôt que dans le magma, contrairement au Sm. On a donc un rapport Sm/Nd plus faible dans les terrains granitiques que dans les formations basaltiques.
- L'âge du matériel échantillonné : plus un terrain est ancien (craton, terrains granitiques) plus le ϵNd va être négatif (non radiogénique) alors que plus un terrain est jeune (formations basaltiques, arcs volcaniques...) plus le rapport tend à être positif (valeurs radiogéniques).

C'est pourquoi, lorsqu'on exprime les valeurs isotopiques des divers réservoirs terrestres en ϵNd on obtient (Figure 16) pour le manteau (basaltes de rides ou d'îles) des valeurs >0 et pour les matériaux continentaux des valeurs <0 . Cette différence s'explique par l'âge de la croûte continentale. En effet plus celle-ci est âgée, plus la différence entre les valeurs de ϵNd du manteau actuel et du continent est grande. De ce fait, les continents sont hétérogènes isotopiquement car l'âge de la croûte continentale est géographiquement variable.

De manière plus générale, à la surface de la Terre les valeurs de ϵNd sont comprises entre -60 (Moorbath et al., 1997) et +10 (Zhuravlev et al., 1987).

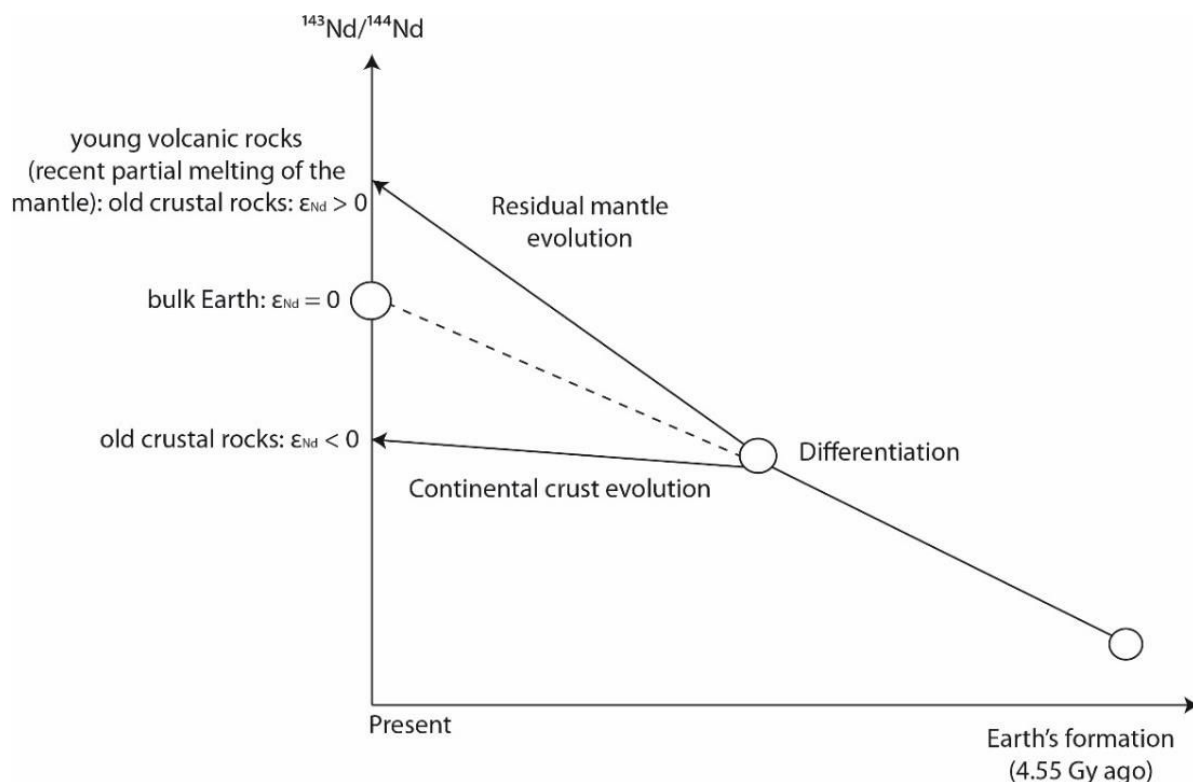


Figure 16 : Evolution au cours du temps géologique de la composition isotopique en Nd dans la croûte et du manteau terrestre (Roy-Barman and Jeandel, 2016).

Les deux sources majeures d'apport en Nd dans l'océan sont les apports atmosphériques (Grousset et al., 1992) et les rivières (Goldstein and Jacobsen, 1987). En effet, le Nd étant immédiatement incorporé dans les précipités hydrothermaux les sources hydrothermales des dorsales océaniques ne contribuent pas au bilan total en Nd dans l'océan (Figure 18). Cependant, Tachikawa et al. (2003) ont démontré que les apports provenant des rivières ainsi que les apports atmosphériques ne suffisaient pas à expliquer les variations des signatures isotopiques du Nd entre les océans Atlantique et Pacifique, constituant ainsi le « paradoxe du Nd » (Goldstein and Hemming, 2003). Il a par la suite été prouvé par Lacan and Jeandel (2005) que ce paradoxe provient d'un échange significatif entre le dissous et le particulaire au niveau des marges océaniques.

La Figure 17 ci-dessous (Jeandel et al., 2007) illustre la variabilité mondiale de la composition isotopique en Nd des marges, avec des valeurs très négatives pour les terrains qui bordent l'Atlantique Nord (Groënland, Canada) et qui sont issus de roches très anciennes et des valeurs beaucoup plus radiogéniques autour du Pacifique (ex : Papouasie Nouvelle-Guinée), issues de la croûte volcanique jeune.

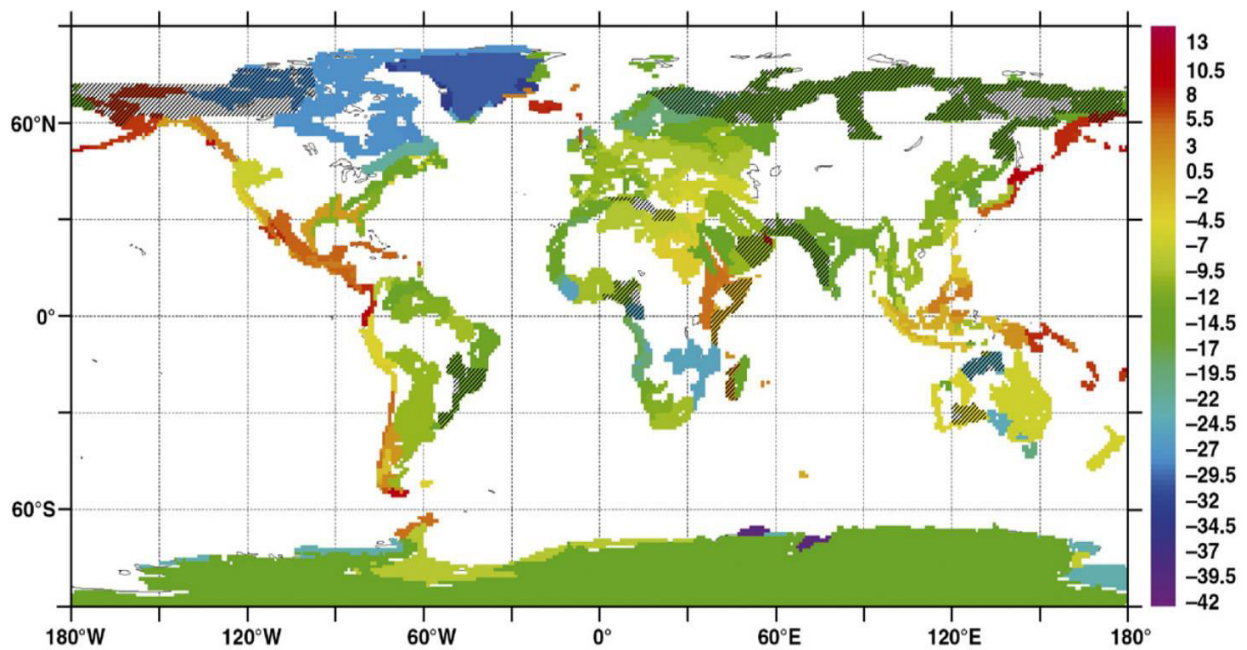


Figure 17 : Carte extrapolée fournissant une image de la signature en Nd de toutes les marges océaniques. Les parties hachurées sont des zones où la signature a été estimée faute de données dans la littérature (Jeandel et al., 2007).

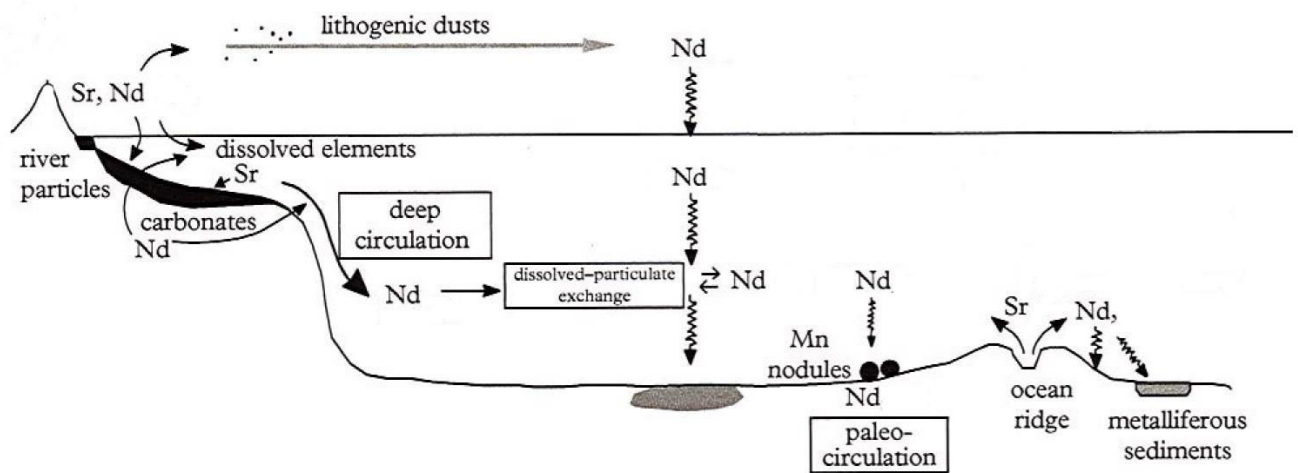


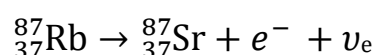
Figure 18 : Etude des flux et des processus avec les isotopes radiogéniques du Nd et du Sr. Flèches fines : transport sous forme dissoute. Flèches en zigzag : transport de particules. Flèche grise : transport par le vent modifié d'après Roy-Barman and Jeandel (2006).

c) Le strontium

Le strontium est un élément chimique de symbole Sr et de numéro atomique 38. Il fait partie de la famille des alcalino-terreux et possède des propriétés chimiques proches de celles du calcium.

1. Le Sr, isotopes et principales caractéristiques

Le Sr possède quatre isotopes stables : ^{88}Sr (82,53%), ^{86}Sr (9,87%), ^{87}Sr (7,04%) et le ^{84}Sr (0,56%) ainsi qu'un isotope artificiel radioactif, le ^{90}Sr qui est émis en très faible quantité dans l'environnement suite aux réactions de fission dans les centrales nucléaires. Le ^{87}Sr est radiogénique et provient de la désintégration radioactive β^- du ^{87}Rb . Sa constante de désintégration est $\lambda = 1,397 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$.



Le strontium et le rubidium sont des éléments qui présentent une affinité avec le liquide lors des processus de différenciation magmatique (Albarède, 2009).

2. Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, traceur des processus d'altération

Le Sr marin a une signature isotopique intermédiaire ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,709236$) comprise entre celle de la croûte continentale ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7100-0,7400$) et celle de la croûte océanique ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,702$). En mer et loin des sources hydrothermales, la signature isotopique du Sr est constante car le temps de résidence du Sr est très long (2,7 Ma) (Roy-Barman and Jeandel, 2016).

Le fractionnement de Rb et Sr lors de la formation de la croûte continentale a entraîné des rapports en Sr différents dans la croûte et le manteau. Ainsi le bilan des isotopes du Sr dans l'océan est principalement en équilibre entre les apports fluviaux (valeurs radiogéniques moyennes $\sim 0,7119$) et les apports hydrothermaux aux niveaux des dorsales océaniques (valeurs faiblement radiogéniques $\sim 0,7035$ en moyenne) (Palmer and Edmond, 1989). La composition isotopique des apports fluviaux peut varier de manière significative, principalement en fonction de la quantité d'anciens carbonates marins dans la zone de drainage, qui ont une teneur élevée en Sr et sont facilement dissous. De plus, il y a une petite contribution (environ 10% du flux fluvial mondial (Elderfield and Gieskes, 1982) remobilisé à partir de sédiments marins via les eaux interstitielles de composition isotopique moyenne similaire à celle de l'eau de mer moderne (0,7084) (Frank, 2002).

Le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesuré dans une roche va alors dépendre premièrement, du temps écoulé depuis la fermeture du système et, deuxièmement du rapport initial Rb/Sr. Donc, plus le ^{87}Rb est abondant plus il va y avoir formation de ^{87}Sr au cours du temps, ce qui va se traduire par une modification dans le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Ce rapport est donc un bon indicateur de l'âge des roches (géochronologie).

De plus, il est admis que les éléments lourds (avec une masse proche de 80) sont très peu impactés par le fractionnement isotopique (Bullen and Kendall, 1998). C'est pourquoi, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est utilisé comme traceur des phénomènes d'altération des roches au sein d'un bassin versant et plus généralement pour identifier la provenance des sédiments qui auront conservé pour partie les propriétés isotopiques des roches érodées (Liu et al., 2015).

La composition isotopique ainsi que la concentration du Strontium dans les sédiments marins sont contrôlées par deux types de matériel différents (Faure, 1986) :

- Les composés authigènes (carbonates, phosphates, oxydes, sulfates, silicates...) dont la composition isotopique en Strontium va être identique à celle de l'eau de mer.
- Les minéraux allochtones d'origine continentale, apportés soit par les fleuves ou l'atmosphère puis redistribués dans l'océan par les courants (Figure 18). Leur composition isotopique est très peu affectée par les processus d'érosion, de transport et de dépôt dans l'océan mais va fortement dépendre de l'âge des matériaux ainsi que du type de source.

III) ORIGINE DES DONNEES

a) Expédition IODP 356

Tous les échantillons étudiés dans ce travail ont été recueillis durant l'expédition 356 menée par le programme international : IODP (International Ocean Discovery Program). Cette mission a eu lieu du 31 juillet au 30 septembre 2015 le long de la côte Ouest Australienne (Figure 19). Elle avait pour objectif de reconstituer la variation de l'intensité du courant marin de Leeuwin en fonction de l'intensité de la mousson et des changements du niveau marin durant le dernier million d'années afin d'améliorer la compréhension des mécanismes du contrôle de la variabilité climatique dans la région indopacifique et de son impact sur le climat global.

Sept sites ont été forés avec un taux de récupération de 62%, soit 5185,15m de carotte. Dans cette étude nous nous intéresserons seulement à 2 de ces sites : U1460 et U1461 (Gallagher et al., 2017).

1. Forage U1461 (20°12.8634'S, 115°3.9495'E).

Ce site est localisé à 100km au Nord-Ouest de Barrow Island dans la partie Nord du Bassin de Carnarvon à l'Ouest d'une série de récifs submergés (« drowned reefs » sur la Figure 22). Le forage a été implanté sur la partie distale du prisme carbonaté dans le « mid-outer ramp transition », comme défini dans James et al. (2004). Les sédiments qu'on observe actuellement dans cette partie de la rampe contiennent une importante fraction biogène carbonatée (foraminifères, ptéropodes) dans une matrice fine (James et al., 2004).

Le principal objectif pour ce forage était d'obtenir un enregistrement continu sur 4 millions d'années de la variabilité climatique ainsi que de l'histoire de la mousson Australienne. Le forage se situe à une profondeur de 127,2m et est long de 284 m (Figure 20). Il se trouve sur le rebord du plateau continental et il atteint les unités sédimentaires du Miocène à la base (Figure 21). Un glissement sous-marin, *Gorgon Slide*, a été identifié sur cette marge (Gallagher et al., 2017).

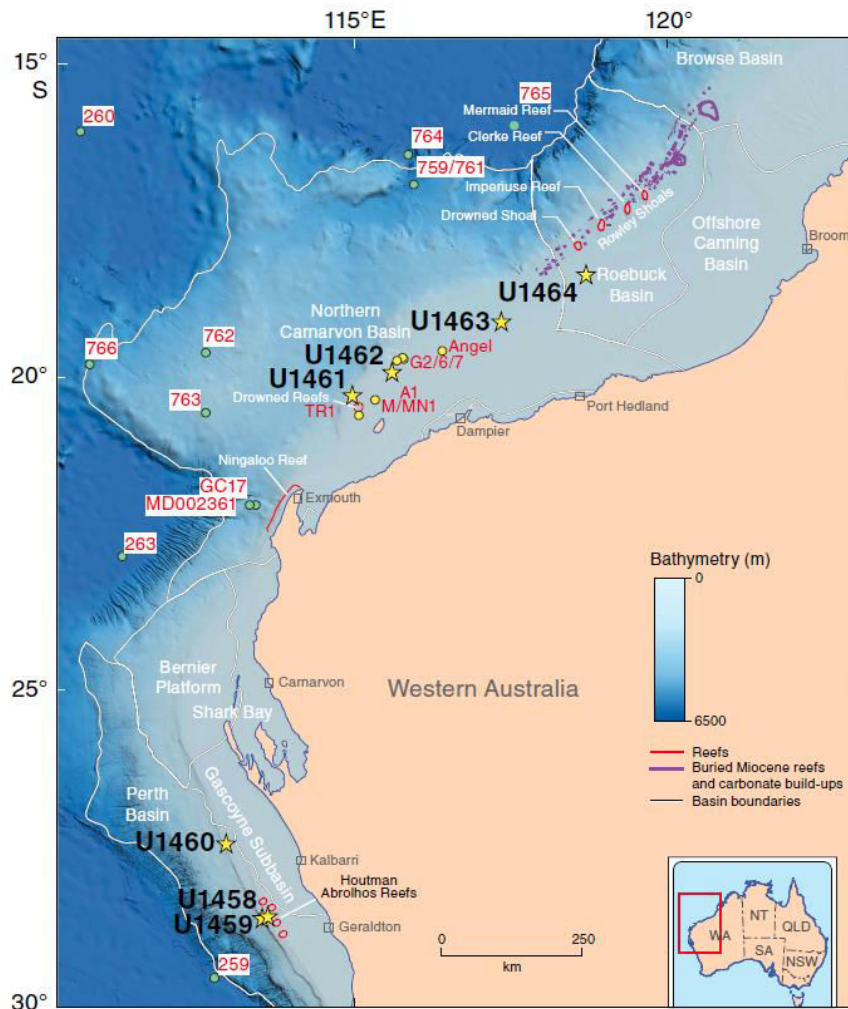


Figure 19 : Carte bathymétrique de la zone d'étude. Les forages de l'expédition 356 sont identifiés par des étoiles jaunes (Gallagher et al., 2017). Les récifs modernes et fossiles sont également représentés par les lignes rouges et violettes. Les cercles verts représentent la localisation des forages DSPD/ODP et les cercles jaunes correspondent aux forages industrielles.

Ce glissement est caractérisé par une largeur de 20 km minimum et une longueur de plus de 75 km avec un volume de sédiment déplacé estimé à 100 km³ (Hengesh et al., 2012). Il faut préciser que ce glissement de terrain n'affecte pas l'intervalle de cette étude car il se situe plus en profondeur aux alentours de 200 m (Figure 21) et daté à environ 1 Ma (Gallagher et al., 2017).

La stratégie d'échantillonnage a été la suivante : les 106 premiers mètres de ce forage ont été étudiés, représentant 73 échantillons avec un pas d'échantillonnage de 1,5m.

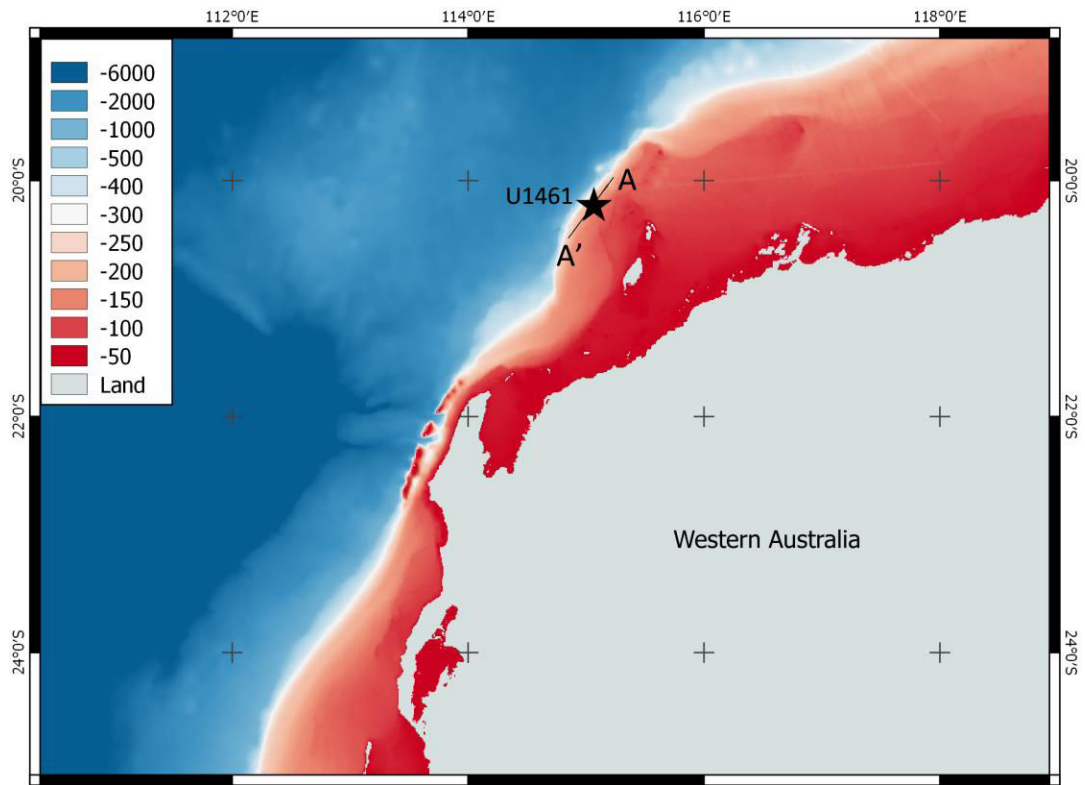


Figure 20 : Carte de positionnement du site U1461 avec fond de carte bathymétrique ainsi que la position et l'orientation du profil sismique de la Figure 22.

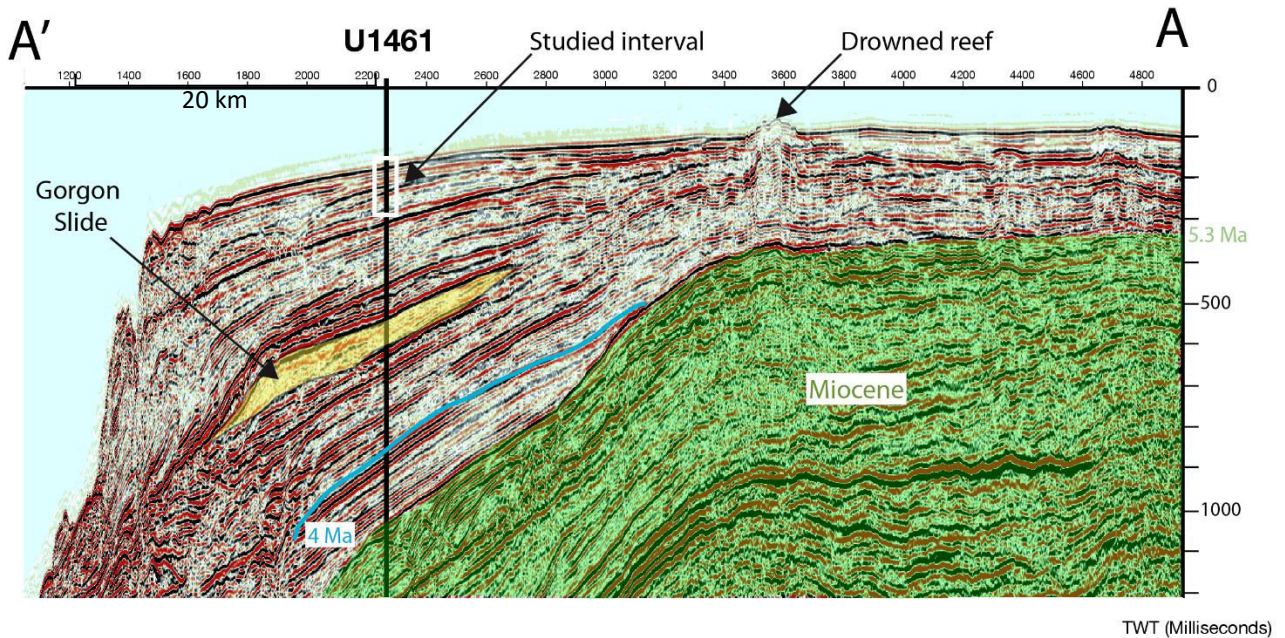


Figure 21 : profil sismique multi-faisceaux interprété avec le positionnement du site U1461 ainsi que le glissement de terrain *Gorgon Slide* (Gallagher et al., 2017).

2. Forage U1460 (27°22.4948'S, 112°55.4296'E)

Ce site est localisé dans la partie Nord du Bassin de Perth, à la limite Nord moderne de la zone des pluies dominantes hivernales du Sud-Ouest de l'Australie (Figure 22). Il se situe également en bordure du plateau continental mais il est un peu plus profond que le forage U1461 (214,5 m). Le forage en lui-même mesure 300 m de profondeur (Figure 23). Le Bassin de Perth est moins subsidant et plus stable tectoniquement que le Bassin de Carnarvon. Les sédiments cénozoïques se sont accumulés avec un taux de sédimentation faible, mais la série sédimentaire est considérée continue depuis l'Eocène. Les cycles sédimentaires à l'échelle du Cénozoïque sont ici contrôlés par l'eustatisme (Quilty, 1977).

La stratégie d'échantillonnage a été la suivante : les 45 premiers mètres ont été étudiés, soit 93 échantillons avec un pas d'échantillonnage d'une moyenne de 50cm. Il faut préciser que pour ce forage le *splice*³ des trous U1460 A et B a été utilisé.

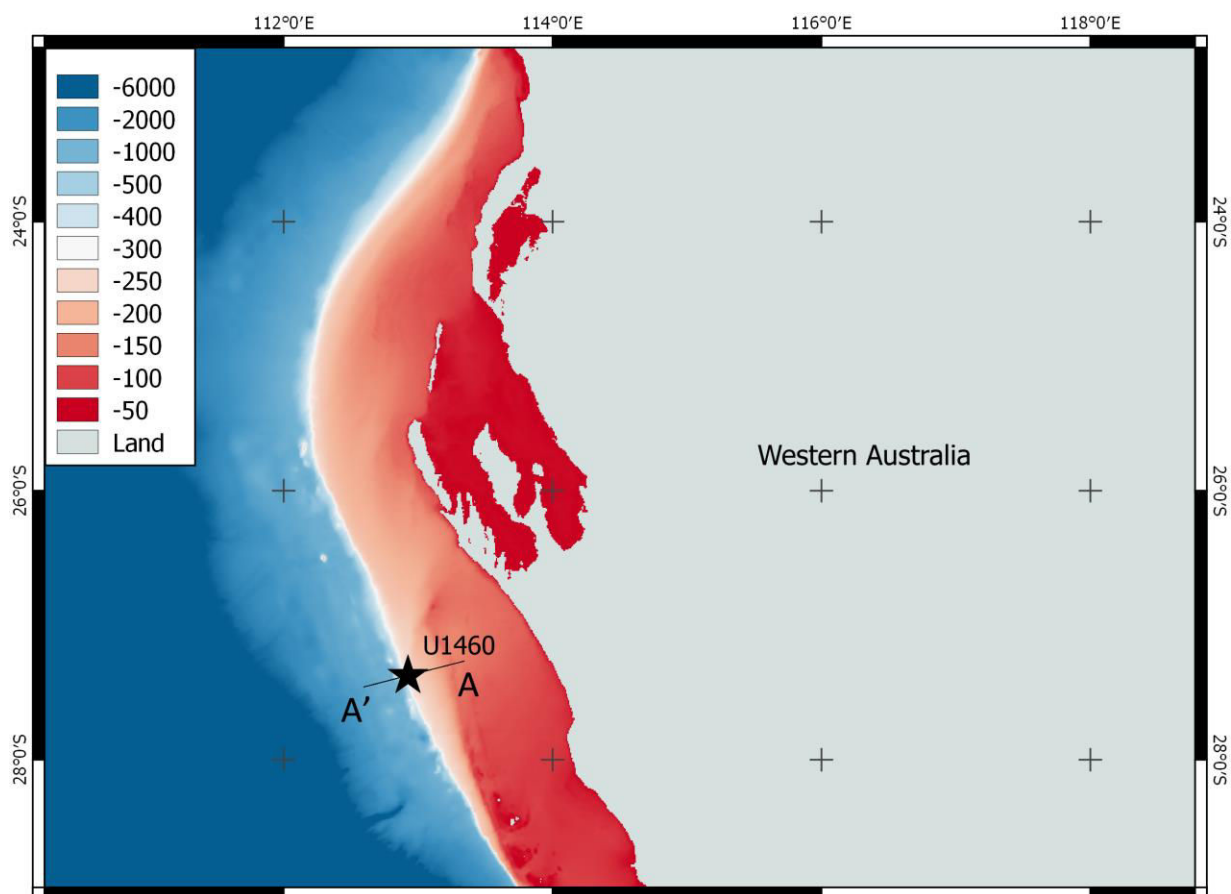


Figure 22 : Carte de positionnement du site U1460 avec fond de carte bathymétrique ainsi que la position et l'orientation du profil sismique de la Figure 24.

³ Splice : construction d'une section stratigraphique complète, nécessitant la combinaison d'intervalles stratigraphiques de deux trous ou plus creusés au même site.

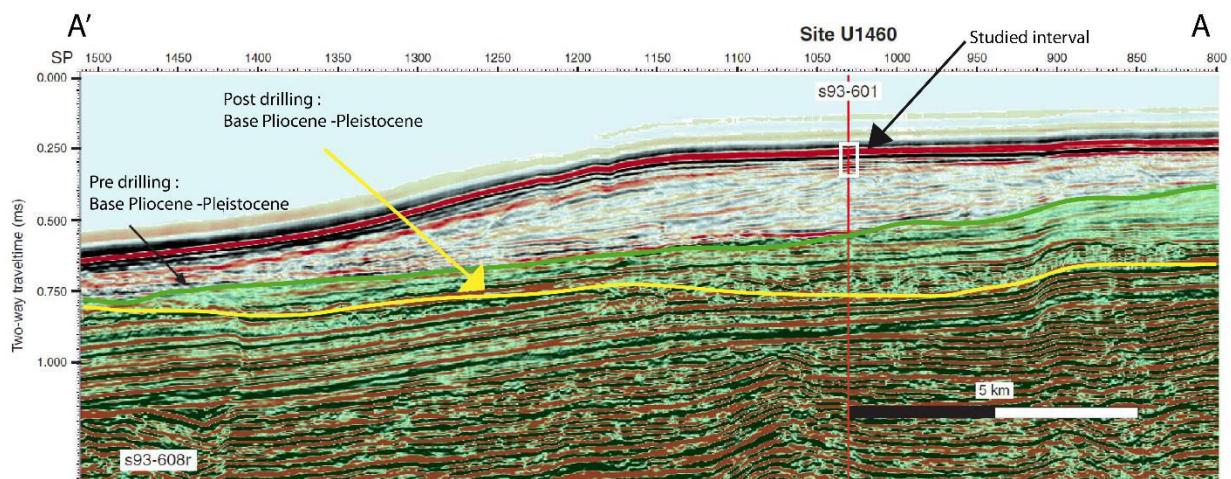


Figure 23 : Profil sismique multi-faisceaux interprété avec le positionnement du site U1460 (Gallagher et al., 2017). La position de la transition entre le Pliocène et le Pléistocène avant l'expédition (pre-drilling) a été revue une fois l'expédition terminée (post-drilling).

b) Données de sédimentologie et paramètres physiques

IODP étant un programme international, il s'inscrit dans un travail d'équipe scientifique (« Science Party »), qui produit un ensemble de données à partir du matériel disponible de la mission 356 avec différents *proxies*.

Cependant une partie des données est maintenant publique (fin du moratoire, après 24 mois de la fin de la mission) et est donc disponibles sur le site de IODP 356 (<http://www.iodp.org/access-sample-data>).

Dans ce travail je me suis donc servi de certaines de ces données qui ont été recueillies à bord durant la mission.

-NGR (Natural Gamma Ray) : le rayonnement gamma naturel est émis par trois éléments : l'Uranium, le Potassium et le Thorium. La technique des spectres est capable de faire la différence pour chaque élément et d'en déterminer leur abondance propre.

D'autres données ont également été mises à notre disposition pendant le déroulement de cette thèse par certains membres de l'équipe :

-XRF (X-Ray Fluorescence) : la spectrométrie de fluorescence des rayons X est une technique d'analyse chimique utilisant une propriété physique de la matière : la fluorescence de rayons X. Ces mesures ont été réalisées par Maximilien Hallenberger à l'Université du Texas A&M sur un scanner XRF Avaatech.

IV) ANALYSE MICROPALÉONTOLOGIQUE ET ANALYSE STATISTIQUE

Une grande partie de ce travail repose sur le comptage et l'identification des foraminifères benthiques dans les échantillons. Cependant, avant de pouvoir les trier, l'ensemble des échantillons a été tamisé à l'aide d'un tamis de 63µm afin de ne récupérer que la fraction supérieure à 63µm. Dans cette fraction, seulement la partie >150 µm a été utilisée pour extraire les assemblages de foraminifères. Notons que la fraction inférieure a été également conservée afin de réaliser les études géochimiques. Ces échantillons ont tous été séchés dans une étuve à une température maximale de 40°C.

a) Tri, identification et comptage des foraminifères benthiques et planctoniques

Le travail de tri et d'identification des foraminifères n'a pas été réalisé sur l'intégralité du sédiment à notre disposition car l'abondance des foraminifères benthiques est souvent très importante. C'est pourquoi, avant d'étudier un échantillon, il a été préalablement divisé en parties égales à l'aide d'un « splitter » à sédiment. Un minimum de 250 individus a été prélevé dans chaque échantillon sur la fraction supérieure à 150 µm à l'aide d'un pinceau sous une loupe binoculaire.

Une fois les foraminifères benthiques triés, ils ont été identifiés à l'aide d'études antérieures (Hanagata and Nobuhara, 2015, Gallagher et al., 2009, Panchang and Nigam, 2014, Holbourn et al., 2013, Debenay, 2012) (Annexe I et II).

Un total de 166 échantillons a été ainsi étudié et le Tableau 3 recense le nombre d'espèces et d'individus identifiés (foraminifères benthiques et planctoniques) pour chaque forage. Il faut préciser qu'une fois le comptage et l'identification réalisés, l'abondance des foraminifères a été normalisée pour 1 gramme de sédiment en suivant ce calcul :

$$\text{Nb normalisé} = \frac{(\text{Nb foram. comptés} \times 1 \text{ (g)})}{\text{fraction utilisée pour le tri (g)}}$$

(5)

Pour ce travail, seule l'espèce planctonique *Globorotalia menardii* a été identifiée, triée et utilisée pour les mesures isotopiques de l'oxygène et du carbone. Les autres foraminifères planctoniques ont seulement été comptés afin d'obtenir leur nombre total dans les échantillons et calculer l'abondance relative de *G. menardii*.

Tableau 3 : Recensement du nombre d'espèces identifiées (foraminifères benthiques) et du nombre d'individus comptés (benthiques et planctoniques) dans chaque forage.

Total des échantillons analysés	Origine	Foraminifères benthiques		Foraminifères planctoniques	
		Nb d'espèces identifiées	Nb d'individus comptés	Nb de <i>G. menardii</i> comptés	Nb total de f. planctoniques
93	U1460	107	194 636	1 258	20 361
73	U1461	113	110 167	9 328	345 697
Total : 166			Total : 304 803		Total : 366 058

b) Analyses statistiques

Les analyses statistiques ont été réalisées à l'aide du logiciel PAST© (*PAleontological STatistics*) (Hammer et al., 2001).

▪ Indices de diversité :

Une fois la taxonomie et le comptage réalisés, la richesse spécifique et les pourcentages relatifs de chaque espèce ont été calculés. Les indices de diversité sont des outils qui permettent une évaluation rapide de la biodiversité de chaque échantillon.

L'indice de Shannon-Weaver (H) : permet d'exprimer la diversité en prenant en compte le nombre d'espèces et l'abondance des individus dans chacune de ces espèces.

$$H = - \sum ((P_i) * \ln(P_i))$$

(6)

Avec :

i = une espèce du milieu d'étude ;

P_i = la proportion d'une espèce **i** par rapport au nombre total d'espèce (**S**) dans le milieu d'étude.

P_i = ni/N où **ni** est le nombre d'individus pour l'espèce **i** et **N** étant l'effectif total, c'est-à-dire le nombre total d'individus de toutes les espèces dans l'échantillon.

H varie entre **0** et **ln(S)**. La valeur est minimale quand tous les individus du peuplement appartiennent à une seule et même espèce mais aussi quand, dans un peuplement, chaque espèce n'est représentée que par un seul individu (Frontier et al., 2004).

L'indice alpha de Fisher : cet indice augmente avec la richesse spécifique et avec le rapport nombre d'espèces/nombre d'individus. Il est défini par la formule (5) :

$$S = a \times \log\left(1 - \frac{n}{a}\right)$$

(7)

Avec :

S = le nombre d'espèces

n = le nombre d'individus

et a = l'indice alpha

Plus la richesse spécifique est importante plus l'indice Fisher alpha est élevé.

▪ **Analyse en clusters :**

Une classification à ascendance hiérarchique (ou analyse en **cluster**) a été réalisée. Elle s'effectue sur les espèces majeures (ayant un pourcentage relatif $\geq 2\%$) et sur des échantillons ayant un minimum de 10 individus.

Trois méthodes différentes de classification à ascendance hiérarchique ont été appliquées : la méthode du coefficient de corrélation, la méthode de *Ward's* et la méthode *Bray-Curtis*. Ces trois méthodes sont basées sur la mesure de la dissimilarité (calcul de la « distance » entre deux espèces). La méthode *Ward's* étant la plus concluante par rapport à l'ACP (Analyse en Composante Principale), elle a été sélectionnée.

c) Analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone

Des analyses du rapport isotopique de l'oxygène et du carbone ont été réalisées sur des foraminifères planctoniques sur les 2 sites. Pour le premier site, l'espèce cible était la *Globorotalia menardii* et pour le second il s'agissait de *Globigerinoides ruber* car le nombre de *G. menardii* n'était pas suffisant. Dans les 2 cas, les individus ont été triés et envoyés au Laboratoire Leibniz à l'Université de Kiel (Allemagne) afin de mesurer le $\delta^{18}\text{O}$ et le $\delta^{13}\text{C}$ via un spectromètre de masse par accélérateur (3 MV Tandemtron accelerator mass spectrometer).

d) Datations carbone 14

Des datations au ^{14}C ont été également réalisées mais seulement pour le Site U1460. La majorité des mesures ont été faites sur *Globorotalia menardii*. Cependant 3 datations ont été réalisées sur des foraminifères planctoniques toutes espèces confondues. Les échantillons ont ensuite été envoyés au Laboratoire de Mesure du Carbone 14 (LMC14) à Gif sur Yvette (France) et analysés sur ARTEMIS (Accélérateur pour la Recherche en Sciences de la Terre, Environnement, Muséologie Installé à Saclay) qui est un appareil de spectrométrie de masse par accélérateur

(Pelletron 3 MV). Une fois les âges ^{14}C obtenus, les âges calendaires ont été obtenus en utilisant le logiciel CALIB© (Stuiver et al., 2017) avec la courbe de calibration Marine 13 (Reimer et al., 2013).

Pour le Site U1461, les mesures utilisées pour le modèle d'âge sont celles publiées dans Ishiwa et al., 2019 et Hallenberger et al., 2019 soumis.

V) TRI ET IDENTIFICATION DES CORAUX ET BRYOZOAIRES

Le tri des coraux ainsi que des bryozoaires a été effectué sur l'intégralité du sédiment de chaque échantillon, car leur faible abondance le permettait. Ils ont ensuite été isolés par échantillon dans des petits Eppendorf® en plastique pour être envoyés aux spécialistes suivants :

Chelsea Korpany de l'Université de Brème a identifié les coraux et Pierre Moissette de l'Université d'Athènes les bryozoaires.

Pour le Site U1460, deux datations Uranium/Thorium sur les coraux ont également pu être réalisées grâce à Lars Reuning (Université de Kiel).

VI) ANALYSES GEOCHIMIQUES

a) Préparation des échantillons

Afin de réaliser les analyses géochimiques il a fallu tout d'abord sélectionner un panel d'échantillons représentatifs des diverses conditions environnementales et de chaque période glaciaire et interglaciaire identifiée. Au total, 28 échantillons ont été sélectionnés afin d'être minéralisés. Environ 40 mg de sédiment de la fraction $<63\ \mu\text{m}$ ont été pesés pour ensuite subir un protocole de minéralisation standard (Annexe III).

Une partie de cette minéralisation a été conservée pour mesurer les éléments d'intérêt à l'ICP-MS alors que le reste a été utilisé afin de procéder à l'extraction du Strontium ainsi que du Néodyme sur des colonnes gravitaires de séparation.

b) Mesure des éléments majeurs et des terres rares (ICP-MS)

Les concentrations élémentaires ont été déterminées par ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) au CEFREM après minéralisation des échantillons. Toutes les analyses sont réalisées en milieu nitrique dilué (HNO_3 2%).

L'ICP-MS est un spectromètre de masse qui repose sur la séparation, l'identification ainsi que la quantification des éléments présents dans un échantillon en fonction de leur rapport masse/charge. Cette technique est basée sur le couplage d'une torche à plasma (plasma d'argon) qui génère des ions et d'un spectromètre de masse qui sépare ces ions en masse (Figure 24, gauche).

Des étalons internes, comportant des éléments peu abondants dans le milieu naturel et n'interférant pas avec les échantillons analysés, sont utilisés pour corriger la dérive de la machine ou les effets de matrice. Dans notre cas, le germanium (^{72}Ge), le scandium (^{45}Sc) et le rhénium (^{185}Re) ont été utilisés.

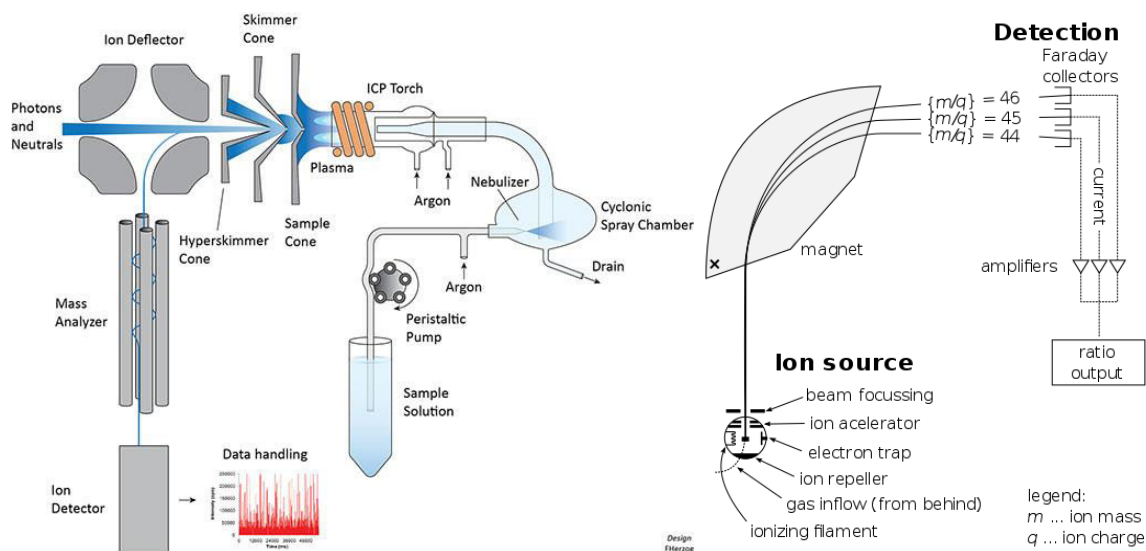


Figure 24 : Gauche : Schéma de fonctionnement d'un ICP-MS. Droite : Schéma de fonctionnement d'un TIMS (United States Geological Survey).

c) Séparation chimique du Strontium

L'extraction du Strontium ainsi que la séparation des terres rares se sont déroulées simultanément (Figure 25) grâce à deux types de résine : ©Sr spec (pour le Strontium) et ©TRU spec (pour les terres-rares).

L'extraction du Strontium présent dans les échantillons a été réalisée à l'aide d'une résine cationique (Sr Spec, Triskem International®) composé d'un extractant éther-couronne (4,4'(5')-di-t-butylcyclohexano-18-couronne-6) qui est dilué dans l'octanol.

La résine utilisée a été préalablement lavée par passages successifs de HCl 6N et d'eau MQ puis stockée dans de l'eau MQ. Lors de la séparation, la résine (300 µL) est chargée dans des micro-colonnes en polypropylène (2,4 mL) qui ont été préalablement lavées avec du HNO₃ 1N puis rincées à l'eau MQ. L'élution du Strontium a été réalisée en suivant un protocole précis (Annexe IV).

N.B. : lors de chaque fin d'extraction chimique, la résine utilisée est remplacée par de la résine neuve afin d'éviter un effet mémoire de la résine, et celle utilisée est stockée afin d'être éventuellement recyclée ultérieurement.

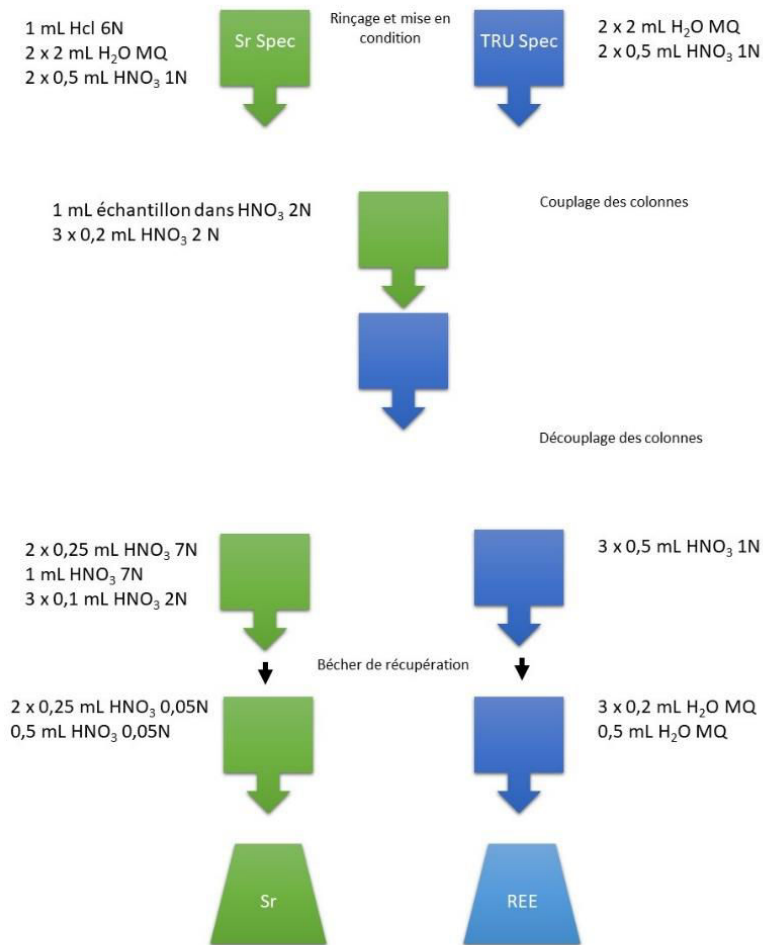


Figure 25 : Protocole de séparation du strontium et des terres rares.

d) Séparation chimique des terres rares

La résine TRU-spec (Triskem International®) est une résine macroporeuse échangeuse de cations, qui a la capacité de fixer les lanthanides et les actinides complexés en milieu nitrique 2N sans fixer les éléments majeurs d'une roche. L'éluion des terres rares se fait ensuite avec de l'eau MQ (Annexe IV). Une fois les terres rares récupérées dans un savillex™ en téflon, la solution est évaporée sur plaque chauffante à environ 90°C. A noter que pour éviter toute forme de mémoire de la résine, celle-ci est remplacée à chaque nouvelle utilisation.

e) Séparation chimique du Néodyme

La méthode utilisée pour cette étude est l'extraction sur colonne gravitaire en quartz à l'aide de la résine Ln (©Triskem). L'extractant de cette résine est le HDEHP (acide di(2)ethylhexyl) orthophosphorique) qui est un composé organophosphoré liquide hydrophobe et huileux. Il est capable de se complexer avec les terres rares selon l'activité des ions H⁺ dans l'éluant et va ainsi permettre l'éluion des éléments légers avant les éléments les plus lourds grâce à sa constante de stabilité qui augmente avec le numéro atomique.

Ainsi, les colonnes en quartz (corps : 90mm/Ø 4mm, réservoir : 40mm/ Ø 16mm) ont été chargées avec ~384 mg de résine Ln préalablement pesée et remise en suspension dans un minimum d'eau MQ. Les colonnes ont ensuite subi un lavage avec 3 passages de 3 mL d'HCl 6N puis ont été stockées dans du HCl 0,2M afin de laisser la résine hydratée.

Après avoir calibré les colonnes par méthode colorimétrique à l'aide du noir d'ériochrome T (Annexe V), les volumes d'élution du Nd pour chaque colonne ont été déterminés et un test de rendement des colonnes (Annexe VI) a alors été accompli. Les éluats de la manipulation pour estimer les rendements ont été analysés à l'ICP-MS afin de s'assurer que le rendement d'élution était supérieur à 90% et que le Samarium ne s'éluait pas en même temps que le Nd. Une fois les résultats obtenus, les terres rares préalablement séparées des autres éléments majeurs par la TRU-spec, sont reprises dans du HNO₃ 0.05N et passées dans les colonnes suivant le même protocole que celui de la calibration en remplaçant les échantillons par nos échantillons à mesurer.

f) Mesures isotopiques par TIMS

Le TIMS (Thermal Ionisation Mass Spectrometer) est également un spectromètre de masse mais beaucoup plus sensible qui permet d'individualiser les mesures des isotopes d'un même élément. En effet la spectrométrie de masse à ionisation thermique consiste au chauffage d'un échantillon chimiquement purifié pour provoquer une ionisation des atomes de l'échantillon. Les ions vont ensuite être focalisés puis séparés en faisceaux individuels en fonction du rapport masse/charge des ions par un électro-aimant. Ensuite les faisceaux arrivent dans un collecteur, une région dans laquelle les faisceaux sont mesurés (Figure 24, droite).

Le TIMS est donc une technique très utilisée pour la mesure de rapports isotopiques. Le modèle d'instrument pour les mesures isotopiques du Sr ainsi que du Nd dans le cadre de cette étude est un TIMS "MAT 261", Finnigan (GET – TOULOUSE) (Figure 26).

Cependant il faut noter que le protocole de conditionnement et de dépôt des échantillons sur filament n'est pas le même pour ces 2 éléments.

Sr : 1 µL d'activateur (oxyde de tantale) est déposé sur le filament de Tungstène puis chauffé à 1,5 A. Ensuite l'échantillon sec est repris dans 1 µL de HCl-H₃PO₄ puis déposé à son tour sur le filament. Le dépôt est séché à 1,5 A puis flashé à 3 A pendant 3 sec (il ne faut pas que le filament rougisse). Par la suite l'échantillon est placé sur le barillet (porte-échantillon).

Nd : l'échantillon sec est repris dans 1 µL de HCl 2N puis déposé sur le filament de Rhénium nu. Le dépôt est séché en faisant passer un courant de 1 A. L'échantillon est ensuite flashé avec un courant supérieur à 3 A, jusqu'à ce que le filament rougisse. Pour finir, l'échantillon est placé sur le barillet en face d'un second filament de Rhénium qui lui est vierge afin de maîtriser le potentiel d'ionisation.



Figure 26 : TIMS "MAT 261", Finnigan (GET – TOULOUSE) © Stéphanie Mounic

Il faut préciser que pour chaque série de mesures, 2 standards Nbs 987 ont aussi été préparés pour le strontium, et 2 standards de La Jolla pour le Nd afin de s'assurer de la validité des résultats.

VII) CONCLUSION

Grâce à leur présence dans tous les milieux marins, leur courte durée de vie, leur large répartition stratigraphique ainsi que leur forte capacité de fossilisation, les foraminifères benthiques constituent un outil essentiel en paléoclimatologie et en paléo-océanographie.

Concernant les isotopes du Nd et du Sr, ils s'avèrent être de très bon outils pour le traçage isotopique. En effet, le Nd possède un temps de résidence très court dans l'eau de mer et le Sr quant à lui est aussi un élément relativement lourd et donc très peu impacté par le fractionnement isotopique.

VIII) REFERENCES

- ALBARÈDE, F. 2009. *Geochemistry: an introduction*. 2nd edn, Cambridge: *Cambridge University Press*. doi.org/10.1017/CBO9780511807435
- BAYON, G., DE DECKKER, P., MAGEE, J. W., GERMAIN, Y., BERMELL, S., TACHIKAWA, K. & NORMAN, M. D. 2017. Extensive wet episodes in Late Glacial Australia resulting from high-latitude forcings. *Scientific reports*, 7, 44054. doi.org/10.1038/srep44054
- BELLIER J.-P., MATHIEU R. & GRANIER B. 2010. *Court traité de foraminiférologie (L'essentiel sur les foraminifères actuels et fossiles) [Short Treatise on Foraminiferology (Essential on modern*

and fossil Foraminifera)]. Carnets de Géologie Notebooks on Geology, Brest, Livre 2010/02 (CG2010_B02), 104 p., 15 figs, 10 pls.

- BERNHARD, J. M. 1986. Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits; Jurassic through Holocene. *Journal of Foraminiferal Research*, 16, 207-215. doi.org/10.2113/gsjfr.16.3.207
- BIGNOT, G. 2001. Introduction à la micropaléontologie. Gordon & Breach Science Publishers, 258 p.
- BULLEN, T. D. & KENDALL, C. 1998. Tracing of weathering reactions and water flowpaths: a multi-isotope approach. *Isotope tracers in catchment hydrology*. Elsevier. doi.org/10.1016/B978-0-444-81546-0.50025-2
- CLAPARÈDE, R. E. & LACHMANN, J. 1858-1861. Etudes sur les infusoires et les rhizopodes. Mém. Inst. Nat. Genevois, 5 (year 1857 - appeared 1858): 1-260 ; 6 (year 1858 - appeared 1859): 261-482 ; 7 (dated 1860-1861): 1-291. (Lachmann passed away in 1860.)
- CORLISS, B. H. 1991. Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 17, 195-236. doi.org/10.1016/0377-8398(91)90014-W
- CORLISS, B. H. & EMERSON, S. 1990. Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 37, 381-400. doi.org/10.1016/0198-0149(90)90015-N
- CUSHMAN, J. A. 1928. Foraminifera their classification and economic use. *Cushman Lab Foraminifera Spec Publ*, 1, 1-401.
- DEBENAY, J.-P. 2012. *A guide to 1,000 foraminifera from Southwestern Pacific: New Caledonia*, IRD Editions. 378 p.
- DEPAOLO, D. 1988. Nd isotope geochemistry: an introduction. Springer-Verlag, New York.
- DIESTER-HAASS, L., BILLUPS, K. & EMEIS, K. 2011. Enhanced paleoproductivity across the Oligocene/Miocene boundary as evidenced by benthic foraminiferal accumulation rates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 302, 464-473. doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.02.006
- EHLERT, C., FRANK, M., HALEY, B., BOENIGER, U., DE DECKKER, P. & GINGELE, F. 2011. Current transport versus continental inputs in the eastern Indian Ocean: Radiogenic isotope signatures of clay size sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12. doi.org/10.1029/2011GC003544
- ELDERFIELD, H. & GIESKES, J. M. 1982. Sr isotopes in interstitial waters of marine sediments from Deep Sea Drilling Project cores. *Nature*, 300, 493. doi.org/10.1038/300493a0
- ELDERFIELD, H., YU, J., ANAND, P., KIEFER, T. & NYLAND, B. 2006. Calibrations for benthic foraminiferal Mg/Ca paleothermometry and the carbonate ion hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 250, 633-649. doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.041
- EMILIANI, C. 1955. Pleistocene temperatures. *The Journal of Geology*, 63, 538-578. doi.org/10.1086/626295
- ERNST, S. & VAN DER ZWAAN, B. 2004. Effects of experimentally induced raised levels of organic flux and oxygen depletion on a continental slope benthic foraminiferal community. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 51, 1709-1739. doi.org/10.1016/j.dsr.2004.06.003

- FAURE, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*, Wiley.
- FINE, R. A. 2011. Observations of CFCs and SF6 as ocean tracers. *Annual Review of Marine Science*, 3, 173-195. doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163933
- FONTANIER, C., JORISSEN, F., LICARI, L., ALEXANDRE, A., ANSCHUTZ, P. & CARBONEL, P. 2002. Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay: faunal density, composition, and microhabitats. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49, 751-785. doi.org/10.1016/S0967-0637(01)00078-4
- FRANK, M. 2002. Radiogenic isotopes: tracers of past ocean circulation and erosional input. *Reviews of geophysics*, 40, 1-1-1-38. doi.org/10.1029/2000RG000094
- FRONTIER, S., PICHOD-VIALE, D., LEPRÊTRE, A., DAVOULT, D. & LUCZAK, C. 2004. *Écosystèmes, structure, fonctionnement, évolution*. Coll. Sciences Sup, 3^{ème} édition, Dunod. 576 p.
- GALLAGHER, S.J., FULTHORPE, C.S., BOGUS, K., AUER, G., BARANWAL, S., CASTAÑEDA, I.S., CHRISTENSEN, B.A., DE VLEESCHOUWER, D., FRANCO, D.R., GROENEVELD, J., GURNIS, M., HALLER, C., HE, Y., HENDERIKS, J., HIMMLER, T., ISHIWA, T., IWATANI, H., JATININGRUM, R.S., KOMINZ, M.A., KORPANTY, C.A., LEE, E.Y., LEVIN, E., MAMO, B.L., MCGREGOR, H.V., MCHUGH, C.M., PETRICK, B.F., POTTS, D.C., RASTEGAR LARI, A., RENEMA, W., REUNING, L., TAKAYANAGI, H., AND ZHANG, W., 2017. Expedition 356 Summary. Proceedings of the International Ocean Discovery Program 356. <http://dx.doi.org/10.14379/iodp.proc.356.106.2017>
- GALLAGHER, S. J., WALLACE, M. W., LI, C. L., KINNA, B., BYE, J. T., AKIMOTO, K. & TORII, M. 2009. Neogene history of the West Pacific warm pool, Kuroshio and Leeuwin currents. *Paleoceanography*, 24. doi.org/10.1029/2008PA001660
- GESLIN, E., HEINZ, P., JORISSEN, F. & HEMLEBEN, C. 2004. Migratory responses of deep-sea benthic foraminifera to variable oxygen conditions: laboratory investigations. *Marine Micropaleontology*, 53, 227-243. doi.org/10.1016/j.marmicro.2004.05.010
- GOLDSTEIN, S. J. & JACOBSEN, S. B. 1987. The Nd and Sr isotopic systematics of river-water dissolved material: Implications for the sources of Nd and Sr in seawater. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 66, 245-272. doi.org/10.1016/0168-9622(87)90045-5
- GOLDSTEIN, S., HEMMING, S.R., 2003. Long Lived isotopic tracers in oceanography, paleoceanography and ice-sheet dynamics. *Treatise on Geochemistry*, ch 6.17, vol. 6. Elsevier, New-York, pp. 453–489.
- GOODAY, A. 1986. Meiofaunal foraminiferans from the bathyal Porcupine Seabight (northeast Atlantic): size structure, standing stock, taxonomic composition, species diversity and vertical distribution in the sediment. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 33, 1345-1373. doi.org/10.1016/0198-0149(86)90040-3
- GRIVEAUD, C. 2007. *Influence des conditions écologiques sur la composition isotopique ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) du test de foraminifères benthiques actuels*. Université d'Angers. 327 p.
- GROUSSET, F. E., BISCAYE, P. E., REVEL, M., PETIT, J.-R., PYE, K., JOUSSAUME, S. & JOUZEL, J. 1992. Antarctic (Dome C) ice-core dust at 18 ky BP: Isotopic constraints on origins. *Earth and Planetary Science Letters*, 111, 175-182. doi.org/10.1016/0012-821X(92)90177-W
- HALLENBERGER, M., REUNING, L., GALLAGHER S.J., BACK, S., ISHIWA, T., CHRISTENSEN, B.A., BOGUS, K. 2019. Increased fluvial runoff terminated inorganic aragonite precipitation on the Northwest Shelf of Australia during the early Holocene (submitted).

