HAL
open science

Reconstitution de la circulation océanique à l'échelle des derniers cycles glaciaires – interglaciaires : Développement et application de traceurs géochimiques et géochronologiques aux archives sédimentaires

Sophie Sepulcre

To cite this version:

Sophie Sepulcre. Reconstitution de la circulation océanique à l'échelle des derniers cycles glaciaires – interglaciaires : Développement et application de traceurs géochimiques et géochronologiques aux archives sédimentaires. Climatologie. Université Paris-Saclay, 2023. tel-04533654

HAL Id: tel-04533654

https://hal.science/tel-04533654v1

Submitted on 5 Apr 2024

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.

Habilitation à diriger des recherches

Reconstitutions de la circulation océanique à l'échelle des derniers cycles glaciaires-interglaciaires : développement et application de traceurs géochimiques et géochronologiques aux archives sédimentaires

Habilitation à diriger des recherches
de l'Université Paris-Saclay

présentée et soutenue Amphithéâtre Blandin, Bâtiment 510, Campus d'Orsay, le Mercredi 5 Juillet 2023, par

Sophie SEPULCRE

Composition du jury

Damien CARDINAL Professeur des universités, Sorbonne Université	Rapporteur
Bruno HAMELIN Professeur des universités, Aix-Marseille Université	Rapporteur
Guillemette MÉNOT Professeur des universités, École Normale Supérieure de Lyon	Rapportrice
Frédérique EYNAUD Maître de conférences, Université de Bordeaux	Examinatrice
Meryem MOJTAHID Maître de conférences, Université d'Angers	Examinatrice
Edwige PONS-BRANCHU Professeur des universités, Université Versailles St Quentin	Examinatrice

Remerciements

Le travail d'un enseignant-chercheur est par essence un travail d'équipe, de collaborations, je vais donc essayer de remercier l'ensemble des personnes qui m'ont accompagnée dans ces dernières années mais par avance je m'excuse pour les éventuels oublis !

Je voudrais commencer par remercier les membres du jury, Damien Cardinal, Frédérique Eynaud, Bruno Hamelin, Guillemette Ménot, Meryem Mojtahid et Edwige Pons-Branchu pour avoir accepté de participer à l'évaluation de mes travaux pour l'obtention de l'habilitation à diriger les recherches.

J'ai eu l'opportunité de travailler avec beaucoup de personnes à GEOPS, je vais commencer par remercier les membres de l'équipe Paléoclimats et Dynamique Sédimentaire dans laquelle j'ai été recrutée en 2011, ainsi que les membres de l'équipe Altérations que j'ai intégrée ultérieurement. Pour les collaborations scientifiques et les co-encadrements d'étudiants, je souhaiterais remercier en particulier Christophe Colin, Stéphanie Duchamp-Alphonse et Guiseppe Siani, ainsi que Cécile Quantin et Cécile Gautheron.

Sans un appui technique de qualité, peu de résultats seraient obtenus aussi je souhaiterais remercier les collègues qui m'ont permis de faire avancer mes travaux de recherche mais également pour leur soutien dans les activités pédagogiques : Frédéric Haurine, Gaël Monvoisin, Julius Nouet, Rosella Pinna et Serge Miska pour leur aide précieuse.

Je remercie tous les étudiants qui ont contribué à mes projets, lors de stages de recherche à tous les niveaux, et en particulier les étudiants en thèse que j'ai eu la chance de co-encadrer.

Je suis très attachée à mes activités d'enseignement, aussi je souhaiterais remercier le Département de Sciences de la Terre et tous les collègues avec lesquels j'interagis lors de ces activités, auxquels je rajouterais également l'équipe de la préparation au concours de l'agrégation. Une mention spéciale aux membres de la Team BCST Samia Benghali, Line Duportets et Katell Sénéchal-David avec lesquelles je gère le paquebot L1, ainsi qu'à Charlotte Skonieczny embarquée dans ce navire par nos enseignements communs.

J'ai eu l'opportunité de collaborer avec des collègues d'autres laboratoires via des programmes de recherche ou des campagnes à la mer notamment, et je souhaiterais remercier en particulier Laetitia Licari du CEREGE (qui était déjà dans les remerciements de ma thèse !) et Franck Bassinot du LSCE. Je remercie plus largement les collègues de ces deux laboratoires avec lesquels les interactions sont évidemment très fortes.

Les copines de galère de thèse, de post-doctorat et de concours sont quasiment devenues des membres de la famille : merci à Anne-Lise, Céline et Julie, pour tout, tout simplement. Grâce aux enfants, j'ai pu rencontrer de nouvelles amies, dont le soutien est également si important au quotidien : une mention spéciale à Julie tout particulièrement.

Enfin, sans l'amour indéfectible de ma grande famille, je n'aurais sans doute pas suivi le même chemin, ni traversé les épreuves avec la même énergie.

Je voudrais dédier ce mémoire à mon mari Nicolas, et à nos deux filles Violette et Ondine. Vous donnez tout son sens à ma vie.

TABLE DES MATIERES

PARTIE I : NOTICE INDIVIDUELLE……. 5

I.1. Parcours et déroulé de carrière……. 5

I.2. Activités d'enseignement……. 6
I.2.1. Enseignement……. 6
I.2.2. Responsabilités pédagogiques……. 7

I.3. Activités de recherche…… 8

I.3.1. Projets en tant que porteuse…… 9
I.3.2. Projets en tant que collaboratrice…… 12

I.4. Encadrement de la recherche…… 13
I.4.1. Stages de Masters……. 13
I.4.1.1. Master 1……. 13
I.4.1.2. Master 2……. 14
I.4.1.3. Autres……. 15
I.4.2. Thèses de doctorat……. 15
I.4.2.1. Thèses soutenues…… 15
I.4.2.2. Thèses en cours…… 15

I.5. Responsabilités administratives et tâches collectives……. 16
I.5.1. Locales……. 16
I.5.2. Nationales…… 16
I.5.3. Organisation de rencontres scientifiques……. 17

I.6. Expertise…… 17
I.6.1. Activités d'évaluation……. 17
I.6.1.1. Révision d'articles…… 17
I.6.1.2. Revue de projets……. 17
I.6.2. Participations à des jurys……. 17
I.6.2.1. Concours ITRF (Ingénieurs et personnels Techniques, de Recherche et de Formation) …… 17
I.6.2.2. Comités de sélection……. 18
I.6.2.3. Jurys et comités de thèse…… 18
I.6.3. Distinction…… 18

I.7. Activités de diffusion des savoirs……. 18
I.7.1. Interventions auprès des scolaires…… 19
I.7.1.1. Association Declics……. 19
I.7.1.2. Les Savanturiers…… 19
I.7.1.3. Autres initiatives…… 20
I.7.2. Projet de thésaurus de paléoclimatologie…… 20

I.8. Liste des travaux…… 22

I.8.1. Mémoires…… 22
I.8.2. Articles dans des revues de Rang A…… 23
I.8.2.1. En collaboration avec des étudiants…… 23
I.8.2.2. Autres…… 23
I.8.2.3. En préparation…… 25
I.8.3. Communications à congrès…… 25
I.8.3.1. Internationaux…… 25
I.8.3.1.1. En collaboration avec des étudiants…… 25
I.8.3.1.2. Autres…… 26
I.8.3.2. Nationaux…… 27
I.8.3.2.1. En collaboration avec des étudiants…… 27
I.8.3.2.2. Autres…… 28

PROBLÉMATIQUE…… 31

PARTIE II : « CALIBRATION » DES TRACEURS GÉOCHIMIQUES ET CALAGE CHRONOLOGIQUE DES ARCHIVES CLIMATIQUES…… 35

II.1. Outils de reconstitutions paléocéanographiques…… 35
II.1.1. Rapports élémentaires…… 37
II.1.1.1. Impact des différents types de nettoyage pré-analyse sur le traceur Mg/Ca mesuré dans les foraminifères planctoniques…… 42
II.1.1.2 Analyse de foraminifères benthiques modernes dans le Golfe de Gascogne…… 44
II.1.1.3. Tests analytiques en Mer Méditerranée…… 56
II.1.1.3.1. Analyses de foraminifères benthiques de la Baie de Marseille : impact des boues rouges sur la géochimie des tests…… 57
II.1.1.3.2. Essais de détermination des rapports élémentaires sur les foraminifères benthiques de la Mer Méditerranée pendant les événements de sapropèle S1 (10,8-6,1 cal ka BP) et S5 (128-121ka) …… 64
II.1.1.4. Projet : étude de la relation entre le Sr/Ca et le ΔCO_3^{2-}…… 66
II.1.2. Mesure des isotopes stables de l'Oxygène $\delta^{18}O$ et du Carbone $\delta^{13}C$ dans les foraminifères benthiques actuels : étude de cas dans le Golfe du Bengale…… 71
II.1.3. Détermination de la concentration et de la répartition des Terres Rares dans l'Océan Indien actuel…… 74

II.2. Calage temporel des archives climatiques…… 77
II.2.1. Application du ^{14}C à la fraction fine des sédiments marins…… 78
II.2.2. Utilisation des séries de l'Uranium…… 82
II.2.2.1. Calage de séquences Plio-Quaternaires du Bassin d'Argostoli. 86
II.2.2.2. Apports des séries de l'Uranium à l'étude des latérites…… 87

PARTIE III : RECONSTITUTION DE LA CIRCULATION OCEANIQUE A L'ECHELLE GLACIAIRE-INTERGLACIAIRE…… 93

III.1. Problématique…… 93

III.2. Variations de la circulation océanique et des connexions de l'Océan Indien avec l'Océan Pacifique et l'Océan Austral à l'échelle des cycles glaciaires-interglaciaires et au cours du Pléistocène…… 96

III.2.1. Changements de l'« Indonesian Throughflow » au cours du Pléistocène…… 96

III.2.1.1. Reconstitutions à l'échelle des deux derniers cycles climatiques…… 98

III.2.1.2. Projet de recherche : Variations de la circulation dans l'océan Indien équatorial au cours de la transition Mi- Pléistocène…… 99

III.2.2. Synthèse sur les changements de la circulation à profondeur intermédiaire depuis le Dernier Maximum Glaciaire…… 103

III.3. Variations de l'hydrologie à profondeur intermédiaire dans l'Atlantique Nord depuis le Dernier Maximum Glaciaire…… 112

III.4. Océan Austral…… 116

PARTIE IV : SYNTHÈSE ET PERSPECTIVES…… 121

BIBLIOGRAPHIE GÉNÉRALE…… 127

LISTE DES TABLES…… 153

LISTE DES FIGURES…… 154

LISTE DES ANNEXES…… 159

ANNEXES…… 161

PARTIE I : NOTICE INDIVIDUELLE

L'ensemble des informations détaillées dans cette partie est résumé dans un CV étendu en Annexe 1.

I.1. Parcours et déroulé de carrière

J'ai suivi une **formation universitaire** au sein de l'université d'Aix-Marseille, en commençant par un DEUG sciences de la Vie et de la Terre (1999-2001), suivi par une Licence et une Maîtrise de Sciences de la Terre et de l'Univers (2002-2003), pour finir par un DEA de Géosciences de l'environnement (2004).

J'ai ensuite effectué mon **doctorat de Géosciences de l'environnement** de l'université d'Aix-Marseille que j'ai soutenu en 2008 (https://hal.archives-ouvertes.fr/tel-00323031) au sein du Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement, CEREGE (Aix-en Provence), sous la direction de K. Tachikawa (DR CNRS), L. Vidal (Pr Aix-Marseille Université) et E. Bard (Pr Collège de France). Mon sujet de thèse portait sur des « Essais de datations absolues et reconstitutions paléoclimatiques en Mer des Caraïbes : approche multi-traceurs sur les foraminifères planctoniques et la fraction fine aragonitique », et a donné lieu à 3 publications de rang A (Sepulcre et al., 2009a, 2009b et 2011, paragraphe I.8.2.2. et Annexe 1) et plusieurs participations à des congrès nationaux et internationaux (voir paragraphes I.8.3.1.2. et I.8.3.2.2.)

Puis j'ai poursuivi mes activités dans le cadre d'un **post-doctorat** (2008-2011) sur le « Développement de la méthode de datation U/Th à la fraction fine aragonitique de sédiments marins de la Mer des Caraïbes » au CEREGE sous la supervision d'É. Bard.

J'ai complété mon cursus initial par de la **formation continue** dans le cadre du réseau « Isotraces » (2008), en « sécurité et risques en laboratoire (2012) » et « manipulations d'extincteurs (2016) ». Lors de la transformation de l'université Paris Sud (UPSUD) en Université Paris Saclay (UPSay) en janvier 2020, et de la mise en place de nouvelles maquettes pour nos formations en septembre 2020, j'ai également suivi des formations pour 1/ la transformation des **pratiques pédagogiques** (et notamment, le passage à l'approche

programme, la mise en œuvre de pédagogies innovantes telles que l'approche par problème…) et 2/ l'obligation de changement de **plateforme pédagogique** (dokeos à ecampus), pour un nombre d'heures totales à peu près équivalent à 30h.

J'ai été recrutée en tant que **Maître de Conférences de l'UPSUD en 2011** transformée en **UPSay en 2020** dans le laboratoire Interactions et Dynamique des Environnements de Surface (IDES) devenu depuis **Géosciences Paris Saclay (GEOPS)**. J'exerce mes fonctions à temps plein depuis ce recrutement, en divisant mon temps de recherche et d'enseignement à parts égales. Durant mes deux premières années d'exercice, j'ai effectué un service allégé de 150h conformément à la politique de l'établissement pour les nouveaux recrutés (2011-2012 et 2012-2013). J'ai bénéficié de deux congés maternité de 16 semaines en 2013-2014 et en 2018 avec décharge d'enseignement pour moitié de service. Enfin, j'ai été en arrêt de travail à temps complet (9 mois, Juillet 2020-Mai 2021) et partiel à 50% thérapeutique (3 mois, Mai-2021-Juillet 2021) pour une affection longue durée.

I.2. Activités d'enseignement

I.2.1. Enseignement

J'ai débuté mes activités d'enseignement en tant que **Monitrice** au cours de ma thèse (2004-2007) et puis comme **Attachée Temporaire d'Enseignement et de Recherche** à temps partiel (2007-2008) de l'université Paul Cézanne Aix-Marseille (UPCAM). Durant cette période (2004-2007), j'ai participé à des activités d'enseignement et d'encadrement variées dans différents cursus de licences (L1-L3) et de Master (M1-M2) proposés par l'UPCAM et l'université de Provence Aix-Marseille pour un total d'environ 260 heures équivalent TD.

Depuis mon recrutement en tant que Maître de conférence de l'UPSUD/UPSay, j'effectue mon **service** (entre 192 et 240 heures équivalent TD, hors années avec décharges) en L1 Biologie Chimie Sciences de la Terre BCST, L2 et L3 Sciences de la Terre, M1 et M2 Sciences de la Terre et des Planètes, Environnement STePE, M2 préparation agrégation et en M2 Etude des climats de la Terre (ECLAT) de l'Université Versailles St Quentin (UVSQ). Les enseignements effectués au cours de l'année 2021-2022 sont présentés pour exemple dans le Tableau 1.

Tableau I.1 : Service d'enseignement effectué à l'Université Paris Saclay en 2021-2022

		FORMATION					NOMBRE D'HEURES EQUIVALENT TD
		L	M	CM en heures	TD en heures	TP en heures	
Formation	1er Semestre						
Portail Biologie Chimie Sciences de la Terre	Système Terre, Climat et Énergies	1		6		2	11,0
Portail Biologie Chimie Sciences de la Terre	Mesures en géosciences	1		3			4,5
L2 Sciences de la Terre et de l'Univers	Dynamique et environnements sédimentaires	2				12	12,0
L3 Sciences de la Terre et de l'Univers	Systèmes climatiques actuels et passés	3		1,5			2,3
M1 Sciences de la Terre, de l'Environnement et des Planètes	Environnements sédimentaires		1	2		3	6,0
M1 Sciences de la Terre, de l'Environnement et des Planètes	Cycles biogéochimiques et paléotraceurs		1	2	1,5		4,5
M1 Sciences de la Terre, de l'Environnement et des Planètes	Variabilité et forçage du climat		1			3,5	3,5
M2 Préparation au concours de l'agrégation	Stage de terrain semestre 1 - Enseignement de terrain multi-échelle en biologie et géologie		2			16	16,0
M2 Préparation au concours de l'agrégation	Approfondissements secteur C (Sciences de la Terre)		2	6	3	8	20,0
M2 Etude des Climats de la Terre et M2 Bassins Sédimentaires pour la Transition Energétique	Géochimie des enveloppes superficielles		2	3	2		6,5
	2nd Semestre						
Portail Physique Chimie Sciences de la Terre	Mesures en géosciences	1		3			4,5
Portail Biologie Chimie Sciences de la Terre	Méthodologie	1				25	25,0
M1 Sciences de la Terre, de l'Environnement et des Planètes	Stage de terrain		1			25	25,0
M2 Préparation au concours de l'agrégation	Transmettre des connaissances multidisciplinaires en sciences de la terre et en biologie cellulaire, biologie moléculaire et physiologie		2		3	2	5,0
Décharges	Elaboration du sujet et correction des copies d'agrégation blanche		2		2		2,0
	Co-responsable L1 BCST	1			32		32,0
	Activité Recrutement Sélectif	1			20		20,0
	TOTAL GENERAL			**39,75**	**63,5**	**96,5**	**199,8**

I.2.2. Responsabilités pédagogiques

Une partie de mon service correspond à la responsabilité que j'exerce depuis 2017 en tant que **co-directrice des études** (avec 2 collègues des départements de Biologie et de Chimie) du Portail BCST (L1) (https://ecole-universitaire-paris-saclay.fr/formation/licence/sciences-de-la-vie/l1-biologie-chimie-sciences-de-la-terre), qui compte 280 étudiants en L1BCST, 30 étudiants en Licence Accès Santé LAS BCST et 20 pour accès en école de masso-kinésithérapie, ainsi que 2 Licences Double-Diplômes adossées au portail (LDD Mathématiques Sciences de la Vie, 25 étudiants et LDD Chimie Sciences de la vie, 25 étudiants). Je suis plus particulièrement impliquée dans le **suivi des étudiants** (aménagement de parcours, sportifs ou artiste de haut niveau, étudiants en difficulté…) et le **recrutement** dans le portail (procédure ParcourSup et demande d'admission préalable DAP).

En tant que responsable de la L1BCST, j'ai aussi participé à la mise en place des nouvelles maquettes pour nos formations en septembre 2020, à la suite de la transformation de l'UPSUD en UPSay en janvier 2020, qui a notamment nécessité une évolution vers l'approche par compétences.

Je suis également **responsable de l'Unité d'Enseignement (UE)** obligatoire « Système Terre, Climats, Énergies » en L1 depuis 2014, et en co-responsabilité depuis 2020 (25h puis 50h, 350 étudiants). Je suis également responsable depuis 2014 de 2 UE de M2 : « Géochimie des enveloppes superficielles » et « Méthodes d'analyses en sciences de la terre » (en coresponsabilité avec E. Pons-Branchu, UVSQ depuis 2016) qui sont enseignés aux M2 finalités Bassins sédimentaires pour la transition énergétique (BSTE) et ECLAT du Master STePE (https://www.universite-paris-saclay.fr/formation/master/sciences-de-la-terre-et-des-planetes-environnement).

Je suis depuis 2021 **membre du jury du M2 finalité BSTE** du Master STePE. A ce titre, je participe à la sélection des dossiers de demande d'intégration au parcours et au(x) jury(s) délibératoire(s) pour l'obtention du diplôme.

Enfin, j'ai porté 2 **projets pédagogiques** de financement de TP Innovants de Master (14 k€, IDEX Paris-Saclay, en coresponsabilité avec E. Pons-Branchu, Université Versailles St Quentin, 2016) et de 11 loupes binoculaires pour des travaux pratiques (35 k€, Labex L-IPSL et UPSUD, 2014-2015).

I.3. Activités de recherche

Lors de mon recrutement en 2011, j'ai intégré à temps plein **l'équipe « Paléoclimats et Dynamique Sédimentaire » PDS** du laboratoire IDES puis GEOPS. J'ai par la suite été sollicitée par les collègues de **l'équipe « Altérations » ALTS** en intégrant certains de leurs projets de recherche (voir détails ci-après et dans le chapitre II.2.2.2.), et je répartis aujourd'hui mes activités pour 80% dans l'équipe PDS et 20% dans l'équipe ALTS.

J'ai pu mener mes recherches grâce à plusieurs projets financés par différentes instances, soit en tant que porteur soit en tant que collaboratrice. Dans un souci de synthèse, je ne présente dans le détail que les projets dont j'ai été porteur, les autres projets étant présentés sous forme synthétique. Les résultats principaux associés aux différents projets font l'objet de chapitres développés ultérieurement dans les parties II et III de ce mémoire.

I.3.1. Projets en tant que porteuse

- Leader du projet INSU-LEFE-GeoFoBe (Géochimie des Foraminifères Benthiques, 21k€, 2012-2014)

Les objectifs de ce projet de recherche s'inscrivent dans la thématique générale de l'étude de la variabilité naturelle passée du climat à partir d'archives sédimentaires. L'approche proposée repose sur l'utilisation de la **signature géochimique des coquilles ou tests en carbonate de calcium ($CaCO_3$) des foraminifères benthiques**, dont la composition chimique reproduit certains des paramètres environnementaux du milieu de croissance. L'originalité de ce projet est basée sur un double objectif consistant à **i) séparer l'influence des facteurs environnementaux des processus biologiques (**ou effet vital) sur l'acquisition de la signature géochimique, et **ii) estimer l'impact de la fossilisation** sur le signal originel.

Pour y répondre, plusieurs espèces ont été sélectionnées et le couplage entre différents traceurs géochimiques a permis de contraindre les facteurs environnementaux contrôlant ces traceurs. Ce projet a permis de fédérer différentes compétences autour des foraminifères benthiques, en permettant la collaboration de spécialistes des foraminifères modernes (Laboratoire d'étude des Bio-Indicateurs Actuels et Fossiles, BIAF, Angers) et fossiles (CEREGE, Aix en Provence), et de géochimistes travaillant sur différents types d'échantillons et de traceurs (GEOPS, Orsay et Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE, Gif sur Yvette). Ce projet a permis d'ouvrir sur de nouveaux développements analytiques sur des échantillons complexes à étudier. L'essentiel des études sur spécimens modernes a pu être mené en **Baie du Bengale et dans le Golfe de Gascogne**, où l'analyse de foraminifères benthiques fossiles a donné lieu à plusieurs stages de recherche (de M1 et M2). En revanche, dans la Baie du Bengale, les carottes sélectionnées pour l'étude de l'impact de la diagénèse ne permettent pas de faire des analyses « totales » sur spécimens fossiles du fait du faible nombre de foraminifères, et les foraminifères benthiques disponibles sont conservés pour l'approche à micro-échelle. Afin de valoriser ce travail, 1 publication est en cours de correction après révision à Marine Micropaleontology (Haddam et al., Marine Micropaleontology, paragraphe II.1.2., Annexe 3) et une présentation orale en tant que première auteure a été faite en 2017 à la Goldschmidt International Conference et donnera lieu à une publication (Sepulcre et al., En préparation, paragraphe II.1.1.2.). Une présentation orale a été également faite lors du colloque de restitution organisé par l'INSU-LEFE en 2016 (paragraphe I.8.3.2.2.).

- Leader du projet INSU-LEFE-CITRON GLACE (Circulation InTeRmédiaire dans l'Océan iNdien depuis le dernier maximum GLACiairE, 31k€, 2017-2019)

Le projet CITRON GLACE a été financé par le programme INSU-LEFE-IMAGO de 2017 à 2019, pour un montant total de 30 k€, et a permis le support de la thèse de doctorat de Melle Ruifang Ma (2015-2019). Il s'agissait de reconstituer les **variations de la source et de la dynamique des masses d'eau intermédiaires dans l'Océan Indien**, par l'étude micropaléontologique et géochimique de carottes sédimentaires de la Baie du Bengale (MD77-176, 14°30'5N, 93°07'6E, 1375m) et de la Mer d'Arabie (MD77-191, 07°30'N, 76°43'E, 1254m). A partir des assemblages de foraminifères benthiques, de leur signature isotopique ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$), de la différence entre les âges ^{14}C des foraminifères planctoniques et des benthiques ($\Delta^{14}C$) et des rapports élémentaires (Mg/Ca, Mg/Li, Cd/Ca et U/Ca) nous avons pu reconstituer la dynamique des masses d'eaux intermédiaires depuis le Dernier Maximum Glaciaire, en montrant notamment la **contribution des masses d'eau Antarctique Intermédiaires (AAIW)** durant les événements abrupts qui ont ponctué la **Dernière Déglaciation** (Ma et al., 2019, chapitre III.2.2., Annexe 8) et les changements de **dynamique de production** de ces masses d'eau (Ma et al., 2020, chapitre III.2.2., Annexe 10) ainsi que la **connexion entre la surface et les eaux intermédiaires** (Ma et al., 2022, chapitre III.2.2., Annexe 11). En complément des informations apportées par les isotopes du Néodyme (εNd) (Yu, et al., 2018, Annexe 9, et 2022, Annexe 12, chapitres III.2.2. et III.2.2.), ces travaux ont montré les **relations fortes entre la dynamique de l'Océan Austral** (et notamment l'intensité de l'upwelling austral) **avec la circulation des masses d'eaux intermédiaires**. De plus, les rapports élémentaires de l'espèce de foraminifère benthique *Hoeglundina elegans* (Mg/Li, Sr/Ca) ont été utilisés pour reconstituer les variations de la teneur en ions carbonates [CO_3^{2-}] au niveau du site d'étude, en relation avec les variations du **cycle global du Carbone océanique et des échanges avec le compartiment atmosphérique** (Ma et al., 2020, Annexe 10, III.2.2.). Enfin, nous avons pu également reconstituer les variations de la **teneur en nutriments** des masses d'eaux intermédiaires à l'aide des rapports Cd/Ca et Ba/Ca, et montrer l'influence à la fois de **phénomènes locaux** (e.g., influence de l'intensité de la mousson sur la productivité primaire) **et globaux** (formation des eaux intermédiaires dans l'Océan Austral) sur la composition chimique des masses d'eaux intermédiaires (Ma et al., 2022, Annexe 11, III.2.2.).

- Leader du projet INSU-LEFE-RIAD (Reconstitution des eaux Intermédiaires dans l'Atlantique Nord depuis le Dernier Maximum Glaciaire, 31k€, 2020-2022)

Nos travaux précédents (projet CITRON-GLACE) ont permis de mieux documenter la circulation intermédiaire dans l'Océan Indien, mais ils ont également mis en évidence les **données contradictoires** dans les différents bassins océaniques, et notamment dans l'Océan Atlantique. En effet, certains travaux témoignent d'une augmentation de la pénétration des AAIW dans l'Océan Atlantique pendant le Dernier Maximum Glaciaire ainsi que pendant les événements abrupts de la Dernière Déglaciation alors que des études dans l'Atlantique tropical rapportent une diminution du flux septentrional des AAIW pendant les mêmes périodes (voir synthèse dans Yu et al., 2018, chapitre III.2.1.1.). Au vu de l'importance de la **dynamique des AAIW dans le système climatique global**, par le transport de chaleur, de nutriments et de sel à l'échelle de tous les bassins océaniques, mais également via le rôle de l'Océan Austral sur le cycle global du Carbone, il apparaît donc important de mieux **documenter la circulation intermédiaire dans l'Atlantique** durant ces périodes clés de l'histoire climatique récente. C'est pourquoi le projet RIAD se concentre sur la reconstitution de la circulation des masses d'eaux intermédiaires dans l'Atlantique Nord Est pour mieux comprendre la **dynamique de ces masses d'eau depuis le Dernier Maximum Glaciaire.** L'approche multi-traceurs couplant assemblages de foraminifères benthiques, traceurs « classiques » de la circulation ($\delta^{18}O$, $\delta\ ^{13}C$) et outils plus récents ($\Delta^{14}C$, εNd, rapports élémentaires) est un atout majeur pour mieux comprendre les changements environnementaux associés à la Dernière Déglaciation. Ce projet, qui est focalisé sur 2 sites d'étude, le Bassin de Porcupine (carotte MD01-2461) et la marge ibérique (carotte SU9228), pour mieux retracer le trajet des masses d'eau intermédiaires depuis l'Atlantique Sud, a servi de support financier à la thèse de Melle Solène Pourtout (2019-2023). Les résultats obtenus ont fait l'objet de 3 présentations (1 poster en conférence nationale, 2 communications orales en conférences nationales, paragraphes I.8.3.1.1. et I.8.3.2.1., Annexe 1) et d'une publication soumise (Pourtout et al., Soumis à Paleoceanography, Paleoclimatology, Chapitre III.3., Annexe 13). L'ensemble des résultats sera présenté lors de la soutenance de S. Pourtout prévue le Jeudi 6 Juillet 2023.

-Projets de financements d'équipements

- Afin de de pouvoir travailler dans un espace propre dédié à la préparation de mes

échantillons, j'ai porté un projet de financement pour finaliser une **salle blanche classe 100** (40 k€, par le Labex L-IPSL et 21k€ via le projet Attractivité de l'UPSUD, 2012, coût total du projet 100k€).

- J'ai porté une demande de Moyens de Recherche Mutualisés de l'UPSUD (96 k€, 2017-2019) pour le **fonctionnement du LA-ICP-MS-HR** (spectromètre de masse haute résolution à ablation Laser et Torche à Plasma) Thermo Element XR acquis en 2016 sur lequel j'effectue l'essentiel de ma recherche.

En synthèse, le coût total des projets que j'ai menés est de l'ordre de 300k€.

1.3.2. Projets en tant que collaboratrice

Les projets auxquels j'ai participé en tant que collaboratrice sont synthétisés ci-après en fonction du type de financement obtenu, les résultats majeurs associés sont développés dans les parties dédiées.

- Programmes ANR

- ANR-HAMOC (Holocene North Atlantic Gyres and Mediterranean Overturning dynamic through Climate Changes), participation 25%, 620 k€, 2014-2017, Resp. : C. Colin, UPSUD-GEOPS

- ANR-RECA (REconstructing the influence of Climate change on lAterite formation), collaboratrice, 670 k€, 2017-2020, Resp. : C. Gautheron, GEOPS (voir chapitre II.2.2.2.)

- ANR-MEDSENS (Mediterranean thermohaline circulation sensitivity: lessons from the past for future), participation 10%, 432 k€, 2019-2023, Resp. : K. Tachikawa, CEREGE (voir chapitre II.1.1.3.2.)

- ANR-BIOCOD (BIOlogical productivity changes and their leverage on the CarbOn cycle during past Deglaciations), participation 25%, 598 k€, 2022-2026, Resp. : S. Duchamp-Alphonse, GEOPS (voir chapitre III.4.)

- ANR-ECLAT (Processes controlling the Environmental dynamiCs and societaL impacts of Geogenic and AnThropogenic trace metals contaminants in French Guiana), participation 5%, demande en cours pour 2024-2027 (voir chapitre II.2.2.2.)

- Projet INSU

- INSU-IMAGO-MAGICS (MAGnesium thermometer Improvement for assessing Climate Sensitivity), participation 15%, 33 k€, 2016-2018, Resp. : F. Bassinot, LSCE (voir chapitres II.1.1.1. et III.2.1.1.)

- Campagnes à la mer

- Mission océanographique MONOPOL (Indian MONsOon PaleO-variabiLity) en Baie du Bengale (mai-juin 2012), responsable des prélèvements à bord par multi-carottier d'interface (Chef de mission : F. Bassinot, LSCE).

- Mission DIPOMOUSS (DIPOle Indien et MOUSSon) dans l'Océan Indien (reportée à 2024 suite à la crise COVID) (Porteur et chef de mission : F. Bassinot, LSCE).

- Montage de la mission TRANSPAC (Tracking (paleo)oceanographic and paleoclimatic changes across the equatorial Pacific Ocean) dans l'océan Pacifique (Porteur et chef de mission : T. de Garidel-Thoron, CEREGE, projet à resoumettre).

- Autres

- Projet ASPECT (Analyses Spectrométriques Ponctuelles pour l'Environnement, le Climat et la Terre) : Projet de financement du LA-ICP-MS-HR Thermo Element XR, 2016, 440 k€ : BNP-PARIBAS, SESAME, ERM UPSUD, porté par C. Gautheron, GEOPS

- BNP-PARIBAS FATES (FAst climate changes, new Tools to understand and simulate the evolution of the Earth System), 700 k€, 2015-2017, Resp. : V. Masson-Delmotte, LSCE

- Programme PICS PASSOA (PAst dynamicS of the western SOuth Atlantic ocean: peering through the Santos Basin window), 6 k€, 2018, Resp. : L. Licari, CEREGE

I.4. Encadrement de la recherche

I.4.1. Stages de Masters

I.4.1.1. Master 1

Depuis mon recrutement en 2011, j'ai eu l'opportunité d'encadrer ou co-encadrer **8 stages de M1** synthétisés dans le Tableau I.2. qui ont tous poursuivis en M2 voire en thèse ultérieurement.

Tableau I.2. : Stages de M1 encadrés depuis 2011.

Définition des acronymes : *Année :* M1 : Master 1 ; M2 : Master 2 ; *Mentions :* BSRP : Bassins Sédimentaires, Ressources et Paléoclimats ; CCC : Comprendre les changements climatiques : du passé au futur ; CLEAR : Climat Environnement Applications et Recherche ; ECLAT : Etude des Climats de la Terre ; EBE : Ecologie, Biodiversité, Evolution ; STePE : Sciences de la Terre et des Planètes, Environnement ; STU : Sciences de la Terre et de l'Univers ; *Etablissements :* UPSAY : Université Paris Saclay ; UPSUD : Université Paris Sud ; UVSQ : Université Versailles Saint Quentin

Année	Nom	Prénom	Intitulé de la formation suivie	Encadrement	Co-encadrant(s)	Sujet de stage	Devenir de l'étudiant après l'année
2011-2012	Haddam	Naoufel	M1 STU UPSUD	100%		Restitution de la dynamique de la mousson indienne à partir d'une étude multitraceurs	M2 STU UPSUD
2014-2015	N'Guyen-Thuyet	Oriane	M1 STU UPSUD	100%		Reconstitution de la température des eaux de fond de l'Océan Atlantique à partir d'analyses géochimiques sur les foraminifères benthiques	M2 STU UPSUD
2015-2016	Abrial	Héloïse	M1 EBE UPSUD	50%	S. Duchamp-Alphonse (50%)	Variabilité de la mousson indienne au cours des 20 derniers ka à partir d'une carotte sédimentaire du Golfe du Bengale : approche micropaléontologique et géochimique	M2 EBE UPSUD
2018-2019	Radice	Chloé	M1 STePE CLEAR UVSQ	100%		Étude et préparation pour analyse micropaléontologique des sédiments modernes de Mer de Chine du Sud	M2 STePE CLEAR UVSQ
2019-2020	Bon	Mathilde	M1 STePE BSRP UPSAY	100%		Utilisation des foraminifères benthiques pour reconstituer les paléoenvironnements, exemple de l'Océan Atlantique	M2 STePE ECLAT UVSQ
2021-2022	Héraud	Alexandre	M1 STePE CCC UPSAY	100%		Initiation aux techniques de géochimie isotopique sur les foraminifères benthiques pour tracer la circulation en Atlantique Nord depuis le Dernier Maximum Glaciaire	M2 STePE ECLAT UVSQ
2021-2022	Combacal	Thomas	M1 STePE CCC UPSAY	100%		Initiation aux techniques micropaleontologiques et geochimiques et application à une carotte de la marge ibérique	M2 STePE ECLAT UVSQ
2021-2022	Maquaire	Léa	M1 Sciences de la mer – Parcours Sédimentologie et Paléocéanographie, Université de Bordeaux	100%		Reconstitution de l'hydrologie de l'Atlantique Nord depuis le Dernier Maximum Glaciaire par des techniques micropaléontologiques et géochimiques	M2 Sciences de la mer – Parcours Sédimentologie et Paléocéanographie Université de Bordeaux

I.4.1.2. Master 2

En tant que Maître de conférences, j'ai encadré ou co-encadré **6 stages de M2** depuis 2011 (Tableau I.3.). 3 étudiants ont poursuivi en thèse (1 soutenue en 2016, 1 dont la soutenance est prévue en 2023 et 1 arrêtée en 2021, en cours de CDD à GEOPS). Les résultats obtenus pendant certains de ces stages ont été valorisés sous forme d'article et/ou de communications en congrès et seront présentés ultérieurement dans les parties II et III de ce mémoire.

Tableau I.3. : Stages de M2 encadrés depuis 2011.

Définition des acronymes : *Année :* M2 : Master 2 ; *Mentions :* BSRP : Bassins Sédimentaires, Ressources et Paléoclimats ; ECLAT : Etude des Climats de la Terre ; STePE : Sciences de la Terre et des Planètes, Environnement ; STU : Sciences de la Terre et de l'Univers ; *Etablissements :* UPSAY : Université Paris Saclay ; UPSUD : Université Paris Sud ; UVSQ : Université Versailles Saint Quentin

* : travail valorisé sous la forme de communication et/ou article

Année	Nom	Prénom	Intitulé de la formation suivie	Encadrement	Co-encadrant(s)	Sujet de stage	Devenir de l'étudiant après l'année	
2012-2013	Haddam	Naoufel	M2 STU UPSUD	40%	F. Bassinot (20%), N. Caillon (10%) (LSCE) et L. Licari (30%) (CEREGE)	Répartition (assemblages) et géochimie des foraminifères benthiques dans les sédiments du Golfe du Bengale : liens avec les contraintes environnementales et la géochimie des eaux interstitielles	Thèse (soutenue en 2016)	*
2014-2015	Tribondeau	Marion	M2 STU UPSUD	40%	F. Bassinot (25%) (LSCE), M. Mojtahid (10%) (LPG-BIAF) et M. P. Nardelli (25%) (LPG-BIAF)	Répartition et géochimie des foraminifères benthiques dans les sédiments du Golfe de Gascogne		*
2018-2019	Plautre	Amélie	M2 STePE BSRP UPSUD	33%	C. Colin (34%) (GEOPS) et Z. Liu (33%) (Key State Laboratory of Marine Geology de Tongji University)	Study of the paleohydrology of the Rockall Straight based on a sedimentary core	Thèse démarée au Key State Laboratory of Marine Geology de Tongji University, actuellement en CDD à GEOPS	
2018-2019	Bertaz	Joffrey	M2 STePE BSRP UPSUD	33%	C. Colin (34%) (GEOPS) et Z. Liu (33%) (Key State Laboratory of Marine Geology de Tongji University)	Sedimentological and mineralogical study of sedimentary core from the Northem South China Sea.	Thèse en cours au Key State Laboratory of Marine Geology de Tongji University	
2021-2022	Debray	Thomas	ME STePE ECLAT UVSQ	70%	L. Licari (30%) (CEREGE)	Reconstitution de l'hydrologie de l'Océan Atlantique Nord depuis le Dernier Maximum Glaciaire	En recherche d'emploi	
2021-2022	Gely	Pauline	Master 2 Sciences de la Mer de l'Université Aix-Marseille	10%	L. Licari (90%) (CEREGE)	Analyse faunisitique et géochimique des sédiments de la Baie de Marseille : impact environnemental des boues rouges	En césure	

I.4.1.3. Autres

J'ai également encadré ou co-encadré **6 stages de niveau L2 et L3** dans des formations universitaires mais également d'**école d'ingénieur**, ainsi que **2 stages de 3ème** (Tableau I.4.)

Tableau I.4. : Autres stages encadrés depuis 2011.

Définition des acronymes : *Année :* L3 : Licence 3 ; LDD2 : Licence Double-Diplôme année 2 ; *Mentions :* GPC : Géosciences Physique Chimie ; STU : Sciences de la Terre et de l'Univers ; *Etablissements :* UPSAY : Université Paris Saclay ; UPSUD : Université Paris Sud

Année	Nom	Prénom	Intitulé de la formation suivie	Encadrement	Co-encadrant(s)	Sujet de stage
2016-2017	Houngavou	Bernardin	L3 STU UPSUD	50%	F. Haurine (50%) (GEOPS)	Reconstitution des propriétés physico-chimiques des eaux profondes de l'Atlantique dans le passé à partir des foraminifères benthiques
2016-2017	Mansour	Myriam	L3 STU UPSUD	50%	F. Haurine (50%) (GEOPS)	Reconstitution des propriétés physico-chimiques des eaux profondes de l'Atlantique dans le passé à partir des foraminifères benthiques
2018-2019	Yakoub	Mikael	Stage de 3ème	20%	1 journée sur la semaine passée en laboratoire	Découverte d'un environnement professionnel
2018-2019	Mazhar	Rémi	Stage de 3ème	20%	1 journée sur la semaine passée en laboratoire	Découverte d'un environnement professionnel
2019-2020	Cadasse	Jonah	L3 Chimie Université Paris Diderot	20%	G. Monvoisin (40%) (GEOPS), F. Haurine (40%) (GEOPS)	Développements comparatifs de techniques d'analyses de métaux
2019-2020	Lasalle	Coralie	L3 STU UPSUD	50%	G. Siani (50%) (GEOPS)	Initiation à la micropaléontologie
2021-2022	Le Tallec	Perig	LDD2 GPC	100%		Géochimie des foraminifères
2021-2022	Duhem	Lucas	Ecole Nationale Supérieure de Techniques Avancées ENSTA Paris	100%		Stage de première année d'école d'ingénieur, découverte d'un laboratoire de recherche

I.1.4.2. Thèses de doctorat

I.4.2.1. Thèses soutenues

J'ai co-encadré **2 thèses soutenues en 2019** dont les résultats principaux ont été valorisés par des communications à congrès et des articles qui seront détaillés dans le mémoire dans les parties II et III (Tableau I.5.).

Tableau I.5. : Co-encadrement de thèses soutenues depuis 2011.

Année	Nom	Prénom	Taux d'encadrement	Co-encadrant(s)	Financement	Sujet	Devenir de l'étudiant après l'année	Valorisation
2015-2019 (soutenance le 10/07/19)	Ma	Ruifang	50%	C. Colin (50%) (GEOPS)	Chinese Scholarship Council	Millennial-scale variations of the Intermediate Water Circulation in the Indian Ocean since the Last Glacial Period Inferred from Assemblages and Geochemistry of Benthic Foraminifera	Post-doctorat via "Youth Program of National Natural Science Foundation of China", Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Aacademy of Science, Lanzhou, Gansu	3 articles de Rang A et 2 communications à congrès (voir chapitre III.2.1.)
2015-2019 (soutenance le 14/10/19)	Pang	Xiaolei	20%	F. Bassinot (80%) (LSCE)	Chinese Scholarship Council	Heat and salinity transport across the Indonesian Archipelago over the last 270 000 years: new insights into the orbital and millennial dynamics of the Indonesian Throughflow and the Inter Tropical Convergence Zone	Post-doctorat à Peking University, Beijing	2 articles de Rang A et 2 communications à congrès (voir chapitres II.1.1.1. et III.2.2.)

I.4.2.2. Thèses en cours

Je suis actuellement co-directrice de **3 thèses en cours** à différents stades d'avancement : deux pour lesquelles l'acquisition des données est encore en cours (chapitres II.1.1.3..2. et III.4.) et une en cours de rédaction (voir chapitre III.3.) (Tableau I.6.).

Tableau I.6. : Co-encadrement de thèses en cours.

Année	Nom	Prénom	Encadrement	Co-encadrant(s)	Type de financement	Sujet	Stade de la thèse	Valorisation
2019-2023	Pourtout	Solène	50%	C. Colin (50%) (GEOPS)	Bourse ministérielle, prolongement de 6 mois accordé suite à la crise COVID et à l'arrêt maladie de l'encadrante	Changements passés de la circulation océanique à profondeur d'eau intermédiaire dans l'Océan Atlantique à partir de l'étude micropaléontologique et géochimique de carottes de sédiments marins depuis le Dernier Maximum Glaciaire	En cours de rédaction, soutenance prévue en Juillet 2023	2 communications à congrès et 1 article soumis (chapitre III.3.)
2020-2024	Guohui	Gao	30%	C. Colin (70%) (GEOPS)	Chinese Scholarship Council	Studies of geochemical proxies on foraminifera of marine sediments of cores of the Mediterranean Sea to constrain hydrological changes of deep and intermediate water masses of the Mediterranean Sea during the last climatic cycle	Un article en cours de rédaction, données acquises et en cours d'acquisition	2 communications à congrès (voir chapitre II.1.1.3.)
2022-2026	Wang	Yu	40%	S. Duchamp-Alphonse (60%) (GEOPS)	Chinese Scholarship Council	Major changes in Biological Carbon Pump during the past 800 000 years and their impacts on atmospheric pCO_2	Début de l'acquisition de données	

I.5. Responsabilités administratives et tâches collectives

I.5.1. Locales

Je suis investie dans la vie du laboratoire au travers de différentes fonctions que j'exerce. Je suis notamment **membre élue du Conseil du laboratoire** GEOPS depuis 2016 et **membre titulaire élue de la Commission Consultative de Spécialistes de l'Université** (CCSU) pour les Sections 35-36 depuis 2014, et j'en suis devenue **Assesseur** en 2022.

J'ai été **membre élue du conseil scientifique de la plateforme analytique PANOPLY** (2016-2018) lors de sa mise en place, en relation avec la **coresponsabilité et la gestion du LA-ICP-MS-HR** que j'exerçais depuis 2016 avant le recrutement d'un ingénieur d'étude dédié à cet instrument (F. Haurine en 2017). J'ai également porté la **responsabilité d'une salle blanche de classe 100** au sein de GEOPS que j'avais installée en 2013, jusqu'à la prise de fonction d'une ingénieure d'études (R. Pinna) pour la gestion de cet équipement en 2021.

I.5.2. Nationales

J'ai été **membre titulaire nommée par le ministère de la section 36 du Conseil National des Universités** (2016-2019). Ces fonctions consistaient à se réunir pour 4 sessions par an dédiées aux différentes tâches : une session pour la qualification aux fonctions de maître de conférences (environ 20-30 dossiers par an), une session pour la promotion (environ 4 dossiers de carrière par an) et l'attribution des Congés de Recherche et de Conversion Thématique (CRCT) (1 à 2 dossiers par an) , une session pour l'attribution de la Prime d'Encadrement Doctoral et de Recherche (PEDR) (environ 5 dossiers par an) et une session de suivi de carrière (environ 5 dossiers par an).

I.5.3. Organisation de rencontres scientifiques

J'ai participé à **l'organisation des Journées Climat et Impacts** et 2014 et 2018, et j'ai également **co-animé une session** en 2018 et en 2020.

I.6. Expertise

I.6.1. Activités d'évaluation

I.6.1.1. Révision d'articles

J'ai été sollicitée pour réviser des articles dans différentes revues de Rang A telles que Quaternary Geochronology, G3, Biogeosciences, The Holocene ou encore Geodiversitas.

I.6.1.2. Revue de projets

J'ai eu l'occasion d'évaluer des projets pour des **instances nationales ou internationales** telles que LEFE-IMAGO (2015-2016, 2016-2017), LEFE-CYBER (2014-2015, 2019-2020, 2021-2022, 2022-2023), campagne à la mer IFREMER (2018) et FONDECYT-CHILE (2022).

I.6.2. Participations à des jurys

I.6.2.1. Concours ITRF (Ingénieurs et personnels Techniques, de Recherche et de Formation)

Je suis inscrite en tant qu'**experte** depuis 2012 sur les listes du ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche pour le recrutement des personnels ITRF en BAP B (Sciences chimiques – Sciences des matériaux). A ce titre, je vérifie que les conditions de recrutement se déroulent suivant les règles établies, je participe à l'élaboration des modalités d'évaluation (sujet d'examen, questions aux oraux…) et je réponds aux questions des membres du jury sur les épreuves ou le déroulement du concours.

J'ai ainsi participé à une **10aine de concours** et au recrutement d'environ **30 personnels** répartis comme suit : 1 Ingénieur d'Etude (2012, externe, Collège de France, CEREGE, Aix en Provence), 2 Assistants Ingénieurs (2013, externe, Université Versailles St Quentin, LSCE, Gif sur Yvette ; 2022, interne, Centrale Supélec), 3 Ingénieurs de Recherche (2014, externe, Université de Bretagne Occidentale, Brest ; 2019, externe, Ecole Normale Supérieure Paris Saclay, Cachan ; 2021, externe, Université de Rouen, Rouen), 2 techniciens en chimie et sciences physiques (2017, interne, Université du Havre et de Picardie Jules Verne), 2

techniciens en sciences des matériaux/caractérisation (2020, interne, Sorbonne Université, Paris et Centrale Supélec, Gif sur Yvette), 10 techniciens en analyses chimiques (2022 : 9 postes au concours externe : Sorbonne Université, Paris Cité, Université Paris Saclay, Rectorat de Paris, Conservatoire National des Arts et Métiers, Rectorat de Versailles et Université Paris Saclay et 1 poste au concours interne : Rectorat de Versailles), 6 préparateurs en chimie et sciences physiques (2023 : 5 postes Rectorat de Nantes et 1 poste au Rectorat de Rennes, concours interne) et concours d'avancement au grade technicien de recherche et de formation de classe exceptionnelle (2023).

I.6.2.2. Comités de sélection

J'ai été sollicitée pour participer à **6 comités de sélection** pour le recrutement de maîtres de conférences, 3 pour l'UPSUD/UPSAY (2016, 2020 et 2022) et 3 pour d'autres établissements (2019, Conservatoire National des Arts et Métiers ; 2020, Aix-Marseille Universités ; 2023, Université Versailles St Quentin).

I.6.2.3. Jurys et comités de thèse

J'ai participé aux **comités de thèse** de Romain Euverte (2018, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement LSCE) et de Joffrey Bertaz (2020, Thèse en cours au Key State Laboratory of Marine Geology de Tongji University en co-tutelle avec l'Université Paris Saclay).

Je serai en tant qu'examinatrice dans le **jury de thèse** de Melle Clara Hairie qui effectue ses travaux de recherche au Centre de Recherche sur la Conservation du Muséum national d'Histoire naturelle sous la direction de V. Rouchon et de N. Steunou de l'institut Lavoisier, dont la soutenance est prévue en Juin 2023.

I.6.3. Distinction

Je suis Titulaire de la **Prime d'Encadrement Doctoral et de Recherche PEDR** depuis 2020.

I.7. Activités de diffusion des savoirs

J'avais eu l'opportunité de mettre au point des projets de diffusion vers le grand public en tant que monitrice du CIES (Centre d'Initiation à l'Enseignement Supérieur), au travers d'un projet développé en partenariat avec l'association « sortie d'amphi », les universités, le CIES

et la ville de Marseille pour intervenir dans plusieurs lycées et répondre aux questions des futurs étudiants. J'étais également engagée sur d'autres projets pédagogiques comme la Fête de la Science ou ma participation aux Carrefours des Métiers Scientifiques et Technologiques organisés par l'Association « Lunes et l'Autre » pour intervenir auprès des scolaires et présenter des parcours de femme en sciences. Ces activités avaient conforté mon goût pour l'enseignement au sens large, mais faute de temps, je n'avais pas poursuivi ou initié ce type d'actions depuis mon recrutement. Néanmoins, en tant que maître de conférences, j'ai récemment repris ces activités au travers de plusieurs actions détaillées ci-après.

I.7.1. Interventions auprès des scolaires

I.7.1.1. Association Declics

L'association Declics (Dialogues Entre Chercheurs et Lycéens pour les Intéresser à la Construction des Savoirs) a pour but d'organiser l'**intervention de professionnels des sciences du domaine académique dans des lycées** en présence ou par visioconférence, afin de leur présenter des parcours de recherche variés (https://www.cerclefser.org/fr/declics/). J'ai pu participer à 2 événements organisés à l'automne 2022, l'un à distance en tant que « Capitaine » (i.e., celui ou celle qui présente le but de l'intervention avant la rencontre directe entre les professionnels et les lycéens) et l'autre en présence en tant que participante. L'association travaille à étendre le dispositif au collège, et je devrais participer à une session dans le courant du printemps 2023.

I.7.1.2. Les Savanturiers

Les « Savanturiers-Ecole de la recherche » (savanturiers.afper.org) est un programme éducatif porté par l'Association française d'éducation par la recherche (AFPER) qui est né au Learning Planet Institute et qui a pour objectif d'**initier les élèves de la maternelle au lycée aux enjeux et méthodes de la recherche**, dans le cadre scolaire, périscolaire et extra-scolaire. Dans ce cadre, je participe en tant que « référent scientifique » au projet d'éducation par la recherche qui est mené en classe par les élèves et orchestré par un ou plusieurs enseignants, et qui porte sur la thématique « Savanturiers du climat ». J'ai suivi une formation en Janvier 2023 afin d'assurer ce rôle auprès d'une classe et de leur(s) enseignants(s) pour les aider à mener à bien leur projet scientifique en suivant la même démarche que la recherche. La

prochaine étape, à savoir la mise en contact entre enseignants et référents pour l'élaboration du projet, aura lieu au printemps 2023 pour la mise en place à la rentrée 2023.

I.7.1.3. Autres initiatives

En interagissant avec les enseignants de la classe de CM1 de ma fille à l'école élémentaire Les Cendrières de Limours, je leur ai proposé de **transposer à l'école un atelier « Climat »** que nous proposons à GEOPS lors de la Fête de la Science. J'ai ainsi installé des loupes binoculaires et des échantillons de carottes sédimentaire à observer, ainsi que plusieurs ateliers sur la chimie des océans, le CO_2 dans l'atmosphère et la circulation océanique. Cet atelier a finalement été étendu sur 2 jours (12 et 13 Janvier 2023) et à l'ensemble des 9 classes depuis le CP jusqu'au CM2, et a rencontré un accueil enthousiaste de la part des élèves et du corps enseignant. D'autres projets seront proposés à l'école pour l'année prochaine, notamment autour de la reconnaissance des météorites en collaboration avec des collègues de l'équipe « Géomorphologie et Géochronologie des surfaces planétaires et volcaniques » (GGSPV) de GEOPS.

I.7.2. Projet de thésaurus de paléoclimatologie

Le projet PALEOSAURUS est né du constat du manque pour la communauté des paléoclimatologues, en particulier pour les étudiants, d'un thésaurus dédié à cette discipline. Un thésaurus est un répertoire organisé de termes (mots-clés) génériques et spécifiques définissant le vocabulaire propre à une discipline. La structure du thésaurus est basée les relations sémantiques entre les termes telles que : association, hiérarchie, similitude, synonymie.

Le **thésaurus de paléoclimatologie**, nommé **PALEOSAURUS**, est le fruit du travail collaboratif entre paléoclimatologues (F. Bassinot, V. Daux, C.Hatté, C. Kissel, T. Penchenat, LSCE ; D.-D. Rousseau, Géosciences Montpellier ; S. Sepulcre, GEOPS) et experts de l'information scientifique et technique (G. Banzet, L. Hamiaux, N. Vedovotto, Institut de l'information scientifique et technique, INIST ; H. Bretel, J. Sempéré, S. Suhan, C. Mercier, Direction des Bibliothèques, de l'Information et de la Science Ouverte DiBISO, UPSAY), c'est **un ensemble structuré de concepts représentant la science des climats du passé**. Le but a été de mettre en place un registre vocabulaire de référence pour indexer les publications scientifiques et décrire les données de recherche à l'aide de mots-clés.

Les différentes étapes de la constitution de PALEOSAURUS ont été :

1. La mise en place par les experts en science de l'information d'un corpus de plusieurs milliers d'articles scientifiques de la discipline à partir des plateformes Scopus, Web of Sciences et Istex.
2. L'élaboration d'une liste de 7000 termes en anglais par une procédure d'extraction terminologique et un travail de tri.
3. L'examen par les spécialistes du climat des termes extraits pour leur sélection et leur validation.
4. L'organisation des termes dans un tableau Excel qui a ensuite été converti en format SKOS (Simple Knowledge Organization System) pour représenter les termes liés à leur description.
5. L'application de l'outil de gestion collaborative de terminologies VocBench pour compléter et organiser PALEOSAURUS, et l'enrichir de définitions pour 600 termes.
6. La publication sur la plateforme Loterre (Linked Open TERminology REsources) en Novembre 2022 de PALEOSAURUS, qui décrit et structure environ 2000 entrées conceptuelles.

PALEOSAURUS est destiné à l'ensemble de la communauté académique, étudiants et professionnels, pour faciliter le partage, sur le web, des données et des productions scientifiques en paléoclimatologie, en fournissant une terminologie pour optimiser la recherche, cataloguer et récupérer l'information disponible. Il contribue à une uniformisation et à une meilleure compréhension des termes utilisés et peut être utilisé pour décrire les données de recherche à l'aide de mots-clés. C'est un outil évolutif, qui peut être amélioré et amendé en continu.

PALEOSAURUS est consultable et téléchargeable librement en ligne à l'adresse suivante : https://skosmos.loterre.fr/QX8/fr/ (voir également « Le thésaurus de paléoclimatologie : création et perspectives d'utilisation », https://cnrs.hal.science/GEOPS/hal-03895146v1).

I.8. Liste des travaux

La liste des travaux est présentée sous forme synthétique (voir également Annexe 1), car les principaux résultats seront détaillés dans le corps du mémoire aux chapitres appropriés.

En résumé, mes activités de recherche ont été valorisées sous la forme de 5 articles de Rang A (3 comme premier auteur et 2 comme co-auteurs) sur mon sujet de thèse et 1 article de Rang A comme premier auteur sur mes activités post-doctorales et poursuivies après mon recrutement en 2011. Pour mes activités de recherche en tant que Maître de conférences, 5 articles de Rang comme co-auteur avec des étudiants encadrés ainsi que 4 autres articles de Rang A comme co-auteur ont également été publiés. 2 articles sont en cours de préparation avec des étudiants encadrés et un autre article comme premier auteur est en cours de préparation.

Mes travaux de recherche depuis mon recrutement en 2011 ont été présentés lors de 9 communications en conférences internationales, dont 3 comme premier auteur (2 oraux et un poster) et 6 en collaboration avec des étudiants encadrés (2 communications orales, 3 posters, 1 résumé soumis). Ces résultats ont également fait l'objet de présentations en conférences nationales : 8 en collaboration avec des étudiants (7 posters et 1 communication orale) et 6 comme premier auteur (5 posters et 1 communication orale) A titre informatif, mes activités antérieures avaient fait l'objet de 5 présentations en congrès international (2 communications orales et 1 poster comme premier auteur ; 1 communication orale et 1 poster comme co-auteur) et 2 en conférence nationale (1 communication orale et 1 poster comme premier auteur).

I.8.1. Mémoires

J'ai écrit les 3 mémoires suivant, en maîtrise, DEA puis doctorat :

- La pesée des foraminifères planctoniques comme indicateur de dissolution des carbonates, Mémoire de Maîtrise, 35 pp., Aix-Marseille Universités (France), 2003.
- Les variations temporelles de la dissolution des carbonates dans le sédiment : approches isotopique, chimique et micropaléontologique, Mémoire de DEA, 50 pp., Aix-Marseille Universités (France), 2004.

- Essais de datations absolues et reconstitutions paléoclimatiques en Mer des Caraïbes : approche multi-traceurs sur les foraminifères planctoniques et la fraction fine aragonitique, Thèse de Doctorat, 368 pp., Aix-Marseille Universités (France), http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00323031/en/, 2008.

I.8.2. Articles dans des revues de Rang A

I.8.2.1. En collaboration avec des étudiants

Ma, R., **S. Sepulcre**, L. Licari, F. Haurine, F. Bassinot, Z. Yu and C. Colin, 2022. Changes in productivity and intermediate circulation in the northern Indian Ocean since the last deglaciation: new insights from benthic foraminiferal Cd/Ca records and benthic assemblage analyses, Climate of the Past, 18, 1757–1774, https://doi.org/10.5194/cp-18-1757-2022

Pang, X., F. Bassinot and **S. Sepulcre**, 2021. Indonesian Throughflow variability over the last two glacial-interglacial cycles: Evidence from the eastern Indian Ocean, Quaternary Science Reviews, 256, 106839, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106839

Pang, X., F. Bassinot and **S. Sepulcre**, 2020. Cleaning method impact on the Mg/Ca of three planktonic foraminifer species: A downcore study along a depth transect, Chemical Geology, 549, 119690, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119690

Ma, R., **S. Sepulcre**, L. Bassinot, F., Haurine, F., Tisnérat-Laborde, N. and Colin, C., 2020. North Indian Ocean circulation since the last deglaciation as inferred from new elemental ratio records for benthic foraminifera Hoeglundina elegans. Paleoceanography and Paleoclimatology, 35, e2019PA003801. https://doi.org/ 10.1029/2019PA003801

Ma, R., **S. Sepulcre**, L. Licari L., F. Z. Liu, N. Tisnérat-Laborde, N. Kallel, Z. Yu and C. Colin, 2019. Changes in intermediate circulation in the Bay of Bengal since the Last Glacial Maximum as inferred from benthic foraminifera assemblages and geochemical proxies, Geochemistry Geophysics Geosystems, 20, 1592–1608, https://doi.org/10.1029/2018GC008179.

I.8.2.2. Autres

Yu, Z., Colin C., Wilson D. J., Bayon G., Song Z., **Sepulcre S.,** Dapoigny A., Li Y., and S. Wan, 2022. Millennial variability in intermediate ocean circulation and Indian monsoonal

weathering inputs during the last deglaciation and Holocene. Geophysical Research Letters, 49, e2022GL100003. https://doi.org/10.1029/2022GL100003

Cushing E. M., Hollender F., Moiriat D. , Guyonnet-Benaize C., Theodoulidis N., Pons-Branchu E., **Sepulcre S.** , Bard P.-Y., Cornou C., Dechamp A., Mariscal A. and Roumelioti Z., 2020. Building a three-dimensional model of the active Plio-Quaternary basin of Argostoli (Cephalonia Island, Greece): An integrated geophysical and geological approach, Engineering Geology, 265,105441, https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.105441

Yu Z., C. Colin, R. Ma, L. Meynadier, S.M. Wan, L.N. Song, Q. Wu, **S. Sepulcre** and F. Bassinot, 2018. Antarctic Intermediate Water penetration into the Northern Indian Ocean during the last deglaciation. Earth and Planetary Sciences Letters, 500 67-75.

Yu Z., C. Colin, E. Douville, L. Meynadier, S. Duchamp-Alphonse, **S. Sepulcre**, S. Wan, L. Song, Q. Wu, Z. Xu and F. Bassinot, 2017. Yttrium and rare earth element partitioning in seawaters from the Bay of Bengal, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 18, doi:10.1002/2016GC006749.

Sepulcre S., N. Durand, E. Bard, 2017. Large ^{14}C age offsets between the fine fraction and coexisting planktonic foraminifera in shallow Caribbean sediments, Quaternary Geochronology, 38, 61-74.

Sepulcre S., Tachikawa K., Vidal L., Rostek F., Bard E., 2011. Sea-surface salinity variations in the northern Caribbean Sea across the mid-Pleistocene transition, Climate of the Past, 7, 75–90.

Seard C., Camoin G., Yokoyama Y., Matsuzaki H., Durand N., Bard E., **Sepulcre S.**, Deschamps P., 2011. Microbialite development patterns in the last deglacial reefs from Tahiti (French Polynesia; IODP Expedition #310): implications on reef framework architecture, Marine Geology, 279, 63-86.

Sepulcre S., Tachikawa K., Vidal L., Bard E., 2009. Preservation state of metastable magnesian calcite in periplatform sediment from the Caribbean Sea over the last million years, Geochemistry Geophysics Geosystems, 10, Q11013.

Sepulcre S., Durand N., Bard E., 2009. Mineralogical determination of reef and periplatform carbonates: calibration and implications for paleoceanography and radiochronology, Global and Planetary Change, 66 (1-2), 1-9.

Tachikawa K., **Sepulcre S.,** Toyofuku T., Bard E., 2008. Assessing influence of diagenetic carbonate dissolution on planktonic foraminiferal Mg/Ca in the South-eastern Arabian

Sea over the past 450 k years: Comparison between *Globigerinoides ruber* and *Globigerinoides sacculifer*, Geochemistry Geophysics Geosystems, 9, Q04037.

I.8.2.2. En préparation

Haddam N. A., **S. Sepulcre**, L. Licari, F. Bassinot, N. Caillon, F. Dewilde, A. Noret, F. Rostek, Monsoonal influence on recent benthic foraminiferal faunas and stable isotopic composition in the Bay of Bengal: Evidence from a geochemical-micropaleontological approach, En cours de correction après révision à Marine Micropaleontology, nouvelle soumission en Mai 2023

Pourtout S., **S. Sepulcre**, C. Colin, L. Licari, G. Siani and E. Michel, Past Changes in Atlantic Ocean Circulation at Intermediate Water Depths from Micropaleontological and Geochemical Proxies Since the Last Glacial Maximum, En preparation, à soumettre à Paleoclimatology, Paleoceanography en Juin 2023

S. Sepulcre, M. Tribondeau, F. Bassinot, M. Mojtahid, M. P. Nardelli, P.-A. Dessandier and J. Bonnin, Calibration of benthic foraminifera elemental ratios from the Northeastern Atlantic, En préparation.

I.8.3. Communications à congrès

I.8.3.1. Internationaux

I.8.3.1.1. En collaboration avec des étudiants

Guohui G., Colin C., Siani G., Dapoigny A., **Sepulcre S.,** G.J. de Lange, Past hydrological reconstruction of intermediate and deep-water masses of the Northern Ionian Sea during Sapropel S1 based on Nd isotopic compositions analyzed on foraminifera from deep-sea sediments, Résumé soumis à l'Annual V.M. Goldschmidt Conference (Lyon, France), 09-14/07/23

Pourtout S., **Sepulcre S.,** Licari L., Siani G., Michel E., Tisnérat-Laborde N., and C. Colin, Past changes in Atlantic Ocean circulation at intermediate water depths from micropaleontological and geochemical proxies since the last glacial maximum, EGU22-11399, Communication orale, EGU General Assembly (Vienne, Autriche), 23-27/05/22, https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-11399

Pang X., Bassinot F., **Sepulcre S.,** Zhou L., and X. Ding, Li/Ca in multiple species of planktonic foraminifera: Observed millennial to glacial-interglacial variations, Poster, Annual V.M.

Goldschmidt Conference (Lyon, France), 04-09/07/21, https://doi.org/10.7185/gold2021.7563

Pourtout S., **Sepulcre S.,** Licari L., Colin C., Siani G. and E. Michel, Past changes in Atlantic Ocean circulation at intermediate water depths from micropaleontological and geochemical proxies since the last glacial maximum, Communication orale, Annual V.M. Goldschmidt Conference (Lyon, France), 04-09/07/21, https://doi.org/10.7185/gold2021.7165

Ma R., **Sepulcre S.,** Bassinot F., Haurine F., Tisnerat-Laborde N. and C. Colin, Carbonate Ion Effects on Elemental Ratios in Benthic Foraminifera *Hoeglundina Elegans*: Application to Intermediate Water Circulation in the North Indian Ocean during the Last Deglaciation, Goldschmidt Abstracts, 2019 2105, Annual V.M. Goldschmidt Conference (Barcelone, Espagne), 18-23/08/19, https://goldschmidtabstracts.info/abstracts/ abstractView?id= 2019002739

Pang X., Bassinot F. and **S. Sepulcre**, Cleaning Procedure Effects on elements/Ca of Planktonic Foraminifera Test, Goldschmidt Abstracts, 2017 3037, Annual V.M. Goldschmidt Conference (Paris, France), 13-18/08/17, https://goldschmidtabstracts.info/abstracts/abstractView?id= 2017003823

I.8.3.1.2. Autres

Sepulcre S., Tribondeau M., Bassinot F., Mojtahid M., Nardelli M.-P., Dessandier P.-A. and J. Bonnin, Calibration of Benthic Foraminifera Elemental Ratios from the Northeastern Atlantic Goldschmidt Abstracts, 2017 3595, Annual V.M. Goldschmidt Conference (Paris, France), 13-18/08/17, https://goldschmidtabstracts.info/abstracts/abstractView?id=2017003055

Sepulcre S., Vidal L., Tachikawa K., Micchel E., Labeyrie L. and Bard E., Past changes in the Caribbean Sea water stratification inferred from the stable isotopes of planktonic and benthic foraminifera, 11th International Conference on Paleoceanography (ICP11 Barcelone, Espagne), 31/08-05/09/13

Sepulcre S., P. Deschamps and E. Bard, Assessing with radiocarbon the U-Th dating method applied to sedimentary aragonite, 21st International Radiocarbon Conference (Paris France), 09-13/07/12

Sepulcre S., Vidal L., Tachikawa K., Rostek F. and E. Bard, Salinity budget of the northern Caribbean Sea over the mid-Pleistocene transition, Geophysical Research Abstracts, 12,

EGU2010-8135-1, Communication orale, EGU General Assembly (Vienne, Autriche), 01-07/05/10

Sepulcre S., Tachikawa K., Vidal L., Bard E. Large ^{14}C age offsets between fine aragonite fraction and coexisting planktonic foraminifera in shallow Caribbean sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta, Special Supplement Goldschmidt Conference Abstracts, 71 (15, S1), A917 (2007), Communication orale, 17th Annual V.M. Goldschmidt Conference (Cologne, Allemagne), 19-24/08/07

Sepulcre S., Tachikawa K., Vidal L., Bard E. Controls on fine fraction carbonate mineralogy related to sea-level variations in the northern Caribbean sea. Abstract book, Publ. ASF, Paris 55 (Eds G. Camoin, A. Droxler, C. Fulthorpe, K. Miller), Poster, Seal'aix 06 (Giens, France), 25-29/09/06

Vidal L., **Sepulcre S**., Tachikawa K., Bard E. Multi-benthic species stable isotope to reconstruct changes in pore waters 13C/12C gradients and bottom water oxygen concentrations in the Arabian Sea over the last 450 kyr, Poster, 8th International Conference on Paleoceanography (Biarritz, France), 5-10/09/04

Tachikawa K., Vidal L., **Sepulcre S.,** Bard E. Size-normalized test weights, Mg/Ca and Sr/Ca of planktonic foraminifera from the Arabian Sea, Geochimica et Cosmochimica Acta, Special Supplement Goldschmidt Conference Abstracts, 67 (18, S1), A464 (2003), Communication orale, 13th Annual V.M. Goldschmidt Conference (Kurashiki, Japon), 7-12/09/03

I.8.3.2. Nationaux

I.8.3.2.1. En collaboration avec des étudiants

Ma, R., **S. Sepulcre**, L. Licari, F. Haurine, F. Bassinot, Z. Yu and C. Colin, Changes in productivity and intermediate circulation in the northern Indian Ocean since the last deglaciation: new insights from benthic foraminifera *Hoeglundina elegans* Cd/Ca records and benthic assemblage analyses,

Wang Y., S. Duchamp-Alphonse, **S. Sepulcre**, M. Brandon, E. Michel, F. Bassinot, A. Landais, Major changes in Biological Carbon Pump during the past 800 000 years and their impacts on atmospheric pCO_2, Poster, Journées Climat et Impacts, Saclay, 23-25/11/2022

Pourtout S., **Sepulcre S.,** Haurine F., Siani G., Michel E. and C. Colin, Rapid deglacial injection of heat and nutrients in the Northeastern Atlantic Ocean since the Last Glacial Maximum from geochemical proxies, Poster, Journées Climat et Impacts, Saclay, 23-25/11/2022

Pourtout S., **Sepulcre S.,** Licari L., Siani G., Tisnérat-Laborde N., Michel E. and C. Colin, RIAD : Past changes in ocean circulation at intermediate water depth in the Atlantic Ocean from micropaleontological and geochemical study of marine sediment cores since the Last Glacial Maximum, Poster, Colloque de restitution du programme LEFE-IMAGO, Saclay, 23-25/11/2022

Pourtout S., **Sepulcre S.,** Licari L., Siani G., Michel E., Tisnérat-Laborde N., and C. Colin, Changements passés de la circulation océanique à profondeur d'eau intermédiaire dans l'océan Atlantique à partir de l'étude micropaléontologique et géochimique de carottes de sédiments marins depuis le Dernier Maximum Glaciaire, Poster, Journées Climat et Impacts, Campus d'Orsay, 23-25/11/2020

Ma, R., **S. Sepulcre**, L. Licari L., F. Bassinot,, N. Tisnérat-Laborde, Z. Yu N. Kallel, and C. Colin, Projet INSU-LEFE-CITRON GLACE : Circulation InTeRmédiaire dans l'Océan iNdien depuis le dernier maximum GLACiairE, Poster, Colloque de restitution du programme LEFE-IMAGO, Clermont-Ferrand, 28-30/03/2018

Ma R., **Sepulcre S.,** Licari L. et C. Colin, The Glacial-Holocene evolution of water masses in the Bay of Bengal based on benthic foraminifera faunal analysis, Poster, Journées Climat et Impacts, Campus d'Orsay, 15-16/11/16

Haddam N., **Sepulcre S.,** Licari L., Bassinot F. et N. Caillon, Répartition (assemblages) et géochimie des foraminifères benthiques dans les sédiments du golfe du Bengale : liens avec les contraintes environnementales et la géochimie des eaux interstitielles, Communication orale, Journées Climat et Impacts, Campus d'Orsay, 17-18/11/14

I.8.3.2.2. Autres

Sepulcre S., Projet INSU-LEFE-CITRON GLACE : Circulation InTeRmédiaire dans l'Océan iNdien depuis le dernier maximum GLACiairE, Poster, Colloque de restitution du programme LEFE-IMAGO, Saclay, 21-22/11/2022

Sepulcre S., M. Tribondeau, F. Bassinot, M. Mojtahid, M.-P. Nardelli, P.-A. Dessandier and J. Bonnin, Calibration of benthic foraminifera elemental ratios from the Northeastern Atlantic, Poster, Journées Climat et Impacts, Campus d'Orsay, 29-30/11/18

Sepulcre S., GeoFoBe : Géochimie des foraminifères benthiques, acquisition et préservation des signaux élémentaires et isotopiques, Communication orale, Colloque de restitution du programme LEFE-CYBER, Bordeaux, 2016

Sepulcre S., Bassinot F., Licari L., Colin C., Tisnérat-Laborde N., Ma R., Pang X., Dang H., Blamart D. et T. de Garidel-Thoron, Géochimie élémentaire et isotopique dans les tests de foraminifères benthiques et planctoniques : projets MAGICS et CITRON GLACE, Poster, Journées Climat et Impacts, Campus d'Orsay, 15-16/11/16

Sepulcre S., Vidal L., Tachikawa K, Michel E., Labeyrie L. et E. Bard, Past changes in the Caribbean Sea water stratification inferred from the stable isotopes of planktonic and benthic foraminifera, Poster, Journées Climat et Impacts, Campus d'Orsay, 17-18/11/14

Sepulcre S., Etude de la signature géochimique en Bore (B/Ca, $\delta^{11}B$) et Magnésium (Mg/Ca) de foraminifères benthiques actuels et fossiles à différentes échelles d'analyse, Poster, Journées Climat et Impacts, Campus d'Orsay, 19-20/11/12

Sepulcre S., Tachikawa K., Vidal L., Sonzogni C., Bard E. Caractérisation minéralogique et isotopique de la fraction fine comparée au $\delta^{18}O$ de *Globigerinoides ruber* dans le Bassin de Walton (Mer des Caraïbes), Communication orale, Journées de Paléocéanographie (Lille, France), 15-16/05/06

Sepulcre S., Vidal L., Tachikawa K., Bard E. Variations climatiques en Mer des Caraïbes par l'étude minéralogique et géochimique de la fraction aragonitique comparée à l'enregistrement isotopique par les foraminifères planctoniques, Poster, Congrès de l'École Doctorale des Sciences de l'Environnement (Marseille, France), 21-22/03/06

PROBLÉMATIQUE

Les derniers rapports du GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC, IPCC 2023) confirment sans équivoque **l'impact des activités humaines sur le climat actuel de la Terre** (Figure 1, IPCC 2019).

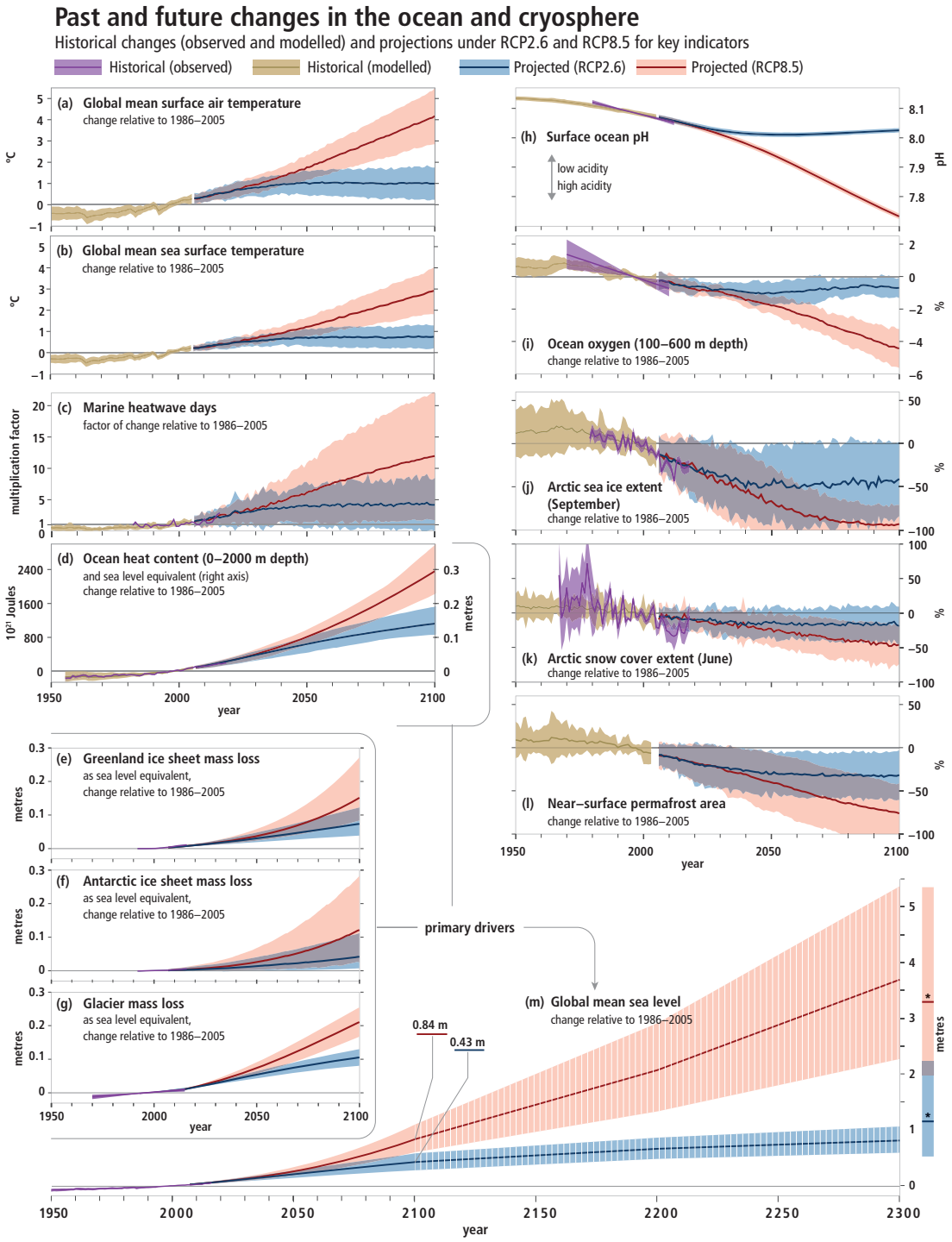

Figure 1 : Changements historiques observés et modélisés dans l'océan et la cryosphère depuis 1950, et projections des changements futurs selon des scénarios d'émissions de gaz à effet de serre faibles (RCP2.6) et élevés (RCP8.5).

Les observations et les projections montrent que le système climatique évolue globalement vers un **état plus chaud** (Température globale, Figure 1a ; Température de l'océan de surface, Figure 1b et global, Figure 1d) avec des conséquences multiples telles que la **fonte des calottes** du Groenland (Figure 1e), de l'Antarctique (Figure 1f) et **des glaciers** (Figure 1g), entrainant notamment une **augmentation du niveau marin** (Figure 1m), et une **diminution de l'étendue de la glace de mer** en Arctique (Figures 1j et k) et du **permafrost** (Figure 1l).

Des variations de la **chimie de l'océan** sont également observables et projetées, avec une diminution du pH en surface (Figure 1h) et de l'oxygénation globale des eaux (Figure 1i). Il n'existe pas de précédent historique à ce changement global rapide et de forte amplitude, et bien qu'il soit difficile de trouver des analogues parfaits aux observations actuelles et aux projections futures, **l'histoire climatique passée de la Terre peut fournir des éléments de comparaison** (Figure 2, Burke et al., 2018 ; Tierney et al., 2020a et 2020b ; Zachos et al., 2001).

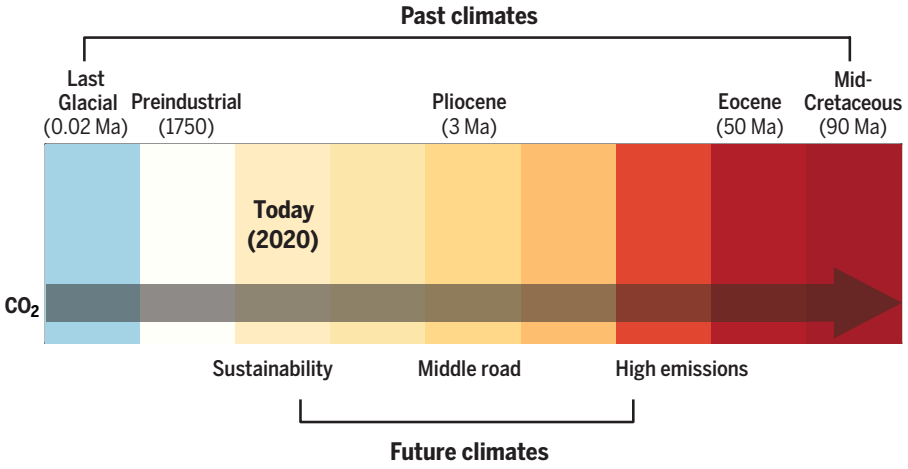

Figure 2 : Analogie entre les climats passés (en haut) et futurs (en bas) d'après le changement estimé de température de surface annuelle moyenne mondiale par rapport aux conditions préindustrielles. Bleu : périodes plus froides et rouge : périodes plus chaudes. Les anomalies de température mondiale sont estimées à l'an 2300 suivant différents scenario (« Sustainability/Durabilité », « Middle road/Voie intermédiaire » et « High emissions/Émissions élevées » correspondant respectivement aux scenarii SSP1-2.6, SSP2-4.5 et SSP5-8.5). Extrait de Tierney et al. (2020a).

Les enregistrements paléoclimatiques fournissent en effet un grand nombre de données sur les variables du climat telles que des reconstitutions de température, de précipitations, de la chimie de l'océan ou de l'atmosphère, de la dynamique de la cryosphère ou encore des capacités d'adaptation de la biosphère. Ces restitutions sont rendues possibles par le **développement et la combinaison de différents outils** permettant (voir synthèse par Tierney et al., 2020a et 2020b) : i) la **reconstitution** des changements (et notamment par les

traceurs géochimiques), ii) l'amélioration des **quantifications** à partir des enregistrements en particulier via l'application d'approches statistiques nouvelles et iii) l'optimisation des **modèles (paléo)climatiques**, dont la sensibilité aux variables est sans cesse accrue et incluant désormais directement les traceurs. Néanmoins, la qualité et le nombre de reconstructions faites à partir des traceurs restent un challenge pour tirer des **informations quantitatives utiles à la modélisation.**

Un des paramètres fondamentaux du système climatique est le **Carbone** dont le cycle relie un grand nombre des réservoirs impliqués. En effet, l'impact du CO_2 atmosphérique sur le climat global de la Terre a été démontré à différentes échelles de temps (e.g., Bereiter et al., 2015 ; Rae et al. 2021 ; Siegenthaler et al., 2005). Au-delà des reconstitutions par les calottes de glace (Bereiter et al., 2015), le CO_2 atmosphérique reste un paramètre difficile à contraindre dans le passé (Rae et al. 2021). Par ailleurs, la sensibilité des modèles aux changements du CO_2 atmosphérique reste à améliorer (Schmidt et al., 2017). On peut trouver dans le passé des **équivalents aux états actuels et futurs** pour reconstruire les variations du cycle du Carbone dans le passé et leurs conséquences (Figure 3, Tierney et al., 2020b).

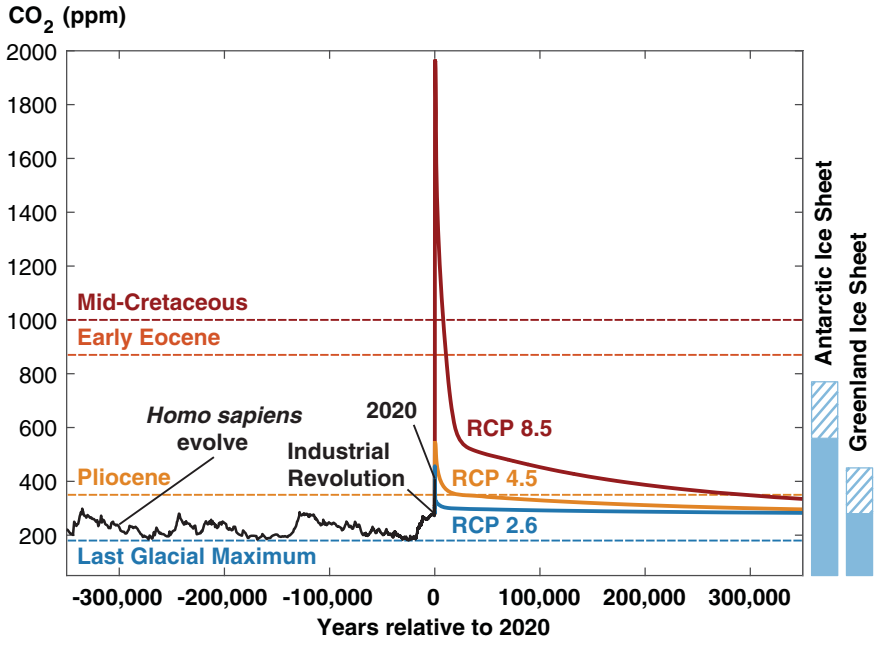

Figure 3 : Comparaison entre l'impact anthropique sur le CO_2 atmosphérique et des événements paléoclimatiques. Courbe noire : CO_2 mesuré dans les carottes de glace au cours des 350 000 dernières années (Bereiter et al., 2015). Courbes bleu, orange et rouge : projections de la teneur en CO_2 atmosphérique respectivement pour les scenarii 2.6, 4.5 et 8.5 du 5ème rapport du GIEC (IPCC, 2014) avec le modèle cGENIE. Lignes horizontales en pointillés : valeurs de CO_2 atmosphérique déterminées pour différentes périodes paléoclimatiques (bleu : Dernier Maximum Glaciaire ; Orange : Pliocène ; orange foncé : début de l'Éocène et rouge : mi-Crétacé). La persistance des calottes de glaces suivant ces différentes configurations est indiquée par les rectangles bleus à droite : couleur pleine, calottes développées ; zone hachurée : calottes intermittentes (Deconto et al., 2008). Extrait de Tierney et al. (2020b).

Dans ce contexte, **l'océan** étant le plus grand réservoir de Carbone actuel, il est indispensable de poursuivre les efforts de reconstitutions déjà menés pour mieux caractériser les échanges à différentes échelles de temps (e.g., Sigman et al, 2000 et 2010 ; Cui and Schubert, 2017 ; Zeebe et al., 2016).

Enfin, l'océan ne joue pas qu'un rôle de réservoir dans le système climatique, et la **dynamique des masses d'eau** est un paramètre fondamental de la variabilité du climat (Adkins, 2013 ; Lisiecki et al., 2008 ; Lynch-Stieglitz and Marchitto, 2014 ; Rahmstorf., 2002 et 2006 ; Zeebe et al., 2009).

Les recherches que je mène et qui sont présentées dans ce mémoire contribuent à répondre à certains aspects de ces questionnements scientifiques. Un volet de mes travaux porte sur la **meilleure compréhension des traceurs géochimiques et géochronologiques** que j'utilise, et sur leur développement à de nouvelles matrices. La maitrise de ces outils de reconstitution paléoenvironnementale et de calage temporel me permet ainsi de les appliquer aux archives sédimentaires, et de répondre à diverses questions scientifiques comme le rôle de la **dynamique des masses d'eau** sur les changements climatiques à différentes échelles de temps, ou encore la mise en évidence des échanges entre réservoirs notamment via le **Cycle du Carbone.**

PARTIE II : « CALIBRATION » DES TRACEURS GÉOCHIMIQUES ET CALAGE CHRONOLOGIQUE DES ARCHIVES CLIMATIQUES

II.1. Outils de reconstitutions paléocéanographiques

Reconstruire les climats du passé est une étape clé dans la compréhension du système climatique actuel et de son évolution future (IPCC, 2022 et 2023). Hormis quelques cas comme les carottes de glaces dans lesquelles des mesures directes peuvent être réalisées (e.g., EPICA community members, 2004), la plupart des reconstitutions climatiques s'appuient sur des **traceurs, ou « proxy »,** qui permettent de restituer la variabilité d'un paramètre environnemental au cours du temps (e. g., Henderson, 2002 ; Katz et al., 2010 ; Lynch-Stieglitz and Marchitto, 2014). Aussi, **l'étalonnage ou « calibration »** de ces traceurs en conditions connues (e.g., environnement moderne) et /ou contrôlées (e.g., laboratoire) est un prérequis indispensable avant leur application aux archives climatiques.

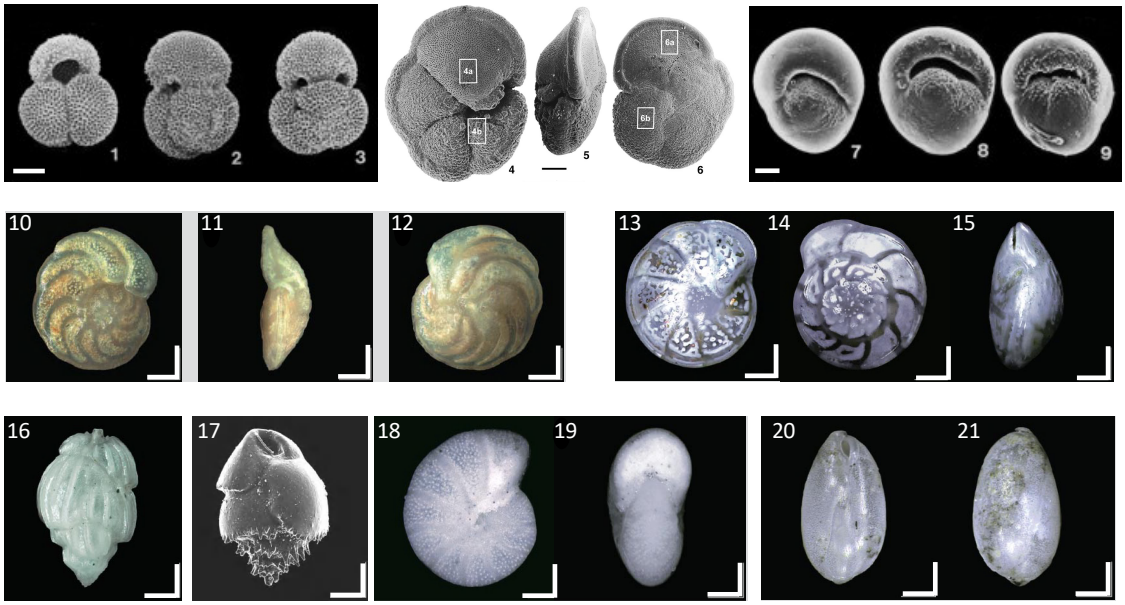

Figure II.1. : Exemples d'espèces de foraminifères planctoniques (1-9) et benthiques (10-21) utilisés dans mes travaux de recherche. 1-3 : *Globigerinoides ruber* en vue latérale ; 4-6 : *Globorotalia menardii* en vue ombilicale (4), de l'ouverture (5) et spiralée (6). 7-9 : *Pulleniatina obliquiloculata* en vue latérale. 1-9 : le trait blanc représente 100 µm. 10-12 : *Planulina wuellerstorfi* en vue spiralée, de l'ouverture et ombilicale, trait blanc = 186 µm ; *Hoeglundina elegans* en vue spiralée, de l'ouverture et ombilicale, trait blanc = 280 µm ; *Uvigerina mediterranea* en vue latérale, trait blanc = 167 µm ; *Bulimina marginata*, en vue latérale, trait blanc = 168 µm ; *Melonis barleeanum* en vue ombilicale et de l'ouverture, trait blanc = 82 µm ; 20 et 21 : *Globobulimina pacifica* en vue latérale, trait blanc = 230 µm.
1-3 et 7-9 : WoRMS https://www.marinespecies.org/index.php ; 4-6 : Regenberg et al. (2010) ; 10-21 : Holbourn et al., 2013.

Je me suis toujours intéressée dans mes travaux de recherche à la meilleure compréhension des traceurs paléocéanographiques, avec une attention particulière portée aux **Carbonates de Calcium $CaCO_3$ abiotiques ou biogéniques**. Dans les sédiments marins que j'étudie plus particulièrement, je m'intéresse aux **foraminifères,** qui sont des organismes unicellulaires dont certains secrètent un test en $CaCO_3$ enregistrant potentiellement dans leur signature géochimique les paramètres de l'environnement dans lequel ils ont précipité leur test (Figure II.1.). Les foraminifères, de par la composition chimique de leurs tests et leurs préférences écologiques, constituent comme d'autres groupes de micro-ou nanno-fossiles de puissantes archives des changements environnementaux (Danielan et Eynaud, 2018).

Deux grandes familles de foraminifères existent, **planctoniques**, vivant dans la colonne d'eau depuis la surface jusqu'à quelques centaines de mètres, et **benthiques**, qui vivent à l'interface eau-sédiment (on parlera d'espèces de l'épifaune) ou plus profondément à l'intérieur du sédiment (endofaune). Cette répartition dépend de la quantité et de la qualité de la matière organique qui sédimente, ainsi que de la disponibilité en oxygène (modèle TROX, Jorissen et al., 1995 ; Fontanier et al., 2002, Figure II.2.).

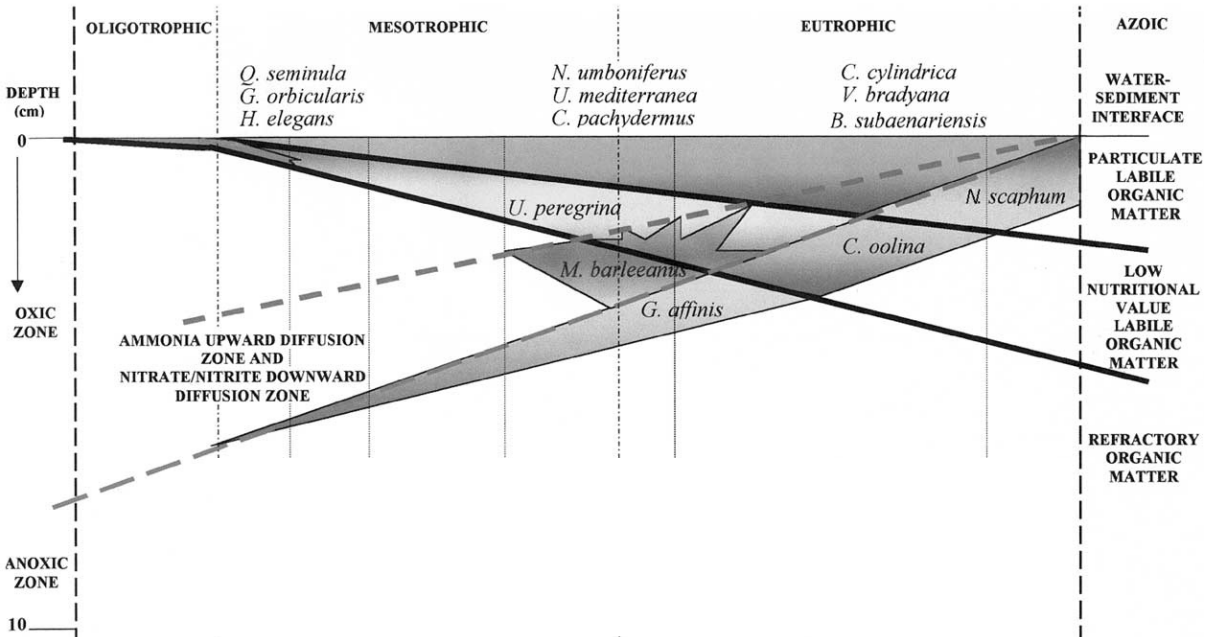

Figure II.2.: Exemple de répartition des microhabitats de différentes espèces de foraminifères benthiques associés aux conditions trophiques (Golfe de Gascogne, Fontanier et al., 2002).

Les chapitres suivants s'intéressent à la mise au point de nouveaux traceurs ou à l'optimisation de traceurs existants en particulier sur les foraminifères planctoniques et benthiques, afin de mieux documenter la variabilité climatique et les changements dans l'océan. Je présenterai tout d'abord un état de l'art de chacun des traceurs d'intérêt avant de focaliser sur l'apport de mes travaux de recherche.

II.1.1. Rapports élémentaires

Le développement instrumental depuis les années 1980's a permis la mesure de plus en plus précise sur des quantités d'échantillon de plus en plus réduites de la composition chimique des archives climatiques (e.g., de Villiers et al., 2002 ; Fernandez et al., 2011 ; Harding et al., 2006 ; Hathorne et al., 2003 ; Johnstone et al., 2011 ; Marchitto et al., 2006 ; Roman et al., 2019 ; Shen et al., 2007 ; Yu et al., 2005). Dans les $CaCO_3$ en particulier, la relation entre la concentration de certains éléments normalisée au Ca et des paramètres environnementaux a été explorée, à la fois par des expériences en laboratoire sur ces $CaCO_3$ abiotiques (e.g., Oomori et al., 1987) et sur les $CaCO_3$ biogéniques (e.g., Cusack et Freer, 2008).

Parmi les différents paramètres environnementaux, la reconstruction de la **température des masses d'eau** a été largement explorée. En effet, reconstruire les variations de la température de l'océan est un enjeu pour mieux contraindre les échanges entre les réservoirs du système climatique et les variations de leur dynamique. Pour atteindre cet objectif, **le rapport Magnésium sur Calcium Mg/Ca** a été étudié depuis les années 1990, et est rapidement devenu est un traceur clé des reconstitutions paléocéanographiques, quand la relation exponentielle entre ce rapport élémentaire et la température a été démontrée dans les foraminifères planctoniques par les travaux pionniers de, par exemple, Elderfield et al. 1996, Elderfield et Ganssen (2000) et Lea et al. (1999 et 2000) et également dans les foraminifères benthiques (Lear et al., 2000). Cette relation s'écrit (équation E.II.1.) :

$$Mg/Ca = A \exp^{BT} \quad \text{(E.II.1.)}$$

où T est la température de calcification en degrés Celsius, et A et B sont deux constantes définies empiriquement. De nombreuses études ont affiné depuis cette relation à partir de l'analyse de sommets de carottes, de carottiers d'interface, de filets à plancton ou d'expérience de culture en laboratoire (e.g., Allen et al., 2016 ; Anand et al., 2003 ; Barras et al., 2009 ; Cléroux et al., 2008 ; Dekens et al., 2001 ; Dissard et al., 2010a et b ; Elderfield et

Gansen, 2000 ; Filipsson et al., 2010 ; Hintz et al., 2006a et 2006b ; Schiebel et al., 2018 ; Tisserand et al., 2013) (Figure II.3.).

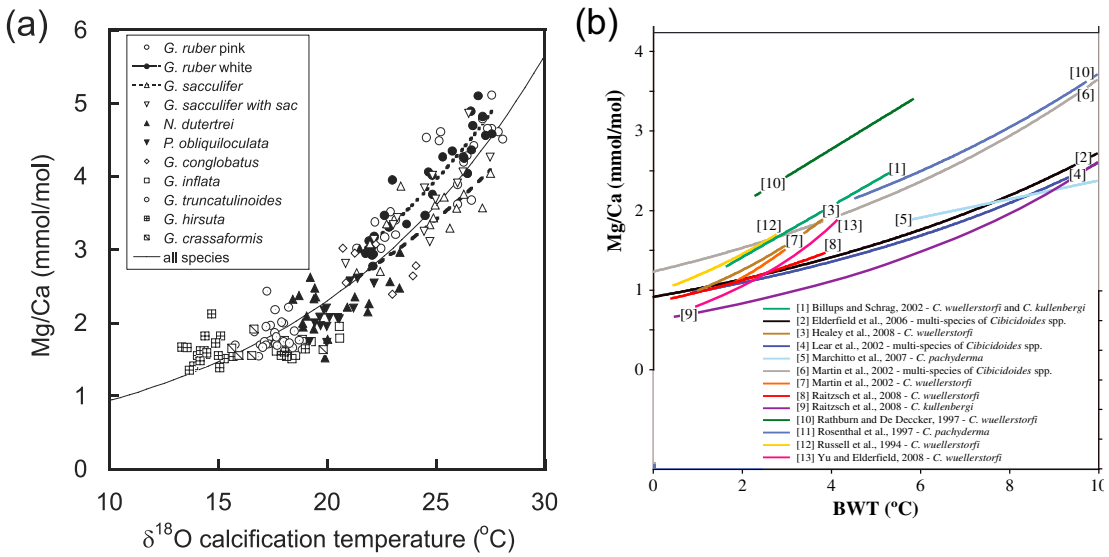

Figure II.3. : Relation entre le Mg/Ca mesuré a) dans différentes espèces de foraminifères planctoniques (Anand et al. 2003) et b) pour différentes espèces du genre de foraminifère benthique *Cibicidoides* (Tisserand et al., 2013).

Ce traceur a ainsi été employé avec succès dans de nombreux travaux, générant par exemple des synthèses de comparaisons avec d'autres traceurs des températures (e.g., de Vernal et al., 2006 ou le groupe de travail PAGES2k Network) ou des reconstitutions globales de température de surface de l'océan tel que le projet MARGO (Multiproxy Approach for the Reconstruction of the Glacial Ocean surface (Figure II.4.) (http://margo.pangaea.de/) (e.g., Amrhein et al., 2018 ; Waelbroeck et al., 2009).

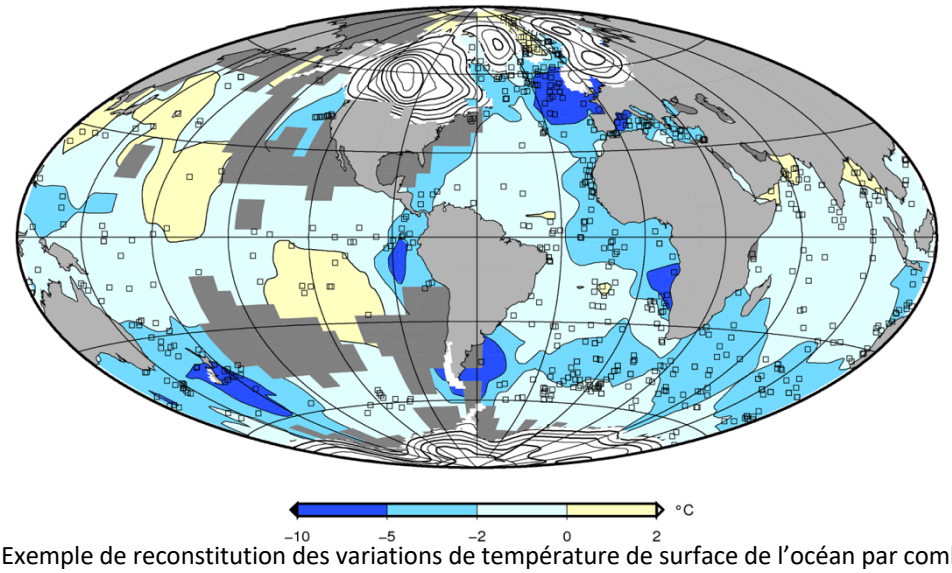

Figure II.4. : Exemple de reconstitution des variations de température de surface de l'océan par combinaison de traceurs dont le Mg/Ca des foraminifères planctoniques. Différence en °C entre la température au Dernier Maximum Glaciaire (19-23ka) et la moyenne actuelle (https://www.geo.uni-bremen.de/~apau/margo/margo_EN.html).

Néanmoins, des **limites** ont été également peu à peu mises en évidence telles que : i) **l'impact d'autres paramètres environnementaux** sur le traceur Mg/Ca comme la salinité (Arbuszewski et al., 2010 ; Ferguson et al., 2008 ; Mathien-Blard et Bassinot, 2009) ou la teneur en ions carbonates [CO_3^{2-}] (ou des paramètres associés tels que le $\Delta[CO_3^{2-}]$ ou Ω, voir détails et définitions dans le paragraphe I.1.1.2., équations II.3, II.3 et II.4.) (Elderfield et al., 2006 ; Yu et Elderfield, 2008) et ii) l'impact des **différents protocoles de nettoyage** et du **choix de la calibration** appliquée sur les résultats (Anand et al., 2003 ; Barker et al., 2003 ; Elderfield et al., 2006 ; Johnstone et al., 2016 ; Pang et al., 2020) (Figure II.5.).

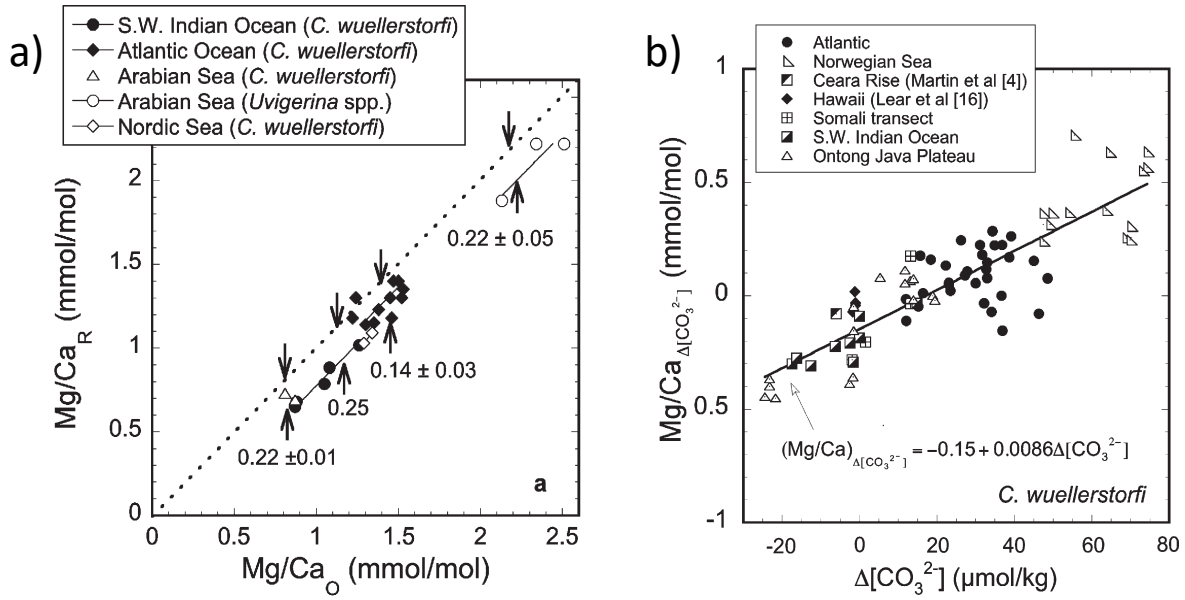

Figure II.5. : Exemples de limites observées à l'utilisation du Mg/Ca comme paléothermomètre sur les foraminifères benthiques : a) impact des différents types de protocoles de nettoyage (Mg/Ca_R = protocole « complet » de Boyle et al., 1985 et 1986 et Mg/Ca_O = protocole « simplifié » de Barker et al., 2003) et b) mise en évidence de la composante [CO_3^{2-}] sur le Mg/Ca. D'après Elderfield et al. (2006). Les différents types de protocoles et la définition du $\Delta[CO_3^{2-}]$ sont détaillés dans le paragraphe II.1.1.1.

Afin de contrôler ces différentes sources de variations du Mg/Ca, le couplage avec d'autres traceurs permet d'une part de consolider les reconstructions des paléotempératures et d'autre part de mieux contraindre les différents processus à l'origine des variations enregistrées.

C'est pourquoi d'autres traceurs des paléotempératures tels que, par exemple, **le rapport élémentaire Lithium sur Calcium Li/Ca,** ont été développés depuis les années 2000-2010, quand la mesure du Li dans les $CaCO_3$ a été optimisée (Marriott et al, 2004a et b ; Marchitto, 2006). Des travaux ont depuis mis en évidence la relation entre le Li/Ca et la température, notamment dans les foraminifères benthiques (e.g., Doss et al., 2018 ; Langer

et al., 2015 ; Lear et al., 2010) et planctoniques (e.g., Hall et Chan, 2004 ; Hathorne et al., 2009) (Figure II.6.a.). Néanmoins, l'influence du $\Delta[CO_3^{2-}]$ reste observable (Figure II.6.b.).

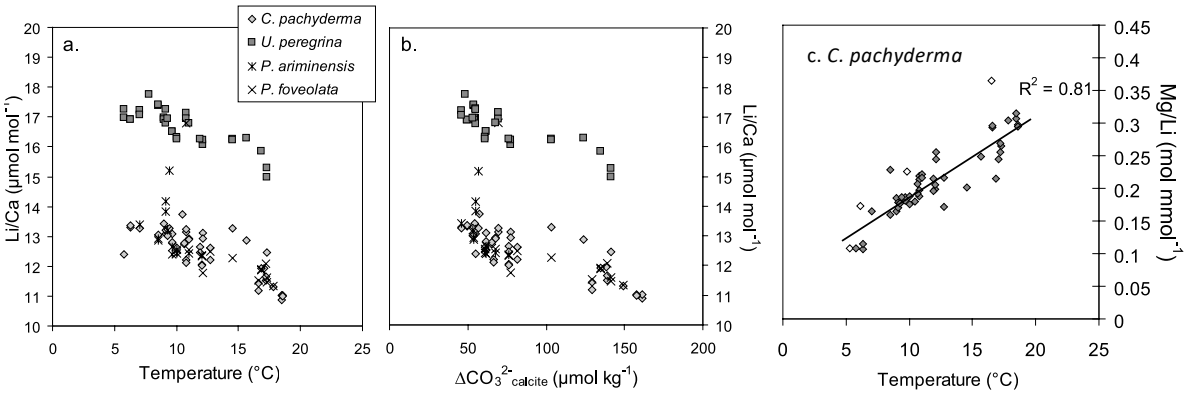

Figure II.6. : Relation entre le Li/Ca et a) la température et b) $\Delta[CO_3^{2-}]$, et entre le Mg/Li et la température. Le rapport Mg/Li permet de s'affranchir de la composante $\Delta[CO_3^{2-}]$sur les rapports Mg/Ca et Li/Ca. D'après Bryan et Marchitto, 2008.

Aussi, Bryan et Marchitto (2008) ont proposé Le couplage entre les traceurs Mg/Ca et Li/Ca par **le rapport Mg/Li** pour s'affranchir de l'impact de l'influence du $\Delta[CO_3^{2-}]$ (Figure II.6.c.), optimisant ainsi les reconstructions des paléotempératures.