- HAMILTON, P., O'NIONS, R., BRIDGWATER, D. & NUTMAN, A. 1983. Sm-Nd studies of Archaean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history. *Earth and Planetary Science Letters*, 62, 263-272. doi.org/10.1016/0012-821X(83)90089-4
- HAMMER, Ř., HARPER, D. & RYAN, P. 2001. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis–Palaeontol. Electron. 4: 9pp.
- HANAGATA, S. & NOBUHARA, T. 2015. Illustrated guide to Pliocene foraminifera from Miyakojima, Ryukyu Island Arc, with comments on biostratigraphy. *Palaeontologia Electronica*, 1, 1-140. doi.org/10.26879/444
- HENGESH, J., DIRSTEIN, J. K. & STANLEY, A. J. 2012. Seafloor geomorphology and submarine landslide hazards along the continental slope in the Carnarvon Basin, Exmouth Plateau, North West Shelf, Australia. *The APPEA Journal*, 52, 493-512. doi.org/10.1071/AJ11039
- HERGUERA, J. C. & BERGER, W. 1991. Paleoproductivity from benthic foraminifera abundance: Glacial to postglacial change in the west-equatorial Pacific. *Geology*, 19, 1173-1176. doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<1173:PFBFAG>2.3.CO;2
- HOLBOURN, A., HENDERSON, A. S. & MACLEOD, N. 2013. *Atlas of benthic foraminifera*, John Wiley & Sons. p. 1–654.
- HOLZMANN, M. & PAWLOWSKI, J. 2002. Freshwater foraminiferans from Lake Geneva: past and present. *The Journal of Foraminiferal Research*, 32, 344-350. doi.org/10.2113/0320344
- ISHIWA, T., YOKOYAMA, Y., REUNING, L., MCHUGH, C. M., DE VLEESCHOUWER, D. & GALLAGHER, S. J. 2019. Australian Summer Monsoon variability in the past 14,000 years revealed by IODP Expedition 356 sediments. *Progress in Earth and Planetary Science*, 6, 17. doi:10.1186/s40645-019-0262-5
- JAMES, N. P., BONE, Y., KYSER, T. K., DIX, G. R. & COLLINS, L. B. 2004. The importance of changing oceanography in controlling late Quaternary carbonate sedimentation on a high-energy, tropical, oceanic ramp: north-western Australia. *Sedimentology*, 51, 1179-1205. doi.org/10.1111/j.1365-3091.2004.00666.x
- JEANDEL, C., ARSOUZE, T., LACAN, F., TECHINE, P. & DUTAY, J.-C. 2007. Isotopic Nd compositions and concentrations of the lithogenic inputs into the ocean: A compilation, with an emphasis on the margins. *Chemical Geology*, 239, 156-164. doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.11.013
- JORISSEN, F. J., BUZAS, M. A., CULVER, S. J. & KUEHL, S. A. 1994. Vertical distribution of living benthic foraminifera in submarine canyons off New Jersey. *The Journal of Foraminiferal Research*, 24, 28-36. doi.org/10.2113/gsjfr.24.1.28
- JORISSEN, F. J., FONTANIER, C. & THOMAS, E. 2007. Chapter seven paleoceanographical proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics. *Developments in Marine Geology*, 1, 263-325. doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01012-3
- KAIHO, K. 1991. Global changes of Paleogene aerobic/anaerobic benthic foraminifera and deep-sea circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 83, 65-85. doi.org/10.1016/0031-0182(91)90076-4
- KAIHO, K. 1994. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology*, 22, 719-722.
- KAIHO, K. 1999. Evolution in the test size of deep-sea benthic foraminifera during the past 120 my. *Marine Micropaleontology*, 37, 53-65. doi.org/10.1016/S0377-8398(99)00011-0

- KAMBER, B. S., GREIG, A. & COLLERSON, K. D. 2005. A new estimate for the composition of weathered young upper continental crust from alluvial sediments, Queensland, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 1041-1058. doi.org/10.1016/j.gca.2004.08.020
- LACAN, F., JEANDEL, C., 2005. Neodymium isotopes as a new tool for quantifying exchange fluxes at the continent–ocean interface. *Earth Planet. Sci. Lett.* 232, 245–257.
- LEAR, C. H., MAWBNEY, E. M. & ROSENTHAL, Y. 2010. Cenozoic benthic foraminiferal Mg/Ca and Li/Ca records: Toward unlocking temperatures and saturation states. *Paleoceanography*, 25. doi.org/10.1029/2009PA001880
- LISIECKI, L. E. & RAYMO, M. E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20. doi.org/10.1029/2004PA001071
- LIU, E., WANG, X.-C., ZHAO, J.-X. & WANG, X. 2015. Geochemical and Sr–Nd isotopic variations in a deep-sea sediment core from Eastern Indian Ocean: Constraints on dust provenances, paleoclimate and volcanic eruption history in the last 300,000 years. *Marine Geology*, 367, 38-49. doi.org/10.1016/j.margeo.2015.05.005
- LOUBERE, P. 1994. Quantitative estimation of surface ocean productivity and bottom water oxygen concentration using benthic foraminifera. *Paleoceanography*, 9, 723-737. doi.org/10.1029/94PA01624
- LOUBERE, P. 1996. The surface ocean productivity and bottom water oxygen signals in deep water benthic foraminiferal assemblages. *Marine Micropaleontology*, 28, 247-261. doi.org/10.1016/0377-8398(96)00004-7
- LOUBERE, P., GARY, A. & LAGOE, M. 1993. Generation of the benthic foraminiferal assemblage: Theory and preliminary data. *Marine Micropaleontology*, 20, 165-181. doi.org/10.1016/0377-8398(93)90031-R
- LUTZE, G. 1980. Depth distribution of benthic foraminifera on the continental margin off NW Africa. *'Meteor'Forschungsergebnisse. Reihe C*, 32, 31-80.
- LUTZE, G. & COULBOURN, W. 1984. Recent benthic foraminifera from the continental margin of northwest Africa: community structure and distribution. *Marine Micropaleontology*, 8, 361-401. doi.org/10.1016/0377-8398(84)90002-1
- MACKENSEN, A. & SCHMIEDL, G. 2019. Stable carbon isotopes in paleoceanography: atmosphere, oceans, and sediments. *Earth-Science Reviews*, 197, 102893. doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102893
- MARTINSON, D. G., PISIAS, N. G., HAYS, J. D., IMBRIE, J., MOORE, T. C. & SHACKLETON, N. J. 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy 1. *Quaternary research*, 27, 1-29. doi.org/10.1016/0033-5894(87)90046-9
- MEISTERFELD, R., HOLZMANN, M. & PAWLOWSKI, J. 2001. Morphological and molecular characterization of a new terrestrial allogromiid species: *Edaphoallogromia australica* gen. et spec. nov.(Foraminifera) from Northern Queensland (Australia). *Protist*, 152, 185-192. doi.org/10.1078/1434-4610-00058
- MOORBATH, S., WHITEHOUSE, M. J. & KAMBER, B. S. 1997. Extreme Nd-isotope heterogeneity in the early Archaean — fact or fiction? Case histories from northern Canada and West Greenland. *Chemical Geology*, 135, 213-231. doi.org/10.1016/S0009-2541(96)00117-9
- MOORE, W. S. 1996. Large groundwater inputs to coastal waters revealed by ^{226}Ra enrichments. *Nature*, 380, 612. doi.org/10.1038/380612a0

- MORIGI, C., JORISSEN, F., GERVAIS, A., GUICHARD, S. & BORSETTI, A. 2001. Benthic foraminiferal faunas in surface sediments off NW Africa: relationship with organic flux to the ocean floor. *Journal of Foraminiferal Research*, 31, 350-368. doi.org/10.2113/0310350
- MURRAY, J. W. 2006. *Ecology and applications of benthic foraminifera*, Cambridge University Press, Cambridge. 426 pp.
- NATLAND, M. L. 1933. *The temperature and depth-distribution of some Recent and fossil Foraminifera in the southern California region*, Scripps Institute of Oceanography Bulletin, Technical Series, 3, 225–230.
- NIGAM, R., KURTARKAR, S. R., SARASWAT, R., LINSKY, V. & RANA, S. 2008. Response of benthic foraminifera *Rosalina leei* to different temperature and salinity, under laboratory culture experiment. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 88, 699-704. doi.org/10.1017/S0025315408001197
- NOMAKI, H., HEINZ, P., HEMLEBEN, C. & KITAZATO, H. 2005. Behavior and response of deep-sea benthic foraminifera to freshly supplied organic matter: a laboratory feeding experiment in microcosm environments. *Journal of foraminiferal Research*, 35, 103-113. doi.org/10.2113/35.2.103
- PALMER, M. & EDMOND, J. 1989. The strontium isotope budget of the modern ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 92, 11-26. doi.org/10.1016/0012-821X(89)90017-4
- PANCHANG, R. & NIGAM, R. 2014. Benthic ecological mapping of the Ayeyarwady delta shelf off Myanmar, using foraminiferal assemblages. *J Palaeontol Soc India*, 59, 121-168.
- PFLUM, C. E. & FRERICHS, W. E. 1976. *Gulf of Mexico deep-water foraminifers*, Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Spec. Publ., 14, 125 pp.
- PISIAS, N., MARTINSON, D., MOORE JR, T., SHACKLETON, N., PRELL, W., HAYS, J. & BODEN, G. 1984. High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years. *Marine Geology*, 56, 119-136. doi.org/10.1016/0025-3227(84)90009-4
- QUILTY, P. G. 1977. Cenozoic sedimentation cycles in Western Australia. *Geology*, 5, 336-340.
- RAVELO, A. C. & HILLAIRE-MARCEL, C. 2007. Chapter eighteen the use of oxygen and carbon isotopes of foraminifera in paleoceanography. *Developments in marine geology*, 1, 735-764. doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01023-8
- RAVIZZA, G. & ZACHOS, J. 2003. Records of Cenozoic ocean chemistry. *Treatise on geochemistry*, 6, 625. doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/06121-1
- REIMER, P. J., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J. W., BLACKWELL, P. G., RAMSEY, C. B., BUCK, C. E., CHENG, H., EDWARDS, R. L. & FRIEDRICH, M. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887. doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947
- REVEL, M., DE DECKKER, P., DELMONTE, B., HESSE, P., MAGEE, J., BASILE-DOELSCH, I., GROUSSET, F. & BOSCH, D. 2006. *Eastern Australia: A possible source of dust in East Antarctica interglacial Ice*. doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.028
- ROSENTHAL, Y., LEAR, C. H., OPPO, D. W. & LINSLEY, B. K. 2006. Temperature and carbonate ion effects on Mg/Ca and Sr/Ca ratios in benthic foraminifera: Aragonitic species *Hoeglundina elegans*. *Paleoceanography*, 21. doi.org/10.1029/2005PA001158
- ROY-BARMAN, M. & JEANDEL, C. 2016. *Marine geochemistry: ocean circulation, carbon cycle and climate change*, Oxford University Press. 389 pp.

- SCHMIEDL, G., MITSCHLE, A., BECK, S., EMEIS, K.-C., HEMLEBEN, C., SCHULZ, H., SPERLING, M. & WELDEAB, S. 2003. Benthic foraminiferal record of ecosystem variability in the eastern Mediterranean Sea during times of sapropel S5 and S6 deposition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 139-164. doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00603-X
- SEN GUPTA, B. 1999. Chapter 1: Introduction to modern Foraminifera. *Modern Foraminifera*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. doi.org/10.1007/0-306-48104-9
- STUIVER, M., REIMER, P. & REIMER, R. 2017. CALIB 7.1 [WWW program] at <http://calib.org>. Last accessed, 11/04/2019.
- TACHIKAWA, K., ATHIAS, V., JEANDEL, C., 2003. Neodymium budget in the ocean and paleoceanographic implications. *J. Geophys. Res.* 108, 3254. doi:10.1029/1999JC000285.
- VAN DER ZWAAN, B., JANNINK, N., ALMOGI-LABIN, A., DUIJNSTEE, I. & JORISSEN, F. 2001. A transfer function for the quantitative reconstruction of oxygen contents in marine paleo-environments.
- VAN DER ZWAAN, G., DUIJNSTEE, I., DEN DULK, M., ERNST, S., JANNINK, N. & KOUWENHOVEN, T. 1999. Benthic foraminifers: proxies or problems?: a review of paleocological concepts. *Earth-Science Reviews*, 46, 213-236. doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00011-2
- VROON, P., VAN BERGEN, M., KLAVER, G. & WHITE, W. 1995. Strontium, neodymium, and lead isotopic and trace-element signatures of the East Indonesian sediments: provenance and implications for Banda Arc magma genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 2573-2598. doi.org/10.1016/0016-7037(95)00151-4
- WEFER, G., BERGER, W., BIJMA, J. & FISCHER, G. 1999. Clues to ocean history: a brief overview of proxies. *Use of proxies in paleoceanography*. Springer. doi.org/10.1007/978-3-642-58646-0_1
- WEIDMAN, C. R. & JONES, G. A. 1993. A shell-derived time history of bomb ¹⁴C on Georges Bank and its Labrador Sea implications. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 98, 14577-14588. doi.org/10.1029/93JC00785
- ZHURAVLEV, D. Z., TSVETKOV, A. A., ZHURAVLEV, A. Z., GLADKOV, N. G. & CHERNYSHEV, I. V. 1987. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios in recent magmatic rocks of the Kurile Island Arc. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 66, 227-243. doi.org/10.1016/0168-9622(87)90044-3

Chapitre 3 : Site U1461

« Que la stratégie soit belle est un fait, mais n'oubliez pas de regarder le résultat. »

Winston Churchill - Homme d'état britannique (1874 - 1965)

PARTIE 1 : Résultats

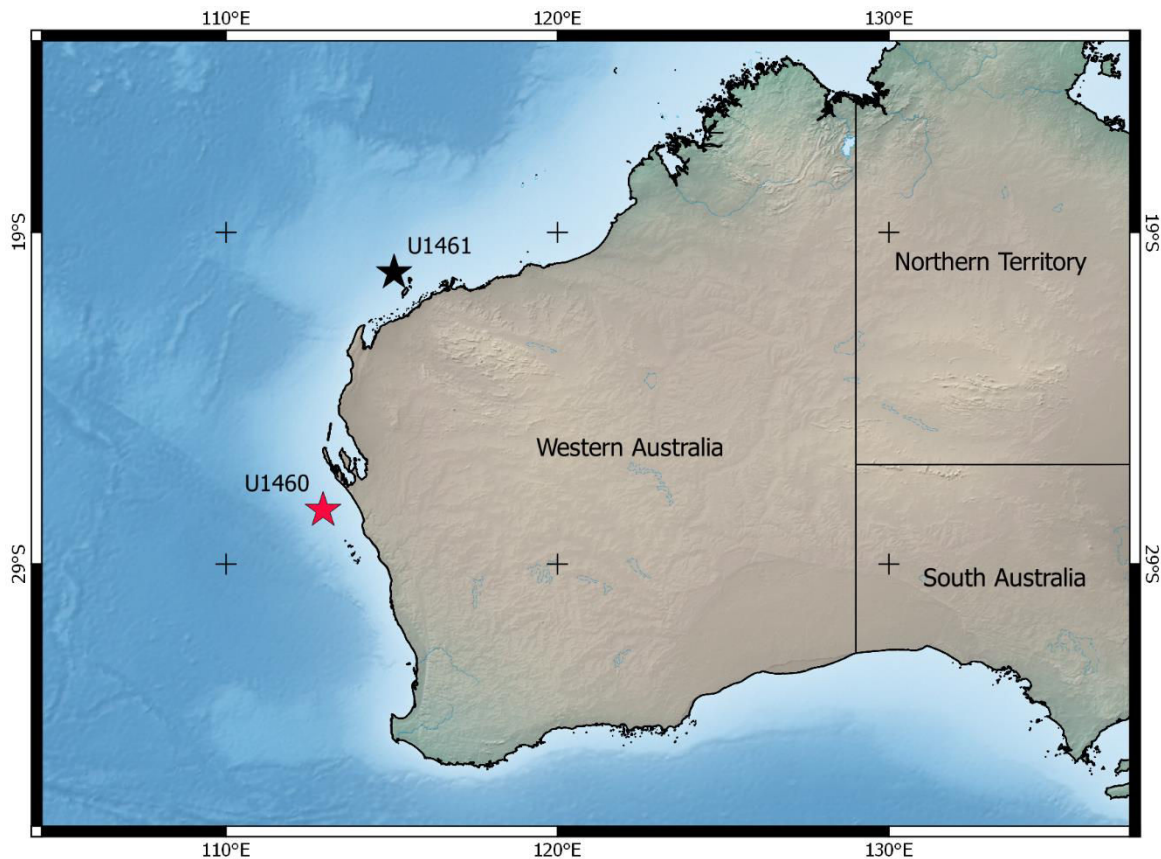


Figure 27 : Carte de rappel des positions des 2 sites étudiés.

I) MODELE D'AGE

Le cadre chronologique de notre étude se situe dans le Quaternaire (-2,58 Ma) soit la partie la plus récente sur l'échelle stratigraphique internationale (Figure 28). Cependant, l'établissement d'un modèle d'âge plus précis est nécessaire afin que les données soient contraintes précisément dans le temps. Il faut également ajouter que la construction et la validation d'un modèle d'âge pour un forage océanique profond est l'un des enjeux les plus importants en paléoclimatologie afin de reconstruire l'histoire de ce site.

Le modèle d'âge de notre étude a été établi en combinant les résultats des méthodes suivantes :

- Datations au ^{14}C
- $\delta^{18}\text{O}$
- Abondance de la *Globorotalia menardii*
- Présence/ absence de certains foraminifères planctoniques
- Première occurrence/ dernière occurrence des nannofossiles

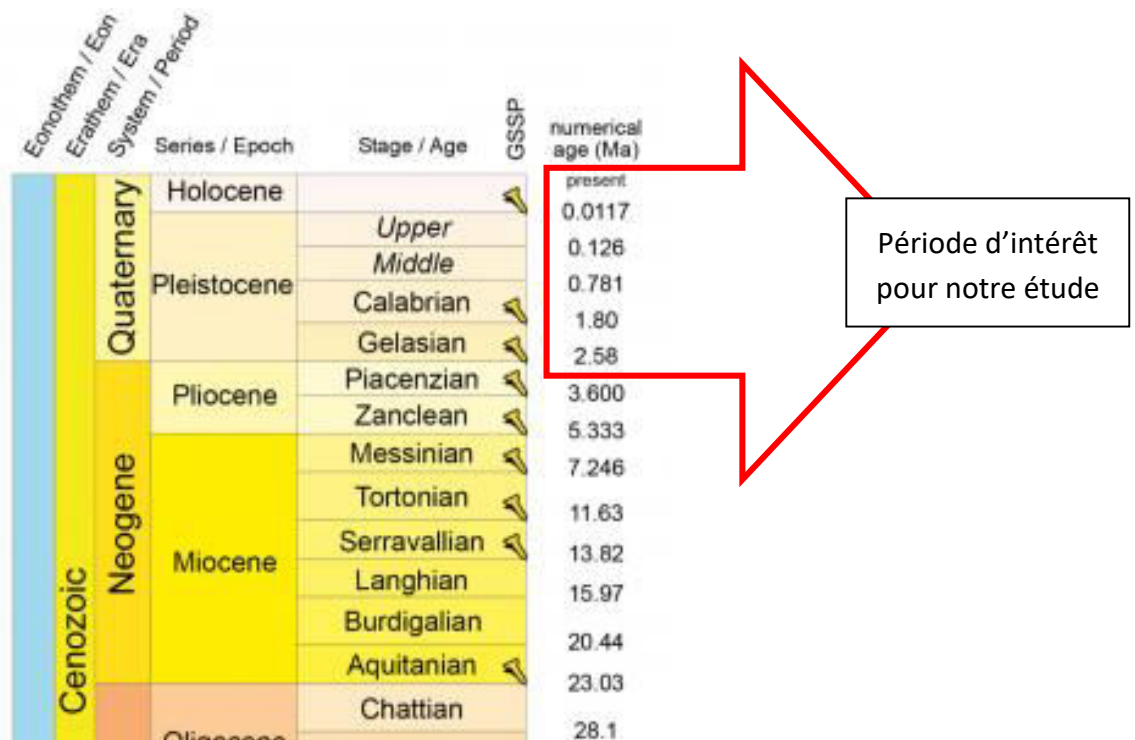


Figure 28 : Echelle Stratigraphique Internationale depuis le Néogène (-23.03 Ma) (Cohen et al., 2013).

a) Datations carbone 14

Les datations au ¹⁴C réalisées sont au nombre de 18 et ont été publiées dans Ishiwa et al. (2019) et Hallenberger et al., (submitted 2019). Les âges calendaires ont été obtenus en utilisant une approche de modélisation bayésienne (Bchron : Haslett and Parnell (2008) et Parnell (2008) avec la courbe Marine 13 de Reimer et al. (2013)) comme courbe de calibration.

Ces mesures sont compilées dans le Tableau 4 et le modèle d'âge obtenu est présenté dans la Figure 29.

Les datations radiométriques indiquent que l'intervalle 0-14 m correspond à un âge compris entre 0 et 23,9 ka, soit le MIS 1 et la partie terminale du MIS 2 (Svensson et al., 2008). Un plateau est observé autour de 13 m. Ishiwa et al. (2019) décrit cela comme étant un intervalle condensé avec un taux de sédimentation extrêmement faible (-0,07 m/ka) par rapport aux autres valeurs de taux de sédimentation. En effet, entre 7,1 m et 8,1 m il atteint les 9 m/ka.

Tableau 4 : Données des mesures de ¹⁴C dans les sédiments du Site U1461.

Echantillons	Reporté dans	Profondeur (m) CSF-A	Age Radiocarbone (year BP)	Age calendaire (cal year BP)
356-U1461C-1H-1W-9/11	Ishiwa et al, (2019)	0,1	1460±40	1084
356-U1461C-1H-1W-109/111	Ishiwa et al, (2019)	1,1	2580±50	2336
356-U1461A-2F-2W-90/94	Ishiwa et al, (2019)	4,02	4850±30	5257
356-U1461C-1H-4W-49/51	Ishiwa et al, (2019)	5,00	5290±30	5703
356-U1461C-1H-6W-29/32	Ishiwa et al, (2019)	7,81	6020±40	6334
356-U1461A-3F-1W-80/84	Ishiwa et al, (2019)	7,1	6830±40	7409
356-U1461B-2H-3W-69/71	Ishiwa et al, (2019)	8,1	6950±40	7516
356-U1461B-2H-3W-109/111	Ishiwa et al, (2019)	8,5	7570±40	8119
356-U1461C-2H-1W-109/111	Ishiwa et al, (2019)	9,5	8020±40	8548
356-U1461C-2H-2W-93/95	Hallenberg et al,, submitted	10,8	8760±40	9513
356-U1461C-2H-3W-43/45	Hallenberg et al,, submitted	11,8	9707±84	11248
356-U1461C-2H-3W-93/95	Hallenberg et al,, submitted	12,3	9932±86	11746
356-U1461C-2H-4A-10/11	Ishiwa et al, (2019)	13,01	11990±50	13526
356-U1461C-2H-4A-36/37	Ishiwa et al, (2019)	13,27	14620±50	17458
356-U1461C-2H-4A-38/40	Ishiwa et al, (2019)	13,29	20470±60	24257
356-U1461C-2H-4A-40/41	Ishiwa et al, (2019)	13,31	16920±60	20056
356-U1461C-2H-4W-43/45	Hallenberg et al,, submitted	13,3	16010±50	18967
356-U1461C-2H-4W-46/52	Ishiwa et al, (2019)	13,4	20160±60	23923

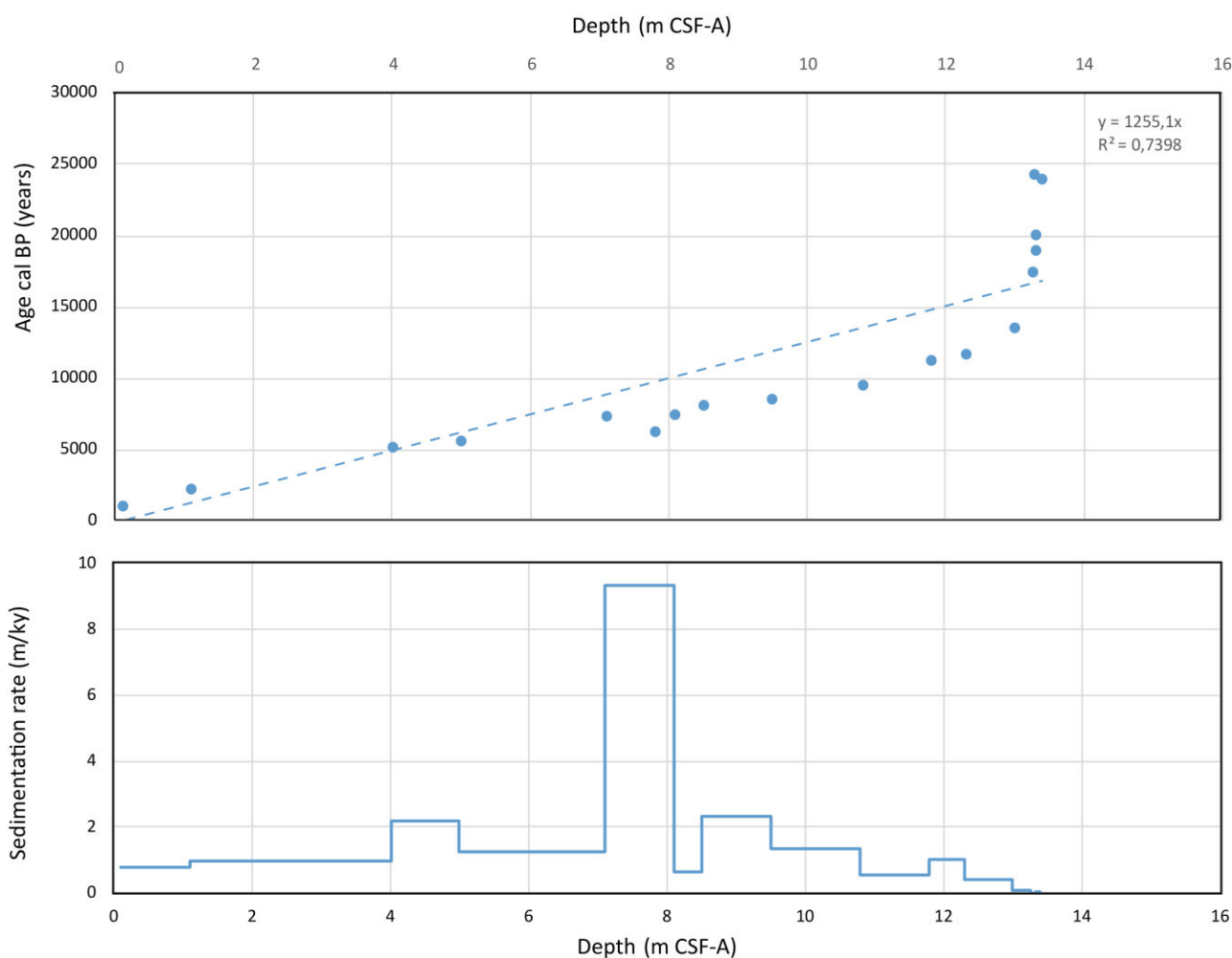


Figure 29 : Modèle d'âge du Site U1461 par datation au ^{14}C (Ishiwa et al., 2019 ; Hallenberger et al., 2019). La courbe de tendance linéaire est représentée par la ligne bleue en pointillés. Le taux de sédimentation est calculé sur la base des données de ^{14}C .

b) Isotopes de l'oxygène

Soixante-neuf mesures ont été réalisées, couvrant les premiers 105 m du forage (Figure 30).

Le $\delta^{18}\text{O}$ est utilisé dans ce contexte pour différencier les périodes interglaciaires des périodes glaciaires, en fonction des variations relatives des valeurs mesurées.

- De 0 à 10 m, les valeurs varient entre -1,82 et -1,23 ‰. Ce sont des valeurs moyennes pour une période interglaciaire comme le MIS 1 à l'Est de l'océan Indien (Ehlert et al., 2011),
- De 10 à 15 m, les valeurs augmentent avec une valeur positive de 0,05 ‰ atteinte à 15,75 m. Ces valeurs correspondent en général à des périodes glaciaires importantes,
- De 15 à 55 m les valeurs sont comprises entre -1,39 et -0,32 ‰,
- De 55 à 62 m les valeurs augmentent jusqu'à atteindre 0,18 ‰,
- De 62 à 75,5 les valeurs oscillent entre -0,41 et -0,27 ‰,
- De 75,5 à 80 m, les valeurs augmentent légèrement pour atteindre les -0,02 ‰ à 78 m,
- De 80 à 93 m, les valeurs sont comprises entre -0,92 et -0,53 ‰,
- De 93 à 110 m, les valeurs sont plus élevées et oscillent entre -0,76 et -0,12 ‰.

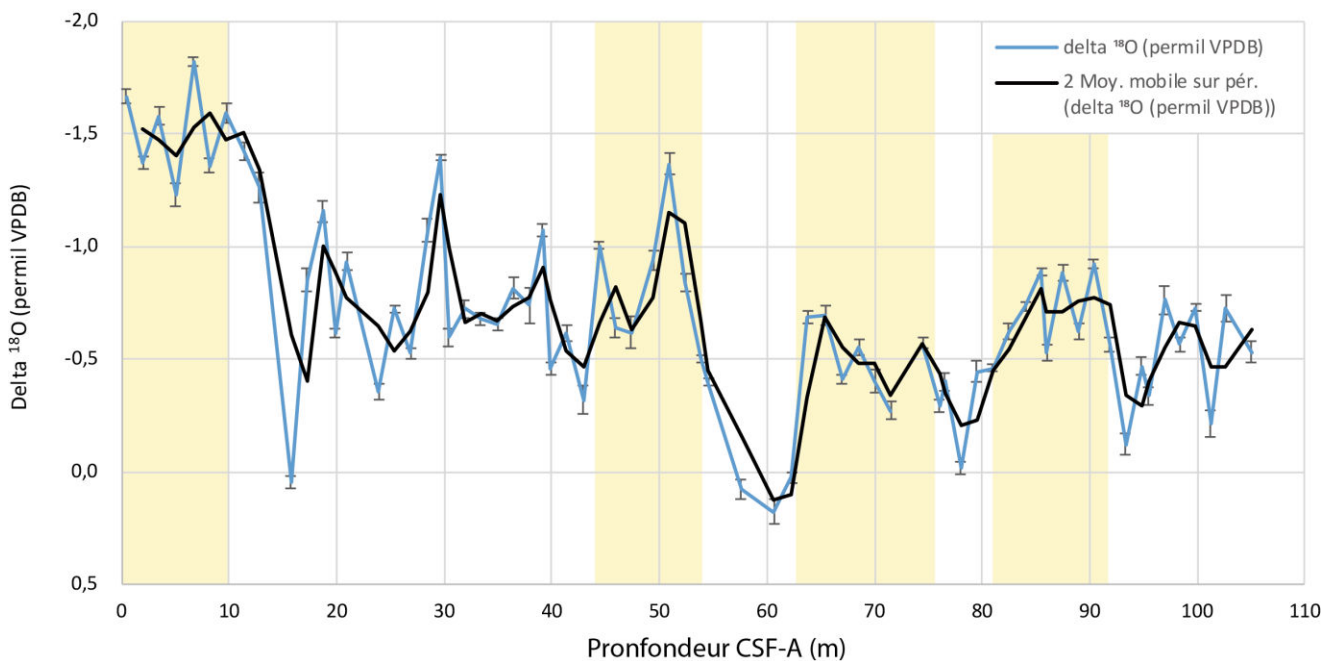


Figure 30 : La courbe bleue représente les mesures du $\delta^{18}\text{O}$ pour le Site U1461 et la courbe noire représente la moyenne mobile (2). Les rectangles jaunes symbolisent les périodes avec les valeurs les plus négatives du $\delta^{18}\text{O}$.

c) Biostratigraphie

Afin d'affiner les résultats donnés par le $\delta^{18}\text{O}$, un comptage d'une espèce tropicale de foraminifère planctonique a également été réalisé : *Globorotalia menardii*. Sa présence indique une température de l'eau relativement chaude (optimum entre 24 et 29 °C), caractérise une eau de surface relativement chaude (Kucera, 2007) avec une température optimale de développement comprise entre 27,7 (Schmidt et al., 2004) et 28,6°C (Prell et al., 1999) (Figure 31). L'abondance varie de 0 à 80 individus et l'on constate qu'il y a 4 intervalles avec une forte abondance de *G. menardii* (Figure 31):

- 1) 0 à 10 m,
- 2) 41 à 54 m,
- 3) 65 à 75 m,
- 4) 80 à 92 m.

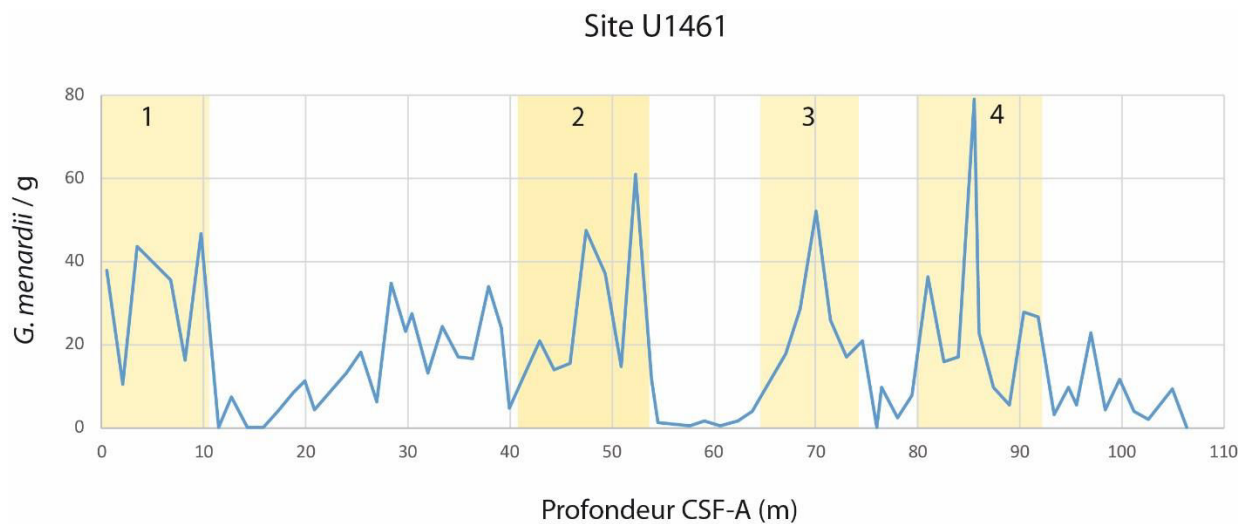


Figure 31 : Abondance de la *G. menardii* par gramme. Les zones orange montrent les périodes de forte abondance de la *G. menardii* correspondant à des interglaciaires.

Les résultats de l'analyse quantitative d'une autre espèce de foraminifère planctonique, *Globigerinoides ruber* pink (réalisée par Dr. Jeroen Groenvelde, MARUM, Université de Brême) ainsi que l'analyse des nannofossiles calcaires (effectuée par Dr. Mariem Saavedra-Pellitero, Université de Birmingham et Dr. Jorijntje Henderiks, Université de Uppsala) dans des échantillons sélectionnés ont permis d'identifier des événements biostratigraphiques et d'affiner le modèle. Voici les points marquants (Figure 32) :

1. L'absence de *G. ruber* pink (Thompson et al., 1979) et la présence de *Emiliana huxlei* (première apparition à 0,29 Ma ; (Raffi et al., 2006)) suggèrent un hiatus dans l'enregistrement sédimentaire autour de 15 m. Ce hiatus s'étendrait sur plus de 150 ka, du début du MIS 2 (-29 à -14 ka) jusqu'au MIS 8 (-300 ka) (Courtillat et al., soumis).
2. Entre 65 et 55 m les rapports isotopiques de l'oxygène et l'abondance de *G. menardii* décrivent les mêmes tendances avec une abondance quasi nulle pour *G. menardii* et des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ autour de 0,18 ‰. Compte tenu des exigences écologiques de cette espèce de foraminifère planctonique et des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$, cet intervalle est attribué à une phase glaciaire très importante. L'observation d'un nannofossile calcaire *Pseudoemiliana lacunosa* (Dernière occurrence : 0,44 Ma ; (Raffi et al., 2006)) enregistré à 62,5 m, suggère que la glaciation correspondante serait le MIS 12, une des plus importantes phases froides du Pléistocène (Augustin et al., 2004);
3. De 55 m à 40 m, des valeurs faibles de $\delta^{18}\text{O}$ (-1,37‰) et une forte abondance de *G. menardii* (max 60 ind/g) ainsi que du genre *Gephyrocapsa* (incluant *G. caribbeanica* de petite taille (<4 μm) et *G. oceanica*) suggèrent un âge qui correspond au MIS 11 (-424 ka) ;
4. Les MIS 8 (-300 ka) et 10 (-374 ka) ne peuvent pas être clairement définis en raison de l'absence de bio-événements supplémentaires chez les nannofossiles calcaires (Raffi et al., 2006) entravant ainsi toute amélioration ultérieure de l'âge.

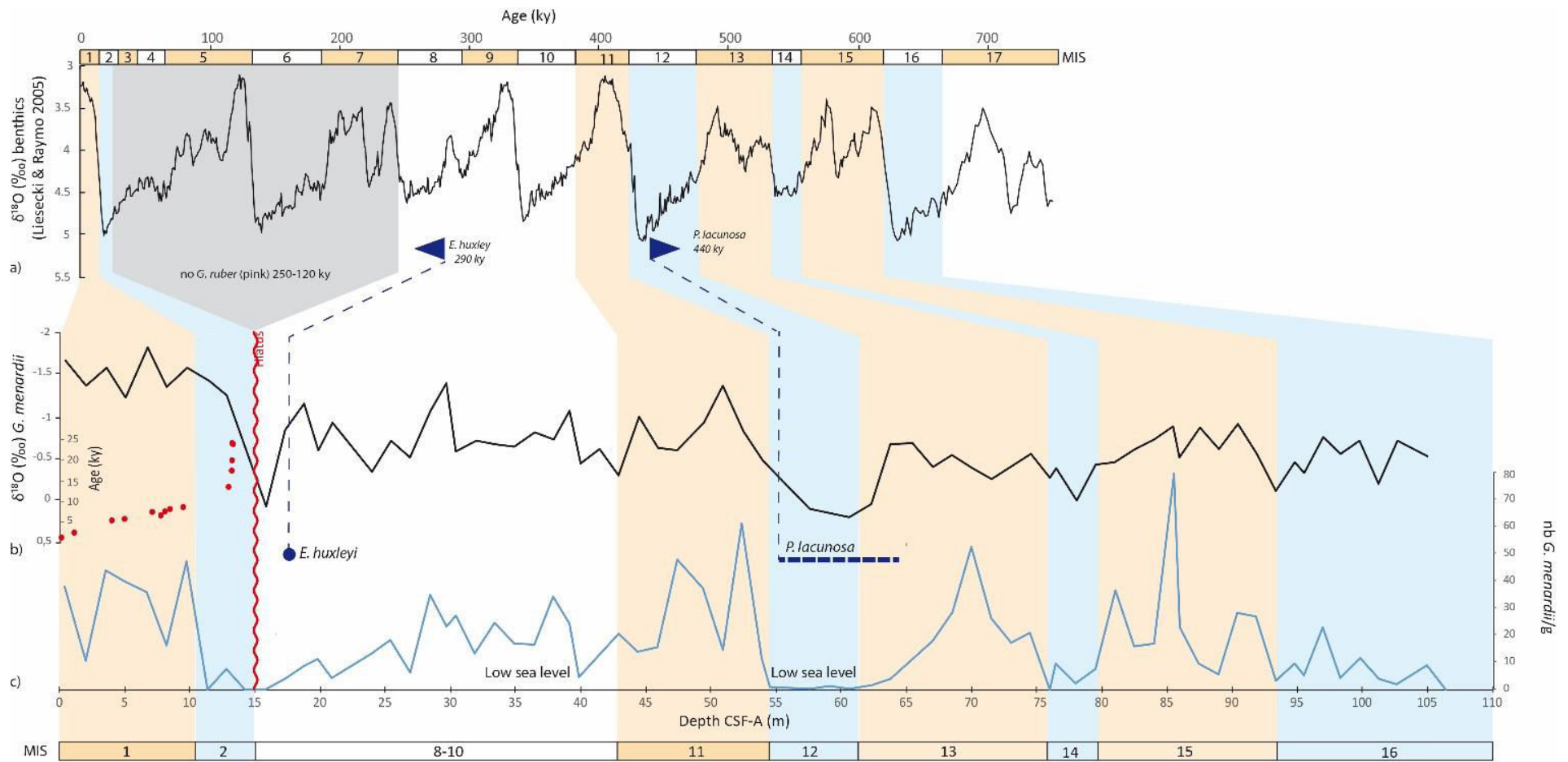


Figure 32 : Modèle d'âge final pour le forage U1461. a) Courbe de référence de Liesecki & Raymo (2005) établit avec le $\delta^{18}\text{O}$ dans les foraminifères benthiques. b) Courbe du $\delta^{18}\text{O}$ mesuré dans le foraminifère planctoniques *G. menardii* et datations du ^{14}C pour les 15 premiers mètres (points rouges). c) Courbe d'abondance de *G. menardii* en individu par gramme.

La contrainte temporelle étant bien établie jusqu'à 65m grâce aux marqueurs biostratigraphiques, pour les 40 mètres restants (de 65 à 105 m), le modèle d'âge a été extrapolé en se basant uniquement sur les variations de $\delta^{18}\text{O}$ ainsi que sur l'abondance de la *G. menardii*. Les extrémités de chaque MIS sont rappelés dans le Tableau 5.

Tableau 5 : Profondeur du début et de la fin de chaque stades isotopiques pour le forage U1461.

Stages isotopiques marins	Age (ky)	Profondeur (CFS-A m)
Début MIS 16	650	110
Fin MIS 16	621	93
D. MIS 15	621	93
F. MIS 15	563	80
D. MIS 14	563	80
F. MIS 14	524	75,5
D. MIS 13	524	75,5
F. MIS 13	478	62
D. MIS 12	478	62
F. MIS 12	424	55
D. MIS 11	424	55
F. MIS 11	374	42,5
D. MIS 8-10	374	42,5
F. MIS 8-10	300	15
D. MIS 2	29	15
F. MIS 2	11,7	10
D. MIS 1	11,7	10
F. MIS 1	0	0

II) ANALYSES DU SEDIMENT

a) Lithologie et granulométrie

La lithostratigraphie du Site U1461 a été établie lors de l'expédition 356 et décrite dans le rapport de campagne (Gallagher et al., 2017). La lithologie du site U1461 consiste en une alternance de sédiments clairs et foncés (gris-verdâtre). Les sédiments plus clairs sont composés majoritairement de boue carbonatée alors que les sédiments foncés peuvent être définis comme des grains jointifs cimentés par de la micrite.

Plusieurs unités ont été identifiées :

- 1) L'Unité I, qui s'étend de 0 à 11 m est caractérisée par des sédiments non lithifiés⁴ foncés de couleur homogène variant du vert-gris au gris verdâtre. Des grains de glauconie sont présents dans la partie supérieure de l'unité (Figure 33).

- 2) L'Unité II est divisée en six sous-unités, nommées de IIa à IIf. Dans notre intervalle de recherche, seules les 3 premières sous-unités seront étudiées.
 - **L'Unité IIa** s'étend de 11 à 39,50 m et est composée de sédiments non lithifiés, allant du sédiment carbonaté comportant des éléments figurés non jointifs et moins de 10 % de ciment cristallin (*wackestone*, Dunham, 1962) à de la boue carbonatée (*mudstone*, Dunham, 1962) de couleur grise. La glauconie se retrouve dans toute l'intégralité de l'unité. Cependant, dans la partie supérieure on notera la présence de peloïdes (pelotes fécales) ainsi que de la bioturbation (Gallagher et al., 2017).
 - **L'Unité IIb** s'étend quant à elle de 39,50 à 63,17m. Elle est majoritairement composée de sédiment carbonaté comportant des éléments figurés jointifs liés entre eux par un ciment cristallin (*packstone*, Dunham, 1962) de couleur gris-verdâtre et de *wackestone* non lithifié dans la partie supérieure. En revanche, dans la partie basale de l'unité, on trouve des *wackestones* (Dunham, 1962) partiellement lithifiés avec la présence de peloïdes qui influencent énormément la granulométrie avec un pourcentage de la classe des sables supérieur à 98%.
 - **L'Unité IIc** s'étend de 63,17 à 115,20m. La partie supérieure de cet intervalle forme une transition entre un *packstone* gris-verdâtre non lithifié et un *mudstone* de couleur gris vert. La glauconie est toujours présente mais tend à diminuer avec la profondeur.

⁴ Sédiment lithifié = sédiment consolidé par compaction et cimentation.

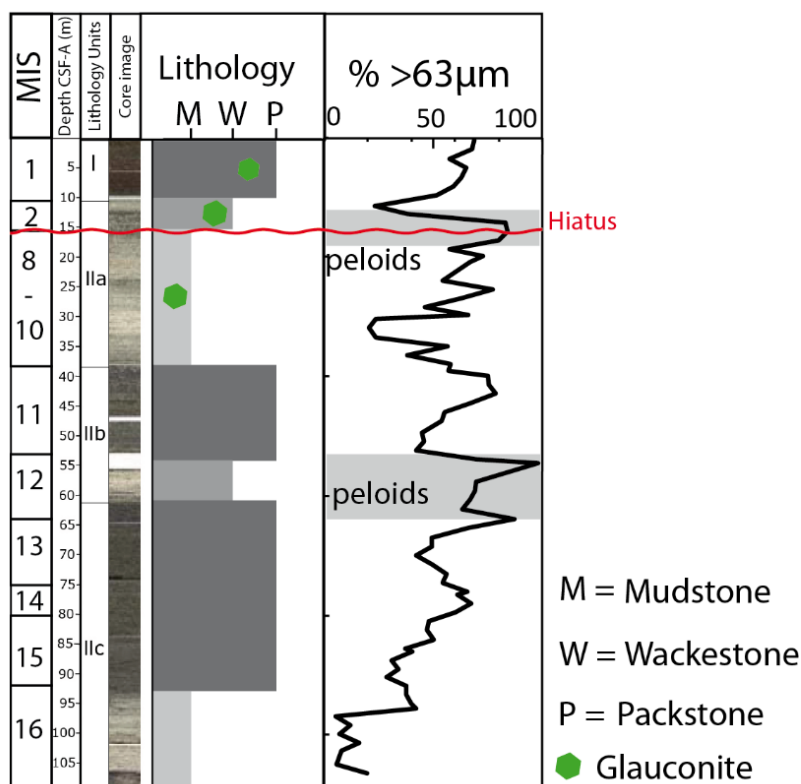


Figure 33 : Log lithologique et granulométrie avec le pourcentage de sable (> 63µm). La présence de peloïdes est indiquée en gris.

1. Les péloïdes

Les péloïdes ou pellets sont la plupart du temps des petits agrégats de calcaire cryptocristallin souvent riches en matière organique, car en grande partie d'origine fécale. Leur surface peut-être rugueuse à lisse et leur taille est souvent comprise entre 400 et 500 µm (Figure 34 A et B). Une surface lisse est probablement liée au développement d'ooïdes superficiels qui se forment dans des milieux tropicaux très peu profonds et agités (Simone, 1980).

Quand on les observe en lame mince on constate qu'ils ne possèdent ni nucléus ni squelette (Figure 34 C et D). La composition des péloïdes est donc homogène, sans organisation interne. Dans la série étudiée, ces péloïdes sont uniquement présents dans les intervalles correspondant aux MIS 2 et MIS 12, deux périodes glaciaires intenses. Dans la littérature, ils sont bien connus comme marqueurs d'environnements carbonatés tropicaux et peu profonds (Milliman, 1969, Gischler and Lomando, 1999).

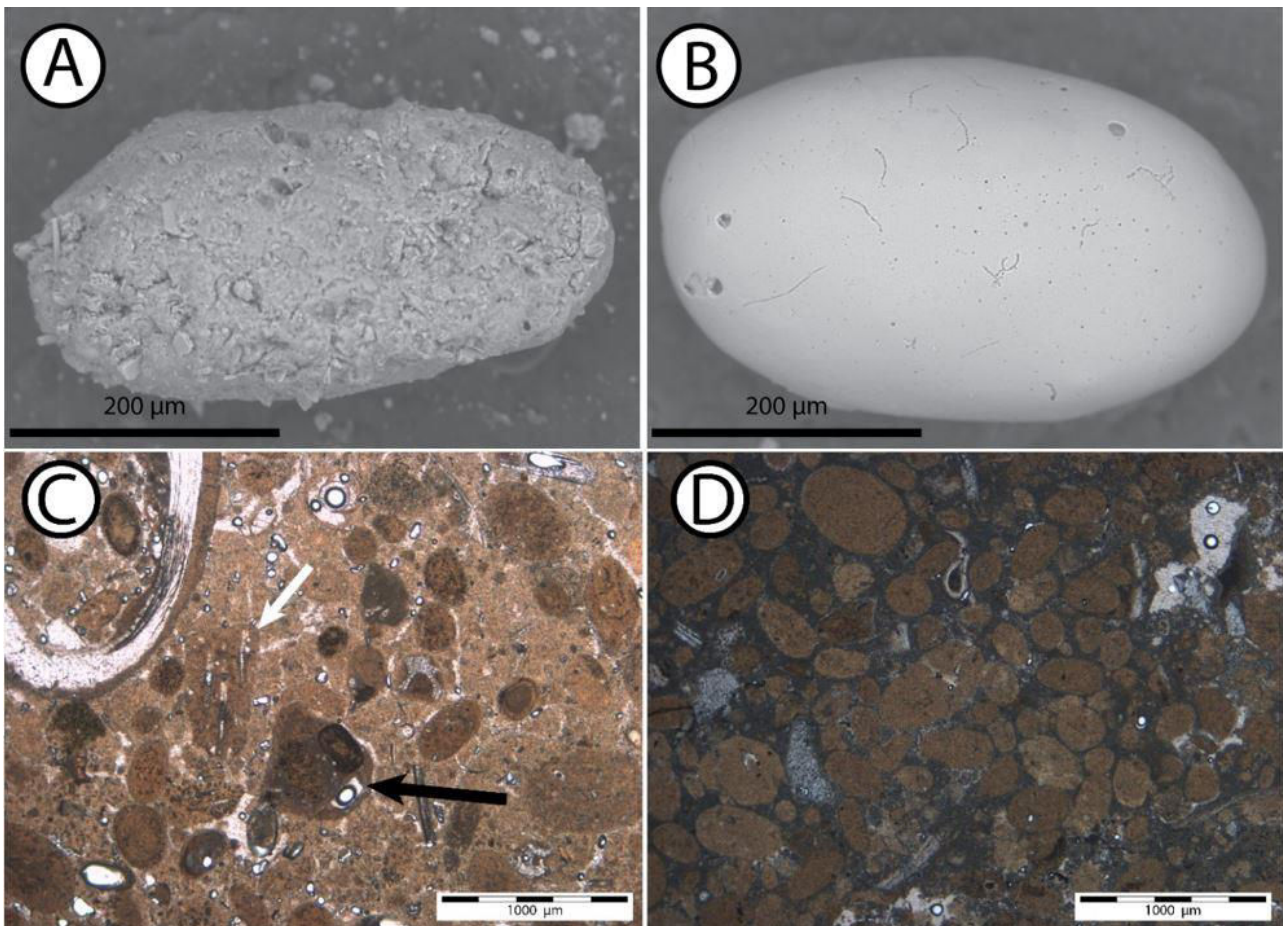


Figure 34 : Pellets observés au SEM. A : Pelloïdes possédant une surface rugueuse. B : Pelloïdes possédant une surface lisse. C : Grains sans nucleus (14,84 m) avec pelote fécale de crustacé (flèche blanche) et intraclastes (flèche noire). D : Grains sans nucleus (58,84 m). (©Maximilian Hallenberger)

b) Isotopes stables du $\delta^{13}\text{C}$

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ montrent des valeurs très hétérogènes qui peuvent être décrites en 9 intervalles distincts (Figure 35) :

- De 0 à 8 m, les valeurs sont comprises entre 1,58 et 2 ‰
- De 8 à 12,5 m les valeurs sont plus faibles et sont comprises entre 1,24 et 1,54 ‰
- De 12,5 à 35 m les valeurs oscillent entre 1,82 et 2,80 ‰
- De 35 à 47 m les valeurs subissent une forte décroissance, passant de 1,85 à 0,75 ‰
- De 47 à 52,5 m les valeurs sont comprises entre 0,81 et 1,92 ‰
- De 52,5 à 68,5 m les valeurs augmentent de façon très importante avec un large pic à 57,6 m qui atteint 2,83 ‰ puis les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ rechutent pour atteindre les 1 ‰
- De 68,5 à 76 m les valeurs sont plutôt faibles et comprises entre 0,83 et 1 ‰
- De 76 à 93 m les valeurs oscillent entre 1,58 et 0,90 ‰
- De 93 m à 105 m les valeurs augmentent progressivement pour atteindre 2,02 ‰.

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont plus élevées pendant les périodes glaciaires avec une valeur maximale de 2,83 ‰ pendant le MIS 12 (57,6 m) (Figure 35). A l'opposé, pendant les périodes interglaciaires,

le $\delta^{13}\text{C}$ présente des valeurs plus faibles autour de 1 ‰, avec notamment la valeur minimale de 0,75 ‰ à 47,4 m (MIS 11).

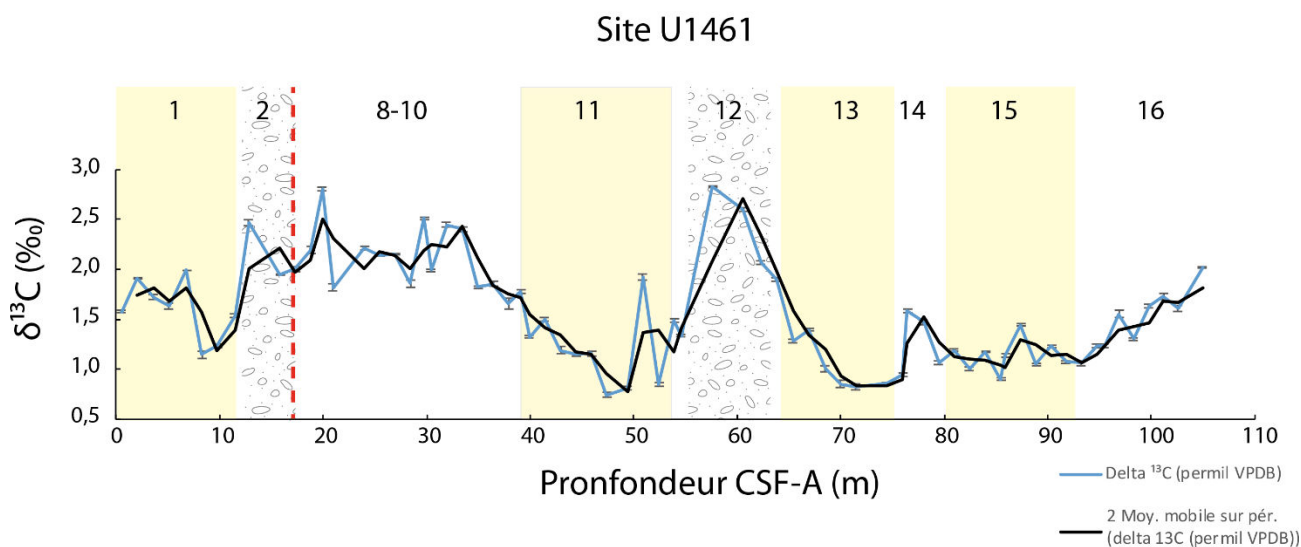


Figure 35 : Valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ (en ‰) mesurées dans le foraminifère planctonique *G. menardii*. Les Bandes jaunes correspondent aux périodes interglaciaires et les figurés correspondent aux intervalles contenant des peloïdes. La moyenne mobile (2) est représentée par la courbe noire.

c) Propriétés physiques et composition des sédiments

Les données de Natural Gamma Ray (NGR) ont été acquises durant la mission alors que les données de XRF ont été produites par Maximilian Hallenberger de l'Université de Kiel et gentiment mises à disposition pour le travail de cette thèse (Figure 36).