Une autre approche est de contraindre les variations de la teneur en ions carbonates, afin de vérifier son impact potentiel sur les autres traceurs comme le Mg/Ca. Depuis les années 2010, de nombreux développements ont ainsi été réalisés autour des traceurs de la concentration en ions carbonates tels que les **rapports Bore sur Calcium B/Ca** (e.g., Rae et al., 2011 ; Raitzsch et al., 2011a, Figure II.7.a.), **Uranium sur Calcium U/Ca** (Raitzsch et al., 2011b, Figure II.7.b.) et **Strontium sur Calcium Sr/Ca** (Yu et al., 2014a, Figure II.7.c.), pour mieux comprendre les variations conjointes du Mg/Ca mais également permettre la reconstitution des variations passées du $\Delta[CO_3^{2-}]$ en tant que composante importante du cycle du Carbone.

Le traceur B/Ca est actuellement le traceur le plus robuste de la **teneur en ions carbonates** dans les eaux de surface (foraminifères planctoniques, Coadic et al., 2013) ou profondes (foraminifères benthiques, Rae et al., 2011 ; Yu et al., 2010). Ce traceur a permis la reconstruction de la variation de la concentration en ions carbonates dans différents travaux (voir revue par Yu et al., 2014b). Néanmoins la difficulté technique d'analyse de ce traceur rend sa mesure et son interprétation parfois complexes, aussi, d'autres outils peuvent être mis en œuvre tels que le rapport U/Ca (Figure II.7.b).

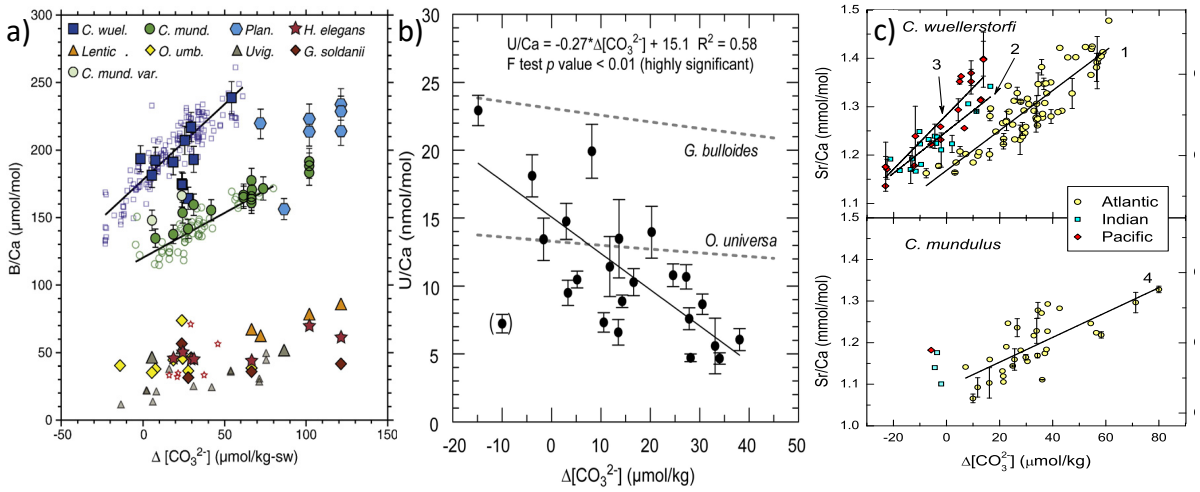

Figure II.7. : Relation entre le $\Delta[CO_3^{2-}]$ et a) le B/Ca (Rae et al., 2011), b) l'U/Ca (Raitzsch et al., 2011b) et c) le Sr/Ca (Yu et al.,2014) mesurés sur différentes espèces de foraminifères benthiques.

La relation entre l'U/Ca et la teneur en ions carbonates a été mise en évidence à la fois dans les foraminifères planctoniques (Russell et al., 2004) et benthiques (Chen et al., 2017 ; Keul et al., 2013 ; Raitzsch et al., 2011b). Cependant, les très faibles concentrations en U (U/Ca de l'ordre de 2 à 40 nmol.mol^{-1}) dans les $CaCO_3$ type calcite comme la plupart des foraminifères benthiques et planctoniques rendent la mesure de cet élément parfois difficile.

C'est pourquoi d'autres études ont également exploré le potentiel du traceur **Sr/Ca,** qui montre une relation avec **la teneur en ions carbonates** dans des expériences de précipitations inorganiques (Lorens, 1981 ; Morse et Bender, 1990 ; Tang et al., 2008) mais également dans les foraminifères benthiques cultivés (Dissard et al., 2010 ; Raitzsch et al., 2010) ou modernes (Yu et al., 2014) (Figure II.7.c.). De plus, d'autres travaux sur des foraminifères benthiques ont montré l'absence de relation entre le Sr/Ca et la température ou la salinité des eaux profondes (e.g., Rosenthal et al., 1997 ; Yu et al., 2014).

Dans ce contexte, mes travaux de recherche en tant que maître de conférences contribuent à répondre aux questions suivantes : **quel paramètre environnemental** influence chacun des traceurs ? **Quel protocole de nettoyage** est le mieux adapté et dans quel contexte ? **Quelle « calibration »** est la plus appropriée ?

Pour ce faire, j'ai participé ou piloté différents projets de recherche associés à des thèses et des stages de M2 dont les objectifs et résultats principaux sont détaillés dans les paragraphes II.1.1.1., II.1.1.2. et II.1.1.3.1.

Deux projets sont également en cours ou à venir : i) dans le cadre de l'ANR MEDSENS et de la thèse de Gao Guohui (paragraphe II.1.1.3.2.) et ii) dans un futur projet à soumettre à la rentrée 2023 autour du Sr/Ca (paragraphe II.1.1.4.).

II.1.1.1. Impact des différents types de nettoyage pré-analyse sur le traceur Mg/Ca mesuré dans les foraminifères planctoniques

L'un des objectifs du **projet LEFE-MAGICS** (MAGnesium thermometer Improvement for assessing Climate Sensitivity, 2016-2018) et de la **thèse de Xiaolei Pang** (2015-2019) que j'ai co-encadré avec **Franck Bassinot (LSCE)** était notamment de mieux documenter **l'impact des différents protocoles de préparation sur le Mg/Ca,** car peu de travaux ont réalisé cet exercice d'intercalibration (e.g., Rosenthal et al., 2004). En effet, historiquement, le premier protocole mis au point par Boyle et Keigwin (1985) dans les années 80 était destiné à la mesure du Cadmium Cd dans les coquilles des foraminifères. Ce protocole a été par la suite « simplifié » par Barker et al. (2003). Les deux protocoles ont en commun la majorité des étapes à savoir :

1/ L'élimination de la fraction fine (et notamment des argiles) par des bains successifs aux ultrasons dans l'eau ultra-pure et le méthanol ;
2/ L'oxydation de la matière organique à chaud dans une solution de 1% H_2O_2/0,1M NaOH à 80°C pendant 10 mins ;
3/ Un lessivage à l'acide faible HNO_3 0,001M.

Une étape supplémentaire dite « réductrice » est appliquée dans le protocole de Boyle et Keigwin (1985) entre 1/ et 2/ pour éliminer les encroutements d'(hydr)oxydes (acide citrique hydrazine/NH_4OH à 100°C pendant 30 mins). D'après Rosenthal et al. (2004), cette étape supplémentaire induirait une diminution des valeurs de Mg/Ca dans les foraminifères planctoniques, amenant à une diminution de température reconstituée de l'ordre de 0,6-0,7°C.

La stratégie utilisée par M. X. Pang dans sa thèse a été de **tester l'impact de ces deux types de protocoles sur 3 espèces de foraminifères planctoniques** : *Globigerinoides ruber* (Figure II.1.1-3.)*, Globorotalia menardii* (Figure II.1.4-6.) et *Pulleniatina obliquiloculata* (Figure II.1.7-9.) qui présentent des **sensibilités différentes à la dissolution** (*G. menardii* et *P. obliquiloculata* sont plus résistantes que *G. ruber*). Afin de vérifier l'impact du contexte océanographique, deux carottes prélevées dans la même zone mais à différentes profondeurs

d'eau ont été étudiées : **MD98-2165, 9.65°S, 118.34°E, 2100m** et **MD98-2166, 11.96°S, 120.46°E, 3875m,** pour laquelle les **conditions de préservation des $CaCO_3$** sont moins bonnes (Figure II.8.a).

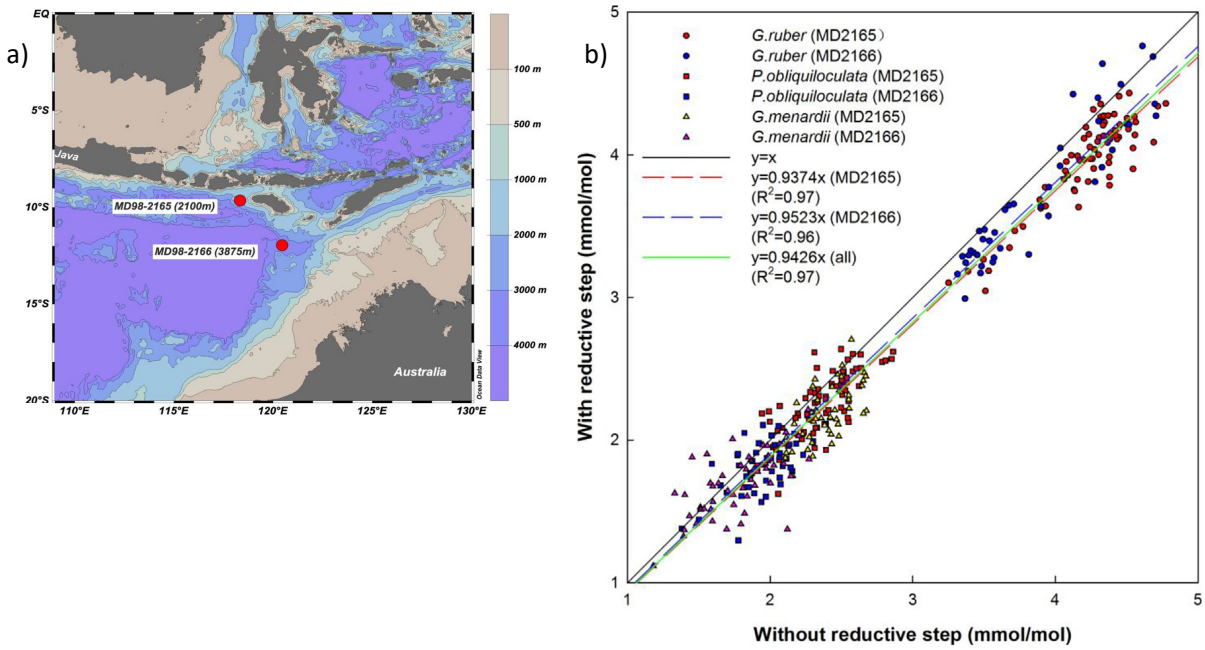

Figure II.8. : a) Localisation des carottes MD98-2165 (9.65°S, 118.34°E, 2100m) et MD98-2166 (11.96°S, 120.46°E, 3875m. b) Comparaison des valeurs de Mg/Ca obtenues avec ou sans étape réductrice dans le protocole de pré-traitement. Adapté de Pang et al. (2020).

Ces travaux mettent en évidence que sur la carotte MD98-2165 (2100m), les 3 espèces montrent une **diminution significative des valeurs de Mg/Ca** lors de l'utilisation du protocole complet, avec des différences entre espèces telles que *G. menardii* (8,5%) > *G. ruber* (6,2%) > *P. obliquiloculata* (4,4%) (Figure II.8.b.). L'impact du nettoyage avec étape réductrice est moins important sur la carotte MD98-2166 (3,7, 4,1 et 6,3 % respectivement pour *G. menardii*, *G. ruber* et *P. obliquiloculata*), suggérant une « pré-dissolution » des tests de foraminifères du fait de la profondeur d'eau plus importante (3875m), diminuant de fait l'impact du nettoyage complet (Figure II.8.b.). En revanche, *P. obliquiloculata* ne montre pas de différence statistique entre les 2 sites (Figure II.8.b.).

En conclusion, **le protocole "court" d'après Barker et al. (2003) semble préférable à appliquer,** notamment dans le but de construire des bases de données cohérentes et de faciliter les comparaisons entre travaux de laboratoires variés, et nos résultats tendent à montrer l'application du protocole « complet » dans des cas spécifiques (comme par exemple, des zones à fort taux de précipitation d'oxy(hydroxy)des).

Cette étude a été publiée dans Chemical Geology en 2020 (Annexe 2).

II.1.1.2 Analyse de foraminifères benthiques modernes dans le Golfe de Gascogne

Dans le cadre du **projet INSU-LEFE-GeoFoBe** (Géochimie des Foraminifères Benthiques, 2012-2014) et du **stage de recherche de M2 de Marion Tribondeau** (2014-2015), nous avons procédé à l'analyse des **rapports élémentaires Mg/Ca et Sr/Ca de foraminifères benthiques du Golfe de Gascogne** au LSCE avec F. Bassinot en collaboration avec M. Mojtahid et M.-P. Nardelli (laboratoire BIAF, Angers). Ces travaux ont fait l'objet de son mémoire intitulé « Répartition et géochimie des foraminifères benthiques dans les sédiments du Golfe de Gascogne » ainsi que d'une communication orale en conférence internationale (International Goldschmidt Conference, Paris 2017, Annexe 1 et paragraphe I.8.3.1.1.). Les résultats principaux sont présentés ci-après et une publication est en cours de rédaction (paragraphe I.8.2.2.).

Le contexte général de ce travail est l'étude de la composition géochimique des tests de foraminifères benthiques, reflétant les propriétés des masses d'eau environnantes lors de la calcification du test. Le but est **d'améliorer la calibration des rapports élémentaires**, et notamment les influences respectives de la **température et/ou de la teneur en ions carbonates [CO_3^{2-}] sur le Mg/Ca et le Sr/Ca,** dans une zone clé de la dynamique océanique, l'Atlantique Nord-Est et, en particulier, le Golfe de Gascogne (Figure II.8.a.).

Le Golfe de Gascogne est largement ouvert sur l'Atlantique Nord, et est ainsi soumis à l'influence de la circulation de surface de l'Atlantique Nord. Les eaux de surface (« Surface Water », Figure II.9.b.) circulent depuis le Nord, le long du plateau irlandais, et se dirigent vers le Sud, au niveau du Cap Finistère, et sont caractérisées par les températures et salinités très variables suivant la saison. Entre 150 et 800m de profondeur, circule la masse d'eau SAIW (« Sub Arctic Intermediate Water »), avec des salinités décroissant de 35,65 à 35,5psu et des températures diminuant légèrement d'environ 12 à 10°C. Mojtahid et al. (2013) font référence à cette masse d'eau comme étant la Eastern North Atlantic Central Water (ou ENACW), subdivisée en deux entités selon leur source, l'$ENACW_{SP}$ d'origine subpolaire, et l'$ENACW_{ST}$ d'origine subtropicale, avec des températures respectivement inférieures et supérieures à 13°C. Entre 800 et 1200m, l'augmentation de salinité de 35,65 à 35,8psu marque l'influence de la Mediterranean Outflow Water (MOW), dont les températures diminuent de 10 à 7,5°C. La masse d'eau sous-jacente, la Labrador Sea Water (LSW), est caractérisée par des salinités

beaucoup plus faibles (passant de 35,6 à 35,0psu) et des températures comprises entre 4 et 7°C. En profondeur, les North Atlantic Deep Water (NADW) sont présentes avec des salinités et températures décroissant légèrement (respectivement de 35,0 à 34,9psu et de 4 à 2°C).

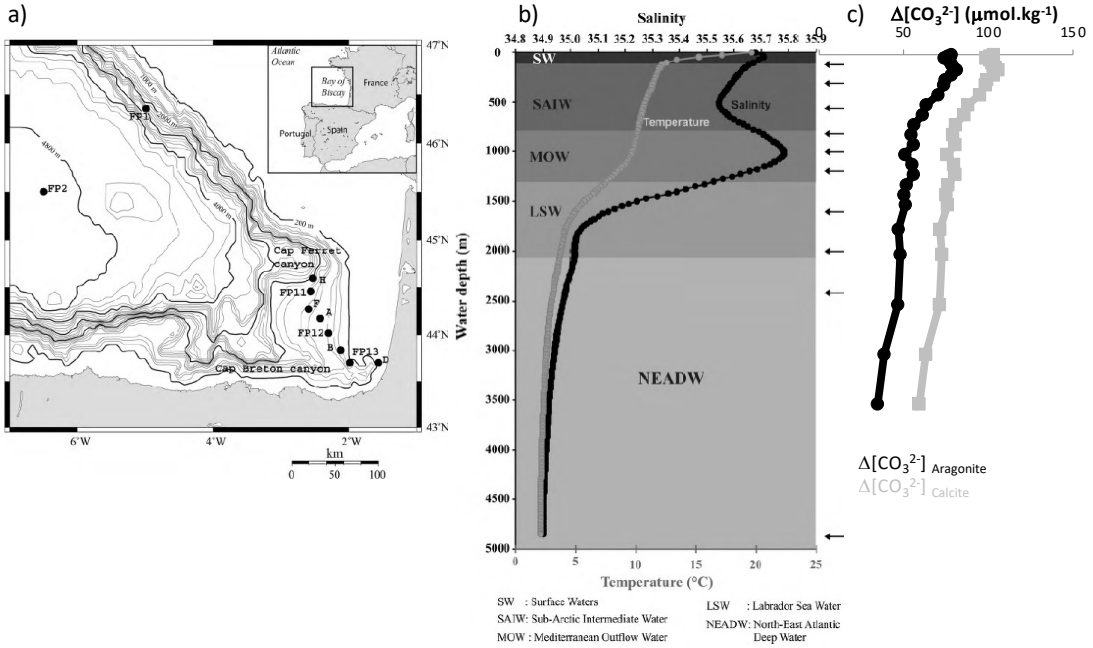

Figure II.9. : a) Site d'étude et localisation des stations d'échantillonnage et données hydrologiques actuelles : profils de b) Température (Gris) et Salinité (noir) et c) du $\Delta[CO_3^{2-}]$ de la calcite (noir) et de l'aragonite (gris) calculés avec le logiciel CO2.SYS.EXE (Lewis et Wallace, 2000). Modifié d'après Mojtahid et al. (2010).

Ces différentes masses d'eau sont également caractérisées par des états de saturation par rapport à la calcite et l'aragonite variables, représentés par le **$\Delta[CO_3^{2-}]$** (McCorkle et al., 1995) (équation E.II.2.) :

$$\Delta[CO_3^{2-}] = [CO_3^{2-}]_{in\ situ} - [CO_3^{2-}]_{saturation} \qquad \text{(E.II.2.)}$$

qui correspond à la **différence entre la concentration en $[CO_3^{2-}]$ de l'eau et la concentration $[CO_3^{2-}]$ à saturation** définie comme (équation E.II.3.) :

$$[CO_3^{2-}]_{saturation} = \frac{[CO_3^{2-}]_{in\ situ}}{\Omega} \qquad \text{(E.II.3.)}$$

où **Ω est le degré de saturation** défini par le rapport (équation E.II.4.) :

$$\Omega = \frac{[CO_3^{2-}] * [Ca^{2+}]}{Ksp} \qquad \text{(E.II.4.)}$$

où K_{sp} est le produit de solubilité de l'aragonite ou de la calcite. Quand Ω< 1 ou >1, les eaux sont respectivement sous-saturées et sur-saturées vis-à-vis du $CaCO_3$.

Les calculs de $\Delta[CO_3^{2-}]$ avec le logiciel CO2SYS (Lewis et Wallace, CO2SYS.EXE, 2000) montrent que les eaux du Golfe de Gascogne sont sursaturées vis-à-vis de la calcite et de

l'aragonite sur toute la profondeur, attestant de bonnes conditions de préservation au niveau du site d'étude (Figure II.9.c).

Les caractéristiques principales des stations étudiées sont résumées dans le Tableau II.1.

Tableau II.1. : Principales caractéristiques des stations étudiées. Les valeurs notées * sont estimées et non mesurées in situ.

Station	Coordonnées		Profondeur (m)	T(°C)	Salinité (psu)	$[O_2]$ ($\mu mol.L^{-1}$)	$\Delta[CO_3^{2-}]_{calcite}$ $\mu mol.mol^{-1}$	$\Delta[CO_3^{2-}]_{aragonite}$ $\mu mol.mol^{-1}$
C	43°40'08 N	1°38'87 W	250	11,8	35,6*	225,0	99,2	74,5
FP13	43°42'21 N	1°59'56 W	375	11,4	35,6	218,0	95,8	71,2
G	43°40'20 N	1°36'40 W	400	11,3	35,6*	222,0	95,0	70,3
B	43°50'31 N	2°03'47 W	550	10,8	35,6	210,0	86,8	62,1
K	44°32'52 N	3°37'23 W	650	10,5*	35,6*	202,0	72,6	55,2
E	43°46'06 N	1°48'03 W	750	10,4	35,7*	199,0	79,9	54,4
FP12	43°59'98 N	2°15'12 W	800	10,2	35,7	175,0	79,1	50,8
A	44°10'24 N	2°20'06 W	1000	9,7	35,8	195,0	75,5	49,4
FP11	44°27'76 N	2°39'46 W	1600	5,8	35,3	250,0	74,0	47,9
WH	43°37'73 N	1°43'62 W	1993	4,1	35,1	261,0	72,6	47,9

Des travaux précédents ont permis de caractériser les assemblages de foraminifères benthiques dans la zone d'étude (Mojtahid et al., 2010, Figure II.9.), facilitant le choix des espèces disponibles pour les analyses géochimiques.

La sélection s'est ainsi portée sur 6 espèces : une appartenant à l'épifaune : *Hoeglundina elegans* (aragonite), l'une entre l'épifaune et l'endofaune superficielle : *Hyalinea balthica,* trois de l'endofaune superficielle à intermédiaire : *Uvigerina peregrina, U. mediterranea* et *Melonis barleeanum* et un groupe de l'endofaune profonde : *Globobulimina spp.* Le choix des espèces a été guidé par leur abondance mais également par l'existence de données antérieures attestant de leur intérêt (voir références dans la description des résultats).

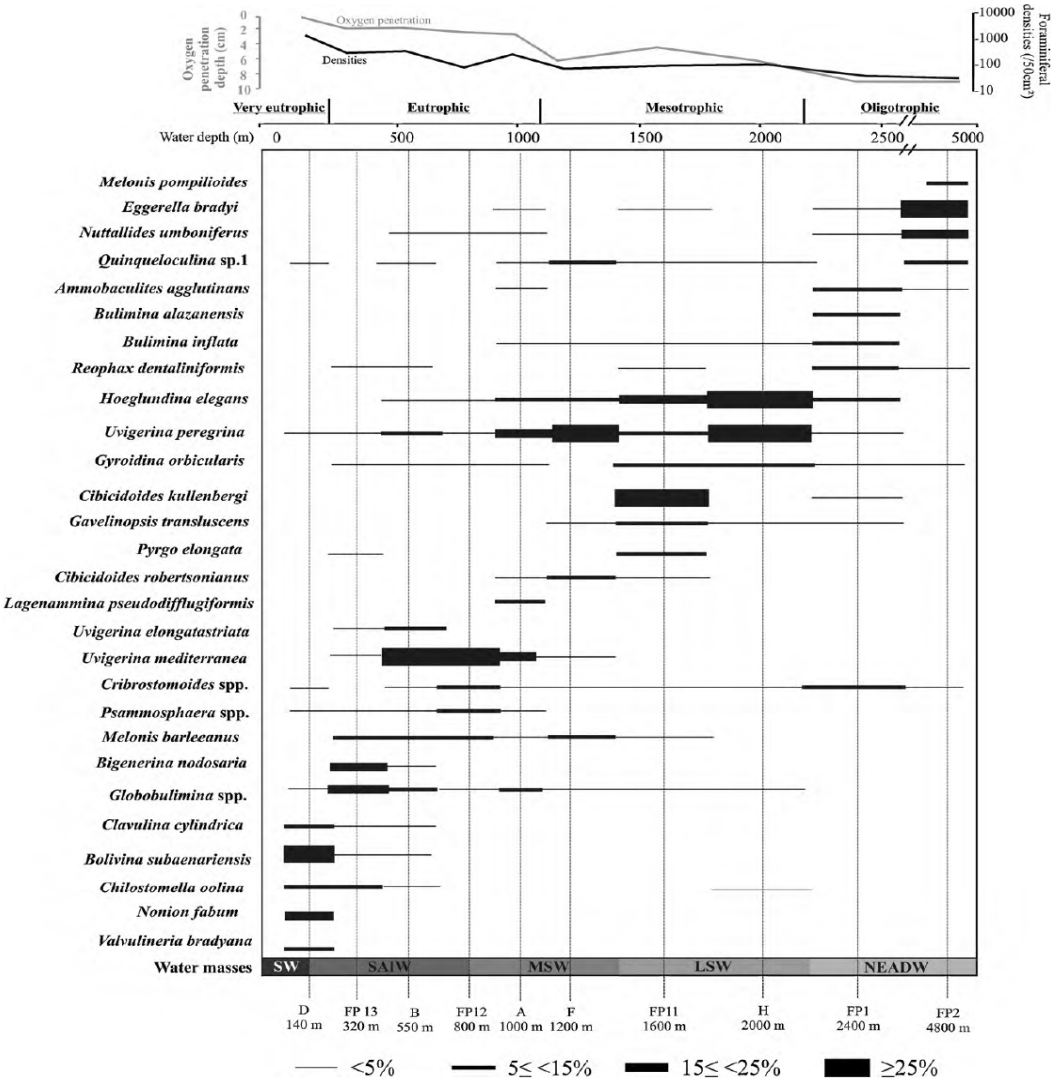

Figure II.10. : Densités relatives des espèces vivantes présentes à plus de 5 % dans au moins une des 10 stations suivant la bathymétrie. Extrait de Mojtahid et al. (2010).

De plus, nous avons sélectionné des espèces correspondant à différents microhabitats, et avons pu analyser des spécimens morts et vivants au moment du prélèvement, parfois sur la même station (voir Tableau II.2.).

Les échantillons ont été nettoyés suivant le protocole de Barker et al. (2003) (voir détails dans le paragraphe II.1.1.1.) et analysés suivant 2 techniques, par spectrophotométrie d'émission atomique à générateur inductif de plasma (ICP-AES) Varian Vista Pro AX au LSCE suivant les procédures analytiques développées par de Villiers et al. (2002) (voir également Coadic et al., 2013), et par spectrométrie de masse à haute résolution à source plasma induit par couplage inductif (ICP-MS-HR : High Resolution Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) Thermo Element XR à GEOPS suivant les procédures de Yu et al. (2005) (voir également Ma et al., 2020).

Tableau II.2. : Stratégie d'analyse appliquée. Le nombre indiqué correspond au nombre de niveaux analysés par station pour chaque espèce et à chaque station et le nombre entre parenthèses correspond au nombre d'analyses effectuées par niveau. Les lettres « V » et « M » désignent respectivement les spécimens vivants et morts.

		H. elegans		*H. balthica*		*U. mediterranea*		*U. peregrina*		*Melonis barleanus*		*Globobulimina spp.*	
Station	Profondeur (m)	V	M	V	M	V	M	V	M	V	M	V	M
C	250									1(*1) + 1(*2)		1(*2)	
FP13	375									1(*1)		1(*1)	
G	400							1(*2)					
B	550	3(*1)	1(*4)	1(*4) + 1(*2)		1(*2)	1(*3)	2(*1)	2(*1)		1(*1)		1(*1)
K	650										1(*1)	1(*1)	1(*1)
E	750											1(*1)	
FP12	800					1(*3)							
A	1000					1(*3) + 1(*1)	1(*4)	1(*1)	1(*2)		1(*1)	1(*1)	1(*1)
FP11	1600	1(*3)						1(*2)	1(*2)				
WH	1993	1(*2)+1(*1)	1(*2)						1(*3)				

Pour les 2 approches, deux séries d'analyses sont réalisées, la première en alignant les échantillons à des concentrations de 100ppm et 1 ppm respectivement pour l'ICP-OES et l'ICP-MS-HR, estimées à partir des masses de foraminifères, et dédiées à mesurer la véritable concentration en Ca. Puis, la deuxième série permet d'aligner précisément les concentrations pour éviter l'effet de matrice. Trois alignements ont été faits, l'un à 15ppm et l'autre à 40ppm pour l'ICP-OES et un unique à 45ppm pour l'ICP-MS-HR. Les concentrations sont déterminées à partir de 5 solutions standards de concentrations appropriées pour les 2 passages et la mesure régulière d'un échantillon de composition connue permet de contrôler la dérive de l'instrument au cours du temps. Les écart-types sont de 1,3% et 1% pour les rapports Mg/Ca et Sr/Ca et de 1,1% et 0,8% pour les rapports Mg/Ca et Sr/Ca respectivement pour l'ICP-OES et l'ICP-MS-HR. Par ailleurs, la mesure d'autres éléments (notamment Fer, Manganèse, Aluminium) nous permet de contrôler l'efficacité du protocole de nettoyage et en particulier l'élimination des argiles et la contamination éventuelle par des oxy(hydroxy)des.

L'ensemble des résultats sont présentés dans le Tableau II.3. et la Figure II.11.

En appliquant des critères de sélection de Mn/Ca < 0.1mmol.mol^{-1} et Fe/Ca < 1 mmol.mol^{-1} (Barker et al., 2003), seul un échantillon de *M. barleeanum* pour lequel les valeurs étaient supérieures au seuil a été écarté (station B, niveau 1-1,5cm, spécimen vivant). Les valeurs de Mg/Ca et de Sr/Ca ont été reportées dans leur ensemble en fonction de la température (Figure II.11.a. et Figure II.11.c.) et du $\Delta[CO_3^{2-}]$ (Figure II.11.b.et Figure 11.d.) de la station de prélèvement.

Tableau II.3. : Résultats des analyses élémentaires réalisées par ICP-OES (X) et ICP-MS-HR (*) sur les foraminifères benthiques vivants (V) et morts (M) du Golfe de Gascogne. Voir référence pour les stations dans le Tableau II.1. et leur localisation sur la Figure II.9.a.

Station	Profondeur	Espèce	M/V	Profondeur dans le sédiment (cm)	Mg/Ca	1σ	Sr/Ca	1σ	Instrument utilisé
B	550	*H. elegans*	V	0.5-1	2,416	0,027	1,741	0,014	*
B	550	*H. elegans*	V	1-1.5	0,778	0,010	5,213	0,052	X
B	550	*H. elegans*	V	1.5-2	0,701	0,009	5,005	0,050	X
B	550	*H. elegans*	M	2-2.5	0,969	0,013	2,764	0,028	X
B	550	*H. elegans*	M	2-2.5	1,297	0,017	2,835	0,028	X
B	550	*H. elegans*	M	2-2.5	1,292	0,014	5,165	0,041	*
FP11	1600	*H. elegans*	V	0-0.5	0,393	0,005	2,533	0,025	X
FP11	1600	*H. elegans*	V	0-0.5	0,352	0,005	2,411	0,024	X
FP11	1600	*H. elegans*	V	0-0.5	1,117	0,012	0,646	0,005	*
WH	1993	*H. elegans*	V	0-0.5	0,573	0,007	1,394	0,014	X
WH	1993	*H. elegans*	V	0-0.5	0,771	0,010	1,578	0,016	X
WH	1993	*H. elegans*	M	0-0.5	0,278	0,004	1,338	0,013	X
WH	1993	*H. elegans*	M	0-0.5	0,485	0,005	1,385	0,011	*
WH	1993	*H. elegans*	V	0.5-1	0,715	0,008	0,574	0,005	*
G	400	*H. balthica*	V	0-0.5	3,486	0,045	3,377	0,034	X
G	400	*H. balthica*	V	0-0.5	3,756	0,049	3,460	0,035	X
G	400	*H. balthica*	V	0-0.5	1,579	0,017	6,366	0,051	*
G	400	*H. balthica*	V	0-0.5	1,607	0,018	6,143	0,049	*
B	550	*H. balthica*	V	1-1.5	4,029	0,052	3,578	0,036	X
B	550	*H. balthica*	V	1-1.5	3,581	0,047	3,489	0,035	X
B	550	*U. mediterranea*	V	0-0.5	1,174	0,015	2,472	0,025	X
B	550	*U. mediterranea*	V	0-0.5	1,087	0,012	1,517	0,012	*
B	550	*U. mediterranea*	M	1-1.5	1,126	0,015	2,325	0,023	X
B	550	*U. mediterranea*	M	1-1.5	1,127	0,015	2,594	0,026	X
B	550	*U. mediterranea*	M	1.5-2	1,148	0,013	2,375	0,019	*
FP12	800	*U. mediterranea*	V	0-0.5	0,776	0,010	2,410	0,024	X
FP12	800	*U. mediterranea*	V	0-0.5	1,319	0,017	2,533	0,025	X
FP12	800	*U. mediterranea*	V	0-0.5	1,014	0,013	2,506	0,025	X
A	1000	*U. mediterranea*	V	0-0.5	1,059	0,014	2,572	0,026	X
A	1000	*U. mediterranea*	V	0-0.5	0,898	0,012	2,556	0,026	X
A	1000	*U. mediterranea*	V	0-0.5	0,959	0,012	2,546	0,025	X
A	1000	*U. mediterranea*	V	0.5-1	1,170	0,013	2,835	0,023	*
A	1000	*U. mediterranea*	M	1-1.5	1,179	0,015	2,563	0,026	X
A	1000	*U. mediterranea*	M	1-1.5	1,055	0,014	2,446	0,024	X
A	1000	*U. mediterranea*	M	1-1.5	0,800	0,010	2,523	0,025	X
A	1000	*U. mediterranea*	M	1-1.5	1,173	0,013	1,506	0,012	*
G	400	*U. peregrina*	V	0-0.5	1,808	0,024	2,724	0,027	X
G	400	*U. peregrina*	V	0-0.5	2,589	0,034	2,624	0,026	X
B	550	*U. peregrina*	V	0-0.5	1,638	0,021	2,563	0,026	X
B	550	*U. peregrina*	V	0.5-1	1,598	0,021	2,588	0,026	X
B	550	*U. peregrina*	M	0.5-1	1,216	0,016	2,646	0,026	X
B	550	*U. peregrina*	V	1-1.5	1,430	0,019	2,630	0,026	X
B	550	*U. peregrina*	M	1-1.5	1,039	0,014	2,593	0,026	X
A	1000	*U. peregrina*	V	0-0.5	1,317	0,017	2,557	0,026	X
A	1000	*U. peregrina*	M	5.5-6.5	1,185	0,013	1,966	0,016	*
A	1000	*U. peregrina*	M	5.5-6.5	1,222	0,013	1,970	0,016	*
FP11	1600	*U. peregrina*	V	1-1.5	0,900	0,012	2,381	0,024	X
FP11	1600	*U. peregrina*	V	1-1.5	0,968	0,013	2,456	0,025	X
FP11	1600	*U. peregrina*	M	3-3.5	1,120	0,012	2,149	0,017	*
FP11	1600	*U. peregrina*	M	3-3.5	1,118	0,012	1,701	0,014	*
WH	1993	*U. peregrina*	M	0-0.5	1,271	0,017	2,169	0,022	X
WH	1993	*U. peregrina*	M	0-0.5	0,976	0,013	2,207	0,022	X
WH	1993	*U. peregrina*	M	0-0.5	0,791	0,010	2,290	0,023	X
C	250	*Melonis barleanus*	V	0.5-1	1,324	0,015	3,121	0,025	*
C	250	*Melonis barleanus*	V	5-6	1,327	0,015	2,903	0,023	*
C	250	*Melonis barleanus*	V	5-6	1,292	0,014	2,487	0,020	*
FP13	375	*Melonis barleanus*	V	1-1.5	1,204	0,013	1,596	0,013	*
B	550	*Melonis barleanus*	M	1.5-2	1,317	0,014	1,905	0,015	*
K	650	*Melonis barleanus*	M	6-8	1,427	0,016	2,783	0,022	*
A	1000	*Melonis barleanus*	M	3-3.5	1,367	0,015	2,857	0,023	*
C	250	*Globobulimina spp.*	V	3.5-4	4,169	0,054	2,500	0,025	X
C	250	*Globobulimina spp.*	V	3.5-4	4,092	0,053	2,557	0,026	X
FP13	375	*Globobulimina spp.*	V	5-6	4,307	0,056	2,596	0,026	X
B	550	*Globobulimina spp.*	M	1.5-2	6,842	0,089	2,477	0,025	X
K	650	*Globobulimina spp.*	M	2-3	3,728	0,048	2,535	0,025	X
K	650	*Globobulimina spp.*	V	3-4	4,951	0,064	2,602	0,026	X
E	750	*Globobulimina spp.*	V	2-2.5	3,081	0,040	2,545	0,025	X
A	1000	*Globobulimina spp.*	V	1-1.5	6,299	0,082	2,498	0,025	X
A	1000	*Globobulimina spp.*	M	4-5	0,994	0,013	2,007	0,020	X

Afin de mieux comprendre les tendances observées, les résultats sont décrits et interprétés par microhabitat (Figures II.12., II.13. et II.14.).

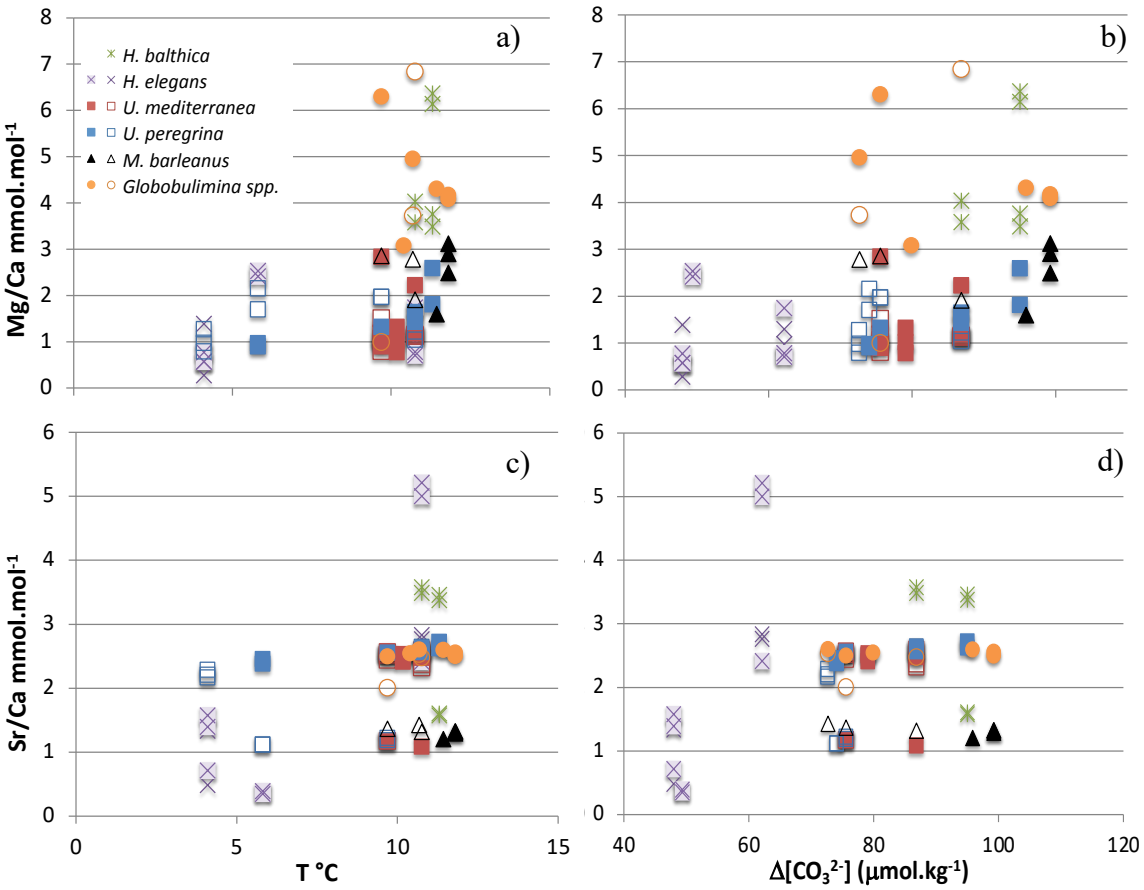

Figure II.11. : Variations du Mg/Ca (a et b) et du Sr/Ca (c et d) versus la température (a et c) et le $\Delta[CO_3^{2-}]$ (b et d). Les symboles vides et pleins représentent les données obtenues respectivement sur spécimens morts et vivants.

Les valeurs de Mg/Ca d'*H. elegans* (Figure II.12.) sont comprises entre 0,278 et 1,385 mmol.mol^{-1} respectivement pour les spécimens morts de la station WH (1993m) et de 0,573 à 2,533 mmol/mol^{-1} respectivement pour les individus vivants des stations WH (1993m) et (FP11, 1600m). Pour les stations où la comparaison est possible, on observe des différences significatives entre résultats obtenus sur spécimens morts et vivants ; néanmoins, les profondeurs d'échantillonnage à l'intérieur du sédiment n'étant pas strictement les mêmes, la comparaison entre ces résultats doit être interprétée avec précaution. Par ailleurs, les valeurs obtenues sur les mêmes échantillons par les 2 instruments montrent des résultats contrastés, avec des résultats similaires dans certains cas (e.g., 1,297 et 1,292 mmol.mol-1 obtenus respectivement par ICP-OES et ICP-MS-HR pour *H. elegans* « morts » de la station B à

2-2,5cm de profondeur) ou différents dans d'autres (e.g., 2,411 et 1,117 mmol.mol^{-1} obtenus respectivement par ICP-OES et ICP-MS-HR pour *H. elegans* « vivants » de la station FP11 à 0-0,5cm de profondeur). Enfin, aucune tendance claire n'est observée entre le Mg/Ca et la température ou le $\Delta[CO_3^{2-}]$.

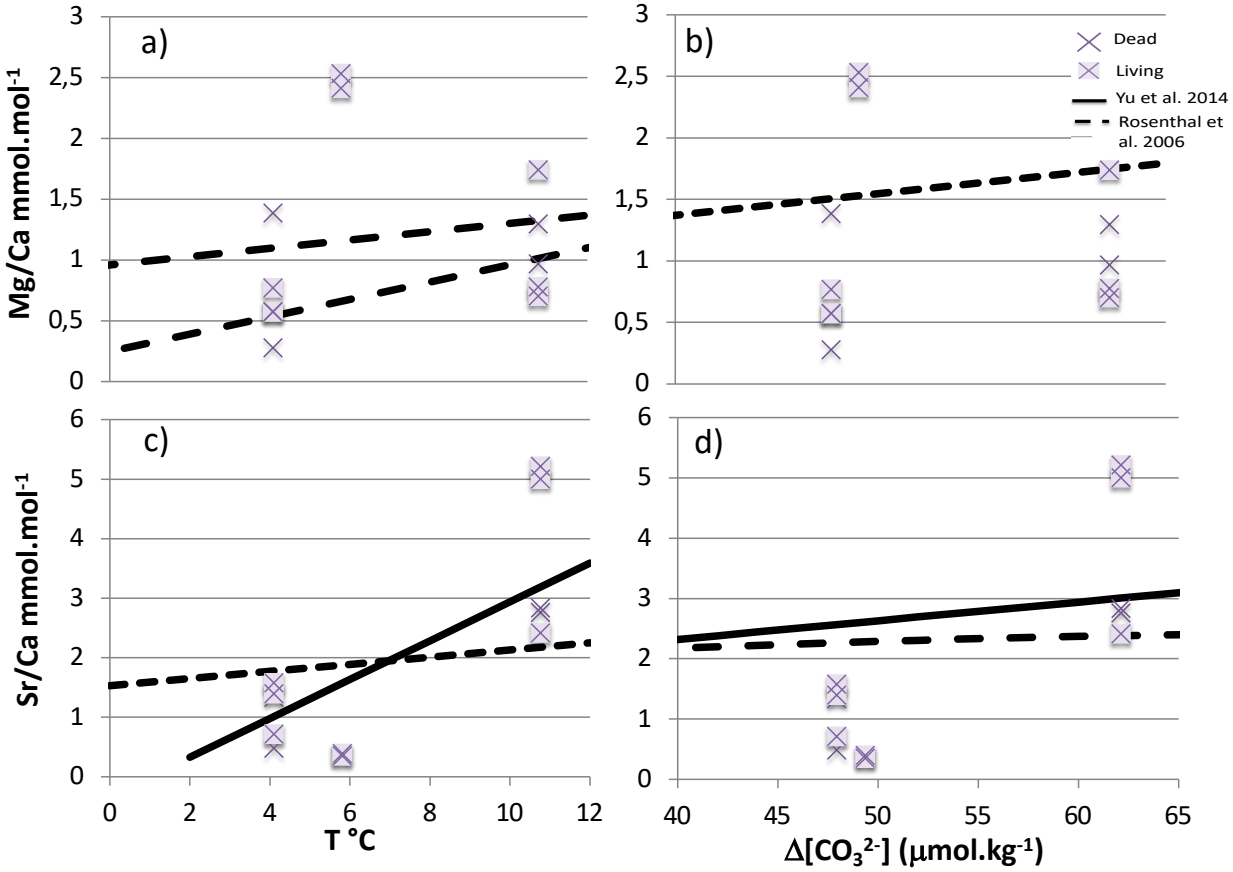

Figure II.12. : Variations du Mg/Ca (a et b) et du Sr/Ca (c et d) versus la température (a et c) et le $\Delta[CO_3^{2-}]$ (b et d) pour *Hoeglundina elegans*. Les symboles vides et pleins représentent les données obtenues respectivement sur spécimens morts et vivants. Les courbes noires ont été obtenues sur la même espèce par Yu et al. (2014, trait plein) et Rosenthal et al. (2006, trait pointillé).

Le Sr/Ca des spécimens d'*H. elegans* vivants est compris entre 0,352 et 5,213 mmol.mol^{-1} respectivement pour les stations FP11 (1600m) et B (550m), et 0,485 (station WH, 1993m) et 5,165 (station B, 550m) mmol.mol^{-1} pour les individus morts. Les valeurs obtenues sur spécimens morts et vivants des mêmes stations donnent également des résultats contrastés, avec des rapports identiques sur certains sites (e.g., station WH, mêmes niveaux) et significativement différents sur d'autres (e.g., station B, niveaux différents). Les valeurs obtenues par ICP-OES ou ICP-MS-HR sont également comparables sur certains échantillons (e.g., station WH) mais différents sur d'autres (e.g., station B). Enfin, le rapport Sr/Ca semble montrer des valeurs plus élevées quand la température ou le $\Delta[CO_3^{2-}]$ augmentent. Les

variations observées semblent en adéquation avec les résultats de Yu et al. (2014) pour la relation Sr/Ca-T°C.

Le Mg/Ca et le Sr/Ca des *H. balthica* vivants varient respectivement de 3,486 et 6,366 (station G, 400m) et de 1,579 (station G, 400m) à 3,578 mmol.mol^{-1} (station B, 550m) (Figure II.11. et Tableau II.3.). La comparaison entre individus morts et vivants n'est pas possible pour cette espèce et par ailleurs, les données obtenues sont très variables selon l'instrument employé, mais cohérentes entre elles pour chaque technique. Enfin, les stations étant assez proches, le contraste de température et de $\Delta[CO_3^{2-}]$ est peu marqué, rendant difficile l'interprétation de ces données qui devront être complétées. Par ailleurs, il existe peu de travaux sur la géochimie de cette espèce mais une expérience précédente a démontré une grande variabilité intra et inter-tests (Allison et al., 2011).

Les valeurs de Mg/Ca pour les *U. peregrina* sont comprises entre 0,900 et 2,589 mmol.mol^{-1} pour les individus vivants (stations FP11, 1600m et G, 400m) et 0,791 (station WH, 1993m) et 2,149 (station FP11, 1600m) mmol.mol^{-1} pour les spécimens morts (Figure II.13.). Les données de Sr/Ca pour les spécimens morts varient de 1,118 (FP11, 1600m) à 2,646 (station B, 550m), et de 2,381 (station FP11, 1600m) à 2,724 (station G, 400m) mmol.mol^{-1} pour les individus vivants. La comparaison morts/vivants est difficile car seules certaines stations le permettent, mais pour des niveaux différents ; de même, la comparaison entre les deux approches analytiques n'est pas possible car il s'agit également de niveaux différents. Seule la station B permet d'observer des valeurs différentes de Mg/Ca entre spécimens morts et vivants mais identiques pour le Sr/Ca.

Le Mg/Ca d'*U. mediterranea* montre des valeurs minimale et maximale de 0,800 et 1,506 mmol.mol^{-1} pour la même station A (1000m) pour les individus morts et de 0,776 et 2,835 mmol.mol^{-1} pour les spécimens vivants respectivement aux stations FP12 (800m) et A (1000m) (Figure II.13.). Les résultats de Sr/Ca sont compris entre 1,173 (station A, 1000m) et 2,594 (station B, 550m) et 1,087 (station B, 550m) et 2,835 (station A, 1000m) mmol.mol^{-1} respectivement pour les spécimens morts et vivants. La comparaison des valeurs obtenues entre instruments sur les mêmes échantillons donne des résultats contrastés, parfois identiques (e.g., Mg/Ca de la station B) parfois variables (e.g., Sr/Ca de la station B). La comparaison morts-vivants n'est pas directement possible car les niveaux sont différents.

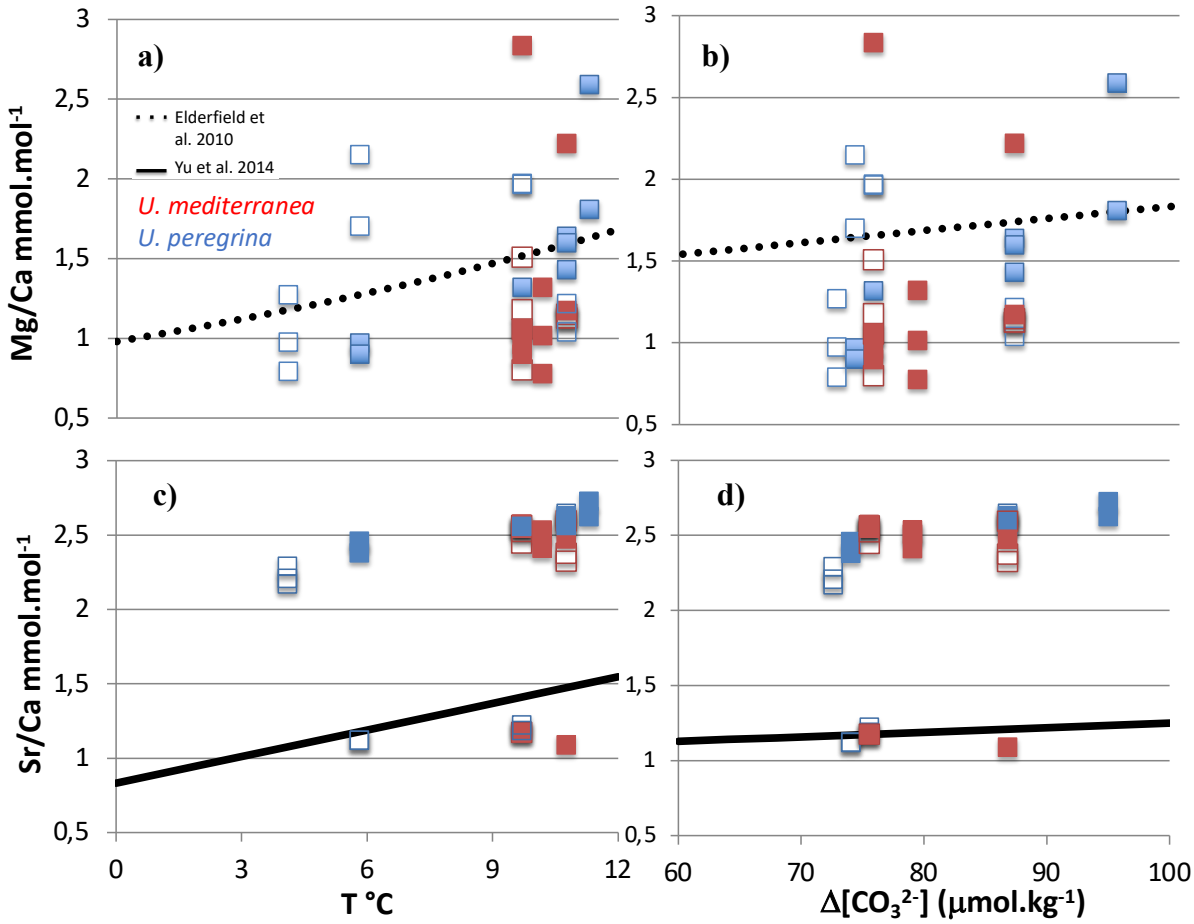

Figure II.13. : Variations du Mg/Ca (a et b) et du Sr/Ca (c et d) versus la température (a et c) et le $\Delta[CO_3^{2-}]$ (b et d) pour *Uvigerina peregrina* (bleu) *Uvigerina mediterranea* (rouge). Les symboles vides et pleins représentent les données obtenues respectivement sur spécimens morts et vivants. Les courbes noires ont été obtenues sur *Uvigerina spp.*par Yu et al. (2014a, trait plein) et Elderfield et al. (2010, trait pointillé).

Les courbes de calibration de la littérature obtenues pour le Mg/Ca par Elderfield et al. (2010) sont cohérentes avec les résultats obtenus (Figure II.13.a. et b.) et semblent montrer une meilleure corrélation avec la température. En revanche, la courbe de Yu et al. (2014a) pour le Sr/Ca est proche des valeurs les plus basses obtenues, qui sont toutes associées aux mesures sur ICP-MS-HR (Figure II.13.c. et d.), et semble davantage en accord pour une corrélation Sr/Ca- $\Delta[CO_3^{2-}]$.

Les spécimens de *M. barleeanum* et de *Globobulimina spp.* ont tous été analysés respectivement par ICP-MS-HR ou ICP-OES, ce qui ne permet pas la comparaison inter-instrumentale. La comparaison entre individus morts et vivants n'est également pas possible car les échantillons proviennent de stations différentes ou de niveaux variés pour la même station.

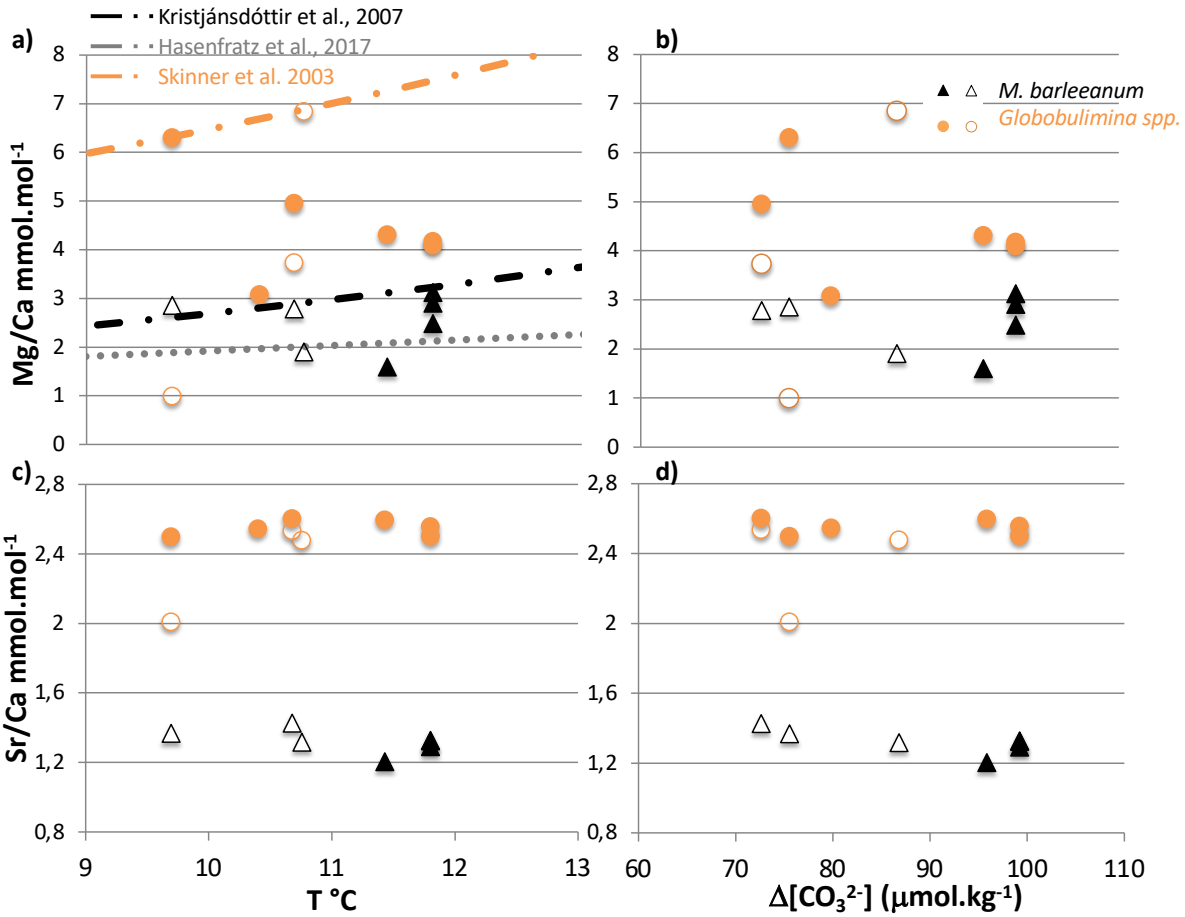

Figure II.14. : Variations du Mg/Ca (a et b) et du Sr/Ca (c et d) versus la température (a et c) et le $\Delta[CO_3^{2-}]$ (b et d) pour *Melonis barleeanum* (noir) et *Globobulimina spp.* (orange). Les symboles vides et pleins représentent les données obtenues respectivement sur spécimens morts et vivants. Les courbes pointillées noire et grise ont été obtenues sur *Melonis barleeanum* respectivement par Kristjánsdóttir et al. (2007) et Hasenfratz et al. (2017), et la courbe orange sur *Globobulimina affinis* par Skinner et al. (2003).