Les données du rayonnement naturel gamma présentées ici reflètent les concentrations en Uranium ($\mu\text{g/g}$) et Potassium (wt%). On observe de très faibles valeurs des teneurs en U comprises entre 0 et 1 $\mu\text{g/g}$ pendant les périodes interglaciaires alors que pendant les périodes glaciaires les valeurs sont plus élevées (autour de 3 $\mu\text{g/g}$) notamment avec un pic à 5 ppm pendant le MIS 12 (Figure 36a). Inversement, le pourcentage de K est plus important pendant les périodes interglaciaires avec pour exception un pic très important à 95 m atteignant les 1,3 % pendant le MIS 16 présumé. Après celui-ci, une lente décroissance est enregistrée jusqu'à la valeur moyenne de 0,5 % caractérisant le MIS 14. Pendant le MIS 13 on observe une augmentation du pourcentage de K atteignant les 0,9 % à 63 m. Du MIS 12 au MIS 2 une lente décroissance se produit et atteint la valeur la plus basse dans le forage à 13,8 m avec une valeur de 0,1 %. Le MIS 1 présente des valeurs élevées (0,6 %) pendant la première partie (de 10 à 5 m) qui décroissent progressivement jusqu'au sommet du forage (valeur la plus récente de 0,23 %) (Figure 36b).

La composition chimique des sédiments a été estimée à partir des abondances relatives des éléments majeurs mesurées par fluorescence à rayon X. En particulier, la fraction terrigène a été caractérisée par les rapports suivants :

- **Ti/ Ca** : le Ca et le Ti sont deux éléments conservateurs d'origine prévisible. Le calcium représente l'abondance des carbonates marins (organiques et inorganiques) alors que le titane est un élément chimiquement inerte qui est uniquement dérivé des sources lithogéniques puis transporté par des processus fluviatiles ou éoliens (Stuut et al., 2014, Calvert and Pedersen, 2007). Le rapport Ti/Ca, lorsqu'il est élevé, est donc utilisé comme marqueur des apports terrigènes (Jaeschke et al., 2007).

L'enregistrement du rapport Ti/Ca est présenté dans la Figure 36c.

- De 110 à 100 m les valeurs sont très proches de 0 ;
- De 100 à 80 m les valeurs sont comprises entre $2,2 \cdot 10^{-3}$ et $5 \cdot 10^{-4}$;
- De 80 à 75 m, les valeurs sont à nouveau très faibles et proches de 0 ;
- De 75 à 64 m, les valeurs sont comprises entre $3 \cdot 10^{-3}$ et $2 \cdot 10^{-4}$ avec la valeur maximale atteinte à 70 m ;
- De 64 à 58 m, les valeurs sont encore une fois proches de 0 ;
- De 53 à 45 m les valeurs augmentent légèrement pour atteindre $3 \cdot 10^{-3}$ à 50 m ;
- De 45 à 12 m, on observe très peu de variations avec des valeurs proches de 0 ;
- De 12 à 0 m, un pic atteignant la valeur maximale de l'enregistrement ($9 \cdot 10^{-3}$) se produit à 9,25 m, puis les valeurs diminuent dans la partie supérieure du forage pour atteindre $1 \cdot 10^{-3}$.

- **Log Zr/Fe** : le zirconium est un élément naturellement concentré dans des minéraux tels que le zircon ou le rutile (TiO_2), que l'on retrouve souvent dans la poussière éolienne provenant des déserts australiens alors que le Fer caractérise plutôt les particules fluviatiles issues des sols très altérés (Hesse and McTainsh, 2003, Kuhnt et al., 2015). Ce rapport est donc utilisé pour faire la différence entre les sédiments éoliens des sédiments transportés par voie fluviatile (Stuut et al., 2014, Stuut et al., 2019).

L'enregistrement du log Zr/Fe est présenté dans la Figure 36d.

- De 110 à 100 m les valeurs sont très proches de 0 ;
- De 100 à 65 m les valeurs décroissent jusqu'à -0,8 puis sont ensuite comprises entre -0,4 et -0,8 ;
- De 65 à 57 m, le log Zr/Fe augmente de façon très rapide, atteignant des valeurs positives et un maximum de 0,5 à 59 m ;
- De 53 à 37 m, les valeurs négatives sont comprises entre -0,76 et -0,23 ;
- De 37 à 13,2 m, les valeurs augmentent pour atteindre un plateau se situant aux alentours de 0 avec un pic de 0,30 à 14,85 m ;
- De 13,2 à 0 m les valeurs sont de nouveau très faibles avec un minimum de -1,1 atteint à 7 m.

- **Log Fe/Ca** : le log Fe/Ca est utilisé comme un proxy de la présence de sédiments terrigènes (éoliens et fluviatiles) lorsqu'il est élevé (Stuut et al., 2019). L'enregistrement du log Fe/Ca est présenté dans la Figure 36e.

- De 110 à 100 m les valeurs sont relativement stables autour de -2,5 ;
- De 100 à 85 m les valeurs augmentent jusqu'à -1,7 puis se stabilisent ;

- De 85 à 78 m, le log Fe/Ca diminue, atteignant des valeurs de -2,19 ;
 - De 78 à 64 m, les valeurs augmentent à nouveau et sont ensuite comprises entre -1,6 et -1,9 ;
 - De 64 à 58 m, les valeurs diminuent fortement pour atteindre la valeur minimale de l'enregistrement de -2,88 à 59,8 m ;
 - De 53 à 33 m les valeurs qui étaient à -1,7 décroissent encore une fois pour atteindre les -2,7 à 33 m ;
 - De 33 à 12 m les valeurs sont comprises entre -2,7 et -2 ;
 - De 12 à 0 m, les valeurs augmentent rapidement atteignant la valeur maximale du forage de -1,15 à 7 m. Puis de 7 m jusqu'au sommet du forage, le log de Fe/Ca diminue encore une fois pour atteindre -1,8 pendant la période la plus récente.
- **K/Ca** : le potassium représente de façon générale un proxy pour les minéraux argileux issus du ruissellement et de l'altération continentale (Calvert and Pedersen, 2007). Il est normalisé par rapport au Calcium car le plateau Ouest-australien est un plateau carbonaté (Kuhnt et al., 2015). L'enregistrement du rapport K/Ca est présenté dans la Figure 36f.
- De 110 à 100 m les valeurs sont relativement stables autour de 0 ;
 - De 100 à 88 m les valeurs augmentent jusqu'à $9 \cdot 10^{-3}$;
 - De 88 à 77 m, le rapport K/Ca diminue, atteignant $5 \cdot 10^{-4}$ à 77,31 m ;
 - De 77 à 68 m, les valeurs augmentent à nouveau et dépassent même les 0,01 ;
 - De 68 à 58 m, les valeurs diminuent fortement pour atteindre encore une fois la valeur de 0 ;
 - De 53 à 12 m les valeurs qui étaient à $9 \cdot 10^{-3}$ décroissent encore une fois pour se stabiliser juste au-dessus de 0 ;
 - De 12 à 0 m, les valeurs augmentent rapidement atteignant la valeur maximale du forage de 0,026 à 9,25 m. Puis de 9,25 m jusqu'au sommet du forage, le rapport de K/Ca diminue encore une fois pour atteindre $4 \cdot 10^{-3}$ pendant la période la plus récente.

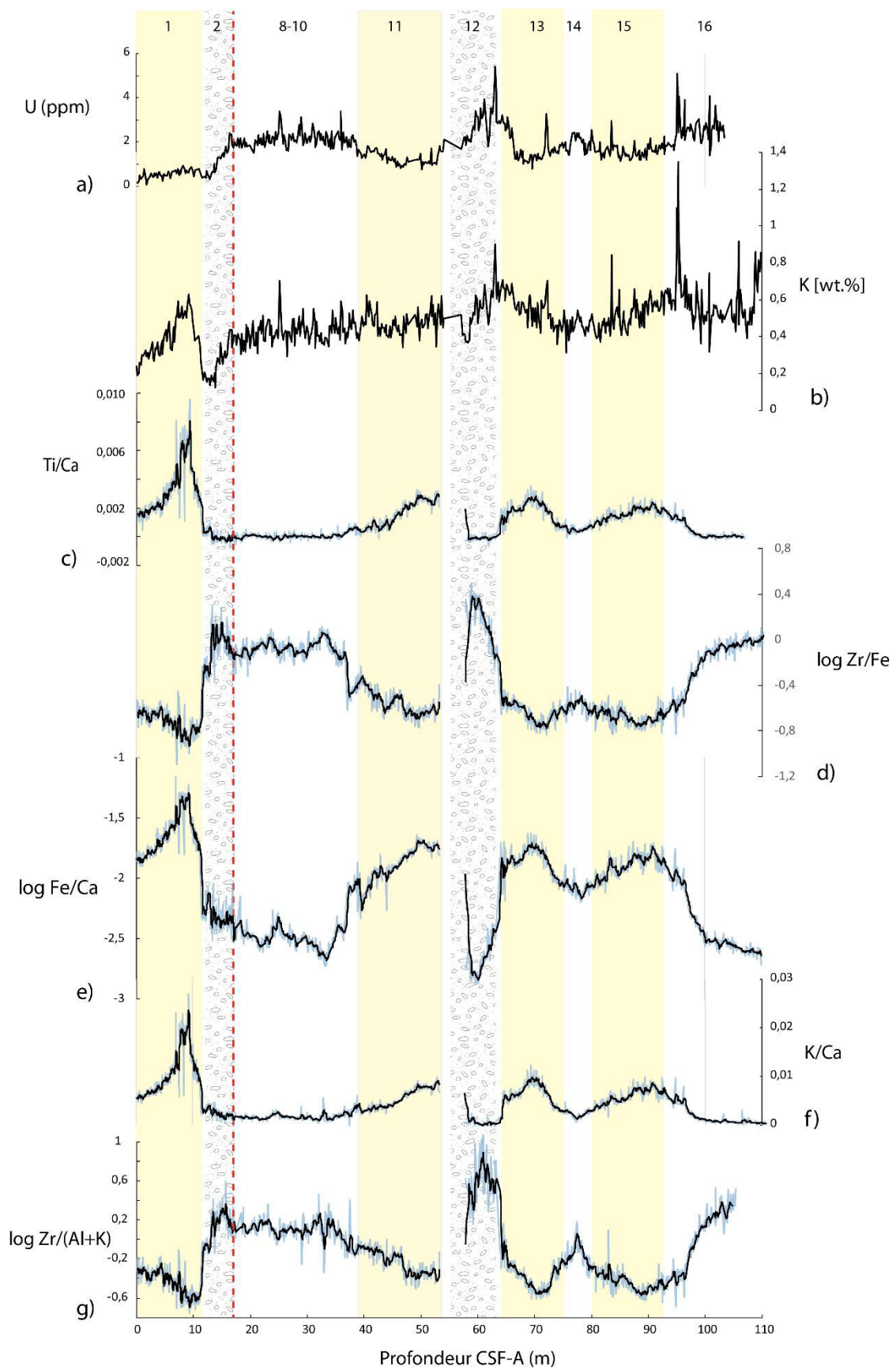


Figure 36 : Propriétés chimiques pour les 110 premiers mètres du forage U1461. a) concentration en Uranium (ppm), b) pourcentage de potassium, c) ratio Ti/Ca, d) Log Zr/Fe, e) Log Fe/Ca, f) K/Ca et g) Log Zr/(Al+K).

- **Log Zr/(Al+K)** : Le log de Zr/(Al+K) a également été utilisé pour distinguer les apports éoliens des apports fluviatiles. Il nous permet de confirmer les résultats du log Zr/Fe qui permet aussi de faire la différence entre les apports éoliens et fluviatiles. L'enregistrement du rapport Zr/(Al+K) est présenté dans la Figure 36g.
 - De 110 à 103 m les valeurs sont relativement stables autour de 0,4
 - De 103 à 96 m les valeurs diminuent fortement jusqu'à -0,4
 - De 96 à 70 m, le rapport K/Ca est compris entre -0,4 et 0,2 avec un pic à 77 m
 - De 70 à 58 m, les valeurs augmentent à nouveau et dépassent même 1 à 61 m
 - De 53 à 12 m, les valeurs augmentent lentement pour atteindre la valeur de 0,5 à 15 m
 - De 12 à 0 m les valeurs décroissent rapidement pour atteindre -0,75 à 9 m puis durant la dernière partie du forage, le log de Zr/Al+K augmente à nouveau pour atteindre -0,3.

On constate que les rapports peuvent être divisés en 2 groupes : log Zr/(Al+K) et log Zr/Fe d'un côté et K/Ca, Fe/Ca et Ti/Ca de l'autre.

Le premier groupe présente des valeurs faibles pendant les périodes interglaciaires et très élevées pendant les périodes glaciaires avec notamment un ratio de 1 pour le log Zr/(Al+K) pendant le MIS 12 (Figure 36). A contrario, le 2^{ème} groupe présente des valeurs importantes pendant les périodes chaudes et plutôt faibles pendant les périodes froides. Pour les 3 rapports, la valeur la plus forte est identifiée se trouve au début du MIS 1 à 9 m CSF-A (Figure 36).

III) ANALYSES MICROPALÉONTOLOGIQUES

a) Les foraminifères

Analyse des abondances relatives et diversité

Le comptage quantitatif des foraminifères planctoniques ainsi que des benthiques a permis de définir l'abondance par gramme de sédiment pour chacune de ces deux catégories de foraminifères (Figure 37).

Les courbes d'abondance des foraminifères planctoniques et benthiques montrent une tendance similaire avec des valeurs beaucoup plus élevées pendant les intervalles correspondant aux périodes interglaciaires (maximum de 5275 individus/g à 5 m pour les foraminifères benthiques).

Foraminifères planctoniques (Figure 37)

- De 110 à 100 m (début du MIS 16), les foraminifères planctoniques sont peu présents avec une abondance comprise entre 31 et 220 individus/gr. Vers la fin du MIS 16 (entre 100 m et 93 m) les valeurs d'abondance atteignent les 700 individus/g ;
- De 93 à 80 m (MIS 15), les valeurs oscillent entre 38 et 800 individus/g ;
- Pendant les MIS 14 (80 à 75,5 m) et MIS 12 (62 à 55 m), l'abondance des foraminifères planctoniques est très faible, avec respectivement comme minimum 43 et 0 individus/g ;
- De 75,5 à 62 m (MIS 13), on observe seulement un pic avec une valeur de 450 individus/g, très inférieure au MIS 11 (de 55 à 40 m) avec presque 1000 individus/g à 52,4 m ;
- De 40 à 15 m, pendant la période du MIS 8-MIS 10, on observe que l'abondance des foraminifères planctoniques décroît de 396 à 0 individus/g ;
- De 15 à 10 m (MIS 2), les valeurs sont très faibles avec un minimum de 0 individu/g ;
- De 10 à 0 m (MIS 1) les valeurs montrent un maximum d'abondance avec 1250 individus/g à 3,5 m.

Foraminifères benthiques (Figure 37)

- De 110 à 93 m (MIS 16), les foraminifères benthiques sont peu présents avec une abondance comprise entre 0 et 250 individus/g. ;
- De 93 à 80 m (MIS 15), les valeurs sont comprises entre 620 et 4000 individus/g ;
- Durant les MIS 14 (80 à 75,5 m) et MIS 12 (62 à 55 m), l'abondance des foraminifères benthiques est très faible, avec respectivement comme minimum 760 et 0 individus/g ;
- De 75,5 à 62 m (MIS 13), on observe seulement un pic avec une valeur de 2000 individus/g, très inférieure au MIS 11 (de 55 à 40m) avec presque 4500 individus/g à 42,9 m ;
- De 40 à 15 m, pendant la période du MIS 8-MIS 10, on observe que l'abondance des foraminifères benthiques décroît de 3800 à 180 individus/g ;
- De 15 à 10 m (MIS 2), les valeurs sont très faibles avec un minimum de 180 individus/g ;
- De 10 à 0 m (MIS 1) les valeurs montrent un maximum d'abondance avec 5275 individus/g à 5 m.

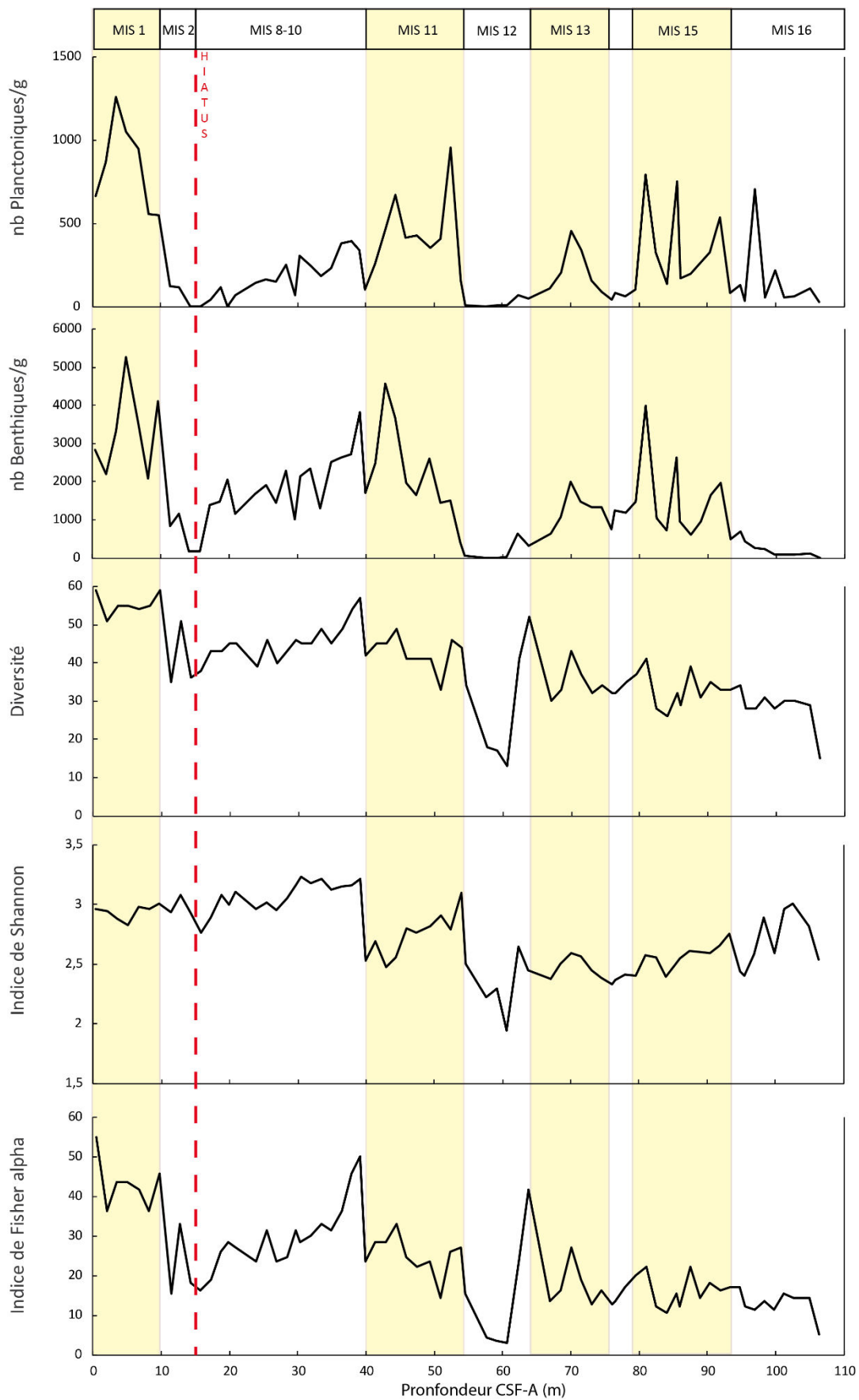


Figure 37 : Données micropaléontologiques : abondance des foraminifères planctoniques et benthiques en individus par gramme de sédiment. Diversité chez les foraminifères benthiques. Indice de Shannon et Indice de Fisher alpha sur les foraminifères benthiques.

En ce qui concerne l'indice de diversité Shannon (H), celui-ci montre des variations de 1,9 à 3,2 (Figure 37). Les observations majeures consistent en une valeur faible durant le MIS 12 et une valeur moyenne de 3 à partir du MIS 10 jusqu'au MIS 1. L'indice de Fisher alpha dépend de la richesse spécifique de chaque échantillon ainsi que du rapport entre le nombre d'espèces et le nombre d'individus. Sa variation est donc très proche de celle de la diversité.

Analyses hiérarchiques

Initialement, soixante-treize échantillons ont été utilisés pour les analyses hiérarchiques des foraminifères benthiques afin d'isoler et d'identifier les groupes à affinité écologique semblables. Pour cela, seulement les espèces avec un pourcentage d'abondance supérieur à 2% (dans au moins un échantillon) sont traités dans l'analyse statistique (logiciel Past©) ; réduisant ainsi le nombre à 33 espèces.

Les résultats de la classification à ascendance hiérarchique (ou analyse en **clusters**) par la méthode de Ward's sont présentés dans la Figure 38. La distance euclidienne⁵ choisie est de 1,5 donnant 7 clusters.

Une fois cette analyse réalisée, l'étude du pourcentage ainsi que la répartition temporelle de l'abondance de chaque cluster a pu être effectuée. Les résultats de cette étude sont présentés dans la Figure 39.

Le **cluster 1** (Figure 39a) est composé de *Textularia* spp. et *Quinqueloculina* spp.. Il est presque entièrement absent du MIS 16 au MIS 13. Puis au MIS 12 on observe une très forte augmentation de son abondance avec un pic à 31,5 % à 62,3 m. Au MIS 11 on observe une diminution de son abondance avec des valeurs oscillant entre 3 et 9 %. Les MIS 8, 10 et 2 sont caractérisés par des valeurs avec une moyenne proche de 27 % avec cependant un pic d'abondance à 14,25 m de 41 % (valeur maximale). Le MIS 1 est caractérisé par une abondance en baisse, atteignant 15 % dans les sédiments les plus récents.

Le **cluster 2** (Figure 39e) est composé de *Elphidium* spp., *Gavelinopsis praegeri* et *Reussella spinulosa*. Pendant le MIS 16, son abondance est relativement faible avec des valeurs ne dépassant pas les 10 %. Du MIS 15 au MIS 13, son abondance atteint les 24 % avec cependant une légère baisse durant le MIS 14 avec seulement 16,5%. Pendant le MIS 12, on observe une très forte diminution de l'abondance à 60,6 m avec un pourcentage nul. A 57,6 m on retrouve un pourcentage d'abondance égal à 16 %, pour revenir à une valeur presque nulle à 54,55 m. Pendant le MIS 11, on observe le pic d'abondance le plus élevé pour le cluster 2 avec 32,5 % à 47,4 m. Pendant les MIS 8-10 et 2, le pourcentage d'abondance est relativement stable avec une moyenne de 17%. Le MIS 1 présente une diminution de l'abondance avec seulement 10, 5 % à 0,4 m.

⁵ De façon simplifiée, la distance euclidienne est la distance calculée entre deux points en partant du principe que celle-ci est linéaire.

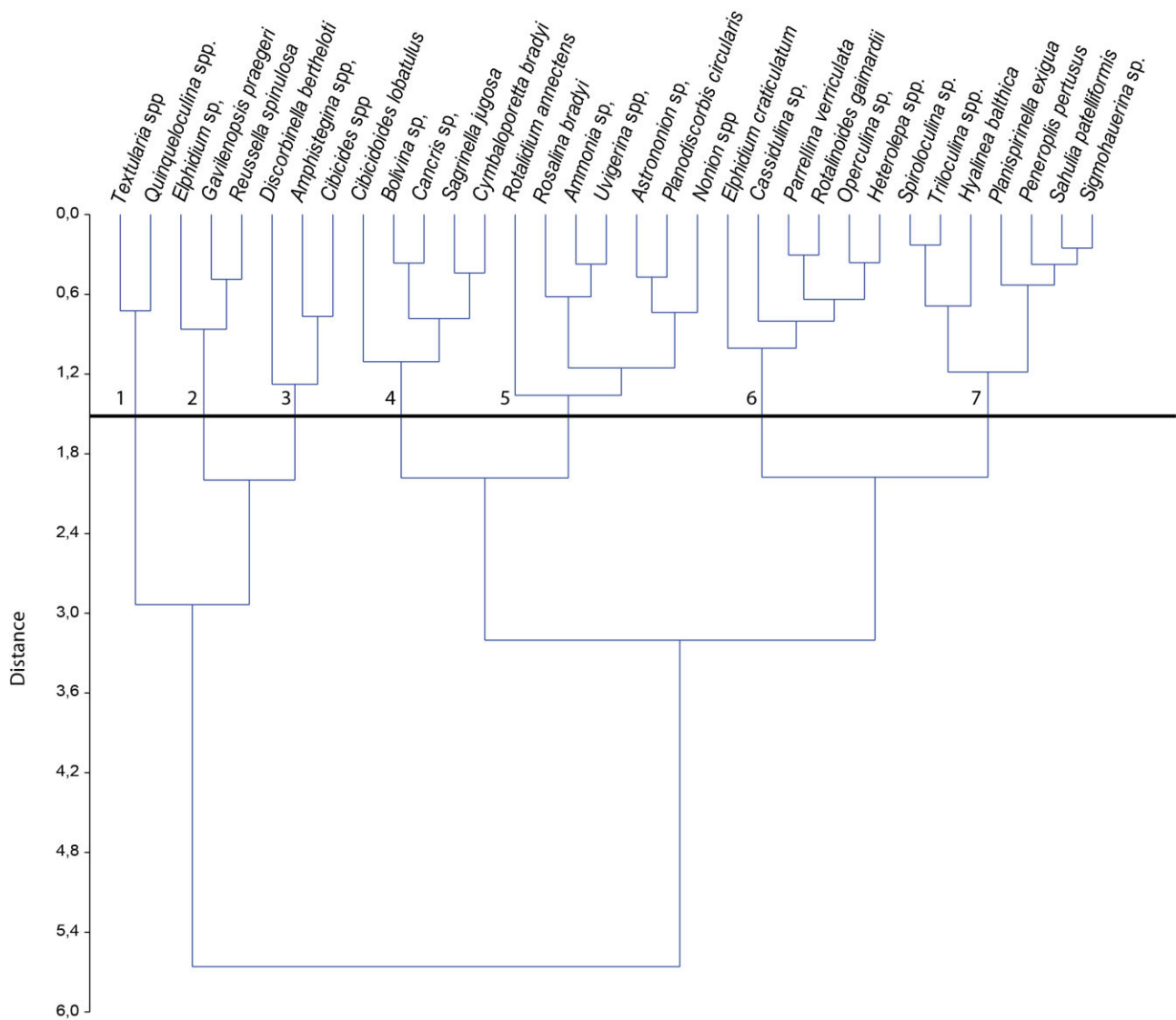


Figure 38 : Assemblage hiérarchique des espèces possédant un pourcentage d'abondance supérieur à 2% suivant la méthode Ward's. La ligne noire matérialise la distance à laquelle le découpage a été réalisé (1,5).

Le **cluster 3** (Figure 39c) est composé de *Discobinella bertheloti*, *Amphistegina* spp. et *Cibicides* spp. Le cluster 3 possède une répartition proche de celle du cluster 2, notamment avec des pourcentages d'abondance plus faibles durant les périodes glaciaires (min. à 106,4 m avec 0%) et beaucoup plus importants pendant les périodes interglaciaires (max à 63,8 m avec 62,5 %). Cependant, contrairement au Cluster 2, on observe une légère augmentation de son abondance pendant le MIS 1 avec 35 % d'occurrence dans les sédiments les plus récents.

Le **cluster 4** (Figure 39d) est composé de *Bolivina* spp., *Cancris* sp., *Cibicoides lobatulus*, *Cymbaloporetta bradyi* et *Sagrinella jugosa*. Il possède également globalement la même répartition que les clusters 2 et 3 avec des périodes glaciaires avec un plus faible pourcentage d'abondance (min. 1,5 % à 15,75 m) que pendant des périodes interglaciaires (max. 29% à 51 m).

Le **cluster 5** (Figure 39f) est composé de *Astrononion* sp., *Rotalidium annectens*, *Rosalina bradyi*, *Ammonia* sp., *Uvigerina* sp., *Planodiscorbulina circularis* et *Nonion* sp.. Il a une distribution très différente du reste des clusters avec une forte présence limitée au MIS 16. L'ensemble du reste du forage présente des pourcentages d'abondance très faibles avec une moyenne de 5 %.

Le **cluster 6** (Figure 39b) est composé de *Elphidium craticulatum*, *Cassidulina* sp., *Parrellina verriculata*, *Rotalinoides gaimardii*, *Operculina* sp. et *Heterolepa* spp.. Sa distribution peut être qualifiée de bimodale, avec une présence forte dans les intervalles présentant des peloïdes (MIS 12 = 31 % et MIS 2 = 12%) et une quasi absence dans tout le reste du forage.

Le **cluster 7** (Figure 39g et h) est composé de *Spiroloculina* sp., *Triloculina* sp., *Hyalinea balthica*, *Planispirinella exigua*, *Peneroplis pertusus*, *Sahulia patteliformis* et *Sigmohauerina* sp.. Ce cluster a été ensuite découpé en 2 sous clusters après l'analyse plus précise des courbes d'abondance de chaque espèce. En effet, *Planispirinella exigua* et *Peneroplis pertusus* ne présentaient pas la même distribution que les autres espèces.

Le **cluster 7a** (Figure 39g) est presque complètement absent du MIS 16 au MIS 12 avec des valeurs ne dépassant pas les 4 %. Durant le MIS 11 on observe une augmentation très légère avec des valeurs atteignant les 6,5 % à 40 m. Pendant les MIS 8-10, le pourcentage d'abondance du cluster 7 augmente avec une moyenne de 20 %, pour ensuite diminuer à nouveau pendant le MIS 2 avec seulement 6,3 % d'occurrence à 14,25 m. Une fois le MIS 2 passé, les valeurs augmentent à nouveau pour atteindre la valeur maximale à 3,5 m avec 25,7 %.

Le **cluster 7b** (Figure 39h) possède une présence restreinte à la fin du MIS 11 et aux MIS 8-10 avec un pourcentage d'abondance maximal de 6,5 % à 28,4 m. Il est aussi absent pendant le MIS 1.

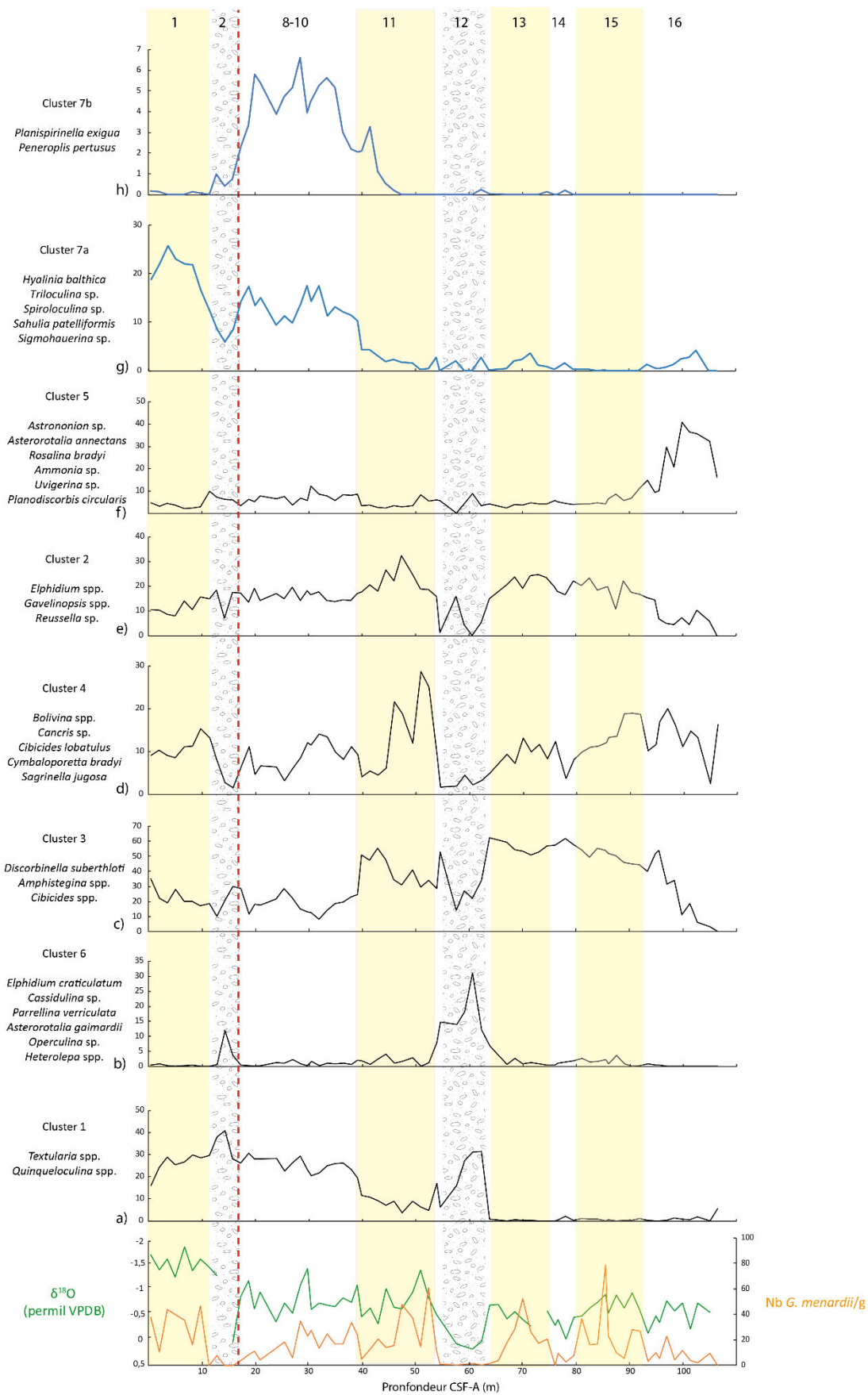


Figure 39 : Abondance des 7 clusters. Les clusters sont agencés en fonction de leur répartition dans le temps. Les courbes du $\delta^{18}\text{O}$ et de l'abondance de la *G. menardii* ont été ajoutées afin de repréciser le modèle d'âge.

b) Les coraux

Dans cette étude, 4 coraux solitaires azooxanthellés (dépourvus de symbiontes) ont été trouvés (Figure 40). Deux individus ont été identifiés comme *Conocyathus formosus* (Figure 40 b et c) et un comme *Heterocyathus aequicostatus* (Figure 40 a). Le dernier a été accidentellement détruit durant le processus de nettoyage aux ultrasons. L'état de préservation des coraux est bon, témoignant dans une origine autochtone. *Conocyathus formosus* est connu pour avoir un calice de diamètre maximal de 2,67 mm et un rapport entre sa hauteur et son diamètre compris entre 1,62 et 1,88 (Cairns, 2004). De plus, d'après Cairns (2004) son aire de répartition s'étendrait entre 320 et 367 m de profondeur alors que les deux autres espèces de *Conocyathus* vivent souvent dans une tranche d'eau plus faible. En ce qui concerne *Heterocyathus aequicostatus*, c'est une espèce libre (qui n'est pas fixée) qui se développe sous la forme d'une colonie basse et qui vit généralement à des profondeurs comprises entre 0 et 20 m. C'est une espèce connue depuis le Miocène avec une aire de répartition comprenant l'océan Indien et Pacifique (Cairns, 2004, Hoeksema and Best, 1991).

Les coraux ne sont présents uniquement que de 61 à 55 m, pendant le MIS 12 (Figure 41).

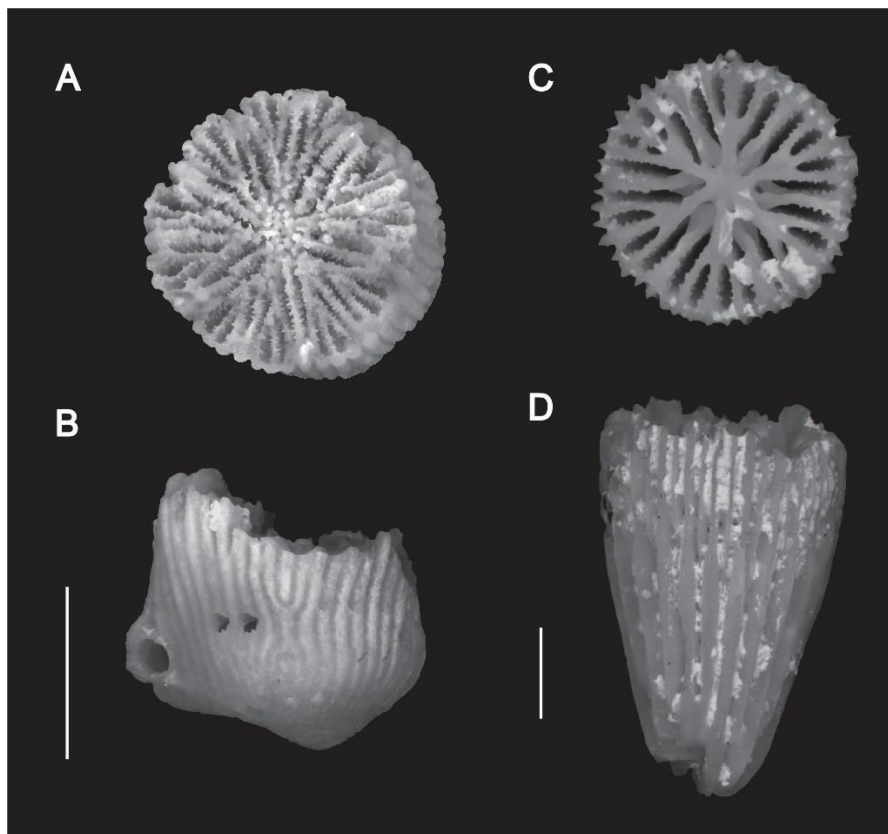


Figure 40 : *Heterocyathus aequicostatus* (Milne Edwards and Haime, 1848) A et B vue du calice et vue latérale respectivement, barre d'échelle : 5mm; *Conocyathus formosus* (Cairns, 2004) C et D vue du calice et vue latérale respectivement, barre d'échelle : 1 mm. © Chelsea Korpany

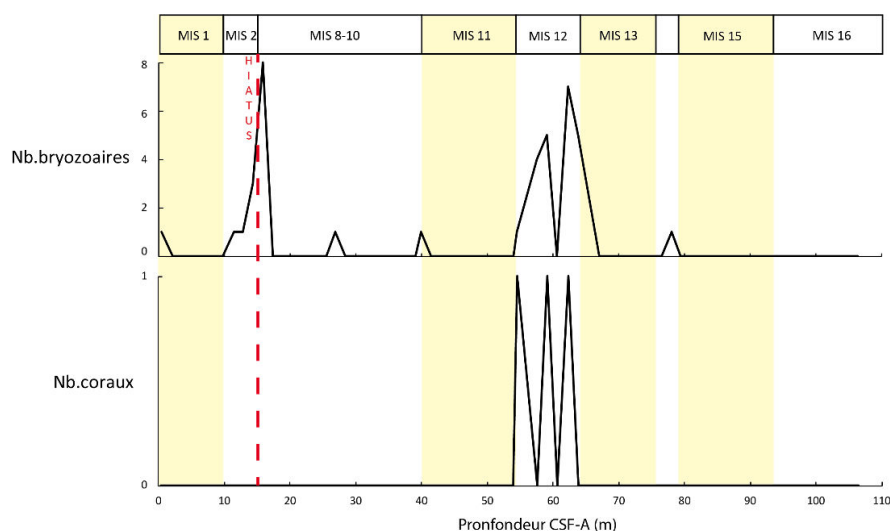


Figure 41 : Abondance des coraux et bryozoaires (individus par échantillon).

c) Les bryozoaires

Dans cette étude, 39 bryozoaires ont été trouvés (Figure 41), correspondant à 2 types coloniaux différents (Tableau 6). Le morphotype des conescharelliniformes (3 espèces et 5 individus) est représenté par de petites colonies coniques attachées à des substrats argileux par des radicelles chitineuses. Le second morphotype est le morphotype lunulitiforme (4 espèces et 34 individus) qui correspond à des colonies discoïdales qui vivent de façon libre sur des substrats argilo-sableux et soumises à des courants modérés et un taux de sédimentation faible à moyen (Moissette, 2000). Les bryozoaires sont majoritairement présents entre 55 et 61 m (MIS 12) mais aussi entre 10 et 15 m (MIS 2) (Figure 41).

Tableau 6 : Inventaire des bryozoaires identifiés sur le site U1461A

Profondeur CSF-A (m)	échantillons	<i>Conescharellina diffusa</i>	<i>Conescharellina sp.</i>	<i>Lanceopora obliqua</i>	<i>Otionellina</i>	<i>Otionellina sp.</i>	<i>Selenaria punctata</i>	<i>Selenaria sp.</i>	Total	conescharelliniforme	lunulitiforme
0,4	1F1				1				1	0	1
11,4	4H1	1							1	1	0
12,75	4H2				1				1	0	1
14,25	4H3					3			3	0	3
15,75	4H4					4	4		8	0	8
26,9	5H5					1			1	0	1
39,9	7H1				1				1	0	1
54,55	9F1					1			1	0	1
57,6	11F1			1	2		1		4	1	3
59,1	11F2				4			1	5	0	5
62,3	12F1		1		1	4	1		7	1	6
63,8	12F2		2		1	2			5	2	3
78	14H2				1				1	0	1
									39		

IV) RESULTATS GEOCHIMIE

a) Les Terres Rares et Yttrium (REY = Rare Earth and Yttrium)

Des mesures de concentrations en Terres Rares (TR) ont été réalisées dans 28 échantillons sélectionnés puis normalisées par rapport au PAAS (Post Archean Australian Shelf) (McLennan, 1989). L'Yttrium souvent assimilé aux TR (ayant un comportement et des propriétés similaires) a également été analysé. L'ensemble des spectres des TR montre des variations homogènes avec en général un appauvrissement en TR légères (Lanthane, Cérium, Praséodyme, Néodyme) et un enrichissement en TR lourdes (Holmium, Erbium, Thulium, Ytterbium et Lutécium (Figure 42). De plus, la courbe moyenne de tous les échantillons montre clairement cette même tendance. Il n'existe pas de différence nette entre les spectres des TR dans les échantillons correspondant aux périodes interglaciaires et ceux des périodes glaciaires.

Un travail d'approfondissement a donc été réalisé notamment sur certains rapports d'éléments pouvant apporter des informations sur le milieu de dépôt ainsi que la source des sédiments. Ici nous présenterons 2 résultats, le rapport Yttrium sur Holmium (Y/Ho) ainsi que l'anomalie en Europium normalisée par rapport au PAAS⁶ (Figure 43).

Le rapport Y/Ho est compris entre 27 et 41. On observe de manière générale des valeurs proches de 28 pendant toutes les phases interglaciaires et des valeurs plus élevées pendant les périodes glaciaires (~40). Les 2 valeurs les plus élevées apparaissent à 14,25 m (MIS 2) et 57,6 m (MIS 12) avec un ratio de 40,5 et 41,59 respectivement.

⁶ Eu anomalie = Eu_n / Eu^*
 $Eu^* = \sqrt{Sm_n \times Gd_n}$

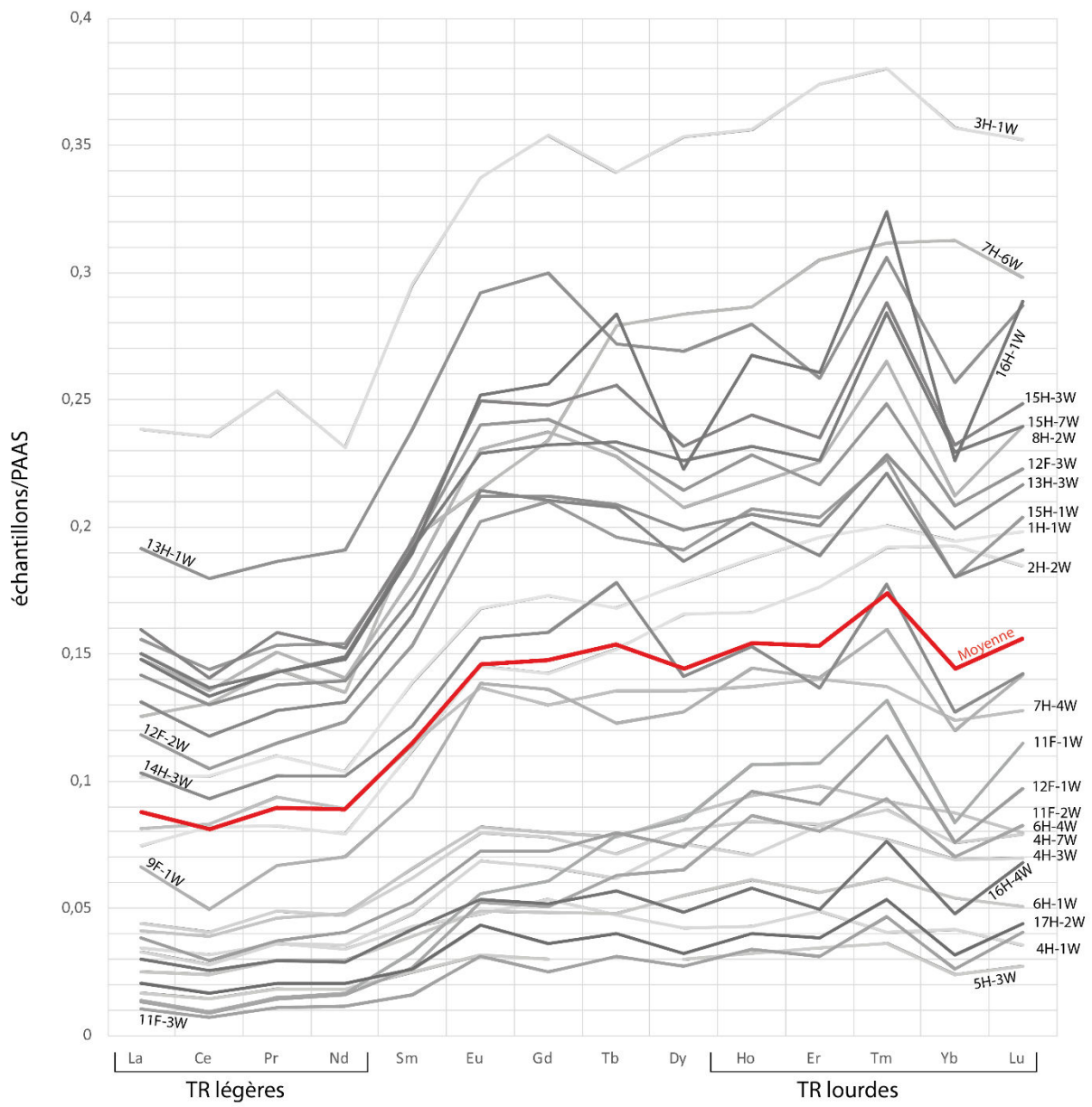


Figure 42 : Spectres des REE de chacun des échantillons. La courbe rouge représente le spectre moyen de l'ensemble des échantillons de cette étude. A noter que la valeur du Tb pour l'échantillon 5H-3W a été enlevée car la mesure était erronée.

En ce qui concerne l'anomalie en Europium elle est positive (>1) dans tous les échantillons. Cependant certaines valeurs sont plus positives que d'autres notamment pendant le MIS 12 avec une valeur atteignant les 1,5.

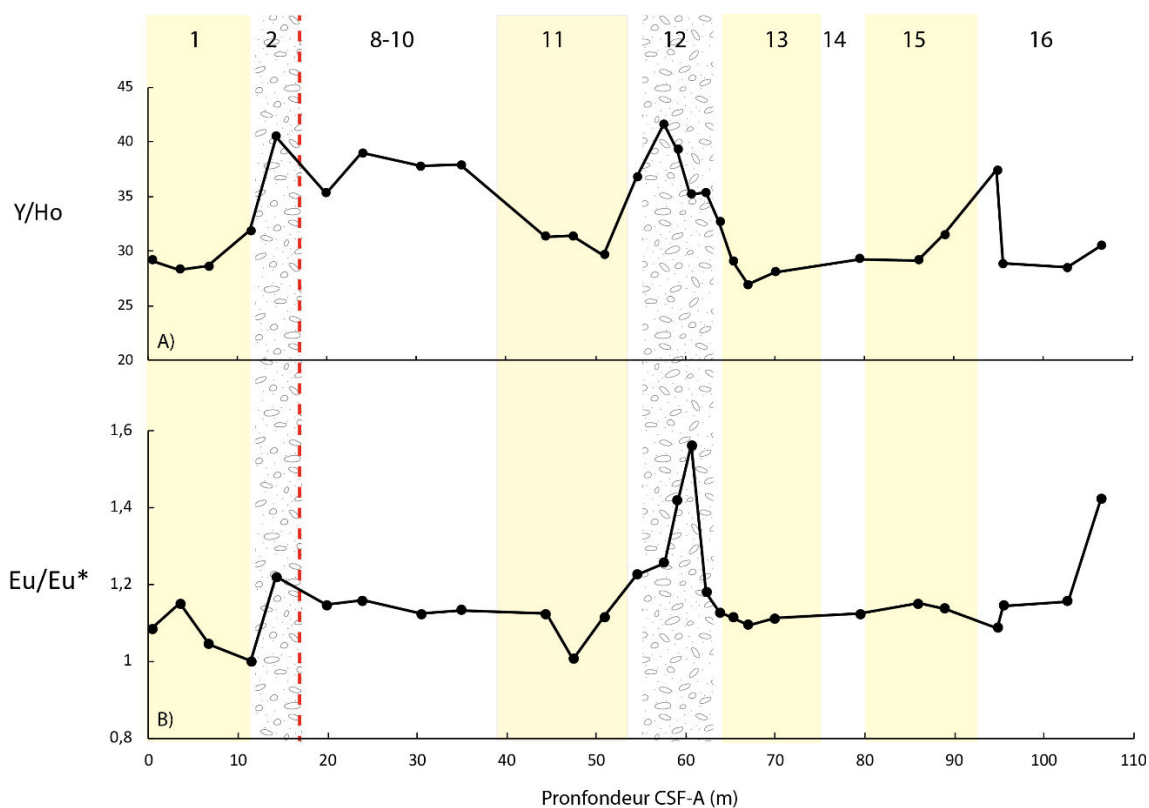


Figure 43 : A) Rapport des concentrations en Yttrium sur les concentrations en Holmium. B) Anomalie en Europium normalisée au PAAS.

b) Signature isotopique des sédiments : état de l'art

Après avoir conclu que les spectres de Terres Rares ne suffiraient pas à affiner les sources des apports terrigènes, l'analyse des isotopes radiogéniques du Sr et du Nd a donc été réalisée avec en appui une synthèse bibliographique permettant de différencier plusieurs zones géographiques possédant des signatures isotopiques distinctes (Annexe VII).

1. Le Néodyme

Les études sur la composition isotopique en Néodyme des roches et sédiments en Australie ne sont pas très nombreuses et elles sont surtout concentrées à l'Est du continent (Figure 44). Cependant des mesures sur les poussières terrestres ont été réalisées dans des endroits arides voire désertiques (Revel et al., 2006, Bayon et al., 2017, Grousset et al., 1992) mais aussi le long de la côte Ouest (De Deckker, 2019) ainsi que sur les argiles des systèmes fluviaux (Kamber et al., 2005, Goldstein and Jacobsen, 1987).

En ce qui concerne les sédiments marins de l'Est de l'Océan Indien, les mesures proviennent d'échantillons de surface qui ont été prélevés pendant 3 campagnes : en 1990 (RV Baruna Jaya), en 1995 (RV Franklin) et une dernière en 1996 (RV Franklin), s'ajoutant à cela 2 carottes gravitaires (Ehlert et al., 2011, Liu et al., 2015). Des mesures ont également été effectuées en Indonésie dans des sédiments prélevés au niveau de l'arc volcanique de Banda (Vroon et al., 1995). La compilation de ces données isotopiques en Néodyme est illustrée dans la Figure 44.

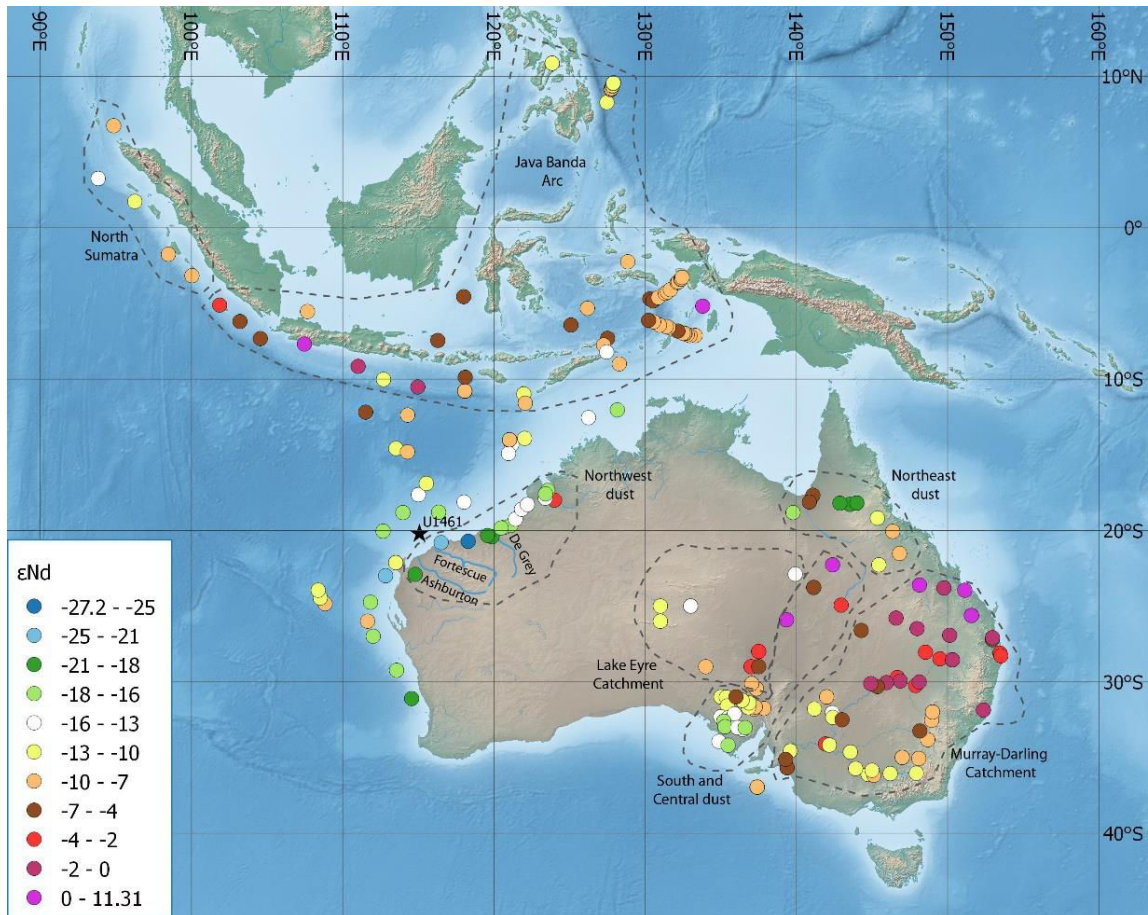


Figure 44 : Carte compilant les données bibliographiques sur la composition isotopique en néodyme des sédiments marins et terrestres dans notre zone d'étude

Grâce à cette compilation de données on peut constater que la composition isotopique en Néodyme sur le continent australien est très hétérogène. Dans l'Est, ce sont des valeurs radiogéniques comprises entre 0,7 et -13,3 qui dominent, avec sporadiquement à l'extrême Nord et Sud des valeurs beaucoup moins radiogéniques atteignant les -20. Ces valeurs radiogéniques sont un reflet de la composition ainsi que de l'âge des terrains qui composent l'Est du continent australien.

A l'Ouest du continent, le long de la côte, les valeurs (continentales ou marines) sont beaucoup plus faibles que celles que l'on trouve à l'Est, impliquant ainsi des terrains moins radiogéniques et donc plus vieux (Craton de Pilbara). La valeur la plus faible atteint les -27 et se trouve près de Karratha (Figure 44, point bleu foncé).

En ce qui concerne l'Océan Indien, là encore les valeurs sont hétérogènes. Les sédiments marins de l'Arc volcanique de Banda présentent des valeurs comprises entre -10 et -5 alors que sur la côte Sud de Java et Sumatra la composition isotopique du Nd est comprise entre -13 et 0,7.

2. Le Strontium

Les données sur la composition isotopique en strontium en Australie sont encore plus restreintes que celles sur le Nd et elles sont surtout concentrées au Sud-Est du continent (Figure 45). Les mesures compilées ici proviennent des mêmes travaux que ceux utilisés pour la réalisation de la cartographie du Nd (Revel et al., 2006, Bayon et al., 2017, Grousset et al., 1992, Liu et al., 2015, Ehlert et al., 2011, Vroon et al., 1995, Goldstein and Jacobsen, 1987).

Grâce à cette compilation, on peut constater que la composition isotopique en Strontium est également très hétérogène sur le continent australien. Dans le Bassin de Murray-Darling, ce sont des valeurs peu radiogéniques à radiogéniques comprises entre 0,70797 et 0,77512 qui dominent. Ces valeurs sont un reflet de la jeunesse de ces terrains.

A l'Ouest du continent, le long de la côte, les valeurs sont beaucoup plus hautes que celles que l'on trouve à l'Est, impliquant ainsi des terrains plus radiogéniques et donc plus vieux (Craton de Pilbara). La valeur la plus élevée de la composition isotopique du Sr atteint les 0,8112.

En ce qui concerne les sédiments de l'Océan Indien, les valeurs relevées sont plutôt homogènes. L'arc volcanique de Banda ainsi que la côte Sud de Java et Sumatra montrent une composition isotopique du Sr comprise entre 0,706863 et 0,739404.