Les valeurs de Mg/Ca varient de 1,596 (station FP13, 375m) à 3,121 (Station C, 250m) mmol.mol^{-1} pour les *M. barleeanum* vivantes, et de 1,905 (station B, 550m) à 2,857 (station A, 1000m) mmol.mol^{-1} pour les spécimens morts. Le Sr/Ca est compris entre 1,317 (station B, 550m) et 1,427 (Station K, 650m) mmol.mol^{-1} et entre 1,204 (station FP13, 375m) et 1,327 (station C, 250m) mmol.mol^{-1} respectivement pour les individus morts et vivants. Les données Mg/Ca et Sr/Ca des spécimens vivants de *Globobulimina spp.* varient respectivement de 3,081 (station E, 750m) à 6,299 (station A, 1000m) mmol.mol^{-1} et de 2,448 (station A, 1000m) à 2,602 (station K, 650m) mmol.mol^{-1}. Sur les individus morts, le Mg/ca est compris entre 0,994 (station A, 1000m) et 6,842 (station B, 550m) mmol.mol^{-1} et les valeurs de Sr/Ca entre 2,007 (station A, 1000m) et 2,535 (station K, 650m) mmol.mol^{-1}.

La comparaison des données obtenues avec la littérature montre une bonne correspondance entre le Mg/Ca des *M. barleeanum* et les courbes de Kristjánsdóttir et al.

(2007) et Hasenfratz et al. (2017), ainsi qu'entre le Mg/Ca de *Globobulimina spp.* et les travaux de Skinner et al. (2003). Néanmoins, la gamme de variation des valeurs obtenues reste faible, en particulier pour le Sr/Ca qui semble peu corrélé à la température ou au $\Delta[CO_3^{2-}]$.

Les **principaux résultats** de ce travail peuvent être résumés comme suit :

- Pour toutes les espèces (sauf *H. elegans*, qui est en aragonite), il semble qu'il y ait une **relation globale entre le rapport Mg/Ca et la température** (Figure II.15.), mais pas de tendance évidente entre le Sr/Ca et la température ou le $\Delta[CO_3^{2-}]$.
- Pour ***H. elegans***, pas de tendance évidente se dégage du Mg/Ca mais le **Sr/Ca en revanche peut être relié à la température ou au $\Delta[CO_3^{2-}]$.** Davantage de données dans des environnements contrastés seront nécessaires pour vérifier ces tendances.
- ***U. mediterranea*** **et** ***U. peregrina*** donnent des résultats intéressants car différents, mettant en évidence la **nécessité de séparer ces deux espèces** rigoureusement avant toute analyse géochimique. La **différence entre individus morts et vivants n'est pas marquée pour** ***U. mediterranea,*** mais est significative pour *U. peregrina.* Néanmoins, nous n'avons pas pu travailler sur des niveaux strictement identiques, ce qui pourrait expliquer le contraste entre individus morts et vivants, qui pourraient avoir enregistré les caractéristiques environnementales différentes dans le temps. Enfin, ainsi que démontré par des études antérieures (Elderfield et al., 2006), le **Mg/Ca d'*U. peregrina* peut montrer une tendance à la fois pour la température et le $\Delta[CO_3^{2-}]$,** mettant en évidence la nécessité des approches multi-traceurs et/ou multi-espèces pour contraindre ces différents paramètres dans les reconstitutions paléoclimatiques.
- Les données sur ***M. barleeanum*** semblent confirmer la relation entre **Mg/Ca et température**, ce qui tend à prouver que cette espèce pourrait être utilisée dans les reconstitutions paléocéanographiques, sous réserve d'améliorer la calibration dans l'océan moderne.
- Enfin, les **données de *Globobulimina spp*. montrent peu de variation,** ce qui nécessiterait d'accroitre les contrastes de conditions environnementales entre les sites échantillonnés pour vérifier les relations possibles entre Mg/Ca et Sr/Ca et température ou $\Delta[CO_3^{2-}]$.

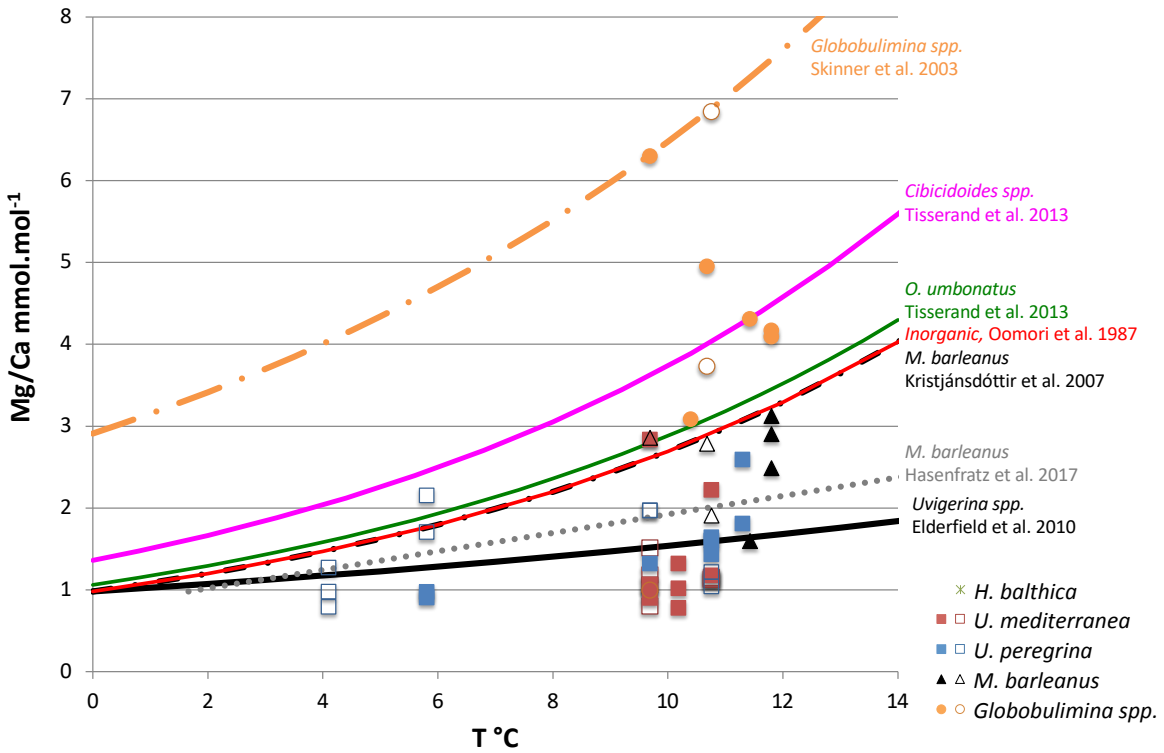

Figure II.15. : Compilation des données publiées de la relation entre Mg/Ca et la température sur les espèces calcitiques étudiées et d'autres espèces : *Globobulimina spp.* : Skinner et al. (2003) ; *Cibicidoides spp.* et *Oridorsalis umbonatus* : : Tisserand et al. (2013) ; *Melonis barleeanum* : Kristjánsdóttir et al. (2007) et Hasenfratz et al. (2017) ; *Uvigerina spp.* : Elderfield et al. (2010). La courbe obtenue par précipitation de calcite inorganique est également reportée (Oomori et al., 1987).

- Les résultats variables obtenus entre les 2 instruments ICP-OES et ICP-MS témoignent de la **nécessité d'améliorer les exercices d'inter-calibration sur standards mais également sur échantillons naturels**, les données étant souvent cohérentes sur chaque instrument mais différentes entre instruments. Par ailleurs, le protocole de nettoyage appliqué aux foraminifères benthiques type « Barker » est peut-être insuffisant pour l'étude des foraminifères benthiques, et la sensibilité de l'ICP-MS-HR pourrait expliquer la cohérence par instrument et la différence entre ICP-MS et ICP-OES.

II.1.1.3. Tests analytiques en Mer Méditerranée

Les travaux que j'ai effectués ou qui sont en cours de réalisation en Mer Méditerranée ont été financés par deux programmes de recherche différents, et i) ont été menés par **Pauline Gely dans le cadre de son stage de recherche de M2 co-dirigé par L. Licari (CEREGE) et Mr Grenz (MOI)** et du programme **MORESCA** (MOnitoring benthic foraminiferal RESponse to physical disturbance in CAssidaigne canyon, LabEX OT-Med et DRIIHM, voir partie I.3.2. et Annexe 1) et ii) sont en cours de réalisation dans le cadre de **l'ANR MEDSENS** (Mediterranean

thermohaline circulation sensitivity: lessons from the past for future, 2019-2023, voir partie I.3.2. et Annexe 1) et de la **thèse de Gao Guohui co-encadrée avec Christophe Colin** (GEOPS).

II.1.1.3.1. Analyses de foraminifères benthiques de la Baie de Marseille : impact des boues rouges sur la géochimie des tests

Ces travaux ont fait l'objet du mémoire de Melle P. Gely intitulé « Devenir des dépôts historiques de boues rouges du canyon de Cassidaigne ».

L'objectif de ce travail de recherche est de **mesurer l'impact des rejets de boues rouges** qui ont eu lieu entre 1966 et 2016 **dans la baie de Marseille**, grâce à des campagnes de prélèvement ayant eu lieu régulièrement à proximité ou à distance du site d'injection entre 2017 et 2020. Ces boues rouges sont les **déchets associés au traitement de la bauxite** pour extraire le minerai d'Aluminium, l'Alumine (Al_2O_3), qui a lieu dans l'usine Altéo de Gardanne dans la région de Marseille. Au démarrage de l'exploitation de l'usine en 1893, les déchets associés au traitement sont stockés sur site mais le manque de place débouchera sur l'évacuation des boues rouge en mer à partir de 1966. La convention de Barcelone pour la protection de la Méditerranée en 1976 amène une réflexion autour des impacts de ces rejets en mer, d'où en découlera sur une diminution dès 1996, puis une interdiction totale de rejet en 2016. L'ANSES (2016) estime que 20 millions de tonnes de résidus de bauxite ont ainsi été rejetés au large de Cassis depuis 1966, la présence de ces boues ayant été mise en évidence jusqu'à 2300m de fond et à près de 65km des côtes, jusqu'à Fos-sur-mer au niveau du talus continental à l'Ouest et jusqu'à la rade de Toulon au niveau de la plaine abyssale à l'Est, pour des épaisseurs de près de 50cm à 2,5km et jusqu'à 10cm à près de 60km du point de rejet.

Le projet MORESCA (MOnitoring benthic foraminiferal RESponse to physical disturbance in CAssidaigne canyon) a ainsi pour but de dresser un **état des lieux de l'impact de ces rejets par une approche multi-traceurs appliquée aux sédiments de surface** de 6 stations de la zone du canyon de Cassidaigne récupérés lors de 9 campagnes en mer, par l'étude de leurs propriétés physiques, chimiques et biologiques (Tableau II.4.).

Dans ce contexte, Melle P. Gely est venue au laboratoire GEOPS sous ma supervision afin de réaliser l'analyses des métaux dans les tests des foraminifères benthiques qu'elle avait étudiés et sélectionnés au préalable sous la direction de L. Licari (CEREGE).

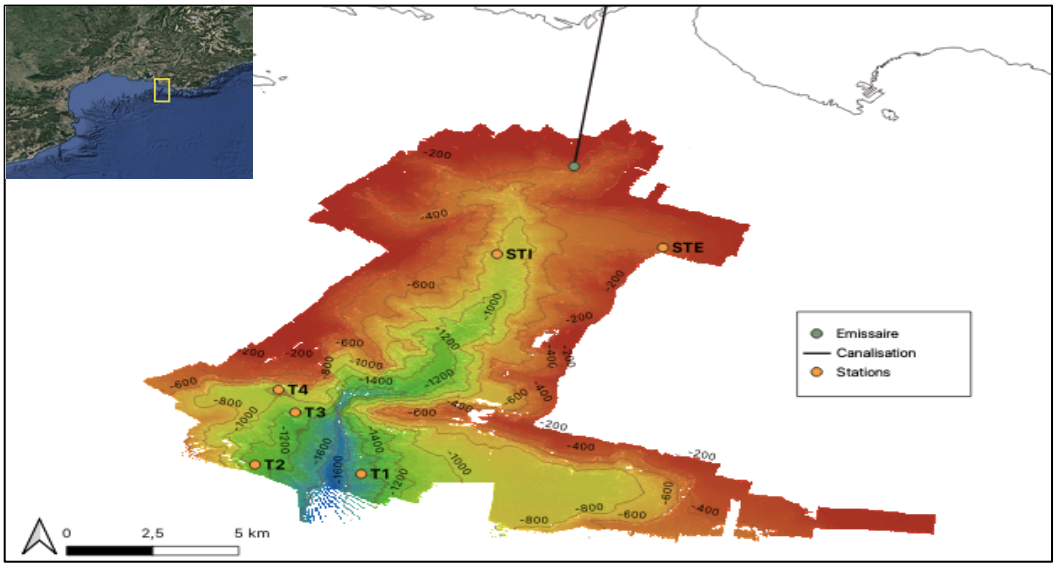

Figure II.16. : Localisation et bathymétrie du canyon de Cassidaigne et des 6 stations étudiées. Extrait de Gély (2022).

Le Canyon de Cassidaigne est localisé en Méditerranée Nord-occidentale, à l'Est du Golfe du Lion au large de l'agglomération de Cassis (Figure II.16.). D'une longueur de 50 km et situé à 7km de la côte, sa tête atteint environ 120m de profondeur. En aval du goulet d'étranglement d'environ 500m de large, le canyon s'élargit et atteint la plaine abyssale entre 1000 et 2300 m de fond. La circulation actuelle est constituée par les eaux de surface du courant Nord, puis les Levantine Intermediate Water autour de 200m, et enfin les Western Mediterranean Deep Water (WMDW) à partir de 700m (Béthoux et Prieur, 1983). La circulation de surface varie à l'échelle saisonnière notamment sous influence du mistral, qui peut générer des upwellings côtiers, et entraîner en hiver la formation d'eau profonde (Béthoux et Prieur, 1983), entraînant un brassage des eaux et un transport ascendant des nutriments vers les couches superficielles et conduisant à une productivité primaire annuelle relativement importante (Diaz, 2000).

L'ensemble des analyses menées et les résultats associés font l'objet du mémoire de Melle P. Gély (2022). Je ne décrirai ici que les analyses que j'ai encadrées et réalisées dans le cadre de ce stage de recherche.

Sept espèces de foraminifères (*Uvigerina peregrina*, *U. mediterranea*, *Gyroidina altiformis, G. orbicularis*, *Bulimina marginata*, *B. inflata*, *Hoeglundina elegans*) ont été piquées et séparées manuellement depuis la fraction > 125µm selon leur abondance aux différentes stations et campagnes (Tableau II.5.) puis pesées à la microbalance (poids minimal 100µg).

Tableau II.4. : Épaisseur des niveaux de boues rouges retrouvés à chaque station pour chacune des campagnes MORESCA. Modifié d'après Gely (2022).

Dates	Campagne	Station	Profondeur (m)	Niveaux de boues
Octobre 2017	MORESCA 1	STE	400	Pas de boues
		STI	750-900	De 1 à 10 cm
Décembre 2017	MORESCA 2	STE	400	Pas de boues
		STI	750-900	De 1 à 4 cm
Février 2018	MORESCA 3	STE	400	Pas de boues
		STI	750-900	De 1 à 10 cm
Juin 2018	MORESCA 4	STE	400	Pas de boues
Octobre 2018	MORESCA 5	STE	400	Pas de boues
		STI	750-900	De 1 à 10 cm
Février 2019	MORESCA 6	T1	1500	De 1 à 5 cm
		T2	1200	De 1 à 10 cm
		T3	1100	De 1 à 10 cm
		T4	1000	De 1 à 10 cm
Juillet 2019	MORESCA 7	STE	400	Pas de boues
		STI	750-900	De 1 à 3 cm
		T1	1500	De 1 à 6 cm
		T2	1200	De 1 à 10 cm
		T4	1000	De 1 à 10 cm
Octobre 2019	MORESCA 8	STE	400	Pas de boues
		STI	750-900	1 à 2
Octobre 2020	MORESCA 9	STE	400	Pas de boues
		T1	1500	De 1 à 5 cm
		T2	1200	De 1 à 10 cm
		T3	1100	De 1 à 3 cm
		T4	1000	De 1 à 8 cm

Les échantillons ont été préparés selon le protocole de Boyle et Keigwin (1985, voir détails dans la partie II.1.1.1.) en salle blanche avec l'aide de R. Pinna. Brièvement, les tests sont d'abord écrasés entre 2 lames de verre sous la loupe binoculaire, puis conditionnés dans des microtubes où ils vont être nettoyés suivant les étapes suivantes: i) Nettoyage des argiles par des bains aux ultrasons dans l'eau ultrapure puis au méthanol ; ii) Réduction des oxydes par réaction avec une solution d'acide citrique hydrazine/NH_4OH à chaud ; iii) Oxydation de la matière organique par une solution d'H_2O_2 1% tamponnée par de l'hydroxyde de Sodium (NaOH 0,1 M) à chaud et iii) lessivage à l'acide faible (HNO_3 0,001 M). Afin d'estimer l'impact de la matière organique sur le signal géochimique, certains échantillons du même niveau ont suivi l'ensemble du protocole (notés (1) dans le Tableau II.5) et pour d'autres l'étape oxydante a été retirée (notés (2) dans le Tableau II.5.). La dissolution et la dilution sont réalisées avec de l'HNO_3 (0.075 M).

Tableau II.5. : Espèces et niveaux analysés. * = nombre de mesures répliquées. (1) = protocole 1 ; (2) = protocole 2 (voir texte).

Campagne	Station	Profondeur dans le sédiment	Espèce
MORESCA 2	ST1	9-10cm	*U. peregrina*
		9-10cm	*U. mediterranea (**)*
MORESCA 3	ST1	0-1cm	*G. orbicularis*
		0-1cm	*G. altiformis*
		0-1cm	*B. marginata*
MORESCA 4	ST1	0-1cm	*G. altiformis*
		0-1cm	*B. marginata*
MORESCA 5	STE	0-1cm	*H. elegans*
		0-1cm	*U. mediterranea*
		1-2cm	*U. mediterranea*
		1-2cm	*H. elegans*
		9-10cm	*H. elegans*
		9-10cm	*U. mediterranea (***)*
MORESCA 6	T1	0-1cm	*U. mediterranea (1)*
		0-1cm	*U. mediterranea (2)*
		1-2cm	*H. elegans*
		9-10cm	*U. peregrina*
		9-10cm	*H. elegans (**)*
		9-10cm	*U. mediterranea (****)*
	T2	0-1cm	*U. mediterranea*
		0-1cm	*H. elegans*
	T3	0-1cm	*U. mediterranea*
	T4	0-1cm	*U. mediterranea*
		1-2cm	*H. elegans*
MORESCA 8	ST1	0-1cm	*G. orbicularis*
		0-1cm	*G. altiformis*
		0-1cm	*B. inflata*
		0-1cm	*B. marginata (1)*
		0-1cm	*B. marginata (2)*
		1-2cm	*B. marginata (1)*
		1-2cm	*B. marginata (2)*

L'analyse des échantillons est faite par spectrométrie de masse à haute résolution (ICPMS-HR Thermo Element XR) à GEOPS avec l'aide de F. Haurine et se déroule en 2 étapes, avec une première méthode pour laquelle les échantillons sont dilués pour atteindre une concentration en Ca de 1 ppm calculée d'après les masses de tests, et pendant laquelle les éléments Mg, Al, Zn, Sr, Ca Mn et Fe sont mesurés. Puis la deuxième série d'analyses permet d'aligner les échantillons à des concentrations de 5 ppm à 40 ppm de Ca pour limiter l'effet de matrice (voir ensemble du protocole dans Ma et al., 2020 et 2022). Les éléments mesurés sont : Mo, Cd, Sn, Ba, Sn, Pb, U, Mg, Al, Ti, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Sr, Mn, Ca, As et Fe. Les déviations

standards sur les solutions standards les moins concentrées (5ppm) sont inférieures à 1% pour le Mg, Ni et Mn, à 1,5% pour Cd, Pb, Al, V, Cr, Cu, Zn, Sr et Fe, à 2%, pour Mo, Sn, Ba, Ca et As, à 2,5% pour le Ti et < 5% pour l'U. Ces valeurs de déviations-standards sont encore inférieures pour les solutions standards et les échantillons de concentrations supérieures (Ca > 5ppm). Les rapports élémentaires calculés sont restitués en $mmol.mol^{-1}$ pour Mg/Ca, Sr/Ca et Zn/Ca et en $\mu mol.mol^{-1}$ pour tous les autres rapports élémentaires sauf l'U/Ca en $nmol.mol^{-1}$.

Les rapports Sn/Ca, Mo/Ca, As/Ca, Cu/Ca et Cr/Ca donnent des valeurs sous le seuil de détection de l'instrument (valeurs minimales quantifiées des standards : 27, 4, 3, 10 et 2 ppb respectivement pour Sn, Mo, As, Cu et Cr dans la solution standard la moins concentrée), ce qui tend à montrer que **les foraminifères analysés n'ont pas intégré ces éléments dans le $CaCO_3$ de leur test.** Un échantillon présente des valeurs aberrantes par rapport aux valeurs attendues et sera donc écarté de la discussion (*U. mediterranea* de la profondeur 9-10cm du site ST1 de la campagne MORESCA2). L'ensemble des données pour les autres rapports élémentaires est présenté dans le Tableau II.6.

Tableau II.6. : Résultats obtenus sur les foraminifères benthiques des différentes stations de Cassidaigne. Les rapports élémentaires sont donnés en $mmol.mol^{-1}$, $\mu mol.mol^{-1}$ et $nmol.mol^{-1}$ respectivement pour les couleurs verte, orange et bleu. Les * indiquent les échantillons répliqués ; (1) : protocole 1 et (2) : protocole 2 (voir texte pour explication) ; n.d. : valeur non déterminée. Les cases jaunes indiquent les valeurs au-dessus de la moyenne attendue (voir aussi Tableau II.7.).

Campagne	Station	Profondeur dans le sédiment	Espèce	Cd/Ca	Ba/Ca	Pb/Ca	U/Ca	Mg/Ca	Al/Ca	Ti/Ca	Ni/Ca	Zn/Ca	Sr/Ca	Mn/Ca	Fe/Ca
MORESCA 2	ST1	9-10cm	*U. peregrina*	0,23	2,7	0,3	n.d.	3,5	n.d.	n.d.	n.d.	0,12	1,20	n.d.	n.d.
		9-10cm	*U. mediterranea*	0,05	2,4	0,5	2,9	2,0	10,7	0,06	10,3	0,01	1,30	26,99	17,30
MORESCA 3	ST1	0-1cm	*G. orbicularis*	0,28	2,7	0,5	6,8	4,3	4,7	0,44	n.d.	0,06	1,48	226,23	68,05
		0-1cm	*G. altiformis*	0,11	2,2	0,6	11,1	4,8	13,4	0,82	n.d.	0,03	1,34	170,44	48,18
		0-1cm	*B marginata*	0,09	0,4	0,3	n.d.	2,3	84,6	n.d.	n.d.	0,17	0,65	n.d.	n.d.
MORESCA 4	ST1	0-1cm	*G. altiformis*	0,30	22,8	0,7	5,8	4,8	27,9	0,89	n.d.	0,06	1,53	207,52	35,96
		0-1cm	*B. marginata*	0,07	0,7	0,1	3,1	3,6	5,6	0,64	n.d.	0,02	1,21	6,56	n.d.
MORESCA 5	STE	0-1cm	*H. elegans*	0,08	6,6	0,1	7,1	1,4	8,7	n.d.	n.d.	0,06	2,32	n.d.	n.d.
		0-1cm	*U. mediterranea*	0,05	2,3	0,3	1,2	1,9	21,5	1,33	n.d.	0,02	1,41	1,08	n.d.
		1-2cm	*U. mediterranea*	0,05	1,9	0,2	1,4	2,2	8,9	0,50	n.d.	0,03	1,40	1,09	n.d.
		1-2cm	*H. elegans*	n.d.	4,8	0,2	n.d.	1,5	n.d.	n.d.	n.d.	0,11	2,16	n.d.	n.d.
		9-10cm	*H. elegans*	0,07	3,5	0,3	28,6	1,4	n.d.	n.d.	n.d.	0,04	2,54	1,50	0,11
		9-10cm	*U. mediterranea**	0,05	2,1	0,3	2,2	2,1	8,0	0,51	n.d.	0,03	1,41	4,83	10,64
		9-10cm	*U. mediterranea**	0,05	1,7	0,3	2,4	1,8	7,0	0,65	n.d.	0,01	1,27	4,73	7,05
		9-10cm	*U. mediterranea**	0,04	1,8	0,3	2,2	1,7	7,0	0,43	n.d.	0,00	1,24	5,14	10,70
MORESCA 6	T1	0-1cm	*U. mediterranea (1)*	0,05	2,2	0,0	1,3	2,8	9,7	0,29	n.d.	0,02	1,35	0,70	n.d.
		0-1cm	*U. mediterranea (2)*	0,04	2,3	0,1	0,8	2,7	1,6	0,32	n.d.	0,01	1,36	0,61	n.d.
		1-2cm	*H. elegans*	0,24	4,3	0,1	n.d.	1,2	n.d.	n.d.	n.d.	0,05	2,30	n.d.	n.d.
		9-10cm	*U. peregrina*	0,07	2,7	0,2	1,8	3,7	n.d.	n.d.	7,8	0,05	1,29	n.d.	n.d.
		9-10cm	*H. elegans**	0,05	4,6	0,1	32,3	1,0	n.d.	0,01	n.d.	0,01	2,49	1,51	n.d.
		9-10cm	*H. elegans**	0,05	6,2	0,2	36,8	1,4	n.d.	0,02	n.d.	0,01	3,33	1,95	n.d.
		9-10cm	*U. mediterranea**	0,04	1,8	0,2	1,2	2,4	1,3	0,21	n.d.	0,01	1,24	12,69	n.d.
		9-10cm	*U. mediterranea**	0,05	2,1	0,2	1,5	2,7	1,5	0,22	n.d.	0,02	1,42	14,59	n.d.
		9-10cm	*U. mediterranea**	0,04	2,4	0,2	1,0	2,6	9,7	0,14	n.d.	0,00	1,32	13,34	n.d.
		9-10cm	*U. mediterranea**	0,05	2,0	0,2	1,5	2,5	9,9	0,17	8,8	0,01	1,34	16,53	0,30
	T2	0-1cm	*U. mediterranea*	0,05	3,4	0,2	2,8	2,5	7,0	0,81	n.d.	0,02	1,56	0,84	n.d.
	T2	0-1cm	*H. elegans*	0,07	5,7	0,1	7,3	1,2	0,3	n.d.	n.d.	0,04	2,16	0,37	n.d.
	T3	0-1cm	*U. mediterranea*	0,05	2,3	0,1	1,4	2,1	10,1	0,26	n.d.	0,01	1,41	0,83	n.d.
	T4	0-1cm	*U. mediterranea*	0,05	2,3	0,0	0,8	2,0	3,9	0,28	n.d.	0,04	1,42	0,88	n.d.
	T4	1-2cm	*H. elegans*	1,37	1,8	1,4	n.d.	0,9	1864,8	3,76	n.d.	0,82	0,08	n.d.	n.d.
MORESCA 8	ST1	0-1cm	*G. orbicularis*	0,31	3,0	0,6	3,8	4,1	1,3	2,05	n.d.	0,04	1,32	218,82	78,23
		0-1cm	*G. altiformis*	1,47	5,4	2,0	n.d.	3,4	12005,8	0,47	n.d.	4,33	0,11	n.d.	n.d.
		0-1cm	*B. inflata*	0,82	1,8	2,6	n.d.	1,8	397,1	9,87	n.d.	0,34	0,45	n.d.	n.d.
		0-1cm	*B. marginata (1)*	n.d.	4,6	0,2	n.d.	3,4	33,4	0,23	n.d.	0,07	1,23	43,14	206,42
		0-1cm	*B. marginata (2)*	n.d.	1,4	0,4	n.d.	3,6	222,3	1,67	n.d.	0,16	1,10	n.d.	n.d.
		1-2cm	*B. marginata (1)*	0,25	2,9	0,8	5,9	3,7	15,7	35,77	n.d.	0,05	1,27	2,10	13,86
		1-2cm	*B. marginata (2)*	n.d.	2,2	0,5	n.d.	3,6	346,7	9,33	n.d.	0,14	1,09	148,33	588,88

La comparaison des résultats obtenus sur réplicas donne des valeurs qui sont proches pour l'ensemble des rapports élémentaires, sauf pour les valeurs d'Al/Ca des *U. mediterranea* de la station T1 (MORESCA 6) et pour le Ni/Ca qui est indéterminé pour l'ensemble des *U. mediterranea* de ce même échantillon sauf une valeur à 8,8 mmol.mol^{-1}. Néanmoins, le bon accord de l'ensemble des données valide l'approche analytique employée. L'utilisation de 2 protocoles différents sur *U. mediterranea* de la station STE (MORESCA5) et *B. marginata* de la station ST1 (MORESCA8) donne des résultats équivalents pour *U. mediterranea*, mais des valeurs contrastées pour *B. marginata*. Pour les échantillons du niveau 0-1cm, retirer l'étape d'oxydation de la matière organique (protocole 2) correspond à des rapports élémentaires plus élevés pour Al/Ca, Ti/Ca, Zn/Ca et Pb/Ca mais plus faibles pour Ba/Ca, Mn/Ca et Fe/Ca. Pour le niveau 1-2cm, le retrait de l'étape oxydante provoque une augmentation d'Al/Ca, Zn/Ca, Mn/Ca et Fe/Ca mais une diminution du Ti/Ca, Cd/Ca, Pb/Ca et de l'U/Ca. **De plus amples investigations sont nécessaires pour déterminer si la matière organique des foraminifères accumule des métaux ;** il s'agirait notamment de travailler sur d'autres espèces, mais de s'assurer que la matière organique analysée correspond bien à celle sécrétée par les foraminifères benthiques et non de la matière organique héritée, notamment par la vérification des tests marqués au Rose de Bengale avant analyse.

Tableau II.7. : Gamme des valeurs publiées pour les rapports élémentaires étudiés en site pollué ou non pollué. D'après Boehnert et al. (2020), Fontanier et al. (2012), Frontalini et al. (2009) et Schmidt et al. (2022).

	Gamme de valeurs site non pollué		Gamme de valeurs site pollué		
Mg/Ca	0,4	2,5	2	6	mmol/mol
Sr/Ca	0,5	2,5	0,5	2,5	mmol/mol
Zn/Ca			0,1	0,5	mmol/mol
Fe/Ca	< 100		100	2000	µmol/mol
Mn/Ca	< 100		500	1000	µmol/mol
Al/Ca	< 500		200	2500	µmol/mol
Cd/Ca	0	0,5	0,1	80	µmol/mol
Ba/Ca	0,5	10			µmol/mol
Cr/Ca			0,5	40	µmol/mol
Cu/Ca			5	30	µmol/mol
Ni/Ca			1	60	µmol/mol
Sn/Ca			3	7	µmol/mol
Pb/Ca			0,5	50	µmol/mol
Ti/Ca			0,5	60	µmol/mol
V/Ca			0,5	60	µmol/mol
As/Ca			0,5	60	µmol/mol
Mo/Ca			0,5	60	µmol/mol
U/Ca	2	2-40			nmol/mol

La gamme de valeurs attendue pour les sites pollués et non pollués d'après la littérature est reportée dans le Tableau II.7. Les valeurs des rapports élémentaires obtenues qui sont dans la gamme des valeurs observées sur site « pollué » sont surlignées dans le tableau II.6. La plupart des résultats obtenus sont inférieurs à cette gamme établie d'après la littérature. Néanmoins, il semble que **pour les espèces *G. orbicularis, G. altiformis, B. inflata* et *B. marginata*, on observe une augmentation des rapports Pb/Ca, Al/Ca, Ti/Ca, Zn/Ca, Fe/Ca et Mn/Ca pour la station STE** (et en particulier pour les mesures de la campagne MORESCA8) alors les gammes de valeurs d'*U. peregrina* et *U. mediterranea* restent dans la limite des sites non pollués (Tableaux II.6. et II.7.).

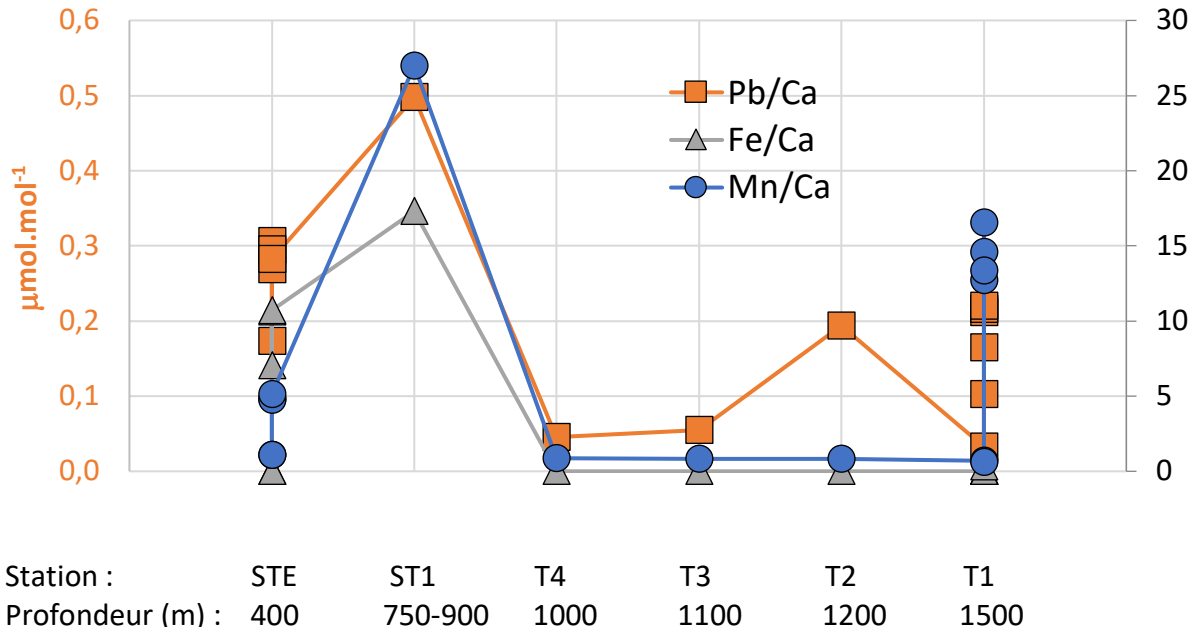

Figure II.17. : Comparaison entre les rapports élémentaires (µmol.mol^{-1}) Pb/Ca (orange, ordonnée à gauche), Fe/Ca (gris, ordonnée à droite) et Mn/Ca (bleu, ordonnée à droite) d'*Uvigerina mediterranea* en fonction de la distance à l'exutoire des boues et de la profondeur. ST1 = station la plus proche.

La comparaison des valeurs entre stations proches et loin de la source des boues rouges est possible grâce à l'espèce ***U. mediterranea*** qui est la seule présente sur toutes les stations (Figure II.17.). L'analyse de l'ensemble des rapports élémentaires met en évidence **une augmentation des valeurs des rapports Pb/Ca, Fe/Ca et Mn/Ca** même si les valeurs obtenues sont inférieures par rapport aux données sur site pollué de la littérature (Tableaux II.6 et II.7.). Les valeurs mesurées, plus faibles que celles de la littérature, peuvent aussi être dues aux différences de nettoyage entre les différents auteurs : Frontalini et al. (2009) n'ont appliqué aucun protocole préalable, Fontanier et al. (2012) ont utilisé l'étape 1 du protocole de Barker et al. (2003) (i.e., retrait des argiles par bains aux ultrasons dans l'eau ultrapure et

le méthanol) et Schmidt et al. (2022) a suivi le protocole complet de Barker et al. (2003). La préparation des échantillons suivant le protocole de Boyle et Keigwin (1985) peut induire cette différence de valeur absolue, mais néanmoins, on observe bien une augmentation des valeurs pour la station ST1.

En conclusion préliminaire de ce travail, l'analyse des rapports élémentaires de différentes espèces de foraminifères benthiques de 6 stations collectées lors de 9 campagnes à la mer a donc permis de mettre en évidence **l'augmentation globale des valeurs de Pb/Ca, Al/Ca, Ti/Ca, Zn/Ca, Mn/Ca et Fe/Ca vers les seuils des sites pollués pour les espèces *G. orbicularis, G. altiformis, B. inflata* et *B. marginata. U. mediterranea*** est la seule espèce pour laquelle les résultats sont comparables entre les différentes stations, et bien que les valeurs restent sous les seuils de pollution déterminés dans la littérature (Boehnert et al., 2020 ; Fontanier et al., 2012 ; Frontalini et al., 2009 ; Schmidt et al., 2022), **une augmentation est observée pour les rapports Pb/Ca, Fe/Ca et Mn/Ca de la station la plus affectée par les boues rouges (ST1).** Cet écart de valeur peut s'expliquer par les différences entre les protocoles de nettoyage appliqués dans cette étude par rapport aux données de la littérature.

Dans le futur, il serait intéressant de mener des analyses en limitant le nettoyage préliminaire, ce qui permettrait i) de vérifier les seuils de valeurs avec les données de la littérature, ii) de comparer davantage de valeurs avec ou sans élimination de la matière organique, pour vérifier l'accumulation de métaux dans le test versus dans la cellule des foraminifères. Néanmoins, ces données montrent d'ores et déjà la possibilité **d'utiliser les rapports Pb/Ca, Al/Ca, Ti/Ca, Zn/Ca, Mn/Ca et Fe/Ca comme traceur des impacts de la pollution.**

II.1.1.3.2. Essais de détermination des rapports élémentaires sur les foraminifères benthiques de la Mer Méditerranée pendant les événements de sapropèle S1 (10,8-6,1 cal ka BP) et S5 (128-121ka)

L'ANR MEDSENS (Mediterranean thermohaline circulation sensitivity: lessons from the past for future, 2019-2023) pilotée par **K. Tachikawa** (CEREGE) a pour but de **mieux documenter les variations de la circulation thermohaline en Méditerranée au cours des derniers cycles climatiques**, afin de mieux contraindre les effets des variations de température et de salinité sur cette circulation dans le contexte global de réchauffement

climatique actuel et futur. En effet, la région Méditerranéenne est amenée à devenir plus aride et plus chaude dans le futur, avec des effets potentiellement inverses sur la densité des masses d'eau. Les conséquences d'une réduction de la circulation en Méditerranée seraient alors une moins bonne ventilation et oxygénation des masses d'eau, avec différents impacts sur la circulation (Swingedouw et al., 2019) ou sur les organismes (Le Houedec et al., 2020). L'histoire climatique passée de la Méditerranée témoigne d'épisodes de réduction de circulation et sont enregistrés par des dépôts de couches enrichies en matière organique, les sapropèles (Tachikawa et al., 2015).

L'objectif principal du projet MEDSENS est d'évaluer la **sensibilité de la circulation thermohaline méditerranéenne aux perturbations thermiques et hydrologiques**, en couplant une **approche multi-traceurs appliquée à différentes carottes de sédiments marins avec la modélisation**. Les enregistrements paléoclimatiques obtenus permettront de caractériser les conditions environnementales précédant la mise en place d'un épisode de sapropèle, mais aussi pendant et après l'occurrence de cet événement climatique, et ce pour le **sapropèle S1 (10,8-6,1 cal ka BP)** ayant eu lieu pendant l'Holocène et pour le **sapropèle S5 (128-121ka)** du stade interglaciaire précédent.

Le laboratoire GEOPS est impliqué dans ce projet en particulier pour la **tâche 1 sur la reconstruction de la circulation intermédiaire et profonde passée**, et la **tâche 2 sur les variations de l'hydrologie de surface**, par le couplage de différents traceurs (εNd, δ^{18}O, δ^{13}C et assemblages des foraminifères planctoniques ; δ^{18}O, δ^{13}C et rapports élémentaires sur foraminifères benthiques ; téphrochronologie) sur plusieurs archives (Figure II.168. ; Bassin Levantin : MD90-964, 33°02.75'N, 32°38.57'E, 1375 m, Zhao et al., 2012 et MD90-920, 35°29'N, 28°20'E, 1620m ; Mer Ionienne : ODP964, 36°16'N, 17°45'E, 3650 m, Zhao et al., 2016 ; Corse : MD01-2472, 42°36.42N, 9°43.97E, 501 m, Toucanne et al., 2012 ; Sardaigne : MD90-912 : 38°18.67'N, 9°46.12'E, 1020m, Colin et al., 2021 ; Mer Adriatique : MP50PC, 39°N29', 18°E31', 775m, et MP37PC, 38°N31.81', 19°E10.84', 1908 m, Filippidi et al., 2016 et 2019).

Ces travaux ont été en particulier menés par **M. G. Guohui dans le cadre de sa thèse** (voir partie I.4.2.2. et Annexe 1) co-encadrée par C. Colin et moi-même (2020-2024). Malheureusement, la crise COVID et l'arrêt maladie (juillet 2020-juillet 2021) ont fait prendre du retard à l'acquisition de données des rapports élémentaires sur les foraminifères benthiques dans le cadre de la thèse de M. G. Guohui. C'est pourquoi les données εNd ont été

acquises et sont en cours de valorisation (Guohui et al., 2023 ; paragraphe I.8.3.1.1.) mais les analyses sur les foraminifères benthiques restent à faire.

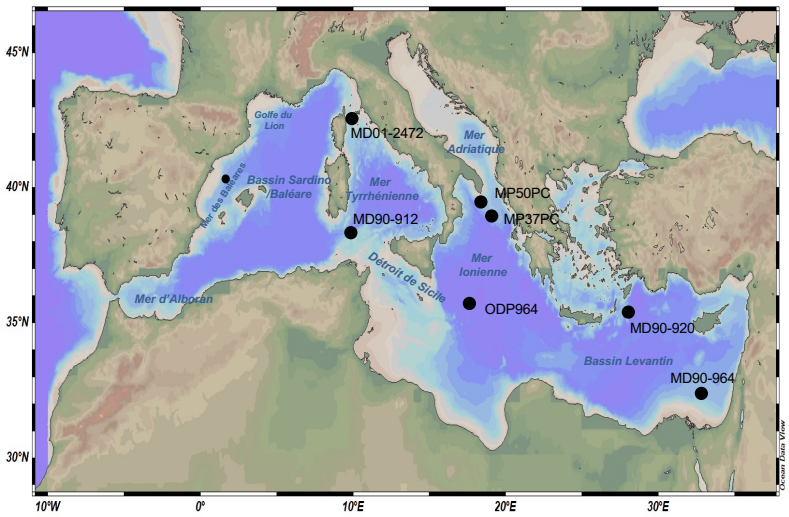

Figure II.18. : Localisation des carottes à étudier dans le cadre de l'ANR MEDSENS.

Le challenge analytique repose sur la **faible quantité de matériel disponible** pour l'analyse des rapports élémentaires. En effet, pendant les épisodes de sapropèles, l'environnement défavorable aux écosystèmes empêche l'installation de la vie benthique (dont les foraminifères). Il en résulte qu'il n'y a très peu voire pas de tests pendant ces périodes. Par ailleurs, même en-dehors de ces épisodes, la faible quantité de tests couplée à **l'impact de la diagenèse**, transformant le signal géochimique originellement enregistré, rend la mesure et l'interprétation des rapports élémentaires complexes (Mojtahid et al., 2019).

Les travaux préliminaires de M. G. Guohui sur les carottes MP50 et MP37, MD90-912 et MD90-920 ont permis de mieux caractériser ces archives, afin de sélectionner des niveaux propices pour les analyses des rapports élémentaires. De plus, les développements menés sur l'ICP-MS-HR permettent de travailler sur de faibles quantités de matériel (environ 250 µg soit 5 à 10 individus selon les espèces).

Le piquage et l'analyse des échantillons des carottes MD90-920 et MD01-2472 qui semblent les plus propices pour les analyses à mener sur les foraminifères benthiques sont programmés pour l'automne 2023.

II.1.1.4. Projet : étude de la relation entre le Sr/Ca et le ΔCO_3^{2-}

Reconstituer les changements du **cycle du Carbone dans le passé** est un enjeu de la compréhension de la variabilité climatique naturelle mais également de la projection du devenir du Carbone anthropique dans le futur (IPCC, 2019, 2022 et 2023, Figure II.19.).

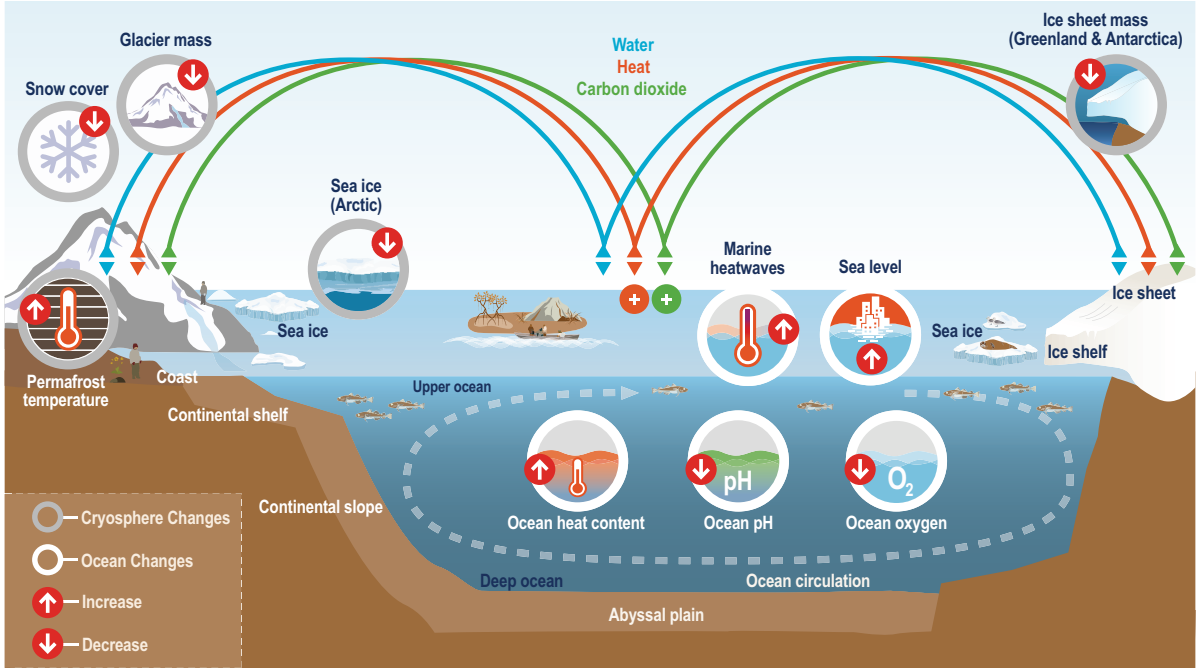

Figure II.19. : Schéma des changements attendus de l'océan, de l'atmosphère et de la cryosphère via les cycles de l'eau et du Carbone et les échanges d'énergie. Extrait du rapport de l'IPCC (2019).

Des variations du niveau marin, de l'oxygénation et du pH (acidification) de l'océan sont ainsi attendues ainsi que la diminution du volume global des calottes Arctique et Antarctique et des glaciers de montagne, de l'étendue de la glace de mer et du couvert neigeux global (Figure II.19.). Suivant le scénario envisagé dans les modélisations, **le pH de l'océan pourrait ainsi diminuer de 0,072 (scenario RCP2.6) à 0,108 (RCP8.5) unités d'ici 2050 et atteindre -0.315 unités en 2100** sans remédiation aux émissions de gaz à effet de serre (scenario 8.5). Les observations dans l'ensemble des bassins océaniques actuels mettent déjà en évidence une **diminution du pH attribuable sans équivoque aux activités humaines** avec des conséquences quantifiables sur les écosystèmes (et en particulier, les organismes calcificateurs tels que les foraminifères, les coccolithophoridés, les mollusques, les coraux etc) (Gruber et al., 2023 ; Iida et al., 2021). En effet, les données actuelles et les modélisations montrent qu'environ **1/4 à 1/3 du Carbone émis par les activités humaines est séquestré dans l'océan, expliquant la diminution du pH observée** (Gruber et al., 2023 ; Iida et al., 2021 ; Khatiwala et al. 2013, Figure II.20.). Aussi, mieux contraindre les changements passés du cycle du Carbone, et notamment les flux entre l'océan et l'atmosphère, peut contribuer à mieux prévenir les changements futurs (Gattuso et al.,2015).

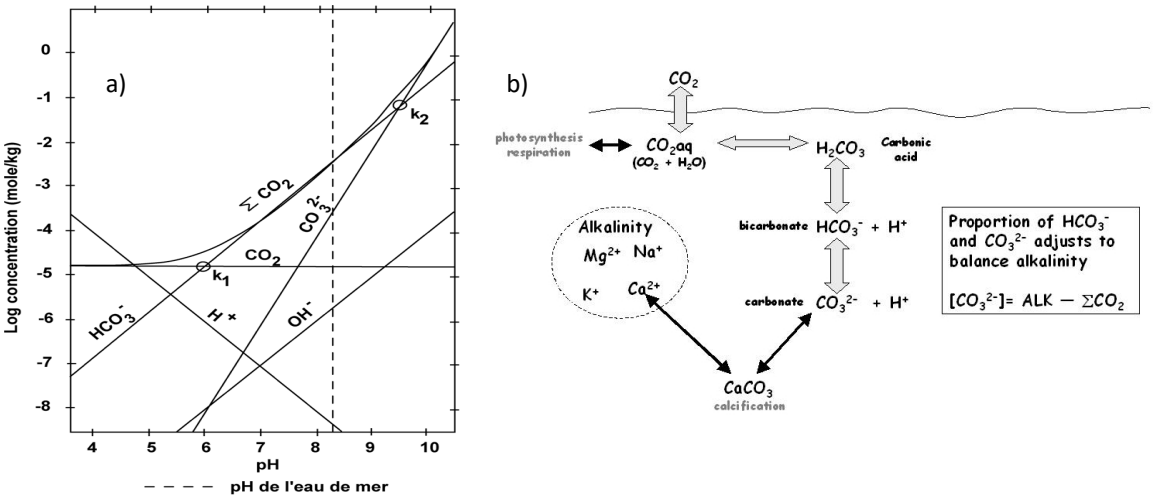

Figure II.20. : Réponse du système des carbonates océanique aux variations du CO_2 atmosphérique. a) Variation de la concentration des différentes espèces chimiques en fonction du pH ; b) Le système des carbonates dans l'océan et relation avec l'alcalinité. Adapté d'après Kleypas et Langdon (2000).

Les **variations du CO_2 atmosphérique** sont directement accessibles par l'analyse des carottes de glace pour les derniers 800ka (Luthi et al., 2008), aussi il est possible de mettre en relation ces variations avec les **changements de la chimie de l'océan**, grâce aux traceurs paléocéanographiques qui nous permettent d'accéder au système des carbonates dans le passé. C'est pourquoi des traceurs tels que le B/Ca, l'U/Ca ou encore le Sr/Ca pour les rapports élémentaires (voir paragraphe II.1.1.), ou encore les isotopes du Bore $\delta^{11}B$ (Rae et al., 2011 ; voir revue par Foster and Rae, 2016) ont connu un essor récent. En effet, ces traceurs semblent montrer une relation avec le pH ou encore des paramètres liés au pH tels que le $\Delta[CO_3^{2-}]$, la $[CO_3^{2-}]$ ou encore Ω (Figure II.7.) (voir définitions dans le paragraphe II.1.1.2. et équations E.II.2, E.II.3 et E.II.4). Néanmoins, i) des **résultats contradictoires** ont été obtenus suivant les travaux, mettant souvent en évidence **plusieurs facteurs environnementaux** possibles pour expliquer les variations observées, ii) des **difficultés techniques** peuvent être rencontrées pour leur analyse (en particulier pour le B/Ca et le $\delta^{11}B$ à cause du comportement chimique du B) et iii) la **diagenèse** peut modifier le signal originel.

Dans ce contexte, il est nécessaire de poursuivre les **efforts d'optimisation de ces traceurs**. Ce projet souhaite plus particulièrement s'intéresser au **rapport Sr/Ca mesuré dans les foraminifères planctoniques et benthiques.** En effet, ce traceur présente plusieurs avantages comme i) de nombreuses données disponibles dans la littérature, permettant de constituer une **base de données initiale robuste** couvrant de nombreux environnements, ii) des **méthodes bien établies**, permettant la préparation des échantillons (par exemple, pas ou

peu d'effet suivant les différents protocoles appliqués aux foraminifères benthiques : Yu et al., 2014a, et planctoniques : Pang, 2019), et leur **analyse sans difficulté majeure** (ICP-OES : de Villiers et al., 2002 ; Green et al., 2003 ; ICP-MS : Yu et al. 2005 ; ICP-QMS : Shen et al., 2007 ; LA-ICP-MS : Hathorne et al., 2003 ; comparaison entre techniques : Rosenthal et al., 2004 ; Fehrenbacher et al., 2020) et iii) un **impact de la diagénèse modéré** (dissolution post-dépôt sur les foraminifères planctoniques : Brown et Elderfield, 1996 ; Edgar et al., 2015 ; et sur les foraminifères benthiques : McCorkle et al., 1995) sauf en présence de croissances cristallines diagénétiques qui modifient le signal originel (Regenberg et al., 2007). De plus, il semblerait que le Sr/Ca soit distribué de manière homogène dans les tests (i.e., **peu de variabilité intra-test** : foraminifères planctoniques : Anand and Elderfield, 2005 ; Cléroux et al., 2008 ; foraminifères benthiques : Not et al., 2018), ne soit **pas affecté par l'effet ontogénétique** (i.e., variation de tailles, foraminifères planctoniques : Cléroux et al., 2008 ; foraminifères benthiques : de Nooijer et al., 2014) et soit reproductible entre spécimens comparables (i.e., **peu de variabilité inter-test** : foraminifères planctoniques : Rosenthal et al., 2004 ; foraminifères benthiques : Gussone et al., 2016). Des travaux précédents tendent à montrer la relation entre le rapport Sr/Ca et le $\Delta[CO_3^{2-}]$ (ou la $[CO_3^{2-}]$ ou encore Ω) mais il serait nécessaire de reprendre les données existantes pour homogénéiser les interprétations.

Ce projet de recherche propose ainsi **d'évaluer le potentiel du Sr/Ca mesuré dans les foraminifères planctoniques et benthiques comme traceur des changements du cycle du Carbone océanique via la reconstitution de paramètres tels que $\Delta[CO_3^{2-}]$, $[CO_3^{2-}]$ ou Ω.** Ce projet s'appuiera tout d'abord sur la constitution d'une base de données robuste des données publiées de Sr/Ca et des paramètres environnementaux associés. D'après la littérature, la stratégie serait de travailler en particulier sur :

i) des espèces **planctoniques** couvrant différents environnements et profondeurs d'eau, certaines étant sensibles à la dissolution et d'autres moins, certaines étant en symbiose et d'autres non ;

ii) des espèces **benthiques** sur une gamme de profondeur d'eau étendue et correspondant à différents microhabitats, en mettant la priorité sur les espèces utilisées dans les reconstitutions paléocéanographiques.

Cette stratégie pourra évoluer en fonction de la base de données qui sera établie.

Tableau II.8. : Synthèse sur les espèces de foraminifères planctoniques (gauche) et benthiques (droite) à étudier dans le cadre de ce projet. T : tropical ; ST : sub-tropical ; SP : sub-polaire ; P : polaire.

Espèce	Profondeur d'habitat (m)	Environnement	Symbiotique (S) - Non-symbiotique (NS)	Sensibilité à la dissolution
Globigerinoides ruber pink	0–25	T-ST	S	+++
Globigerinoides ruber white	0–50	T-ST	S	+++
Trilobatus (Globigerinoides) sacculifer	0–50	T-ST	S	++
Trilobatus (Globigerinoides) sacculifer with sac	0–50	T-ST	S	++
Globigerina bulloides	0 - 50	SP	NS	+++
Neogloboquadrina dutertrei dextre	50–100	Ub	S	-
Neogloboquadrina dutertrei senestre	50–100	Ub	S	-
Pulleniatina obliquiloculata	50–100	Ub	S	-
Globorotalia menardii	100-250	Ub	NS	-
Globorotalia inflata	100–400	Ub	NS	-
Globorotalia truncatulinoides	200–500	Ub	NS	-
Globorotalia crassiformis	500–800	Ub		-

Espèce	Microhabitat	Niveau trophique
Hoeglundina elegans	Epifaune	--
Planulina (Cibici(doi)des) wuellerstorfi		--
Cibicidoides pachyderma		-
Oridorsalis umbonatus	Endofaune superficielle	+/-
Uvigerina mediterranea		+
Uvigerina peregrina		
Melonis barleeanum (affinis)	Endofaune intermédiaire	++
Globobulimina pacifica	Endofaune profonde	+++

La sélection des espèces et des sites permettra de compléter les données existantes dans la littérature. Les mesures de Sr/Ca pourront se faire par ICP-MS Analytik Jena PlasmaQuant MS Elite au laboratoire LSCE en collaboration avec F. Bassinot et/ou par ICP-MS-HR Thermo Element XR au laboratoire GEOPS avec R. Pinna et F. Haurine. En effet, la quantité de matériel initial nécessaire est inférieure pour les analyses par ICP-MS-HR, ce qui permettra de travailler sur de faibles quantités d'échantillons. En revanche, l'analyse sur les 2 instruments des mêmes échantillons permettra également d'attester de la reproductibilité des approches instrumentales. Enfin, la méthode de mesure élémentaire permettant de mesurer simultanément plusieurs éléments, les données de Sr/Ca obtenues pourront être comparées aux rapports B/Ca et U/Ca, renforçant ainsi l'interprétation de ces traceurs. En complément de l'approche géochimique, la pesée des foraminifères nécessaire avant la préparation des échantillons pourra être utilisée car il a été démontré que la variation de la masse des tests - notamment pour les planctoniques- peut être utilisée comme traceur de la [CO_3^{2-}] (Lohmann, 1995 ; Barker and Elderfield, 2002 ; Broecker and Clark, 2001a et 2001b). Par ailleurs, la comparaison des différents résultats permettra également de mieux comprendre les mécanismes de biominéralisation, comme démontré dans les travaux de Duenas-Bohorquez et al. (2011), Nehrke et al. (2013), Mewes et al. (2015), Langer et al. (2016) pour les foraminifères benthiques ou Hathorne et al. (2009) et Allen et al. (2016) pour les foraminifères planctoniques.

Ce projet sera soumis au programme INSU-LEFE-CYBER en Septembre 2023.

II.1.2. Mesure des isotopes stables de l'Oxygène $\delta^{18}O$ et du Carbone $\delta^{13}C$ dans les foraminifères benthiques actuels : étude de cas dans le Golfe du Bengale

L'utilisation des **isotopes stables en paléoclimatologie** repose sur le principe de **fractionnement**, qui décrit la différence de composition isotopique entre un état initial et un état final après réaction. Par convention, et du fait des faibles différences de valeur, on utilise la notation δ (Equation II.5.):

$$\delta = \left(\frac{R_{éch.}}{R_{std.}} - 1\right) * 1000 \text{ (E.II.5.)}$$

où le rapport isotopique R est défini par le ratio de l'abondance de l'isotope lourd versus l'isotope léger et avec $R_{éch.}$ et $R_{std.}$ les valeurs mesurées respectivement dans l'échantillon et le standard, le standard variant suivant la nature de l'échantillon.

L'Oxygène existe sous trois formes isotopiques stables : ^{16}O (99,762%), ^{17}O (0,038%) et ^{18}O (0,2%) et le Carbone sous deux formes isotopiques stables : ^{12}C (98,9%) et ^{13}C (1,1%), d'où les notations respectives **$\delta^{18}O$** et **$\delta^{13}C$**.

La dépendance (inversement proportionnelle) du fractionnement isotopique de l'^{18}O intégré dans le $CaCO_3$ à la température a été démontrée dès les travaux pionniers d'Urey (1947), McCrea (1950) et Epstein et al. (1953), et **l'utilisation du $\delta^{18}O$ comme traceur des paléotempératures dans les enregistrements paléocéanographiques** a été appliquée dès les années 60 par Emiliani (1956, 1966a et b) avec des valeurs de $\delta^{18}O$ qui augmentent lorsque la température diminue, avec un gradient de l'ordre de -0,2‰/°C dans la calcite inorganique (e.g., Kim et O'Neil, 1997). La relation entre température et $\delta^{18}O$ enregistré par les foraminifères est à l'équilibre thermodynamique pour certaines espèces ; cependant, les processus biologiques lors de la précipitation de la calcite biogénique peuvent induire un **fractionnement isotopique supplémentaire : on parle « d'effet vital »,** spécifique pour chaque espèce de foraminifère et considéré constant au cours du temps (e.g., McCorkle et al., 1995). Outre la température, le $\delta^{18}O$ des tests de foraminifères des sédiments marins dépend également de deux autres processus : **i) les variations du volume des glaces** et **ii) de processus locaux** (i.e., balance évaporation-précipitation) influençant le $\delta^{18}O$ de l'eau de mer où l'organisme sécrète sa coquille en $CaCO_3$.

La composition isotopique en Carbone ($\delta^{13}C$) des tests de foraminifères est un traceur du **$\delta^{13}C$ du carbone inorganique dissous de l'eau de mer noté $\delta^{13}C_{DIC}$** (pour « Dissolved

Inorganic Carbon »). Les valeurs du $\delta^{13}C_{DIC}$ dans l'océan actuel sont reliées au **cycle des nutriments et à la productivité biologique** (e.g., Farmer et al., 2021). Pendant la photosynthèse, les organismes utilisent les sels nutritifs dissous (comme les phosphates, PO_4^{2-}) et fixent préférentiellement le ^{12}C dans la matière organique, provoquant un enrichissement relatif des eaux de surface en ^{13}C et un appauvrissement en nutriments. Au contraire, la décomposition de la matière organique enrichit le milieu en ^{12}C, qui acquiert alors une signature appauvrie en ^{13}C, et fournit des sels nutritifs dissous. Ainsi, dans l'océan actuel**, les valeurs du $\delta^{13}C_{DIC}$ sont inversement reliées à la teneur en nutriments.** Les variations du $\delta^{13}C$ mesuré sur foraminifères planctoniques peuvent alors renseigner sur les conditions de productivité à la surface de l'océan (voir synthèse par Mulitza et al., 1999) tandis que les mesures sur foraminifères benthiques documentent la circulation des eaux profondes (Schmittner et al., 2017). Néanmoins, les foraminifères benthiques, qui peuvent vivre à la surface du sédiment (épifaune) ou à l'intérieur du sédiment (endofaune) vont enregistrer la signature de l'eau environnante, et restituer la composition de l'eau profonde ou interstitielle suivant leur préférence écologique. Cette différence qui est enregistrée par le $\delta^{13}C$ est appelée **« effet de microhabitat »** (McCorkle et al., 1990 et 1997).

À l'échelle glaciaire-interglaciaire, une diminution globale du $\delta^{13}C_{DIC}$ dans l'ensemble des bassins océaniques d'environ 0,3 à 0,4‰ est observée pendant les stades glaciaires (Curry et al., 1988 ; Duplessy et al., 1988 ; Shackleton, 1977). Cette diminution du $\delta^{13}C_{DIC}$ est associée aux changements du bilan de masse du Carbone entre la matière organique continentale et l'océan pendant les stades glaciaires (Muglia et al., 2023 ; Peterson et al., 2014 ; Peterson et Lisiecki, 2018).

In fine, le $\delta^{18}O$ et le $\delta^{13}C$ des foraminifères benthiques et planctoniques peuvent également être affectés par les conditions de préservation dans la colonne d'eau et à l'intérieur du sédiment (e.g., Groenveld et al., 2008 ; McCorkle et al., 1995 ; Regenberg et al., 2006 et 2014).

Afin de **i) mieux séparer l'influence des facteurs environnementaux des processus biologiques (effet vital et effet de microhabitat)** sur l'acquisition de la signature géochimique, et **ii) estimer l'impact de la fossilisation sur le signal originel**, j'ai piloté le projet **INSU-GeoFoBe** (Géochimie des Foraminifères Benthiques, 2012-2014) qui a permis dans le cadre du **stage de M2 de Naoufel Haddam** (2011-2012) d'étudier des espèces de **foraminifères benthiques actuels récupérés dans le Golfe du Bengale** lors de la campagne en mer du Marion

Dufresne **MONOPOL** pour laquelle j'étais responsable des prélèvements par multi-carottier d'interface. Ce travail a fait l'objet d'une communication en congrès national (Annexe 1 et paragraphe I.8.3.2.1.) et d'un article soumis à Marine Micropaleontology (Annexe 3).

Les objectifs étaient : **i) de déterminer les assemblages de foraminifères benthiques** modernes dans le Golfe du Bengale, ce qui n'avait été que très peu exploré auparavant et **ii) de tester la signature isotopique d'espèces sélectionnées** à des fins d'application paléocéanographique. Nous avons ainsi documenté pour la première fois les assemblages de foraminifères benthiques vivants et morts (232 espèces) de 6 stations couvrant des profondeurs d'eau de 2140 à 3175m dans le Golfe du Bengale (Figure II.21). Un des résultats majeurs est que les assemblages morts et vivants sont dominés par *Epistominella exigua* et *Oridorsalis umbonatus*, témoignant **d'importantes variations du flux de matière organique associées au changement saisonnier du régime de mousson**. Nous avons travaillé sur le $\delta^{18}O$ et le $\delta^{13}C$ de 7 espèces correspondant à différents microhabitats de l'épifaune : *Hoeglundina elegans, Cibicides wuellerstorfi* et *Anomalinoides globulosus,* de l'endofaune superficielle : *O. umbonatus* et *Melonis pompilioides* et profonde *: Globobulimina pacifica*, ainsi qu'une espèce opportuniste : *E. exigua.* Nous avons pu tester l'impact de la taille sur le signal isotopique (150-250 µm, 250-315 µm, >315 µm) et comparer les valeurs obtenues sur spécimens morts et vivants. Des données isotopiques sur les eaux interstitielles nous ont permis de **quantifier l'effet vital et l'effet de microhabitat respectivement sur le $\delta^{18}O$ et le $\delta^{13}C$** (Figure II.21.). Les principaux résultats montrent qu'il n'y a **pas d'effet ontogénétique sur les valeurs de $\delta^{18}O$ et de $\delta^{13}C$** des espèces étudiées. Nos données suggèrent un **regroupement des espèces** suivant deux environnements : **i) *C. wuellerstorfi - A. globulosus*, épibenthiques** sans préférence saisonnière, et **ii) *E exigua - O. umbonatus*, sensibles aux changements de flux de matière organique** associés dans cette région au régime de la mousson.

Enfin, les valeurs de $\delta^{18}O$ suggèrent que **l'effet vital de *A. globulosus* est proche des valeurs connues et obtenues pour *C. wuellerstorf*i**, mettant en évidence l'utilisation possible de cette espèce dans les archives paléocéanographiques en l'absence d'autres espèces connues.

Ces résultats ont fait l'objet d'un article qui a été soumis à Marine Micropaleontology et qui est en cours de correction avant une nouvelle soumission en Mai 2023 (Annexe 3).

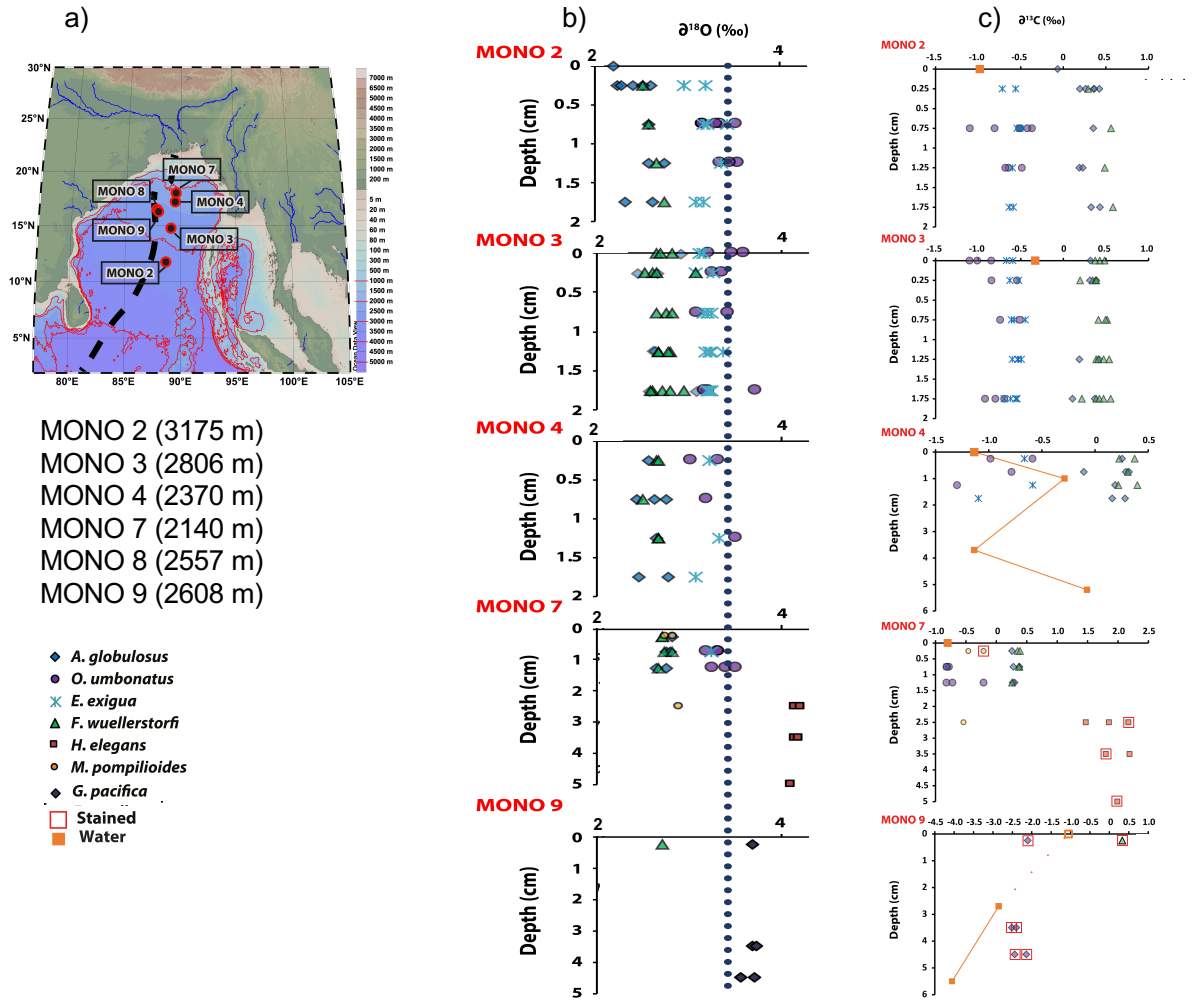

Figure II.21. : a) Localisation des stations de la campagne MONOPOL utilisées dans ce travail. b) Résultats de $\delta^{18}O$ et c) $\delta^{13}C$ obtenus sur différentes espèces de foraminifères benthiques : *Anomalinoides globulosus* (losange bleu), *Oridorsalis umbonatus* (cercle violet) *Epistomella exigua* (étoile bleue), *Fontbotia wuellerstorfi* (triangle vert), *Hoeglundina elegans* (carré rouge), *Melonis pompilloides* (cercle orange) et *Globobulimina pacifica* (losange bleu foncé). Les individus prélevés vivants sont entourés par un carré orange (« stained ») et les mesures dans l'eau interstitielle sont indiquées par des carrés pleins et courbes oranges. La valeur du $\delta^{18}O$ de la calcite à l'équilibre est indiquée par la ligne pointillée.

II.1.3. Détermination de la concentration et de la répartition des Terres Rares dans l'Océan Indien actuel

Les Terres Rares (Rare Earth Element, REE), et en particulier le **Néodyme Nd** et ses isotopes ^{143}Nd et ^{144}Nd (dont le rapport est noté **εNd** et normalisé au CHondrite Uniform Reservoir CHUR, Equation II.6., Jacobsen et Wasserburg, 1980), sont des traceurs importants de la circulation océanique dans le passé, dans la mesure où, dans l'océan ouvert, l'εNd se comporte comme un **traceur conservatif** et est utilisé pour tracer les **trajectoires et les mélanges de masses d'eau** (Jeandel et al., 1995 ; Lacan & Jeandel, 2005) :

$$\varepsilon Nd = \left[\frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{Sample}}{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{CHUR}} - 1 \right] \times 10\,000 \text{ (E.II.6.)}$$

En effet, le temps de résidence du Nd (500-1000 ans, (Tachikawa et al., 1999 ; Tachikawa et al., 2003 ; Arsouze et al., 2009) est inférieur à la boucle globale de la circulation océanique, et, en l'absence avérée de l'impact d'autres fractionnements induits -par exemple, par les processus biologiques- sur le εNd, la signature d'une masse d'eau sera le reflet de sa source et des mélanges subis au cours de son trajet. Ainsi, les mesures dans l'océan moderne (Figure II.22.) sont en accord avec le schéma de la circulation globale (Tachikawa et al., 2020). Néanmoins, l'interprétation de ce traceur est plus complexe à proximité des sources potentielles de Terres Rares telles que les rivières (apports dissous et particulaires), les vents, l'hydrothermalisme ou les sédiments, et un processus en particulier, « l'échange aux frontières » ou « Boundary Exchange » est toujours sujet à discussion (Arsouze et al., 2009 ; Bayon et al., 2015 ; Jeandel et al., 2007 ; Lacan et Jeandel, 2005 ; Tachikawa et al., 2003). Aussi, il est important de **mieux documenter la répartition des REE, dont le Nd, dans l'océan moderne.**

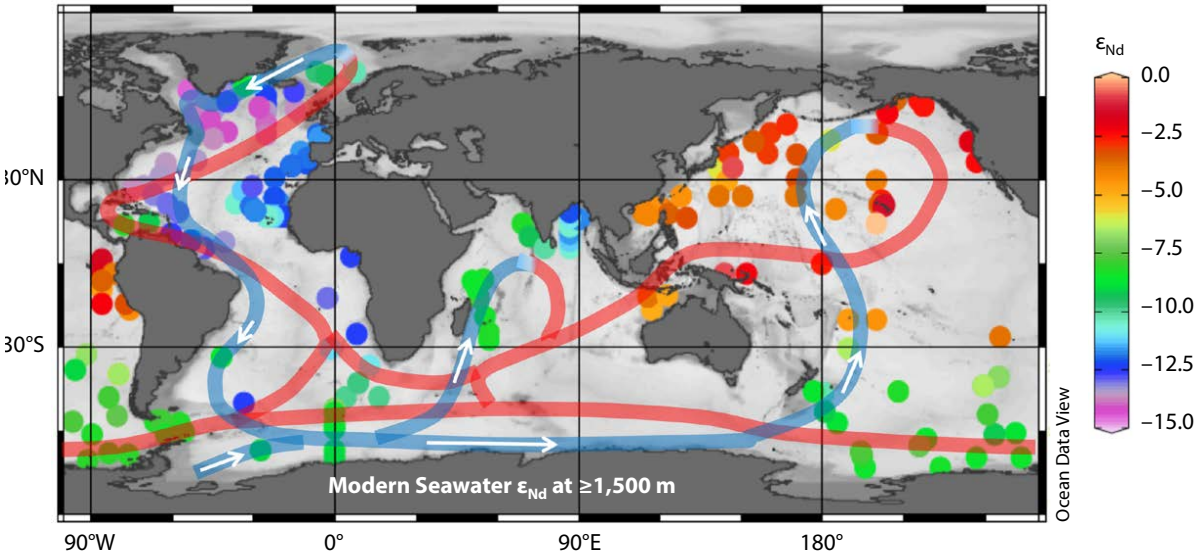

Figure II.22. : Distribution de l'ε Nd des eaux profondes (>1500m) et schéma global de la circulation océanique (Tachikawa et al., 2020). Les courbes bleues et rouges indiquent respectivement la circulation profonde et de surface.

Lors de la **campagne MONOPOL dans le Golfe du Bengale en Mai 2012 sur le Marion Dufresne,** j'ai participé aux prélèvements d'échantillons d'eau qui ont ensuite été utilisés pour déterminer la **concentration en REE dans la Baie du Bengale dans le cadre de la thèse de Zhaojie Yu sous la supervision de C. Colin à GEOPS**. En effet, peu de données étaient alors

disponibles, pour estimer les contributions dissoutes et particulaires du système Ganges-Brahmapoutre (G-B) et des sédiments profonds à la distribution des REE dissoutes dans l'océan Indien Nord, et leur temps de résidence dans la Baie du Bengale.

86 échantillons d'eau ont été collectés à différentes profondeurs sur 6 stations MONO01, 02, 03, 4b, 06, and 09 représentant un transect Nord-Sud de 8°N à 17°N et jusqu'à ≈ 3900 m de profondeur d'eau au début de la mousson d'été (voir aussi Figure II.21.). Les concentrations en REE dissoutes ont été déterminées par ICP-MS X Series II Thermo Fisher (Inductively Coupled Plasma-Quadrupole Mass Spectrometer) au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) suivant la méthodologie de Wu et al. (2015) avec une reproductibilité inférieure à 10% (2σ) tenant compte des erreurs de calibration, d'ajout de « spike » et analytiques.

Les résultats obtenus montrent une **diminution de la concentration dissoute en REE dans les 100 premiers mètres de la colonne d'eau, puis une augmentation modérée vers le fond.** Un enrichissement en MREE est observé pour les stations au Nord et au centre de la Baie du Bengale (MONO09, 06, 4b et 03) en comparaison des stations au Sud (MONO02 et 01). Les valeurs Y/Ho pour les eaux de surface (84) sont comprises entre les valeurs des sédiments du G-B (41) et des masses d'eau profondes de l'océan Indien Sud (93), suggérant des **contributions des deux sources Nord et Sud.** Le mélange entre les **eaux du système G-B avec les eaux de surface de l'océan Indien Est** (Eastern Indian Ocean surface water) et/ou de la **mer d'Arabie pour générer les eaux de surface de la Baie du Bengale** est également attesté par la corrélation entre les concentrations en Terres Rares Légères (Light Rare Earth Element, light REE, La) et Intermédiaires (middle REE, Sm), ainsi que par le rapport Sm/La = 0,21 Figure II.23.). En revanche, des valeurs de Sm/La de 0,14 pour les eaux intermédiaires et profondes témoignent d'un **mélange entre la signature particulaire du système G-B** (Sm/La = 0,16) et les **eaux Antarctique AABW** (Antarctic Bottom Water, Sm/La = 0,12). Ces résultats mettent ainsi en évidence la **contribution du système G-B au bilan des REE dans la Baie du Bengale** suivant deux modalités, par le **flux dissous en surface et par le flux particulaire en profondeur.** Il en ressort que l'utilisation du rapport MREE/MREE* (i.e., moyenne (Gd + Dy) / moyenne (Yb + Nd)) peut être utilisée comme un traceur de la contribution du système G-B aux apports sédimentaires de la Baie du Bengale. En complément, Les temps de résidence des REE sont compris entre 11 et 1616 ans, avec une augmentation globale du Nord vers le Sud.

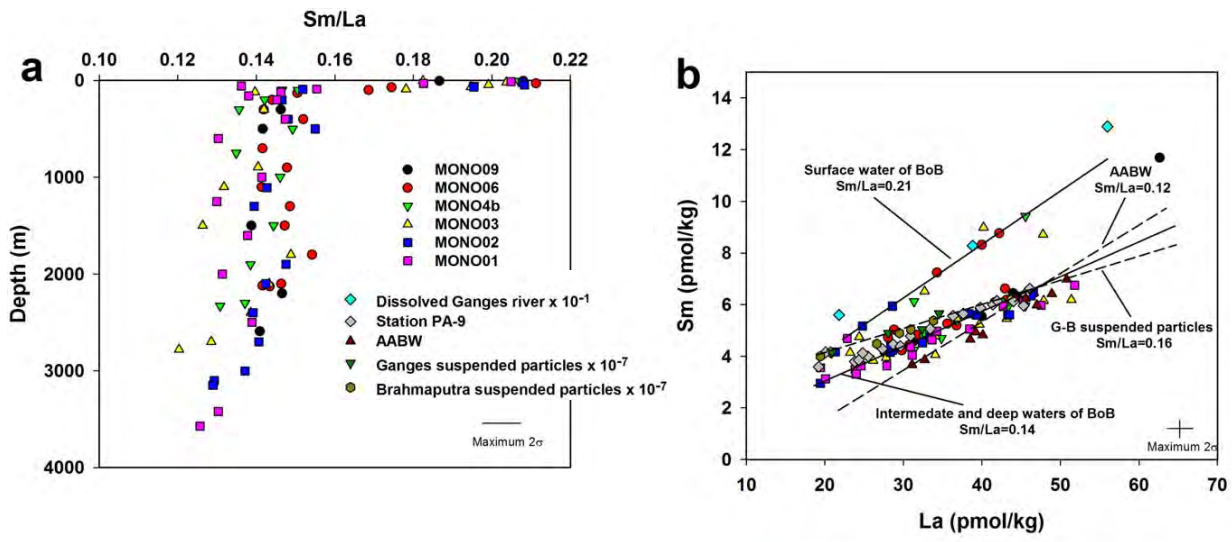

Figure II.23. : a) Profil du rapport Sm/La dans la colonne d'eau dans la Baie du Bengale mesuré à différentes profondeurs dans les stations MONO09 (cercle bleu foncé), MONO06 (cercle rouge), MONO04b (triangle vert clair), MONO03 (triangle jaune), MONO02 (carré bleu) et MONO01 (carré rose). b) Sm versus La des stations MONOPOL comparé aux valeurs de l'eau du Gange (losange bleu clair, Rengarajan and Sarin, 2004), d'une station dans la Baie du Bengale (PA-9, Nozaki and Allibo, 2003), à la valeur des AABW (Bertram and Elderfield, 1993 ; German et al., 1995) et des valeurs de la matière en suspension du Gange (triangle bleu) et du Brahmapoutre (cercle gris) (Garzanti et al., 2011). Extrait de Yu et al. (2020).

Enfin, les calculs des flux dissous ($1{,}6*10^5$ mol.a^{-1}) et particulaire ($3.0*10^6$mol.a^{-1}) de Nd depuis le système G-B représentent respectivement 9% et 4% du flux global par les rivières ($1.8*10^6$mol.a^{-1}) et les échanges aux limites ($76*10^6$mol.a^{-1}), ce qui démontre **l'importance des apports par le système G-P au budget global des REE de l'océan.**

Ce travail a fait l'objet d'une publication par Yu et al. (2017) dans Geochemistry, Geophysics, Geosystems (Annexe 4).

II.2. Calage temporel des archives climatiques

Établir les **relations de cause à effet** entre les différents mécanismes et réservoirs impliqués dans le système climatique implique de pouvoir placer les enregistrements dans un **cadre chronologique contraint** afin de pouvoir procéder à des comparaisons objectives. **Déterminer la séquence temporelle** des changements enregistrés est la **clé des hypothèses** qui sont testées dans les **modèles climatiques**. Cependant, les outils permettant d'établir la chronologie absolue des archives climatiques sont peu nombreux et ont des limites d'application souvent très contraignantes. Un exemple d'effort récent de chronologie commune est l'alignement des enregistrements de ^{10}Be et de CH_4 des carottes Antarctique et

Groenlandaises ayant amené à l'établissement des modèles d'âge respectifs AICC2012 et GICC05, qui sont cohérents sur les derniers 60 000 ans (Lemieux-Dudon et al., 2010 ; Veres, et al., 2013). Dans les sédiments, le **radiocarbone ^{14}C** est un outil puissant pour déterminer les modèles d'âge, mais son utilisation reste contrainte aux derniers 40 000 ans environ, et des limites existent telles que la différence entre âge réel et âge ^{14}C nécessitant une calibration des âges (voir le papier de synthèse récent par Reimer, 2022) ou encore les échanges et temps d'équilibrage entre réservoirs (voir le papier de synthèse récent par Skinner and Bard, 2022 et détails dans le paragraphe II.2.1.). Enfin, la plupart des enregistrements marins ont des chronologies qui sont basées sur la comparaison entre les enregistrements obtenus avec des enregistrements de référence ou encore par ajustement orbital (« orbital tuning »), ce qui impose de fait une partie des relations de cause à effet qui sont recherchées (voir par exemple, Austin and Hibbert, 2012 et Waelbroeck et al., 2019).

Dans ce contexte, un thème de mes recherches repose sur **l'exploration des possibilités des outils de chronologie absolue permettant d'apporter des calages temporels aux enregistrements paléoclimatiques.** Ce thème a été l'objet du post-doctorat que j'ai mené au CEREGE de 2008 à 2011 sur l'application des méthodes de datation ^{14}C et par les séries de l'Uranium (méthode U/Th) aux sédiments marins, travaux que j'ai poursuivis dans les premières années après mon recrutement en 2011 et qui a mené à la publication d'un article en 2017 (paragraphe II.2.1.). J'ai porté un nouvel intérêt pour la **méthode de datation U/Th** grâce à une collaboration avec Edwige Pons-Branchu (LSCE) dans le cadre d'un projet de datation de séquences sédimentaires en Grèce (paragraphe II.2.2.1.). Le développement et l'utilisation de cet outil est au cœur des recherches que je souhaite mettre en place avec l'équipe Altérations et en collaboration avec P. Deschamps (CEREGE) dans le cadre du projet ANR RECA (2017-2020) et du projet soumis ANR ECLAT (voir paragraphe II.2.2.2.).

II.2.1. Application du ^{14}C à la fraction fine des sédiments marins

Le radiocarbone ^{14}C est l'un des trois isotopes du Carbone représentant 1.2×10^{-10} % du C total (^{12}C : 98,9% et ^{13}C :1,1% étant stables). Le ^{14}C se forme naturellement dans l'atmosphère par la collision entre les neutrons (eux-mêmes produits par les protons cosmiques) et les atomes d'Azote N. Une fois produit dans l'atmosphère, le ^{14}C intègre le cycle global du Carbone et décroit par radioactivité β au cours du temps. L'application du ^{14}C en tant qu'outil de datation a été mise en évidence dès les travaux pionniers de Libby (1955),

avec une demi-vie de l'ordre de 5700 ans. Son utilisation dans le domaine des sciences de la Terre peut être synthétisée suivant les 3 axes suivants (Skinner and Bard, 2022) : **i) pour obtenir l'âge d'un échantillon, ii) pour comparer les activités des réservoirs modernes pour mieux caractériser leurs échanges et iii) pour caractériser l'activité ^{14}C passée d'un réservoir et son fonctionnement passé.** Dans le cadre de mes travaux de recherche, je me suis particulièrement intéressée aux points i) (voir ci-après) et iii) (voir paragraphes III.2.2. et III.3).

L'utilisation du ^{14}C dépend donc du taux de production dans l'atmosphère : en effet, les premiers âges ^{14}C produits ont été calculés en considérant un taux atmosphérique constant et égal à la valeur pré-bombe atomique, or, cette hypothèse s'est rapidement avérée fausse (de Vries, 1958) dans la mesure où la comparaison entre âges ^{14}C et âges obtenus de manière indépendante (e.g., dendrochronologie, archives archéologiques ou historiques…) étaient systématiquement différents, avec des âges ^{14}C plus jeunes que les âges vrais (voir historique dans Reimer, 2022). Les méthodes pour corriger ces écarts (« calibrer ») ont alors été développées dès les années 1970 (voir historique dans Reimer, 2022), avec production notamment des premiers codes numériques de correction des âges ^{14}C dès les années 1980 (CALIB, Stuiver and Reimer 1986). Afin d'homogénéiser les différentes approches et de construire des calibrations cohérentes, le **groupe de travail international INTCAL** est né à la fin des années 1990 et publie régulièrement des **courbes de correction (« calibration ») des âges ^{14}C** depuis les années 2000 (IntCal98 et Marine98, Stuiver at al., 1998a et 1998b ; IntCal04 and Marine04 : Hughen et al. 2004 ; Reimer et al. 2004 ; IntCal09 et Marine 09 : Reimer et al., 2009 ; Intcal13 et Marine 13 : Hogg et al., 2013 ; Niu et al., 2013 ; Figure II.24). Les derniers travaux publiés datent de 2020 et permettent ainsi de calculer des âges vrais aussi bien dans l'Hémisphère Nord (Reimer et al., 2020), Sud (Hogg et al., 2020) que dans l'océan (Heaton et al., 2020) (Figure II.24). Ces courbes sont construites par la mesure simultanée du ^{14}C et d'autres outils chronologiques dans les mêmes archives, telles que, par exemple, le comptage des cernes d'arbre (e.g., Pearson et al., 2020) ou les âges U/Th des coraux (e.g., Durand et al., 2013) (Figure II.24). Parmi l'ensemble des matériaux disponibles pour la « calibration » il est à noter que la plupart ne sont pas directement produits au contact de l'atmosphère (e.g., coraux, foraminifères, spéléothèmes) ce qui nécessite de prendre en compte le temps d'équilibrage possible (i.e., l'âge réservoir pour les échantillons marins ou le réservoir de C mort pour les échantillons continentaux) (Bard, 1988 ; Soulet, 2015 ; Soulet et al., 2016).

L'estimation des âges réservoir fait également partie des travaux menés par le groupe IntCal (Butzin et al., 2020).

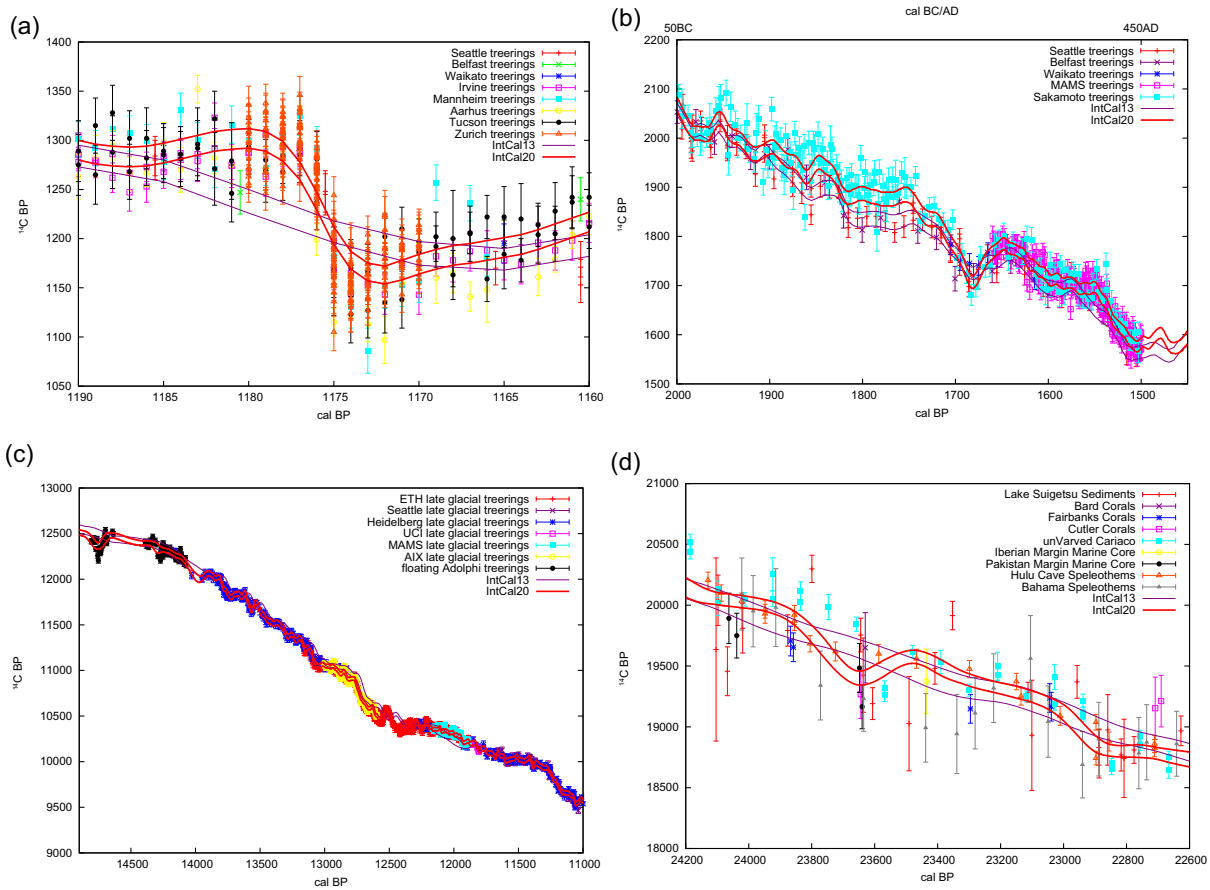

Figure II.24 : Exemples de périodes couvertes par IntCal20 (courbe rouge, enveloppe d'erreur à 1 σ) soulignant les différences avec IntCal13 (courbe violette, enveloppe d'erreur à 1 σ) et les différents jeux de données utilisés. (a) AD 774/5 Miyake event, (b) 1500–2000 cal BP, (c) 11,000–15,000 cal BP, and (d) 24.2–22.6 kcal BP. Erreurs à 1-σ. Extrait de Reimer et al. (2020).

Dans les **carottes de sédiments marins**, la datation des enregistrements paléocéanographiques repose très souvent sur le ^{14}C mesuré dans **les tests des foraminifères**. Outre la prise en compte de **l'âge réservoir**, les chronologies basées sur les foraminifères sont construites sur la **fraction grossière** du sédiment, car les tests sont récupérés dans la fraction >150 µm. Or des **déphasages** peuvent exister au sein de la fraction grossière entre foraminifères (Barker et al., 2007 ; Broecker et al., 2006 ; Broecker and Clark, 2011) mais également entre la fraction grossière et la fraction fine (<63µm) du sédiment (Mollenhauer et al., 2003 et 2005). Ces déphasages sont associés à des processus tels que la bioturbation (e.g., Bard, 2001) ou encore les changements de source du sédiment (e.g., Mollenhauer et al., 2007).

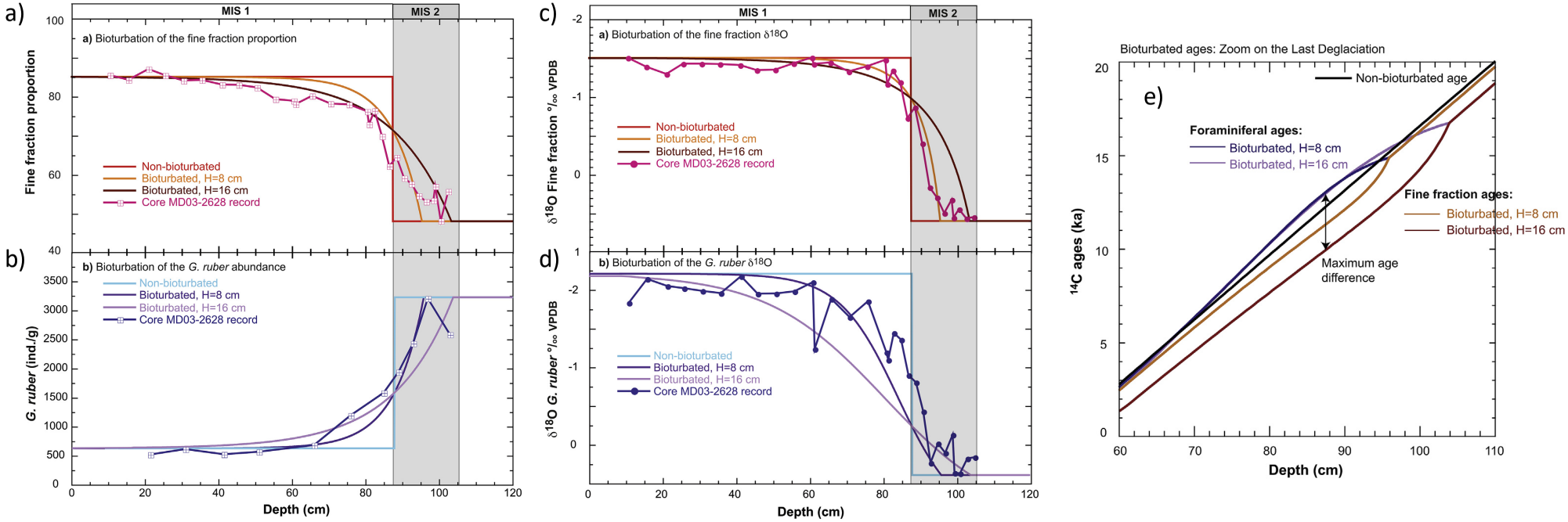

Figure II.25. : Modélisation de l‑ effet de la bioturbation à deux profondeurs (8 cm, et 16cm) sur les enregistrements obtenus sur la fraction fine (a, c et e), sur l‑ espèce de foraminifère planctonique *Globigerinoides ruber* (b, d et e)

Les enregistrements de la fraction fine sont en rose avec des carrés (a : abondance, c : $\delta^{18}O$ et e : âges ^{14}C), et la modélisation de l‑ effet de la bioturbation à 8 cm en orange, à 16 cm en rouge et sans en rouge foncé. Les enregistrements de *G. ruber* sont en violet foncé avec des points (a : abondance, c : $\delta^{18}O$ et e : âges ^{14}C), et la modélisation de l‑ effet de la bioturbation à 8 cm en violet, à 16 cm en mauve et sans en bleu clair.

Dans ce travail initié au CEREGE et complété après mon recrutement en 2011, nous avons utilisé les enregistrements de **$\delta^{18}O$ et les âges ^{14}C** pour tester les relations de phase entre la **fraction fine (<63μm) et les foraminifères planctoniques** (*Globigerinoides ruber, G. ruber*, 250-350 μm) d'une carotte de sédiments de la mer des Caraïbes (MD03-2628, 17°21.26N, 77°42.45W, 846 m) sur les derniers 45kans (Figure II.25.). Les changements de minéralogie, de chimie (rapport élémentaire Sr/Ca de la fraction fine, % molaire de Mg dans la calcite magnésienne) et d'abondance de la fraction fine sont également utilisés. **L'ensemble des enregistrements est en phase pendant l'Holocène < 6kans et le déphasage observé à partir de 6 kans (1,89ka) et pendant la Dernière Déglaciation est croissant pendant le Dernier Maximum Glaciaire (5,64ka) et le Stade Marin Isotopique 3 (8,5ka).** On observe que les variations paléoclimatiques enregistrées par la fraction fine semblent précéder celles enregistrées par *G. ruber.*

Ces écarts ne peuvent pas être attribués à un seul processus et semblent être le résultat de : i) une **bioturbation différentielle** entre les différentes phases granulométriques, comme attesté par la modélisation numérique (Figure II.25.) ; ii) la possibilité d'une **contamination des échantillons par du Carbone moderne**, comme calculé par des tests de sensibilité des âges à différentes valeurs de blancs et iii) une **variation importante de la nature et de la source des constituants de la fraction fine**. Ces résultats mettent en évidence la nécessité de caractériser les différentes fractions du sédiment utilisées pour les reconstitutions paléoclimatiques afin de s'assurer de leur synchronisme avant leur interprétation.

Cette étude a fait l'objet d'une publication dans Quaternary Geochronology en 2017 (Annexe 5).

II.2.2. Utilisation des séries de l'Uranium

Les 3 familles naturelles de décroissance radioactive débutent par un radio-élément de longue période (^{232}Th, ^{235}U et ^{238}U, (Figure II.26.).a) et aboutissent à un des isotopes stables du plomb (respectivement ^{208}Pb, ^{207}Pb et ^{206}Pb, (Figure II.26.a). Compte tenu des courtes périodes relatives des éléments intermédiaires, la décroissance au sein des trois familles est contrôlée par les éléments en tête de chaîne. Ainsi, pour un système clos depuis quelques millions d'années, l'activité, soit le nombre de désintégration par unité de temps, d'un

élément va être égale à celle de son ascendant et donc, in fine, à celle du radio-élément en tête de chaîne dont il est issu. Un tel système est dit à **l'état d'équilibre séculaire** (Figure II.26.b).

Le principe d'utilisation des séries de l'Uranium repose sur les **déséquilibres induits par tout processus physico-chimique remobilisant de façon différentielle les radionucléides au sein d'une famille.** Deux types de mécanismes fractionnant peuvent être distingués : les processus s'appuyant sur la différence de **comportement géochimique** des éléments et les processus directement associés au **phénomène radioactif.** Par ailleurs, la diversité des périodes de décroissance des radionucléides constitutifs des séries naturelles donne accès à un large panel de radiochronomètres et d'applications (voir par exemple, Bourdon et al., 2003) amenant à notamment mieux quantifier l'âge, la vitesse des processus et les échanges dans les enveloppes superficielles telles que l'océan (Henderson and Anderson, 2003), les rivières (Dossetto et al., 2008a) ou encore les profils d'altération (Dossetto et al., 2008b ; Chabaux et al., 2016).

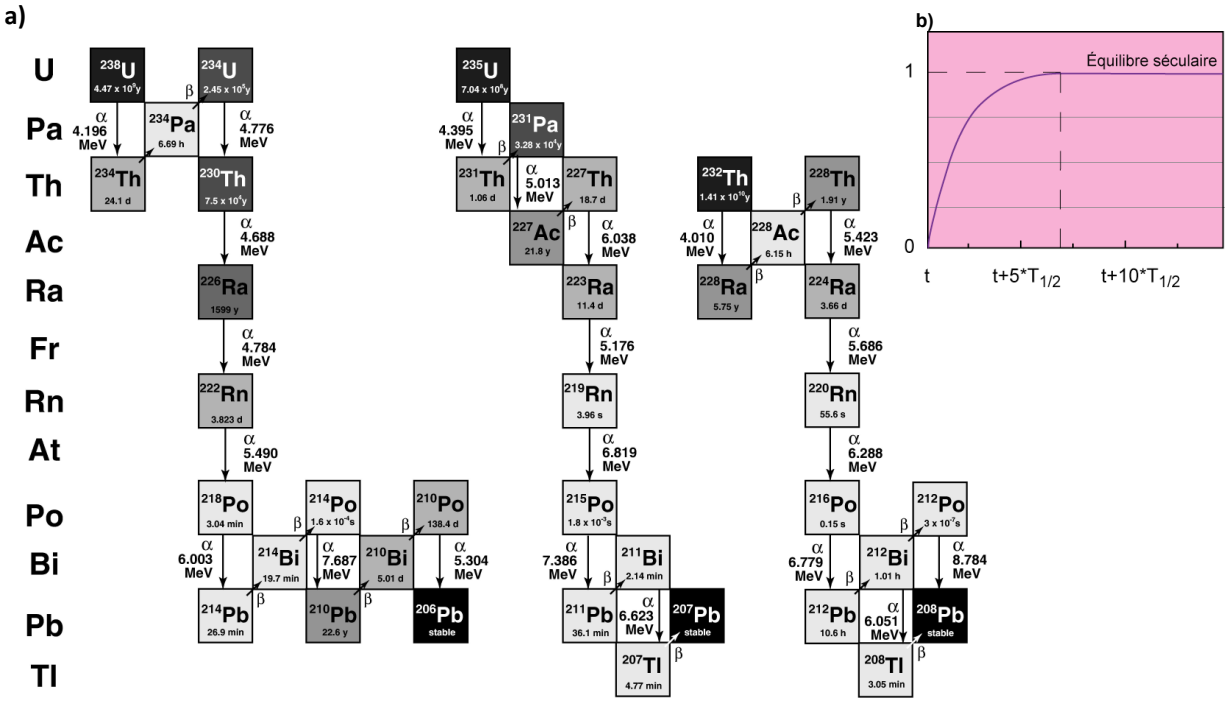

Figure II.26. : Principes généraux sur les séries de décroissance radioactive. a) Chaînes de décroissance de l'^{238}U, l'^{235}U et du ^{232}Th (d'après Bourdon et al., 2003). b) Évolution des activités jusqu'à l'état d'équilibre séculaire.

Les exemples d'utilisation que je présente dans ce mémoire s'appuient sur les **isotopes ^{238}U - ^{234}U – ^{230}Th** dont on a en premier mis en évidence l'intérêt pour la datation absolue (Khlapin, 1926 ; Barnes and Lang, 1956 ; Broecker, 1963). Compte tenu des demi-vies du ^{234}U

et ^{230}Th (respectivement de 245,620 ± 260 et 75,584 ± 110, Cheng et al., 2013), le champ d'application de cette méthode s'étend usuellement sur la période 0 - 350 000 ans. L'amélioration des précisions analytiques faisant suite au développement de nouvelles générations de spectromètre de masse à thermo ionisation dans les années 1990 (TIMS, Edwards et al., 1987), puis à source plasma dans les années 2000 (MC- ICP-MS, Andersen et al., 2004 ; Cheng et al., 2013 ; Goldstein & Stirling, 2003 ; Luo et al, 1997 ;ICP-QMS, Douville et al., 2010) repousse maintenant la limite d'utilisation de cette méthode aux derniers 650 ka (Andersen et al, 2008 ; Cheng et al., 2013).

Le déséquilibre entre le couple ^{238}U/^{234}U et le ^{230}Th est directement associé à la **différence de comportement physico-chimique entre l'U et le Th.** Dans les eaux naturelles, l'uranium est soluble et peut former des complexes d'uranyle UO_2^{2+} s'associant avec d'autres ions, notamment l'ion carbonate CO_3^{2-} (Langmuir, 1978 et 1997) tandis que le Th, peu soluble, reste adsorbé aux particules (Langmuir and Herman, 1980). Le déséquilibre entre l'^{234}U et l'^{238}U est induit par un processus d'origine purement physique, **l'effet de recul α** (Kigoshi, 1971 ; Fleischer, 1980). Lors de la désintégration α de l'^{238}U, l'élément fils ^{234}Th est susceptible d'être directement éjecté dans la phase interstitielle. Indirectement, l'endommagement de la structure cristalline faisant suite à la désintégration α favorise la mobilisation ultérieure des éléments fils par les fluides interstitiels. L'ensemble de ces processus lié au recul α amène donc les eaux de rivières et de mer à être enrichies en ^{234}U par rapport au ^{238}U (Chabaux et al., 2003a ; Dossetto et al., 2008a ; Kipp et al., 2022).

Dans un système chimiquement clos, les rapports d'activités des éléments radioactifs évoluent suivant l'équation E.II.5. ci-dessous pour atteindre l'état d'équilibre séculaire (Figure II.20.b, Kaufman et Broecker, 1965) :

$$\frac{A^{230}Th}{A^{238}U} = \left[\frac{\lambda^{230}Th}{\lambda^{230}Th - \lambda^{234}U}\right]\left[\frac{A^{234}U}{A^{238}U} - 1\right]\left[1 - e^{\left(\lambda^{234}U - \lambda^{230}Th\right)t}\right] + \left[1 - e^{-\left(\lambda^{230}Th\right)t}\right] \qquad \text{(E.II.5.)}$$

Deux conditions inhérentes à l'utilisation de l'équation E.II.5. doivent être remplies : i) l'échantillon doit avoir évolué comme un **système chimique clos** depuis sa formation et ii) lors de sa formation, **l'échantillon ne doit pas contenir de ^{230}Th initial**. Ces conditions peuvent être vérifiées, par exemple, dans le cas des carbonates de Calcium purs biogènes tels que les coraux ou authigènes comme certains spéléothèmes. Cependant, les échantillons naturels sont souvent constitués par un mélange entre la phase biogène ou authigène (« phase pure

») et d'autres minéraux qui peuvent apporter du Th, notamment les minéraux détritiques (ou « phase détritique »). La **correction de cet apport supplémentaire** est nécessaire car il vieillit artificiellement les âges, puisqu'il y a plus de ^{230}Th que celui provenant de la décroissance radioactive seule. Dans le cas des échantillons complexes pour lesquels il existe une autre source de Th que le Th radiogénique, des corrections peuvent être appliquées quand la teneur en ^{230}Th de l'échantillon au temps t=0 n'est pas nulle. Si la phase détritique est minoritaire (<1% ; Bischoff et Fitzpatrick, 1991), la datation peut être effectuée directement, sans appliquer de correction. **Différents types de correction existent** (Roy-Barman and Pons-Branchu, 2016) et parmi elles, une approche souvent utilisée consiste à analyser plusieurs échantillons cogénétiques et contemporains qui contiennent des fractions variables de matériel détritique (**méthode des isochrones**, Luo et Ku, 1991 ; Ludwig et Titterington, 1994). Cette méthode suppose l'existence d'une homogénéité isotopique ^{230}Th/^{232}Th dans la fraction détritique à l'instant t=0 où précipite une phase riche en uranium. Les rapports isotopiques mesurés sur ces échantillons contemporains et reportés dans des diagrammes dits « isochrones » vont se distribuer sur des droites dont les deux pôles extrêmes idéalisent la phase pure et la phase détritique. Les diagrammes dit « de Rosholt » permettent de connaître le rapport actuel de ^{230}Th/^{234}U pour la phase pure et d'estimer la contribution en ^{230}Th initial de la phase détritique. En pratique, il est donc nécessaire de mesurer les rapports (^{234}U/^{238}U), (^{230}Th/^{238}U) et (^{232}Th/^{238}U) sur les échantillons cogénétiques. Le but est d'avoir assez de données (au moins 3) avec des rapports d'activité suffisamment dispersés pour qu'ils s'alignent correctement sur la droite isochrone.

J'ai été associée avec E. Pons-Branchu à des travaux menés par des collègues de l'Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire (IRSN, Fontenay-aux-Roses) sur des séquences du bassin d'Argostoli de l'île de Céphalonie (Grèce occidentale) afin d'apporter des contraintes chronologiques à leurs enregistrements. Ces travaux sont présentés dans le paragraphe II.2.2.1. et ont été publiés en 2020 dans Engineering Geology (Annexe 6).

Enfin, **ma contribution aux recherches de l'équipe Altérations** repose la mise en application de la mesure des séries de l'Uranium à des échantillons de **latérites Sud-Américaines,** et constitue le paragraphe II.2.2.2.