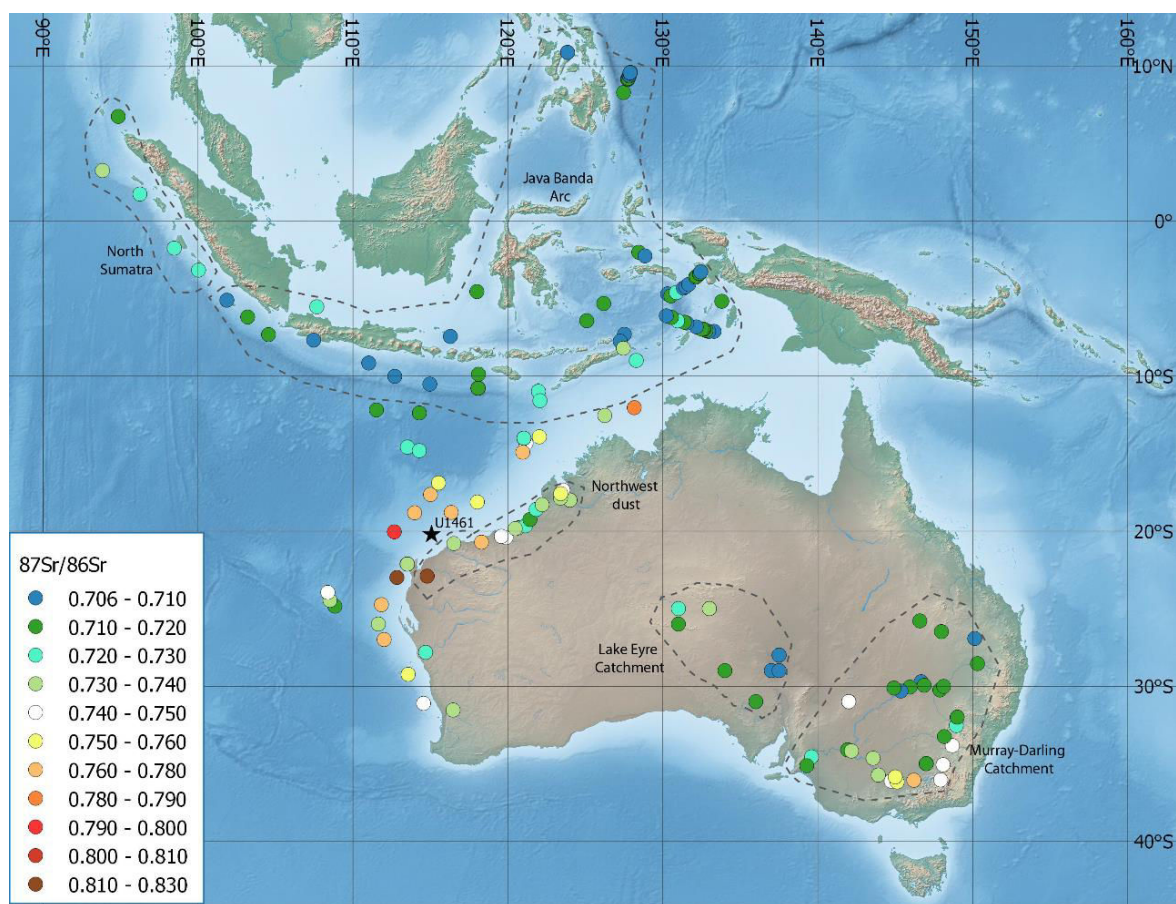


Figure 45 : Carte compilant les données bibliographiques sur la composition isotopique en strontium des sédiments marins et terrestres de notre zone d'étude

c) Le Néodyme

Les résultats du ϵNd obtenus dans les échantillons du forage U1461 sont présentés dans la Figure 46. De 106 m à 70 m les valeurs de ϵNd sont comprises entre -19 et -22. Ces valeurs peuvent être qualifiées de peu radiogéniques. De 70 m à 50 m on observe 2 pics d'intensité différente, avec un premier pic à -17 à 67 m et un second à 60 m avec une valeur très radiogénique de $-5,8 (\pm 2)$. De 50 m à 15 m on observe une augmentation progressive des valeurs avec -21 à 50 m et -15 à 15 m. Après 15 m, les valeurs vont à nouveau diminuer pour atteindre la valeur la moins radiogénique à 0,4 m. De façon générale, on observe des valeurs plus radiogéniques pendant les périodes glaciaires.

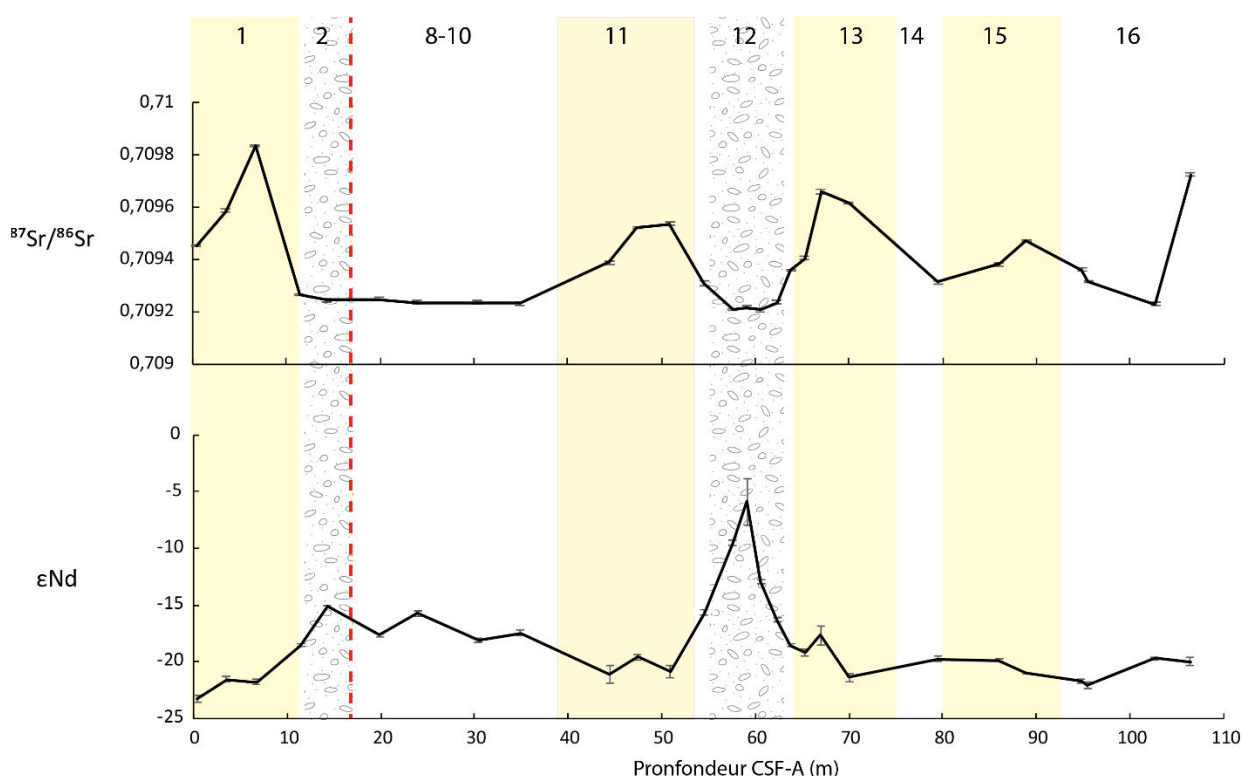


Figure 46 : Valeurs du ϵNd et du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans la carotte sédimentaire du site U1461A.

d) Le Strontium

Les résultats des mesures du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans la carotte sédimentaire sont présentés dans la Figure 46. A 106 m on observe une valeur de 0,709722 suivie d'une diminution atteignant les 0,709227 à 102,5 m. Par la suite, pendant les périodes interglaciaires on observe des pics dans le ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ avec des valeurs atteignant les 0,709658 et 0,709833 pour les MIS 13 et 1 respectivement. A l'inverse, pendant les périodes glaciaires cette valeur semble se stabiliser aux alentours de 0,709200, notamment pendant le MIS 2 et les MIS 8-10.

Comparées à la littérature énoncée précédemment (valeurs oscillant entre 0,706 et 0,830) nos valeurs paraissent très peu radiogéniques avec de faibles amplitudes de variations. Cependant les tendances observées sont considérées comme significatives.

PARTIE 2 : Discussion

I) RECONSTRUCTION PALEO-ENVIRONNEMENTALE

L'analyse de l'abondance des différents clusters, la présence de coraux et de bryozoaires ainsi que les données de $\delta^{13}\text{C}$ se sont avérées très importantes pour déterminer les paléo-environnements pendant les périodes glaciaires et interglaciaires.

a) Les périodes glaciaires

Le cluster 6 comprend des espèces typiques de plateaux récifaux très peu profonds, vivant dans du sédiment plutôt grossier (Figure 39). On citera par exemple *A. gaimardii* (Baccaert, 1987, Collins, 1958) et *P. verriculata* (Switzer et al., 2011). *Elphidium craticulatum* est également présent dans ce cluster. Il est caractéristique des environnements composés d'un substrat carbonaté et sableux mal trié, allant du moyen au très grossier. Cela suggère des conditions intertidales voire de plage (Narayan and Pandolfi, 2010). Ce cluster est présent essentiellement pendant les périodes glaciaires lorsque le niveau marin relatif (NMR) était bas. En effet pendant les MIS 2 et MIS 12, le NMR est estimé à -120 m et -124 m respectivement (Shackleton, 1987, Spratt and Lisiecki, 2016), en dessous du niveau actuel (Yokoyama et al., 2001). Considérant que le forage U1461 se situe actuellement à -127 m, pendant les périodes glaciaires celui-ci devait donc se trouver immergé sous quelques mètres d'eau seulement. De plus, la présence de peloïdes pendant les 2 périodes glaciaires les plus importantes nous suggère également un environnement carbonaté tropical et peu profond (<5m) (Milliman, 1969, Gischler and Lomando, 1999). Les peloïdes et ooïdes sur le plateau Nord-Ouest australien ont également été décrits comme se formant dans des eaux peu profondes sous des conditions climatiques arides pendant le Pléistocène moyen et terminal (James et al., 2004). Il faut préciser également que la présence d'ooïdes superficiels indique un milieu plutôt agité (Simone, 1980).

L'environnement peu profond est également mis en exergue par l'absence de foraminifères planctoniques et la présence de coraux ainsi que de bryozoaires (Figure 37 et Figure 41).

En effet, l'identification des différentes espèces de coraux présentes a permis de confirmer l'environnement de dépôt pendant les périodes glaciaires. *Heterocyathus aequicostatus* est une espèce libre (non fixée) qui se développe sous la forme d'une colonie basse et qui vit généralement à des profondeurs comprises entre 0 et 20 m. C'est une espèce connue depuis le Miocène avec une aire de répartition comprenant l'océan Indien et Pacifique (Cairns, 2004, Hoeksema and Best, 1991).

En ce qui concerne la seconde espèce trouvée, *Conocyathus formusus*, elle n'a été découverte et décrite qu'en 2004. Aussi, il n'existe que très peu d'informations disponibles sur ses exigences écologiques. Cependant, il est établi que c'est un corail de forme conique libre et endémique des eaux australiennes. Depuis sa description en 2004, on sait uniquement que cette espèce se trouvait dans une tranche d'eau de 320 à 367 m de profondeur (Cairns, 2004), ce qui ne corrobore pas la profondeur d'eau déduite sur la base des autres assemblages faunistiques. Il est donc possible que cet individu soit une relique d'une période caractérisée par un niveau marin plus élevé, ayant été remobilisé ultérieurement lors d'une transgression. D'autre part, le manque de données au sujet de

cette espèce suggère que son aire de répartition n'est pas encore bien contrainte à ce jour. Malheureusement il est impossible de dater cet individu à l'heure actuelle car il doit intégrer une collection muséographique et donc ne peut être détruit.

Pour conclure, les deux espèces présentées ici, sont généralement présentes dans les mêmes zones et ont été catégorisées par Cairns (2004), comme des azooxanthes tropicales de l'Ouest de l'Australie. La répartition de cette catégorie coïncide généralement avec des environnements tropicaux peu profonds.

En ce qui concerne les deux différents types de bryozoaires (conescharelliniforme et lunilitiforme) ils possèdent les mêmes exigences écologiques avec une eau peu profonde soumise à un courant modéré et un taux de sédimentation moyen (Moissette, 2000, Amini et al., 2004). Leur bonne préservation témoigne d'une formation sur place. Ils n'ont pas, ou très peu, été transportés (Moissette pers. comm.).

L'enregistrement du $\delta^{13}\text{C}$ dans la *G. menardii* nous montre une variabilité très claire (Figure 35). Pendant les périodes glaciaires les valeurs sont beaucoup plus élevées (~2,5 ‰) que pendant les périodes interglaciaires (~1,2 ‰). Le $\delta^{13}\text{C}$ dans les foraminifères planctoniques enregistre le $\delta^{13}\text{C}$ du DIC (Carbone inorganique dissous) (Mackensen and Schmiedl, 2019) et celui-ci est directement impacté par la productivité de surface. En effet, les organismes (phytoplancton) incorporent plus facilement le ^{12}C , enrichissant ainsi le DIC en ^{13}C dans la zone photique des océans et augmentant par conséquent le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. Donc, lorsque l'on observe des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ plus élevées pendant les périodes glaciaires, cela refléterait alors une augmentation de la productivité de surface. Cette hypothèse peut également être confirmée par l'étude réalisée par McCorkle et al. (1994) sur le plateau Nord-Ouest australien sur des carottes de surface. Cette étude a montré, grâce au $\delta^{13}\text{C}$ dans les foraminifères benthiques ainsi qu'à l'abondance de l'Uranium authigénique dans les sédiments, que pendant le LGM, la productivité de surface était plus importante que pendant le MIS 1 (McCorkle et al., 1994). De plus cette hypothèse peut également être renforcée par la présence accrue de peloides (pelotes fécales) pendant cette période, qui sont le reflet d'une activité renforcée en surface.

Grâce à la microfaune benthique trouvée dans ce forage il est désormais possible d'affirmer que pendant les périodes glaciaires importantes (MIS 2 et MIS 12), le niveau marin à l'aplomb du forage U1461 était très faible avec seulement quelques mètres d'eau (>10 m). L'environnement correspondait à un milieu sous l'influence des vagues (intertidal probablement), avec un courant modéré à fort. De plus le substrat était plutôt grossier (dû à l'action des vagues) et par conséquent, seuls les foraminifères les plus résistants pouvaient y vivre.

Si l'environnement semble bien défini pour les MIS 2 et 12, il paraît plus compliqué de le définir précisément pendant les MIS 8-10. Cependant, le cluster 7b possède une présence restreinte à cette période (Figure 39). Il est composé majoritairement de *Peneroplis pertusus* qui est une espèce typique des environnements peu profonds, calmes, voire protégés (Hallock, 1984). Ces informations semblent cohérentes avec l'absence de formation de peloides et de coraux.

De façon plus hypothétique, les MIS 8 et 10 correspondraient également à un environnement très peu profond mais beaucoup plus calme que celui décrit pendant les MIS 2 et 12. Il est ainsi fort probable que pendant les MIS 8 et 10, les foraminifères n'aient pas eu à subir l'action des vagues (ou de la marée).

b) Les périodes interglaciaires

Le cluster 4 est composé majoritairement de *Cibicidoides lobatulus* et est fortement représenté pendant les périodes interglaciaires (20 % en moyenne, Figure 39). *C. lobatulus* vit principalement dans des environnements néritiques à bathyaux (<1000 m) avec une distribution plus importante autour de 50 m (Holbourn et al., 2013). Le cluster 2 est aussi majoritairement présent pendant les périodes interglaciaires avec comme espèces les plus représentées *Gavilenopsis praegeri* et *Reussella spinulosa* à hauteur de 5 % en moyenne (Figure 39). Ces deux espèces sont connues pour vivre majoritairement entre 50 et 100 m de profondeur (Morigi et al., 2005, Wright, 1978). Ainsi, les clusters 4 et 2 indiquent comparativement un milieu plus profond que celui démontré par le cluster 6 pendant les périodes glaciaires. Le site U1461 était donc immergé sous environ 100 mètres d'eau, à l'instar de la situation actuelle.

II) APPORTS EOLIENS VS APPORTS FLUVIATILES

Lorsque que l'on étudie un enregistrement sédimentaire marin proche de la côte c'est essentiellement dans le but d'étudier les apports sédimentaires venant du continent. Ces apports sont très importants pour comprendre le climat subi par le continent, notamment en terme de précipitations et de transport particulaire par voie atmosphérique et fluviale. Ces 2 sources sédimentaires ont déjà fait l'objet d'études en Australie notamment durant les 50 000 dernières années permettant de différencier des périodes froides et arides et des périodes plus chaudes et humides (Nanson et al., 1992, Stuut et al., 2014, Bowler, 1976).

Le rapport Y/Ho, permet de différencier les sédiments carbonatés (influence marine) des sédiments plutôt terrigènes/volcaniques. En effet, ce rapport indique une influence terrigène (ou volcanique) pour des valeurs autour de 28 ou alors marine pour des valeurs de 44 à 74 (allant même jusqu'à 90 pour les océans ouverts (Taylor and McLennan, 1985)). Récemment des mesures réalisées dans des carbonates du Carbonifère de l'Himalaya, présentent une moyenne de 36 (Ganai et al., 2018). Ces valeurs de référence nous permettent de dire que le site U1461 a reçu plus d'apports terrigènes pendant les périodes interglaciaires (moyenne = 28) que pendant les périodes glaciaires (moyenne = 40) (Figure 47d). Il semblerait donc que l'augmentation du rapport Y/Ho pendant les périodes glaciaires soit lié à l'augmentation de la teneur en carbonates, en accord avec la reconstruction paléo-environnementale précédemment établie.

En Australie, il a déjà été démontré que les apports terrigènes du continent et parfois même les apports fluviaux pouvaient être tracés par les rapports Ti/Ca, K/Ca et Fe/Ca (Christensen et al., 2017, Stuut et al., 2014, Stuut et al., 2019, Kuhnt et al., 2015). L'ensemble de ces rapports est normalisé relativement au Ca car le plateau Nord-Ouest Australien est un plateau carbonaté. Dans

cette étude, ces trois rapports confirment que pendant les périodes interglaciaires les apports terrigènes, probablement d'origine fluviale, sont plus fortement exprimés (Figure 47a, b et c). Cela confirme les conclusions d'une précédente étude de Stuut et al. (2014) dans une carotte sédimentaire marine beaucoup plus profonde (1805 m) et à moins de 100 km du rivage. En effet celle-ci présentait un enregistrement continu des derniers 550 ka, montrant ainsi une variabilité de ces paramètres en fonction des cycles glaciaires/interglaciaires.

A ces données s'ajoute aussi le pourcentage de K dans les sédiments (Figure 47e) qui est utilisé comme indicateur de «l'humidité continentale» (Christensen et al., 2017). En effet, la composante en K du NGR est souvent utilisée pour déduire la concentration en aluminosilicates riches en K (principalement argiles et feldspaths). De ce fait, Kuhnt et al. (2015) ont démontré que dans les sédiments marins, l'abondance de K normalisée par rapport au Ca pouvait être utilisée comme proxy pour la décharge fluviale ainsi que les apports terrigènes au Nord-Ouest du continent australien.

Pour mieux définir les apports éoliens venant du continent australien la concentration en U dans le sédiment peut être utilisée. En effet, quand, des roches ignées riches en Uranium sont soumises à l'érosion subaérienne (Schofield, 2009) cet élément peut devenir un traceur des poussières éoliennes en Australie. Dans notre étude la courbe de l'Uranium nous montre clairement des pics d'abondance pendant les périodes glaciaires, suggérant ainsi un apport majeur de poussière éolienne pendant les périodes froides et arides (Figure 48b).

Deux autres rapports sont également utilisés pour discriminer les apports éoliens des apports fluviaux. Il s'agit des rapports $Zr/(Al+K)$ et Zr/Fe (Figure 48a et c). L'Aluminium et le Potassium sont deux éléments principalement dérivés des aluminosilicates, altérés et transportés essentiellement par voie fluviale, alors que le Zirconium est un élément constitutif du zircon et du rutile (minéraux lourds) qui sont couramment identifiés dans la poussière éolienne provenant des déserts australiens (Kuhnt et al., 2015, Hesse and McTainsh, 2003, Stuut et al., 2014). Ces deux rapports montrent de forts pics durant les périodes glaciaires et plus précisément pendant le MIS 12 et de faibles valeurs pendant les périodes chaudes que l'on sait humides (Figure 48).

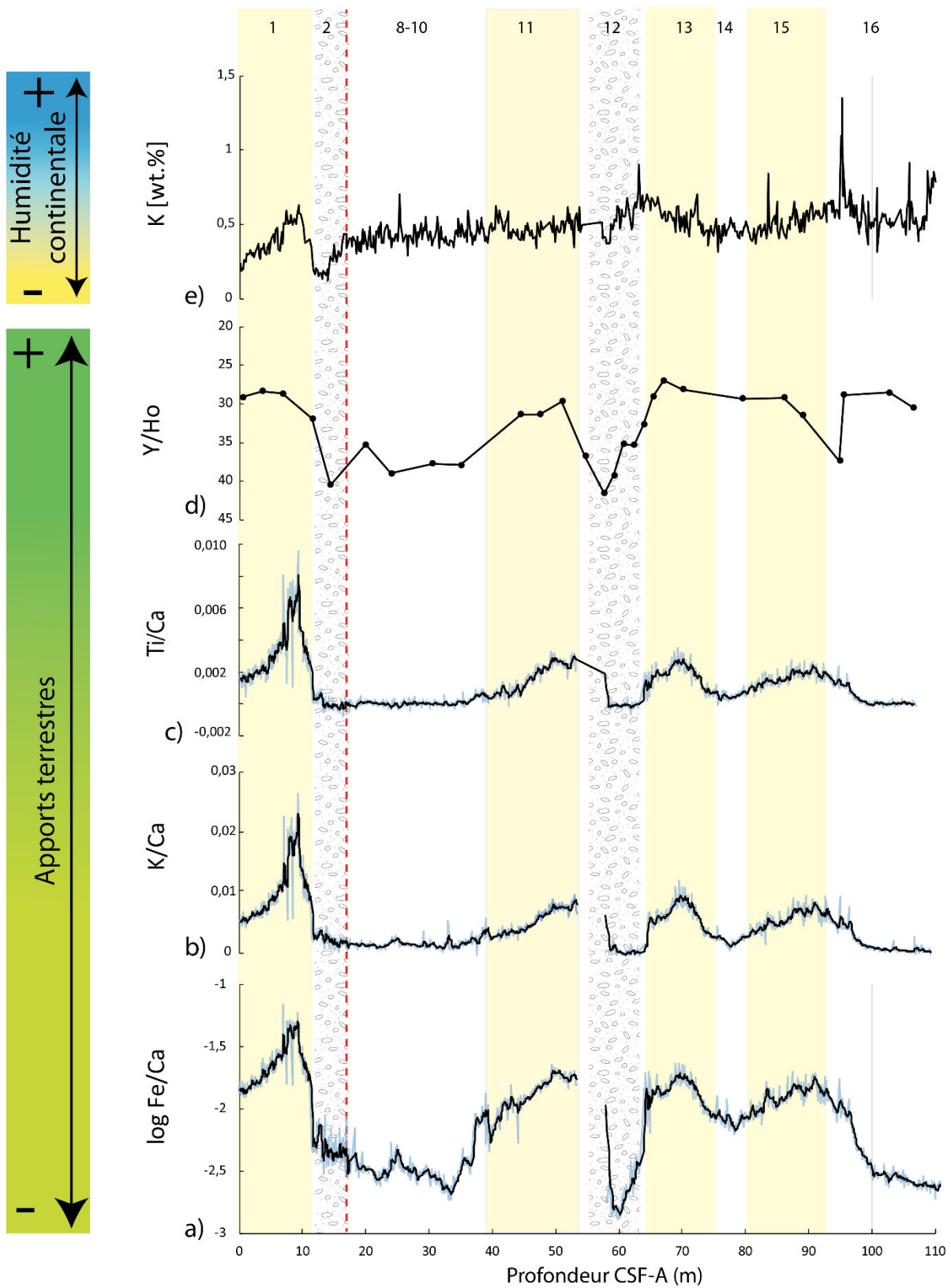


Figure 47 : Proxies permettant de définir un apport terrigène du continent. a) $\log Fe/Ca$, b) K/Ca , c) Ti/Ca , d) Y/Ho et e) pourcentage de K dans le sédiment (Natural Gamma Ray).

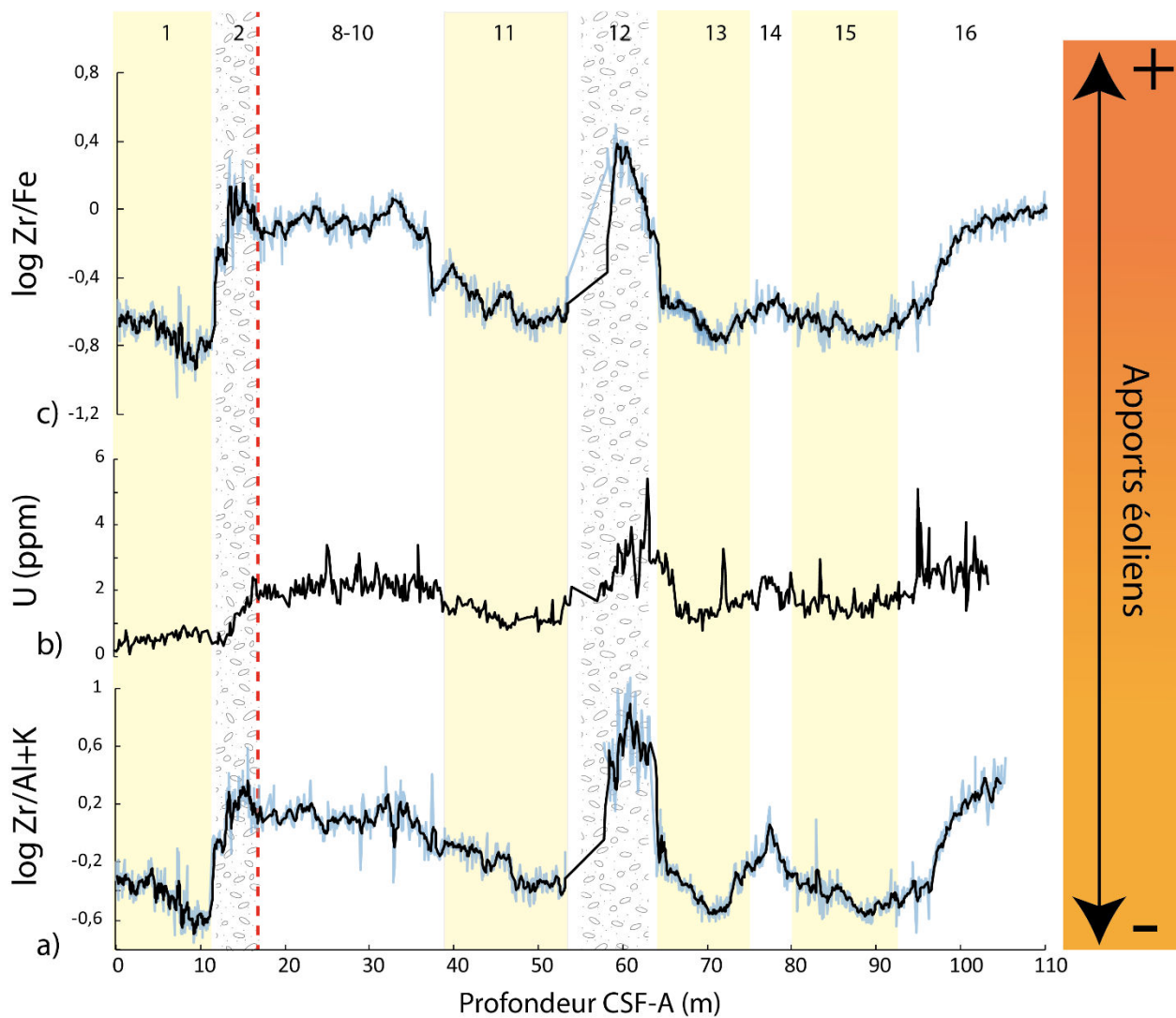


Figure 48 : Proxies permettant d'identifier un apport éolien. a) Log Zr/Al+K, b) concentration en U (ppm) et c) Log Zr/Fe.

Grâce à l'ensemble de ces *proxies*, il est maintenant possible d'affirmer que les périodes interglaciaires étaient caractérisées par un climat humide qui a engendré un flux particulaire fluviatile assez important qui a pu être préservé dans les sédiments marins. A l'inverse, les périodes glaciaires semblent avoir été des périodes froides et arides caractérisées par un transport de poussières éoliennes accru (Courtilat et al., soumis. Annexe IX).

III) SOURCES POTENTIELLES DES APPORTS EOLIENS : SUPER-STORMS

Il est désormais formellement établi que les apports éoliens ont été enregistrés pendant les périodes glaciaires les plus importantes. Aussi il s'agit maintenant d'identifier les possibles sources de ces particules atmosphériques. En effet, la reconstitution des trajectoires de transports de poussières et l'intensité de ce transport sur le continent australien ainsi que leur source sédimentaire constitue une étape importante dans la compréhension du rôle de ces poussières au sein de la dynamique atmosphérique. La provenance de ces dépôts éoliens a été déterminée en utilisant les isotopes du Nd et du Sr.

Comme on a pu le voir dans la partie précédente (Signature isotopique des sédiments : état de l'art), le continent australien possède une hétérogénéité des valeurs de l' ϵNd et du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, due en grande partie à l'âge de ses terrains et de leur lithologie.

Les sédiments d'origine éolienne clairement identifiés dans ce travail, notamment grâce aux résultats de l'XRF et à l'étude des TR, ne possèdent pas tous une signature aussi forte dans ce panel de 28 échantillons. En effet la sélection des échantillons a pu entraîner un biais dans la représentativité des événements atmosphériques importants. Cependant, le MIS 12 est une période clé de cette étude car tous les *proxies* démontrent un apport éolien accru auquel s'ajoute un pic d' ϵNd caractéristique. En effet, à 59,1 m l' ϵNd de $-5,85 \pm 2,05$ correspond à la valeur la plus radiogénique, détonnant par rapport au reste de l'enregistrement dont les valeurs d' ϵNd sont beaucoup plus négatives et relativement homogènes autour de -10 en moyenne (Figure 49).

Si l'on compare la valeur du pic avec les valeurs de références des zones géographiques on constate que celle-ci pourrait correspondre à 4 zones différentes : Java Banda, Darling Basin et Northeast Dust et le Lac Eyre (Figure 49). Cependant, la contribution de la zone de Java Banda peut de suite être éliminée car cette zone n'est pas propice à la production d'aérosols (couverture végétale importante due à un climat tropical) et d'après des études précédentes on sait désormais que l'Indonesian Through Flow était très réduit pendant les bas niveau marin, réduisant ainsi l'intensité du courant de Leeuwin et donc le transport sédimentaire de l'Indonésie vers la côte Ouest australienne (De Deckker, 1997, Wells and Wells, 1994, Takahashi and Okada, 2000, Rogers and De Deckker, 2007, Gingele et al., 2001a). En ce qui concerne les 3 autres zones sources possibles, le bassin versant du fleuve Darling, les poussières du Nord Est du continent et le Lac Eyre, elles sont toutes les 3 susceptibles d'avoir contribué à la signature en Nd des particules éoliennes piégées dans la carotte marine. Cependant à ce stade, il apparaît impossible de les discriminer.

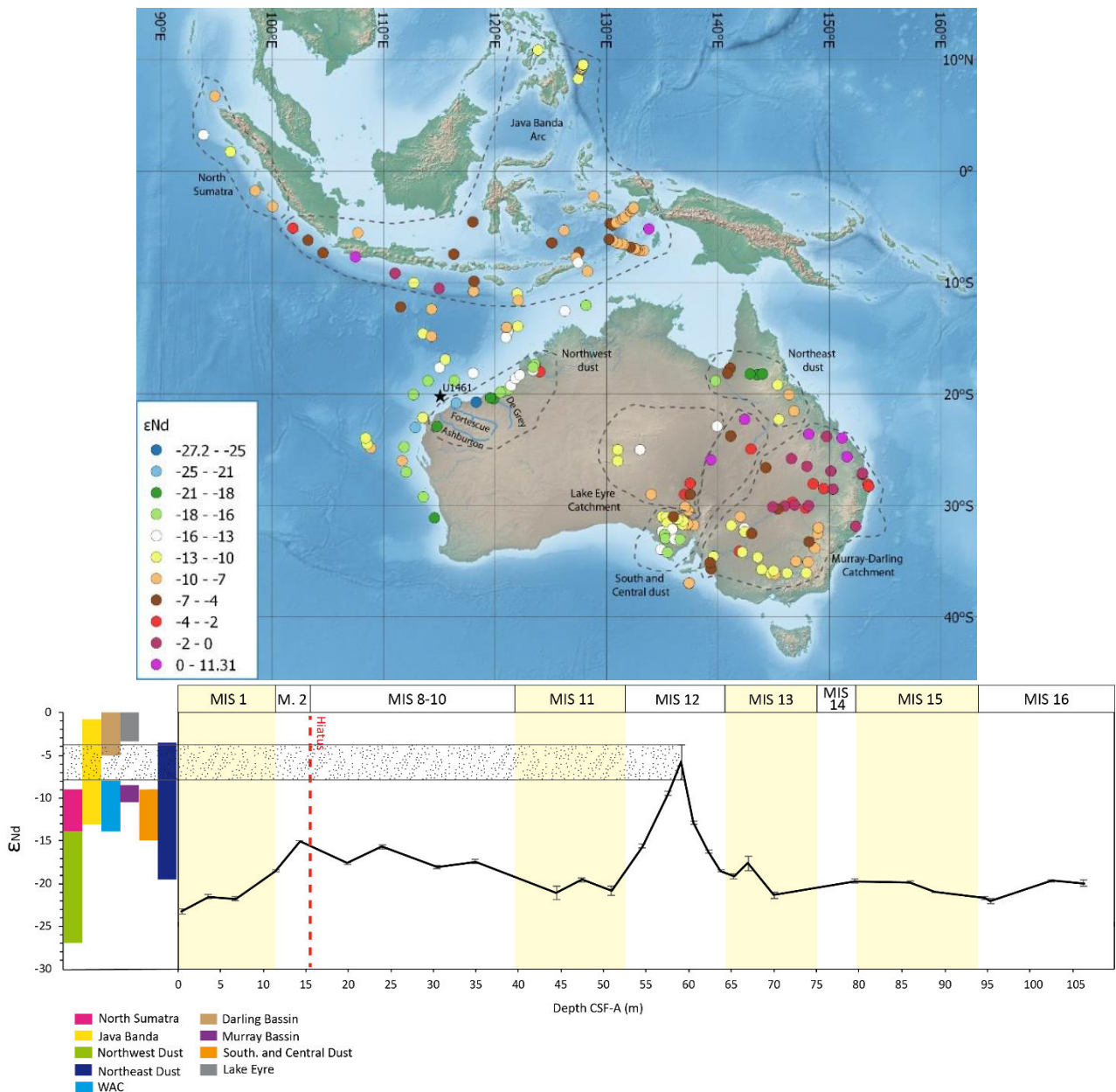


Figure 49 : En haut : Carte de la répartition des valeurs de ϵNd trouvées dans la littérature, en bas : Courbe de l' ϵNd mise en parallèle avec les valeurs de références pour chaque zone géographique identifiée dans la littérature.

Ce nouveau résultat est donc en accord avec la présence d'un « dust path » transportant du sédiment de l'Est jusqu'à l'Ouest du continent.

Malheureusement, les valeurs du rapport isotopique du Sr ne pourront pas nous aider dans la détermination de la provenance des sédiments car comme énoncé dans la partie « Résultats », les valeurs des rapports isotopiques de Sr de notre étude sont très faibles par rapport à celles de la littérature (Figure 50a) (Ehlert et al., 2011). En effet, notre protocole ne prévoyait pas de décarbonatation des échantillons, ce qui a entraîné la conservation prépondérante du signal de l'eau de mer qui s'enregistre très bien dans les carbonates. En effet, le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ actuel de l'eau de mer est de 0,7094 (Murthy and Beiser, 1968), valeur très proche de la valeur de base observée dans tous nos échantillons.

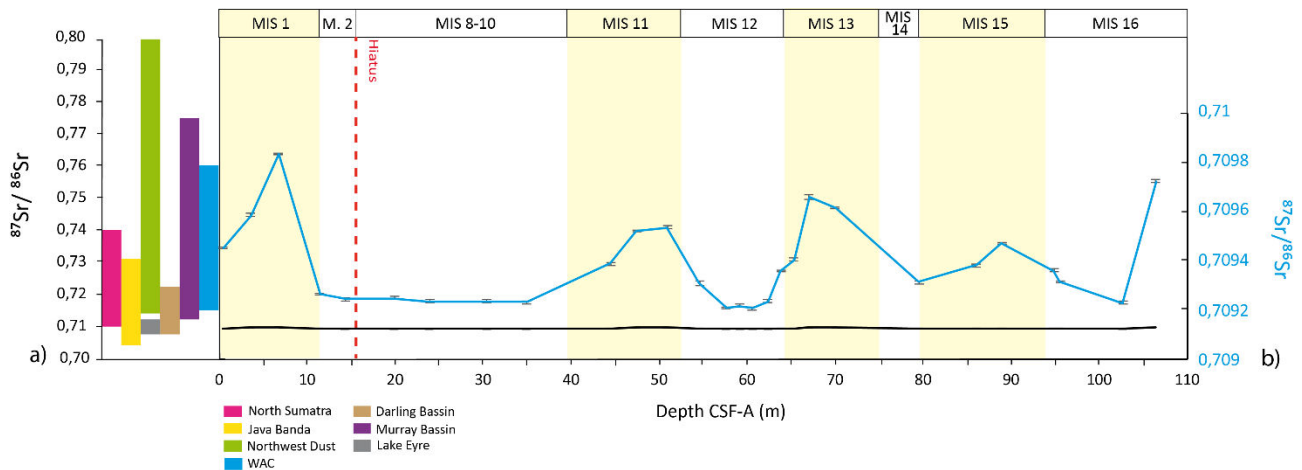


Figure 50 : a) Courbe du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ((courbe noire) mise en parallèle avec les valeurs de références pour chaque zone géographique identifiée dans la littérature à lire avec l'échelle de gauche, b) Courbe du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (en bleu) à lire avec l'échelle adaptée de droite.

Cependant les variations du rapport isotopique du Sr, même si elles sont de faibles amplitudes sont réelles (Figure 50b). En effet les pics sensiblement plus radiogéniques pendant les périodes interglaciaires démontrent un changement dans l'enregistrement de la source sédimentaire. L'une des hypothèses les plus plausibles serait que ce changement de signature corresponde à un flux accru de particules continentales exportées par les fleuves gonflés par de fortes précipitations sur la côte Ouest australienne pendant des périodes intenses de Mousson Australienne.

IV) RECONSTRUCTION DES CHANGEMENTS DE SOURCE SEDIMENTAIRES DURANT LE MID-PLEISTOCENE JUSQU'À L'Holocène

Les enregistrements des isotopes radiogéniques révèlent des changements distincts dans la composition isotopique des sédiments fins au cours du temps. Ces changements reflètent une probable modification de la provenance des sédiments et / ou dans la circulation océanique pendant le Quaternaire. Le résultat le plus notable de cette étude sur le site U1461A est un important changement dans les valeurs de ϵNd (et Sr) entre les MIS 12 et 11 ainsi que pendant la transition entre les MIS 2 et MIS 1. Dans les deux cas, le changement se situe à la transition entre une longue et intense période glaciaire et une période interglaciaire très chaude (Howard, 1997). Les sédiments déposés au cours des périodes glaciaires ont une composition isotopique en Nd plus radiogénique et à l'inverse une composition isotopique en Sr moins radiogénique que ceux déposés lors de périodes interglaciaires. L'hypothèse émise dans ce travail est qu'une signature plus radiogénique indique un changement de provenance des sédiments, qui pourrait éventuellement être corrélée aux routes de transport de la poussière dans l'atmosphère.

➤ MIS 11-12

Les variations de la signature isotopique du Nd et du Sr au cours de MIS 12 reflètent probablement la signature isotopique du Nd provenant des poussières du Nord-Est du continent ou de la partie orientale du continent (bassin Murray Darling) par transport atmosphérique (Figure 49). L'apport fluviatile s'est vu probablement réduit en raison du climat sec entraîné par la période glaciaire (Hesse and McTainsh, 2003). Le transport de sédiments par le courant océanique de l'arc de Java-Banda quant à lui était certainement limité ou arrêté en raison de l'affaiblissement du LC suite à la baisse du niveau marin (Spooner et al., 2011, Gingele et al., 2001a).

➤ MIS 1-2

La transition entre les MIS 2 et 1 enregistre des caractéristiques à la fois communes et différentes par rapport à la transition entre MIS 12/11. Les assemblages polliniques au Nord-Ouest de l'Australie (Van der Kaars and De Deckker, 2002) suggèrent que le maximum glaciaire du MIS 2 a été la phase la plus sèche enregistrée sur le continent au cours des derniers 65 ka, correspondant également au minimum d'intensité de la mousson australienne (Johnson et al., 1999). Par conséquent, les rapports $Zr/(Al + K)$ et Ti/Ca suggèrent des conditions climatiques arides, caractérisées par un apport fluviatile à son minimum et une contribution éolienne majoritaire et cela même si l' ϵNd est moins radiogénique que pendant le MIS 12. Cette différence pourrait être due à un mélange de poussières venant à la fois de l'Est mais aussi d'une source plus proximale à l'Ouest du continent. Cette différence dans les valeurs des isotopes du Nd pourrait également avoir comme origine le hiatus dans notre enregistrement qui n'a pas permis d'enregistrer le MIS 2 dans son intégralité.

Durant le MIS 2, une diminution soudaine du rapport $Zr/(Al + K)$ (Figure 51) après le maximum glaciaire, suggère l'établissement de conditions plus humides. Une comparaison avec un enregistrement du $\delta^{18}O$ dans les spéléothèmes australiens de la grotte de *Ball Gown* (Denniston et al., 2013) indique que cela pourrait correspondre au pic d'intensité de la mousson d'été indo-australienne. L'anomalie de précipitation enregistrée par l'augmentation du taux de croissance des spéléothèmes coïncide avec l'événement de Heinrich 0 (H0 sur la Figure 51) au cours duquel l'humidité tropicale est transmise sur le continent australien en raison de la migration vers le Sud de la position de la ITCZ générée par des événements de refroidissement à haute latitude Nord (Denniston et al., 2013).

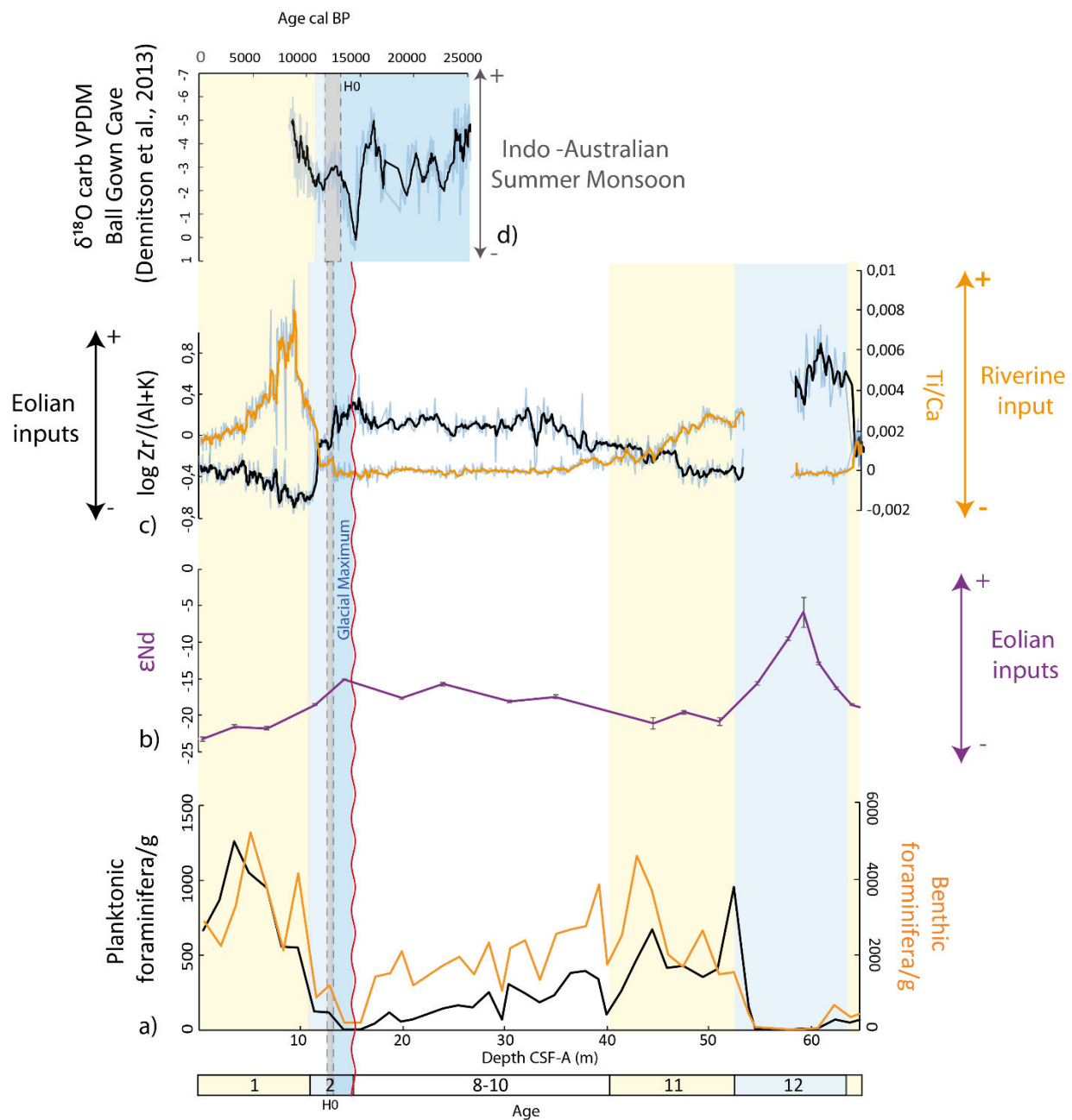


Figure 51 : Figure de synthèse pour la période correspondant à l'intervalle MIS 1 et MIS 12. a) Courbes d'abondance des foraminifères planctoniques et benthiques (ind/g). b) Courbe de l' ϵNd . c) Courbe du $\log Zr/(Al+K)$ et Ti/Ca . d) Enregistrement du $\delta^{18}O$ dans les spéléothèmes australiens de la grotte de Ball Gown (Denniston et al., 2013).

V) SYNTHÈSE

Les paléo-enregistrements sédimentaires des périodes arides en Australie sont très rares en raison de leur nature fragmentée mais également car leur datation s'avère souvent difficile. Néanmoins, l'activité des champs de dunes de sable dans la partie interne de l'Australie pourrait fournir des informations sur l'activité atmosphérique, et en particulier sur le transport de poussière. D'une manière générale, l'activité des dunes pendant les périodes glaciaires met en évidence le fait

que les phases froides étaient arides sur l'ensemble du continent et caractérisées par : une végétation clairsemée, des précipitations réduites, un flux de poussière important et des vents potentiellement plus forts que la normale.

Dans ce travail, une signature isotopique radiogénique différente entre les sédiments appartenant au MIS 2 et au MIS 12 a été mise en évidence, ce qui peut être lié à un changement de source de poussière. Cette observation soulève la question de savoir si cette différence dans la région d'origine est liée à l'intensité du vent ou à une réorganisation générale de la circulation atmosphérique au cours des deux glaciations majeures du Pléistocène.

En ce qui concerne le MIS 2, il est supposé que la force du vent n'était pas supérieure à celle d'aujourd'hui (Hesse et al., 2004, Hesse and McTainsh, 1999). Néanmoins, un modèle de la circulation atmosphérique pour le continent australien à cette période n'est pas encore établi. Cependant, les preuves d'une quantité accrue de poussières retombées sur la Tasmanie suggèrent que les vents d'Ouest étaient plus secs et probablement déplacés vers le Nord (Hesse and McTainsh, 1999). Cette observation correspond à l'hypothèse selon laquelle la contribution prédominante de la poussière au niveau du site U1461 proviendrait d'une source plus proximale (poussière du Nord-Ouest sur la Figure 49).

Dans ce scénario, l'ITCZ et la ceinture des vents du Sud-Est (*SE Trades*) aurait été poussée vers le Nord, tandis que les vents d'Ouest auraient eu pour effet de balayer la partie centrale et Sud-Est, qui sont toutes deux des zones très arides. Ce processus aurait donc influencé le transport de poussière vers l'Ouest.

La configuration pendant le MIS 12 est plus difficile à imaginer car il n'existe pas de paléo-enregistrements comparables sur le continent. Les champs de dunes de sable les plus connus en Australie se trouvent dans le bassin du Lac Eyre. Il abrite les dunes les plus anciennes du continent australien mais, malheureusement, celles-ci ne sont pas directement comparables à l'enregistrement sédimentaire dans la carotte, car la plus ancienne dune a été datée de 300 ka, soit le MIS 11 (Hesse et al., 2004).

Une hypothèse permettant d'expliquer le transport de poussières sur de longues distances (depuis le bassin du lac Eyre ou l'Est du continent) pourrait s'appuyer sur la preuve selon laquelle, lors des fortes périodes glaciaires MIS 10 et 12, le front subtropical s'est déplacé vers le Nord, bloquant presque totalement le courant des Aiguilles et affectant par conséquent la force des vents australiens locaux (Bard and Rickaby, 2009). D'après un modèle théorique global, le renforcement du refroidissement peut affaiblir les vents d'Ouest en surface et déplacer leur pic de contrainte vers l'équateur, comme cela peut arriver dans le MIS 2. Contrairement à l'hypothèse émise au MIS 2, une augmentation de l'extension de la glace de mer (MIS 10 et 12) pourrait avoir provoqué le déplacement des vents de l'Ouest vers le pôle et également l'augmentation de la force des vents du SE. Dans le cas de l'Australie, cela aurait pu générer un transport de poussière à longue distance de l'Est vers l'Ouest (Williams and Bryan, 2006). Le cheminement aérien des poussières est donc une indication claire d'une circulation atmosphérique très particulière au cours du MIS 12. Le site d'étude

U1461 fournit donc pour la première fois la preuve de la position de ce paléo-corridor sur une longue période de temps.

VI) REFERENCES

- AMINI, Z. Z., ADABI, M. H., BURRETT, C. F. & QUILTY, P. G. 2004. Bryozoan distribution and growth form associations as a tool in environmental interpretation, Tasmania, Australia. *Sedimentary Geology*, 167, 1–15. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.01.010
- AUGUSTIN, L., BARBANTE, C., BARNES, P. R., BARNOLA, J. M., BIGLER, M., CASTELLANO, E., CATTANI, O., CHAPPELLAZ, J., DAHL-JENSEN, D. & DELMONTE, B. 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429, 623-628. doi: 10.1038/nature02599
- BACCAERT, J. 1987. Distribution patterns and taxonomy of benthic foraminifera in the Lizard Island Reef Complex, northern Great Barrier Reef, Australia. *Université de Liège—CAPS Laboratoire de Biosédimentologie*, 290.
- BARD, E. & RICKABY, R. E. 2009. Migration of the subtropical front as a modulator of glacial climate. *Nature*, 460, 380. doi.org/10.1038/nature08189
- BAYON, G., DE DECKKER, P., MAGEE, J. W., GERMAIN, Y., BERMELL, S., TACHIKAWA, K. & NORMAN, M. D. 2017. Extensive wet episodes in Late Glacial Australia resulting from high-latitude forcings. *Scientific reports*, 7, 44054. doi.org/10.1038/srep44054
- BOWLER, J. M. 1976. Aridity in Australia: Age, origins and expression in aeolian landforms and sediments. *Earth-Science Reviews*, 12, 279-310.
- CAIRNS, S. D. 2004. The azooxanthellate Scleractinia (Coelenterata: Anthozoa) of Australia. *Records of the Australian Museum*, (3): 259–329.
- CALVERT, S. E. & PEDERSEN, T. F. 2007. Chapter Fourteen Elemental Proxies for Palaeoclimatic and Palaeoceanographic Variability in Marine Sediments: Interpretation and Application. In: HILLAIRE–MARCEL, C. & DE VERNAL, A. (eds.) *Developments in Marine Geology*. Elsevier. doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01019-6
- CHRISTENSEN, B. A., RENEMA, W., HENDERIKS, J., DE VLEESCHOUWER, D., GROENEVELD, J., CASTAÑEDA, I. S., REUNING, L., BOGUS, K., AUER, G. & ISHIWA, T. 2017. Indonesian Throughflow drove Australian climate from humid Pliocene to arid Pleistocene. *Geophysical Research Letters*, 44, 6914-6925. doi.org/10.1002/2017GL072977
- COHEN, K. M., FINNEY, S. C., GIBBARD, P. L. & FAN, J.-X. 2013. The ICS international chronostratigraphic chart. *Episodes*, 36, 199-204.
- COLLINS, A. C. 1958. Foraminifera. Great Barrier Reef Expedition 1928-29 *Scientific Reports*. 6: 335-437.
- COURTILLAT, M., HALLENBERGER, M., BASSETTI, M.A., AUBERT, D., JEANDEL, C., REUNING, L., KORPANTY, C., MOISSETTE, P., MOUNIC, S., SAAVEDRA-PELLITERO, M., GROENEVELD, J., HENDERIKS, J. 2019. Middle to Late Pleistocene record of dust input during glacial periods in Western Australia shelf (IODP Expedition 356, Site U1461) (Submitted).
- DE DECKKER, P. 1997. The significance of the oceans in the Australasian region with respect to global palaeoclimates: future directions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131, 511-515. doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00093-X

- DE DECKKER, P. 2019. An evaluation of Australia as a major source of dust. *Earth-Science Reviews*. doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.01.008
- DENNISTON, R. F., ASMEROM, Y., LACHNIET, M., POLYAK, V. J., HOPE, P., AN, N., RODZINYAK, K. & HUMPHREYS, W. F. 2013. A Last Glacial Maximum through middle Holocene stalagmite record of coastal Western Australia climate. *Quaternary Science Reviews*, 77, 101-112. doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.07.002
- DUNHAM, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures. *Memoirs, American Association of Petroleum Geologists*, 1, 108–21.
- EHLERT, C., FRANK, M., HALEY, B., BOENIGER, U., DE DECKKER, P. & GINGELE, F. 2011. Current transport versus continental inputs in the eastern Indian Ocean: Radiogenic isotope signatures of clay size sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12. doi.org/10.1029/2011GC003544
- GALLAGHER, S.J., FULTHORPE, C.S., BOGUS, K., AUER, G., BARANWAL, S., CASTAÑEDA, I.S., CHRISTENSEN, B.A., DE VLEESCHOUWER, D., FRANCO, D.R., GROENEVELD, J., GURNIS, M., HALLER, C., HE, Y., HENDERIKS, J., HIMMLER, T., ISHIWA, T., IWATANI, H., JATININGRUM, R.S., KOMINZ, M.A., KORPANTY, C.A., LEE, E.Y., LEVIN, E., MAMO, B.L., MCGREGOR, H.V., MCHUGH, C.M., PETRICK, B.F., POTTS, D.C., RASTEGAR LARI, A., RENEMA, W., REUNING, L., TAKAYANAGI, H., AND ZHANG, W., 2017. Site U1461. Proceedings of the International Ocean Discovery Program 356. <http://dx.doi.org/10.14379/iodp.proc.356.106.2017>
- GANAI, J. A., RASHID, S. A. & ROMSHOO, S. A. 2018. Evaluation of terrigenous input, diagenetic alteration and depositional conditions of Lower Carboniferous carbonates of Tethys Himalaya, India. *Solid Earth Sciences*, 3, 33-49. doi.org/10.1016/j.sesci.2018.03.002
- GINGELE, F., DE DECKKER, P. & HILLENBRAND, C. D. 2001b. Late Quaternary fluctuations of the Leeuwin Current and palaeoclimates on the adjacent land masses: clay mineral evidence. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 867-874. doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00905.x
- GISCHLER, E. & LOMANDO, A. J. 1999. Recent sedimentary facies of isolated carbonate platforms, Belize-Yucatan system, Central America. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 747-763. doi.org/10.2110/jsr.69.747
- GOLDSTEIN, S. J. & JACOBSEN, S. B. 1987. The Nd and Sr isotopic systematics of river-water dissolved material: Implications for the sources of Nd and Sr in seawater. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 66, 245-272. doi.org/10.1016/0168-9622(87)90045-5
- GROUSSET, F. E., BISCAYE, P. E., REVEL, M., PETIT, J.-R., PYE, K., JOUSSAUME, S. & JOUZEL, J. 1992. Antarctic (Dome C) ice-core dust at 18 ky BP: Isotopic constraints on origins. *Earth and Planetary Science Letters*, 111, 175-182. doi.org/10.1016/0012-821X(92)90177-W
- HALLENBERGER, M., REUNING, L., GALLAGHER S.J., BACK, S., ISHIWA, T., CHRISTENSEN, B.A., BOGUS, K. 2019. Increased fluvial runoff terminated inorganic aragonite precipitation on the Northwest Shelf of Australia during the early Holocene (submitted).
- HALLOCK, P. 1984. Distribution of selected species of living algal symbiont-bearing foraminifera on two Pacific coral reefs. *The Journal of Foraminiferal Research*, 14, 250-261. doi.org/10.2113/gsjfr.14.4.250
- HASLETT, J. & PARNELL, A. 2008. A simple monotone process with application to radiocarbon-dated depth chronologies. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)*, 57, 399-418. doi.org/10.1111/j.1467-9876.2008.00623.x

- HESSE, P. P. & MCTAINSH, G. H. 1999. Last glacial maximum to early Holocene wind strength in the mid-latitudes of the Southern Hemisphere from aeolian dust in the Tasman Sea. *Quaternary Research*, 52, 343-349. doi.org/10.1006/qres.1999.2084
- HESSE, P. P. & MCTAINSH, G. H. 2003. Australian dust deposits: modern processes and the Quaternary record. *Quaternary Science Reviews*, 22, 2007-2035. doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00164-1
- HESSE, P. P., MAGEE, J. W. & VAN DER KAARS, S. 2004. Late Quaternary climates of the Australian arid zone: a review. *Quaternary International*, 118, 87-102. doi.org/10.1016/S1040-6182(03)00132-0
- HOEKSEMA, B. & BEST, M. 1991. New observations on scleractinian corals from Indonesia: 2. Sipunculan-associated species belonging to the genera *Heterocyathus* and *Heteropsammia*. *Zoologische Mededelingen*, 65, 221-245.
- HOLBOURN, A., HENDERSON, A. S. & MACLEOD, N. 2013. *Atlas of benthic foraminifera*, John Wiley & Sons. p. 1–654.
- HOWARD, W. R. 1997. Palaeoclimatology: A warm future in the past. *Nature*, 388, 418. doi.org/10.1038/41201
- ISHIWA, T., YOKOYAMA, Y., REUNING, L., MCHUGH, C. M., DE VLEESCHOUWER, D. & GALLAGHER, S. J. 2019. Australian Summer Monsoon variability in the past 14,000 years revealed by IODP Expedition 356 sediments. *Progress in Earth and Planetary Science*, 6, 17. doi.org/10.1186/s40645-019-0262-5
- JAESCHKE, A., RÜHLEMANN, C., ARZ, H., HEIL, G. & LOHMANN, G. 2007. Coupling of millennial-scale changes in sea surface temperature and precipitation off northeastern Brazil with high-latitude climate shifts during the last glacial period. *Paleoceanography*, 22. doi.org/10.1029/2006PA001391
- JAMES, N. P., BONE, Y., KYSER, T. K., DIX, G. R. & COLLINS, L. B. 2004. The importance of changing oceanography in controlling late Quaternary carbonate sedimentation on a high-energy, tropical, oceanic ramp: north-western Australia. *Sedimentology*, 51, 1179-1205. doi.org/10.1111/j.1365-3091.2004.00666.x
- JOHNSON, B., MILLER, G. H., FOGEL, M. L., MAGEE, J., GAGAN, M. & CHIVAS, A. 1999. 65,000 years of vegetation change in central Australia and the Australian summer monsoon. *Science*, 284, 1150-1152. doi: 10.1126/science.284.5417.1150
- KAMBER, B. S., GREIG, A. & COLLERSON, K. D. 2005. A new estimate for the composition of weathered young upper continental crust from alluvial sediments, Queensland, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 1041-1058. doi.org/10.1016/j.gca.2004.08.020
- KUCERA, M. 2007. Chapter six planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments. *Developments in marine geology*, 1, 213-262. doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01011-1
- KUHNT, W., HOLBOURN, A., XU, J., OPDYKE, B., DE DECKKER, P., RÖHL, U. & MUDELSEE, M. 2015. Southern Hemisphere control on Australian monsoon variability during the late deglaciation and Holocene. *Nature communications*, 6, 5916. doi.org/10.1038/ncomms6916
- LISIECKI, L. E. & RAYMO, M. E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20. doi.org/10.1029/2004PA001071
- LIU, E., WANG, X.-C., ZHAO, J.-X. & WANG, X. 2015. Geochemical and Sr–Nd isotopic variations in a deep-sea sediment core from Eastern Indian Ocean: Constraints on dust provenances,

- paleoclimate and volcanic eruption history in the last 300,000 years. *Marine Geology*, 367, 38-49. doi.org/10.1016/j.margeo.2015.05.005
- MACKENSEN, A. & SCHMIEDL, G. 2019. Stable carbon isotopes in paleoceanography: atmosphere, oceans, and sediments. *Earth-Science Reviews*, 197, 102893. doi.org/10.1016/j.margeo.2015.05.005
- MCCORKLE, D., VEEH, H. & HEGGIE, D. 1994. Glacial-Holocene paleoproductivity off western Australia: A comparison of proxy records. *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change*. Springer. doi.org/10.1007/978-3-642-78737-9_20
- MCLENNAN, S. M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements, Reviews in Mineralogy* 21, 169-200.
- MILLIMAN, J. D. 1969. Carbonate sedimentation on four southwestern Caribbean atolls and its relation to the "oolite problem". *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 19, 195-206.
- MILNE EDWARDS, H. & HAIME, J. Recherches sur les Polypiers, deuxième mémoire: Monographie des Turbinolides. *Annales des Sciences Naturelles, Zoologie*, 1848. 211-344.
- MOISSETTE, P. 2000. Changes in bryozoan assemblages and bathymetric variations. Examples from the Messinian of northwest Algeria. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, 305–326. doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00124-8
- MORIGI, C., JORISSEN, F. J., FRATICELLI, S., HORTON, B. P., PRINCIPI, M., SABBATINI, A., CAPOTONDI, L., CURZI, P. V. & NEGRI, A. 2005. Benthic foraminiferal evidence for the formation of the Holocene mud-belt and bathymetrical evolution in the central Adriatic Sea. *Marine Micropaleontology*, 57, 25-49. doi.org/10.1016/j.marmicro.2005.06.001
- MURTHY, V. R. & BEISER, E. 1968. Strontium isotopes in ocean water and marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32, 1121-1126. doi.org/10.1016/0016-7037(68)90111-7
- NANSON, G. C., PRICE, D. M. & SHORT, S. A. 1992. Wetting and drying of Australia over the past 300 ka. *Geology*, 20, 791-794.
- NARAYAN, Y. R. & PANDOLFI, J. M. 2010. Benthic foraminiferal assemblages from Moreton Bay, South-East Queensland, Australia: Applications in monitoring water and substrate quality in subtropical estuarine environments. *Marine Pollution Bulletin*, 60, 2062-2078. doi.org/10.1016/j.marpolbul.2010.07.012
- PARNELL, A. C., HASLETT, J., ALLEN, J. R., BUCK, C. E. & HUNTLEY, B. 2008. A flexible approach to assessing synchronicity of past events using Bayesian reconstructions of sedimentation history. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1872-1885. doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.07.009
- PRELL, W., MARTIN, A., CULLEN, J. & TREND, M. 1999. The Brown University foraminiferal data base. *IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology, Data Contribution Series*, 27, 237-249.
- RAFFI, I., BACKMAN, J., FORNACIARI, E., PÄLIKE, H., RIO, D., LOURENS, L. & HILGEN, F. 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. *Quaternary Science Reviews*, 25, 3113-3137. doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.007
- REIMER, P. J., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J. W., BLACKWELL, P. G., RAMSEY, C. B., BUCK, C. E., CHENG, H., EDWARDS, R. L. & FRIEDRICH, M. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887. doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947

- REVEL, M., DE DECKKER, P., DELMONTE, B., HESSE, P., MAGEE, J., BASILE-DOELSCH, I., GROUSSET, F. & BOSCH, D. 2006. *Eastern Australia: A possible source of dust in East Antarctica interglacial Ice*. doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.028
- ROGERS, J. & DE DECKKER, P. 2007. Radiolaria as a reflection of environmental conditions in the eastern and southern sectors of the Indian Ocean: A new statistical approach. *Marine Micropaleontology*, 65, 137-162. doi.org/10.1016/j.marmicro.2007.07.001
- SCHMIDT, D. N., RENAUD, S., BOLLMANN, J., SCHIEBEL, R. & THIERSTEIN, H. R. 2004. Size distribution of Holocene planktic foraminifer assemblages: biogeography, ecology and adaptation. *Marine Micropaleontology*, 50, 319-338. doi.org/10.1016/S0377-8398(03)00098-7
- SCHOFIELD, A. 2009. *Uranium Content of Igneous Rocks of Australia: 1: 5 000 000 Maps-explanatory Notes and Discussion*, Geoscience Australia.
- SHACKLETON, N. 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6, 183-190. doi.org/10.1016/0277-3791(87)90003-5
- SIMONE, L. 1980. Ooids: a review. *Earth-Science Reviews*, 16, 319-355.
- SPOONER, M. I., DE DECKKER, P., BARROWS, T. T. & FIFIELD, L. K. 2011. The behaviour of the Leeuwin Current offshore NW Australia during the last five glacial–interglacial cycles. *Global and Planetary Change*, 75, 119-132. doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.10.015
- SPRATT, R. M. & LISIECKI, L. E. 2016. A Late Pleistocene sea level stack. *Climate of the Past*, 12, 1079-1092. doi:10.5194/cpd-11-3699-2015
- STUUT, J.-B. W., TEMMESFELD, F. & DE DECKKER, P. 2014. A 550 ka record of aeolian activity near North West Cape, Australia: inferences from grain-size distributions and bulk chemistry of SE Indian Ocean deep-sea sediments. *Quaternary Science Reviews*, 83, 83-94. doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.11.003
- STUUT, J. B. W., DE DECKKER, P., SAAVEDRA-PELLITERO, M., BASSINOT, F., DRURY, A. J., WALCZAK, M. H., NAGASHIMA, K. & MURAYAMA, M. 2019. A 5.3-million-year history of monsoonal precipitation in northwestern Australia. *Geophysical Research Letters*. doi.org/10.1029/2019GL083035
- SVENSSON, A., ANDERSEN, K. K., BIGLER, M., CLAUSEN, H. B., DAHL-JENSEN, D., DAVIES, S., JOHNSEN, S. J., MUSCHELER, R., PARRENIN, F. & RASMUSSEN, S. O. 2008. A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past*, 4, 47-57.
- SWITZER, A., MAMO, B., DOMINEY-HOWES, D., STROTZ, L., COURTNEY, C., JONES, B., HASLETT, S. & EVERETT, D. 2011. On the possible origins of an unusual (mid to late Holocene) coastal deposit, Old Punt Bay, south-east Australia. *Geographical Research*, 49, 408-430. doi.org/10.1111/j.1745-5871.2011.00700.x
- TAKAHASHI, K. & OKADA, H. 2000. The paleoceanography for the last 30,000 years in the southeastern Indian Ocean by means of calcareous nannofossils. *Marine Micropaleontology*, 40, 83-103. doi.org/10.1016/S0377-8398(00)00033-5
- TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. United States: N. p., 1985. Web.
- THOMPSON, P. R., BÉ, A. W., DUPLESSY, J.-C. & SHACKLETON, N. J. 1979. Disappearance of pink-pigmented *Globigerinoides ruber* at 120,000 yr BP in the Indian and Pacific Oceans. *Nature*, 280, 554. doi.org/10.1038/280554a0

- VAN DER KAARS, S. & DE DECKKER, P. 2002. A Late Quaternary pollen record from deep-sea core Fr10/95, GC17 offshore Cape Range Peninsula, northwestern Western Australia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 120, 17-39. doi.org/10.1016/S0034-6667(02)00075-1
- VROON, P., VAN BERGEN, M., KLAVER, G. & WHITE, W. 1995. Strontium, neodymium, and lead isotopic and trace-element signatures of the East Indonesian sediments: provenance and implications for Banda Arc magma genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 2573-2598. doi.org/10.1016/0016-7037(95)00151-4
- WELLS, P. E. & WELLS, G. M. 1994. Large-scale reorganization of ocean currents offshore Western Australia during the Late Quaternary. *Marine Micropaleontology*, 24, 157-186. doi.org/10.1016/0377-8398(94)90020-5
- WILLIAMS, G. P. & BRYAN, K. 2006. Ice age winds: An aquaplanet model. *Journal of climate*, 19, 1706-1715. doi.org/10.1175/JCLI3766.1
- WRIGHT, R. 1978. 41. Neogene paleobathymetry of the Mediterranean based on benthic foraminifers from DSDP Leg 42a. *Initial Reports DSDP*, 42, 837-847.
- YOKOYAMA, Y., DE DECKKER, P., LAMBECK, K., JOHNSTON, P. & FIFIELD, L. K. 2001. Sea-level at the Last Glacial Maximum: evidence from northwestern Australia to constrain ice volumes for oxygen isotope stage 2. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 165, 281-297. doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00164-4

Chapitre 4 : Site U1460

« Je sais pourquoi tant de gens aiment couper du bois. C'est une activité où l'on voit tout de suite le résultat. »

Albert Einstein - Mathématicien, Physicien théoricien (1879 - 1955)

PARTIE 1 : Résultats

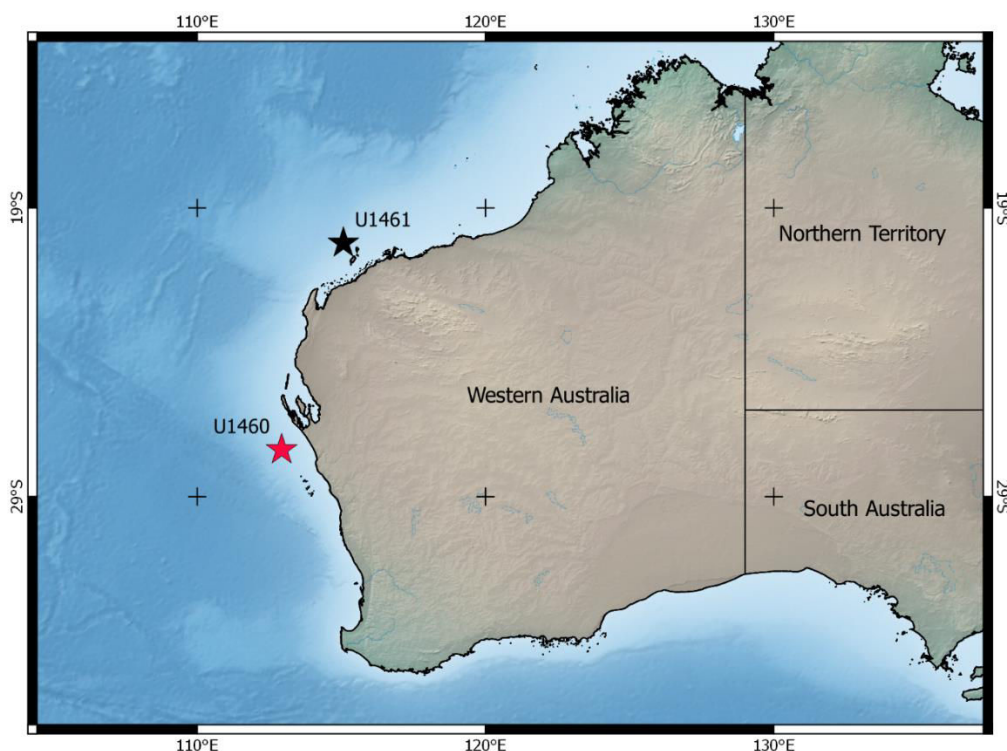


Figure 52 : Carte de rappel de la position des sites étudiés.

I) MODELE D'AGE

a) Datations ^{14}C

Neuf échantillons ont été envoyés au laboratoire de Saclay pour datation au ^{14}C dans le cadre du programme ARTEMIS (Accélérateur pour la Recherche en sciences de la Terre, Environnement, Muséologie, Implanté à Saclay). Sur ces 9 échantillons, deux n'ont pas pu être mesurés et l'un avait un âge supérieur à 46300 ans. Les âges calendaires ont été obtenus en utilisant le logiciel CALIB© (Stuiver et al., 2017) avec la courbe de calibration Marine 13 (Reimer et al., 2013). Les résultats de ces mesures sont montrés dans le Tableau 7.

Seulement 6 de ces 9 mesures ont donc été retenues pour établir le modèle d'âge final. Ces mesures indiquent que les 3 premiers mètres du forage correspondent à ~40 ka, soit l'ensemble du MIS 1 et le MIS 2 (Figure 53). La courbe de régression linéaire affiche un coefficient de corrélation élevé : $R^2 = 0,96$.

Le taux de sédimentation a également été calculé grâce à l'ensemble de ces datations. Le maximum est de 160 cm/ka de 0 à 0,4 m et le minimum de 40 cm/ka entre 2 et 2,6 m (Figure 53).

Tableau 7 : Résultats des datations au ¹⁴C sur les foraminifères planctoniques.

Profondeur (m)	Référence échantillon	Nature	mg C	Delta C13	Age BP	Err âge BP	Age cal. BP	Err âge cal. BP
0,02	U1460A 1F-1W 2-4	<i>Globorotalia menardii</i>	0,82	3,40	2600	30	2255	90
0,4	U1460A 1F-1W 40-42	<i>Globorotalia menardii</i>	0,95	1,90	4440	30	4555	122,5
0,4	U1460B 1F-1W 40-42	<i>Globorotalia menardii</i>	1,09	3,30	4740	30	4967	116
1,9	U1460B 1F-2W 40-42	Planctoniques spp.	0,67	5,60	16210	70	19068	190
2,1	U1460A 2F-1W 0-2	<i>Globorotalia menardii</i>	1,17	1,70	Indiscernable du bruit de fond			
2,5	U1460A 2F-1W 40-42	<i>Globorotalia menardii</i>	0,66	7,70	Âge BP > 46300			
2,62	U1460B 2F-1W 2-4	<i>Globigerinoides ruber</i>	1,16	2,80	34100	500	37845	1303,5
3	U1460B 2F-1W 40-42	Planctoniques spp.	1,23	3,90	37920	790	41706	1261,5
3,62	U1460A 2F-2W 2-4	<i>Globorotalia menardii</i>	0,81	1,60	Indiscernable du bruit de fond			

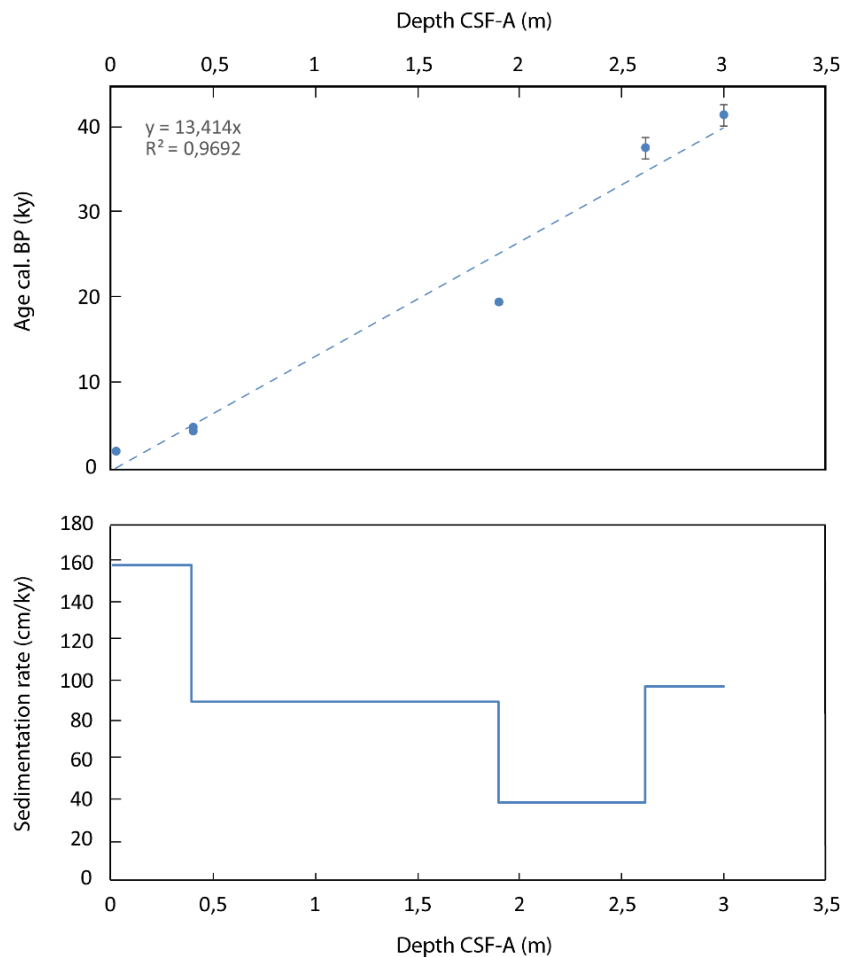


Figure 53 : Modèle d'âge des 3 premiers mètres du forage U1460. La ligne en pointillés représente la courbe de régression. Taux de sédimentation (cm/ka).

b) Isotopes de l'oxygène

Cent-cinquante-deux mesures ont été réalisées sur le foraminifère planctonique *Globigerinoides ruber*, couvrant les premiers 47 m du forage (Figure 54). Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ sont comprises entre -1,55 (0,4 m) et 1,14 (12,47 m). Plus particulièrement, la série peut être divisée en trois intervalles :

- De 0 à 17 m : Le $\delta^{18}\text{O}$ montre de grandes variations comprises entre -1,55 ‰ à 0,4 m et 1 ‰ à 1,9 m, permettant ainsi la différenciation entre les périodes glaciaires et interglaciaires.
- De 17 à 30 m : Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ ont beaucoup moins d'amplitude avec des valeurs comprises entre -0,19 et 0,65 ‰.
- De 30 à 47 m : Le $\delta^{18}\text{O}$ varie entre -0,63 et 0,94 ‰, permettant également plus facilement la différenciation des cycles glaciaires/interglaciaires.

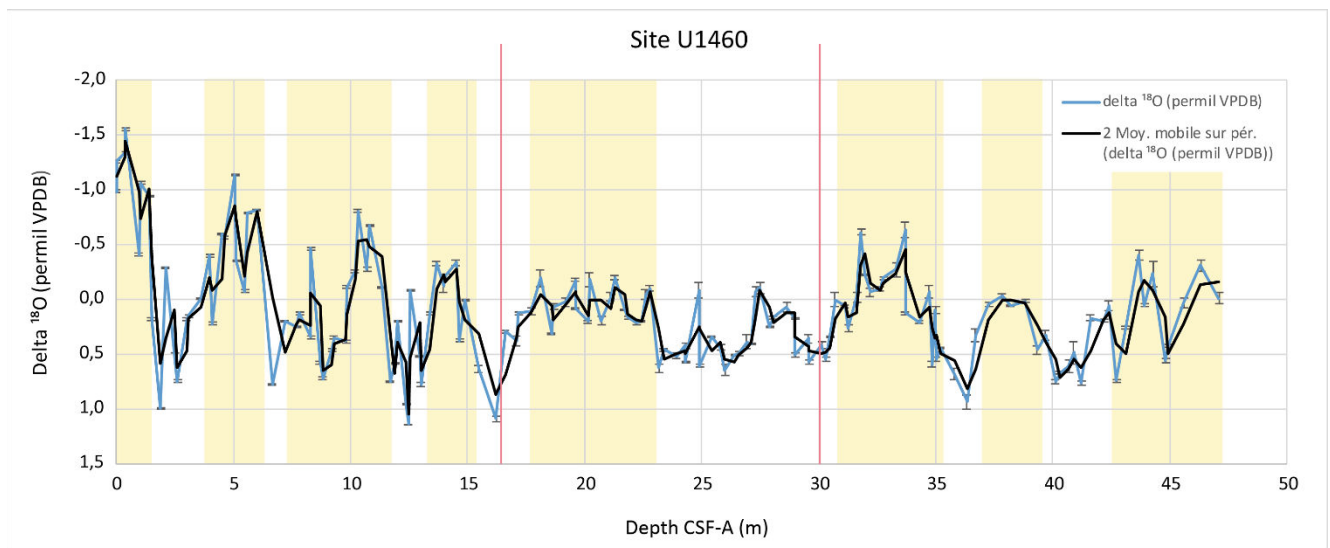


Figure 54 : Mesures du $\delta^{18}\text{O}$ sur *G. ruber* pour les 47 premiers mètres du forage U1460. Les rectangles jaunes correspondent aux périodes avec les valeurs les plus négatives du $\delta^{18}\text{O}$ et les lignes rouges séparent les différents intervalles.

c) Abondance de *Globorotalia menardii* et des nannofossiles

Afin de mieux interpréter les variations relatives des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$, le comptage quantitatif du foraminifère planctonique *Globorotalia menardii*, espèce à affinité tropicale a également été réalisé. Sa présence indique une température de l'eau relativement chaude (optimum entre 24 et 29°C) (Kucera, 2007) et une colonne d'eau assez importante pour permettre son développement. L'abondance varie de 0 à 1300 individus et on constate 5 périodes avec une forte abondance de *G. menardii* (Figure 55) :

- de 0 à 2 m (a) ;
- de 3,22 à 4,5 m (b) ;
- de 8,7 à 12 m (c) ;
- de 12,5 à 16,2 m (d) ;
- de 17 à 20 m (e) ;

De 20 m à 50 m, une très faible abondance de *G. menardii* avec une moyenne de 100 individus a été observée.

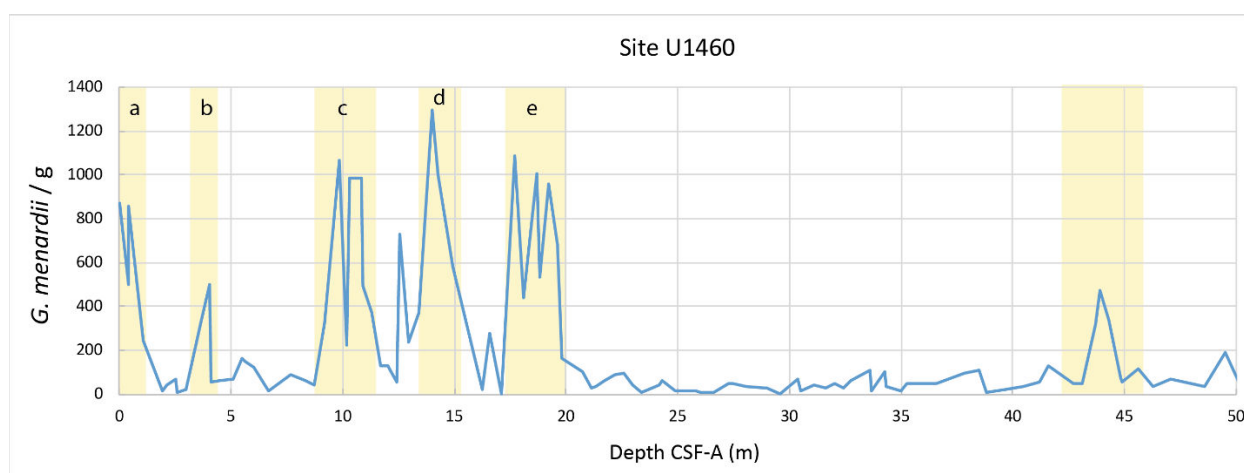


Figure 55 : Abondance de la *G. menardii* par gramme de sédiment. Les rectangles jaunes montrent les périodes de forte abondance de la *G. menardii*.

L'abondance relative de *G. menardii* a été intégrée aux données biostratigraphiques recueillies pendant l'expédition et publiées dans le rapport post-campagne de la mission IODP (Gallagher et al., 2017).

Le niveau le plus récent contenant *Pseudoemiliana lacunosa* a été identifié dans l'échantillon à 20,65 m CSF-A (5F-CC). Cela marque la transition entre la biozone⁷ NN19 et NN20, soit une date de 0,44 ka (Gradstein et al., 2012).

En ce qui concerne l'apparition d'*Emiliana huxleyi* (0,29 ka), elle a été trouvée à 2,13 m CSF-A. Cependant, grâce aux datations ¹⁴C nous savons désormais que cette date correspond très probablement à un niveau remanié : elle ne sera donc pas utilisée.

d) Datations radiométriques U/Th

Deux spécimens de coraux ont été sélectionnés pour la datation radiométrique après une observation au microscope électronique permettant d'écartier la possibilité de recristallisation de squelette par diagenèse (L. Reuning, comm. Pers.). Le résultat des mesures est présenté dans le Tableau 8.

Tableau 8 : Coraux datés et résultats des datations

Pronfon- deur (m)	Echant- illon	²³⁸ U [µg/g]	±	²³² Th [ng/g]	±	(²³⁴ U/ ²³⁸ U)	±	(²³⁰ Th/ ²³⁸ U)	±	Age corrigé [ka]	±
8,5	3F 1 +2	2,267	0,016	6,509	0,087	1,043	0,0015	1,024	0,0068	372,7	+22.4 -19.2
16,8	5F 1 +2	2,206	0,019	9,66	0,13	1,0528	0,0017	1,026	0,0087	346,5	+22.5 -18.9

⁷ Biozone : une biozone correspond à un ensemble de couches (ou intervalle stratigraphique) dont le contenu en fossiles caractéristiques permet, dans une aire géographique donnée, de le différencier des ensembles de couches sus- ou sus-jacents.

Les âges obtenus sur les deux spécimens sont très proches. L'échantillon à 8,5 m affiche un âge corrigé de 372,7 ka et celui prélevé à 16,8 m de 346,5 ka. Visiblement, un remaniement du matériel daté ou un phénomène de diagenèse non identifié pendant l'analyse microscopique a entraîné cette inversion d'âge dans la série sédimentaire. Ici, la seule mesure considérée fiable, est la plus récente. Le niveau retenu est donc celui de 16,8 m à 346,5 ka.

e) Construction du modèle d'âge

Le modèle d'âge final utilisé tout au long de ce travail est présenté dans la Figure 56. La contrainte temporelle étant bien établie jusqu'à ~23 m grâce aux marqueurs biostratigraphiques, aux isotopes de l'oxygène ainsi qu'à la datation ^{14}C , les 20 mètres restants (de 23 à 47 m) ont dû subir une extrapolation uniquement basée sur les isotopes de l'oxygène car après 23 m l'abondance de *G. menardii* est trop faible pour être exploitée.

Les 47 premiers mètres du forage correspondent donc à un enregistrement continu de 700 ka (soit du MIS 1 au MIS 17). Le Site U1460 ne semble pas présenter de hiatus dans l'enregistrement (Tableau 9).

Tableau 9 : Profondeur du début et de la fin de chaque stades isotopiques pour le forage U1460. Les âges proviennent de Gradstein et al. (2012)

Stages isotopiques marins	Age (ky)	Profondeur CSF-A (m)
Début MIS 17	712	47
Fin MIS 17	676	42
D. MIS 16	676	42
F. MIS 16	621	39,3
D. MIS 15	621	39,3
F. MIS 15	563	36,7
D. MIS 14	563	36,7
F. MIS 14	524	35
D. MIS 13	524	35
F. MIS 13	478	30
D. MIS 12	478	30
F. MIS 12	424	23,2
D. MIS 11	424	23,2
F. MIS 11	374	16,6
D. MIS 10	374	16,6
F. MIS 10	337	15,5
D. MIS 9	337	15,5

F. MIS 9	300	13,5
D. MIS 8	300	13,5
F. MIS 8	243	11,7
D. MIS 7	243	11,7
F. MIS 7	191	7,2
D. MIS 6	191	7,2
F. MIS 6	130	6,6
D. MIS 5	130	6,6
F. MIS 5	71	3,1
D. MIS 2-4	71	3,1
F. MIS 2-4	29	1,5
D. MIS 1	29	1,5
F. MIS 1	0	0

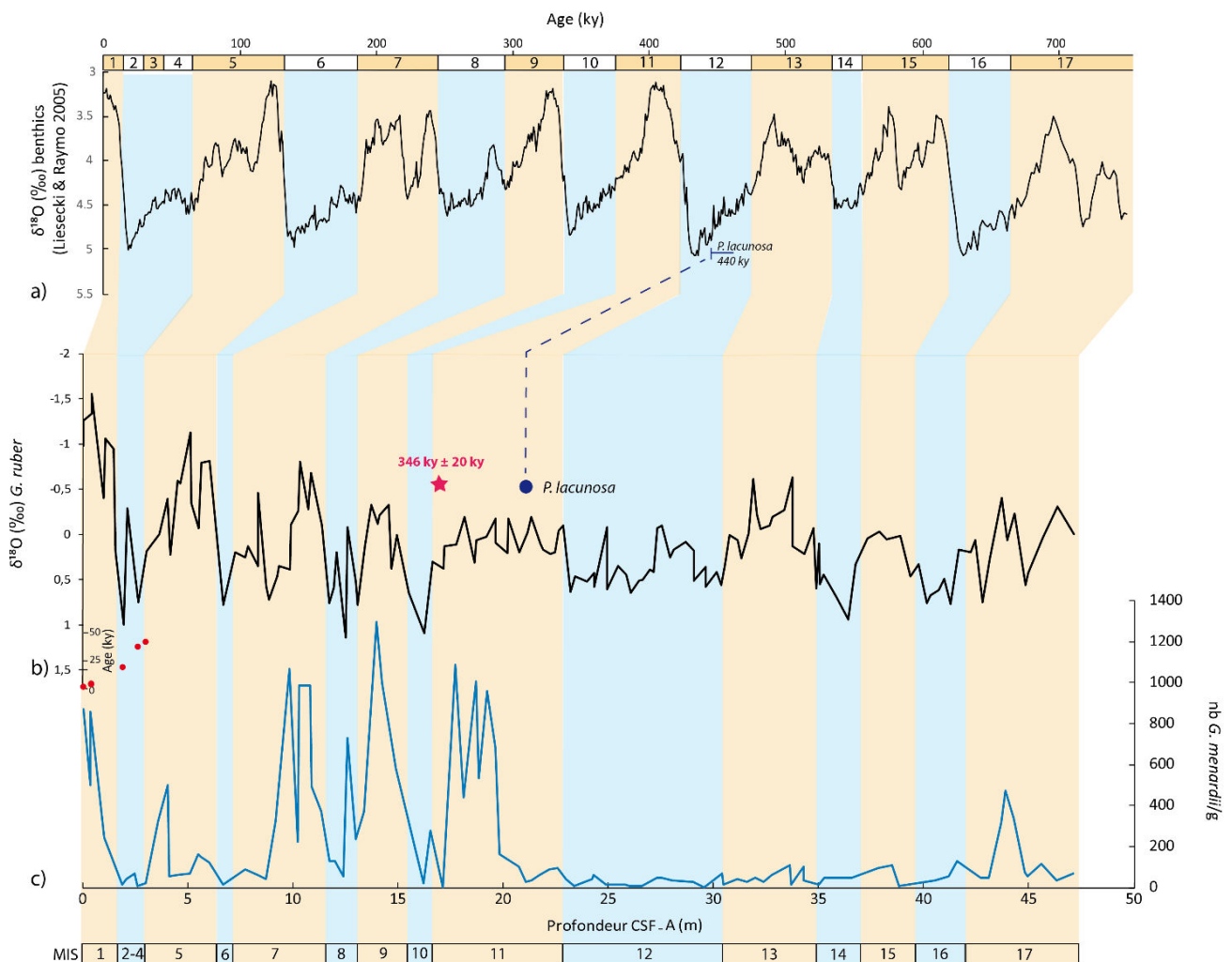


Figure 56 : Modèle d'âge final pour le forage U1460. a) courbe de référence du $\delta^{18}\text{O}$ (‰) mesuré dans les foraminifères benthiques de Liesceki et Raymo (2005), b) $\delta^{18}\text{O}$ (‰) mesuré dans le foraminifère planctonique *G. ruber* et c) abondance de *G. menardii* (ind/g). Les points rouges représentent les âges calibrés des datations au ^{14}C .

II) ANALYSE DU SEDIMENT

a) Lithologie

Le forage U1460 est divisé en plusieurs unités lithologiques qui sont décrites dans le rapport réalisé pendant l'expédition (Gallagher et al., 2017). La première unité (I) s'étend de 0 à 252m et la seconde unité (II) s'étend de 252 m à 300 m.

L'Unité I est composée principalement d'un *packstone* (classification de Dunham, 1962) partiellement induré avec des bio-clastes (Figure 57). Cette unité est divisée en trois sous-unités basées sur l'abondance des macrofossiles et des spicules d'éponges ainsi que sur la variation de l'altération diagenétique. Les macrofossiles sont concentrés dans la **sous-unité Ia** et les spicules d'éponge dans la **sous-unité Ib** (Gallagher et al., 2017).

La **sous-unité Ia** est caractérisée par un *skeletal packstone* (Dunham, 1962) de couleur beige à verdâtre. Dans les 20 premiers mètres, les *packstones* sont intercalés avec des *skeletal wackestones*

et des *mudstones* (Dunham, 1962). Les sédiments sont principalement non-lithifiés, à l'exception d'un petit intervalle lithifié dans la partie la plus basse de la sous-unité la (44,90 m). Des bioclastes de macrofossiles néritiques tels que des échinodermes, des bryozoaires, des bivalves et des gastéropodes sont présents, avec également les principaux composants pélagiques, y compris les foraminifères planctoniques. La glauconie est présente dans toute la sous-unité mais son abondance diminue de la base (45 m) vers le sommet de la carotte (0 m).

En ce qui concerne le pourcentage de sable de cette sous-unité, il est très variable dans le temps (Figure 57). En effet ce pourcentage semble varier en fonction des périodes glaciaires/interglaciaires avec un pourcentage plus important de sable pendant les périodes froides (moyenne = 80%) alors que pendant les périodes plus chaudes il semble significativement plus faible avec un minimum de 32 % à 10,8 m correspondant au MIS 7.

Seule la sous unité la sera étudiée dans ce travail car elle correspond aux premiers 45 m du forage.

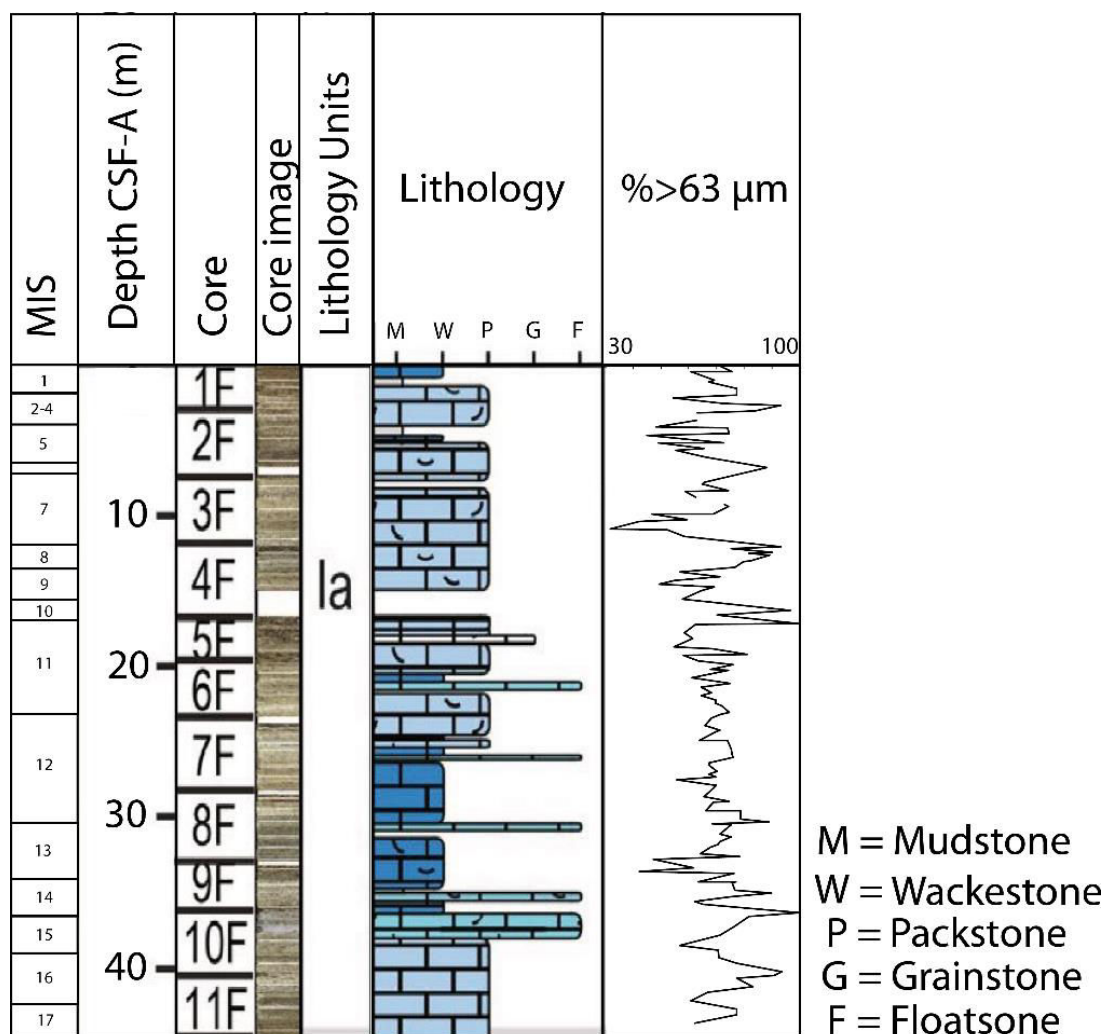


Figure 57 : Unité lithologique modifiée d'après Deik et al. (2009) et pourcentage de granulométrie supérieure à 63 µm.

b) Isotope stable : $\delta^{13}\text{C}$

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ montrent des valeurs très hétérogènes avec une valeur maximale de 2,25 ‰ (16,22 m) et une valeur minimale de -0,47 ‰ (21,30 m) (Figure 58). De plus, la courbe du $\delta^{13}\text{C}$ peut être décrite en plusieurs intervalles :

- De 0 à 17 m : le $\delta^{13}\text{C}$ montre de grandes variations comprises entre -0,32 ‰ à 10 m (MIS 7) et 2,18 ‰ à 12,5 m.
- De 17 à 30 m : les variations du $\delta^{13}\text{C}$ présentent des faibles d'amplitudes avec des valeurs comprises entre -0,47 ‰ (21,30 m) et 1,14 ‰ (23,17 m).
- De 30 à 47 m : le $\delta^{13}\text{C}$ varie entre -0,37 et 1,86 ‰, montrant à nouveau une amplitude plus importante.

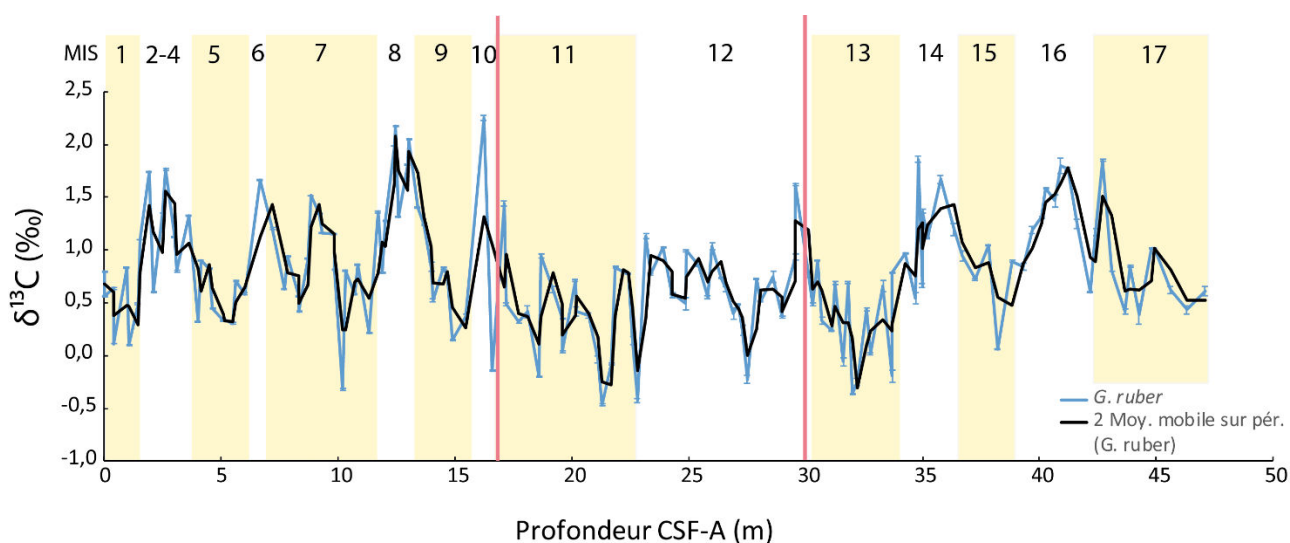


Figure 58 : Valeur du $\delta^{13}\text{C}$ (en ‰) mesurées dans le foraminifère planctonique *G. ruber*. Les bandes jaunes correspondent aux périodes interglaciaires et les lignes rouges séparent les 3 intervalles distincts identifiés.

III) ANALYSES MICROPALÉONTOLOGIQUES

a) Les foraminifères

Analyse des abondances relatives et diversité

Le comptage des foraminifères planctoniques ainsi que des benthiques a permis de définir l'abondance (par gramme de sédiment) pour chacune de ces deux catégories de foraminifères (Figure 59).

De manière générale, les foraminifères benthiques montrent une abondance variable, s'échelonnant de 9000 individus à 11,3 m à seulement 4 individus à 17 m. Par ailleurs, on note des

abondances élevées majoritairement pendant les périodes interglaciaires alors que le MIS 11 et 12 présentent une valeur moyenne faible autour de 2000 individus (Figure 59a).

Les **courbes d'abondance** des foraminifères planctoniques semblent varier de la même façon que celles des foraminifères benthiques. On observe des abondances plus importantes des foraminifères planctoniques pendant les périodes interglaciaires avec un maximum de 23600 individus à 33,6 m. Comme pour les benthiques, le minimum se situe également à 17 m avec seulement un individu identifié (Figure 59b).

La **diversité** pour les foraminifères benthiques a aussi été calculée afin d'analyser le nombre d'espèces différentes dans chaque échantillon. Le minimum de diversité est observé en toute fin du MIS 11 (17 m) avec seulement 12 espèces présentes alors que la valeur maximale de 52 espèces apparaît à quatre reprises : à 0,02 m, 5,62 m, 8,7 m et 11,3 m (Figure 59c). Ces niveaux correspondent à des périodes interglaciaires.

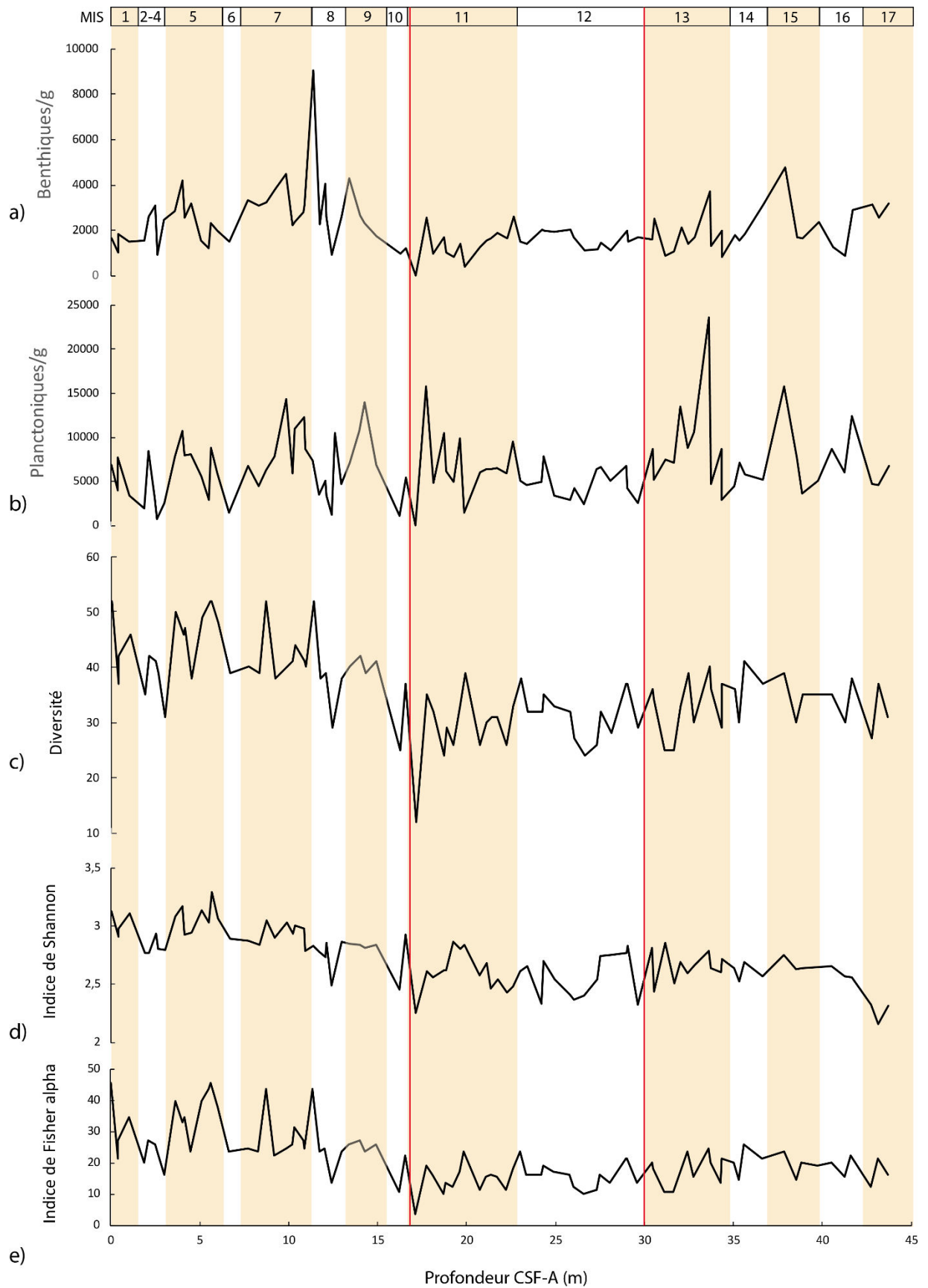


Figure 59 : Données micropaléontologiques. a) abondance des foraminifères benthiques (ind/g), b) abondance des foraminifères planctoniques (ind/g), c) Diversité chez les foraminifères benthiques, d) Indice de Shannon sur les foraminifères benthiques et e) Indice de Fisher Alpha sur les foraminifères benthiques.

En ce qui concerne l'indice de diversité Shannon (H), celui-ci montre des variations de 2,1 (17 m) à 3,3 (MIS 5). Un indice proche de 0 indique qu'il y a très peu d'espèces différentes et donc une faible diversité (Figure 59d).

L'indice de Fisher alpha dépend de la richesse spécifique de chaque échantillon ainsi que du rapport entre le nombre d'espèces et le nombre d'individus. Sa variation est donc très proche de celle de la diversité. Cependant, on peut rajouter que de 43 à 17 m, la moyenne de l'indice de Fisher est plus faible et le signal beaucoup plus homogène (Figure 59e).

Analyses hiérarchiques

Dans ce forage, quatre-vingt-douze échantillons ont été analysés afin d'isoler et d'identifier les foraminifères benthiques.

Pour les analyses statistiques, seulement les espèces avec un pourcentage d'abondance supérieur à 2% dans au moins un échantillon ont été utilisées, réduisant ainsi le nombre d'espèces à 45.

Les résultats de la classification à ascendance hiérarchique (ou analyse en **clusters**) par la méthode de Ward's sont présentés dans la Figure 60. La distance euclidienne retenue est de 1,6 car elle a permis la formation d'un nombre de cluster raisonnable et apportant le maximum d'information. Ce nombre s'élève à 10 clusters.

Une fois cette analyse réalisée, l'étude du pourcentage et la répartition temporelle de chaque cluster ont pu être effectuées. Les résultats de cette étude sont présentés dans les Figure 61 et 63.

Pour faciliter la description des résultats, les clusters ont été organisés en fonction de leur similarité dans leur distribution temporelle. Le premier groupe sera composé des clusters 1, 5 et 7, le second des clusters 2, 4, 6 et 9, et pour finir les clusters 3, 8 et 10 (Figure 61 et 62).

- Groupe 1 : les clusters 1, 5 et 7 montrent trois phases distinctes dans leur distribution globale (Figure 61 et Figure 62). En effet, la première phase (de 45 m à 30 m) est caractérisée par des pourcentages d'abondance plutôt élevés, suivie d'une seconde phase avec de faibles occurrences entre 30 m et 17 m (période correspondant au MIS 11 et 12), et enfin une troisième phase qui voit une ré-augmentation des pourcentages d'abondance de ces clusters dans l'intervalle de 17 à 0 m.
 - Le **cluster 1** (Figure 61) est composé de *Textularia* spp. et *Quinqueloculina* spp.. Son pourcentage d'abondance maximum est de 36 % à 12,4 m (MIS 8) et son minimum est de 6,2 % à 27,3 m (MIS 12). On peut également remarquer (en dehors de la période à faible pourcentage), que les pics d'abondance de ce cluster correspondent essentiellement avec les périodes glaciaires.
 - Le **cluster 5** (Figure 61) est composé de *Cassidulina* sp., *Brizalina* sp. et *Bolivina* sp.. Son pourcentage d'abondance maximum est de 13,8 % à 35,6 m (MIS 14) et son minimum est de 0 % à 17,1 m (MIS 11). De la même façon que pour le cluster 1, le

cluster 5 montre aussi la majorité de ses pics d'abondance pendant les périodes glaciaires.

- Le **cluster 7** (Figure 61) est composé de *Transvergerina transversus*, *Montfortella* sp., *Bolivina skagerrakensis*, *Lenticulina* sp., *Globocassidulina* sp., *Eponides repandus* et *Ammonia* sp.. Le pourcentage d'abondance maximal est de 25,6 % à 42,7 m (MIS 17) et son minimum est de 0,3 % à 18,8 m (MIS 11). Pendant les phases 1 et 3, il semblerait que le cluster 7 soit, au contraire des clusters 1 et 5, majoritairement présent pendant les périodes interglaciaires.

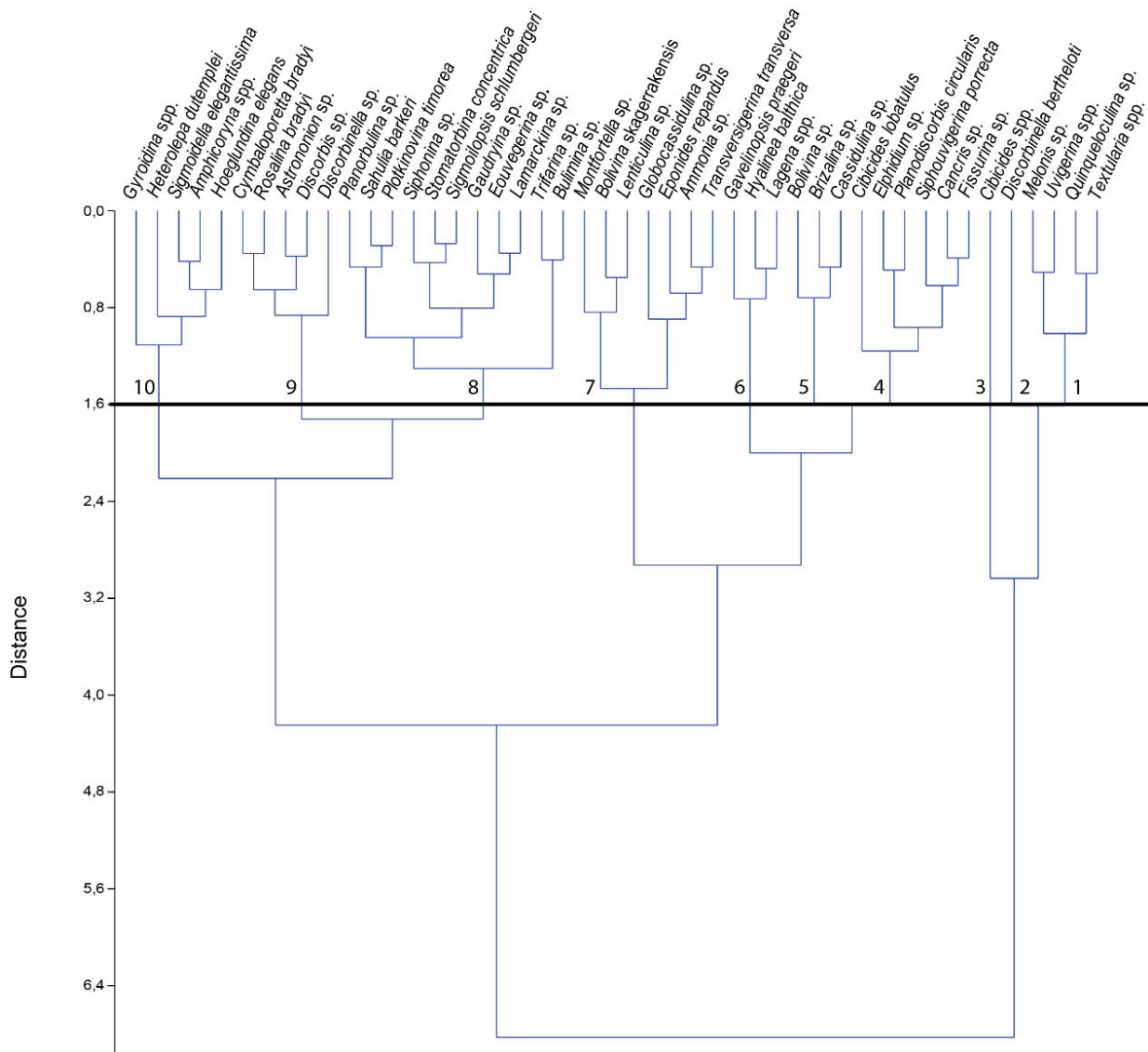


Figure 60 : Assemblage hiérarchique des espèces possédant un pourcentage d'abondance supérieur à 2% suivant la méthode Ward's. La ligne noire matérialise la distance euclidienne à laquelle le découpage a été fait.

- Groupe 2 : il concerne les clusters 2, 4, 6 et 9. Leur répartition globale est en anti-phase avec le groupe 1 (Figure 61). En effet, la première phase de 45 à 30 m nous montre des valeurs de pourcentage d'abondance assez faibles en moyenne. La seconde phase présente des valeurs beaucoup plus élevées avec parfois une augmentation de plus de 25 %. Et pour finir la troisième phase de 17 à 0 m montre des valeurs relativement faibles identiques à celles présentes pendant la première phase.
 - Le **cluster 2** (Figure 61) est composé d'une seule espèce *Discorbinella bertheloti*. Du MIS 17 au MIS 13 on observe une abondance relativement faible de ce cluster avec une moyenne de 5%. Cependant à la fin du MIS 13 on observe une forte augmentation du pourcentage d'abondance du cluster avec une valeur maximale de 28 % à 23 m (MIS 12). S'ensuit pendant le MIS 11, une forte diminution progressive conduisant à une absence de ce cluster à 17,1 m. Pour finir, du MIS 9 au MIS 1, le pourcentage se stabilise à nouveau autour des 5%, avec cependant quelques petites variations qui ne semblent pas dépendre des périodes glaciaires ou interglaciaires.
 - Le **cluster 4** (Figure 61) est composé de *Cancris* sp., *Cibicoides lobatulus*, *Elphidium* sp., *Planodiscorbis circularis*, *Siphouvigerina porrecta* et *Fissurina* sp.. Le pourcentage d'abondance maximal est de 25,5 à 24,3 m (MIS 12) et son minimum est de 0 % à 17,1 m (MIS 11). Les fluctuations d'abondance de ce cluster sont très similaires au cluster 2.
 - Le **cluster 6** (Figure 61) est composé de *Gavelinopsis praegeri*, *Hyalinea balthica* et *Lagena* spp.. Son pourcentage d'abondance maximum est de 21,4 à 18,8 m (MIS 11) et son minimum est de 0 % à 17,1 m (MIS 11). Comparé aux clusters 2 et 4 son maximum d'abondance apparaît pendant le MIS 11 et non pendant le MIS 12.
 - Le **cluster 9** (Figure 61) est composé de *Discorbinella* sp., *Cymbaloporetta bradyi*, *Rosalina bradyi*, *Astrononion* sp. et *Discorbis* sp.. Son pourcentage d'abondance maximal est de 11,5 % à 19,22 m (MIS 11). Le minimum d'abondance de 0 % se retrouve à plusieurs profondeurs, et notamment pendant la première et troisième phase.

- Groupe 3 : les clusters 3, 8 et 10 ont tous une distribution unique (Figure 62).
 - Le **cluster 3** (Figure 62) est composé uniquement de *Cibicides* spp. Son abondance tend à décroître avec le temps. En effet, au MIS 17 on observe un pourcentage d'environ 50 % alors que, dans les dépôts les plus récents, sa proportion ne représente que 20 %. On peut également noter l'absence complète de ce cluster à 17,1 m.