II.2.2.1. Calage de séquences Plio-Quaternaires du Bassin d'Argostoli

Le but de cette étude multidisciplinaire était de **construire un modèle représentatif du Bassin d'Argostoli (île de Céphalonie, Grèce occidentale)** afin de mieux comprendre les phénomènes sismiques qui l'affectent. Dans ce contexte, **apporter une contrainte temporelle** aux séquences sédimentaires qui ont été récoltées pour améliorer la stratigraphie du site était fondamental pour caractériser la vitesse et l'occurrence des mouvements de la zone.

Les forages menés sur le site de Koutavos ont permis de récolter des **fragments de branches de coraux** identifiés comme *Lophelia pertusa* ou *Claedocora caespitosa*, sur lesquels la datation par la méthode U/Th est possible. Des analyses minéralogiques du sédiment total et des fragments de coraux nettoyés par diffraction des rayons X au laboratoire GEOPS ont permis de **caractériser la nature du sédiment et de valider la préservation des fragments de coraux avant leur datation** (Sepulcre et al., 2009b). La préparation des échantillons et leur mesure par MC-ICP-MS ont été réalisés par E. Pons-Branchu au LSCE suivant des protocoles déjà établis (Pons-Branchu et al., 2014). Les âges ont été corrigés d'une contribution initiale de ^{230}Th en prenant un rapport ^{230}Th /^{232}Th initial de 7 ±50% et ont donné des résultats non significativement différents des âges non corrigés (Tableau II.9.).

Tableau II.9. : Concentrations en U, Th, rapports isotopiques et âges obtenus sur les fragments de coraux de la carotte B1 à la base de l'unité stratigraphique Pt-k. Core age : âges corrigés de la contribution de la fraction détritique. $\delta^{234}U_m = (\{^{234}U/^{238}U\}_{measured}(\{^{234}U/^{238}U\}_{equilibrium} - 1) \times 1000$, avec $^{234}U/^{238}U_{equilibrium} = 54.89 \times 10^{-6}$ (rapport molaire, Cheng et al., 2013). $\delta^{234}U_0 = \delta^{234}U$ à l'état initial calculé avec les âges ^{230}Th/^{234}U.

Sample	[^{238}U] (ppm)	$\delta^{234}U_m$	^{230}Th/^{232}Th	[^{232}Th] (ppb)	^{230}Th/^{238}U	Age (ka B.P.)	Core age (ka B.P.)	δ^{234}Uo
#6959	2.64 ± 0.01	31.82 ± 0.85	25.8 ± 0.1	348.1 ± 1.2	1.04 ± 0.012	sup 500		
#6960	2.75 ± 0.004	31.72 ± 1.22	90.2 ± 0.3	102.9 ± 0.3	1.03 ± 0.007	546.74 ± 103.34	539.93 ± 101.03	145.95 ± 42.05
#7105	2.67 ± 0.02	36.04 ± 2.5	245.6 ± 1.8	33.72 ± 0.3	1.02 ± 0.007	414.27 ± 45.84	411.80 ± 46.17	116.02 ± 17.03

Les résultats obtenus sont validés par les critères de pureté des échantillons (100% aragonite) et le calcul du $\delta^{234}U_{initial}$ compatible avec la valeur de l'eau de mer. Les âges corrigés obtenus sont de plus de 500ka, de 540ka ±101 et 412ka ±46, en accord **pour situer les échantillons dans le Stade Marin Isotopique 11,** qui correspond à une période interglaciaire de haut niveau marin en cohérence avec les données minéralogiques (calcite, évaporite, constituants détritiques et argiles : 71% à 74% de smectite, 17% à 18% d'illite, 6% à 8% de chlorite, et 2% à 4% de kaolinite) caractéristiques du climat actuel tempéré de la zone.

Ce calage temporel a permis de mettre en évidence que le Bassin d'Argostoli/Koutavos d'âge Pléistocène est toujours actif, avec un **taux de subsidence calculé minimum de 0,15**

mm.a^{-1}. Ces données ont permis **d'affiner le modèle du bassin, et d'améliorer la modélisation de la propagation des ondes dans un système sédimentaire**.

Ce travail a fait l'objet d'une publication par E. Cushing (IRSN) et al. dans Engineering Geology en 2020 (Annexe 6).

II.2.2.2. Apports des séries de l'Uranium à l'étude des latérites

Le développement des nouvelles technologies, de véhicules indépendants des ressources carbonées, de systèmes producteurs d'énergie innovants mais également de matériel militaire ont récemment accru les besoins en éléments tels que les Terres Rares (Rare Earth Element, REE), les platinoïdes, Cobalt, Béryllium, Lithium, Iode… qui pour la plupart d'entre eux sont associés aux **gisements métallifères** (GSA, 2013). Il s'agit d'éléments peu abondants dans la croûte terrestre mais dont l'exploitation a augmenté ces dernières décennies pour pallier ces besoins en croissance (Figure II.27.), permettant le développement économique de pays tels que le Brésil.

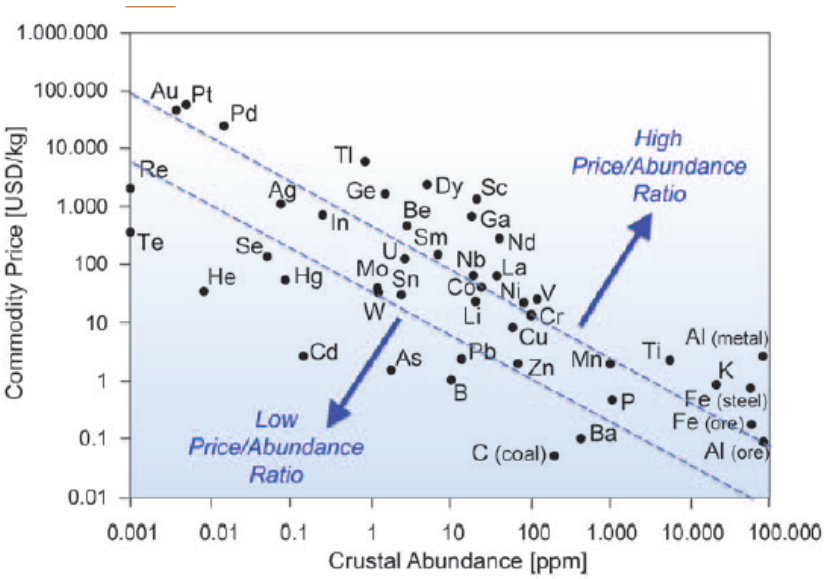

Figure II.27. : Prix en dollars versus abondance dans la croûte d'éléments d'intérêt économique. L'exploitation des dépôts supergènes est en augmentation pour assurer les besoins croissants en éléments de fort intérêt économique et faiblement abondants dans la croûte. Adapté d'après Reich et Vasconcelos (2015).

Différents types de gisements peuvent être exploités mais les **gisements dits supergènes** sont d'un intérêt économique particulier car étant proche de la surface, leur exploitation est plus facile (e.g., revue par Reich et Vasconcelos, 2015). Ces dépôts métallifères se forment à partir de l'altération de roches pré-existantes qui, à la surface de la Terre, vont subir des processus d'oxydation, dissolution et reconcentration en métaux. Leur évolution

permet également d'appréhender le devenir des produits de l'exploitation de ces gisements par les activités humaines, et leur impact environnemental.

L'altération peut être définie comme l'ensemble des **transformations physiques et chimiques affectant une roche à la surface de la Terre** (e.g., Frings et Buss, 2019). Il s'agit d'un processus majeur du fonctionnement du système Terre, ayant des répercussions dans quasiment toutes les disciplines des géosciences mais également du point de vue économique et sociétal (Figure II.28). **Les latérites sont des produits de l'altération intense en zone intertropicale,** qui constituent un type de gisement supergène. Leur étude constitue aujourd'hui un enjeu majeur tant au point de vue scientifique pour mieux comprendre le **fonctionnement de la zone critique** que du point de vue économique étant donné les **concentrations en ressources exploitables** qu'elles représentent (Anderson et al., 2007 ; Nahon, 2003 ; voir revue récente par Reich et Vasconcelos, 2015 et Vasconcelos et al., 2015). En effet, leur évolution est associée à des processus géodynamiques et climatiques révélateurs de l'histoire paléoenvironementale d'une région. Leur fonctionnement génère **d'importants flux de matière influençant les grands cycles biogéochimiques** (Berner et al., 1983).

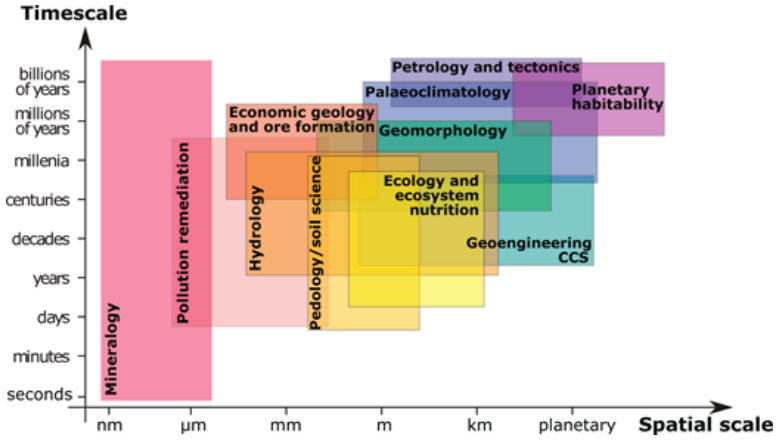

Figure II.28 : Ensemble des domaines des géosciences à différentes échelles spatiales et temporelles affectés par le processus d'altération. D'après Frings et Buss (2019).

Enfin, les latérites sont le siège d'une série de **processus complexes** impliquant dissolution, réactions d'oxydo-réduction, transport et re-précipitation amenant à la formation de dépôts économiquement exploitables. Cependant, la compréhension des rôles respectifs des différents processus mis en jeu dans la mise en place et l'évolution des latérites nécessite la détermination de la **chronologie de leur genèse et de leur transformation au cours du temps** (Figure II.29). La plupart des travaux antérieurs se sont basés sur l'utilisation des

radiochronomètres $^{40}Ar/^{39}Ar$ et (U-Th)/He sur des oxydes et hydroxydes de Fer (voir review par Vasconcelos et al., 2015), du paléomagnetisme (Théveniaut et Freyssinet, 2002) ou encore par résonance paramagnétique électronique (electron paramagnetic resonance spectroscopy EPR) sur kaolinites (Balan et al., 2005 et 2007). Cependant, ces outils peuvent être employés sur **des échelles de temps supérieures au million d'années**, mais ne permettent donc pas de caractériser les processus plus courts et/ou plus récents - notamment à l'échelle des changements climatiques du Quaternaire-, comme l'illustre les gammes d'âges typiquement mesurés dans les profiles latéritiques (Figure II.29). Ces chronomètres ne permettent pas non plus de restituer l'histoire multi-phasée de ces formations mais donnent plutôt un âge global depuis la mise en place du profil, sans distinction de phase de croissance ou d'arrêt de formation (Figure II.29).

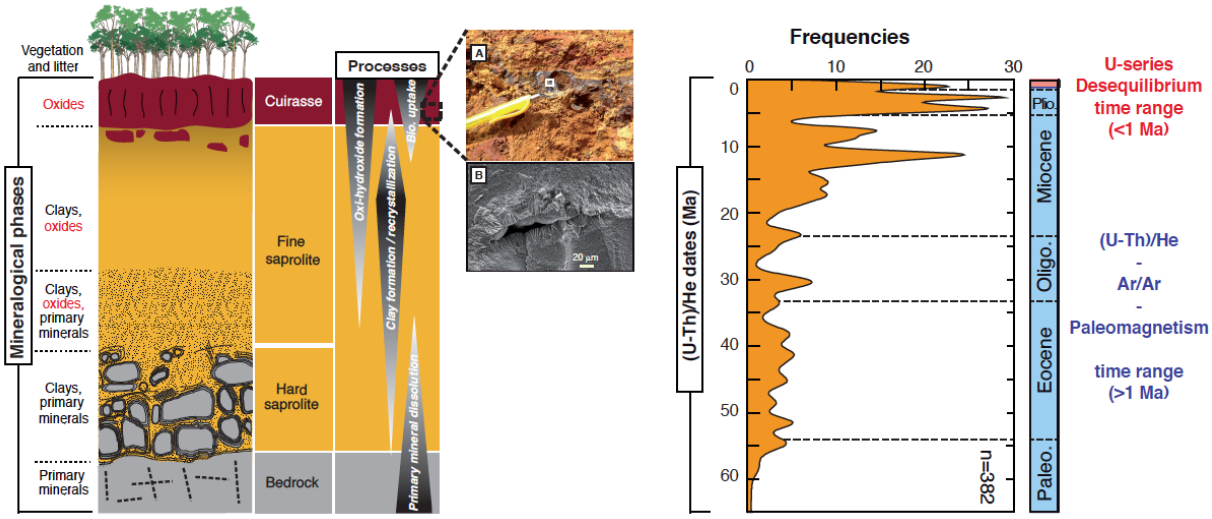

Figure II.29. : Représentation schématique d 'un profil latéritique (figure de gauche), de sa composition minéralogique, et des processus conduisant à sa formation, avec les âges (U-Th-/He obtenus sur goethite et hématite. La cuirasse de fer concentre des éléments métalliques et contient une structure cristallographique complexe. Les deux images au centre présentent un exemple typique d'enregistrement en goethite et hématite et une photo MEB révèle la complexité cristallographique. La figure de droite présentent la répartition en histogramme typique d'âge (U-Th)/He obtenus sur les hématite et goethite des cuirasses. La cuirasse enregistre de multiples phases de cristallisation des minéraux la composant. Des cristallisations très récente (<1 Ma) sont observées dans quasiment tous les profils latéritiques. La gamme d'âge obtenue par les différentes méthodes de datation est aussi représentée. Modifié d'après Ault et al. (2019).

L'utilisation des séries de l'Uranium basée sur la **mesure des isotopes ^{238}U-^{234}U et ^{230}Th** permet de dater des processus géologiques de l'ordre de la dizaine à plusieurs centaines de milliers d'années, sur des échelles de temps complémentaires des autres géochronomètres cités préalablement (Figure II.29). Par ailleurs, **l'application des déséquilibres de l'U aux sols, aux rivières et aux profils d'altération est une méthode puissante pour mieux comprendre**

les modalités de mise en place et d'évolution de ces objets, ainsi que les transferts de matière liés à l'altération, menant notamment à la re-concentration d'éléments d'intérêt économique (e.g., Chabaux et al., 2003a ; Dossetto et al., 2008b).

Le projet que je porte se propose plus particulièrement d'étudier les **latérites du Bouclier Guyanais et de la région de l'Amazonie Centrale,** afin de mieux comprendre les modalités et la chronologie de la mise en place de ces gisements métallifères supergènes. En effet, cette région est géodynamiquement stable depuis le Crétacé, et des latérites s'y sont a priori formées tout au long du Cénozoïque. Des données paléomagnétiques permettent aussi d'apporter des contraintes en âge mais ne sont pas toujours facilement exploitables, à cause de l'intégration de plusieurs phases d'altération au sein d'un même profil latéritique (Théveniaut et Freyssinet, 2002). De plus, les résultats obtenus dans le cadre de **l'ANR RECA** (« Reconstructing the influence of climate change on laterite formation », 2017-2020) ont déjà fourni de nombreuses données sur le fonctionnement du système (Guinoiseau et al., 2021 ; Heller et al., 2022) et des âges (U-Th)/He sur les oxydes de fer (Ansard et al., 2022) et par EPR sur kaolinites (Allard et al., 2018).

L'application des séries de l'U aux latérites a déjà été employée avec succès lors de travaux antérieurs sur le **bouclier australien** (Short et al., 1999 ; von Gunten et al. 1999 ; Bernal et al., 2006) et **africain** (Dequincey et al., 1999, 2002 et 2006 ; Chabaux et al., 2003b) mais à notre connaissance, il n'y a pas de données sur les latérites d'Amérique du Sud. Cependant, l'application et l'interprétation correctes des données obtenues sur les latérites sont soumises à des conditions strictes telles que :

- **l'identification des phases « actives » et « inactives »** du profil ; en effet, les latérites sont le produit de l'altération ce qui implique des interactions complexes entre dissolution, remobilisation et reprécipitation de matière, générant des phases de différents stades d'altération mais faisant également coexister des produits d'âges variables (Vasconcelos et al., 2015).
- la reconstitution pour chacune des phases produites de leur **histoire antérieure** (Dequincey et al., 1999).

Les étapes de caractérisation morphologique, minéralogique et géochimique indispensables à l'interprétation des résultats des analyses par les séries de l'U ont déjà été réalisées, et ont permis d'identifier des sites et des échantillons propices à la réalisation de ce projet dans le cadre de l'ANR RECA (Allard et al., 2018 ; Ansard et al., 2022 ; Guinoiseau et al.,

2021 ; Heller et al., 2022). Il s'agira en particulier de travailler sur les **pisolithes ferrugineux** retrouvés à différentes profondeurs au sein de plusieurs profils latéritiques. En effet, la datation de ces objets, qui sont associés aux éléments d'intérêt économique dans les profils, a déjà été réalisée dans des études précédentes (e.g., Dequincey et al., 1999, 2002 et 2006 ; Short et al., 1989), et les données dont nous disposons montrent que la datation par les séries de l'U est possible sur les profils choisis.

Ce travail est mené en collaboration avec Pierre Deschamps et Abel Guihou (CEREGE) afin de permettre l'accès un spectromètre de masse MC-ICP-MS (Multi-Collector – Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometer) « Neptune Plus » de ThermoFisher Scientific. P. Deschamps est un spécialiste de la datation par les déséquilibres des séries de l'Uranium (Durand et al., 2016) et A. Guihou, en tant que responsable de la MC-ICP-MS, est en charge du maintien et du développement technique des analyses sur cet instrument (Pisapia et al., 2018).

Le projet de recherche que je souhaite mener en collaboration avec **les membres de l'équipe Altérations** a été initié dans le cadre de l'ANR RECA portée par Cécile Gautheron. En raison du report des analyses prévues (congés maternité en 2018, puis confinement en 2020 et arrêt maladie jusqu'en 2021) il n'a pas été possible pour le moment de concrétiser cette collaboration. Néanmoins, des échantillons sont en cours d'analyse par P. Deschamps au CEREGE et **un nouveau projet ANR ECLAT** (Processes controlling the Environmental dynamiCs and societaL impacts of Geogenic and AnThropogenic trace metals contaminants in French Guiana) a été déposé dans lequel des analyses U/Th sont également programmées.

PARTIE III : RECONSTITUTION DE LA CIRCULATION OCEANIQUE A L'ECHELLE GLACIAIRE-INTERGLACIAIRE

III.1. Problématique

Comprendre les mécanismes de la variabilité naturelle du système climatique à l'échelle des cycles glaciaires-interglaciaires nécessite d'établir les **relations de phase entre le forçage solaire et les rétroactions internes impliquant différents réservoirs tels que l'océan, l'atmosphère et la cryosphère.** Les **Terminaisons** sont des périodes de transition et d'instabilité entre les modes glaciaires et interglaciaires du système climatique. Ainsi, l'étude de ces périodes transitoires permet d'aborder les mécanismes d'initiation du réchauffement, les modalités du transfert de chaleur entre les différentes latitudes, ainsi que la chronologie des événements enregistrés lors de l'entrée en stade interglaciaire, ce qui renforce la capacité des modèles climatiques à restituer les variations passées et prédire les changements futurs.

Cependant, les rôles respectifs des basses et des hautes latitudes, ainsi que les **mécanismes de téléconnexion** mis en jeu lors des Terminaisons restent à préciser (e.g., synthèse par Lai et al., 2021 et références citées). Le **rôle de la circulation océanique** dans les transferts de chaleur entre basses et hautes latitudes est déjà bien documenté dans l'Océan Atlantique, au travers des reconstitutions des **conditions de surface** à différentes échelles de temps (e.g., Haug et Tiedemann, 1998 ; Schmidt et al., 2004 ; Sepulcre et al., 2011), et de la **circulation profonde** (e.g., Böhm et al., 2015 ; Duplessy, 2004 ; Lynch-Stieglitz et al., 2007 et 2014 ; McManus et al., 2004). Le rôle des **masses d'eau de subsurface et intermédiaires** lors des Terminaisons glaciaires-interglaciaires a été également mis en évidence depuis les années 2000 (Dahl et al., 2005 ; Pahnke et al., 2008 ; Rickaby et Elderfield, 2005 ; Rühlemann et al., 2004), montrant leur importance dans les transferts de chaleur et de sel sur plusieurs Terminaisons. De nombreux travaux se sont ensuite intéressés à ces masses d'eau intermédiaires, dans le Pacifique (e.g., Spero et al., 2003) ou l'Océan Austral (Pahnke et Zahn, 2005), mais **peu d'études concernaient l'Océan Indien, en particulier l'Océan Indien Nord, lorsque j'ai obtenu le projet INSU-LEFE-CITRON GLACE en 2017** (voir paragraphe I.3.1. et Annexe 1). En effet, les principaux travaux précédents dans cette zone concernaient la restitution des variations de la mousson indienne au cours du temps, basés sur la reconstitution des variations des conditions du surface (e.g., Ahmad et al., 2008 et 2012 ; Raza et al., 2014 ; Sijinkumar et al., 2016 et références citées). Des enregistrements des variations

de l'origine des sédiments en relation avec les changements du régime de la mousson indienne étaient également disponibles (e.g., Colin et al., 2006 ; Joussain et al., 2016 et références citées). Il existait enfin quelques enregistrements des changements de circulation intermédiaire (Kallel et al., 1988 ; Waelbroeck et al., 2006) et profonde dans la zone (> 2000m), basés sur des analyses des isotopes stables du Carbone ($\delta^{13}C$) et de l'Oxygène ($\delta\ ^{18}O$) des foraminifères benthiques (Ahmad et al., 2008 ; Naqvi et al., 1994 ; Raza et al., 2014).

Pourtant, **l'Océan Indien Nord joue un rôle clé dans le système climatique pour ses capacités de stockage du Carbone** (Ahmad et al., 2008 et 2012 ; Bryan et al., 2010 ; Raza et al., 2014 ; Talley et al., 2011), et également dans la **circulation océanique globale**, car il est **connecté à l'océan Austral via les eaux Antarctique Intermédiaires** (Antarctic Intermediate Water, AAIW) et à **l'océan Pacifique via la circulation des eaux de subsurface de l'« Indonesian Throughflow » ITF** (ou flux d'eau Indonésien). Même si des travaux ont documenté l'évolution de la structure des masses d'eau dans le passé (Bryan et al., 2010 ; Jung et al., 2009), les relations entre la circulation des masses d'eau intermédiaire indiennes et la balance Océan Austral/Océan Atlantique restaient à approfondir (Ahmad et al., 2008, 2012 ; Bryan et al., 2010 ; Naqvi et al., 1994 ; Raza et al., 2014). Par ailleurs, **si des reconstitutions de la variabilité de l'ITF étaient déjà disponibles lors du démarrage du projet INSU-LEFE-MAGICS auquel j'ai collaboré, aucun n'allait au-delà de 140 ka** (Holbourn et al., 2011 ; Fan et al., 2018) (voir paragraphe I.3.2. et Annexe 1).

Enfin, les **résultats publiés restent controversés**, car, par exemple, si l'on regarde la reconstitution de la circulation à profondeur intermédiaire dans l'ensemble des bassins océaniques pendant les événements froids de la dernière déglaciation, certains travaux y associent une augmentation de la contribution des AAIW à la circulation globale (Bryan et Marchitto, 2010 ; Cao et al., 2007 ; Dubois-Dauphin et al., 2016 ; Marchitto et al., 2007 ; Pahnke et al., 2008 ; Rickaby and Elderfield, 2005) tandis que d'autres travaux suggèrent leur absence (Came et al., 2008 ; Gu et al., 2017 ; Howe et al., 2016 ; Huang et al., 2014 ; Xie et al., 2012) (Figure III.1.). **Contribuer à résoudre ces controverses en travaillant sur des sites stratégiques de l'Océan Atlantique Nord a ainsi été au cœur du projet INSU-LEFE-RIAD qui a été financé en 2020** (voir paragraphe I.3.1. et Annexe 1).

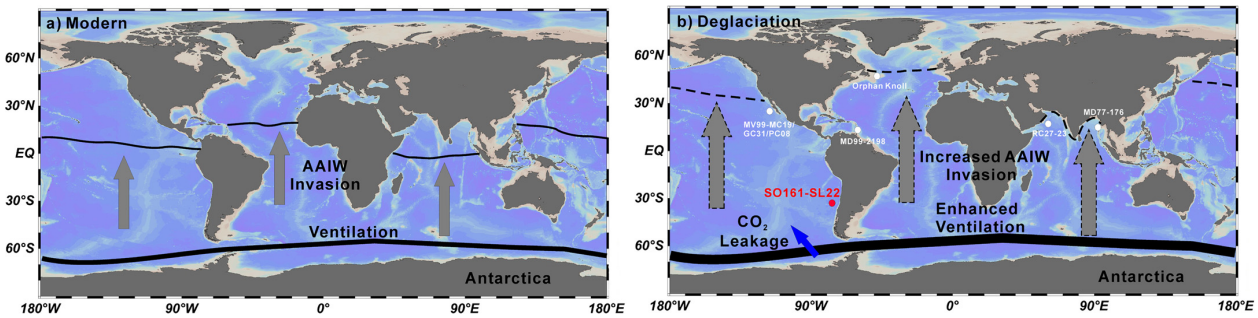

Figure III.1. : Représentation schématique de la pénétration des AAIW a) dans l'océan moderne et b) pendant la Dernière Déglaciation. Les points blancs correspondent aux sites ayant enregistré l'invasion des AAIW (Cao et al., 2007 ; Pahnke et al., 2008 ; Marchitto et al., 2007 ; Bryan et Marchitto, 2010 ; Yu et al., 2018), par opposition aux points rouges qui indiquent un flux réduit des AAIW pendant cette période (Xie et al., 2012 ; Howe et al., 2016). Adapté d'après Yu et al. (2018).

Par ailleurs, dans l'océan moderne**, les eaux intermédiaires sont un important réservoir de chaleur et de Carbone,** doté d'une capacité d'échange avec l'atmosphère sur des échelles de temps millénaires via les variations de stratification des masses d'eau, notamment dans l'Océan Austral (Sigman and Boyle, 2000). De plus, pendant la **Dernière Déglaciation ou Terminaison I (T1),** l'augmentation de la teneur en CO_2 dans l'atmosphère a connu 2 épisodes d'accélération autour de 18-14.7 et 12.8-11.7 cal kyr BP pour lesquels les interactions entre océan et atmosphère ont été mises en avant (Monnin et al., 2001). En effet, l'Océan Austral a joué un rôle fondamental dans les transferts de Carbone depuis l'océan profond vers l'atmosphère au cours de la Dernière Déglaciation, via l'augmentation de l'upwelling à l'origine de la formation des AAIW, impliquant a priori une extension plus importante de ces masses d'eau dans tous les océans (e.g., Anderson et al., 2009 ; Marchitto et al., 2007 ; Skinner et al., 2010 et 2014). **Tracer ces variations du cycle du Carbone par des outils géochimiques mesurés dans les foraminifères des sédiments marins a été mis en œuvre danse les travaux menés au cours des projets INSU-LEFE-CITRON GLACE et RIAD, et constitue l'objet de ma participation au projet ANR-BIOCOD** .

Reconstruire les variations de la circulation océanique depuis la subsurface et vers les profondeurs d'eau intermédiaires et leur impact sur le climat global et le cycle du Carbone est donc au cœur des travaux de recherche que j'ai menés en tant que Maître de conférences depuis 2011, et constitue également une partie des projets de recherche que je souhaite mener à **différentes échelles depuis le court vers le long terme dans le futur**. Ces travaux de recherche passés et en cours ont porté sur **différents chantiers complémentaires (Océan Indien Nord et Équatorial, Océan Atlantique Nord, Océan Austral)** et ont été financés

par des programmes dont j'ai été la porteuse ou auxquels j'ai été associée en tant que collaboratrice. Les principaux résultats ont été notamment obtenus dans le cadre de l'encadrement d'étudiants de Master et de thèse font l'objet des paragraphes développés ci-après.

III.2. Variations de la circulation océanique et des connexions de l'Océan Indien avec l'Océan Pacifique et l'Océan Austral à l'échelle des cycles glaciaires-interglaciaires et au cours du Pléistocène

III.2.1. Changements de l'« Indonesian Throughflow » au cours du Pléistocène

L'« Indonesian Throughflow » ITF (ou flux d'eau Indonésien) est un courant complexe connectant les océans Pacifique et Indien (Gordon, 2005). En effet, l'ITF transporte environ **10Sv d'eau chaude et peu salée de la thermocline et jusqu'aux profondeurs intermédiaires depuis l'océan Pacifique Nord vers l'océan Indien au travers de l'archipel Indonésien** (e.g., Tomczak and Godfrey, 2003 ; You, 1998 ; You and Tomczak, 1993). Les flux principaux se produisent via le détroit de Makassar, le canal de Lombok (2,6 Sv), le détroit d'Ombai (4.9 Sv) et la mer du Timor (7.5 Sv) (Sprintall et al., 2009) (Figure III.2.), et représentent une source importante de chaleur pour l'océan Indien, contribuant in fine pour environ 1/3 du transport de surface vers l'océan Atlantique à 20°N (Gordon, 2005 ; Schiller et al., 1998 ; Speich et al., 2001 ; Talley, 2013) via le courant des Aiguilles (Beal et al., 2011). Aussi, les variations des propriétés physico-chimiques de l'ITF peuvent se répercuter dans l'ensemble des océans (Hu et al., 2019 ; Lee et al., 2015), et comprendre le rôle de l'ITF sur les changements de la circulation enregistrés au niveau de la thermocline et des profondeurs intermédiaires est fondamental.

Aujourd'hui, la variabilité de l'ITF est reliée aux **processus climatiques des basses latitudes** tels que la mousson australo-indonésienne (échelle saisonnière), les événements El Nino-Southern Oscillation (ENSO) ou la variabilité associée au dipôle de l'Océan Indien (Indian Ocean Dipole, IOD) (échelle annuelle à pluriannuelle) (Sprintall et al., 2009 ; Sprintall and Revelard, 2014). En revanche, la variabilité sur des échelles de temps plus longues reste mal connue, du fait de la **difficulté de reconstruire l'ITF et du manque d'archives paléoclimatiques adaptées.** Les travaux précédents sont essentiellement basés sur des

reconstitutions des températures de surface (sea-surface temperatures, SST) et de la thermocline (thermocline water temperature, TWT) ; néanmoins, les variations des SST ne peuvent pas toujours être directement interprétées comme reflétant les changements de l'ITF (Fan et al., 2018 ; Holbourn et al., 2011 ; Linsley et al., 2010 ; Xu et al., 2008) et les reconstitutions des TWT, bien que robustes, sont peu nombreuses et ne couvraient avant nos travaux que les derniers 140 ka (Fan et al., 2018 ; Holbourn et al., 2011).

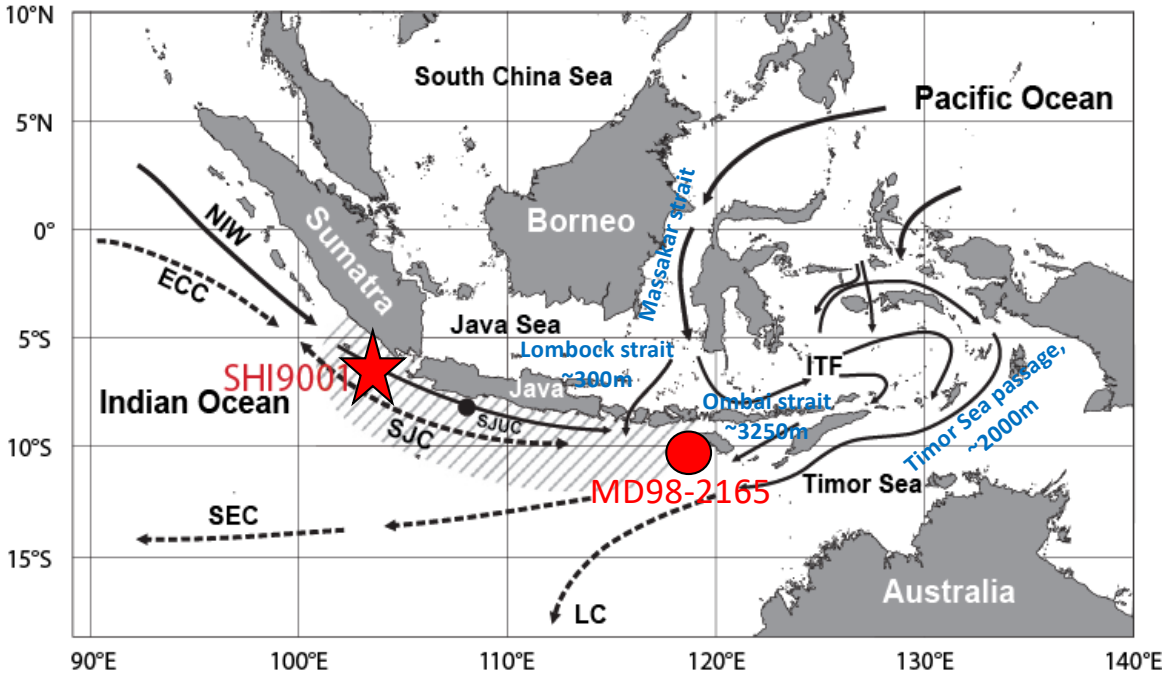

Figure III.2. : Localisation des carottes SHI9001 (6°11.57'S 103°11.80'E, 1348m) et MD98-2165 (9.65°S, 118.34°E, 2100m) et circulation actuelle de surface (lignes pointillées) et de subsurface (lignes pleines). La zone grisée indique l'upwelling de Java. Les principales voies de circulation de l'ITF sont reportées en bleu. ECC, Equatorial Counter Current; ITF, Indonesian Throughflow; LC, Leeuwin Current; NIW, North Indian Water; SEC, South Equatorial Current; SJC, South Java Current; SJUC, South Java Undercurrent. Adapté de Mohtadi et al. (2010).

C'est pour atteindre cet objectif que **le projet de thèse de M. X. Pang (2015-2019) que j'ai co-encadré avec F. Bassinot (LSCE) dans le cadre du projet INSU-LEFE-MAGICS** (MAGnesium thermometer Improvement for assessing Climate Sensitivity, 2016-2018) a visé à mieux contraindre les changements de l'intensité de l'ITF au cours des derniers 270ka à partir de la reconstruction des TWT de la carotte MD98-2165 (9.65°S, 118.34°E, 2100m, Figure III.2.) (voir également Annexe 1 et paragraphes I.3.2. et I.4.2.1.). Ce travail présenté dans le paragraphe III.2.1.1. a fait l'objet d'une publication dans Quaternary Science Reviews en 2021 (Annexe 7).

Par ailleurs, c'est pour étendre l'échelle temporelle des travaux de M. X. Pang, et proposer une comparaison avec les profondeurs d'eau intermédiaires que **Mme R. Ma**, qui

avait commencé à travailler sur la carotte SHI9001 (6°11.57'S 103°11.80'E, 1348m, Figure III.2.) de l'Océan Indien Équatorial pendant ses recherches de doctorat (voir également Annexe 1 et paragraphe I.4.2.1.) a obtenu une **bourse postdoctorale de 3 ans** dont la problématique est exposée dans le paragraphe III.2.1.2.

III.2.1.1. Reconstitutions à l'échelle des deux derniers cycles climatiques

Les températures de la thermocline (thermocline water temperature, TWT) ont été déterminées sur la **carotte MD98-2165** (Figure III.2.) située à l'Est de la zone de l'upwelling de Java-Sumatra au cœur du flux d'eau Indonésien (Indonesian Throughflow, ITF). Les TWT ont été calculées à partir du Mg/Ca de l'espèce de foraminifère planctonique *Pulleniatina obliquiloculata* pour les derniers 270ka. La localisation du site d'étude permet **d'enregistrer à la fois l'influence de l'ITF mais aussi de l'upwelling** (Figure III.2.). Aussi, pour séparer ces différentes composantes, l'enregistrement de TWT obtenu est comparé avec des TWT reconstruites à l'Est (carotte SO139-74 KL, Kuswardani et Qiao, 2014 ; Wang et al., 2018) et à l'ouest du système d'upwelling (MD01-2378, Holbourn et al., 2011 ; Xu et al., 2008), ces deux localisations correspondant respectivement à des zones sans contribution de l'ITF (carotte SO139-74 KL) et en-dehors de la zone d'upwelling (MD01-2378), ainsi qu'avec un enregistrement de l'intensité de l'upwelling sur la carotte GeoB10053-7 (Mohtadi et al., 2011).

La comparaison entre les TWT de la carotte MD98-2165 et les autres enregistrements suggère que les **changements reconstruits sont influencés à la fois par l'intensité de l'upwelling et l'ITF.** Pour les derniers 25ka notamment, les valeurs de TWT de la carotte MD98-2165 sont comprises entre le pôle « upwelling » porté par la carotte SO139-74 KL et le pôle « no-upwelling » porté par la carotte MD01-2378.

Aussi, un **gradient de la différence de TWT entre les 2 sites** a été calculé tel que $\Delta TWT = TWT_{(MD98\text{-}2165/signal\ mélangé)} - TWT_{(SO139\text{-}74\ KL/signal\ upwelling)}$ pour déterminer la variabilité de l'ITF au cours des derniers 270ka (Figure III.3.).

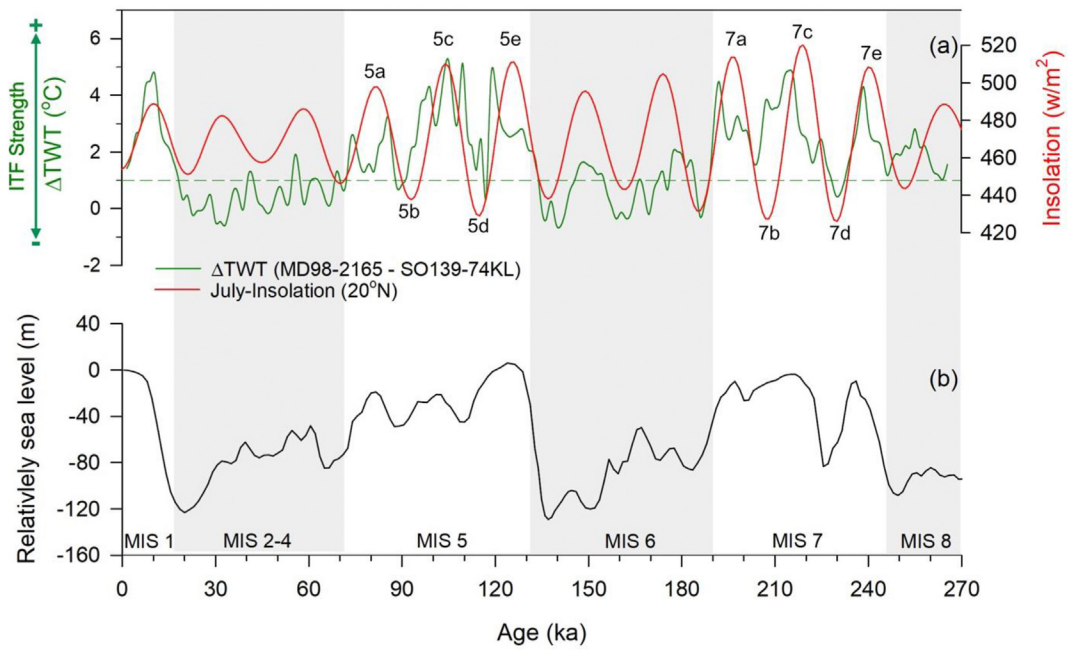

Figure III.3. : a) Variations du gradient de température de la thermocline ΔTWT =TWT$_{(MD98-2165/signal\ mélangé)}$ - TWT$_{(SO139-74\ KL/signal\ upwelling)}$ (courbe verte) comparée aux variations de l'insolation à 20°N en Juillet (Laskar et al., 2004) et b) aux variations du niveau marin (Waelbroeck et al., 2002). D'après Pang et al. (2021).

Les principales tendances sont : i) un **ralentissement de l'ITF** pendant les **Stades Marins Isotopiques (Marine Isotopic Stage, MIS) 6 et MIS 2-4** par rapport à la fin de l'Holocène et ii) un **renforcement de l'ITF pendant les MIS8, MIS 7, MIS 5 et le début de l'Holocène,** avec iii) une **forte composante du cycle de la précession**, révélant la **relation entre l'intensité des vents de la mousson et l'intensité de l'ITF à l'échelle orbitale**. En effet, dans l'océan moderne, l'ITF est plus fort pendant la saison de la mousson du Sud-Est. Enfin, la variabilité glaciaire-interglaciaire de l'ITF est influencée potentiellement par les variations du niveau marin et/ou de la circulation océanique globale, mais davantage d'investigations sont nécessaires pour y répondre.

L'ensemble des résultats et des interprétations font l'objet d'un article publié par M. X. Pang dans QSR (2021) (Annexe 7).

III.2.1.2. Projet de recherche : Variations de la circulation dans l'océan Indien équatorial au cours de la transition Mi-Pléistocène

Dans la continuité des travaux de recherche initiés pendant sa thèse sous ma direction et celle de M. C. Colin, **Melle R. Ma** a déposé un **projet de post-doctorat** auprès du "Youth Program of National Natural Science Foundation of China" intitulé « **Evolution de la circulation intermédiaire dans l'Océan Indien Equatorial au cours du Pléistocène et ses**

connexions avec la ventilation de l'Océan Austral » qui a été financé pour **3 ans au Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Science (Lanzhou, Gansu, China).**

Le cycle du Carbone océanique joue un rôle crucial dans la régulation du CO_2 atmosphérique à l'échelle des cycles glaciaires-interglaciaires (e.g., Toggweiler, 2006). La **production et la circulation des Antarctic Intermediate water (AAIW) dans l'Océan Austral** ont en particulier **impacté les changements du CO_2 atmosphérique pendant la Dernière Déglaciation** (Sigman and Boyle, 2000). En effet, des travaux précédents ont mis en évidence la relation entre l'augmentation de la ventilation dans l'Océan Austral générant un flux d'AAIW accru vers les océans de l'hémisphère Nord et le dégazage de CO_2 vers l'atmosphère. Cependant, les variations de la **limite de propagation des AAIW à l'échelle orbitale et leur rôle dans le dégazage du CO_2 pendant le Pléistocène restent à déterminer** (Yu et al., 2018).

Ce projet de recherche est basé sur une **approche multi-traceurs** ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, Sr/Ca, Mg/Li, Cd/Ca) mesurés sur les foraminifères benthiques de la carotte SHI9001 (6°11.57' S 103°11.80' E, 1348m) au cours des derniers 700 kans (Figure III.2.).

Les travaux précédents de reconstitution de l'ITF mettent en évidence :

i) en **surface**, les variations de « sea-surface temperatures " SST semblent être associées aux changements de l'intensité des upwelllings en relation avec la mousson, avec une variabilité du type précession en accord avec les processus climatiques de basse latitude tels que "El Niño–Southern Oscillation » ou l'« Indian Ocean Dipole ou Zonal Mode » (Lückge et al., 2009), bien que la variabilité glaciaire-interglaciaire soit également enregistrée (Wang et al., 2018) ou encore l'impact des changements dans l'océan Austral (Mohtadi et al., 2010).

ii) au niveau de la **thermocline**, les changements des "thermocline water temperatures " TWT montrent surtout le cycle de précession (Pang et al., 2021 ; Wang et al., 2018) et peuvent être mises en relation avec les variations des TWT dans l'Océan Indien Nord (Mohtadi et al., 2010), bien que l'impact des variations du niveau marin et des changements globaux à l'échelle glaciaire-interglaciaire restent à explorer (Pang et al., 2021).

iii) Enfin, il n'existe **pas de reconstitution au-delà de 300ka ni d'enregistrement au niveau des profondeurs d'eau intermédiaires**.

Le projet proposé par Melle R. Ma va compléter les enregistrements de $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ et des rapports élémentaires (Sr/Ca, Mg/Li, Cd/Ca) déjà obtenus pendant sa thèse de doctorat afin d'en améliorer le modèle d'âge (Figure III.4.) et de fournir des enregistrements des rapports élémentaires mesurés sur deux espèces de foraminifères benthiques (*Hoeglundina elegans* de l'épifaune et *Uvigerina peregrina* de l'endofaune superficielle) à une résolution temporelle de 1000 ans environ (Figure III.5.).

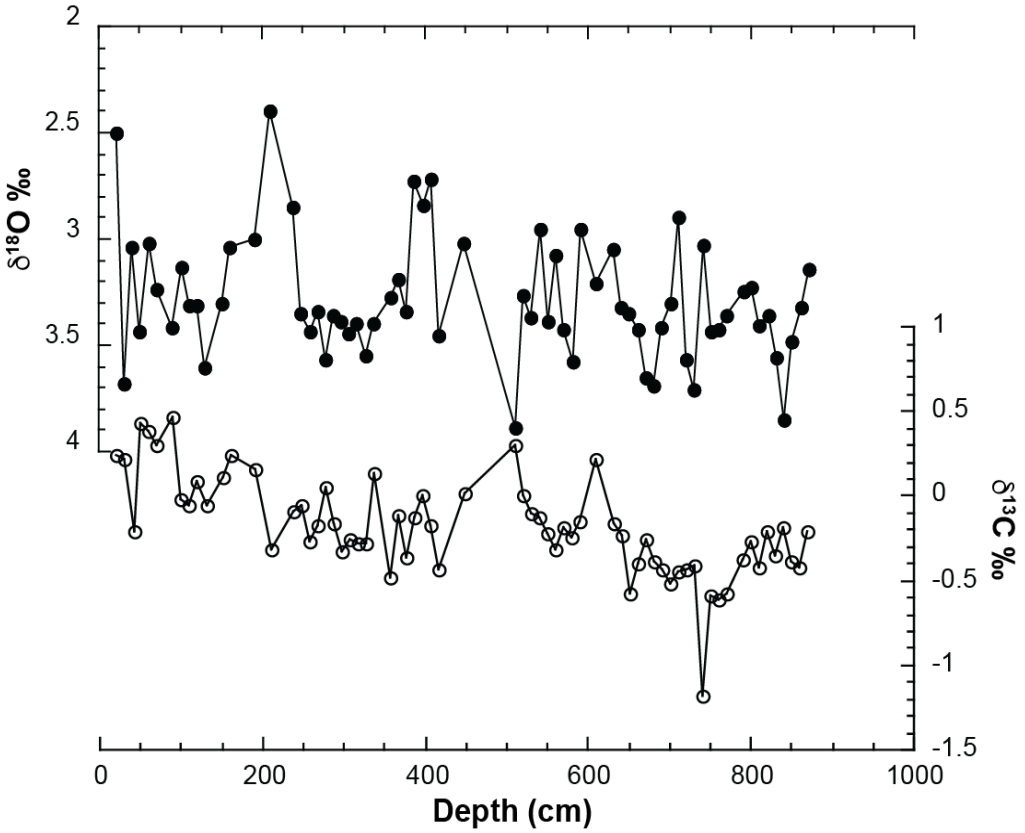

Figure III.4.: Enregistrements de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ en fonction de la profondeur obtenus sur *Cibicidoides wuellerstorfi* de la carotte SHI9001 (Ma, 2019).

Le but est de **mieux contraindre l'évolution temporelle de la source et de la ventilation des masses d'eau intermédiaires dans l'Océan Indien Équatorial**, et de les mettre en relation avec les variations observées dans **l'Océan Austral** (et notamment les connexions via les AAIW) et **l'Océan Pacifique**, mais également avec des enregistrements **de surface et de la thermocline** dans la zone d'étude. Les relations de cause à effet avec les changements du CO_2 atmosphérique seront en particulier explorées car l'extension temporelle de cette carotte couvrant a priori les dernier 700 kans (Ma, Thèse, 2019) permettra notamment de couvrir une partie de la **transition Mi-Pléistocène** (~1 200-600 ka, Mid-Pleistocene Transition,

MPT) et **l'événement climatique du Mi-Bruhnes** (~430 ka, Mid-Brunhes Event, MBE). La MPT correspond à une période de changement prononcé au sein du système climatique, conduisant à l'émergence de cycles climatiques de forme asymétrique et de durée ~100 ka, avec des Terminaisons glaciaire-interglaciaire abruptes et de grande amplitude, particulièrement bien définis pour les 450 derniers ka suivant un intervalle de transition (Tzedakis et al., 2009 ; Yin et Berger, 2010).

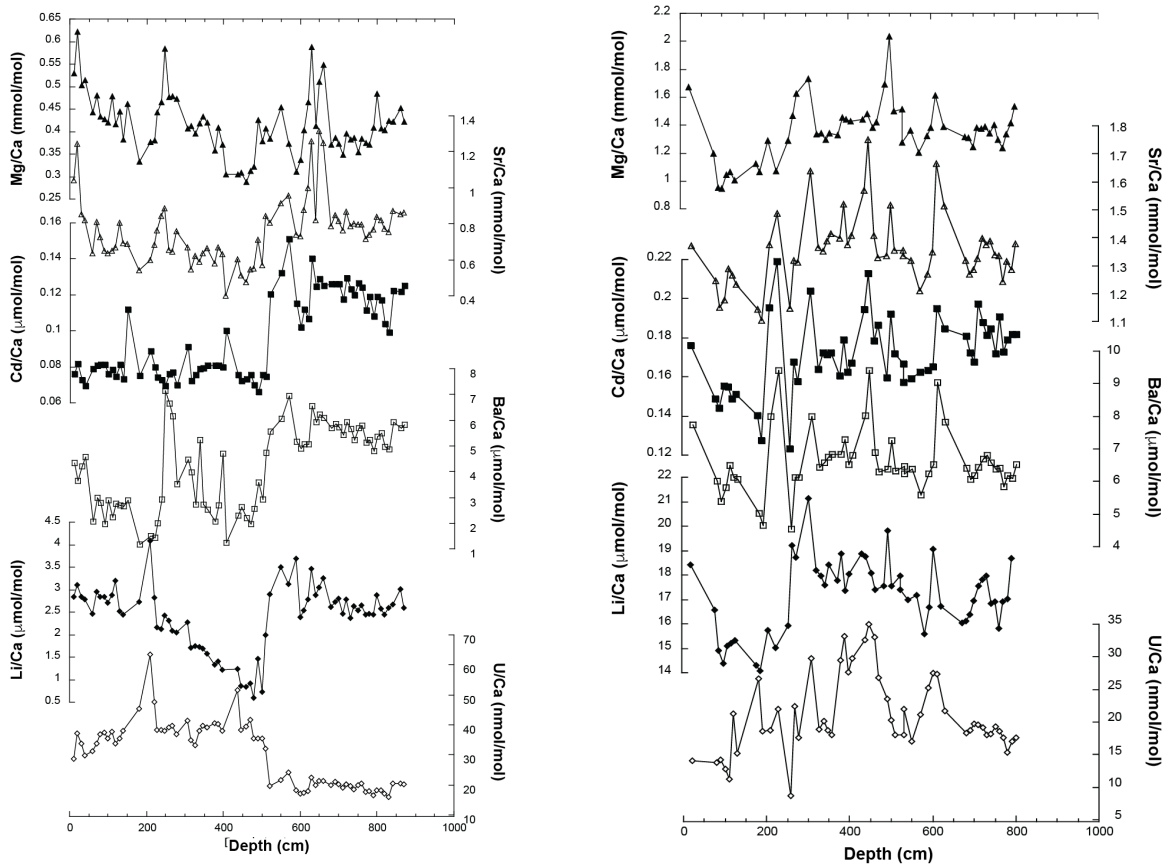

Figure III.5. : Enregistrements des rapports élémentaires Mg/Ca, Sr/Ca, Cd/Ca, Ba/Ca, Li/Ca et U/Ca en fonction de la profondeur obtenus sur *Hoeglundina elegans* (partie gauche) et *Uvigerina peregrina* (partie droite) de la carotte SHI9001 (Ma, 2019).

En l'absence d'un changement marqué du forçage d'insolation (e.g., Maslin et Ridgwell, 2005 ; Rial et al., 2013), plusieurs hypothèses ont été explorées afin d'expliquer cette transition comme les changements à long terme du CO_2 atmosphérique (Clark et al., 2006 ; Honisch et al., 2009 ; Yamamoto et al., 2022), « l'hypothèse du régolithe » (Clark et Pollard, 1998), l'évolution globale du climat Cénozoïque vers un refroidissement (Snyder, 2016) ou les changements dans la dynamique des calottes glaciaires (Berger et al., 1999 ; Bintanja et van de Wal, 2008 ; Elderfield et al., 2012 ; Raymo et al., 2006 ; Tziperman et Gildor, 2003)

conduisant à la synchronisation progressive des calottes glaciaires de l'hémisphère Nord et de l'Antarctique (Raymo et al., 2006). Cette dernière hypothèse implique une série de **rétroactions internes,** dont des modifications de la circulation profonde (McClymont et al., 2008 ; Pena et Goldstein, 2014 ; Yin, 2013) ou du réservoir de carbone océanique (Farmer et al., 2019 ; Hoogakker et al., 2006 ; Mix et al., 1995 ; Raymo et al., 1990 et 1997 ; Schmieder et al., 2000 ; Yamamoto et al., 2022). D'autres études ont invoqué le rôle des tropiques (McClymont et Rosell-Mele, 2005 ; Liu et al., 2008) ou de l'hémisphère Sud (Köhler et Bintanja, 2008 ; Raymo et al., 2006 ; Schulz et Zeebe, 2006 ; Yin, 2013). Cependant, **aucune théorie n'a supplanté une autre et aucun consensus réel n'a été adopté pour expliquer les causes du MPT** (par exemple, Raymo et Huybers, 2008). En particulier, les relations entre basses et hautes latitudes au cours de cette période restent encore à éclaircir (Rutherford et D'Hondt, 2000).

C'est pourquoi ce projet, par son approche multi-traceurs et l'archive choisie, permettra de documenter les variations des relations entre la circulation intermédiaire, le cycle du CO_2 atmosphérique et océanique et les relations entre l'océan Indien et les océans Austral et Pacifique sur une période temporelle clé de la variabilité à moyen terme du système climatique. Ces travaux pourront notamment être mis en relation avec les résultats obtenus dans le cadre du projet ANR-BIOCOD (voir paragraphe III.3.).

III.2.2. Synthèse sur les changements de la circulation à profondeur intermédiaire depuis le Dernier Maximum Glaciaire

Mes travaux de recherche dans l'Océan Indien Nord ont eu pour principal objectif la **reconstitution de la circulation des masses d'eau intermédiaire depuis le Dernier Maximum Glaciaire (DMG),** afin de mettre en évidence les changements de **connexion entre l'Océan Indien et les autres bassins océaniques** (et, en particulier, l'Océan Austral) et d'établir les relations entre ces variations avec notamment les **événements ayant ponctué la Dernière Déglaciation ou Terminaison I (TI).**

La **baie du Bengale** est idéalement située pour répondre à ces questions car c'est une région actuellement baignée par des eaux intermédiaires constituées par un mélange entre AAIW (Antarctic Intermediate Water, 10-20%), IIW (Indonesian Intermediate Water, 50-60%) et RSIW (Red Sea Intermediate Water, 20-40%) (You, 1998), ce qui rend cette **zone d'étude**

particulièrement sensible aux variations de circulation qui ont pu se produire lors du DMG et de la TI (Figure III.6.). Les travaux précédents ont montré qu'en surface, les événements froids (DMG, Younger Dryas YD, événements de Heinrich H ou Heinrich Stadial HS) sont marqués par une hausse de la salinité, induite par une mousson d'été (SO) plus faible et une mousson d'hiver (NE) renforcée (e.g., Marzin et al., 2013a ; Sijinkumar et al., 2016 et références citées). En profondeur, les enregistrements disponibles suggèrent une diminution de la contribution des eaux Nord Atlantique NADW (North Atlantic Deep Water) en faveur d'une plus forte contribution des eaux australes SODW (Southern Ocean Deep Water) pendant le DMG (Naqvi et al., 1994 ; Ahmad et al., 2008 ; Raza et al., 2014 et références citées). En revanche, à notre connaissance et **avant nos travaux, aucun enregistrement ne documentait les changements aux profondeurs des eaux intermédiaires depuis les travaux pionniers de Kallel et al. (1988),** qui restituaient une comparaison entre DMG et Holocène à partir du $\delta^{13}C$ des foraminifères benthiques mesuré sur l'ensemble de la colonne d'eau, mais **pas d'enregistrement continu de la TI.** Or, les changements de circulation à profondeur intermédiaire dans la Baie du Bengale peuvent être mis en relation avec les variations observées dans les autres bassins océaniques grâce aux connexions existant avec l'Océan Austral par les AAIW, la Mer d'Arabie par les RSIW et l'Océan Pacifique par les IIW, ce qui rendait le site d'étude particulièrement intéressant pour **étudier les téléconnexions océaniques et interhémisphériques depuis le DMG** (Figure III.6.).

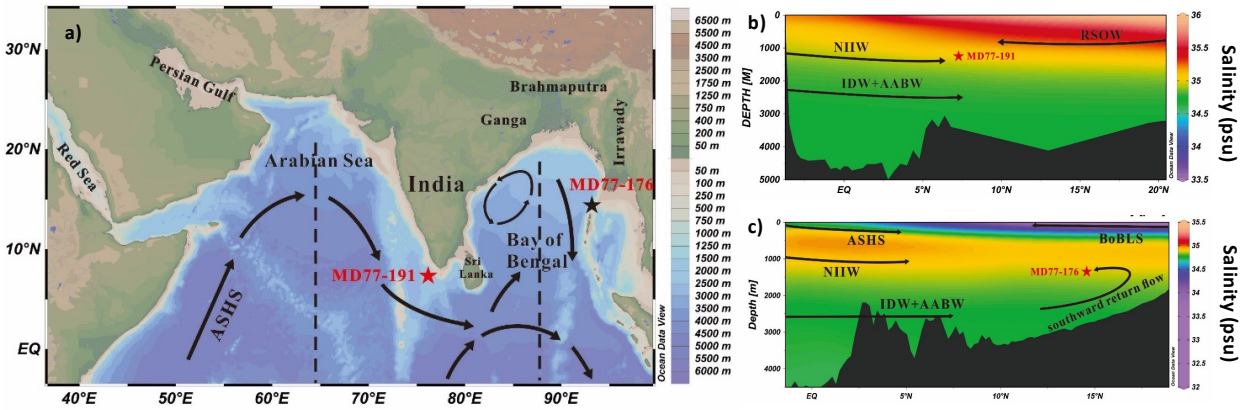

Figure III.6. : a) Localisation des carottes étudiées MD77-176 (14°30'5''N, 93°07'6''E, 1375 m) dans la Baie du Bengale et MD77-191(07°30 'N, 76°43 'E, 1254 m) dans la Mer d'Arabie. Les flèches indiquent le sens de circulation global pendant la mousson d'été (SO, Schott & McCreary, 2001). Profils de salinité N-S b) en Mer d'Arabie et c) en Baie du Bengale d'après Ocean Data View (ODV) (Schlitzer, 2015). AABW = Antarctic Bottom Water; ASHS = Arabian Sea High Salinity Water; BoBLS = Bay of Bengal Low Salinity Water; IDW = Indian Deep Water; NIIW = North Indian Intermediate Water; RSOW = Red Sea Overflow Water. Modifié d'après Ma et al. (2020) (Annexe 10).

La circulation à profondeur d'eau intermédiaire actuelle dans la **Mer d'Arabie** est soumise aux influences des IIW et des RSW mais la contribution des AAIW n'y est pas détectée (You, 1998) (Figure III.6.). Cela constitue donc un site de prédilection pour la comparaison avec la Baie du Bengale. Les travaux précédents en Mer d'Arabie ont essentiellement porté sur la reconstitution des conditions de surface, avec un focus particulier sur les **relations entre les changements de la mousson et la productivité** (Naik et al., 2017 ; Schulz et al., 1998) voire leur impact sur les masses d'eau profondes (Den Dulk et al., 1998 ; Hermelin et al., 1995), mais **seulement deux études avaient alors permis de documenter les masses d'eau intermédiaires** (Bryan et al., 2010 ; Jung et al., 2009).

Enfin, les **différences les plus marquées entre ces deux sites** reposent sur i) la **contribution des eaux douces associées à la décharge du système Ganges-Brahmapoutre** notamment (Talley et al., 2011), engendrant de plus faibles salinités en surface en Baie du Bengale (Figure III.6.b et c) et ii) des **variations saisonnières de productivité** marquée en Mer d'Arabie (Marra et al., 2005 ; Lévy et al., 2007) en comparaison avec la Baie du Bengale (Philipps et al., 2014 ; Zhou et al., 2020).

Ces travaux de recherche, menés notamment grâce à **l'encadrement de la thèse de Mme R. Ma et en collaboration avec M. Z. Yu sous la direction de M. C. Colin** ont porté sur deux carottes de sédiments marins, **MD77-191 (07°30 'N, 76°43 'E, 1254 m) en Mer d'Arabie et MD77-176 (14°30'5''N, 93°07'6''E, 1375 m) de la Baie du Bengale** (Figure II.6.a). Afin de répondre à nos objectifs, une **approche multi-traceurs géochimiques** combinant les isotopes stables du C et de l'Oxygène ($\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$) et les rapports élémentaires (Sr/Ca, Mg/Li, U/Ca, Cd/Ca) mesurés sur foraminifères benthiques, la différence d'âge ^{14}C entre foraminifères benthiques et planctoniques ($\Delta^{14}C_{B-P}$), ainsi que les isotopes du Néodyme (εNd) mesurés sur foraminifères planctoniques a été appliquée et comparée aux **assemblages de foraminifères benthiques.**

Les enregistrements obtenus couvrent les derniers 40 kans et 17 kans respectivement pour les carottes MD77-176 et MD77-191, permettant de restituer la TI.

Sur la **carotte MD77-176**, la comparaison entre les variations des assemblages, du $\delta^{13}C$ de *Cibicidoides spp*., du $\Delta^{14}C_{B-P}$ (différence entre *Hoeglundina elegans* ou *Cibicidoides spp*. et *Globigerinoides ruber,* Ma et al., 2019, Annexe 8) et de l'εNd (Yu et al., 2018, Annexe 9) ont mis en évidence **l'augmentation de la circulation des AAIW pendant les événements de HS1 et du YD qui ont ponctué la TI** (Figure III.6.).

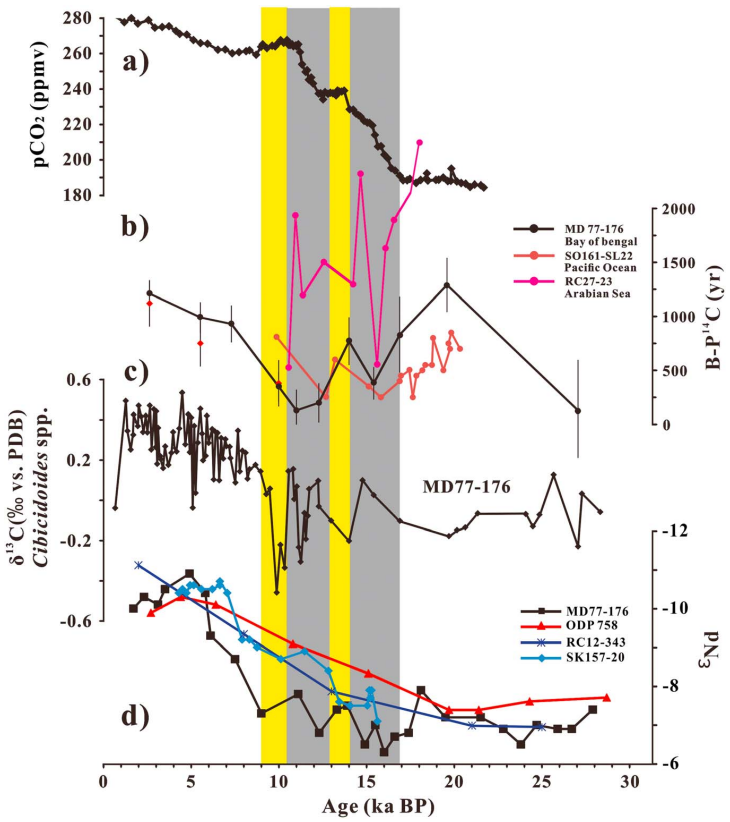

Figure III.7. : Enregistrements obtenus sur la carotte MD77-176 (b et c : Ma et al., 2019 ; d : Yu et al., 2018) comparé à d'autres reconstitutions : a) CO_2 atmosphérique (Antarctic Dome C, Monnin et al., 2001), b) $\Delta^{14}C_{B-P}$ de la MD77-176 (courbe et points noirs), de la Mer d'Arabie (RC27-23, courbe et points roses, Bryan et al., 2010), et de l'Océan Pacifique (SO161-SL22, courbe et points rouge foncé, De Pol-Holz et al., 2010) ; c) $\delta^{13}C$ de *Cibicidoides spp*. de la carotte MD77-176 et d) εNd de la MD77-176 (courbe et points noirs) comparé à d'autres enregistrements de la Baie du Bengale : carottes RC12-343 (courbe et points bleu foncé, Stoll et al., 2007), SK157-20 (courbe et points bleu claire, Naik et al., 2019), and ODP site 758 (courbe et points rouges, Burton & Vance, 2000). Les intervalles gris à 17–15.2 et 12.6–10.5 cal kyr BP correspondent respectivement au HS1 et au YD. Extrait de Ma et al. (2019, Annexe 8).

Cette signature est également enregistrée en Mer d'Arabie sur la **carotte MD77-191**, en particulier dans les **changements de températures reconstitués d'après le rapport Mg/Li** mesuré sur *Uvigerina peregrina* (Ma et al., 2020, Annexe 10). En effet, une diminution des températures est associée à la pénétration des AAIW froides pendant le HS1 et le YD.

Ces événements étant synchrones des deux accélérations de la remontée du CO_2 atmosphérique enregistré par les carottes de glace (Antarctic Dome C, Monnin et al., 2001) (Figure III.7.), nous avons cherché à mieux comprendre le **lien entre circulation des AAIW et variations du CO_2 atmosphérique.**

Nous avons notamment pour cela reconstitué les variations de **la teneur en ions carbonates [CO_3^{2-}]** grâce au rapport Sr/Ca mesuré dans l'espèce *H. elegans* (Ma et al., 2020, Annexe 10) (Figure III.8.e et f).

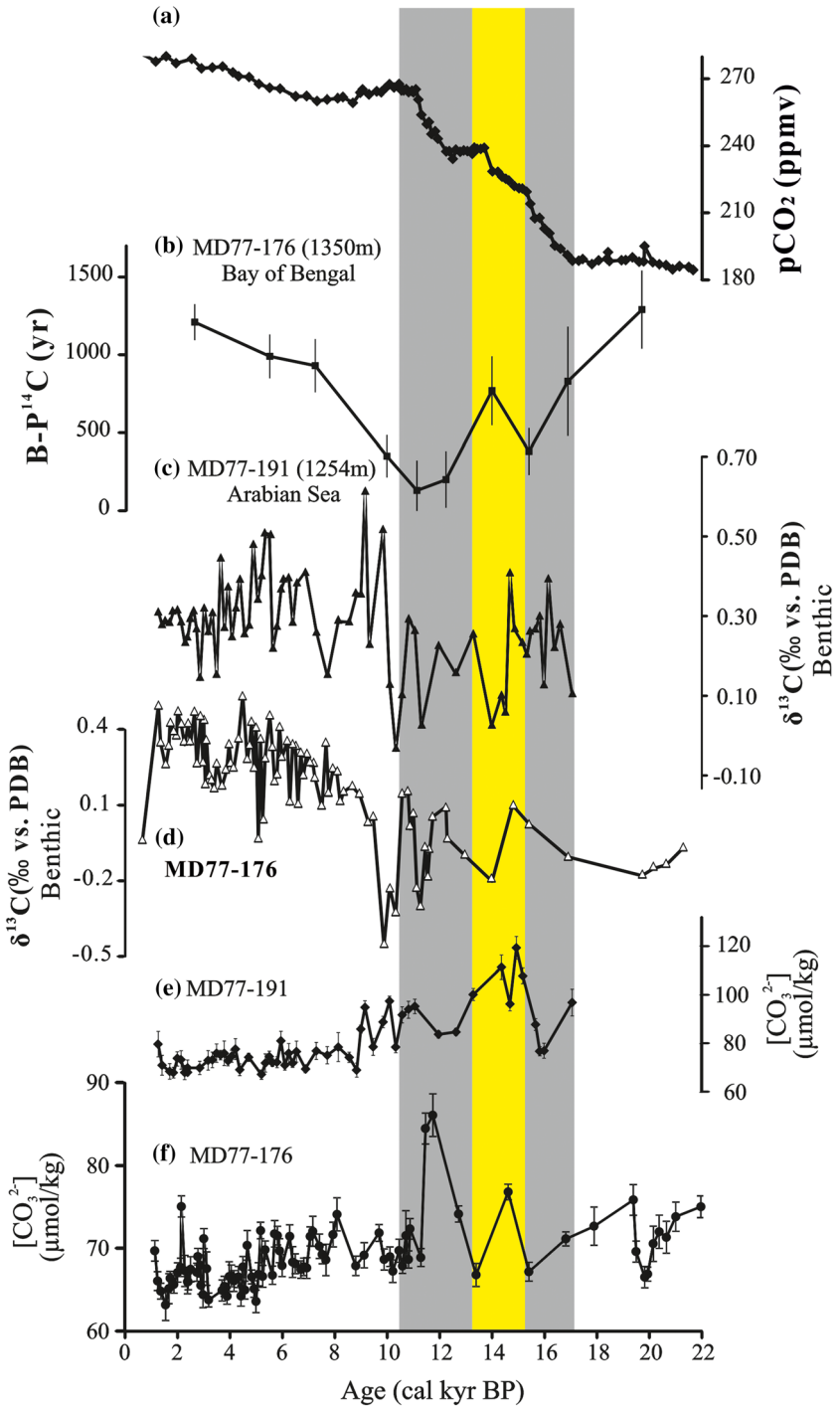

Figure III.8. : Reconstructions des variations de la teneur en ions carbonates [CO_3^{2-}] aux profondeurs d'eau des carottes MD77-191 (e, Mer d'Arabie) et MD77-176 (f, Baie du Bengale) calculée d'après le Sr/Ca d'*Hoeglundina elegans* comparées aux variations du $\delta^{13}C$ des mêmes carottes (c, MD77-191, Mer d'Arabie et d, MD77-176, Baie du Bengale) et au $\Delta^{14}C_{B-P}$ de la MD77-176 (b). L'ensemble de ces enregistrements sont mis en relation avec les variations du CO_2 atmosphérique (Antarctic Dome C, Monnin et al., 2001). Les intervalles gris à 17–15.2 et 12.6–10.5 cal kyr BP correspondent respectivement au HS1 et au YD. Extrait de Ma et al. (2020, Annexe 10).

La **diminution de la [CO_3^{2-}]** associée à des valeurs de **$\delta^{13}C$ et de $\Delta^{14}C_{B-P}$ respectivement plus élevées et plus faibles** (Figure III.8.b) suggèrent un **transfert de CO_2 vers l'atmosphère**

via les AAIW produites dans l'Océan Austral pour les intervalles 17–15.2 (correspondant au **HS1**) et 12.6–10.5 (correspondant au **YD**) cal kyr BP pendant la TI.

Pour aller plus loin, nous avons cherché à mettre en relation ces variations avec les **changements de la teneur en nutriments des masses d'eau intermédiaire**. En effet, l'activation de l'upwelling austral et les variations de la teneur des eaux en nutriments ont pu contribuer au **changement de la pompe biologique du CO_2 via la productivité primaire**, un processus largement impliqué dans les variations de la teneur en CO_2 atmosphérique (e.g., Toggweiler, 1999 ; Marchitto and Broecker, 2006). C'est pour cela que nous avons mesuré le **rapport Cadmium sur Calcium Cd/Ca** dans les espèces *H. elegans, C. pachyderma, U. peregrina* et *Globobulimina spp.* de la MD77-191 et *H. elegans* de la MD77-176. En effet, le Cd/Ca est un traceur puissant des variations de la concentration des eaux en Cd (Cd_w), elle-même en corrélation directe avec la concentration en phosphates [PO_4^{2-}] (e.g., Boyle et al., 1976 ; Boyle, 1988 ; Elderfield and Rickaby, 2000), et a été utilisé dans de nombreuses études paléocéanographiques (e.g., Came et al., 2008 ; Poggemann et al., 2017 ; Valley et al., 2017 ; Umling et al., 2018). Le calcul du Cd_w est permis connaissant le coefficient de partage pour les espèces utilisées (Boyle et al., 1995 ; Bryan and Marchitto, 2010 ; Tachikawa et al., 2002).

Les **variations du Cd_w reconstitué** sont en bon accord avec les **variations des assemblages** et mettent en évidence les **relations fortes entre la chimie des eaux intermédiaires et les changements paléoenvironnementaux** (i.e., l'association d'une augmentation/diminution du Cd_w avec des environnements mésotrophes/oligotrophes) (voir par exemple pour la Mer d'Arabie les Figures III. 9.d et e). En revanche, les variations du Cd_w ne sont pas associées aux mêmes processus suivant la période considérée.

Pendant la T1, les **diminutions du Cd_w pendant le HS1 et le YD** de la MD77-176 (Figure III.10.b) et de la MD77-176 (Figure III.10.c) peuvent être corrélées à la **pénétration des AAIW** relativement bien ventilées depuis l'Océan Austral, en bon accord avec les reconstitutions précédentes (Figures III.7. et III.8. : augmentation du $\delta^{13}C$, diminution de la [CO_3^{2-}] et du $\Delta^{14}C_{B-P}$). En revanche, ce sont plutôt des processus de surface qui contrôlent la variabilité du Cd_w et des assemblages pendant l'Holocène (Figures III.9. et III.10.).

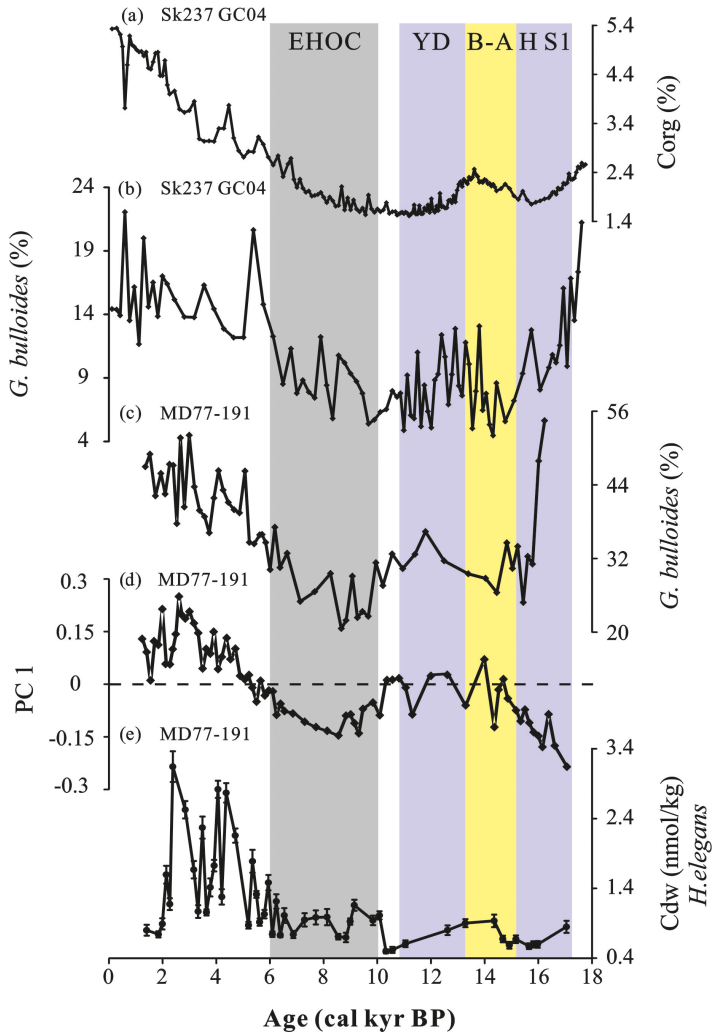

Figure III.9. : Comparaison des résultats obtenus sur la carotte MD77-191 de la Mer d'Arabie (d et e : cette étude, c : Mléneck, 1997 ; Bassinot et al., 2011) avec d'autres enregistrements de la zone d'étude (a et b : carotte SK237 GC04, 1245 m, Naik et al., 2017). a) pourcentage de Carbone Organique (carotte SK237 GC04) ; abondance de l'espèce de foraminifère planctonique *Globigerina bulloides* comme marqueur de la productivité de surface (b et c respectivement pour les carottes SK237 GC04 et MD77-191) ; d) score PC1 de l'analyse en composante principale des assemblages de foraminifères benthiques et e) reconstitution du Cd_w de la carotte MD77-191. HS1 = Heinrich Stadial 1, B-A = Bølling-Allerød ; YD = Younger Dryas ; EHOC = Early Holocene Optimum Climate. D'après Ma et al. (2022).

L'Holocène est découpé en deux périodes, la première marquant un **optimum climatique de 10 à 6 kans Cal BP (Early Holocene Optimum Climate, EHOC**) associé à une **diminution des valeurs de Cd_w** (Figures III.10.b et c) et à une **augmentation de l'intensité de la mousson** mise en évidence par les variations de salinité locales (Contreras-Rosales et al., 2014 ; Marzin et al., 2013a ; Figure III.10.e et f) et les reconstitutions des précipitations dans le Lac Lonar (Sarkar et al., 2015 ; Figure III.10.c). **L'impact des changements de conditions de surface sur la teneur en nutriments des eaux intermédiaires se fait via les variations de la productivité primaire transférées vers les masses d'eau profonde.**

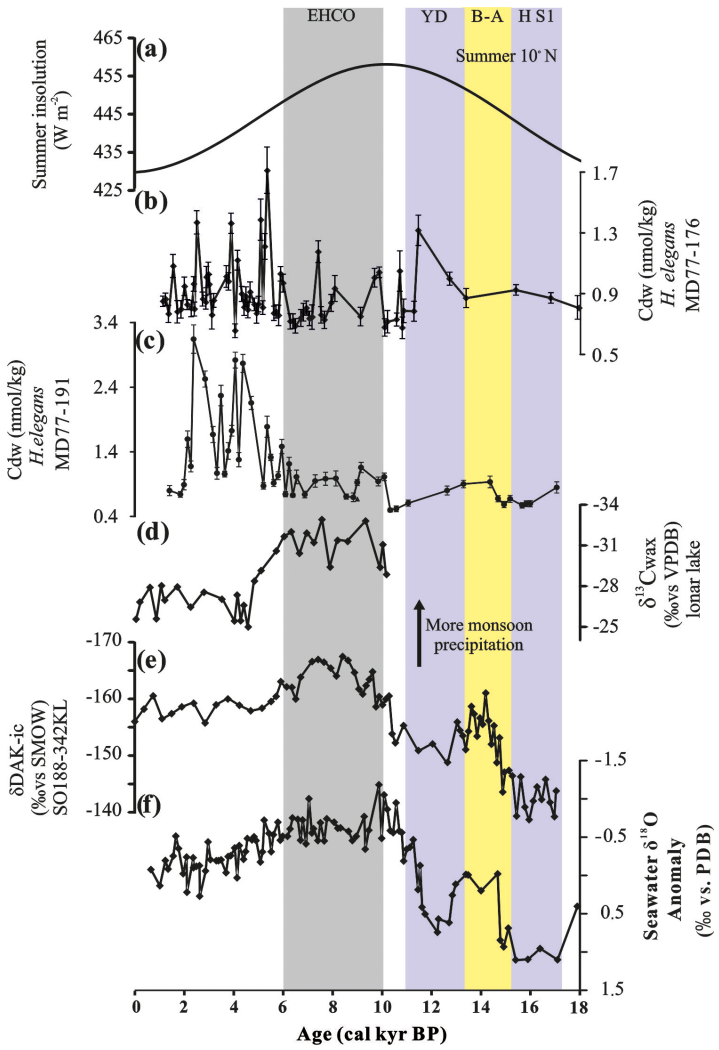

Figure III.10. : Comparaison des variations du Cd_w obtenu sur les carottes MD77-176 de la Baie du Bengale (b) et MD77-191 de la Mer d'Arabie (c) avec des reconstitutions des changements de l'intensité de la mousson d'été : d), $\delta^{13}C$ des cires du Lac Lonar, Sarkar et al., 2015) et des conditions de surface dans l'océan Indien associées : e) δD_{Alk-IC} de la carotte core SO188-342KL (Contreras-Rosales et al., 2014) et f) anomalies du $\delta^{18}O$ de l'eau en surface de la carotte MD77-176 (Marzin et al., 2013a), comme marqueurs des changements de salinité. Ces variations du régime de mousson peuvent être associées aux a) changements de l'insolation d'été à 10°N (Laskar et al., 2004). HS1 = Heinrich Stadial 1, B-A = Bølling-Allerød ; YD = Yonger Dryas ; EHOC = Early Holocene Optimum Climate. D'après Ma et al. (2022).

Dans la **Baie du Bengale, l'augmentation de l'intensité de la mousson d'été pendant l'EHOC** et les fortes précipitations associées (Figures III.10.d, e et f) ont généré d'importants flux d'eau douce induisant une **forte stratification** des eaux associée à une **faible productivité** de surface (Zhou et al., 2020) et engendré ainsi une diminution de l'export de nutriments vers les masses d'eau intermédiaires. En **Mer d'Arabie**, des enregistrements de la teneur en C organique des sédiments (Figure III.9.a, Naik et al., 2017) et du pourcentage de l'espèce de foraminifère planctonique *Globigerina bulloides* (Figures III.9.b, Naik et al., 2017 et III.9.c : Mléneck, 1997 ; Bassinot et al., 2011) montrent une **diminution de la productivité pendant**

l'EHOC. Ce changement de productivité serait de plus associé à un **transfert vers les masses d'eau profonde réduit** ; en effet, le mélange vertical des eaux de surface vers le fond serait plus faible pendant l'EHOC, du fait de la diminution du brassage par les vents d'été induite par le déplacement de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT ou Inter-Tropical Convergence Zone ITCZ) vers le Nord (Bassinot et al., 2011).

Enfin, la **fin de l'Holocène** est marquée par les **assemblages de faible concentration en oxygène et un environnement méso- à eutrophique** correspondant à de **fortes valeurs de Cd_w** (Figures III.9. d et e et III.10.b), l'ensemble étant associé à une **forte productivité de surface en Mer d'Arabie** (Figure III.9.a, b et c) et **dans la Baie du Bengale** (Zhou et al., 2020) en réponse à la **diminution de l'intensité de la mousson d'été** (Figures III.10.d, e et f, Contreras-Rosales et al., 2014 ; Marzin et al., 2013a ; Sarkar et al., 2015).

Les relations entre **l'intensité de la mousson d'été et la circulation des eaux intermédiaires** sont également démontrées par les enregistrements d'εNd de la MD77-176 et de la MD77-191 (Yu et al., 2022, Annexe 12), mettant en évidence **l'augmentation de circulation des AAIW pendant des périodes de faibles mousson indienne pendant la T1,** en accord avec les connexions interhémisphériques mises en évidence dans les travaux précédents dans l'océan (Bolton et al., 2013 ; Caley et al., 2011 ; Clemens et Prell, 2003) ou dans les spéléothèmes (e.g., Kathayat et al., 2016). En revanche, **la persistance d'une contribution des AAIW même en période de forte mousson d'été** ne correspond pas complètement à ce modèle, suggérant que les mécanismes reliant circulation océanique, upwelling austral, mousson indienne et leurs impacts sur le cycle du Carbone sont encore à explorer. Par exemple, les travaux récents de modélisation ont mis en évidence les relations de cause à effet entre le forçage orbital et les variations du système de mousson pendant l'Holocène (Falasca et al., 2022 ; Mudra et al., 2022), avec des composantes supplémentaires pour la zone Indienne, telles que les températures de surface de l'océan (sea-surface temperatures, SST, Mudra et al., 2022 ; Tierney et al., 2015) ou la teneur en CO_2 atmosphérique (Braconnot et al., 2019). Par ailleurs, les liens entre changements de productivité et intensité de la mousson indienne ne sont pas totalement compris (Le Mezo et al., 2017), et les réponses du système de mousson aux forçages de l'hémisphère Nord tels que les changements de flux d'eau douce dans l'Atlantique Nord et les variations de la taille des calottes donnent des résultats controversés et semblent confirmer le rôle principal des changements d'insolation (Marzin et al., 2013b). Enfin, si des simulations de la mousson

Indienne au DMG ou à l'Holocène sont disponibles (e.g., Kageyama et al., 2013a et 2013b), la modélisation d'état transitoire comme la T1 reste complexe (Du et al., 2021 et 2023 ; Gibbons et al., 2014).

Aussi, dans le futur, intégrer ces travaux dans une démarche de **comparaison modèles-données** pourrait contribuer à l'amélioration de la modélisation des processus à l'origine de ces variations et leurs relations de cause à effet.

Cette synthèse est basée sur différents articles publiés : Ma et al. (2019, Annexe 8), Ma et al. (2020, Annexe 10), Ma et al. (2022, Annexe 11), Yu et al. (2018, Annexe 9) et Yu et al. (2022, Annexe 12).

III.3. Variations de l'hydrologie à profondeur intermédiaire dans l'Atlantique Nord depuis le Dernier Maximum Glaciaire

Mes travaux de recherche dans **l'Océan Atlantique Nord-Est** reposent sur la **thèse de Melle S. Pourtout dont la soutenance au lieu le 6 Juillet 2023** et ont été soutenus financièrement par le **projet INSU-LEFE-RIAD** (Reconstitution des eaux Intermédiaires dans l'Atlantique Nord depuis le Dernier Maximum Glaciaire, 2019-2022, voir paragraphe I.3.1. et Annexe 1). Le **stage de recherche de M2 de Thomas Debray** a également contribué à la réalisation de ce projet (voir partie I paragraphe I.4.1.2. et Annexe 1). Les résultats obtenus ont fait l'objet de 3 présentations (1 poster en conférence nationale, 2 communications orales en conférences nationales), d'une publication soumise (Pourtout et al., Soumis à Paleoceanography, Paleoclimatology, Annexe 13) et d'un article en cours de rédaction (Pourtout, Sepulcre et al., En préparation, Thèse de Melle S. Pourtout).

La **circulation Atlantique Méridienne de Retour (ou Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC)** joue un rôle fondamental dans la **redistribution de chaleur, de nutriments et de sel à l'échelle de l'océan global,** exerçant ainsi une **influence majeure sur la régulation du climat.** La plupart des travaux paléocéanographiques des dernières décennies ont permis de renseigner les **variations de la production des eaux profondes Nord Atlantique (North Atlantic Deep Water, NADW)**, mettant notamment en évidence des changements importants du mode de circulation pendant le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) (e.g., Duplessy, 2004 ; Lynch-Stieglitz et al., 2007 ; Lippold et al., 2012) mais également lors des événements abrupts qui ont ponctué la Dernière Déglaciation (e.g., Böhm et al., 2015 ; Boyle

and Keigwin, 1982 ; McManus et al., 2004 ; Roberts et al., 2010). Ces variations de l'intensité de l'AMOC ont eu des conséquences à l'échelle globale, dans l'ensemble des bassins océaniques (e.g., Lynch-Stieglitz et al., 2007 ; Roberts et al., 2010 ; Böhm et al., 2015). Ces travaux ont en particulier démontré **la réduction (pendant le DMG) voire l'arrêt total (pendant le Younger Dryas YD ou l'événement de Heinrich 1 H1) de la production des NADW,** compensées par des changements importants des flux d'eaux intermédiaires et profondes provenant de l'Hémisphère Sud (voir synthèse par Lynch-Stieglitz et al., 2014). Pourtant, le **rôle des masses d'eaux intermédiaires lors de ces événements reste encore à documenter car des controverses subsistent** (voir également paragraphe III.1. et Figure III.1.).

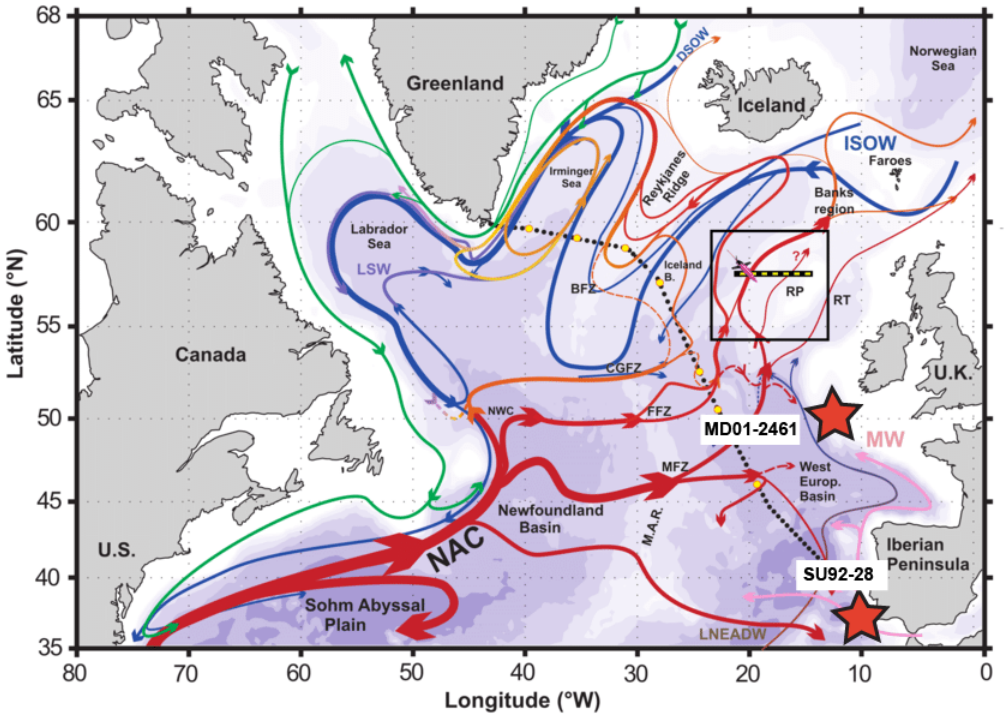

Figure III.11. Localisation des sites étudiés (carottes SU92-28 : 37°05.56'N, 9°28.38'W, 997 m et MD01-2461 : 51°7483'N, 12°915W, 1153m) et schéma de la circulation au niveau de l'Atlantique Nord Acronymes utilisés : North Atlantic Current (NAC); Northwest Corner (NWC); Bigth Fracture Zone (BFZ); Charlie-Gibbs Fracture Zone (CGFZ); Faraday Fracture Zone (FFZ); Maxwell Fracture Zone (MFZ); Mid-Atlantic Ridge (MAR); Rockall Plateau (RP); Rockall Trough (RT);Iceland-Scotland Overow Water (ISOW); Denmark Strait Overow Water (DSOW) ; Mediterranean Water (MW) ; Lower Northeast Atlantic Deep Water (LNEADW) ; Labrador Sea Water (LSW). Adapté d'après Houpert et al. (2018).

Afin de répondre à ces questions, Melle S. Pourtout a ainsi travaillé sur **2 carottes de sédiments marins de l'océan Atlantique Nord-Est,** SU92-28 (37°05.56'N, 9°28.38'W, 997 m) et MD MD01-2461 (51°7483'N, 12°915W, 1153m) (Figure III.11.), et a mené pour cela des analyses des assemblages (grâce à une collaboration avec L. Licari du CEREGE) et de la géochimie des foraminifères benthiques avec pour objectifs :

- **La reconstitution de la source des masses d'eaux intermédiaires**

Les isotopes du Nd constituent un traceur puissant de la source des masses d'eau, et de leur mélange avec d'autres masses d'eau (voir aussi paragraphe II.1.3.). Ce traceur, mesuré dans les foraminifères planctoniques, a permis de **restituer la source des masses d'eau au niveau du site de la SU9228, et les mélanges qui se sont produits depuis le DMG,** notamment via la comparaison avec d'autres enregistrements d'eNd de la zone (Dubois-Dauphin et al., 2017)**.**

- **L'enregistrement de la dynamique des masses d'eau**

Dans l'océan moderne, l'âge ^{14}C d'une masse d'eau augmente avec son temps de transport. C'est pourquoi l'âge ^{14}C permet d'appréhender la vitesse de circulation d'une masse d'eau. Afin d'utiliser cette propriété pour reconstituer la dynamique des eaux dans le passé, nous avons utilisé la **différence d'âge ^{14}C ($\Delta^{14}C$)** entre les foraminifères benthiques, qui enregistrent l'âge ^{14}C de la masse d'eau de fond dans laquelle ils vivent, et les foraminifères planctoniques, qui sont porteurs d'une information sur les masses d'eau de surface en équilibre avec l'atmosphère (en corrigeant le temps d'équilibration, Bard, 1988, et certaines spécificités régionales, Butzin et al., 2012 et 2020) (voir aussi paragraphe II.2.1.).

- **Les relations avec le cycle du Carbone**

Afin de mieux comprendre les liens entre la circulation des masses d'eau intermédiaires et le cycle du C, nous avons utilisé plusieurs paramètres. La **teneur en ions carbonates [CO_3^{2-}]** de l'eau de mer dépend directement des équilibres avec le CO_2 atmosphérique et les flux de C entre les différents compartiments océaniques et les rapports élémentaires mesurés dans les tests de foraminifères benthiques permettent de reconstituer la [CO_3^{2-}] dans le passé (voir détails et références dans le paragraphe II.1.1.). Par ailleurs, la **teneur en nutriments** des masses d'eau est également reliée au cycle du Carbone. En effet, la productivité primaire, en consommant les nutriments, influence le réservoir de C océanique. Nous avons utilisé les traceurs Cd/Ca et Ba/Ca pour retracer la teneur en nutriments de ces masses d'eau. Cette méthode a été largement utilisée pour reconstituer la teneur en nutriments des masses d'eau de fond (e.g., Boyle, 1988 ; Boyle, 1992 ; Marchitto et Broecker, 2006, et références citées), et son application aux eaux de surface et intermédiaires est plus récente (e.g., Bryan et Marchitto, 2010 ; Poggemann et al. 2017 ; Ma er al., 2022 et références citées). Ces résultats ont été complétés par les informations portées par les **assemblages de foraminifères benthiques** comme marqueurs des conditions trophiques et d'oxygénation des masses d'eau de fond et dans le sédiment (e.g., Jorissen et al., 1995 et 2007), en relation avec les teneurs

en nutriments (voir aussi paragraphe II.1.). Enfin, les **isotopes stables du C $\delta^{13}C$** ont été utilisés comme traceur de la teneur en paléonutriments des masses d'eau, permettant de reconstituer les modes de circulation océanique dans le passé (e.g., Curry et al., 1988 ; Farmer et al., 2021), tout en sachant que l'interprétation des résultats est compliquée par la combinaison de plusieurs processus, notamment le fractionnement à l'interface eau-atmosphère (Lynch-Stieglitz et al., 1995) (voir aussi paragraphe II.1.2.).

- **L'enregistrement de la température et salinité des masses d'eau intermédiaires**

Enfin, en complément des informations apportées par les traceurs précédemment décrits, le **$\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques** a été utilisé à la fois pour permettre le calage stratigraphique des enregistrements, mais également pour reconstituer la **salinité des masses d'eau de fond** en corrigeant de l'effet du volume des glaces et de l'influence de la température, en combinant ce traceur avec **le Mg/Li** (voir détails et références dans le paragraphe II.1.1.)**.**

Les résultats présentés dans le premier article de Melle S. Pourtout (soumis à Paleoceanography, Paleoclimatology, Annexe 13) ont porté sur la **carotte SU92-28 situé sur la marge portugaise, dans le Golfe de Cadix** (Figure III.11.). Il s'agit des variations des **assemblages de foraminifères benthiques et des enregistrements de $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ et ^{14}C et de la composition authigène en Néodyme (εNd) mesurée sur les foraminifères planctoniques**. Les résultats montrent qu'au **DMG**, l'augmentation de l'abondance relative des espèces de l'épifaune, associée avec de **faibles valeurs de $\Delta^{14}C_{B-P}$** (i.e., la différence entre les âges ^{14}C des foraminifères benthiques et planctoniques) reflètent des **conditions oligotrophiques à mésotrophiques**, en accord avec un **enrichissement du $\delta^{13}C$ et des valeurs élevées de la concentration en Oxygène** calculées d'après la différence entre le $\delta^{13}C$ des espèces *Cibicidoides pachyderma* et *Globobulimina spp*. Ces observations, concordantes avec les **valeurs d'εNd,** suggèrent la présence d'une **masse d'eau originaire de l'Atlantique Nord** (telle que les Glacial North Atlantic Intermediate Water, GNAIW) et **l'absence de masses d'eau du Sud** (telles que les Antarctic Intermediate Water, AAIW) **ou méditerranéennes** (telles que les Mediterranean Outflow Water MOW). A l'opposé, les différents enregistrements de la période **Holocène** témoignent de la **contribution des MOW et des AAIW en plus des masses d'eau du Nord,** avec l'apparition d'espèces de l'endofaune superficielle et intermédiaire, la **diminution**

des valeurs de $\delta^{13}C$, et des valeurs de concentration en Oxygène et de $\Delta^{14}C_{B-P}$ en accord avec des conditions **mésotrophiques** et la **signature εNd**. Enfin, pendant la Dernière Déglaciation, les variations du **$\delta^{13}C$ et de l'εNd** en concordance avec de **fortes valeurs de $\Delta^{14}C_{B-P}$ marquent les deux événements HS1 (Heinrich Stadial 1) et YD (Younger Dryas)**, caractérisés par une **forte contribution des AAIW sur la marge portugaise**. En effet, l'augmentation de l'occurrence des espèces de l'endofaune intermédiaire à profonde et les **faibles valeurs de la concentration en Oxygène** sont associées à des conditions **mésotrophiques à eutrophiques**, associées à la présence des AAIW.

Ces enregistrements ont ainsi permis de caractériser la pénétration des AAIW pendant les différents modes de circulation de l'AMOC et de documenter la balance entre masses d'eau du Nord, du Sud et méditerranéennes depuis le DMG sur la marge portugaise.

III.4. Océan Austral

Le projet **BIOCOD** (BIOlogical productivity changes and their leverage on the CarbOn cycle during past Deglaciations) porté par **Stéphanie Duchamp-Alphonse** (GEOPS) pour la période 2023-2026 (voir Annexe 1 et paragraphe I.3.2.) a pour objectif l'étude des **relations entre les variations du taux de CO_2 atmosphérique et des circulations océanique et atmosphérique passées associées à l'importante réorganisation de la productivité** marine et terrestre qui ont eu lieu lors des **Terminaisons Glaciaires** (marquant les passages abrupts d'un stade glaciaire au stade interglaciaire suivant). En effet, ces périodes peuvent être considérées comme de bons analogues pour l'étude des interactions entre le cycle du Carbone et la productivité biologique sous différentes configurations astronomiques. L'approche générale envisagée est basée sur **l'acquisition de données paléoclimatiques à des échelles spatiales locales, régionales et globales variées associées à des comparaisons modèles-données**.

Durant les 9 dernières Terminaisons, les taux de CO_2 atmosphérique ont augmenté de l'ordre de 50 à 100 ppm (Lüthi et al., 2008 ; Nehrbass-Ahles et al., 2020), accompagnant le réchauffement global enregistré. Malgré le rôle central du CO_2 tel que démontré dans le cas du réchauffement anthropique (IPCC, 2022), l'ensemble des mécanismes et l'enchainement des processus à l'œuvre lors des déglaciations reste à contraindre. L'océan (Siani et al., 2013) et la fonte du permafrost (Crichton et al., 2016) ont contribué à transférer du CO_2 vers

l'atmosphère pendant ces événements, mais **le rôle des changements de la productivité sur les flux et stocks de C reste à documenter.**

Dans ce projet, les objectifs sont de quantifier de l'échelle multi-centennale à multimillénaire les **variations de la productivité globale, marine et terrestre** et de mieux quantifier **leur impact sur les changements du CO_2 atmosphérique au cours des Terminaisons** des derniers 800 kans. Dans l'océan en particulier, il s'agira notamment de mieux documenter les variations de la **pompe des tissus mous** (Soft Tissu Pump STP, i.e., le flux de C exporté par la matière organique et stocké en profondeur, Martinez-Garcia et al., 2009) et de la **contre-pompe des carbonates** (carbonate counter pump, CCP, i.e., , l'export de C sous forme $CaCO_3$ produit par le phytoplancton et le zooplancton, Duchamp-Alphonse et al., 2018).

L'approche combine de nombreux traceurs directs et indirects de la productivité à partir de différentes archives naturelles avec des simulations, et s'attachera notamment à :

- reconstruire les changements de la **productivité : i) globale** grâce au $\Delta^{17}O$ de l'O_2 piégé dans les bulles d'air des carottes de glace (Brandon et al., 2020 ; Yang et al., 2022), **ii) marine** grâce à la masse des coccolithes (Beaufort et al., 2014 ; Brandon et al., 2022) et **iii) terrestre** par le couplage des analyses polliniques, du Carbone Organique Total, des n-alcanes et des biomarqueurs isotopiques préservés dans les sédiments (Sanchez-Goñi et al., 2018) ;
- tester les reconstructions locales versus globales et estimer les variations des flux et stocks de C par la simulation et la **comparaison modèle-données** basée sur le modèle **iLOVECLIM** (Bouttes et al., 2015).

La période de temps ciblée concerne en particulier les **Terminaisons III (~250 ka), V (~430 ka) et VII (~620 ka),** car elles présentent notamment des différences de configuration orbitale :

- la TVII précédant le Stade Marin Isotopique 11 (MIS 11) considéré comme analogue à l'actuel, avec un minimum d'excentricité (Droxler et Farell, 2000) ;
- la TV et la TIII précédant respectivement les MIS 15 et 7 correspondant à des maxima d'excentricité.

Mon implication dans ce projet concerne la **Tâche 1**, à savoir la **reconstruction des changements de la productivité marine et de la pompe biologique dans l'Océan Austral**.

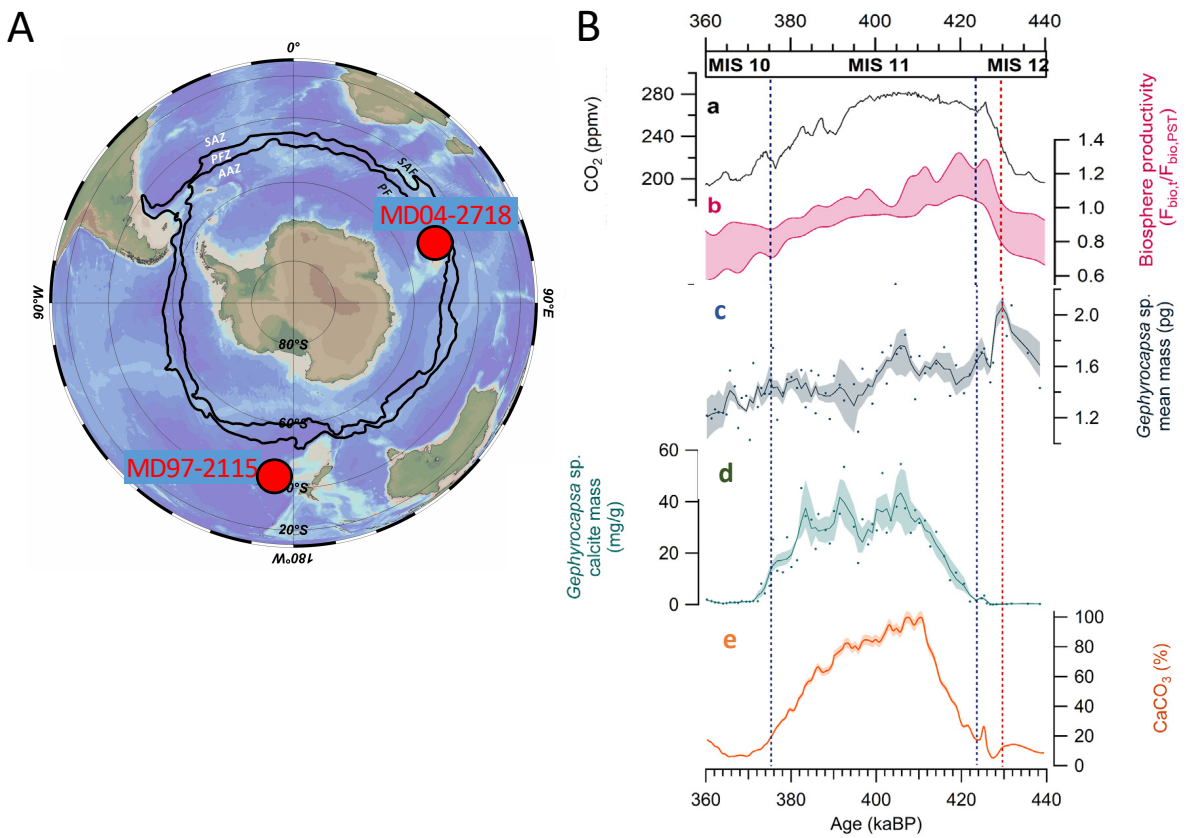

Figure III.12. : A/ Carte des sites étudiés dans le cadre du projet ANR-BIOCOD : carottes MD04-2718 (48°53,31S, 65°57,42E, 1428m) et MD97-2115 (43°10.84S; 171°48.55W, 2160 m) ; B/ Enregistrements obtenus sur la carotte MD04-2718 pendant le stade marin isotopique 11 et la Terminaison VII : a) CO_2 atmosphérique (Nehrbass-Ahles et al., 2020) ; b) productivité globale (Brandon et al., 2020) ; c) Masse moyenne de *Gephyrocapsa oceanica* ; d) poids de la calcite de *Gephyrocapsa oceanica* et e) pourcentage de $CaCO_3$ (c, d et e : Brandon et al., 2022).

Nous avons pour objectif de produire des **enregistrements de productivité** et d'estimer les variations de la **SFP et de la CCP** par l'étude de 2 carottes de sédiments marins de la zone sub-antarctique : MD04-2718 (48°53,31S; 65°57,42E, 1428) et MD97-2115 (43°10.84 S; 171°48.55 W, 2160 m) (Figure III.12.). En effet, les variations de la productivité biologique dans l'Océan Austral joue un rôle fondamental sur la concentration en CO_2 atmosphérique (Jaccard et al., 2013). L'approche originale propose par BIOCOD est la combinaison d'un grand nombre de traceurs de la productivité, « classiques » ou récemment développées, tels que : la masse des coccolithes et des foraminifères planctoniques (Duchamp-Alphonse et al., 2018 ; Brandon et al., 2022), le Carbone Organique Total, les alcénones (Etourneau et al., 2009) et les diatomées (Orme et al., 2020). Ma contribution concernera plus particulièrement la **mesure des rapports élémentaires Cd/Ca** (e.g., Boyle, 1988 ; Marchitto et al., 1998 ; Marchitto and Broecker, 2006) **et Ba/Ca comme traceurs de la teneur en nutriments** (Chan et al., 1977 ; Hall & Chan, 2004b ; Lea et Boyle, 1989) et **Sr/Ca** (Yu et al., 2014) et **U/Ca** (Keul et al., 2013 ; Raitzch et al., 2011) comme traceurs de la

concentration en ions carbonates [CO_3^{2-}] dans les tests de foraminifères benthiques (voir aussi paragraphe II.1.1.). Pour ce faire, je **co-encadre avec Mme S. Duchamp-Alphonse la thèse de M. Y. Wang qui a démarré en Octobre 2022** dans l'équipe PDS (financement du gouvernement chinois CSC de 4 ans).

PARTIE IV : SYNTHESE ET PERSPECTIVES

Les travaux de recherche que j'ai menés depuis mon recrutement en tant que maitre de conférences au laboratoire Géosciences Paris-Saclay/Université Paris Saclay m'ont ainsi amenée à répondre à différents objectifs scientifiques autour du **développement et de l'optimisation des traceurs géochimiques et géochronologiques**, et leur application à différents chantiers m'a permis de répondre à quelques questions scientifiques comme : quel est le **rôle de la circulation des masses d'eau de subsurface et intermédiaires** sur le système climatique à **l'échelle glaciaire-interglaciaire** ? Comment sont **connectés les différents bassins océaniques** via ces masses d'eau ? Quelles interactions existent entre les changements de la **dynamique de ces masses d'eau et le cycle du Carbone** ?

Pour y répondre, je me suis en particulier investie dans la **mise au point, la « calibration » et l'optimisation** de traceurs géochimiques tels que les **rapports élémentaires** et les **isotopes stables du Carbone ($\delta^{13}C$) et de l'Oxygène ($\delta^{18}O$).** Ces travaux ont été notamment menés grâce à l'encadrement ou au co-encadrement de 3 stages de recherche de M2 et 1 thèse et au financement de 3 projets que j'ai portés ou auxquels j'ai été associée. J'ai plus précisément cherché à mieux comprendre la **source** (paramètre environnemental ? Impact de la biominéralisation ? Influence des conditions de préservation ?) des variations enregistrées dans les tests en Carbonate de Calcium des foraminifères et à déterminer **l'impact des protocoles et calibrations** utilisés pour une meilleure quantification des paramètres environnementaux reconstitués.

J'ai ainsi pu travailler sur différents chantiers (Figure IV.1.) dans l'Océan Indien Équatorial Est (Thèse de X. Pang co-encadrée avec F. Bassinot, LSCE et projet INSU-LEFE-MAGICS) et le Golfe de Gascogne (M2 de M. Tribondeau et projet INSU-LEFE-GeoFoBe) pour **l'optimisation des traceurs Mg/Ca et Sr/Ca pour la paléocéanographie**, respectivement par le biais de l'étude de l'impact des **différents protocoles de nettoyage** sur les foraminifères planctoniques (Pang et al., 2020, Annexe 2) et par des analyses de différentes espèces de **foraminifères benthiques modernes** (Sepulcre et al., en préparation). J'ai mis au point la mesure de nouveaux éléments dans les tests de foraminifères benthiques de Méditerranée (analyses dans le cadre du stage de M2 de P. Gély et du projet MORESCA) pour le développement **d'outils de traçage de la pollution** (rapports « métal »/Ca).

Suite à la **campagne MONOPOL** que j'ai effectuée sur le Marion Dufresne en 2012, les recherches menées lors du stage de M2 de N. Haddam sur les **sédiments de surface collectés dans la Baie du Bengale** ont permis de caractériser les **signaux isotopiques $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$** sur différentes espèces de foraminifères benthiques, pour une meilleure compréhension respectivement des **effets vitaux et de microhabitat** (Haddam et al., Soumis à nouveau après correction à Marine Micropaleontology, Annexe 3). Les prélèvements d'eau réalisés avec C. Colin ont été analysés par Z. Yu dans le cadre de sa thèse pour la **compréhension de la répartition des Terres Rares dans la Baie du Bengale moderne** (Yu et al., 2017, Annexe 4).

Un autre aspect de mes recherches est porté sur **l'optimisation des outils géochronologiques pour les archives sédimentaires**. J'ai notamment contribué à la compréhension des différences d'âges ^{14}C existant entre différentes fractions des sédiments marins dans la Mer de Caraïbes (Sepulcre et al., 2017, Annexe 5). Enfin, grâce à une collaboration avec E. Pons-Branchu et des collègues de l'IRSN, j'ai été associée au calage chronologique de séquences sédimentaires du Bassin d'Argostoli par la datation U/Th de fragments de coraux (Cushing et al., 2020, Annexe 6).