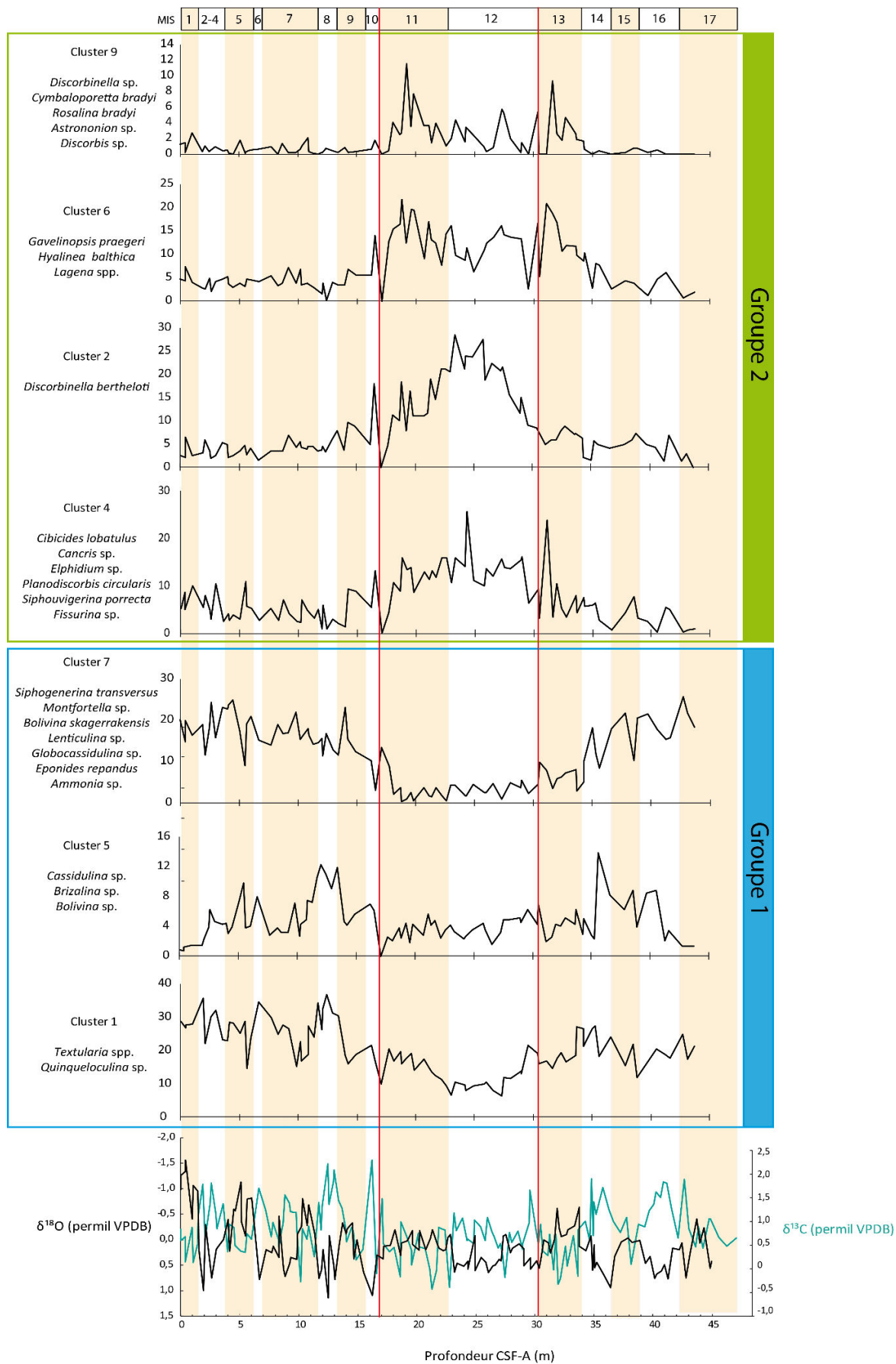


Figure 61 : Abondance des deux premiers groupes (% relatifs) mise en parallèle avec les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ (*G. ruber*). Les lignes rouges représentent la séparation entre les intervalles.

- Le **cluster 8** (Figure 62) est composé de *Bulimina* sp., *Sigmoilopsis schlumbergeri*, *Trifarina* sp., *Lamarckina* sp., *Eouvegerina* sp., *Gaudryna* sp., *Stomatorbina concentrica*, *Siphonina* sp., *Plotnikovina timorea*, *Sahulia barkeri* et *Planorbulina* sp.. C'est un cluster un peu particulier car du MIS 17 au MIS 11 il est très peu présent avec un pourcentage de 5 % en moyenne. Pendant le MIS 11 on peut observer quelques pics d'abondances supérieurs à 5% mais l'augmentation la plus significative (plus de 17 %) se produit pendant le MIS 7 à 5,6 m de profondeur.
- Le **cluster 10** (Figure 62) est composé de *Gyroidina* spp., *Hoeglundina elegans*, *Heterolepa dutemplei*, *Sigmoidella elegantissima* et *Amphycorina* spp. Le cluster 10 montre un pourcentage d'abondance très faible durant l'ensemble des 45 m (~5 %), à l'exception d'un pic de 30 % à 17,1 m qui contraste vraiment avec l'absence simultanée du cluster 3 à le même profondeur.

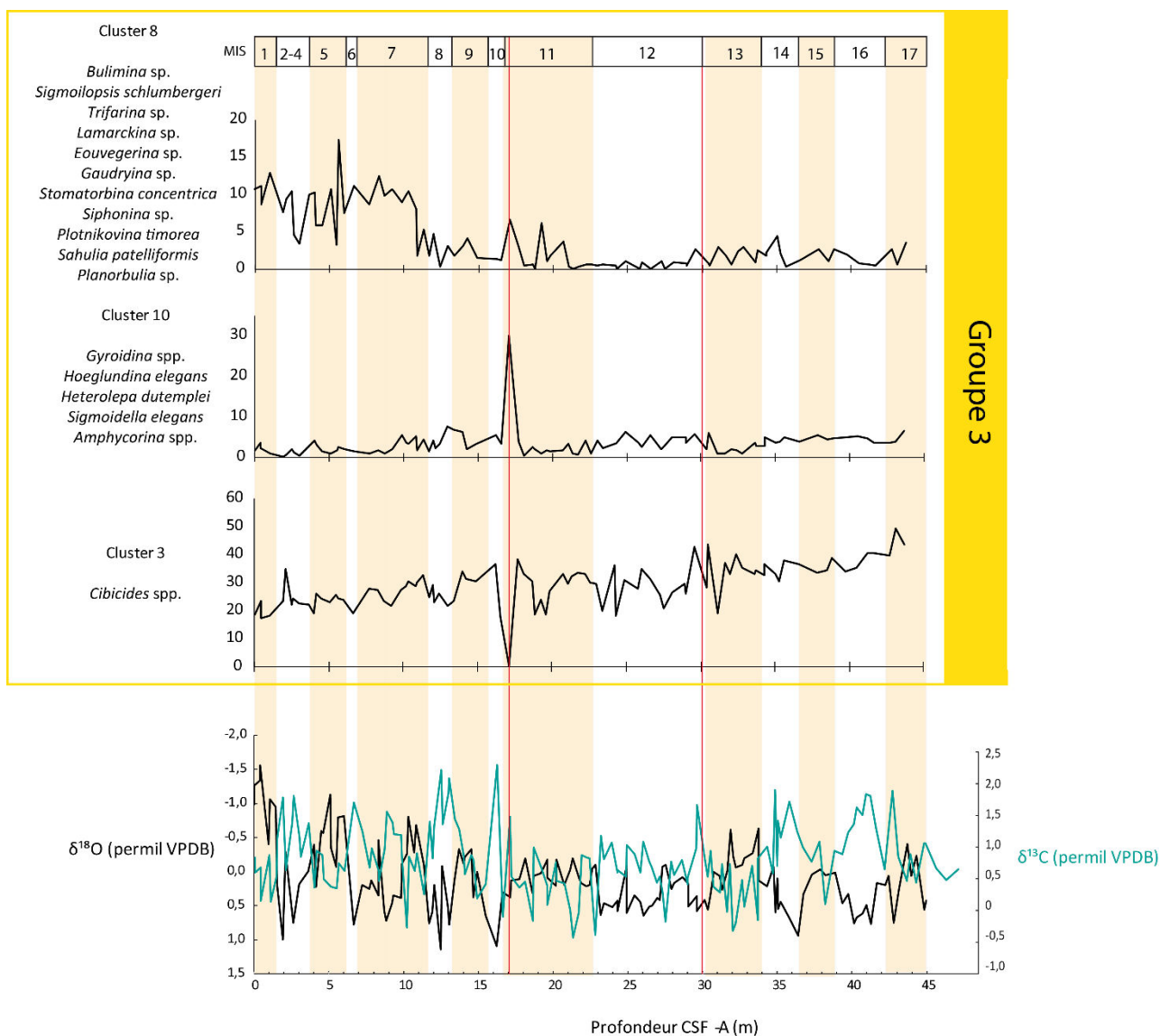


Figure 62 : Abondance du groupe 3 (% relatifs) mise en parallèle avec les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ (*G. ruber*). Les lignes rouges représentent la séparation entre les intervalles.

Lorsque l'on regarde les cumuls d'abondance des clusters de foraminifères benthiques, ce découpage en 3 phases est encore plus visible (Figure 63).

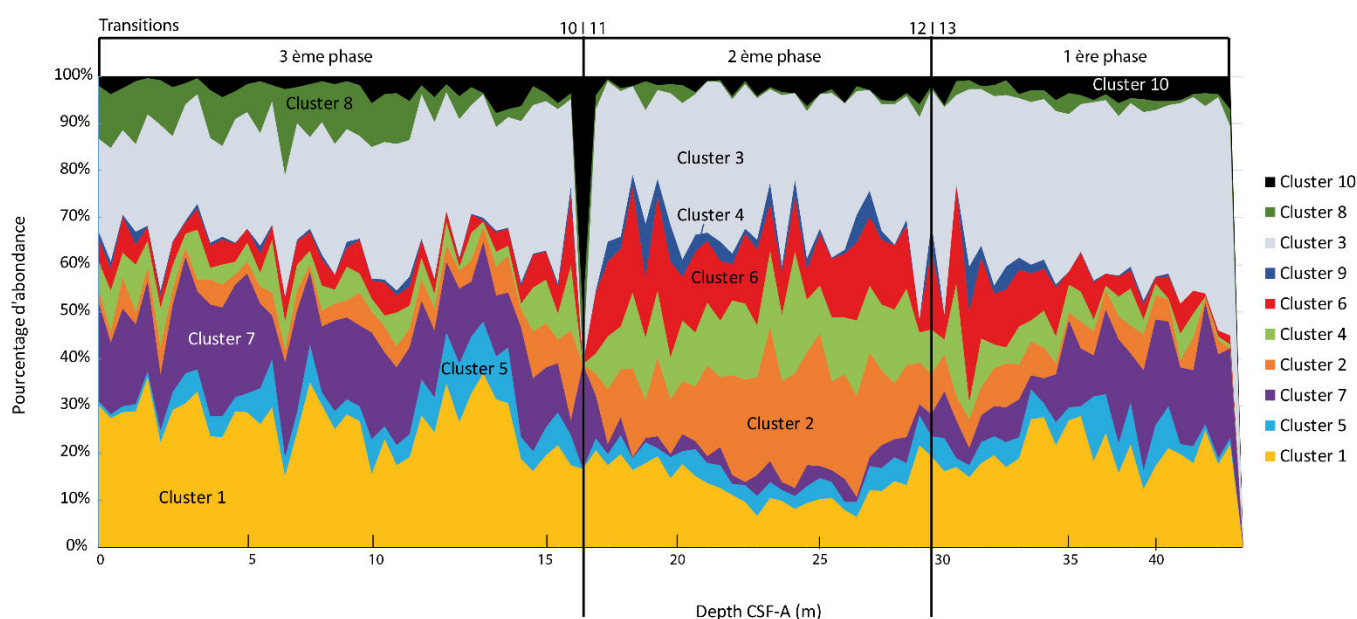


Figure 63 : Aires empilées des pourcentages d'abondance des 10 clusters du site U1460 en fonction de la profondeur CSF-A (m).

b) Les coraux

Cent dix-sept individus ont été répertoriés dans le forage U1460 (Figure 64). Ils sont présents :

- De 45 à 17 m : de manière très éparse avec un nombre d'individus compris entre 0 et 4. Puis un pic isolé de 17 individus à 34 m.
- De 17 m à 0 m : les coraux deviennent globalement plus abondants avec des valeurs comprises entre 0 et 7 individus.

L'identification des coraux est à ce jour toujours en cours et l'ensemble des résultats sur les coraux seront présentés prochainement dans une monographie écrite par Chelsea Korpanty (Université de Brême). Cependant, les espèces les plus abondantes dans ce forage semblent déjà se démarquer. L'espèce *Placotrochides aff. minuta* (Cairns, 2004) est la plus présente sur le site U1460 avec près de 75 % du total de la diversité corallienne (Figure 65). Les deux autres espèces présentes majoritairement dans ce forage sont *Notophyllia piscauda* (Cairns, 1998) et *Peponocyathus folliculus* (de Pourtalès, 1869) (Figure 65).

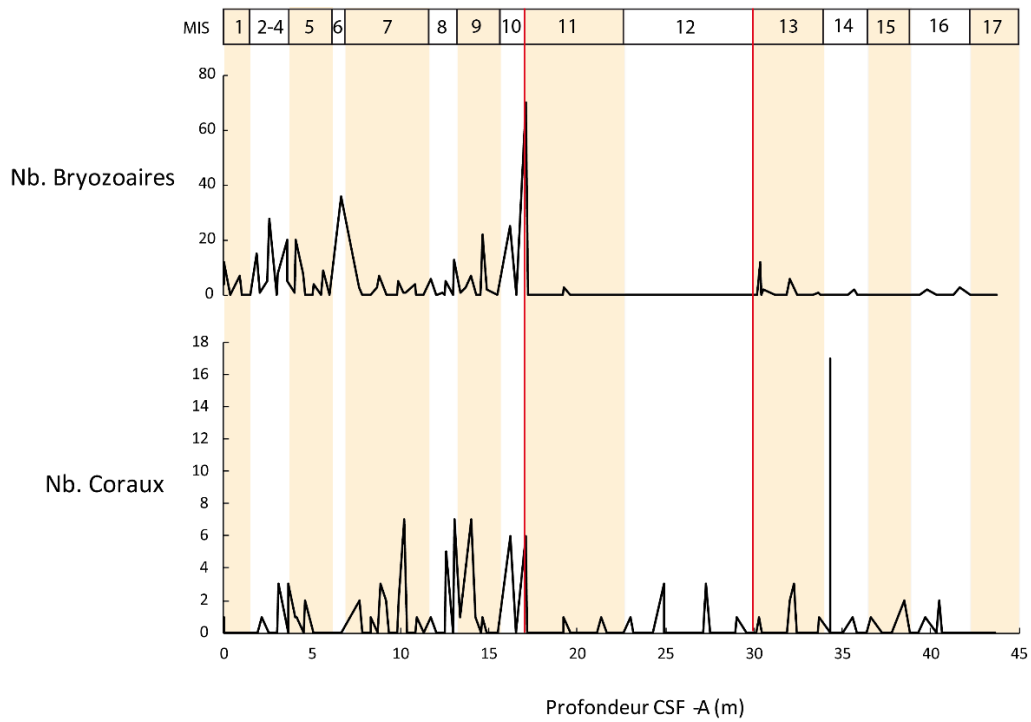


Figure 64 : Abondance des coraux et des bryozoaires (individus par échantillon).

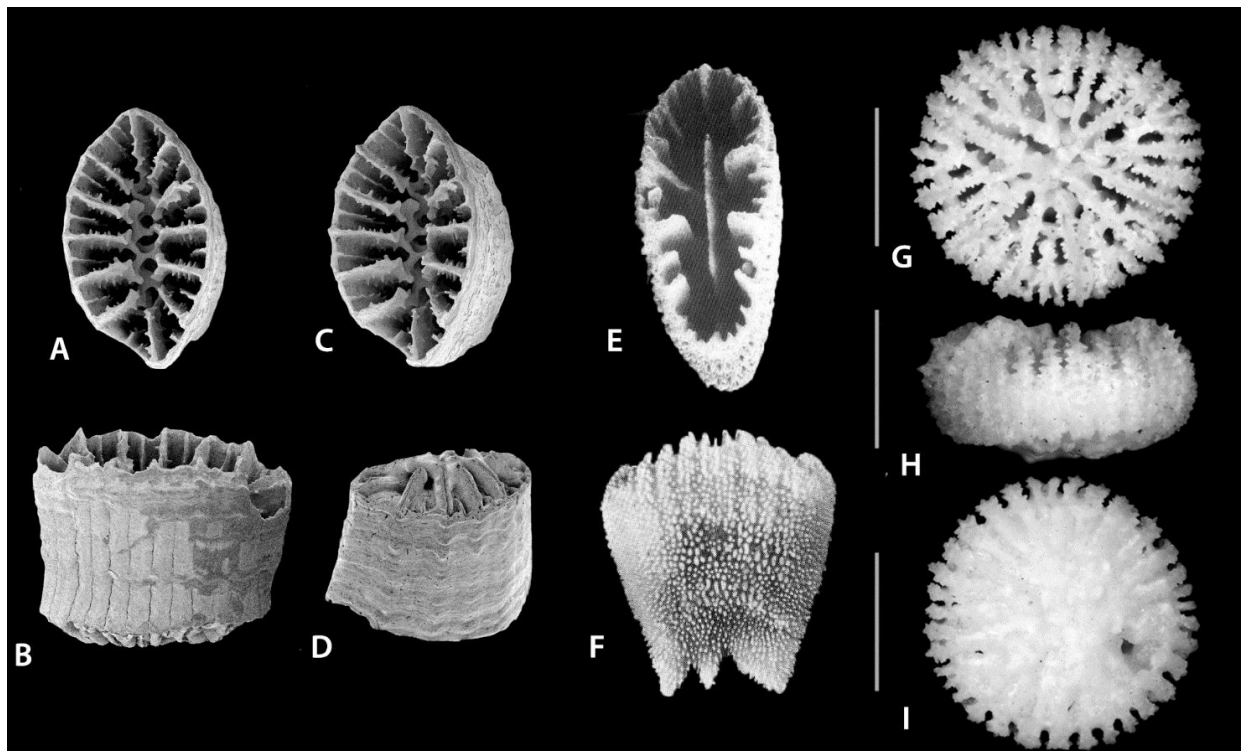


Figure 65 : Illustrations des coraux solitaires les plus abondants trouvés dans le forage U1460. A-D *Placotrochides minuta*, A : vue axiale $\times 24$, B : vue latérale $\times 24$, C : vue axiale $\times 12.5$, D : vue oblique de la base $\times 12.5$ (Cairns, 2004). E-F *Notophyllia piscauda*, E : vue axiale $\times 13$, F : vue axiale $\times 13$ (Cairns, 1998). G-I *Peponocyathus folliculus*, G : vue axiale, H : vue latérale et I : vue de la base (Cairns and Kitahara, 2012). Barre d'échelle = 1 mm.

c) Les bryozoaires

Les bryozoaires sont abondants dans le forage U1460, avec 396 individus au total (Figure 64). Leur diversité est variable mais relativement faible avec une seule espèce identifiée à 2,62 m et jusqu'à 17 espèces dénombrées à 16,22 m. Leur distribution est concentrée essentiellement entre le MIS 10 (de 15 à 17 m) et le MIS 1 (de 2 à 0 m) et seuls quelques individus sont présents pendant les MIS 13, 14 et 16. Le maximum d'abondance de bryozoaires observé dans ce forage est de 70 individus à 17,1 m (fin du MIS 11). Les espèces *Porina tubulifera* et *Otionellina* sp. font parties des espèces les plus abondantes (Figure 66).

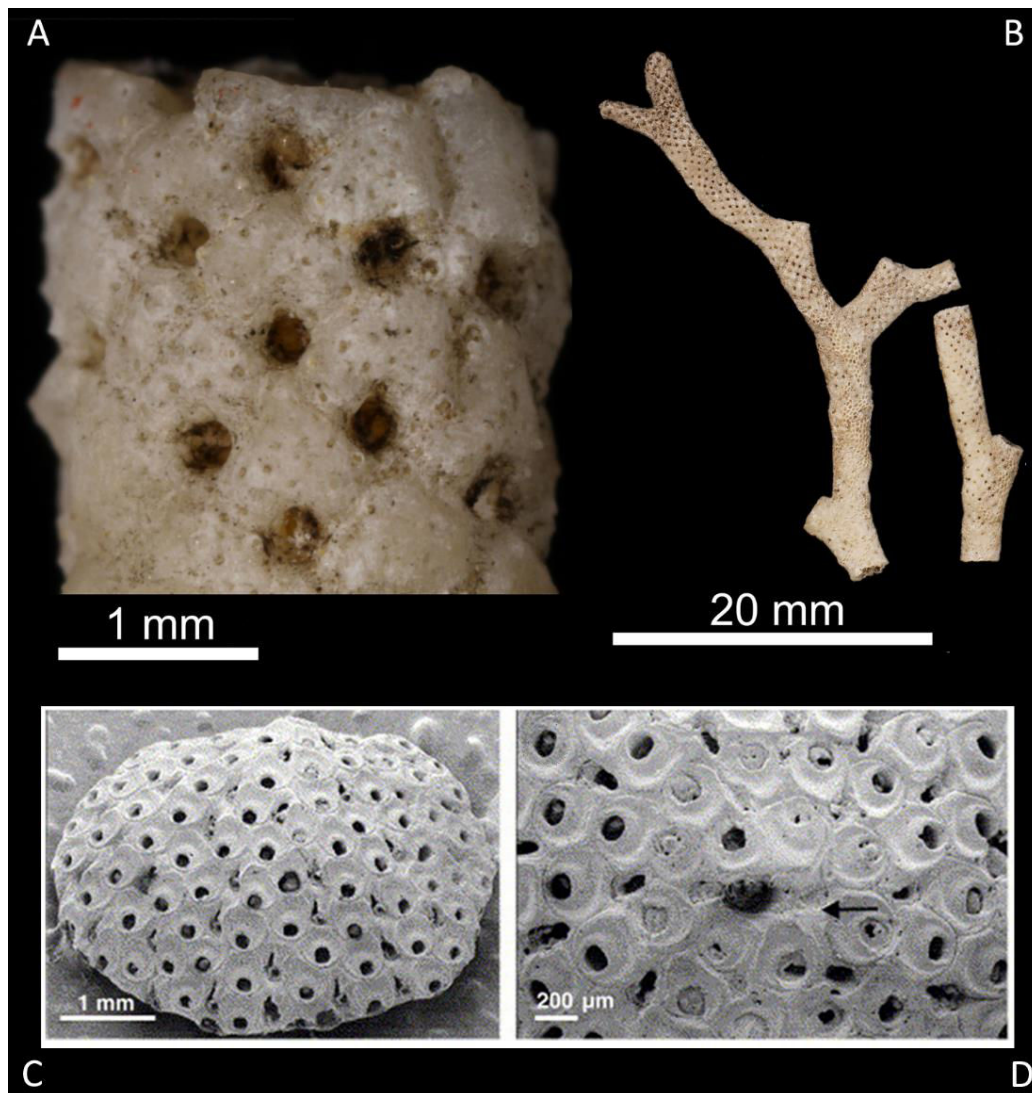


Figure 66 : A-B : *Porina tubulifera* (Muséum national d'Histoire naturelle, Paris (France) Collection : Bryozoaires Brachiopodes (IB) MNHN-IB-2008-4758). C-D : *Otionellina* sp. (Steger and Smith, 2005).

PARTIE 2 : Discussion

I) MODELE D'AGE : UNE SCENARIO DIFFERENT DU PREMIER

Le modèle d'âge utilisé pour ce travail et présenté dans la partie précédente (Figure 56) pourrait être différemment interprété. La datation absolue la plus ancienne se trouve à 16,8 m (datation U/Th) et l'observation du nannofossile *P. lacunosa* à 20,65 m. L'intervalle entre 20 et 50 m est par conséquent très peu contraint en raison de ce manque de mesures radiochronologiques. Dans la Figure 67, un modèle d'âge alternatif est présenté pour le site U1460 et celui-ci diffère à partir du MIS 12 (23,17 m). Dans celui-ci, l'intervalle entre 23,17 et 30 m, correspondant au MIS 12 de la Figure 57 a été découpé plus finement du MIS 12 jusqu'au MIS 16 suivant les variations de faibles amplitudes du $\delta^{18}\text{O}$. Le scénario précédent reposait sur une corrélation « pic à pic » comme celui de la figure 67 mais plutôt sur des tendances générales. Sans nouvelles datations absolues il paraît difficile de trancher en faveur de l'un ou l'autre des scénarios. Cependant, le modèle d'âge de la Figure 56 a été privilégié car il est le résultat d'une discussion avec des collègues travaillant sur le même site (L. Reuning- Université de Kiel, M. Hallenberger-Université de Aachen et B. Petrick). Des données plus précises (températures de surface) sont en cours de révision (article soumis par B. Petrick), apportant de nouvelles informations sur le modèle d'âge. Ces données ne sont pas présentées dans ce manuscrit afin de respecter la confidentialité des données de B. Petrick avant publication.

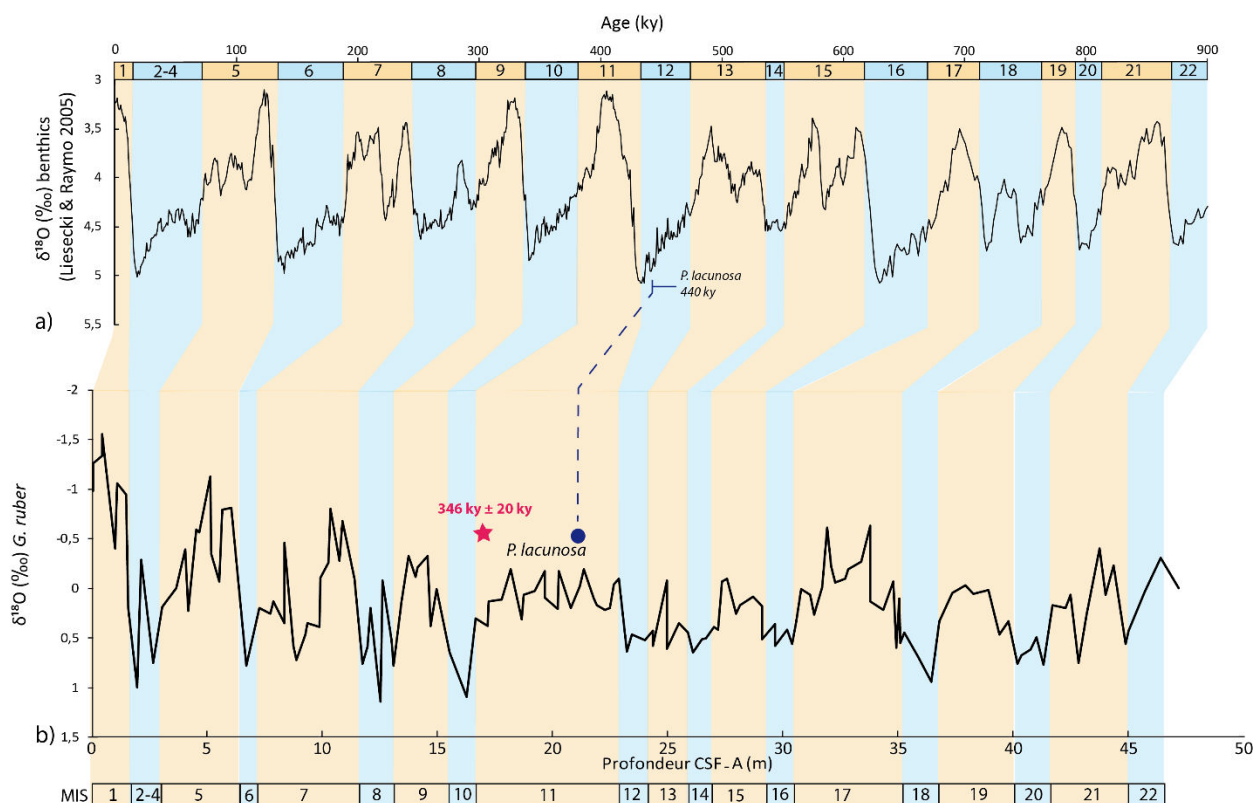


Figure 67 : Modèle d'âge alternatif pour le forage U1460. a) courbe de référence du $\delta^{18}\text{O}$ (‰) mesuré dans les foraminifères benthiques (Liessecki et Raymo 2005), b) $\delta^{18}\text{O}$ (‰) mesuré dans le foraminifère planctonique *G. ruber*. L'étoile rose représente la datation U/Th sur les coraux et le point bleu l'échantillon présentant la dernière occurrence de *P. lacunosa*. La ligne rouge correspond à la profondeur à laquelle le modèle d'âge diffère de celui présenté dans la figure 57.

II) CYCLES GLACIAIRES/INTERGLACIAIRES : PALEO-ECOLOGIE

L'abondance relative des différents groupes et clusters des foraminifères benthiques, la présence de coraux et des bryozoaires ainsi que les variations du $\delta^{13}\text{C}$ ont été utilisées pour déterminer le paléo-environnement pendant les périodes glaciaires et interglaciaires.

Les cycles glaciaires-interglaciaires sont identifiables à l'aide des **clusters 1, 5 (glaciaires) et 7 (interglaciaire)**, en particulier dans les 20 premiers mètres du forage (Figure 68, paragraphes a et b). Les clusters restants sont ici utilisés (paragraphe c) pour décrire la tendance à long terme de l'évolution du paléo-environnement.

a) Périodes glaciaires

Les périodes glaciaires sont marquées particulièrement par l'abondance des clusters 1 et 5 (Figure 68c et d) qui montrent tous les deux des pourcentages d'abondance importants avec un maximum de 13,8 % pour le Cluster 5 et 36 % pour le Cluster 1 pendant le MIS 8.

D'un point de vue paléo-écologique les Clusters 1 et 5 indiquent :

- Un important **flux saisonnier de matière organique**, comme suggéré par la présence des genres endopéliques superficiels et que l'on peut considérer comme opportunistes, tels que *Textularia* sp. (cluster 1) et *Bolivina* spp. (cluster 5) (Milker et al., 2009). Il faut cependant préciser que ces genres de foraminifères préfèrent la matière organique « fraîche », précisément du phytodétritus produit lors des « blooms » saisonniers par le phytoplancton. La signature isotopique du carbone, déterminée à partir des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ mesurées dans l'espèce *G. ruber* (entre 1,5 et 2 ‰), suggère une productivité de surface accrue (Figure 68 f) (Mackensen and Schmiedl, 2019).
- Un milieu de **forte énergie hydrodynamique** : le cluster 1 est composé majoritairement de *Quinqueloculina* spp. qui est un genre colonisant généralement un substrat plutôt grossier avec un apport relativement important de matière organique fraîche (de Nooijer et al., 2008, Schönfeld, 2002). Le pourcentage de la fraction $>63 \mu\text{m}$ est plus élevée en période glaciaire (Figure 68a). Cela suggère également un transport sédimentaire caractérisé par une forte énergie. Les sédiments du plateau continental du Bassin de Perth sont affectés principalement par le transport lié à la houle et aux tempêtes qui actuellement peuvent remobiliser du sédiment jusqu'à 60 m de profondeur et former des structures sédimentaires (*waves ripples*) jusqu'à 10 m sur le plateau externe (James et al., 1999). En contexte de bas niveau marin glaciaire, ce secteur du plateau continental est soumis aux courants peu profonds et générés essentiellement par les phénomènes atmosphériques, tels que les vents et les tempêtes.

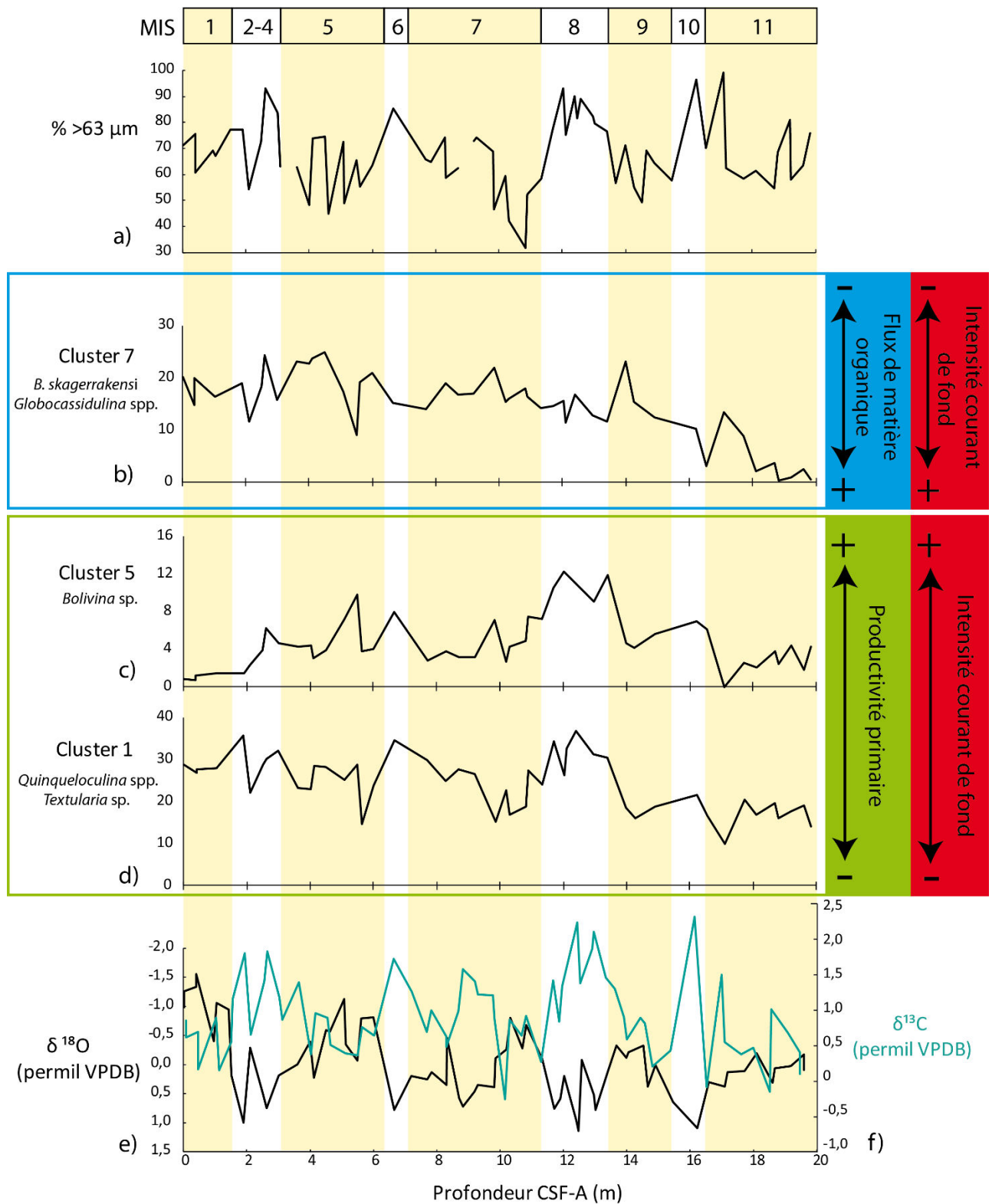


Figure 68 : Courbe d'abondance des clusters (%) du Groupe 1 pendant les 20 premiers mètres. a) Pourcentage de sédiment supérieur à 63 μm , b) Cluster 7, c) Cluster 5, d) Cluster 1 et e) Valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ mesurées dans *G. ruber* et f) Valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ mesurées dans *G. ruber*.

Les bryozoaires, plus abondants durant les phases glaciaires avec une majorité de conescharelliniformes et lunilitiformes, indiquent également un milieu peu profond soumis à l'action

des courants (Moissette, 2000, Amini et al., 2004). Leur bonne préservation indique que cet assemblage constitue une biocénose. Ils n'ont pas, ou très peu été transportés.

Comme dit précédemment, l'identification des coraux n'est à ce jour pas terminée et par conséquent la diversité écologique n'est pas complètement établie. Cependant 3 espèces sont tout de même considérées comme plus abondantes que les autres : *Placotrochides aff. minuta* (Cairns, 2004), *Notophyllia pisccauda* (Cairns, 1998) et *Peponocyathus folliculus* (de Pourtalès, 1869) (Figure 65).

C'est la première fois que les espèces *Placotrochides aff. minuta* et *Peponocyathus folliculus* sont retrouvées sur la côte Ouest australienne. En effet, jusqu'à présent elles n'ont été enregistrées que sur la côte Nord-Est australienne et dans la zone indopacifique. L'espèce *Placotrochides aff. minuta* est présente de 119 à 458 m de profondeur (Cairns, 2004) alors que l'espèce *Peponocyathus folliculus* a été identifiée à des profondeurs comprises entre 30 et 582 m (Cairns, 1999). Contrairement aux deux espèces précédentes, *Notophyllia pisccauda*, est uniquement présente sur la côte Ouest australienne et a été retrouvée à des profondeurs comprises entre 22 et 51 m (Cairns, 1998). Dans ce travail, reconstruire l'évolution du niveau marin et les paléo-environnements en général, à partir de l'assemblage des coraux présentés dans cette étude, n'est pas envisageable au vu du peu d'informations disponibles dans la littérature sur ces espèces.

b) Périodes interglaciaires

Parmi les clusters définis, le Cluster 7 représente le mieux l'assemblage caractéristique des périodes interglaciaires. Il est composé majoritairement de : a) *Bolivina skagerrakensis* et b) *Globocassidulina* sp. (Figure 68b) et est présent majoritairement pendant les périodes interglaciaires avec un maximum d'abondance de 25 % pendant le MIS 5.

B. skagerrakensis est une espèce endopélique superficielle marqueur d'un climat tempéré (Seidenkrantz et al., 1995), associée à un substrat fin et des conditions hydrodynamiques plutôt calmes. Un milieu caractérisé par une faible énergie hydrodynamique peut entraîner une concentration de carbone organique relativement élevée dans les sédiments (Qvale and Van Weering, 1985), à cause d'une plus faible oxygénation des eaux de fond. Cette espèce coexiste avec plusieurs espèces du genre *Globocassidulina*. Ce genre regroupe plusieurs espèces avec des exigences écologiques différentes, mais il peut être globalement associé à un environnement oligotrophe avec un flux organique (provenant de la productivité de surface) plutôt réduit (Morigi, 2009). Les genres *Bolivina* et *Globocassidulina* marquent parfois un milieu fortement stressé à cause du faible taux d'oxygénation (Seidenkrantz et al., 2000).

Pendant les périodes interglaciaires, on observe une quasi absence des coraux et de bryozoaires, couplée également à de faibles valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ (entre -0,47 et 0,5 ‰).

Aussi, pendant les périodes interglaciaires les conditions seraient donc moins propices au développement de cette épifaune benthique avec une productivité primaire amoindrie, une granulométrie dominée par un sédiment <63 μm et donc un courant de fond moins intense. Une

stratification des eaux est possible, les faibles valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ pourraient indiquer une oxygénation du fond moins efficace.

c) Distribution générale des foraminifères benthiques

- **1^{ère} phase (MIS 13-MIS 17, Figure 63)** : cette première phase est globalement marquée par une abondance relative du Groupe 1 (clusters 1,5 et 7, Figure 61 et 63), surtout pendant l'intervalle allant du MIS 17 au MIS 14. Ces clusters sont plus abondants pendant les phases interglaciaires, marquant des conditions similaires à celles décrites dans le paragraphe b. Cependant, durant le MIS 13, des pics d'abondance des clusters 4,6 et 9 sont observés (Figure 61). Le **cluster 4**, dont l'espèce principale est constituée par *Siphouvigerina porrecta*, peut être associé à des conditions de forte stratification des masses d'eau avec un appauvrissement du contenu en O_2 dissous (Khare et al., 2017, Katz et al., 1993, Resig and Cheong, 1997). De manière cohérente, le **cluster 6** suggère également des eaux faiblement oxygénées (*Gavelinopsis praegeri*) et un milieu plutôt méso-eutrophique (*Hyalinea balthica*). Ces espèces coexistent *in situ* avec les foraminifères typiques du plateau continental, (*Cibicidoides lobatulus*, *Planodiscorbis circularis*) ou alors occasionnellement avec des individus remaniés du plateau interne (*Elphidium* sp., appartenant au **cluster 4** et *Cymbaloporetta bradyi*, *Rosalina bradyidu* **cluster 9**, Figure 61). Sur la base des indications écologiques des assemblages présents dans la 1^{ère} phase, l'interglaciaire correspondant au MIS 13 serait caractérisé par une forte stratification des masses d'eaux, en partie liée à la hausse de la température de surface (Spooner et al., 2011).

Cependant, le MIS 13 est considéré comme un interglaciaire caractérisé par un volume des calottes glaciaires relativement important (Augustin et al., 2004), plus long et avec une amplitude de variations des températures moins importante par rapport aux interglaciaires suivants (ex. MIS 11). Cette période enregistre également un maximum d'intensité de l'activité de la mousson africaine et asiatique (Yin and Guo, 2008) et probablement, de la mousson australienne. Ces conditions climatiques relativement humides sur le continent australien auraient pu entraîner une diminution de l'évaporation de surface océanique et donc une stratification des eaux. Une stratification accrue des masses d'eaux expliquerait la présence des foraminifères marquant des conditions de fonds relativement peu ventilée (comme suggéré également par les valeurs négatives du $\delta^{13}\text{C}$, Figure 61).

- **2^{ème} phase (MIS 11-12)** : le MIS 12 est caractérisé par une forte abondance de *Discorbinella bertheloti*, qui est l'unique espèce du **cluster 2** (Figure 61). Cette espèce est caractéristique d'un milieu bien oxygéné (Sarkar and Gupta, 2014) avec une bonne concentration en nutriments (Albani and Johnson, 1975). Cette 2^{ème} phase correspond au MBE (*Mid-Bruhnes Event*), avec le MIS 12 comme première glaciation de la série des glaciations au sein des cycles de 100 ka caractérisés par une très forte amplitude dans les variations du volume des calottes glaciaires (Augustin et al., 2004). Durant les phases glaciaires, une intensification de la WAC (et réduction du LC) a été documentée dans ce secteur de l'Australie occidentale (Spooner et al., 2011). En particulier, au MIS 12, les foraminifères planctoniques témoignent de l'approfondissement de la couche de mélange jusqu'à -60 m (au lieu de -35 m actuellement, Spooner et al., 2011) qui aurait entraîné une oxygénation efficace des masses d'eau. Les valeurs positive du $\delta^{13}\text{C}$ et l'abondance relative du

cluster 6 (Figure 61) indiquent une forte productivité de surface au MIS 12. La possible fertilisation des eaux océaniques par l'apport de poussières du continent australien (voir Chapitre 3) pourrait expliquer l'augmentation de la productivité marine pendant les grandes glaciations du Pléistocène.

- **3^{ème} phase (MIS 1-10)** : les variations relatives des foraminifères benthiques dans cette phase ont été discutées dans les paragraphes a et b. Il apparaît que les variations des abondances des assemblages varient en fonction des conditions climatiques. On observe également une relative abondance du cluster 8 à partir du MIS 7 (Groupe 3, Figure 62). Ce cluster est hétérogène et il est difficile de l'interpréter en termes de paléo-environnement. Toutefois les espèces les plus importantes dans cet assemblage (*Sigmoilopsis schlumbergeri*, *Sahulia barkeri*) pourraient marquer un événement biostratigraphique lié leur migration depuis l'Océan Pacifique.

Les **clusters 3 et 10** n'ont pas été utilisés pour la reconstruction du paléo-environnement car ils sont difficilement interprétables à ce stade. En effet le cluster 3, composé uniquement de *Cibicides* spp., s'avère être en proportion constante dans le temps. Le cluster 10 quant à lui est faiblement représenté dans tout l'enregistrement sédimentaire à l'exception d'un pic à 17 m (Figure 62) qui reste pour l'instant inexpliqué.

III) L'ANOMALIE DU $\delta^{13}\text{C}$

Les données du $\delta^{13}\text{C}$ pour le site U1460 se sont relevées particulières. De façon générale, les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont plus élevées pendant les périodes glaciaires que pendant les périodes interglaciaires comme le montre la Figure 69.

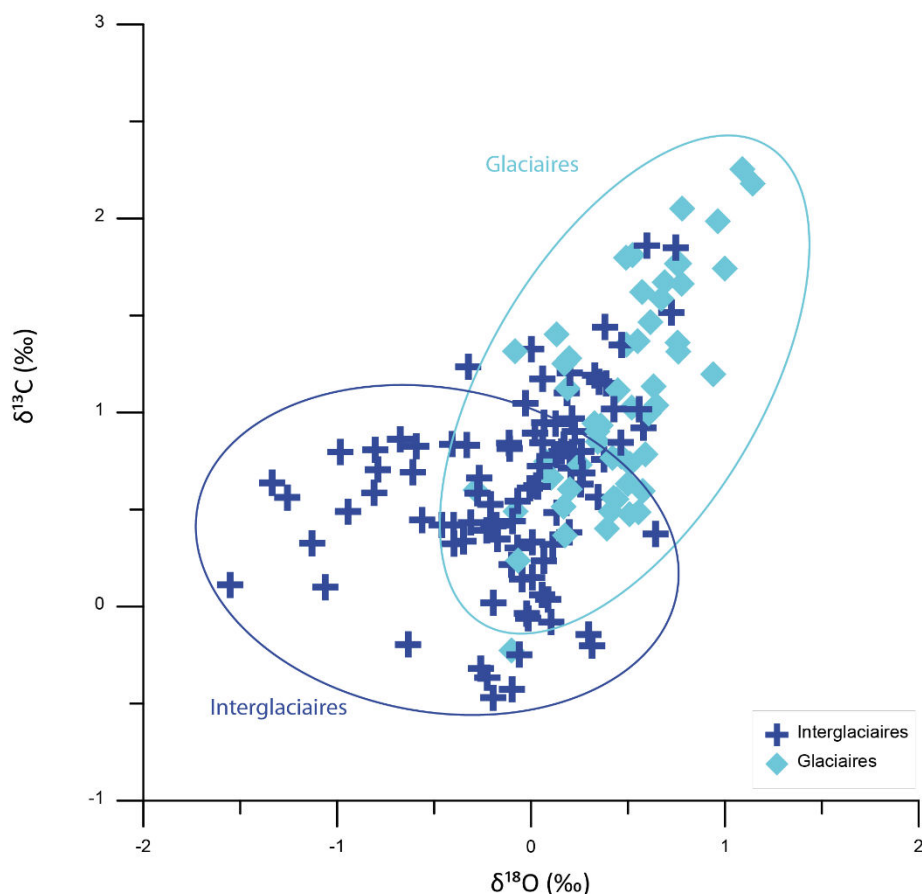


Figure 69 : Relation $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ pour le site U1460. Les losanges bleus correspondent aux valeurs des échantillons caractéristiques des périodes identifiées comme des périodes glaciaires alors que les croix bleues foncées symbolisent les données des périodes interglaciaires. Les ellipses ont été tracées de façon manuelle pour visualiser les deux groupes différents.

La Figure 70 permet de comparer les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et de $\delta^{18}\text{O}$ mesurées dans la *G. ruber* pendant l'Holocène (Shackleton and Vincent, 1978, Williams et al., 1977, Duplessy et al., 1981) avec l'ensemble des données obtenues dans le site U1460. On observe que la grande majorité des valeurs obtenues dans le forage U1460 ne se trouvent pas dans les intervalles définis dans la littérature, pour l'Holocène mais aussi pendant les cycles glaciaires/interglaciaires. En effet, l'ensemble des variations relatives du $\delta^{13}\text{C}$ mesurées dans les foraminifères planctoniques publiés pour le Quaternaire montre toutes des valeurs très positives pendant les périodes interglaciaires et à l'inverse plus faibles pendant les périodes glaciaires. Ce phénomène est global car on le retrouve aussi bien dans l'Océan Atlantique Nord (Venz et al., 1999), dans l'Océan Atlantique Sud (Hodell et al., 2000), dans l'Océan Pacifique Subantarctique (Hodell et al., 2000) et dans l'Océan Indien (Naidu

et al., 1993). Ces valeurs plus importantes pendant les périodes interglaciaires sont souvent reliées à la productivité primaire de surface mais également à la mise en place d'upwellings.

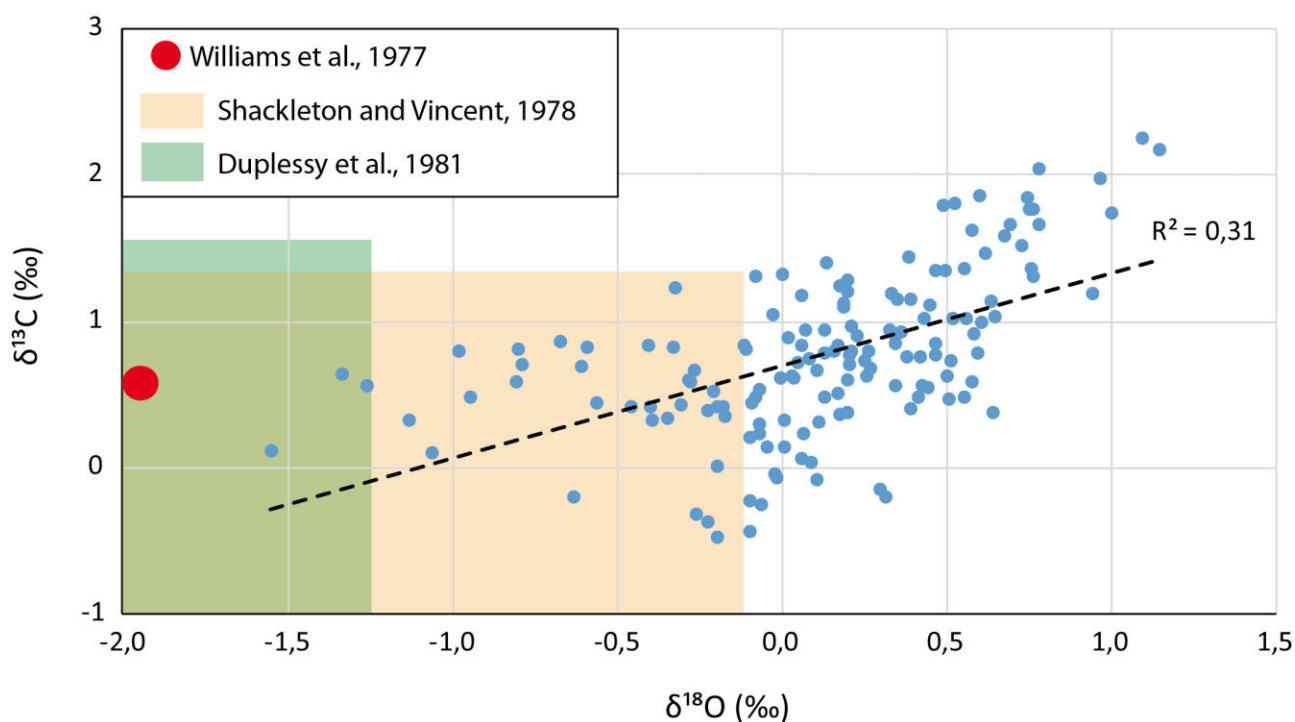


Figure 70 : Données du $\delta^{18}\text{O}$ en fonction du $\delta^{13}\text{C}$ pour le site U1460. La ligne en pointillé noire représente la courbe de régression linéaire ($R^2 = 0,31$). Le cercle rouge représente les données publiées par Williams et al., 1977 (côte Ouest australienne). Le carré vert représente la répartition des données publiée par Duplessy et al., 1981 (Océan Indien) et le carré orange correspond aux données publiées par Shackleton and Vincent, 1978 (large de Madagascar).

Cependant à l'Ouest du continent australien (Spooner et al., 2011) ou au Sud vers la Tasmanie (Passlow et al., 1997), on observe une inversion de ce signal avec des valeurs plus élevées pendant les périodes glaciaires. Spooner et al. (2011) observent une valeur maximale pendant le MIS 10 de 2,11 ‰ et une valeur minimale pendant le MIS 5 de -0,05 ‰. De façon semblable, Passlow et al. (1997) montrent une valeur maximale de 0,8 ‰ pendant le MIS 4 et une valeur minimale pendant le MIS 5 avec -1 ‰. Les résultats de ce travail vont dans le même sens.

Il paraît donc évident que le signal du $\delta^{13}\text{C}$ autour du continent australien montre une « anomalie » par rapport au signal global.

Le $\delta^{13}\text{C}$ mesuré dans les foraminifères planctoniques est généralement utilisé comme proxy de la productivité primaire (Mackensen and Schmiedl, 2019). Cela indiquerait donc, comme pour le site U1461, que la productivité primaire à l'Ouest du continent australien aurait été plus importante pendant les périodes glaciaires. Comme l'avaient énoncé Broecker and Henderson (1998) et Falkowski (1997) de façon hypothétique, la pompe à carbone biologique peut être renforcée par l'apport en fer dans l'océan provoquant ainsi une fertilisation océanique et menant par la suite à un taux de fixation plus élevé de l'azote. Ce cas de figure peut-être tout à fait envisageable autour du

continent australien car les phénomènes atmosphériques pourraient jouer un rôle important dans la fertilisation des océans. Les données produites par l'étude de la carotte sédimentaire du site U1461 suggèrent que les panaches des poussières éoliennes ont pu être très importants à l'occasion des tempêtes majeures. Ces phénomènes étant plus fréquents et renforcés sur l'Ouest du continent australien pendant les grandes glaciations (MIS 2 et MIS 12).

Une autre explication a également été envisagée par Spooner et al. (2011). Il a interprété les valeurs plus élevées du $\delta^{13}\text{C}$ pendant les périodes glaciaires par l'apport de nutriments lié à un phénomène d'upwelling le long de la côte Ouest australienne qui aurait exacerbé la productivité. Le phénomène d'upwelling sur la côte Ouest australienne a été envisagé par de nombreux autres auteurs, notamment autour de la Péninsule de Ningaloo (Xu et al., 2013) et à l'extrême Sud-Ouest sur le Plateau Naturaliste (Gersbach et al., 1999, Webb and Morris, 1984). Cependant, à l'inverse des upwellings concentrés au niveau de la côte Sud australienne (James, 1997, James et al., 2001), les upwellings de la côte Ouest sont des phénomènes épisodiques de courtes durées qui ont lieu pendant l'été et qui dépendent essentiellement de l'intensité du courant de Leeuwin.

Cependant, même si la présence d'un potentiel upwelling pendant les périodes glaciaires a été évoqué dans certaines études (Wells and Wells, 1994, McCorkle et al., 1994), il semblerait que l'apport d'eaux riches en nutriments soit plutôt le résultat d'une intensification du *Western Australian Current* (WAC) provoqué à l'inverse par une diminution de l'intensité du LC. Cette hypothèse est à ce jour la plus plébiscitée.

Concernant la tendance à long terme et de manière similaire aux variations relatives des clusters des foraminifères benthiques (Figure 63) et à la faune benthique, les mesures du $\delta^{13}\text{C}$ montrent également un brusque changement dans l'amplitude des données. A partir du MIS 12 et jusqu'à la fin du MIS 11, les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ présentent une amplitude beaucoup plus faible que les périodes précédentes et suivantes (Figure 71, encadré rouge). Cela est également observé dans l'étude de Spooner et al. (2011).

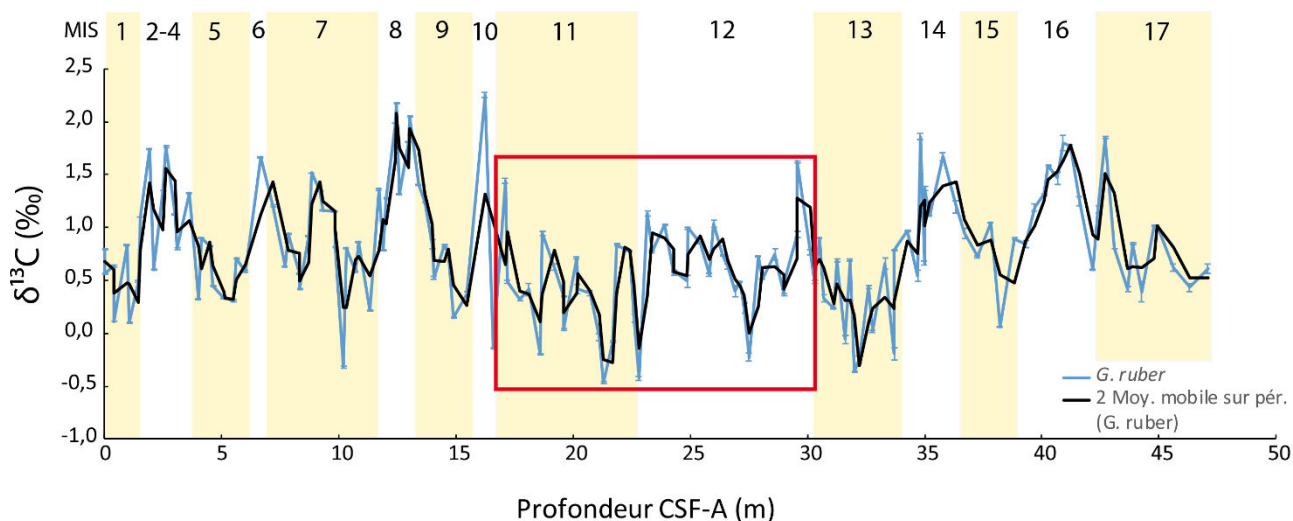


Figure 71 : Valeur du $\delta^{13}\text{C}$ (en ‰) mesurées dans le foraminifère planctonique *G. ruber*. Les bandes jaunes correspondent aux périodes interglaciaires. Le carré rouge représente la période d'intérêt (MIS 11 et MIS 12).

IV) DISTRIBUTION DE *G. MENARDII* ET IMPLICATION PALEO-CLIMATIQUE

L'espèce planctonique *Globorotalia menardii* montre une distribution qui peut-être découpée en deux périodes distinctes : du MIS 17 au MIS 12 et du MIS 11 au MIS 1 (Figure 56). Du MIS 17 au MIS 12 l'abondance de *G. menardii* est très faible avec une moyenne de 100 individus par gramme de sédiment. A partir du MIS 11 et jusqu'au MIS 1 son abondance suit les cycles climatiques avec une forte présence durant les périodes interglaciaires.

Ce changement correspond à l'événement de Brunhes Moyen (MBE), qui a marqué la transition entre les stades isotopiques 11 et 12 (430 000 ans), et pourrait être mis en relation avec la circulation océanique. En effet, l'espèce *G. menardii* caractérise une eau de surface relativement chaude (entre 24 et 29°C) (Kucera, 2007) avec une température optimale de développement comprise entre 27,7 (Schmidt et al., 2004) et 28,6°C (Prell et al., 1999). Il est donc fort probable que pendant la période où *G. menardii* était peu abondante, la température ait été moins élevée, ne correspondant ainsi pas à la température optimale de son développement.

Dans le Bassin de Perth la température de surface est généralement élevée grâce à l'influence du courant de Leeuwin qui rapporte de l'Océan Pacifique des eaux chaudes et pauvres en nutriments. En effet, celui-ci est caractérisé par une température de surface de ~29°C pendant le mois de Février et de ~27°C pendant le mois d'Août au Nord-Ouest du continent australien (Feng and Meyers, 2003, Spooner et al., 2011).

Le proto-courant de Leeuwin s'est mis en place il y a 2 ou 3 millions d'années (Wyrwoll et al., 2009). Cependant, la période de mise en place sous sa version moderne n'est encore pas connue. En effet, les enregistrements les plus complets prouvant l'existence d'un courant de Leeuwin s'arrêtent au MIS 11 (Spooner et al., 2011). Certains auteurs s'accordent pour dire que le LC moderne se serait installé entre 0,8 Ma et 0,4 Ma, pendant le Pléistocène Moyen (Spooner et al., 2011, Kendrick et al., 1991) ou encore entre 1,6 et 0,8 Ma (Gallagher et al., 2009).

L'hypothèse proposée dans cette étude, à l'issue de l'interprétation des résultats obtenus, est que le MIS 11 correspondrait à la stabilisation ou l'intensification du LC. Cette période correspond également à une période d'intensification de la *Pacific Warm Pool* et donc de l'ITF avec notamment la mise en place de la plupart des récifs coralliens au Nord-Ouest de l'Australie (Gallagher et al., 2014). Cependant, par la suite, le LC ne serait seulement actif que pendant les phases interglaciaires à cause du niveau marin trop faible pendant les périodes glaciaires.

Dans l'Atlantique du Sud, Caley et al. (2012) ont démontré une variation de la position du front sub-tropical (STF) via l'enregistrement de la *G. menardii* de part et d'autre de la pointe Sud du continent africain. En effet, la présence de *G. menardii* à l'Ouest du continent africain était due à une forte intrusion du courant des Aiguilles (*Agulhas current*) favorisant ainsi les échanges entre les océans Indien et Atlantique (Caley et al., 2012) (Figure 72). Cependant cette intrusion se trouve très réduite, voire stoppée, pendant les périodes de migration du STF vers le Nord. Cette migration extrême du STF vers le Nord pendant les périodes glaciaires semble, de plus, coïncider avec une périodicité de 400 000 ans. Ceci est intéressant car ces périodes successives de migration extrême du STF vers le Nord correspondent à des changements importants de modes dans le climat global au Quaternaire. En effet, la période centrée entre 800 ka et 1 200 ka encadre la MPT (*Mid-Pleistocene Transition*) alors que celle de 400 ka correspond au MBE (Caley et al., 2012).

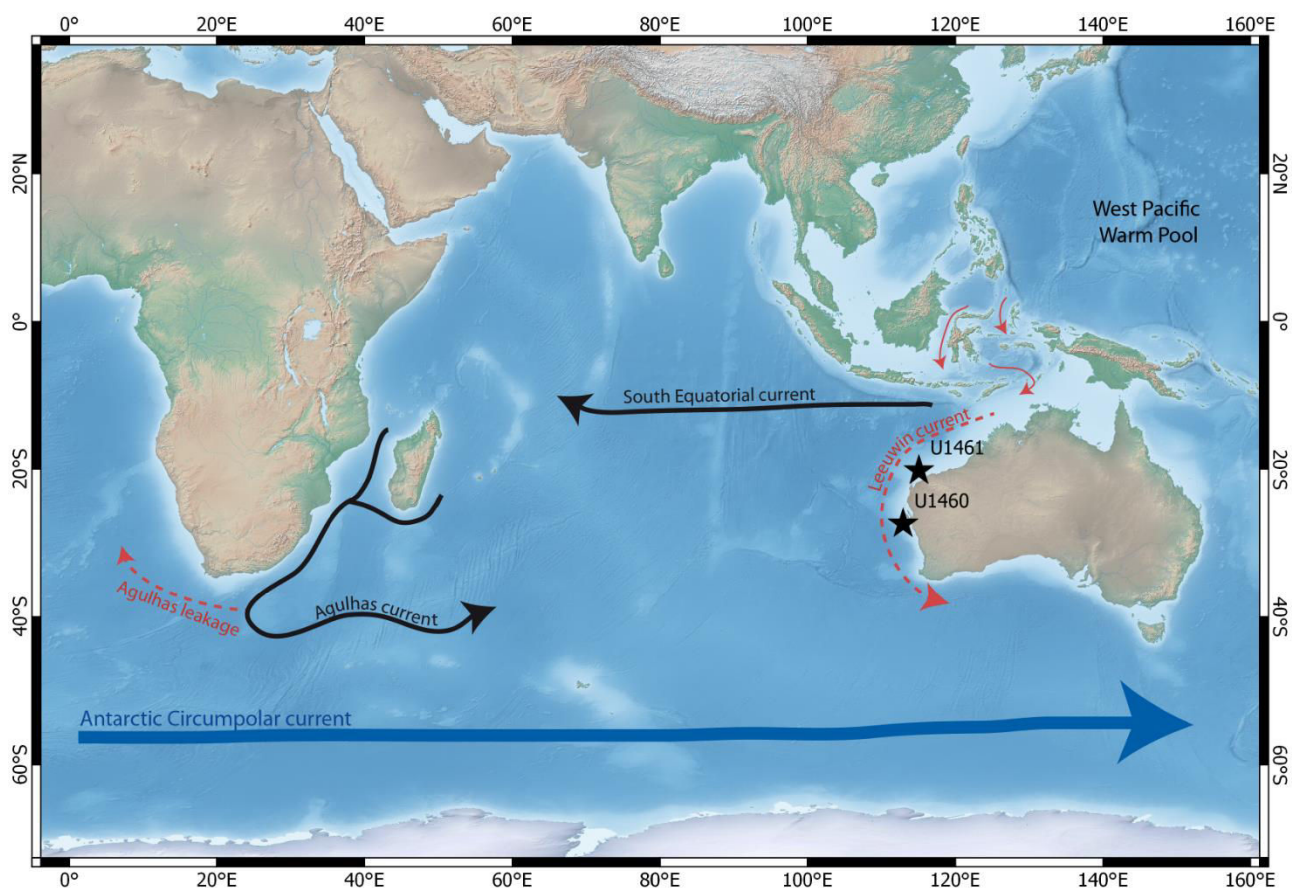


Figure 72 : Circulation océanique dans l'Océan Indien. Les courants représentés par des flèches à traits pleins sont les courants stables (South Equatorial current, Antarctic Circumpolar current) alors que ceux représentés par des flèches pointillées sont les courants fluctuant suivant les périodes (LC et Agulhas current).

De plus, il est maintenant établi que l'Océan Pacifique contribue pour plus de 50 % au courant des Aiguilles (*Agulhas Current*) et ce, par le biais de l'Indonesian Throughflow (Durgadoo et al., 2017). Parallèlement, sur la côte Ouest australienne, c'est le LC est qui est également alimenté par l'ITF. Comme Caley et al., (2012) l'ont démontré, l'*Agulhas leakage* se développe pendant des périodes où le courant des Aiguilles est renforcé par l'intensification de l'ITF. Cette intensification est aussi le moteur présumé de la mise en place du LC. Avec ces résultats, on peut donc conclure qu'il existe une forte connexion entre le Nord-Est de l'Australie et le Sud du continent africain. Si l'on raisonne de manière globale, la mise en place de l'*Agulhas leakage* correspondrait donc également à un ITF renforcé et intense mais aussi à la mise en place de courant de Leeuwin. En d'autre terme le LC serait l'équivalent de l'*Agulhas leakage* à l'Ouest de l'Australie.

V) CONCLUSION

De façon synthétique, l'étude des sédiments du Site U1460 nous a permis :

- De démontrer que pendant les périodes glaciaires il y avait un important flux saisonnier de matière organique provenant probablement d'une productivité primaire accrue mais également un hydrodynamisme important sur le fond avec notamment la forte abondance du genre *Quinqueloculina*.
- De montrer que pendant les périodes interglaciaires une stratification des eaux a entraîné une faible oxygénation des eaux de fond entraînant ainsi une quasi absence des coraux et des bryozoaires ainsi que des valeurs faibles de $\delta^{13}\text{C}$.
- De mettre en évidence un découpage de l'enregistrement en trois grandes phases ; avec une première phase (MIS 17-13) caractérisée par une stratification des eaux importante ainsi qu'un appauvrissement en oxygène dissous et ce particulièrement pendant le MIS 13, ce qui pourrait correspondre à une période accrue de la mousson australienne. La deuxième phase (MIS 12-11) est caractérisée par un milieu bien oxygéné avec une concentration en nutriment importante. Quant à la troisième phase elle est caractérisée par les variations climatiques.
- De montrer via les enregistrements du $\delta^{13}\text{C}$ que la productivité primaire de surface était plus importante pendant les périodes glaciaires que pendant les périodes interglaciaires autour du continent australien et ce probablement grâce à la fertilisation par l'apport de poussières.
- De prouver un changement majeur et soudain de la circulation océanographique au cours de l'événement de Bruhnes Moyen (MIS 11) avec comme hypothèse majeure la mise en place du courant de Leeuwin moderne.

VI) REFERENCES

- ALBANI, A. & JOHNSON, K. 1975. Resolution of foraminiferal biotopes in Broken Bay, NSW. *Journal of the Geological Society of Australia*, 22, 435-446. doi.org/10.1080/00167617508728909
- AMINI, Z. Z., ADABI, M. H., BURRETT, C. F. & QUILTY, P. G. 2004. Bryozoan distribution and growth form associations as a tool in environmental interpretation, Tasmania, Australia. *Sedimentary Geology*, 167, 1–15. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.01.010
- AUGUSTIN, L., BARBANTE, C., BARNES, P. R., BARNOLA, J. M., BIGLER, M., CASTELLANO, E., CATTANI, O., CHAPPELLAZ, J., DAHL-JENSEN, D. & DELMONTE, B. 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429, 623-628. doi: 10.1038/nature02599
- BARD, E. & RICKABY, R. E. 2009. Migration of the subtropical front as a modulator of glacial climate. *Nature*, 460, 380. doi.org/10.1038/nature08189
- BROECKER, W. S. & HENDERSON, G. M. 1998. The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO₂ changes. *Paleoceanography*, 13, 352-364. doi.org/10.1029/98PA00920
- CAIRNS, S. D. 1998. Azooxanthellate Scleractinia (Cnidaria: Anthozoa) of Western Australia. *Records of the Australian Museum*.
- CAIRNS, S. D. 1999. Species richness of recent Scleractinia. *Atoll Res. Bull.* 459:1–46
- CAIRNS, S. D. 2004. The azooxanthellate Scleractinia (Coelenterata: Anthozoa) of Australia. *Records of the Australian Museum*, 56, 329.
- CAIRNS, S. D. & KITAHARA, M. V. 2012. An illustrated key to the genera and subgenera of the Recent azooxanthellate Scleractinia (Cnidaria, Anthozoa), with an attached glossary. *ZooKeys*, 1. doi : 10.3897/zookeys.227.3612
- CALEY, T., GIRAudeau, J., MALAIZÉ, B., ROSSIGNOL, L. & PIERRE, C. 2012. Agulhas leakage as a key process in the modes of Quaternary climate changes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109, 6835-6839. doi.org/10.1073/pnas.1115545109
- DE NOOIJER, L. J., DUIJNSTEE, I. A. P., BERGMAN, M. J. N. & VAN DER ZWAAN, G. J. 2008. The ecology of benthic foraminifera across the Frisian Front, southern North Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 78, 715-726. doi.org/10.1016/j.ecss.2008.02.015
- DE POURTALÈS, L. F. 1869. Contributions to the fauna of Gulf-stream at great depths. *Journal of Natural History*, 3, 87-92.
- DEIK, H., REUNING, L., PETRICK, B. & TAKAYANAGI, H. 2019. Hardened faecal pellets as a significant component in deep water, subtropical marine environments. *The Depositional Record*, 5, 348-361. doi.org/10.1002/dep2.64
- DUNHAM, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures. *Memoirs, American Association of Petroleum Geologists*, 1, 108–21.
- DUPLESSY, J. C., BÉ, A. W. H. & BLANC, P. L. 1981. Oxygen and carbon isotopic composition and biogeographic distribution of planktonic foraminifera in the Indian Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 33, 9-46. doi.org/10.1016/0031-0182(81)90031-6
- DURGADOO, J. V., RÜHS, S., BIASTOCH, A. & BÖNING, C. W. 2017. Indian Ocean sources of Agulhas leakage. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122, 3481-3499. doi.org/10.1002/2016JC012676

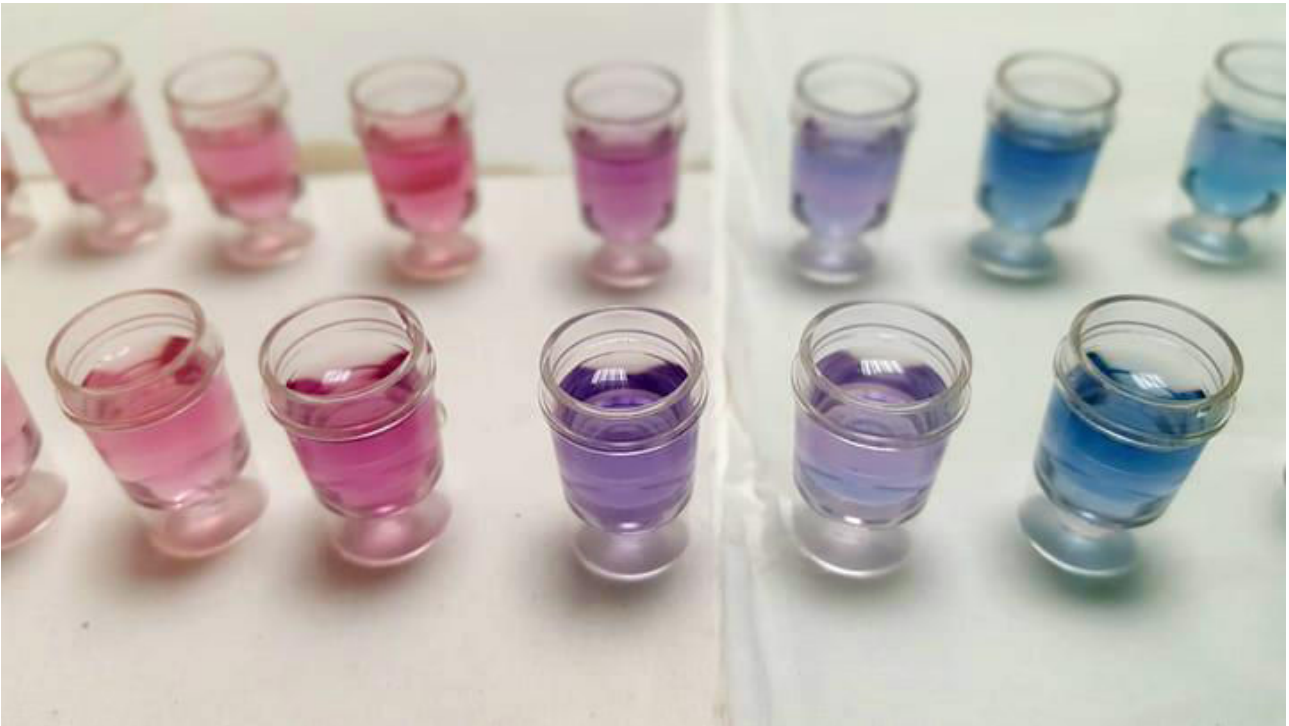
- FALKOWSKI, P. G. 1997. Evolution of the nitrogen cycle and its influence on the biological sequestration of CO₂ in the ocean. *Nature*, 387, 272. doi.org/10.1038/387272a0
- FENG, M. & MEYERS, G. 2003. Interannual variability in the tropical Indian Ocean: a two-year time-scale of Indian Ocean Dipole. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50, 2263-2284. doi.org/10.1016/S0967-0645(03)00056-0
- GALLAGHER, S. J., WALLACE, M. W., LI, C. L., KINNA, B., BYE, J. T., AKIMOTO, K. & TORII, M. 2009. Neogene history of the West Pacific warm pool, Kuroshio and Leeuwin currents. *Paleoceanography*, 24. doi.org/10.1029/2008PA001660
- GALLAGHER, S. J., WALLACE, M. W., HOILES, P. W. & SOUTHWOOD, J. M. 2014. Seismic and stratigraphic evidence for reef expansion and onset of aridity on the Northwest Shelf of Australia during the Pleistocene. *Marine and Petroleum Geology*, 57, 470-481. doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.06.011
- GALLAGHER, S.J., FULTHORPE, C.S., BOGUS, K., AUER, G., BARANWAL, S., CASTAÑEDA, I.S., CHRISTENSEN, B.A., DE VLEESCHOUWER, D., FRANCO, D.R., GROENEVELD, J., GURNIS, M., HALLER, C., HE, Y., HENDERIKS, J., HIMMLER, T., ISHIWA, T., IWATANI, H., JATININGRUM, R.S., KOMINZ, M.A., KORPANTY, C.A., LEE, E.Y., LEVIN, E., MAMO, B.L., MCGREGOR, H.V., MCHUGH, C.M., PETRICK, B.F., POTTS, D.C., RASTEGAR LARI, A., RENEMA, W., REUNING, L., TAKAYANAGI, H., AND ZHANG, W., 2017. Expedition 356 Summary. Proceedings of the International Ocean Discovery Program 356. <http://dx.doi.org/10.14379/iodp.proc.356.106.2017>
- GALLAGHER, S.J., FULTHORPE, C.S., BOGUS, K., AUER, G., BARANWAL, S., CASTAÑEDA, I.S., CHRISTENSEN, B.A., DE VLEESCHOUWER, D., FRANCO, D.R., GROENEVELD, J., GURNIS, M., HALLER, C., HE, Y., HENDERIKS, J., HIMMLER, T., ISHIWA, T., IWATANI, H., JATININGRUM, R.S., KOMINZ, M.A., KORPANTY, C.A., LEE, E.Y., LEVIN, E., MAMO, B.L., MCGREGOR, H.V., MCHUGH, C.M., PETRICK, B.F., POTTS, D.C., RASTEGAR LARI, A., RENEMA, W., REUNING, L., TAKAYANAGI, H., AND ZHANG, W., 2017. Site U1460. Proceedings of the International Ocean Discovery Program 356. <http://dx.doi.org/10.14379/iodp.proc.356.106.2017>
- GERSBACH, G. H., PATTIARATCHI, C. B., IVEY, G. N. & CRESSWELL, G. R. 1999. Upwelling on the southwest coast of Australia—source of the Capes Current? *Continental Shelf Research*, 19, 363-400. doi.org/10.1016/S0278-4343(98)00088-0
- GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G., SCHMITZ, M. & OGG, G. 2012. *The geologic time scale 2012*, Amsterdam, Elsevier, 2 vols., 1144 p.
- HODELL, D. A., CHARLES, C. D. & NINNEMANN, U. S. 2000. Comparison of interglacial stages in the South Atlantic sector of the southern ocean for the past 450 kyr: implications for Marine Isotope Stage (MIS) 11. *Global and Planetary Change*, 24, 7-26. doi.org/10.1016/S0921-8181(99)00069-7
- JAMES, N. P. 1997. The cool-water carbonate depositional realm. *Cool-water carbonate*.
- JAMES, N. P., COLLINS, L. B., BONE, Y. & HALLOCK, P. 1999. Subtropical carbonates in a temperate realm; modern sediments on the Southwest Australian shelf. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 1297-1321. doi.org/10.2110/jsr.69.1297
- JAMES, N. P., BONE, Y., COLLINS, L. B. & KYSER, T. K. 2001. Surficial sediments of the Great Australian Bight: facies dynamics and oceanography on a vast cool-water carbonate shelf. *Journal of Sedimentary Research*, 71, 549-567. doi.org/10.1306/102000710549
- KATZ, M. E., MILLER, K. G., WRIGHT, R. & ROBINSON, E. 1993. Miocene-Pliocene bathyal benthic foraminifera and the uplift of Buff Bay, Jamaica. *Biostratigraphy of Jamaica*, 219, 254.

- KENDRICK, G. W., WYRWOLL, K.-H. & SZABO, B. J. 1991. Pliocene-Pleistocene coastal events and history along the western margin of Australia. *Quaternary Science Reviews*, 10, 419-439. doi.org/10.1016/0277-3791(91)90005-F
- KHARE, N., NIGAM, R., MAYENKAR, D. & SARASWAT, R. 2017. Cluster analysis of benthic foraminiferal morpho-groups from the western margin of India reflects its depth preference. *Continental Shelf Research*, 151, 72-83. doi.org/10.1016/j.csr.2017.10.011
- KUCERA, M. 2007. Chapter six planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments. *Developments in marine geology*, 1, 213-262. doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01011-1
- LISIECKI, L. E. & RAYMO, M. E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*, 20. doi.org/10.1029/2004PA001071
- MACKENSEN, A. & SCHMIEDL, G. 2019. Stable carbon isotopes in paleoceanography: atmosphere, oceans, and sediments. *Earth-Science Reviews*, 197, 102893. doi.org/10.1016/j.margeo.2015.05.005
- MCCORKLE, D., VEEH, H. & HEGGIE, D. 1994. Glacial-Holocene paleoproductivity off western Australia: A comparison of proxy records. *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change*. Springer. doi.org/10.1007/978-3-642-78737-9_20
- MILKER, Y., SCHMIEDL, G., BETZLER, C., RÖMER, M., JARAMILLO-VOGEL, D. & SICCHA, M. 2009. Distribution of recent benthic foraminifera in shelf carbonate environments of the Western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology*, 73, 207-225. doi.org/10.1016/j.marmicro.2009.10.003
- MOISSETTE, P. 2000. Changes in bryozoan assemblages and bathymetric variations. Examples from the Messinian of northwest Algeria. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, 305-326. doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00124-8
- MORIGI, C. 2009. Benthic environmental changes in the Eastern Mediterranean Sea during sapropel S5 deposition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273, 258-271. doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.10.010
- NAIDU, P. D., MALMGREN, B. A. & BORNMALM, L. 1993. Quaternary history of calcium carbonate fluctuations in the western equatorial Indian Ocean (Somali Basin). *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 103, 21-30. doi.org/10.1016/0031-0182(93)90048-N
- PASSLOW, V., PINXIAN, W. & CHIVAS, A. R. 1997. Late Quaternary palaeoceanography near Tasmania, southern Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131, 433-463. doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00015-1
- PRELL, W., MARTIN, A., CULLEN, J. & TREND, M. 1999. The Brown University foraminiferal data base. *IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology, Data Contribution Series*, 27, 237-249.
- QVALE, G. & NIGAM, R. 1985. *Bolivina skagerrakensis*, a new name for *Bolivina* cf. *B. robusta*, with notes on its ecology and distribution. *The Journal of Foraminiferal Research*, 15, 6-12. doi.org/10.2113/gsjfr.15.1.6
- QVALE, G. & VAN WEERING, T. C. E. 1985. Relationship of surface sediments and benthic foraminiferal distribution patterns in the Norwegian Channel (northern North Sea). *Marine Micropaleontology*, 9, 469-488. doi.org/10.1016/0377-8398(85)90014-3
- REIMER, P. J., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J. W., BLACKWELL, P. G., RAMSEY, C. B., BUCK, C. E., CHENG, H., EDWARDS, R. L. & FRIEDRICH, M. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age

- calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887. doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947
- RESIG, J. M. & CHEONG, H.-K. 1997. Pliocene-Holocene benthic foraminiferal assemblages and water mass history, ODP 806B, western equatorial Pacific. *Micropaleontology*, 419-439. doi : 10.2307/1485932
- SARKAR, S. & GUPTA, A. K. 2014. Late Quaternary productivity changes in the equatorial Indian Ocean (ODP Hole 716A). *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 397, 7-19. doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.12.002
- SCHMIDT, D. N., RENAUD, S., BOLLMANN, J., SCHIEBEL, R. & THIERSTEIN, H. R. 2004. Size distribution of Holocene planktic foraminifer assemblages: biogeography, ecology and adaptation. *Marine Micropaleontology*, 50, 319-338. doi.org/10.1016/S0377-8398(03)00098-7
- SCHÖNFELD, J. 2002. Recent benthic foraminiferal assemblages in deep high-energy environments from the Gulf of Cadiz (Spain). *Marine Micropaleontology*, 44, 141-162. doi.org/10.1016/S0377-8398(01)00039-1
- SEIDENKRANTZ, M. S., KOUWENHOVEN, T. J., JORISSEN, F. J., SHACKLETON, N. J. & VAN DER ZWAAN, G. J. 2000. Benthic foraminifera as indicators of changing Mediterranean–Atlantic water exchange in the late Miocene. *Marine Geology*, 163, 387-407. doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00116-4
- SEIDENKRANTZ, M. S., KRISTENSEN, P. & KNUDSEN, K. L. 1995. Marine evidence for climatic instability during the last interglacial in shelf records from northwest Europe. *Journal of Quaternary Science*, 10, 77-82. doi.org/10.1002/jqs.3390100108
- SHACKLETON, N. & VINCENT, E. 1978. Oxygen and carbon isotope studies in recent foraminifera from the southwest Indian Ocean. *Marine Micropaleontology*, 3, 1-13. doi.org/10.1016/0377-8398(78)90008-7
- SPOONER, M. I., DE DECKKER, P., BARROWS, T. T. & FIFIELD, L. K. 2011. The behaviour of the Leeuwin Current offshore NW Australia during the last five glacial–interglacial cycles. *Global and Planetary Change*, 75, 119-132. doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.10.015
- STEGER, K. K. & SMITH, A. M. 2005. Carbonate mineralogy of free-living bryozoans (Bryozoa: Otionellidae), Otago shelf, southern New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 218, 195-203. doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.12.013
- VENZ, K. A., HODELL, D. A., STANTON, C. & WARNKE, D. A. 1999. A 1.0 Myr record of Glacial North Atlantic Intermediate Water variability from ODP site 982 in the northeast Atlantic. *Paleoceanography*, 14, 42-52. doi.org/10.1029/1998PA900013
- WEBB, D. & MORRIS, R. 1984. DSDP Site 258: Evidence for recent nutrient-rich upwelling off Western Australia. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 31, 1265-1272. doi.org/10.1016/0198-0149(84)90062-1
- WELLS, P. E. & WELLS, G. M. 1994. Large-scale reorganization of ocean currents offshore Western Australia during the Late Quaternary. *Marine Micropaleontology*, 24, 157-186. doi.org/10.1016/0377-8398(94)90020-5
- WILLIAMS, D. F., SOMMER II, M. A. & BENDER, M. L. 1977. Carbon isotopic compositions of recent planktonic foraminifera of the Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 391-403. doi.org/10.1016/0012-821X(77)90064-4
- WYRWOLL, K.-H. & MILLER, G. H. 2001. Initiation of the Australian summer monsoon 14,000 years ago. *Quaternary International*, 83, 119-128. doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00034-9

- WYRWOLL, K.-H., GREENSTEIN, B. J. & KENDRICK, G. 2009. The palaeoceanography of the Leeuwin Current: implications for a future world. *Journal of the Royal Society of Western Australia*, vol. 92, no. 2, pp. 37-51.
- XU, J., LOWE, R. J., IVEY, G. N., PATTIARATCHI, C., JONES, N. L. & BRINKMAN, R. 2013. Dynamics of the summer shelf circulation and transient upwelling off Ningaloo Reef, Western Australia. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118, 1099-1125. doi.org/10.1002/jgrc.20098
- YIN, Q. & GUO, Z. 2008. Strong summer monsoon during the cool MIS-13. *Climate of the Past*, European Geosciences Union (EGU) 4, pp. 29-34.

Synthèse et Perspectives



Calibration des colonnes LN par technique colorimétrique avec le noir d'ériochrome

I) SYNTHESE : COMPARAISON DES 2 SITES

Les sites U1460 et U1461 couvrent approximativement le même intervalle de temps et l'étude de ces deux forages nous a démontré que la période comprenant les MIS 12 et 11 (MBE), a été très importante dans la circulation océanique et atmosphérique sur le continent australien.

En effet, le MIS 12 est la période où le transport de poussière était accru sur tout le continent avec notamment un transport sur de longues distances de l'Est vers l'Ouest. Il est aussi prouvé dans notre étude que la période post-MIS 12 correspond à un changement radical dans la circulation océanique et par conséquent à un changement de température des eaux de surface au niveau du Bassin de Perth (Figure 73).

Même si les 2 forages sont éloignés d'environ 850 km, les 2 caractéristiques énoncées ci-dessus ne sont pas indissociables.

L'une des hypothèses pour expliquer le transport de poussière sur de longue distance pourrait reposer sur le fait que pendant des périodes glaciaires intenses (MIS 10-12), le front subtropical (STF) se serait déplacé vers le Nord, entraînant ainsi l'arrêt du courant des Aiguilles (Agulhas current) et affectant par conséquent la force des vents locaux australiens (Bard and Rickaby, 2009, Caley et al., 2012).

Cependant, l'absence du courant des Aiguilles et un ITF réduit ont pu permettre la remontée vers le nord du courant circumpolaire Antarctique (ACC) ou encore l'intensification du WAC (Western Australian Current) et donc induire des températures de surface plus froides en prenant l'avantage sur le courant de Leeuwin. Une fois le courant des Aiguilles à nouveau actif, l'ACC s'est re-déplacé vers le sud laissant ainsi la place prépondérante au courant de Leeuwin avec comme conséquence l'augmentation de la température des eaux de surface permettant ainsi le développement de la *G. menardii*.

Cette variation de la position du STF pourrait donc avoir un contrôle majeur sur les changements climatiques globaux, mais elle pourrait être aussi à l'origine de la mise en place du courant de Leeuwin. En effet, la migration du STF vers le Nord pendant les périodes glaciaires est souvent suivie par de fortes et rapides déglaciations, configuration permettant ainsi la reprise des courants.

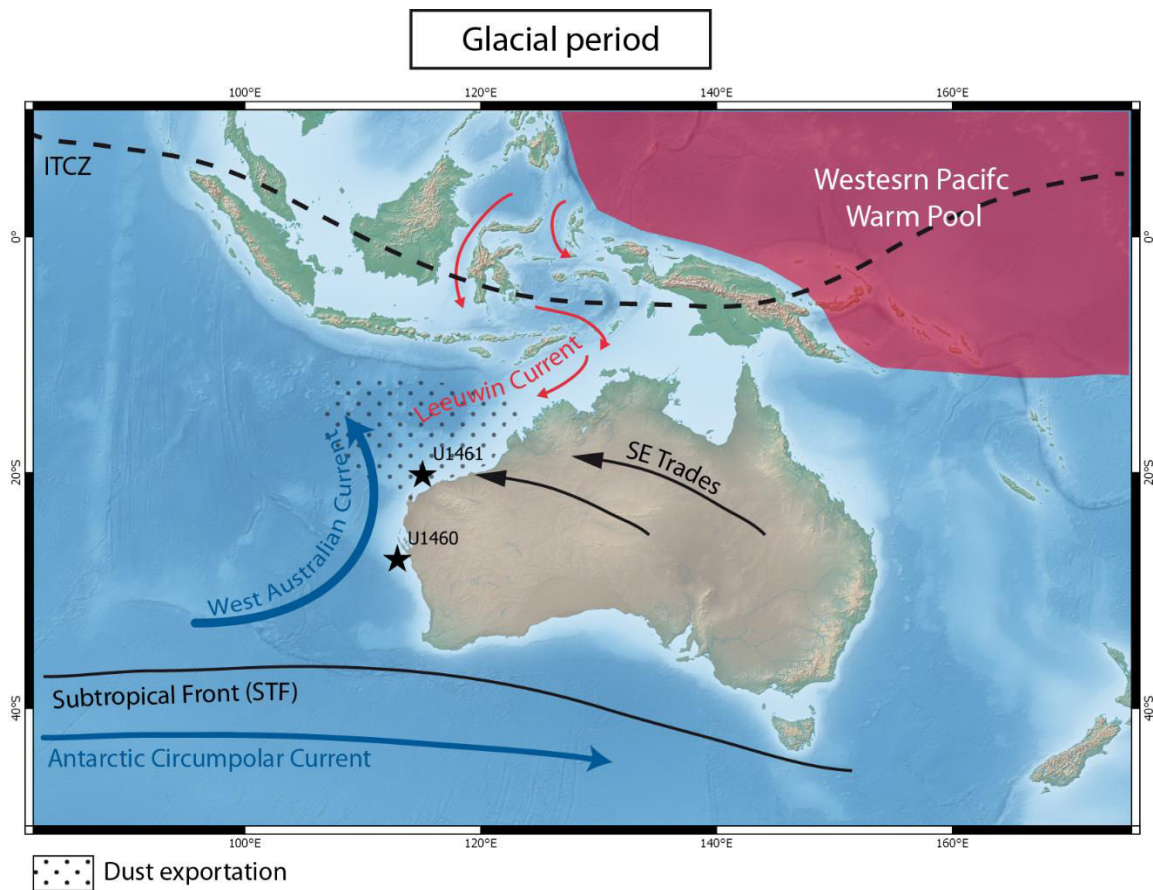


Figure 73 : Configurations océanographiques et atmosphériques de la zone d'étude pendant les périodes glaciaires (haut) et interglaciaires (bas).

II) PERSPECTIVES

➤ Site U1461

Dans un premier temps, il serait nécessaire de se focaliser plus précisément sur l'Holocène en resserrant le pas d'échantillonnage mais également en réalisant de nouvelles mesures isotopiques du strontium sur des échantillons décarbonatés afin de préciser la période d'intensification de la mousson. Dans cette partie de l'Australie, la période d'intensification de la mousson se serait déroulée autour de 6 ka comme l'ont prouvé Wyrwoll et Miller (2001) avec l'étude du Lac Gregory. En effet, le niveau maximum de ce lac a été atteint à cette période et correspondrait à un pulse important de la mousson d'été australienne juste après le dernier maximum glaciaire. Cependant, cet événement semble avoir été de courte durée car des conditions plus arides se sont remises en place immédiatement après (Wyrwoll and Miller, 2001).

Il serait également intéressant de pouvoir récolter d'autres échantillons de poussières et notamment du centre de l'Australie, afin d'avoir le panel le plus complet pour pouvoir le comparer à notre étude et ainsi contraindre la zone d'apport sédimentaire par l'atmosphère plus précisément qu'actuellement.

➤ Site U1460

Pour le Site U1460 il faudrait réaliser des mesures isotopiques du néodyme pour tenter, non pas de tracer les tempêtes de poussières, mais plutôt pour essayer de tracer les différentes masses d'eaux dont la signature serait susceptible d'être « imprimée » dans le sédiment. Cette technique serait un bon moyen de prouver le changement dans la circulation océanographique et notamment la mise en place du courant de Leeuwin. De plus, ce forage présente un enregistrement continu pendant le Pléistocène, ce qui pourrait nous permettre de reconstruire l'histoire complète et précise du courant de Leeuwin pendant ces dernières 2,5 Ma.

Il serait également intéressant de prolonger l'enregistrement de la *Globorotalia menardii* jusqu'à la Transition du Pléistocène Moyen pour pouvoir le comparer à celui de Caley et al. (2012). Cette extension de l'échantillonnage pourrait permettre de mettre en évidence, si il existe, une période d'abondance antérieure de cette espèce à relier à un proto-courant de Leeuwin ou encore à un autre cycle de 400 ka.

III) REFERENCES

- BARD, E. & RICKABY, R. E. 2009. Migration of the subtropical front as a modulator of glacial climate. *Nature*, 460, 380. doi.org/10.1038/nature08189
- CALEY, T., GIRAudeau, J., MALAIZÉ, B., ROSSIGNOL, L. & PIERRE, C. 2012. Agulhas leakage as a key process in the modes of Quaternary climate changes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109, 6835-6839. doi.org/10.1073/pnas.1115545109
- WYRWOLL, K.-H. & MILLER, G. H. 2001. Initiation of the Australian summer monsoon 14,000 years ago. *Quaternary International*, 83, 119-128. doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00034-9

Annexes

I)	Liste taxonomique des foraminifères benthiques identifiés.....	184
II)	Planches des foraminifères benthiques.....	188
III)	Protocole de minéralisation.....	198
IV)	Protocole élution strontium et REE.....	199
V)	Calibration des colonnes In.....	200
VI)	Rendement des colonnes.....	200
VII)	Tableau de données pour les valeurs de Strontium et de Néodyme.....	204
VIII)	Curriculum vitae.....	219
IX)	Article soumis.....	222

I) LISTE TAXONOMIQUE DES FORAMINIFERES BENTHIQUES IDENTIFIES

❖ Site U1461

<i>Ammonia inflata</i> ? (Seguenza, 1862)	<i>Operculina complanata</i> (Defrance, 1822)
<i>Amphistegina</i> spp.	<i>Parrellina verriculata</i> (Brady, 1879)
<i>Asterorotalia concinna</i> (Millett, 1904)	<i>Planispirinella exigua</i> (Brady, 1879)
<i>Astrononion stelligerum</i> (d'Orbigny, 1839)	<i>Planodiscorbis circularis</i> (Sidebottom, 1918)
<i>Bolivina</i> spp.	<i>Peneroplis pertusus</i> (Forskål, 1775)
<i>Cancris</i> spp.	<i>Quinqueloculina</i> spp.
<i>Cassidulina carinata</i> (Silvestri, 1896)	<i>Reussella</i> sp.
<i>Cibicides</i> spp.	<i>Rosalina bradyi</i> (Cushman, 1948)
<i>Cibicidoides lobatulus</i> (Walker and Jacob, 1798)	<i>Rotalinoides gaimardi</i> (d'Orbigny in Fornasini, 1906)
<i>Cymbaloporetta bradyi</i> (Cushman, 1948)	<i>Sagrinella jugosa</i> (Brady, 1879)
<i>Discorbinella bertheloti</i> (d'Orbigny, 1839)	<i>Sahulia barkeri</i> (Hofker, 1978)
<i>Elphidium</i> sp.	<i>Sigmohauerina bradyi</i> (Cushman, 1948)
<i>Elphidium craticulatum</i> (Fichtel and Moll, 1798)	<i>Siphouvigerina porrecta</i> (Brady, 1879)
<i>Gavelinopsis praegeri</i> (Heron-Allen and Earland, 1913)	<i>Spiroloculina</i> sp.
<i>Heterolepa</i> spp.	<i>Textularia</i> spp.
<i>Hyalinea baltica</i> (Gmelin, 1788)	<i>Triloculina</i> sp.
<i>Nonion</i> sp.	

BRADY, H. B. 1879. Memoirs: Notes on some of the Reticularian Rhizopoda of the "Challenger" Expedition. *Journal of Cell Science*, 2, 20-63.

CUSHMAN, J. A. 1948. Foraminifera, their classification and economic use.

D'ORBIGNY, A. 1839. Foraminifères, A. Bertrand.

D'ORBIGNY, H. (1906). Description d'une espèce nouvelle d'Onthophagus de l'Afrique occidentale. *Notes from the Leyden Museum*, 28(1/2), 134-136.

DEFRANCE, M. J. L. 1822. Lenticulites. In: Cuvier, M.F. (Ed.), *dictionnaire des Sciences naturelles*, 25 (1aa-1eo),. Levrault F.G., Strasbourg et Le Normant, Paris, pp. 425–453

FICHTEL, L. V. & MOLL, J. V. 1798. Testacea microscopica aliaque minuta ex generibus Argonauta et Nautilus ad naturam delineata et descripta. *Anton Pichler*, Vienna, 12, 1-123.

FORNASINI, C. 1906. Illustrazione di specie Orbignyane di rotalidi istituite nel 1826. *MEMORIE DELLA REALE ACCADEMIA DELLE SCIENZE DELL'ISTITUTO DI BOLOGNA*. ser. 6 t. 2, p. 61-70., p. 67 pl. 4 fig. 1

Forskål, P., 1775. *Descriptiones Animalium. Hauniae*. Carsten Niebuhr, Copenhagen.

GMELIN, J. F. 1788. *Systema naturae: per Regna tria naturae, secundum classes, ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis*, Beer.

HERON-ALLEN, E. & EARLAND, A. 1913. On some Foraminifera from the North Sea dredged by the fisheries cruiser "Huxley"(International North Sea investigations—England). *J. Quekett microsc. Club*, 12, 121-38.

HOFKER, J. 1978. Biological results of the Snellius expedition XXX: the foraminifera collected in 1929 and 1930 in the eastern part of the Indonesian Archipelago

MILLETT, F. W. 1904. X.—Report on the Recent Foraminifera of the Malay Archipelago collected by Mr. A. Durrand, FRMS—Part XVI. *Journal of the Royal Microscopical Society*, 24, 489-506.

SEGUENZA, G. 1862. Prime ricerche intorno ai rizopodi fossili delle argile pleistoceniche dei dintorni di Catania.

SIDEBOTTOM, H. 1918. Report on the Recent foraminifera dredged off the east coast of Australia, HMS "Dart", station 19 (May 14, 1895) lat 29 22'S, long 153 51'E, 465 fathoms, pteropod ooze. *Journal of the Royal Microscopical Society*, 1918, 249-264.

SILVESTRI, D. F. 1896. Una Escursione in Tunisia:(Symphyla, Chilopoda, Diplopoda).

WALKER, G. & JACOB, E. 1798. Adam's Essays on the Microscope. Essays on Microscope, Dillon and Keating, London.

❖ Site U1460

<i>Ammonia</i> sp.	<i>Hoeglundina elegans</i> (d'Orbigny, 1826)
<i>Amphicoryna</i> spp.	<i>Hyalinea balthica</i> (Gmelin, 1788)
<i>Astrononion</i> sp.	<i>Lagena</i> sp.
<i>Bolivina</i> sp.	<i>Lamarckina</i> sp.
<i>Bolivina skagerrakensis</i> (Qvale and Nigam, 1985)	<i>Lenticulina</i> sp.
<i>Brizalina</i> sp.	<i>Melonis</i> sp.
<i>Bulimina</i> sp.	<i>Montfortella</i> sp.
<i>Cancris</i> sp.	<i>Planorbulina</i> sp.
<i>Cassidulina</i> sp.	<i>Planodiscorbis circularis</i> (Sidebottom, 1918)
<i>Cibicides</i> sp.	<i>Plotnikovina timorea</i> (Loeblich and Tappan, 1994)
<i>Cibicidoides lobatulus</i> (Walker and Jacob, 1798)	<i>Quinqueloculina</i> sp.
<i>Cymbaloporetta bradyi</i> (Cushman, 1948)	<i>Rosalina bradyi</i> (Cushman, 1948)
<i>Discorbinella</i> sp.	<i>Sahulia barkeri</i> (Hofker, 1978)
<i>Discorbinella bertheloti</i> (d'Orbigny, 1839)	<i>Sigmoidella elegantissima</i> (Brady et al., 1870)
<i>Discorbis</i> sp.	<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> (Silvestri, 1904)
<i>Elphidium</i> sp.	<i>Siphonina</i> sp.
<i>Eouvigerina</i> sp.	<i>Siphouvigerina porrecta</i> (Brady, 1879)
<i>Fissurina</i> sp.	<i>Stomatorbina concentrica</i> (Parker and Jones, 1865)
<i>Gaudryina</i> sp.	<i>Textularia</i> sp.
<i>Gavelinopsis praegeri</i> (Heron-Allen and Earland, 1913)	<i>Transversigerina transversa</i> (Brady, 1879)
<i>Globocassidulina</i> sp.	<i>Trifarina</i> sp.
<i>Gyroidina</i> spp.	<i>Uvigerina</i> sp.
<i>Heterolepa dutemplei</i> (d'Orbigny, 1846)	

BRADY, H. B., PARKER, W. K. & JONES, T. R. 1870. X. A Monograph on the Genus Polymorphina. *Transactions of the Linnean Society of London*, 197-253.

BRADY, H. B. 1879. Memoirs: Notes on some of the Reticularian Rhizopoda of the "Challenger" Expedition. *Journal of Cell Science*, 2, 20-63.

CUSHMAN, J. A. 1918. *The foraminifera of the Atlantic Ocean*, US Government Printing Office.

CUSHMAN, J. A. 1948. Foraminifera, their classification and economic use.

D'ORBIGNY, A. 1839. *Foraminifères*, A. Bertrand.

D'ORBIGNY, A. 1846. *Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien*, Gide et Comp.

D'ORBIGNY, A. D. 1826. Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. *Annales des Sciences Naturelles*. Series. 96-314.

FICHTEL, L. V. & MOLL, J. V. 1798. Testacea microscopica aliaque minuta ex generibus Argonauta et Nautilus ad naturam delineata et descripta. *Anton Pichler, Vienna*, 12, 1-123.

GMELIN, J. F. 1788. *Systema naturae: per Regna tria naturae, secundum classes, ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis*, Beer.

HERON-ALLEN, E. & EARLAND, A. 1913. On some Foraminifera from the North Sea dredged by the fisheries cruiser "Huxley" (International North Sea investigations—England). *J. Quekett microsc. Club*, 12, 121-38.

- HOFKER, J. 1978. Biological results of the Snellius expedition XXX: the foraminifera collected in 1929 and 1930 in the eastern part of the Indonesian Archipelago.
- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. 1994. Cushman Foundation for Foraminiferal Research. *Foraminifera of the Sahul Shelf and Timor Sea*.
- PARKER, K. W. & JONES, R. T. 1865. VI. On some foraminifera from the North Atlantic and Arctic Oceans, including Davis Straits and Baffin's Bay. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 325-441.
- QVALE, G. & NIGAM, R. 1985. *Bolivina skagerrakensis*, a new name for *Bolivina* cf. *B. robusta*, with notes on its ecology and distribution. *The Journal of Foraminiferal Research*, 15, 6-12.
- SIDEBOTTOM, H. 1918. Report on the Recent foraminifera dredged off the east coast of Australia, HMS "Dart", station 19 (May 14, 1895) lat 29 22'S, long 153 51'E, 465 fathoms, pteropod ooze. *Journal of the Royal Microscopical Society*, 1918, 249-264.
- SILVESTRI, A. 1904. Ricerche strutturali su alcune forme dei Trubi di Bontfornello (Palermo). *Memorie della Pontificia Accademia Romana dei Nuovi Lincei*, 22, 235-276
- WALKER, G. & JACOB, E. 1798. Adam's Essays on the Microscope. *Essays on Microscope, Dillon and Keating, London*.

Planche 1

- 1) *Cancris oblongus* (Williamson, 1858)
- 2) *Uvigerina* sp.
- 3) *Rectuvigerina* sp.
- 4) *Brizalina* sp.
- 5) *Marginulopsis* sp.
- 6) *Bolivina* sp.
- 7) *Textularia* sp.
- 8) *Sagrinella jugosa* (Brady, 1884)
- 9) *Spiroloculina* sp.

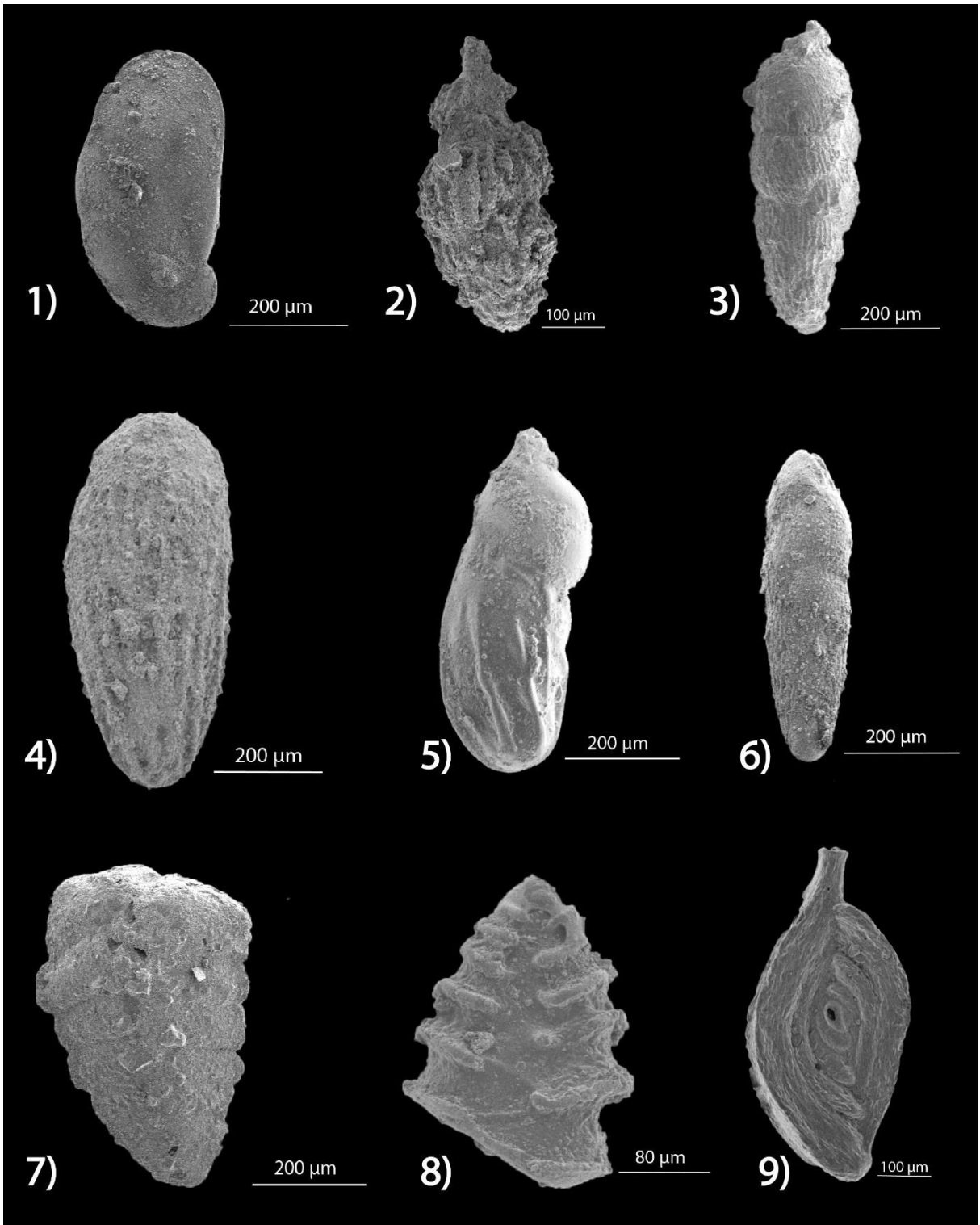


Planche 2

- 1) *Lagena vulgaris* var. *bicamerata* (Jones, 1874)
- 2) *Lagena* sp.
- 3) *Amphicoryna* sp.
- 4) *Siphonodosaria lepidula* (Schwager, 1866)
- 5) *Vaginulopsis* sp.
- 6) *Hyalinonetrion distomapolitum* (Parker & Jones, 1865)
- 7) *Fissurina* sp.
- 8) *Reussella spinulosa* (Reuss, 1850)
- 9) *Amphistegina papillosa* (Said, 1949)

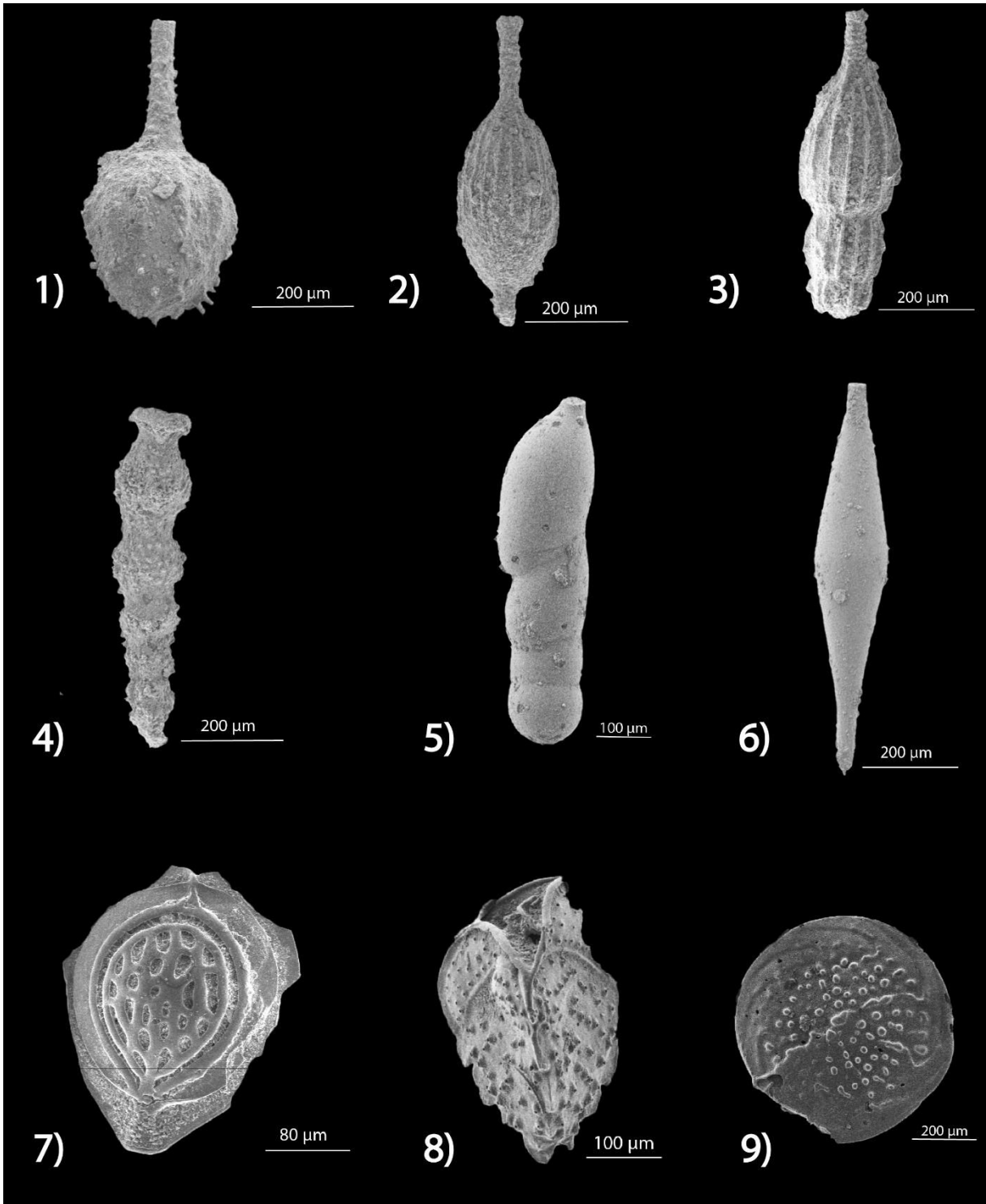


Planche 3

- 1) *Quinqueloculina seminula* (Linnaeus, 1758)
- 2) *Triloculina* sp.
- 3) *Plotnikovina compressa* (Cushman, 1935)
- 4) *Hauerina ornatissima* (Karrer, 1868)
- 5) *Discorbinella bertheloti* (d'Orbigny, 1839)
- 6) *Cymbaloporetta* sp.
- 7) *Planorbulina* sp.
- 8) *Operculina* sp.
- 9) *Sigmoilopsis schlumbergeri* (Silvestri, 1904)

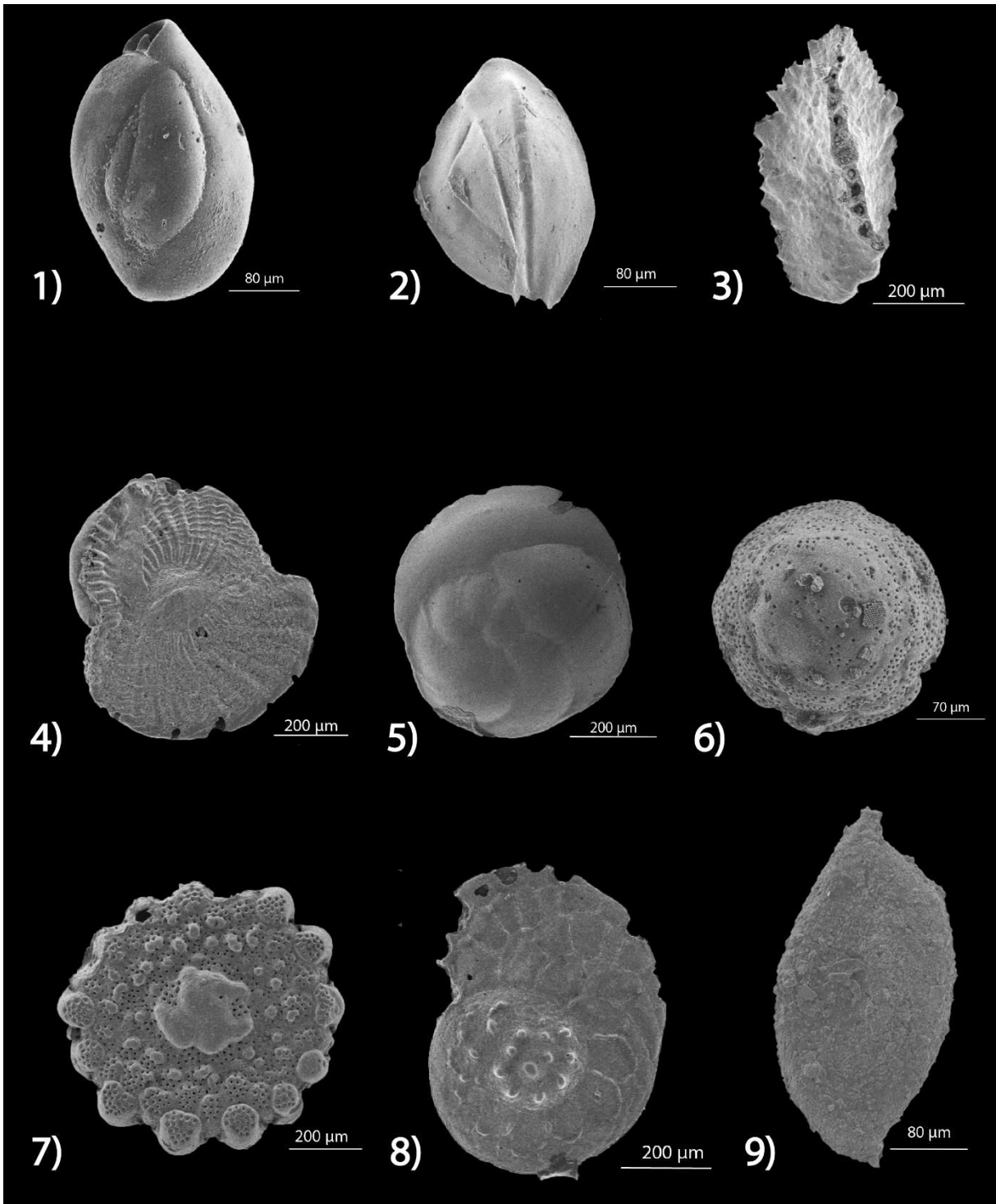


Planche 4

- 1) *Neoeponides margaritifer* (Brady, 1881)
- 2) *Pseudorotalia schoeteriana* (Parker et Jones 1862)
- 3) *Elphidium crispum* (Linnaeus, 1758)
- 4) *Cribrononion* sp.
- 5) *Elphidium* sp.
- 6) *Hyalinea balthica* (Schröter in Gmelin, 1791)
- 7) *Hoeglundina elegans* (vue ventrale) (d'Orbigny, 1826)
- 8) *Hoeglundina elegans* (vue dorsale) (d'Orbigny, 1826)
- 9) *Lenticulina* sp.

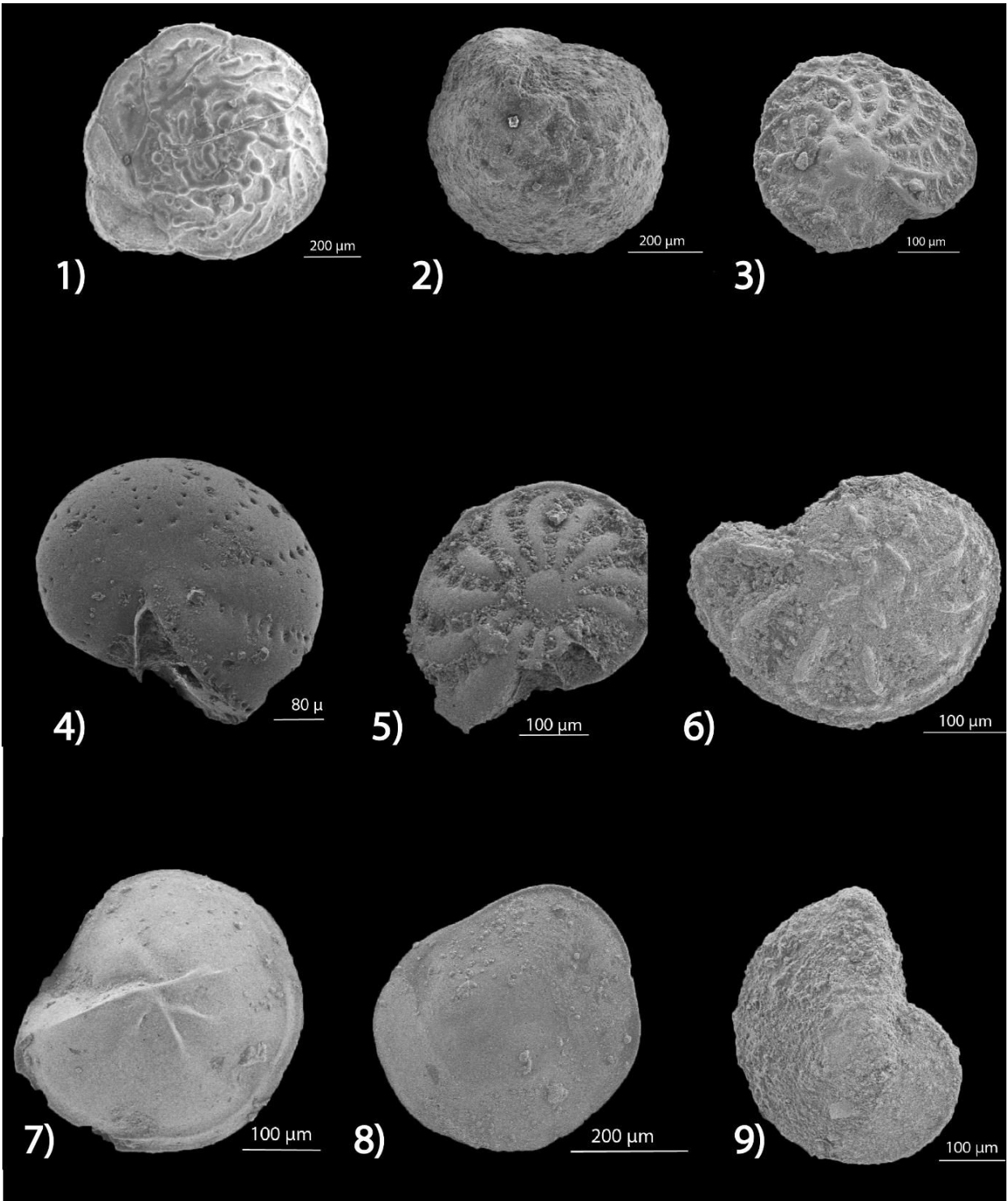
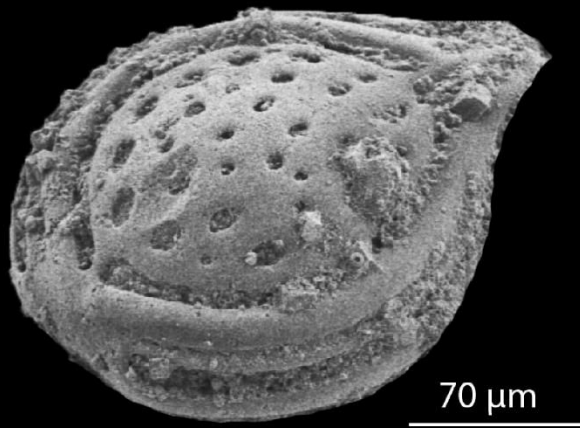


Planche 5

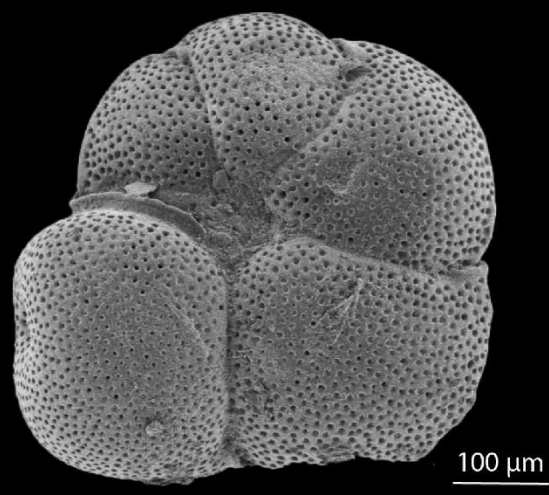
- 1) *Fissurina* sp.
- 2) *Cibicidoides lobatulus* (face ventrale) (Walker & Jacob, 1798)
- 3) *Cibicidoides lobatulus* (face dorsale) (Walker & Jacob, 1798)

1)



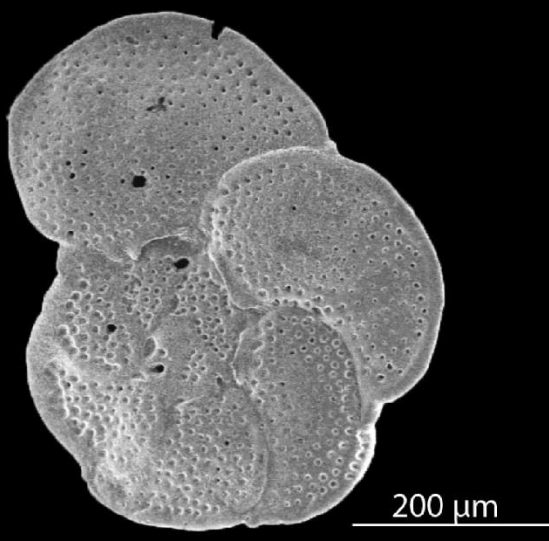
70 μm

2)



100 μm

3)



200 μm

III) PROTOCOLE DE MINERALISATION

Protocole adapté pour des masses de MES à minéraliser de l'ordre de 30 à 40 mg maxi.

Pesée de la matière sur balance :

- **Etape facultative si tout se passe correctement.** Humidifier le fond du réacteur Téflon avec de l'eau mQ (éviter l'électrostatisme et le risque d'éjection de la matière hors du Savillex). Tarer.

- Introduire les MES. Peser.

Minéralisation :

Conditionnement et destruction des carbonates :

- Ajout de 0,5 ml d'HNO₃ concentré. Passage aux ultra-sons pendant 15 min. Cette étape permet d'humecter le maximum de surface des particules.

Minéralisation des silicates :

- Ajout de 0,5 ml d'HF. Passage aux ultra-sons (5 min ou plus)
- Mise sur plaque chauffante, réacteur fermé à 100°C pendant 12H minimum.
- Retirer le réacteur de la plaque. Laisser refroidir (condensation des vapeurs)
- Evaporation à sec à température modérée (<100°C) pour éviter la perte des éléments volatils.

Minéralisation de la matière organique :

- Reprise dans 0,5 ml d'HNO₃ concentré. Passage aux ultra-sons (5 min)
- Mise sur plaque chauffante, réacteur fermé à 100°C pendant 4H.
- Laisser refroidir.
- Ajout de 0,6 ml d'H₂O₂ en 3 prises successives de 0,2 ml pour éviter un emballement de la réaction de dégradation de la M.O. Contrôler entre chaque ajout que la réaction est inerte (plus de dégazage de CO₂). A chaque ajout, passer les Savillex brièvement aux ultra-sons. Au besoin, si la réaction est intense, relâcher un peu de pression en ouvrant délicatement le bouchon du réacteur.
- Si la solution apparaît limpide après cette opération, passer à l'étape de reprise de l'échantillon. Sinon, après évaporation à sec à 50°C, réitérer toute la partie consacrée à la destruction de la matière organique.

Reprise de l'échantillon :

- Evaporation à sec à 50°C maximum car la dégradation de H₂O₂ s'accompagne de projections à trop haute température (risque de perte d'échantillon).
- Reprise du résidu dans 2 ml d'HNO₃ concentré.
- A ce stade l'échantillon est prêt à être dilué en vue de l'analyse finale

IV) PROTOCOLE ELUTION STRONTIUM ET REE

PROTOCOLE DE SÉPARATION Sr.		
Colonne Sr-SPEC	Colonne TRU-SPEC	
<input type="checkbox"/> 250 L de résine	<input type="checkbox"/> 250 L de résine	
<input type="checkbox"/> Lavage 1 mL HCl 6N	<input type="checkbox"/> Lavage 2 x 2 mL H ₂ O MQ	
<input type="checkbox"/> Lavage 2 x 2 mL HNO ₃ 0,05N		
<input type="checkbox"/> Conditionnement 2 x 0,5 mL HNO ₃ 2 N	<input type="checkbox"/> Conditionnement 2 x 0,5 mL HNO ₃ 1 N	
<input type="checkbox"/> Empiler Sr sur TRU		
<input type="checkbox"/> dépôt 1 mL d'échantillon (HNO ₃ 2 N)		acides utilisés :
<input type="checkbox"/> 0,2 mL HNO ₃ 2 N		HNO₃ : 2N, 7N, 0,05N et 1N.
<input type="checkbox"/> 0,2 mL HNO ₃ 2 N		
<input type="checkbox"/> 0,2 mL HNO ₃ 2 N		HCl : 6N, 0,2N et 0,25N
<input type="checkbox"/> Découplage des colonnes		
<input type="checkbox"/> 2 x 0,25 mL HNO ₃ 7 N	<input type="checkbox"/> Rincer 0,5 mL HNO ₃ 1 N	
<input type="checkbox"/> 1 mL HNO ₃ 7N	<input type="checkbox"/> Rincer 0,5 mL HNO ₃ 1 N	
<input type="checkbox"/> 3 x 0,1 mL HNO ₃ 2 N	<input type="checkbox"/> Rincer 0,5 mL HNO ₃ 1 N	
<input type="checkbox"/> Placer bécher récup Sr		<input type="checkbox"/> Disposer pilulier REE
<input type="checkbox"/> 2 x 0,25 mL HNO ₃ 0,05 N		<input type="checkbox"/> 0,2 mL H ₂ O MQ
<input type="checkbox"/> 0,5 mL HNO ₃ 0,05 N		<input type="checkbox"/> 0,2 mL H ₂ O MQ
<input type="checkbox"/> BECHER POUBELLE		<input type="checkbox"/> 0,2 mL H ₂ O MQ
FIN		<input type="checkbox"/> 0,5 mL H ₂ O MQ
		<input type="checkbox"/> Découplage des colonnes
	FIN	Récupérer résine Sr et Thru spec

Calibration des Ln avec HNO₃ 0,05M

Mise à jour Catherine Jeandel le 16 février 2017

Les colonnes Ln-spec sont calibrées après leur conditionnement, lorsque leur rendement est inférieur à 90 % ou quand du samarium est élué avec le néodyme. Lors de la calibration, les débits à l'acide chlorhydrique de la normalité à laquelle les analyses seront faites (entre 0,2 et 0,25N au maximum) sont déterminés. **Ici, 0,23N est pris comme exemple.**

La calibration permet de mesurer les volumes dans lesquels le néodyme est élué. Elle se fait en déposant 200 µl d'une solution de Nd standard (40 µg) et en visualisant son élution par l'intermédiaire d'un indicateur coloré : le noir d'ériochrome T.

Matériel

- Godets en polycarbonate: bien les nettoyer après utilisation à l'eau du robinet afin éviter les dépôts colorés sur les parois et dans le fond des béchers.

Réactifs

- Solution de Nd standard à 200 ppm (ou 100 ppm) dans HNO₃ 0,05M
- HCl 6 N, 2Q
- HNO₃ 0,05M, 2Q à **concentration exacte**
- HCl 0.23N, 2Q **concentration exacte**
- Ethanol
- NH₄OH 25 % suprapur
- EMQ
- Noir d'ériochrome : NET, à préparer extemporanément

Réaction

- NET + HCl + NH₄OH → coloration bleue
- NET + HCl + NH₄OH + Nd → coloration rose

Préparation

Mouiller une pointe de P 200 à l'EMQ

La plonger dans le pot de poudre de noir d'ériochrome pur en prélever une faible quantité

Rincer l'embout avec un minimum d'EMQ en récupérant l'indicateur coloré dans un compte-gouttes

Diluer avec 1/3 d'éthanol et compléter par 2/3 d'EMQ de façon à remplir le flacon.

Test de l'indicateur coloré : comparaison de deux godets

Godet 1 : mettre une quantité de Nd standard équivalente à celle qui est éluee d'une colonne en 5 minutes (2 % de la quantité déposée, 800 ng): 4µl Nd + 56 µl D'HCl 0.2 N

Godet 2 : 60 µl d'HCl 0.23 N

Ajouter du NET dans les 2 godets à raison de 1 à 3 gouttes puis 1 à 2 gouttes d' NH₄OH. Une coloration rose doit apparaître dans le godet 1 alors que le deuxième doit être coloré en bleu. Les quantités de NET et d'ammoniaque sont alors affinées pour avoir des colorations optimales. Si cela ne paraît pas suffisamment coloré, rajouter du noir d'ériochrome ou de l'éthanol dans le compte-gouttes. **Surtout ne pas changer la quantité de Nd.**

Lorsque cela convient, adopter ces proportions tout au long de la manipulation.

Remarque : bien nettoyer les abords du compte-gouttes. Jeter la/les première(s) gouttes à chaque utilisation si besoin est.

Calibration

- 1- Finir de laver les colonnes par 3 ml d'HCl 6 N, par sécurité, mais on considère qu'elles sont lavées depuis la fin de l'utilisation précédente
- 2- Passer 0,5 ml EMQ pour éviter « eau régale »
- 3- Conditionner les colonnes par 3 ml d'HNO₃ 0,05M
- 4- Déposer 200 µl de Nd standard à 200 ppm (ou 400 <µl à 100 ppm) évaporé et repris dans HNO₃ 0,05M sur les résines, **soit 40 µg de Nd**
- 5- Rincer par 3 fois 200 µl d' HNO₃ 0,05M
- 6- Eluer Ba avec 3ml HNO₃ 0,05M
- 7- Passer 0,5 ml d'eau MQ pour faire frontière entre HNO₃ et HCl
- 8- Verser HCl 0,23N délicatement sur chaque colonne, en remplissant le réservoir (environ 8-10ml) et en décalant chaque colonne de 30s. ENCLANCHER LE CHRONOMETRE

Ne pas récupérer les éluats des 30 premières minutes.

Collecter les fractions suivantes dans des godets toutes les 5 minutes.

Faire le test à l'indicateur coloré pour détecter l'absence ou la présence de Nd.

Tant qu'il n'y a pas de Nd la coloration est bleue

Il faut noter très précisément les temps et les colorations des godets.

On arrête de récupérer dans les godets 15 minutes après l'élution du Nd (3 godets bleus). **On note l'heure de fin pour chaque colonne.** Ces données nous permettront de calculer les volumes à garder et à jeter.

9- Laver les godets le plus rapidement possible.

10- Laver les colonnes par au moins 5 passages de réservoir plein d'HCl 6 N en alternant avec 5 passages d'eau MQ, avant de les stocker dans des pots remplis d'eau acidifiée en faisant attention qu'il n'y ait pas de bulle d'air en dessous du fritté. Cela occasionnerait le séchage des colonnes et obligerait un reconditionnement.

Remarques :

Lors des manipulations, avant de déposer un soluté, il faut s'assurer que le précédent soit totalement imprégné dans la colonne. On ne doit plus voir le ménisque de la phase liquide.

Les volumes d'HCl à éluer avant et pendant la sortie du Nd sont maintenant définis.

Il faut contrôler l'efficacité de la colonne : Contrôle de la bonne séparation du samarium et du néodyme et détermination du rendement de chaque colonne.

Les concentrations des acides doivent impérativement être vérifiées et réajustées avant toute utilisation des colonnes. L'idéal est de préparer un volume important d'HCL titré (0,23N par ex) et de faire ses chimies ensuite avec le même ...)

RENDEMENT DES COLONNES Ln-Spec

Tous les 2 mois

Mis a jour Mai 2016 Catherine Jeandel

Il représente l'évolution des calibrations au cours de la vie des colonnes. Un rendement est réalisé pour chaque colonne. Il est déterminé par l'élution d'un mélange standard Nd et Sm. **Cela permet de voir si le samarium Sm** (qui interfère dans l'analyse spectrale) est bien retenu par la colonne, n'est pas élué dans les fractions de néodyme. Si l'échantillon doit être mesuré par MC-ICPMS, il faut aussi tester l'élimination du Ce.

Pour calculer le rendement des colonnes, 0.2µg (masse exacte notée) d'un mélange Sm/Nd (200µl à 1 ppm dans HCl 0.2N) est évaporé à sec, repris dans 0,2N HCl et déposé sur chacune d'elle. Après 3 rinçages, x ml d'HCl sont déposés sur les colonnes et jetés puis y ml d'HCl sont déposés, élués puis récupérés dans des béchers Savillex. (Les volumes ont été déterminés lors de la calibration)

- x est spécifique à chaque colonne. Il est déterminé lors de la calibration et correspond à un volume dans lequel le Nd n'est pas élué.

- y est spécifique à chaque colonne. Il est déterminé lors de la calibration et correspond au volume dans lequel seul le néodyme est élué.

Parallèlement, un témoin de 0.2 µg de néodyme seul (200µl de néodyme à 1 ppm) est pesé dans un bécher Savillex. L'usage du témoin permet de s'affranchir des erreurs de pesée et de concentration. Il ne passe pas sur colonne.

Si analyse par HR ICPMS : les résidus secs sont re-dissous dans HNO₃ 0,32M, (In-Re pas obligatoire puisque tout est spiké)

→ Rdt bon s'il est > à 90 %

→ Rdt mauvais s'il est < à 90 % ou s'il y a présence de Samarium

- Refaire un rendement : peut-être due à des erreurs de volumes
- Refaire une calibration.

VII) TABLEAU DE DONNEES POUR LES VALEURS DE STRONTIUM ET DE NEODYME

Sample name	x	y	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	εNd	Type of deposit	Age (ky)	References
G6-4	118 04	-10 47	0,707055	-0,39	Marine sediment	5,35	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,712763	-9,11	Marine sediment	9,2	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,711157	-8,08	Marine sediment	15,16	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,709857	-4,74	Marine sediment	22,33	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,713588	-8,9	Marine sediment	63,79	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,708678	-3,76	Marine sediment	76,71	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,712321	-9,15	Marine sediment	91,17	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,713737	-8,97	Marine sediment	93,28	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,712616	-8,54	Marine sediment	119,19	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,714501	-9,75	Marine sediment	127,7	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,71297	-9,5	Marine sediment	140,03	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,712319	-7,82	Marine sediment	148,02	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,715033	-9,91	Marine sediment	163,29	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,712583	-9,44	Marine sediment	172,69	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,710684	-7,18	Marine sediment	191,56	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,712338	-8,1	Marine sediment	200,57	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,712073	-7,57	Marine sediment	211,42	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,712317	-8,66	Marine sediment	219,56	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,712023	-8,08	Marine sediment	226,98	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,713273	-8,8	Marine sediment	233,94	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,712411	-8,11	Marine sediment	238,59	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,712464	-8,58	Marine sediment	251,96	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,713069	-8,62	Marine sediment	261,25	Liu et al., 2015

G6-4	118 04	-10 47	0,713122	-8,7	Marine sediment	275,05	Liu et al., 2015
G6-4	118 04	-10 47	0,711838	-8,04	Marine sediment	284,36	Liu et al., 2015
Core FR10/95-GC17 (1093 m)	113 30.11	-22 07.74	0,805679	-21,7	Marine sediment	0,847	Ehlert et al., 2011
Core FR10/95-GC17 (1093 m)	113 30.11	-22 07.74	0,800627	-21,6	Marine sediment	1,781	Ehlert et al., 2011
Core FR10/95-GC17 (1093 m)	113 30.11	-22 07.74	0,793983	-21,7	Marine sediment	3,739	Ehlert et al., 2011
Core FR10/95-GC17 (1093 m)	113 30.11	-22 07.74	0,781766	-22,4	Marine sediment	4,97	Ehlert et al., 2011
Core FR10/95-GC17 (1093 m)	113 30.11	-22 07.74	0,799058	-22,3	Marine sediment	7,166	Ehlert et al., 2011
Core FR10/95-GC17 (1093 m)	113 30.11	-22 07.74	0,782343	-21,1	Marine sediment	8,174	Ehlert et al., 2011
Core FR10/95-GC17 (1093 m)	113 30.11	-22 07.74	0,751519	-17,1	Marine sediment	10,233	Ehlert et al., 2011
Core FR10/95-GC17 (1093 m)	113 30.11	-22 07.74	0,740033	-10,2	Marine sediment	17,272	Ehlert et al., 2011
Core FR10/95-GC17 (1093 m)	113 30.11	-22 07.74	0,748479	-10,4	Marine sediment	21,543	Ehlert et al., 2011
Core FR10/95-GC17 (1093 m)	113 30.11	-22 07.74	0,738691	-10,2	Marine sediment	24,986	Ehlert et al., 2011
Ship-9001	103 11.80	-06 11.57	0,714707	-4,4	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
SHIP-9005	116 16.98	-07 26.97	0,708796	-4,4	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
SHIP-9006	117 59.58	-04 33.22	0,71277	-4,4	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
SHIP-9013	125 05.24	-06 25.76	0,715637	-6,6	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
SHIP-9017	128 16.91	-08 59.55	0,724072	-8,6	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
SHIP-9020	121 58.08	-10 59.35	0,725821	-10,1	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
SHIP-9022	122 03.80	-11 35.44	0,728248	-9,1	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
SHIP-9026	118 05.80	-09 52.96	0,712598	-4,6	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
SHIP-9028	114 57.35	-10 31.43	0,707861	-0,8	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
SHIP-9033	112 41.40	-10 01.40	0,706863	-11,9	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
SHIP-9034	111 00.70	-09 09.70	0,708083	-0,8	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
SHIP-9040	107 27.30	-07 41.20	0,70803	0,7	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
SHIP-9043	104 32.65	-07 19.57	0,714732	-4	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
SHIP-9048	107 39.58	-05 32.15	0,724718	-8,2	Marine sediment		Ehlert et al., 2011

GC-95/1	128 09.17	-12 02.34	0,782428	-16,6	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
GC-95/2	126 14.84	-12 32.86	0,737069	-15,4	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
GC-95/4	122 01.51	-13 55.18	0,754659	-12,3	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
GC-95/5	121 01.58	-14 00.55	0,741978	-12,1	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
GC-95/6	121 09.81	-14 19.67	0,749859	-13,5	Marine sediment	1,39	Ehlert et al., 2011
GC-95/8	120 57.49	-14 54.97	0,76821	-13,9	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
GC-95/9	118 00.92	-18 07.63	0,759401	-14,5	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
GC-95/11	114 59.93	-17 38.57	0,764089	-13	Marine sediment	3,01	Ehlert et al., 2011
GC-95/13	113 58.26	-18 49.26	0,779594	-16,1	Marine sediment	2,31	Ehlert et al., 2011
GC-95/14	112 39.73	-20 02.71	0,798278	-16,9	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
GC-95/18	112 49.86	-22 59.64	0,829902	-21,5	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
GC-95/20	111 49.75	-24 44.67	0,779592	-16,6	Marine sediment	2,8	Ehlert et al., 2011
GC-95/21	111 38.09	-25 59.78	0,739501	-8,3	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
GC-95/22	112 00.31	-26 59.52	0,766405	-16,4	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
GC-95/26	113 33.48	-29 14.42	0,755731	-16,8	Marine sediment	2,56	Ehlert et al., 2011
GC-96/1	114 32.89	-31 06.64	0,746042	-20,3	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
GC-96/8	108 49.48	-24 50.76	0,718911	-8,4	Marine sediment	1,315	Ehlert et al., 2011
GC-96/10	108 30.61	-24 27.85	0,73516	-11,8	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
GC-96/11	108 22.14	-23 57.16	0,749585	-12,7	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
GC-96/16	111 30.45	-12 11.29	0,713684	-4,9	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
GC-96/19	114 16.96	-12 22.76	0,717	-7,9	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
GC-96/20	113 30.49	-14 34.95	0,724983	-10,3	Marine sediment	6,07	Ehlert et al., 2011
GC-96/21	114 16.37	-14 48.68	0,724602	-9	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
GC-96/26	115 31.00	-16 54.00	0,755995	-12,3	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
GC-96/28	116 20.23	-18 47.93	0,778866	-17,4	Marine sediment	1,74	Ehlert et al., 2011
BARP-9419	093 49.08	03 15.18	0,735396	-13,1	Marine sediment		Ehlert et al., 2011

BARP-9424	094 50.46	06 44.40	0,717152	-9,1	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
BARP-9431	096 14.28	01 44.16	0,725692	-10,4	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
BARP-9434	098 27.54	-01 45.18	0,723295	-9,3	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
BARP-9440	100 01.38	-03 10.14	0,721303	-8,2	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
BARP-9441	101 51.12	-05 06.66	0,709935	-2,5	Marine sediment		Ehlert et al., 2011
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-4,85	Marine sediment	16,6	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,26	Marine sediment	19,06	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,55	Marine sediment	19,38	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,33	Marine sediment	19,71	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,26	Marine sediment	20,03	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,72	Marine sediment	20,37	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,46	Marine sediment	20,71	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,69	Marine sediment	21,17	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,87	Marine sediment	21,63	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,89	Marine sediment	21,94	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,92	Marine sediment	22,24	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,69	Marine sediment	22,72	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-7,12	Marine sediment	23,21	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-7,09	Marine sediment	23,69	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,8	Marine sediment	24,17	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,9	Marine sediment	24,66	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-7,19	Marine sediment	25,14	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-7,51	Marine sediment	26,68	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-7,68	Marine sediment	28,22	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-7,05	Marine sediment	29,76	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,64	Marine sediment	31,29	Bayon et al.,2017

MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,97	Marine sediment	32,83	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,74	Marine sediment	34,37	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,69	Marine sediment	35,91	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,45	Marine sediment	36,04	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,35	Marine sediment	36,15	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,42	Marine sediment	36,3	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,81	Marine sediment	36,41	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,33	Marine sediment	36,68	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-5,95	Marine sediment	37,39	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,18	Marine sediment	38,45	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,49	Marine sediment	39,25	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,44	Marine sediment	40,04	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,55	Marine sediment	40,88	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,76	Marine sediment	41,5	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,37	Marine sediment	42,09	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,84	Marine sediment	42,96	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,42	Marine sediment	43,59	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,17	Marine sediment	44,21	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-5,94	Marine sediment	44,97	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-5,86	Marine sediment	45,81	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-5,7	Marine sediment	46,43	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,15	Marine sediment	47,13	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,19	Marine sediment	47,82	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,13	Marine sediment	48,41	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,5	Marine sediment	49,21	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,33	Marine sediment	49,97	Bayon et al.,2017

MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,63	Marine sediment	50,6	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,81	Marine sediment	51,29	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,9	Marine sediment	52,06	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,7	Marine sediment	52,68	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,87	Marine sediment	53,38	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,75	Marine sediment	54,07	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,78	Marine sediment	54,76	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,91	Marine sediment	55,39	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,46	Marine sediment	56,29	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-5,66	Marine sediment	56,85	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-5,72	Marine sediment	57,54	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-5,56	Marine sediment	58,24	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-5,5	Marine sediment	58,93	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-5,57	Marine sediment	60,43	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-5,44	Marine sediment	61,93	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-5,31	Marine sediment	63,42	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-5,34	Marine sediment	64,92	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-5,4	Marine sediment	66,42	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-5,74	Marine sediment	67,92	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,38	Marine sediment	69,42	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,56	Marine sediment	70,91	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-6,87	Marine sediment	72,41	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-7,56	Marine sediment	73,91	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-7,53	Marine sediment	75,35	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-8	Marine sediment	76,79	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-7,98	Marine sediment	78,22	Bayon et al.,2017

MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-8,16	Marine sediment	79,66	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-8,27	Marine sediment	80,53	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-8,41	Marine sediment	81,4	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-8,76	Marine sediment	82,27	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-8,61	Marine sediment	83,14	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-8,88	Marine sediment	84,01	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-9,5	Marine sediment	84,88	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-9,8	Marine sediment	85,75	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-9,03	Marine sediment	86,62	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-11,91	Marine sediment	87,49	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-7,9	Marine sediment	88,36	Bayon et al.,2017
MD03-2607	137 24.39	-36 57.64		-9,92	Marine sediment	124,5	Bayon et al.,2017
FR10/95-GC5	121 01.58	-14 00.55	0,723166	-7,9	Marine sediment	6,549	Ehlert et al., 2011
FR10/95-GC5	121 01.58	-14 00.55	0,725078	-8,3	Marine sediment	12,773	Ehlert et al., 2011
FR10/95-GC5	121 01.58	-14 00.55	0,725505	-8,6	Marine sediment	20,008	Ehlert et al., 2011
FR10/95-GC5	121 01.58	-14 00.55	0,72623	-8,4	Marine sediment	26,433	Ehlert et al., 2011
FR10/95-GC5	121 01.58	-14 00.55	0,726172	-8,1	Marine sediment	30,416	Ehlert et al., 2011
FR10/95-GC5	121 01.58	-14 00.55	0,727132	-9,1	Marine sediment	43,692	Ehlert et al., 2011
FR10/95-GC5	121 01.58	-14 00.55	0,726927	-8,9	Marine sediment	64,851	Ehlert et al., 2011
FR10/95-GC5	121 01.58	-14 00.55	0,725689	-9,1	Marine sediment	70,087	Ehlert et al., 2011
FR10/95-GC5	121 01.58	-14 00.55	0,728196	-9,6	Marine sediment	79,25	Ehlert et al., 2011
FR10/95-GC5	121 01.58	-14 00.55	0,726726	-8,5	Marine sediment	91,862	Ehlert et al., 2011
MB-1	128 26.50	-2 01.00	0,710707		Marine sediment		Vroon et al., 1995
MB-7	128 50.70	-2 15.10	0,709784	-7,81	Marine sediment		Vroon et al., 1995
G5-1 2	126 10.81	-5 19.37	0,710923	-7,43	Marine sediment		Vroon et al., 1995
G5-2 14	130 18.20	-4 42.20	0,709752	-5,32	Marine sediment		Vroon et al., 1995

G5-2 19	130 31.09	-4 50.07	0,71377	-6,74	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-2 24	130 52.06	-4 36.75	0,722316	-9,09	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-2 34	131 19.50	-4 19.80	0,709994	-7,58	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-2 40	131 28.30	-4 14.80	0,709645	-9,42	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-2 45	131 39.91	-4 05.59	0,709505	-7,84	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-2 51	132 06.85	-3 37.36	0,711743	-8,4	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-2 56	132 10.58	-3 34.56	0,714311	-9,49	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-2 60	132 20.94	-3 24.47	0,711021	-8,64	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-2 63	132 22.88	-3 22.74	0,710352	-8,83	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-2 65	132 26.40	-3 17.00	0,709892	-8,83	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-3 69	133 47.97	-5 10.91	0,713983	11,31	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-4 71	133 18.38	-7 06.97	0,709358	-8,32	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-4 75	132 57.40	-7 07.20	0,709236	-7,17	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-4 79	132 47.13	-7 04.02	0,715073	-9,75	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-4 83	132 38.19	-6 59.67	0,71059	-8,27	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-4 85	132 36.58	-6 58.43	0,712553	-9,36	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-4 88	132 30.50	-6 58.40	0,710239	-8,4	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-4 92	132 09.50	-6 49.80	0,709861	-6,76	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-4 99	131 32.50	-6 35.00	0,709437	-8,05	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-4 104	131 23.40	-6 31.90	0,711658	-8,79	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-4 106	130 56.80	-6 26.32	0,721693	-9,18	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-4 110	130 33.30	-6 13.10	0,713108	-7,9	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-4 118	130 13.30	-6 07.10	0,709248	-5,18	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-6 123	127 30.80	-7 18.70	0,708071	-4,23	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-6 129	127 14.80	-7 45.30	0,709793	-7,41	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-6 134	127 26.80	-8 12.50	0,739404	-14,2	Marine sediment	Vroon et al., 1995

G5-6 136	127 27.70	8 17.00	0,714746	-12,44	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-6 143	127 44.00	9 07.60	0,710898	-6,61	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-6 145	127 43.62	9 10.14	0,710821	-8,7	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-6 147	127 46.30	9 12.70	0,710481	-9,34	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-6 149	127 49.30	9 21.10	0,71018	-9,94	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-6 150	127 50.49	9 24.05	0,709881	-10,55	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-6 153	127 52.30	9 31.00	0,709712	-9,92	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-6 157	127 54.25	9 35.15	0,710098	-13,24	Marine sediment	Vroon et al., 1995
G5-6 164	127 53.20	9 33.50	0,709514	-10,35	Marine sediment	Vroon et al., 1995
CORE 1-4	123 50.78	10 52.19	0,709862	-10,33	Marine sediment	Vroon et al., 1995
CORE 14-5	123 50.78	10 52.19	0,711082	-8,89	Marine sediment	Vroon et al., 1995
CORE 32-3	123 50.78	10 52.19	0,709419	-8,58	Marine sediment	Vroon et al., 1995
CORE 40-2	123 50.78	10 52.19	0,709706	-9,9	Marine sediment	Vroon et al., 1995
CORE 45-4	123 50.78	10 52.19	0,709165	-12,58	Marine sediment	Vroon et al., 1995
Core E26.1 (1 cm)	168 20	-40 17	0,711128	-5,6	Marine sediment	Revel-Rolland et al., 2006
Core E26.1 (35 cm)	168 20	-40 17	0,711945	-4,6	Marine sediment	Revel-Rolland et al., 2006
Murray- River clays	139 23	-35 41		-5,9	River clays	Bayon et al., 2015
Murray- Silts	139 23	-35 41		-6,9	River silt	Bayon et al., 2015
W9	118 17.3	-20 43.0	0,772669	-27,21	Dust	De Deckker 2019
W7	116 30.37	-20 48.13	0,737247	-24,29	dust	De Deckker 2019
MDB1	147 34.163	30 34.047	0,71661	-5,7	River-clay - Murray	Bayon et al., 2017
MDB2	147 52.9200	-30 14.7600	0,7104	-2,5	River-clay - Darling	Bayon et al., 2017
MDB3	148 07.2600	-30 01.0200	0,71108	-1,6	River-clay - Darling	Bayon et al., 2017
MDB6	146 40.6200	-29 43.1400	0,70924	-3,4	River-clay - Darling	Bayon et al., 2017
MDB8	146 51.8400	-29 56.8800	0,71184	-0,6	River-clay - Darling	Bayon et al., 2017

MDB9	146 21.268	30 00.494	0,71601	-6,2	River-clay - Murray	Bayon et al., 2017
MDB10	145 57.0600	-30 03.4200	0,71161	-1,7	River-clay - Darling	Bayon et al., 2017
MDB11	145 21.600	-30 19.0800	0,70998	-5,5	River-clay - Darling	Bayon et al., 2017
MDB12	144 54.9600	-30 07.3200	0,7117	-1,5	River-clay - Darling	Bayon et al., 2017
MDB15	141 55.2600	-34 06.4800	0,71315	-3,9	River-clay - Darling	Bayon et al., 2017
MDB25	146 35.1600	-25 47.5800	0,71144	-0,1	River-clay - Darling	Bayon et al., 2017
MDB26	147 58.8600	-26 29.1000	0,71157	-1,7	River-clay - Darling	Bayon et al., 2017
MDB27	150 07.9200	-26 55.6200	0,70797	-1,2	River-clay - Darling	Bayon et al., 2017
MDB28	150 18.660	-28 33.00	0,71413	1,2	River-clay - Darling	Bayon et al., 2017
MDB14	142 10.3200	-34 10.9200	0,73697	-10,6	River-clay - Murray	Bayon et al., 2017
MDB18	139 35.7000	-34 34.0200	0,72456	-7,5	River-clay - Murray	Bayon et al., 2017
MDB19	143 33.9600	-34 38.8200	0,73167	-9,2	River-clay - Murray	Bayon et al., 2017
MDB20	143 54.6000	-35 44.1000	0,73858	-9,9	River-clay - Murray	Bayon et al., 2017
MDB21	144 44.6400	-36 07.2000	0,74618	-10	River-clay - Murray	Bayon et al., 2017
MDB22	145 07.1400	-36 10.5600	0,7547	-9,5	River-clay - Murray	Bayon et al., 2017
MDB23	144 59.9400	-35 51.2400	0,75449	-10	River-clay - Murray	Bayon et al., 2017
MDB24	146 12.1200	-36 04.0200	0,77512	-10	River-clay - Murray	Bayon et al., 2017
MDB29	148 56.5200	-32 32.5800	0,72646	-8,1	River-clay - Murray	Bayon et al., 2017
MDB30	148 41.0400	-33 50.0400	0,74174	-9,3	River-clay - Murray	Bayon et al., 2017
MDB31	148 05.4600	-35 04.1400	0,74871	-9,7	River-clay - Murray	Bayon et al., 2017
MDB32	147 55.8600	-36 02.7600	0,74848	-10,7	River-clay - Murray	Bayon et al., 2017
MDB14	142 10.3200	-34 10.9200		-11,5482902	dust	Bayon et al., 2017
MDB18	139 35.7000	-34 34.0200		-11,8408989	dust	Bayon et al., 2017
MDB19	143 33.9600	-34 38.8200		-12,0944931	dust	Bayon et al., 2017
MDB20	143 54.6000	-35 44.1000		-12,5431598	dust	Bayon et al., 2017
2,2	137 50.8800	-31 45.6000		-8,8	dust	Bayon et al., 2017

2.4	137 11.1600	-31 47.8800		-9,1	dust	Bayon et al., 2017
2,6	137 16.6200	-31 40.0800		-8,8	dust	Bayon et al., 2017
2,7	137 16.5600	-31 39.9600		-9	dust	Bayon et al., 2017
2,9	136 49.6800	-31 42.4200		-11,4	dust	Bayon et al., 2017
2,11	136 52.2000	-31 23.9400		-10,5	dust	Bayon et al., 2017
2,12	137 21.4200	-30 28.2600		-9,3	dust	Bayon et al., 2017
2.13a	137 21.4800	-30 28.1400		-9,1	dust	Bayon et al., 2017
2.13b	137 21.4800	-30 28.1400		-9,2	dust	Bayon et al., 2017
2,14	137 02.1600	-30 07.4400		-9,8	dust	Bayon et al., 2017
2.14a	137 02.3400	-30 07.5600		-8,2	dust	Bayon et al., 2017
2,15	137 02.3400	-30 07.4400		-9,2	dust	Bayon et al., 2017
2,17	136 24.2400	-31 13.5000		-12,1	dust	Bayon et al., 2017
2,18	136 24.4200	-31 13.6200		-11,1	dust	Bayon et al., 2017
2.19	135 41.3400	-31 13.2600		-10,9	dust	Bayon et al., 2017
2.20a	135 41.4600	-31 13.0800		-10,9	dust	Bayon et al., 2017
2.20b	135 00.00	-31 00.00		-10,7	dust	Bayon et al., 2017
2,21	135 21.9000	-31 01.6200		-10,9	dust	Bayon et al., 2017
2,24	135 25.8600	-31 35.7600		-12,5	dust	Bayon et al., 2017
2,25	134 59.4600	-32 18.7800		-11,9	dust	Bayon et al., 2017
2.26	134 59.4000	-32 18.7200		-14,3	dust	Bayon et al., 2017
2,27	135 29.4000	-32 23.1600		-13,2	dust	Bayon et al., 2017
2,28	135 53.8800	-32 07.4400		-13,4	dust	Bayon et al., 2017
2.30	135 53.8200	-32 07.3800		-13,1	dust	Bayon et al., 2017
2,32	135 11.2800	-32 36.5400		-17,2	dust	Bayon et al., 2017
2,34	135 11.3400	-32 36.6600		-17,3	dust	Bayon et al., 2017
2,35	135 16.2600	-32 58.0200		-16,8	dust	Bayon et al., 2017

2,36	135 16.2600	-32 58.0200		-16,5	dust	Bayon et al., 2017
2,38	134 52.500	-33 56.4600		-13,4	dust	Bayon et al., 2017
2.40	135 28.6800	-34 12.0000		-16,5	dust	Bayon et al., 2017
2.42a	136 26.8200	-33 09.3000		-15,1	dust	Bayon et al., 2017
2.42b	136 06.1800	-33 01.9200		-15	dust	Bayon et al., 2017
2,43	136 36.1200	-33 01.9200		-16,1	dust	Bayon et al., 2017
2,44	141 11.1600	-31 47.3400		-10,8	dust	Bayon et al., 2017
2,45	142 22.2600	-32 03.0600		-13,8	dust	Bayon et al., 2017
2.47	142 24.0600	-32 21.3000		-10,9	dust	Bayon et al., 2017
2,49	143 00.7200	-32 30.4200		-6,7	dust	Bayon et al., 2017
North Pine	152 57.33	-27 13.25		-4,18	River clays	Kamber et al., 2005
Caboolture	152 58.10	-27 05.41		-1,36	River clays	Kamber et al., 2005
Tallebugera	153 27.58	-28 06.41		-3,68	River clays	Kamber et al., 2005
Tweed	153 31.14	-28 17.07		-2,47	River clays	Kamber et al., 2005
Belyando	146 49.39	-21 31.35		-9,91	River clays	Kamber et al., 2005
Burdekin	146 22.26	-20 03.58		-9,79	River clays	Kamber et al., 2005
Comet	148 08.19	-23 36.56		0,56	River clays	Kamber et al., 2005
Calliope	151 08.19	-23 57.27		2,67	River clays	Kamber et al., 2005
Burnett 1	151 34.52	-25 37.09		0,02	River clays	Kamber et al., 2005
Burnett 2	151 34.52	-25 37.09		0,72	River clays	Kamber et al., 2005
Dawson	149 45.38	-23 48.38		-1,41	River clays	Kamber et al., 2005
Thomson	142 57.33	-24 56.21		-2,44	River clays	Kamber et al., 2005
Etheridge	143 32.27	-18 16.52		-19,66	River clays	Kamber et al., 2005
Bulloo	144 17.35	-26 36.50		-4,7	River clays	Kamber et al., 2005
Ballonne	148 32.20	-28 03.03		-2,78	River clays	Kamber et al., 2005
Weir	149 29.15	-28 29.06		-2,43	River clays	Kamber et al., 2005

Burke	139 55.27	-22 53.36		-13,21	River clays	Kamber et al., 2005
Einasleigh 1	143 59.32	-18 11.43		-19,19	River clays	Kamber et al., 2005
Einasleigh 2	143 59.32	-18 11.43		-19,74	River clays	Kamber et al., 2005
Macintyre	150 19.1	-28 33.10		-1,13	River clays	Kamber et al., 2005
Norman	141 05.26	-17 40.45		-6,3	River clays	Kamber et al., 2005
Clarke	145 21.06	-19 11.04		-11,03	River clays	Kamber et al., 2005
Leichart	139 46.46	-18 49.24		-17,32	River clays	Kamber et al., 2005
Flinders	140 51.42	-18 07.54		-5,15	River clays	Kamber et al., 2005
Gilbert	142 52.42	-18 12.02		-18,9	River clays	Kamber et al., 2005
Daintree	145 27.16	-22 16.52		-10,27	River clays	Kamber et al., 2005
Diamantina 1	142 23.45	-22 16.29		0,48	River clays	Kamber et al., 2005
Diamantina 2	141 08.45	-23 46.01		-3,23	River clays	Kamber et al., 2005
Diamantina 3	141 08.45	-23 46.01		-4,04	River clays	Kamber et al., 2005
Diamantina 4	139 20.48	-25 54.17		3,57	River clays	Kamber et al., 2005
Murray Bridge	139 17.34	-35 07.85	0,71075	-6	River clays	Goldstein et al., 1987
Manning	152 22.18	-31 52.28	0,70629	-1,3	River clays	Goldstein et al., 1987
Avon	116 27.30	-31 32.53	0,73255		River clays	Goldstein et al., 1987
Murchinson	114 41.18	-27 49.41	0,72796		River clays	Goldstein et al., 1987
A	114 46.957	-22 54.3	0,8112	-20,1	dust	Ehlert et al., 2011
B	120 40.557	-19 47.385	0,7328	-17,9	dust	Ehlert et al., 2011
Canberra	148 10	-33 15	0,712141	-6,8	Suspended dust	Revel-Rolland et al., 2006
Wagga Wagga (1)	147 00.00	-35 00.00	0,716907	-9,4	Loess-Like deposit	Revel-Rolland et al., 2006
Wagga Wagga (2)	147 00.00	-35 00.00	0,717251	-9	Loess-Like deposit	Revel-Rolland et al., 2006
Wagga Wagga (3)	147 00.00	-35 00.00	0,719244	-8,8	Loess-Like deposit	Revel-Rolland et al., 2006

Wagga Wagga (4)	147 00.00	-35 00.00	0,718368	-8,7	Loess-Like deposit	Revel-Rolland et al., 2006
Brown' Creek B.C.	149 00.00	-32 00.00	0,714385	-8	Loess-Like deposit	Revel-Rolland et al., 2006
Bronw's Creek BC1	149 00.00	-32 00.00	0,714161	-8	Loess-Like deposit	Revel-Rolland et al., 2006
Marryat M.	131 00.00	-26 00.00	0,71455	-11,5	Sand Dune	Revel-Rolland et al., 2006
Uluru	131 00.00	-25 00.00	0,72098	-11	Sand Dune	Revel-Rolland et al., 2006
Simpson Desert	133 00.00	-25 00.00	0,719079	-10,8	Sand Dune (Red colour)	Revel-Rolland et al., 2006
Simpson Desert	133 00.00	-25 00.00	0,732072	-15,4	Sand Dune (Pale colour)	Revel-Rolland et al., 2006
Lake Eyre F.S	137 30.00	-28 00.00	0,709527	-2,9	Lacustrine sediment	Revel-Rolland et al., 2006
Lake Eyre G.S	137 30.00	-28 00.00	0,709033	-3,3	Lacustrine sediment	Revel-Rolland et al., 2006
Lake Eyre S.U	137 00.00	-29 00.00	0,70926	-3	Lacustrine sediment	Revel-Rolland et al., 2006
Lake Eyre W.U	137 30.00	-29 00.00	0,709867	-4	Lacustrine sediment	Revel-Rolland et al., 2006
Woomera	136 00.00	-31 00.00	0,715622	-6,6	Sand dune	Revel-Rolland et al., 2006
Coober Pedy	134 00.00	-29 00.00	0,71188	-8	Sand dune	Revel-Rolland et al., 2006
Fowler's Gap (1)	142 00.00	-31 00.00	0,723238	-3,7	Dust	Grousset et al., 1992
Fowler's Gap (2)	142 00.00	-31 00.00	0,721822	-11,7	Dust	Grousset et al., 1992
Fowler's Gap (3)	142 00.00	-31 00.00	0,740074	-9,9	Dust	Grousset et al., 1992
Great Sandy Desert	124 00.00	-18 00.00	0,76336		Loess	Grousset et al., 1992
Great Sandy Desert (2)	124 00.00	-18 00.00	0,732307	-3,7	Loess	Grousset et al., 1992
WA3-1	123 33.25	-17 21.54	0,741642	-16,76	Dust	De Deckker 2019
WA3-3	123 23.45	-17 52.19	0,732572	-15,76	dust	De Deckker 2019

WA3-4	123 24.20	-17 35.20	0,759737	-16,76	dust	De Deckker 2019
WA3-5 effervescence			0,714097	-15,63	dust	De Deckker 2019
WA3-10			0,756191	-20,99	dust	De Deckker 2019
WA3-11	121 07.38	-19 39.57	0,72774	-17,81	dust	De Deckker 2019
WA3-12	119 52.28	-20 25.08	0,742781	-20,38	dust	De Deckker 2019
WA3-13	119 34.21	-20 20.34	0,743308	-19,94	dust	De Deckker 2019
WA3-14	120 28.13	-19 50.22	0,734876	-17,63	dust	De Deckker 2019
WA3-15	121 25.01	-19 15.26	0,714418	-14,77	dust	De Deckker 2019
WA3-16	121 49.32	-18 36.10	0,72728	-14,88	dust	De Deckker 2019
WA3-17	122 12.28	-18 17.51	0,734725	-15,76	dust	De Deckker 2019

VIII) CURRICULUM VITAE

Margot Courtillat

📍 3 rambla de l'occitanie, apt 6 étage 2, 66100 Perpignan (France)

☎ + (33)664879862

✉ margot.courtillat@hotmail.com

Sex Female | Date of birth 14/08/1993 | Nationality French

WORK EXPERIENCE

Jan to March 2019 IODP Expedition 379 : Amundsen Sea West Antarctic Ice Sheet History (2 months)

Sailing the Joides Resolution as a micro-paleontologist (ostracods and foraminifera)

Jan to June 2016 Research internship

CEFREM Laboratory, Perpignan, France

Reconstruction of the oceanographic conditions in the Sea of Japan and the East China Sea during rapid climatic variations of the Quaternary (IODP 346).

→ Microfossil analysis: identification of ostracods, hierarchical statistical analyses using PAST software, interpretation of grain size data.

Feb to May 2015 Research internship

IFREMER Laboratory for Sedimentary Environment, Centre of Brest, Plouzané, France

Coastal sedimentary dynamics of the eastern part of the Bay of Morlaix : study of the geometry and evolution of Rippled Scour Depressions.

→ Seismic profile interpretation using Kingdom software, bibliography, establishment of a historical storms archive on the Brittany coast, hydrodynamic modelling of sediment transport, short oceanographic cruise to recover sediment cores.

EDUCATION AND TRAINING

09/2011-05/2014 Bachelor: Biology and Science of the Earth and the Universe

University of Reims Champagne Ardennes, Reims

07/2014 Summer School ECOMED (3 weeks)

Oceanologic Observatory of Banyuls sur Mer, Banyuls sur Mer

→ Analysis of the fauna and flora, sampling at sea on oceanographic vessels, creation of a scientific poster

09/2014-05/2016 Master: Sciences of the Sea (Marine Geosciences and Aquatics Environments)

University of Perpignan Via Domitia, Perpignan

10/2016-10/2019 Ph.D: Reconstruction of the oceanographic and atmospheric changes in the Eastern Indian Ocean (NW-Australia, IODP EXP 356) during the Quaternary.

University of Perpignan Via Domitia, Perpignan

Supervision: M.A Bassetti (Professor and main Advisor) and D. Aubert (Assistant Professor and co-advisor)

07/2018 USSP 18: Urbino Summer School in Paleoclimatology (3 weeks)

University of Urbino (Italy)

PERSONAL SKILLS

Mother tongue French

Foreign language(s)	UNDERSTANDING		SPEAKING		WRITING
	Listening	Reading	Spoken interaction	Spoken production	
English	C2	C2	C2	C2	C2
Spanish	B1	B2	B1	B1	B1

Levels: A1 and A2: Basic user - B1 and B2: Independent user - C1 and C2: Proficient user

Digital skills Software : ArcGis, QGis, Mapinfo, Photoshop, Photofiltre, Adobe illustrator, PAST, Microsoft Office, Grapher 12

ADDITIONAL INFORMATION

References Maria-Angela BASSETTI (CEFREM, Perpignan)
Serge BERNE (CEFREM, Perpignan)
Stephen GALLAGHER (University of Melbourne)

Honours and awards 1st place : Photo contest of the Congress of the PhD students of the University of Perpignan

- Articles
- Gohl, K., Wellner, J.S., Klaus, A., and the **Expedition 379 Scientists**, 2019. Expedition 379 Preliminary Report: Amundsen Sea West Antarctic Ice Sheet History. International Ocean Discovery Program. <https://doi.org/10.14379/iodp.pr.379.2019>
 - Courtillat, M.**, Hallenberg, M., Bassetti, M.A., Aubert, D., Jeandel, C., Reuning, L., Korpanty, C., Moissette, P., Mounic, S.. Mid to Late Pleistocene record of dust input during glacial periods (IODP exp 356 : Western Australia) (Submitted).

- Oral presentations
- Ehrhold A., Le Dantec N., **Courtillat M.** (2015). Persistence et évolution de figures érosives ou "Rippled Scour Depressions" (RSD) depuis trois décennies sur côte orientale de la baie de Morlaix (nord Finistère, France).15ème Congrès de Sédimentologie ASF, 13 au 15 octobre 2015, Chambéry.
 - Ehrhold A., Le Dantec N., Le Roy P., Franzetti M., Le Gall B., Simplet L., **Courtillat M.**, Chabrol C., Gautier E.. Morphogénèse et dynamique sédimentaire sur le littoral rocheux du Léon – Interactions socle-sédiment. RST Caen 2016
 - Margot Courtillat**, Maria-Angela Bassetti, Samuel Toucanne, Charlie Angue Minto'o, Stephanie Cuvén."Reconstitution des conditions océanographiques dans la Mer du Japon et dans la Mer de Chine pendant les variations climatiques du Quaternaire. Résultats de L'Expédition IODP 346 (Sites U1427 et U1429)". IODP Scientific day 2016. Paris.
 - Courtillat M.**, Bassetti M.A., Aubert D. Preliminary results on the benthic foraminifera from site U1461. Post-Cruise Meeting Bremen. July 2016
 - Courtillat M.**, Bassetti M.A., Cuvén S., Angue Minto'o C., Alvarez-Zarikian C., Toucanne S. Late Pleistocene sedimentary records in the Japan Sea / East Sea: evidences of asian loess inputs during the MIS 22 glaciation. IMS Toulouse 2017
 - Korpanty C., **Courtillat M.**, Deik H., Potts D. and Reuning L.. Solitary, azooxanthellate scleractinian corals for quaternary reconstructions of the Indonesian throughflow, leewind current, and paleoenvironments on Australia's northwest shelf. GSA Annual Meeting in Indianapolis, Indiana, USA – 2018
 - Korpanty C., **Courtillat M.**, Deik H., Potts D. and Reuning L.. Pleistocene – Recent Solitary, Azooxanthellate Corals from Western Australia: New Insights to the Antiquity of Modern

Biogeographic Patterns and Diversity. International Coral Reef Symposium, 5-10 July 2020, Bremen (Germany)

Posters

- **Courtillat M.**, Bassetti M.A., Aubert D., Jeandel C. Changes in Quaternary paleoenvironments on the Western Coast of Australia (IODP, Exp. 356, site U1461), new insights from benthic foraminifera. USSP 18. University of Urbino. Italy
- **Courtillat M.**, Bassetti M.A., Aubert D., Jeandel C., Mounic S., Hallenberger M., Reuning L. Pleistocene sedimentary records in the Carnarvon Basin (EXP 356 – IODP, Northwest coast, Australia) : Evidence of dust storms during major glaciations. ICP 19 Sydney. Australia.

Activities

- Level 2 in deep diving and formation in scientific diving (fish counting, posidonia herbarium mapping, core drilling, instrument buoy cleaning); photography and drawing
- Treasurer of the association (2014-2016): Objectif Terre Mer
- Vice-president of the association (2017): UPVDoc
- Science popularization

Reconstruction des changements océanographiques et atmosphériques dans l'Océan Indien Oriental (NO-Australie, IODP Exp 356) pendant le Quaternaire

Les sédiments marins des sites de forage U1460 et U1461 recueillis pendant l'expédition IODP 356 constituent l'un des rares enregistrements au niveau du plateau australien Nord-Ouest. Ils fournissent des informations sur la variabilité de l'aridité en Australie pendant les principaux cycles glaciaires-interglaciaires pendant le Quaternaire en raison de leur proximité avec le continent. Mais ils fournissent également des informations sur l'organisation des courants océanographiques autour de l'Australie.

Pour le site U1461, une combinaison d'indicateurs chronostratigraphiques a révélé la préservation (partielle) de deux glaciations majeures (MIS 2 et MIS 12) dans l'enregistrement sédimentaire. L'inventaire de la microfane benthique (principalement les foraminifères benthiques, les coraux et les bryozoaires) a été analysé afin d'estimer les paléo-environnements et les paléo-profondeurs pour déterminer si ces sédiments ont été remobilisés par des processus de remaniement sédimentaire. Malgré la présence d'un hiatus dans l'enregistrement (incluant une partie du MIS 2 et l'ensemble du MIS 3-MIS 7), l'excellente conservation du contenu de la microfane benthique suggère que les sédiments préservés peuvent être considérés comme *in situ*.

La composition géochimique des sédiments (isotopes radiogéniques du néodyme et du strontium ainsi que les principaux éléments) mesurée dans le site U1461 indique que l'apport fluvial a probablement été réduit en raison de l'aridité accrue au cours du MIS 12, et que la provenance des sédiments (principalement la poussière atmosphérique) pourrait provenir du centre (Lake Eyre) ou de l'Est du continent (Murray-Darling Basin). Le MIS 2 s'avère être l'une des périodes les plus sèches enregistrées en Australie avec des sources de poussière mixtes provenant de l'Est et de l'Ouest du continent. Des conditions plus humides ont suivi le maximum glaciaire qui pourrait correspondre au sommet de la Mousson d'été Indo-Australienne.

Pour le site U1460, une étude approfondie des assemblages de la méiofaune benthique et de l'abondance de *Globorotalia mernardii* donne de bons indices prouvant un changement majeur et soudain de la circulation océanographique au cours de l'événement de Bruhnes Moyen (MIS 11). L'une des hypothèses privilégiées pour ce changement pendant cette période serait liée à la mise en place du courant de Leeuwin moderne.

Reconstruction of oceanographic and atmospheric changes in the Eastern Indian Ocean (NW-Australia, IODP Exp 356) during the Quaternary

IODP Expedition 356 Site U1461 and Site U1460 represents ones of the few records in the NW sector of the Australian shelf that provides information about aridity fluctuations in Australia during major glacial cycles of the Quaternary because of their proximity to the continent. At the same time, they are also providing information about former ocean currents around Australia.

For the Site U1461 a combination of chronostratigraphic indicators revealed the (partial) preservation of two major glaciations (MIS 2 and MIS 12) in the sedimentary record. The faunal content (mainly benthic foraminifera, corals and bryozoans) was analyzed for estimating paleo-environments and depths in order to determine if these sediments have been remobilized by reworking processes. Despite the occurrence of a depositional hiatus (that includes part of the MIS 2 and the whole MIS 3-MIS 7 time interval), the excellent preservation of faunal content suggests that the preserved sediment can be considered *in situ*.

The geochemical composition of the sediments (Nd and Sr radiogenic isotopes and major elements) measured in the U1461 indicates, riverine input was likely reduced because of enhanced aridity during the MIS 12, and the sediment provenance (mainly atmospheric dust) might come from the Central (Lake Eyre) or the eastern (Murray Darling Basin) parts of the continent. MIS 2 is confirmed to be one of the driest periods recorded in Australia with mixed dust sources from the eastern and western parts of the continent. More humid conditions followed the glacial maximum that might correspond to the peak of the Indian-Australian Summer Monsoon.

For the Site U1460 a thorough study of the benthic meiofauna assemblages and of the abundance of *G. mernardii* give some strong evidences of a major and suddenly change in the oceanographic circulation during the Mid-Bruhnes – Event (MIS 11). One of the preferred hypothesis for this change is related to the set-up of the modern Leeuwin Current at this period.