La mise en œuvre de ces outils sur des archives sédimentaires marines m'a amenée à travailler dans **l'Océan Indien Équatorial et Nord (Baie du Bengale et Mer d'Arabie) et dans l'Océan Atlantique Nord-Est à l'échelle du Dernier Maximum Glaciaire et de la Dernière Déglaciation (Terminaison 1 T1)** grâce à 3 thèses et un stade de M2 (co-)encadrés et 3 projets que j'ai pilotés ou auxquels j'ai participé (Figure IV.1.)**.** En effet, lors du début de la thèse de R. Ma (co-encadrée avec C. Colin) et du projet INSU-LEFE-CITRON GLACE, il n'y avait que très peu d'enregistrements disponibles aux profondeurs d'eau intermédiaires dans cette zone, malgré son importance connue en termes de circulation globale, de stockage du C et de connexions autres bassins océaniques : dans ce contexte, nous nous sommes en particulier intéressés à **i) la circulation des eaux Antarctique Intermédiaire (AAIW) produites dans l'Océan Austral et ii) aux variations de l'Indonesian Throughflow ITF provenant de l'Océan Pacifique** (en particulier dans le cadre de la thèse de X. Pang). Sur deux carottes de la Mer d'Arabie et de la Baie du Bengale à profondeur d'eau intermédiaire, nous avons produit des enregistrements de **$\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, $\Delta^{14}C$** et des **rapports élémentaires** sur différentes espèces de **foraminifères benthiques**, ainsi que les changements des **assemblages micropaléontologiques** (Ma et al., 2019, Annexe 8, Ma et al., 2020, Annexe 10 ; Ma et al.,

2022, Annexe 11). Nos résultats, couplés avec les mesures de **l'εNd sur les foraminifères planctoniques** par Z. Yu (Yu et al., 2018, Annexe 9 ; Yu et al., 2022, Annexe 12), permettent notamment de mettre en évidence i) les **variations de pénétration des AAIW** qui sont notamment détectées pendant les événements de Heinrich 1 (H1) et du Younger Dryas (YD) et ii) les **caractéristiques des AAIW (Température, [CO_3^{2-}], Cd_w)** en relation avec la **dynamique de l'océan Austral**. Nos enregistrements mettent notamment en évidence des flux de C depuis les eaux profondes vers les eaux intermédiaires synchrones avec les pulses d'augmentation du CO_2 atmosphérique pendant la Dernière Déglaciation. En revanche, certaines périodes comme l'**Holocène** sont plutôt marquées par **l'impact des conditions de surface** qui sont transmises aux eaux intermédiaires notamment par les variations de productivité associées à l'intensité de la mousson indienne. Nous avons également pu reconstituer les processus contrôlant la **variabilité de l'ITF** à une échelle de temps plus longue que les travaux existants précédemment (270 ka, Pang et al., 2021, Annexe 7) grâce à la reconstitution des **température de la thermocline** (TWT). Si les **variations de la précession contrôlant l'intensité de la mousson** semblent être un contrôle majeur de la variabilité de l'ITF, les **variations à l'échelle glaciaire-interglaciaire** (et notamment du niveau marin) ne peuvent être exclues.

Si nos travaux ont permis de caractériser la présence des AAIW dans l'Océan Indien Nord, des **controverses sont toujours d'actualité dans l'Océan Atlantique Nord-Est.** Reconstituer la variabilité des masses d'eau intermédiaire dans le **Golfe de Cadix**, puis au Nord dans le **Bassin de Porcupine**, a été au cœur des travaux de thèse de S. Pourtout, qui ont été appuyés financièrement par le projet INSU-LEFE-RIAD. Le couplage entre **traceurs géochimiques** ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, $\Delta^{14}C$ et rapports élémentaires) et **micropaléontologiques** sur les foraminifères benthiques, associé à l'**εNd sur les foraminifères planctoniques dans le Golfe de Cadix**, nous ont permis de mettre en évidence des variations de contribution des **masses d'eau du Nord,** omniprésentes pendant le DMG, **du Sud (AAIW),** dominantes pendant le H1 et le YD et **méditerranéennes (MOW),** présentes pendant la Dernière Déglaciation et croissantes pendant l'Holocène (Pourtout et al., Soumis à Paleoceanography, Paleoclimatology, Annexe 13).

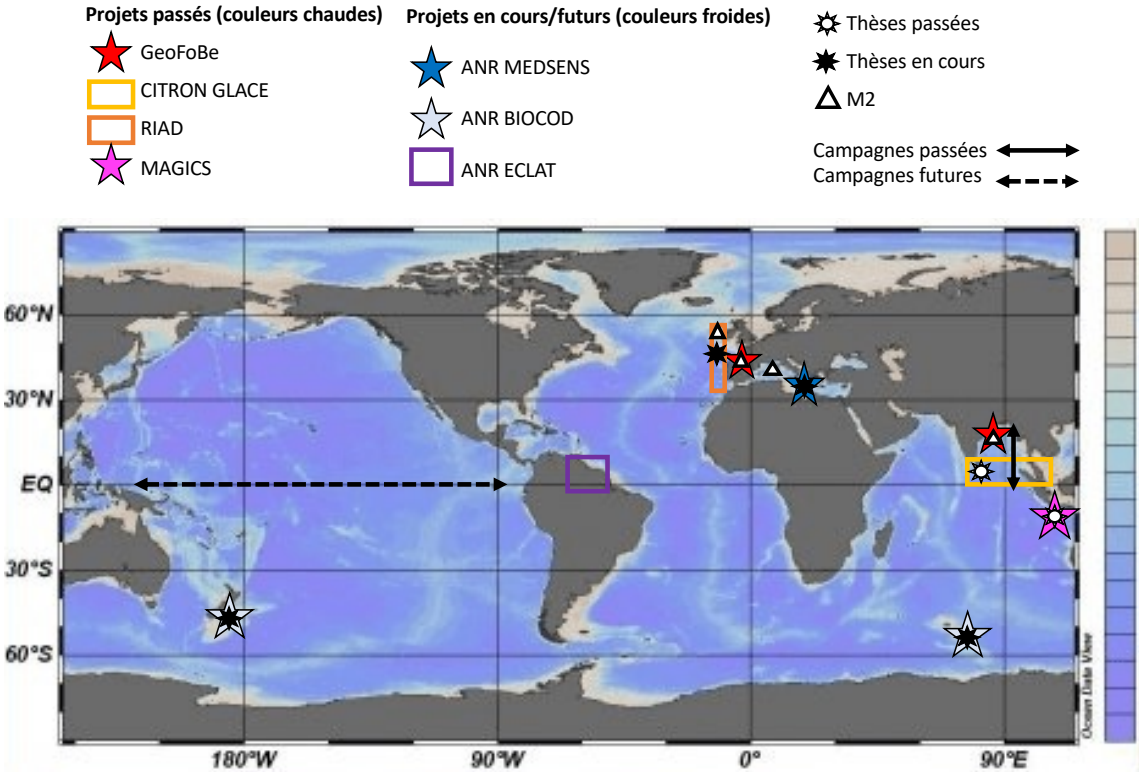

Figure IV.1. : Carte des sites étudiés dans le cadre des différents projets passés (couleurs chaudes) et en cours ou futurs (couleurs froides). Les thèses et stages de recherche (co-)encadrés associés à ces projets sont respectivement représentés par des soleils (vides : thèses passées et pleins : thèses en cours) et des triangles.

Dans la continuité de ces travaux de recherche qui sont valorisés ou en cours de valorisation par des articles et des communications à congrès nationaux et internationaux, je participe à plusieurs projets qui ont démarré depuis peu et qui constituent donc mes **perspectives de recherche à court terme** :

- Dans le cadre de **l'ANR MEDSENS et de la thèse de Gao Guohui** co-encadrée avec C. Colin, j'envisage de faire des tests analytiques (rapports élémentaires) sur des foraminifères benthiques de différentes carottes de la Mer Méditerranée autour des événements de sapropèles S1 et S5, afin d'essayer d'établir des conditions qui ont précédé et suivi ces événements. Les échantillons étant disponibles et les méthodes analytiques étant bien établies, j'envisage de tester quelques niveaux sélectionnés à l'automne 2023.

- Je co-encadre également la **thèse de Y. Wang** avec S. Duchamp-Alphonse, qui vient de démarrer et qui est supportée par **l'ANR BIOCOD**. Il s'agira de reconstituer les changements de la **[CO_3^{2-}] et du Cd_w** pour les mettre en relation avec les variations de la **pompe des tissus mous et de la contre-pompe des carbonates** sur 2 carottes de l'océan Austral.

- A l'automne 2023, **R. Ma** viendra effectuer un séjour à GEOPS afin de procéder aux analyses de la carotte de **l'océan Indien Équatorial** qui sert de support à son **sujet de recherche post-doctoral.** Dans le cadre de ce partenariat, je vais également programmer un séjour dans son laboratoire (Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Science (Lanzhou, Gansu, China) courant 2024.
- Les **premières analyses U/Th sur des échantillons de latérites** en collaboration avec P. Deschamps (CEREGE) sont en cours et permettront d'envisager une stratégie à mettre en place pour la suite des investigations.

Mes projets de recherche sur des perspectives à **moyen terme** s'inscrivent en partie dans la continuité de mes travaux, et je souhaiterais notamment :

- **Mettre en œuvre les analyses U/Th dans le cadre de l'ANR ECLAT** soumise et en cours d'évaluation. Je souhaiterais pouvoir effectuer un ou plusieurs séjours de recherche au CEREGE afin de concrétiser et consolider encore davantage cette collaboration.
- Soumettre un projet sur **l'étude du traceur Sr/Ca comme marqueur des changements de la teneur en ions carbonates dans les foraminifères planctoniques et benthiques** dès l'automne 2023, en espérant un financement futur.
- Embarquer pour la **campagne DIPOMOUSS** du Marion Dufresne -qui fait suite à la campagne MONOPOL- qui devrait être programmée en 2024. La récolte d'échantillons et notamment de sédiments de surface pourra alimenter de futurs projets de recherche à moyen terme.

Enfin, à **échéance plus longue** j'aimerais pouvoir :

- Profiter d'un **Congés de Recherche ou de Conversion Thématique (CRCT)** pour effectuer un **séjour long dans un laboratoire étranger**. Dans ce contexte, je souhaiterais réactiver les contacts que j'avais eus notamment avec le laboratoire GEOTOP et l'Université du Québec à Montréal (UQAM) lors de mes recherches post-doctorales, et bénéficier de l'appui du Pôle Relations Internationales de l'université Paris-Saclay et de la Graduate School Géosciences, qui développent notamment de nouveaux partenariats avec le Canada.
- Participer à la **campagne TransPac** pilotée par T. de Garidel Thoron (CEREGE). Je suis déjà impliquée comme partenaire dans le montage de ce projet d'envergure, qui consisterait à prélever de nombreuses archives le long d'un transept équatorial dans l'Océan Pacifique au

cours de 2 legs, l'un de à et l'autre de à . Le projet a déjà été soumis pour une demande de moyens à la mer et doit être repris pour une nouvelle soumission dans le futur. Cette campagne fournirait des archives inédites de cette zone et permettrait d'alimenter de nombreux projets dans le futur.

Pour terminer, je souhaiterais parvenir à poursuivre **mes activités de diffusion de la recherche** dans lesquelles je viens de me réinvestir, notamment par ma participation à l'association Declics ou aux Savanturiers. Je souhaite poursuivre mon investissement dans la gestion d'une formation en **conservant mes activités de co-directrice du portail BCST**, et j'envisage à plus long terme de m'impliquer davantage dans la vie du **Département des Sciences de la Terre.** En effet, je participe depuis mon recrutement à plusieurs instances locales (CCSU, Conseil de laboratoire) mais je n'ai pas encore eu l'occasion d'œuvrer pour le Département. Enfin, j'ai également sollicité les collègues qui siègent actuellement en **Section 36 du CNU** pour leur manifester mon intérêt pour effectuer un nouveau mandat si l'occasion m'était offerte.

Adkins, J. F., 2013. The role of deep ocean circulation in setting glacial climates. Paleoceanography, 28(3), 539-561. https://doi.org/10.1002/palo.20046

Ahmad, S. M., Babu, A. G., Padmakumari, V. M., & Raza, W., 2008. Surface and deep water changes in the northeast Indian Ocean during the last 60 ka inferred from carbon and oxygen isotopes of planktonic and benthic foraminifera. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 262(3-4), 182–188. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.03.007

Ahmad, S. M., Zheng, H., Raza, W., Zhou, B., Lone, M. A., Raza, T., & Suseela, G., 2012. Glacial to Holocene changes in the surface and deep waters of the Northeast Indian Ocean. Marine Geology, 329-331, 16–23. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.10.002

Allard, T., Gautheron, C., Bressan Riffel, S., Balan, E., Soares, B. F., Pinna-Jamme, R., et al., 2018. Combined Dating of Goethites and Kaolinites from Ferruginous Duricrusts. Deciphering the Late Neogene Erosion History of Central Amazonia. Chem. Geol. 479, 136–150. doi:10.1016/j.chemgeo.2018.01.004

Allen, K.A.., Honisch, B., Eggins, S.M., Haynes, L.L., Rosenthal, Y., Yu, J.M., 2016. Trace element proxies for surface ocean conditions: A synthesis of culture calibrations with planktic foraminifera, Geochimica Et Cosmochimica Acta, 193, 197-221, 10.1016/j.gca.2016.08.015

Allison N. and W.E.N. Austin, 2008. Serial Mg/Ca and Sr/Ca chronologies across single benthic foraminifera tests, Chemical Geology, 253, 83–88.

Altéo environenment. https://alteo-environnement-gardanne.fr/.

Amrhein D. E., Wunsch C., Marchal O. and G.Forget, 2018. A Global Glacial Ocean State Estimate Constrained by Upper-Ocean Temperature Proxies, Journal of Climate, 31 (19), 8059–8079, doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0769.1

Anand, P., H. Elderfield, and M. H. Conte, 2003. Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series, Paleoceanography, 18 (2), 1050, doi:10.1029/2002PA000846.

Anand, P., Elderfield, H., 2005. Variability of Mg/Ca and Sr/Ca between and within the planktonic foraminifers *Globigerina bulloides* and *Globorotalia truncatulinoides*, Geochemistry Geophysics Geosystems, 6, Q11D15, 10.1029/2004GC000811

Andersen M.B., C.H. Stirling, E.-K. Potter and A.N. Halliday, 2004. Toward epsilon levels of measurement precision on $^{234}U/^{238}U$ by using MC-ICPMS, International Journal of Mass Spectrometry, 237, 107–118, 10.1016/j.ijms.2004.07.004

Andersen M. B., Stirling C. H., Potter E. K., Halliday A. N., Blake S. G., McCulloch M. T., Ayling B. F., et O'Leary M., 2008. High-precision U-series measurements of more than 500,000 years old fossil corals. Earth and Planetary Science Letters 265, 229-245, 10.1016/j.epsl.2007.10.010.

Anderson S.P., F. von Blanckenburg and A. F. White, 2007. Physical and Chemical Controls on the Critical Zone, Elements, 3, 315-319.

Anderson, R. F., Ali, S., Bradtmiller, L. I., Nielsen, S. H. H., Fleisher, M. Q., Anderson, B. E., & Burckle, L. H., 2009. Wind-Driven Upwelling in the Southern Ocean and the Deglacial Rise in Atmospheric CO2. Science. https://doi.org/10.1126/science.1167441

ANSES. 2016. « Impact potentiel sur la santé humaine du rejet en Méditerranée d'effluents issus des activités de transformation de minerai de bauxite.» Note d'appui scientifique et Technique de l'Agence nationale de sécurité sanitaire de l'alimentation, de l'environnement et du travail.

Arbuszewski, J., deMenocal, P., Kaplan, A., Farmer, E.C., 2010. On the fidelity of shell-derived $\delta^{18}O$ seawater estimates. Earth Planet. Sci. Lett. 300, 185–196, 10.1016/j.epsl.2010.10.035.

Arsouze, T., J. Dutay, F. Lacan, and C. Jeandel., 2009. Reconstructing the Nd oceanic cycle using a coupled dynamical-biogeochemical model, Biogeosciences, 6(12), 2829–2846.

Ault A. K., C.Gautheron, and G.E. King, 2019. Innovations in (U–Th)/He, Fission Track, and Trapped Charge Thermochronometry with Applications to Earthquakes, Weathering, Surface-Mantle Connections, and the Growth and Decay of Mountains, Tectonics, 38 (11), 3705-3739, 10.1029/2018TC005312

Austin, W. E. N. & Hibbert, F. D., 2012. Tracing time in the ocean: a brief review of chronological constraints (60-8 kyr) on North Atlantic marine event-based stratigraphies. Quat. Sci. Rev. 36, 28–37.

Balan, E., Allard, T., Fritsch, E., Sélo, M., Falguères, C., Chabaux, F., et al. 2005. Formation and Evolution of Lateritic Profiles in the Middle Amazon Basin: Insights from Radiation-Induced Defects in Kaolinite. Geochim. Cosmochim. Acta 69 (9), 2193–2204. doi:10.1016/j.gca.2004.10.028

Balan, E., Fritsch, E., Allard, T., and Calas, G., 2007. Inheritance vs. Neoformation of Kaolinite during Lateritic Soil Formation: a Case Study in the Middle Amazon Basin. Clays Clay Minerals 55 (3), 253–259. doi:10.1346/CCMN. 2007.0550303

Bard, E., 1988. Correction of accelerator mass spectrometry14 C ages measured in planktonic foraminifera: paleoceanographic implications. Paleoceanography 3, 635-645.

Bard, E., 2001. Paleoceanographic implications of the difference in deep-sea sediment mixing between large and fine particles. Paleoceanography 16, 235e239.

Barker, S., and H. Elderfield, 2002. Foraminiferal Calcification Response to Glacial-Interglacial Changes in Atmospheric CO2, Science, 297, 833-836.

Barker, S., M. Greaves, and H. Elderfield, 2003. A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry, Geochemistry Geophysics Geosystems, 4.

Barker, S., Broecker, W., Clark, E., Hajdas, I., 2007. Radiocarbon age offsets of foraminifera resulting from differential dissolution and fragmentation within the sedimentary bioturbated zone. Paleoceanography 22, PA2205.

Barnes, J. W., and E. J. Lang, 1956. Ratio of Ionium to uranium in Coral Limestone, Science, 124, 175- 176.

Barras, C., E. Geslin, J. C. Duplessy, and F. J. Jorissen, 2009. Reproduction and growth of the deep-sea benthic foraminifer *Bulimina marginata* under different laboratory conditions, Journal of Foraminiferal Research, 39, 155-165.

Bassinot, F. C., Marzin, C., Braconnot, P., Marti, O., Mathien-Blard, E., Lombard, F., and Bopp, L., 2011. Holocene evolution of summer winds and marine productivity in the tropical Indian Ocean in response to insolation forcing: data-model comparison, Clim. Past, 7, 815–829, https://doi.org/10.5194/cp-7-815-2011.

Bayon, G., Toucanne, S., Skonieczny, C., Andre, L., Bermell, S., Cheron, S., Dennielou, B., Etoubleau, J., Freslon, N., Gauchery, T., Germain, Y., Jorry, S. J., Menot, G., Monin, L., Ponzevera, E., Rouget, M. L., Tachikawa, K., Barrat, J. A., 2015. Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited Geochimica Et Cosmochimica Acta, 170, 17-38, 10.1016/j.gca.2015.08.001

Beal, L.M., De Ruijter, W.P.M., Biastoch, A., Zahn, R., , SCOR/WCRP/IAPSO Working Group 136, Cronin, M., Hermes, J., Lutjeharms, J., Quartly, G., Tozuka, T., Baker- Yeboah, S., Bornman, T., Cipollini, P., Dijkstra, H., Hall, I., Park, W., Peeters, F., Penven, P., Ridderinkhof, H., Zinke, J., 2011. On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. Nature 472, 429e436. https://doi.org/10.1038/ nature09983.

Beaufort L, Barbarin N, Gally Y. 2014. Optical measurements to determine the thickness of calcite crystals and the mass of thin carbonate particles such as coccoliths. Nat. Prot. 9, 633–642. doi: 10.1038/nprot.2014.028

Bereiter, B., Eggleston, S., Schmitt, J., Nehrbass-Ahles, C., Stocker, T. F., Fischer, H., Kipfstuhl, S., & Chappellaz, J., 2015. Revision of the EPICA Dome C CO2 record from 800 to 600 kyr before present. Geophysical Research Letters, 42(2), 542-549. https://doi.org/10.1002/2014GL061957

Berger, A. X., Li, S., and Loutre, M.-F., 1999. Modelling Northern Hemisphere ice volume over the last 3 Ma, Quaternary Sci. Rev., 18, 1–11.

Bernal J.P., S.M. Eggins, M.T. McCulloch, R. Grün and R.A. Eggleton, 2006. Dating of chemical weathering processes by in situ measurement of U-series disequilibria in supergene Fe-oxy/hydroxides using LA-MC-ICPMS, Chem. Geol., 235, 76–94, 10.1016/j.chemgeo.2006.06.009

Berner R.A., A. C. Lasaga and R. M. Garrels, 1983. The carbonate-silicate geochemical. Am. J. Sci. 283, 641-683.

Bertram, C., and H. Elderfield, 1993. The geochemical balance of the rare earth elements and neodymium isotopes in the oceans, Geochim. Cosmochim. Acta, 57(9), 1957–1986.

Béthoux, J.-P, et L Prieur. 1983. Hydrologie et circulation en Méditerranée Nord-occidentale, Pétrole et Techniques 229, 25-34.

Bintanja, R. and van de Wal, R. S. W., 2008. North American ice-sheet dynamics and the onset of 100 000-year glacial cycles, Nature, 454, 869–872.

Bischoff J. L. et Fitzpatrick J. A., 1991. U-series dating of impure carbonates: An isochron technique using total-sample dissolution. Geochimica et Cosmochimica Acta 55(2), 543-554.

Boehnert S., A.R. Birkelund, G. Schmiedl, H. Kuhnert, G. Kuhn, H.C. Hass, D. Hebbeln, 2020. Test deformation and chemistry of foraminifera as response to anthropogenic heavy metal input, Marine Pollution Bulletin, 155, 111112, 10.1016/j.marpolbul.2020.111112

Böhm, E., Lippold, J., Gutjahr, M., Frank, M., Blaser, P., Antz, B., et al., 2015. Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle. Nature, 517(7532), 73–76. https://doi.org/10.1038/nature14059

Bolton, C. T., Chang, L., Clemens, S. C., Kodama, K., Ikehara, M., Medina-Elizalde, M., et al., 2013. A 500,000 yr record of Indian Summer Monsoon dynamics recorded by eastern equatorial Indian Ocean upper water-column structure. Quaternary Science Reviews, 77, 167–180. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.07.031

Bourdon, B., G. M. Henderson, C. C. Lundstrom and S. P. Turner, U-series geochemistry, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 52, 656 pp., Geochemical Society & Mineralogical Society of America, J.J Rosso & P. H. Ribbe Eds.

Bouttes N, Roche D, Mariotti V, Bopp L. 2015 Including an ocean C cycle model into iLOVECLIM (v1.0) Geosci. Model Dev. 8, 1563-1576.doi: 10.5194/gmd-8-1563-2015

Boyle, E. A., 1988. Vertical oceanic nutrient fractionation and glacial/interglacial CO_2 cycles, Nature, 331, 55-56.

Boyle, E. A., 1992. Cadmium and $\delta^{13}C$ paleochemical ocean distributions during the stage 2 glacial maximum, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 20, 245-287.

Boyle, E.A., Keigwin, L.D., 1982. Deep Circulation of the North Atlantic over the Last 200,000 Years: Geochemical Evidence, Science 218 (4574), 784-787.

Boyle, E.A., Keigwin, L.D., 1985. Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 215,000 years: changes in deep ocean circulation and chemical inventories. Earth Planet. Sci. Lett. 76 (1–2), 135–150. https://doi.org/10.1016/ 0012-821X(85)90154-2.

Boyle, E. A., Sclater, F., and Edmond, J. M., 1976. On the marine geochemistry of Cadmium, Nature, 263, 42–44.

Boyle, E. A., Labeyrie, L., and Duplessly, J. C., 1995. Calcitic foraminiferal data confirmed by cadmium in aragonitic *Hoeglundina*: Application to the Last Glacial Maximum in the northern Indian Ocean, Paleoceanography, 10, 881–900.

Braconnot, P., Cretat, J., Marti, O., Balkanski, Y., Caubel, A., Cozic, A., Foujols, MA., Sanogo, S., 2019. Impact of Multiscale Variability on Last 6,000 Years Indian and West African Monsoon Rain, Geophysical Research Letters, 46 (23), 14021-14029, 10.1029/2019GL084797

Brandon M, Landais A, Duchamp-Alphonse S, et al. 2020. Exceptionally high biosphere productivity at the beginning of MIS 11. Nat. Com. 11,2112. doi:10.1038/s41467-020-15739-2

Broecker, W. S., 1963. A preliminary evaluation of Uranium series inequilibrium as a tool for absolute age measurement on marine carbonates, Journal of Geophysical Research, 68, 2817-1834.

Broecker W., Clark E., 2001a. An evaluation of Lohmann's foraminifera weight dissolution index, Paleoceanography, 16, 531-534.

Broecker W., Clark E., 2001b. Glacial-to-Holocene Redistribution of Carbonate Ion in the Deep Sea, Science, 294, 2152-2154.

Broecker, W., Barker, S., Clark, E., Hajdas, I., Bonani, G., 2006. Anomalous radiocarbon ages for foraminifera shells. Paleoceanography 21, PA2008.

Broecker, W., Clark, E., 2011. Radiocarbon-age differences among coexisting planktic foraminifera shells: the Barker Effect. Paleoceanography 26, PA2222.

Brown, S. J., and H. Elderfield, 1996. Variations in Mg/Ca and Sr/Ca ratios of planktonic foraminifera caused by post-depositional dissolution: evidence of shallow Mg-dependent dissolution, Paleoceanography, 11, 543-551.

Bryan, S. P., and T. M. Marchitto, 2008. Mg/Ca-temperature proxy in benthic foraminifera: New calibrations from the Florida Straits and a hypothesis regarding Mg/Li, Paleoceanography, 23, PA2220, doi:10.1029/2007PA001553

Bryan, S. P., and T. M. Marchitto, 2010. Testing the utility of paleonutrient proxies Cd/Ca and Zn/Ca in benthic foraminifera from thermocline waters, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11 (1), Q01005, doi:10.1029/2009GC002780

Bryan, S. P., Marchitto, T. M., & Lehman, S. J., 2010. The release of ^{14}C-depleted carbon from the deep ocean during the last deglaciation: Evidence from the Arabian Sea. Earth and Planetary Science Letters, 298(1-2), 244–254. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.08.

Burke, K. D., Williams, J. W., Chandler, M. A., Haywood, A. M., Lunt, D. J., & L., B., 2018. Pliocene and Eocene provide best analogs for near-future climates. Proceedings of the National Academy of Sciences, 115(52), 13288-13293. https://doi.org/10.1073/pnas.1809600115

Burton, K. W., & Vance, D., 2000. Glacial–interglacial variations in the neodymium isotope composition of seawater in the Bay of Bengal recorded by planktonic foraminifera. Earth and Planetary Science Letters, 176(3-4), 425–441. https://doi.org/10.1016/S0012821X(00)00011-X

Butzin, M., M. Prange and G. Lohmann, 2012. Readjustment of glacial radiocarbon chronologies by self-consistent three-dimensional ocean circulation modeling, Earth and Planetary Science Letters, 317-318, 177-184, 10.1016/j.epsl.2011.11.046

Butzin, M, Heaton, TJ, Kohler, P, Lohmann, G. 2020. A short note on marine reservoir age simulations used in IntCal20, Radiocarbon, 62 (4), 865–871, doi:10.1017/RDC.2020.9

Caley, T., Malaizé, B., Zaragosi, S., Rossignol, L., Bourget, J., Eynaud, F., et al., 2011. New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian monsoon. Earth and Planetary Science Letters, 308(3), 433–444. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.019

Came, R. E., Oppo, D. W., Curry, W. B., & Lynch-Stieglitz, J., 2008. Deglacial variability in the surface return flow of the Atlantic meridional overturning circulation. Paleoceanography, 23(1). https://doi.org/10.1029/2007PA001450

Cao, L., Fairbanks, R., Mortlock, R., & Risk, M., 2007. Radiocarbon reservoir age of high latitude North Atlantic surface water during the last deglacial. Quaternary Science Reviews, 26(5–6), 732–742. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.10.001

Chabaux, F., Riotte, J., Dequincey, O., 2003a. U–Th–Ra fractionation during weathering and river transport. In: Bourdon, B., Henderson, G.M., Lundstrom, C.C., Turner, S.P. (Eds.), Uranium-Series Geochemistry. Geochemical Society — Mineralogical Society of America, Washington, vol. 52, pp. 533–576.

Chabaux, F., Dequincey, O., Leveque, J.J., Leprun, J.C., Clauer, N., Riotte, J., Paquet, H., 2003b. Tracing and dating recent chemical transfers in weathering profiles by trace-element geochemistry and 238 U–234 U230 Th disequilibria: the example of the Kaya lateritic toposequence (Burkina-Faso). Comptes Rendus Geosciences 335 (16), 1219–1231.

Chabaux, F., Handley, H., Hamelin, B., Hilaire-Marcel, C., 2016. Deciphering time-dependent processes in soil and weathering profile evolution, Chemical Geology, 446, 1-2, 10.1016/j.chemgeo.2016.11.009

Chan, L.-H., D. Drummond, J. M. Edmond, and B. Grant, 1977. On the barium data from the GEOSECS expedition, Deep Sea Res., 24, 613–649.

Chen, P., J. Yu, and Z. Jin, 2017., An evaluation of benthic foraminiferal U/Ca and U/Mn proxies for deep ocean carbonate chemistry and redox conditions, Geochem. Geophys. Geosyst., 18, 617–630, doi:10.1002/2016GC006730.

Cheng H., R. L. Edwards, C.-C. Shen, V. J. Polyak, Y. Asmerom, J. Woodhead, J.Hellstrom, Y.Wang, X. Kong, C. Spötl, X. Wang, E. C. Alexander Jr., 2013. Improvements in 230Th dating, 230Th and 234U half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry, Earth and Planetary Science Letters, 371–372, 82-91, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.04.006

Clark, P. U. and Pollard, D., 1998. Origin of the Middle Pleistocene transition by ice sheet erosion of regolith, Paleoceanography, 13, 1–9.

Clark, P. U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J. D., Rial, J. A., Brovkin, V., Mix, A. C., Pisias, N. G., and Roy, M.: The middle Pleistocene transition: characteristics. mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO_2, Quaternary Sci. Rev., 25, 3150–3184.

Clemens, S. C., & Prell, W. L., 2003. A 350,000 yr summer-monsoon multi-proxy stack from the Owen Ridge, Northern Arabian Sea. Marine Geology, 201(1), 35–51. https://doi.org/10.1016/s0025-3227(03)00207-x

Cléroux C., E. Cortijo, P. Anand, L. Labeyrie, F. Bassinot, N. Caillon, and J.-C. Duplessy, 2008. Mg/Ca and Sr/Ca ratios in planktonic foraminifera: Proxies for upper water column temperature reconstruction Paleoceanography, (23), PA3214, doi:10.1029/2007PA001505

Coadic R., Bassinot F., Douville E., Michel E., Dissard D., and M. Greaves, 2013. A core-top study of dissolution effect on B/Ca in Globigerinoides sacculifer from the tropical Atlantic: Potential bias for paleo-reconstruction of seawater carbonate chemistry, Geochemistry Geophysics Geosystems, 14 (4), doi:10.1029/2012GC004296

Colin, C., L. Turpin, D. Blamart, N. Frank, C. Kissel, and S. Duchamp, 2006. Evolution of weathering patterns in the IndoBurman Ranges over the last 280 kyr: Effects of sediment provenance on $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios tracer, Geochem. Geophys. Geosyst., 7, Q03007, doi:10.1029/2005GC000962.

Colin, C., Duhamel, M., Siani, G., Dubois-Dauphin, Q., Ducassou, E., Liu, Z., et al., 2021. Changes in the intermediate water masses of the Mediterranean Sea during the last climatic cycle—New constraints from neodymium isotopes in foraminifera. Paleoceanography and Paleoclimatology, 36, e2020PA004153., 10.1016/j.quascirev.2016.05.024

Contreras-Rosales, L. A., Jennerjahn, T., Tharammal, T., Meyer, V., Lückge, A., Paul, A., and Schefuß, E., 2014. Evolution of the Indian Summer Monsoon and terrestrial vegetation in the Bengal region during the past 18 ka, Quaternary Sci. Rev., 102, 133–148.

Crichton K, Bouttes N, Roche D, et al. 2016. Permafrost C as a missing link to explain CO 2 changes during the last deglaciation Nat. Geos. 9, 683-686. doi: 10.1038/ngeo2793

Cui, Y., & Schubert, B. A., 2017. Atmospheric pCO_2 reconstructed across five early Eocene global warming events. Earth and Planetary Science Letters, 478, 225-233. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.08.038

Curry, D., J.-C. Duplessy, L. Labeyrie, and S. N., 1988. Changes in the distribution of $\delta^{13}C$ of deep water total CO_2 between the last glaciation and the Holocene, Paleoceanography, 3, 317 341.

Cusack M. and A. Freer, 2008. Biomineralization: Elemental and Organic Influence in Carbonate Systems, Chem. Rev., 108, 4433–4454, 10.1021/cr078270o

Cushing E. M., Hollender F., Moiriat D. , Guyonnet-Benaize C., Theodoulidis N., Pons-Branchu E., Sepulcre S. , Bard P.-Y., Cornou C., Dechamp A., Mariscal A. and Roumelioti Z., 2020. Building a three dimensional model of the active Plio-Quaternary basin of Argostoli (Cephalonia Island, Greece): An integrated geophysical and geological approach, Engineering Geology, 265,105441, https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.105441

Dahl, K., Broccoli, A., and Stouffer, R., 2005. Assessing the role of North Atlantic freshwater forcing in millennial scale climate variability: a tropical Atlantic perspective, Clim. Dynam., 24, 325–346.

Danelian, T. and Eynaud, F., 2018. Advances in micropaleontology: 60th anniversary special volume, Revue de Micropaleontologie, 61 (3-4), 111-112 10.1016/j.revmic.2018.11.001

DeConto R. M., D. Pollard, P, A.Wilson, H. Pälike, C. H. Lear & M. Pagani, 2008. Thresholds for Cenozoic bipolar glaciation. Nature 455, 652–656, doi: 10.1038/ nature07337; pmid: 18833277

Dekens, P. S., D. W. Lea, D. K. Pak, and H. J. Spero, 2002. Core top calibration of Mg/Ca in tropical foraminifera: Refining paleotemperature estimation, Geochemistry Geophysics Geosystems, 3.

de Nooijer, L.J., Hathorne, E.C., Reichart, G.J., Langer, G., Bijma, J., 2014. Variability in calcitic Mg/Ca and Sr/Ca ratios in clones of the benthic foraminifer Ammonia tepida, Marine Micropaleontology, 107, 32-43, 10.1016/j.marmicro.2014.02.002

De Pol-Holz, R., Keigwin, L., Southon, J., Hebbeln, D., & Mohtadi, M., 2010. No signature of abyssal carbon in intermediate waters off Chile during deglaciation. Nature Geoscience, 3(3), 192–195. https://doi.org/10.1038/ngeo745

Dequincey, O., Chabaux, F., Clauer, N., Liewig, N. & Muller, J.-P., 1999. Dating of weathering profiles by radioactive disequilibria: contribution of the study of authigenic mineral fractions. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris. IIa, 328, 679–685.

Dequincey, O., Chabaux, F., Clauer, N., Sigmarsson, O., Liewig, N., Leprun, J.-C., 2002. Chemical mobilizations in laterites: evidence from trace elements and238 U–234 U–230 Th disequilibria. Geochimica et Cosmochimica Acta 66 (7), 1197–1210.

Dequincey O.,F. Chabaux,J.-C. Leprun, H. Paquet,N. Clauer & P.Larque, 2006. Lanthanide and trace element mobilization in a lateritic toposequence: inferences from the Kaya laterite in Burkina Faso, European Journal of Soil Science, 57, 816–83010.1111/j.1365-2389.2005.00773.x

de Vernal, A., Rosell-Mele, A., Kucera, M., Hillaire-Marcel, C., Eynaud, F., Weinelt, M., Dokken, T., Kageyama, M., 2006. Comparing proxies for the reconstruction of LGM sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Quaternary Science Reviews, 25 (21-22), 2820-2834, 10.1016/j.quascirev.2006.06.006

DeVilliers S., Greaves M., Elderfield H., 2002. An intensity ratio calibration method for the accurate determination of Mg/Ca and Sr/Ca of marine carbonates by ICP-AES, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 3, 2001GC000169.

de Vries, H. 1958. Variation in concentration of radiocarbon with time and location on Earth. Proceedings Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen - Series B, 61(2), 94–102.

Dosseto A., B. Bourdon and S. P. Turner, 2008. Uranium-series isotopes in river materials: Insights into the timescales of erosion and sediment transport, Earth and Planetary Science Letters, 265, 1–17, 10.1016/j.epsl.2007.10.023

Diaz, F. 2000. Evolution saisonnière de la production primaire et des processus d'assimilation-régénération de l'azote dans le Golfe du Lion. Estimation d'un bilan carbone. Approches in situ et modélisation, Thèse, 351pp., Aix-Marseille université.

Dissard, D., G. Nehrke, G. J. Reichart, and J. Bijma, 2010. The impact of salinity on the Mg/Ca and Sr/Ca ratio in the benthic foraminifera Ammonia tepida: Results from culture experiments, Geochimica Et Cosmochimica Acta, 74, 928-940.

Dissard, D., G. Nehrke, G. J. Reichart, and J. Bijma, 2010. Impact of seawater pCO_2 on calcification and Mg/Ca and Sr/Ca ratios in benthic foraminifera calcite: results from culturing experiments with Ammonia tepida, Biogeosciences, 7, 81-93.

Doss, W., Marchitto, T.M., Eagle, R., Rashid, H., and Tripati, A., 2018. Deconvolving the saturation state and temperature controls on benthic foraminiferal Li/Ca, based on downcore paired B/Ca measurements and coretop compilation, Geochimica Et Cosmochimica Acta, 236, 297-314, 10.1016/j.gca.2018.02.029.

Dosseto A., Bourdon B., and S. P. Turner, 2008a. Uranium-series isotopes in river materials: Insights into the timescales of erosion and sediment transport, Earth and Planetary Science Letters, 265, 1–17, 10.1016/j.epsl.2007.10.023

Dosseto A., S. P. Turner and J. Chappell, 2008b. The evolution of weathering profiles through time: New insights from uranium-series isotopes, Earth and Planetary Science Letters, 274, 359–371, 10.1016/j.epsl.2008.07.050

Douville, E., Salle, E., Frank, N., Eisele, M., Pons-Branchu, E., Ayrault, S., 2010. Rapid and accurate U-Th dating of ancient carbonates using inductively coupled plasma-quadrupole mass spectrometry, CHEMICAL GEOLOGY, 272 (1-4), 1-11, 10.1016/j.chemgeo.2010.01.007

Droxler A, Farell J, 2000. Marine Isotope Stage 11 (MIS 11): new insights for a warm future. Glob. Planet. Chge 24 (1), 1-5.doi: 10.1016/S0921-8181(99)00065-X

Du X. J., J. M. Russell, Z. Liu, B. L. Otto-Bliesner, Y. Gao, C. Zhu, D.W. Oppo, M. Mohtadi, Y. Yan, V. V. Galy, C. He, 2021. Deglacial trends in Indo-Pacific warm pool hydroclimate in an isotope-enabled Earth system model and implications for isotope-based paleoclimate reconstructions, Quaternary Science Reviews, 270, 107188, 10.1016/j.quascirev.2021.107188

Du, X.J., Russell, J.M., Liu, Z.Y., Otto-Bliesner, B.L., Oppo, D.W., Mohtadi, M., Zhu, C.Y., Galy, V.V., Schefuss, E., Yan, Y., Rosenthal, Y., Dubois, N., Arbuszewski, J., Gao, Y., 2023. North Atlantic cooling triggered a zonal mode over the Indian Ocean during Heinrich Stadial 1, Science Advances, 9 (1), eadd4909, 10.1126/sciadv.add4909

Dubois-Dauphin, Q., Bonneau, L., Colin, C., Montero-Serrano, J.-C., Montagna, P., Blamart, D., D. Hebbeln, D.Van Rooij , E. Pons-Branchu, F. Hemsing, A.-M. Wefing, and N. Frank, 2016. South Atlantic intermediate water advances into the North-east Atlantic with reduced Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial period. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 17(6), 2336–2353. https://doi.org/10.1002/2016GC006281

Dubois-Dauphin, Q., Montagna, P., Siani, G., Douville, E., Wienberg, C., Hebbeln, D., Liu, Z. F., Kallel, N., Dapoigny, A., Revel, M., Pons-Branchu, E., Taviani, M., Colin, C., 2017. Hydrological variations of the intermediate water masses of the western Mediterranean Sea during the past 20 ka inferred from neodymium isotopic composition in foraminifera and cold-water corals, CLIMATE OF THE PAST, 13 (1), 17-37, 10.5194/cp-13-17-2017

Duchamp-Alphonse S, Siani G, Michel E, Beaufort L, Gally Y, Jaccard S. 2018. Enhanced ocean-atmosphere C partitioning via the carbonate counter pump during the last deglacial Nat. Com 9:2396. doi:10.1038/s41467-018-04625-7

Duenas-Bohorquez, A., Raitzsch, M., de Nooijer, L.J., Reichart, G.J., 2011. Independent impacts of calcium and carbonate ion concentration on Mg and Sr incorporation in cultured benthic foraminifera, Marine Micropaleontology, 81 (3-4), 122-130, 10.1016/j.marmicro.2011.08.002

Duplessy, J. C., N. J. Shackleton, R. G. Fairbanks, L. Labeyrie, D. Oppo, and N. Kallel, 1988. Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the deepwater circulation, Paleoceanography, 3, 343-360.

Duplessy, J. C., 2004. La circulation globale de l'océan et ses variations dans le passé - Global ocean circulation and its past variations, Comptes Rendus Geoscience, 336, 657-666.

Durand N., Deschamps P., Bard E., Hamelin B., Camoin G., Thomas A.L., Henderson G.M., Yokoyama Y., Matsuzaki H., 2013. Comparison of 14C and U-Th ages in corals from IODP# 310 cores offshore Tahiti. Radiocarbon, 55, 1947–1974.

Durand, N., Hamelin, B., Deschamps, P., Gunnell, Y., Curmi, P., 2016. Systematics of U–Th disequilibrium in calcrete profiles: Lessons from southwest India. Chemical Geology, 446: 54-69.

Edgar, K.M., Anagnostou, E., Pearson, P.N., Foster, G.L., 2015. Assessing the impact of diagenesis on delta B-11, delta C-13, delta O-18, Sr/Ca and B/Ca values in fossil planktic foraminiferal calcite, Geochimica Et Cosmochimica Acta, 166, 189-209, 10.1016/j.gca.2015.06.018

Elderfield, H., and G. Ganssen, 2000. Past temperature and delta O-18 of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios, Nature, 405, 442-445.

Elderfield, H. and Rickaby, R. E. M., 2000. Oceanic Cd/P ratio and nutrient utilization in the glacial Southern Ocean, Nature, 405, 305310.

Edwards, R. L., J. H. Chen, and G. J. Wasserburg, 1987. U-238 U-234-Th-230-Th-232 Systematics and the Precise Measurement of Time over the Past 500000 Years, Earth and Planetary Science Letters, 81, 175-192.

Elderfield, H., C. J. Bertram, and J. Erez, 1996. Biomineralization model for the incorporation of trace elements into foraminiferal calcium carbonate, Earth and Planetary Science Letters, 142, 409-423.

Elderfield, H., J. Yu, P. Anand, T. Kiefer, and B. Nyland, 2006. Calibrations for benthic foraminiferal Mg/Ca paleothermometry and the carbonate ion hypothesis, Earth and Planetary Science Letters, 250, 633-649.

Elderfield, H., M. Greaves, S. Barker, I.R. Hall, A. Tripati, P. Ferretti, S.Crowhurst, L. Booth, C. Daunt, 2010. A record of bottom water temperature and seawater d18O for the Southern Ocean over the past 440 kyr based on Mg/Ca of benthic foraminiferal Uvigerina spp., Quaternary Science Reviews, (29), 160–169.

Elderfield H, Ferretti P, et al., 2012. Evolution of Ocean Temperature and Ice Volume Through the Mid-Pleistocene Climate Transition. Science, 337, 704–709. doi :10.1126/science.1221294

Emiliani, C., 1956. Pleistocene temperatures, The journal of Geology, 63, 538-578.

Emiliani, C., and J. D. Milliman, 1966a. Deep-sea sediments and their geological record, Earth-Science Reviews, 1, 105-132.

Emiliani, C., 1966b. Isotopic Paleotemperatures, Science, 154, 851-856.

EPICA community members, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, Nature, 429, 623-628.

Epstein, S., R. Buchsbaum, H. A. Lowenstam, and H. C. Urey, 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale, Bulletin of the geological society of America, 64, 1315-1326.

Etourneau J, Martinez P, et al. 2009. Pliocene-Pleistocene variability of upwelling activity, productivity, and nutrient cycling in the Benguela region, Geology, 37, 871-874, 10.1130/G25733A.1

Falasca, F., Cretat, J., Bracco, A., Braconnot, P., Marti, O., 2022. Climate change in the Indo-Pacific basin from mid- to late Holocene, Climate Dynamics, 59 (3-4), 753-766, 10.1007/s00382-022-06153-z

Fan, W., Jian, Z., Chu, Z., Dang, H., Wang, Y., Bassinot, F., et al., 2018. Variability of the Indonesian throughflow in the Makassar Strait over the last 30 ka. Sci. Rep. 8 (1). https://doi.org/10.1038/s41598-018-24055-1.

Farmer, J.R., Honisch, B., Haynes, LL., Kroon, D., Jung, S., Ford, HL., Raymo, ME., Jaume-Segui, M., Bell, DB., Goldstein, SL., Pena, LD., Yehudai, M., Kim, J., 2019. Deep Atlantic Ocean carbon storage and the rise of 100,000-year glacial cycles, Nature Geoscience, 12 (5), 355-360, 10.1038/s41561-019-0334-6

Farmer, J.R., Hertzberg, J.E., Cardinal, D., Fietz, S., Hendry, K., Jaccard, S. L., Paytan, A., Rafter, P. A., Ren, H., Somes, C. J., Sutton, J. N., 2021. Assessment of C, N, and Si Isotopes as Tracers of Past Ocean Nutrient and Carbon Cycling GLOBAL BIOGEOCHEMICAL CYCLES, 35 (7), e2020GB006775, 10.1029/2020GB006775

Fehrenbacher, J., Marchitto, T., Spero, H.J., 2020. Comparison of Laser Ablation and Solution-Based ICP-MS Results for Individual Foraminifer Mg/Ca and Sr/Ca Analyses, Geochemistry Geophysics Geosystems, 21 (12), e2020GC009254, 10.1029/2020GC009254

Ferguson, J. E., G. M. Henderson, M. Kucera, and R. E. M. Rickaby, 2008. Systematic change of foraminiferal Mg/Ca ratios across a strong salinity gradient, Earth and Planetary Science Letters, 265, 153-166.

Fernandez D. P., Gagnon A.C. and Adkins J. F., 2011. An Isotope Dilution ICP-MS Method for the Determination of Mg/Ca and Sr/Ca Ratios in Calcium Carbonate, Geostandards And Geoanalytical Research, 35 (1), 23-37, 10.1111/j.1751-908X.2010.00031.x

Filippidi, A., Triantaphyllou M.V., and De Lange, G. J., 2016. Eastern-Mediterranean ventilation variability during sapropel S1 formation, evaluated at two sites influenced by deep-water formation from Adriatic and Aegean Seas, Quaternary Science Reviews, 144, 95e106, 10.1016/j.quascirev.2016.05.024

Filippidi A. and G.J. De Lange, 2019. Eastern Mediterranean deep-water formation during sapropel S1: A reconstruction using geochemical records along a bathymetric transect in the Adriatic outflow region. Paleoceanography and Paleoclimatology, 34. https://doi.org/ 10.1029/2018PA003459

Filipsson, H. L., J. M. Bernhard, S. A. Lincoln, and D. C. McCorkle, 2010. A culture-based calibration of benthic foraminiferal paleotemperature proxies: delta O-18 and Mg/Ca results, Biogeosciences, 7, 1335-1347.

Fleischer R. L., 1980. Isotopic disequilibrium of uranium; alpha-recoil damage and preferential solution effects, Science, 207, 979-981.

Fontanier C., F. J. Jorissen, L. Licari, A. Alexandre, P. Anschutz, and P. Carbonel, 2002. Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay: faunal density, composition, and microhabitats, Deep-Sea Research I, 49, 751-785.

Fontanier C. M.-C. Fabrid, R. Buscail, L. Biscara, K. Koho, G.J. Reichart, D. Cossa, S. Galaup, G. Chabaud, L. Pigot, 2012. Deep-sea foraminifera from the Cassidaigne Canyon (NW Mediterranean): Assessing the

environmental impact of bauxite red mud disposal, Marine Pollution Bulletin, 64, 1895–1910, 10.1016/j.marpolbul.2012.06.016.

Foster G. L. and J.W.B. Rae, 2016. Reconstructing Ocean pH with Boron Isotopes in Foraminifera, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 44, 207–37, 10.1146/annurev-earth-060115-012226

Frank, M., 2002. Radiogenic isotopes: tracers of past ocean circulation and erosional input, Review in Geophysics, 40, 1, 10.1029/2000RG000094

Frings, P. J. and Buss, H. L., 2019. The Central Role of Weathering in the Geosciences, Elements, 15, 229-234, 10.2138/gselements.15.4.229.

Frontalini, F, C Buosi, S Da Pelo, R Coccioni, A Cherchi, et C Bucci. 2009. Benthic foraminifera as bio-indicators of trace element pollution in the heavily contaminated Santa Gilla lagoon (Cagliari, Italy), Marine Pollution Bulletin, 58, 858-877.

Garzanti, E., S. Andó, C. France-Lanord, P. Censi, P. Vignola, V. Galy, and M. Lupker, 2011. Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments: 2. Suspended-load silt (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh), Earth Planet. Sci. Lett., 302(1), 107–120.

Gattuso J.-P., Magnan A., Bille R., Cheung W.W.L., Howes E.L., et al. 2015. Contrasting futures for ocean and society from different anthropogenic CO2 emission scenarios. Science 349. doi:10.1126/science.aac4722

Gély, P., 2022. Devenir des dépôts historiques de boues rouges du canyon de Cassidaigne, Rapport de stage de Master 2 Sciences de la mer parcours Océanographie Biologique et Écologie Marine, Institut Méditerranéen d'Océanologie (M.I.O) et Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'environnement (CEREGE), Aix-Marseille Université.

German, C., T. Masuzawa, M. Greaves, H. Elderfield, and J. Edmond, 1995. Dissolved rare earth elements in the Southern Ocean: Cerium oxidation and the influence of hydrography, Geochim. Cosmochim. Acta, 59(8), 1551–1558.

Gibbons F. T., D. W. Oppo, M. Mohtadi, Y. Rosenthal, J. Cheng, Z. Liu, B. K. Linsley, 2014. Deglacial $\delta^{18}O$ and hydrologic variability in the tropical Pacific and Indian Oceans, Earth and Planetary Science Letters, 387, 240–251, 10.1016/j.epsl.2013.11.032.

Goldstein S. J. et Stirling C. H., 2003. Techniques for measuring uranium-series nuclides: 1992-2002, Uranium-Series Geochemistry, 52, 23-57.

Gordon, A., 2005. The Indonesian seas. Oceanography 18 (4), 14.

Green, D.R.H., Cooper, M.J., German, C.R., Wilson, P.A., 2003. Optimization of an inductively coupled plasma-optical emission spectrometry method for the rapid determination of high-precision Mg/Ca and Sr/Ca in foraminiferal calcite, 4, 8404, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 8404, 10.1029/2002GC000488

Groenveld J., Nürnberg D., Reichart G.J., Steph S., Reuning L., Crudeli D., 2008. Foraminiferal Mg/Ca increase in the Caribbean during the Pliocene: Western Atlantic Warm Pool formation, salinity influence, or diagenetic overprint?, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9 (1), Q01P23, doi:10.1029/2006GC001564

Gruber, N., Bakker, D.C.E., DeVries, T. et al. 2023. Trends and variability in the ocean carbon sink. Nat Rev Earth Environ 4, 119–134, 10.1038/s43017-022-00381-x

GSA, 2013. www.geosociety.org/position/position23.htm

Gu, S., Liu, Z., Zhang, J., Rempfer, J., Joos, F., & Oppo, D. W., 2017. Coherent response of Antarctic Intermediate Water and atlantic meridional overturning circulation during the Last Deglaciation: reconciling contrasting Neodymium isotope reconstructions from the Tropical Atlantic. Paleoceanography, 32(10), 1036–1053. https://doi.org/10.1002/2017PA003092

Guinoiseau, D., Fekiacova, Z., Allard, T., Druhan, J. L., Balan, E., and Bouchez, J., 2021. Tropical Weathering History Recorded in the Silicon Isotopes of Lateritic Weathering Profiles. Geophys. Res. Lett. 48 (19), e2021GL092957. doi:10.1029/2021GL092957

Gussone N., H. L. Filipsson, H. Kuhnert, 2016. Mg/Ca, Sr/Ca and Ca isotope ratios in benthonic foraminifers related to test structure, mineralogy and environmental controls, Geochimica et Cosmochimica Acta, 173, 142–159, 10.1016/j.gca.2015.10.018

Hall, J.M. and Chan, L.H., 2004a. Li/Ca in multiple species of benthic and planktonic foraminifera: Thermocline, latitudinal, and glacial-interglacial variation, Geochimica Et Cosmochimica Acta, 68 (3), 529-545, 10.1016/S0016-7037(03)00451-4.

Hall, J. M., and L.-H. Chan, 2004b. Ba/Ca in benthic foraminifera: Thermocline and middepth circulation in the North Atlantic during the last glaciation, Paleoceanography, 19, PA4018, doi:10.1029/2004PA001028.

Harding, D. J., Arden, J. W., Rickaby, R. E. M., 2006. A method for precise analysis of trace element/calcium ratios in carbonate samples using quadrupole inductively coupled plasma mass spectrometry, Geochem. Geophys. Geosyst., 7, Q06003, 10.1029/2005GC001093

Hasenfratz, A.P., Schiebel, R., Thornalley, D.J.R., Schönfeld, J., Jaccard, S.L., MartínezGarcía, A., Holbourn, A., Jennings, A.E., Kuhnt, W., Lear, C.H., Marchitto, T.M., Quillmann, U., Rosenthal, Y., Yu, J., Haug, G.H., 2017.Mg/Ca-temperature calibration for the benthic foraminifera *Melonis barleeanum* and *Melonis pompilioides,* Geochimica et Cosmochimica Acta, 217, 365–383, 10.1016/j.gca.2017.08.038

Hathorne, E.C., Alard, O., James, R.H., Rogers, N.W., 2003. Determination of intratest variability of trace elements in foraminifera by laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry, Geochemistry Geophysics Geosystems, 4, 8408, 10.1029/2003GC000539

Hathorne, E.C., James, R.H., Lampitt, R.S, 2009. Environmental versus biomineralization controls on the intratest variation in the trace element composition of the planktonic foraminifera G. inflata and G. scitula, Paleoceanography, PA4204, 10.1029/2009PA001742.

Haug, G. H. and Tiedemann, R., 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation, Nature, 393, 673–676.

Heaton T.J., Köhler P., Butzin M., Bard E., Reimer R.W., Austin W.E.N., Bronk Ramsey C., Grootes P.M., Hughen K.A., Kromer B., Reimer P.J., Adkins J., Burke A. Cook M.S., Olsen J., Skinner L.C., 2020. Marine20—the marine radiocarbon age calibration curve (0–55,000 cal BP). Radiocarbon 62:779–820. doi: 10.1017/RDC. 2020.68.

Heller, B. M., Riffel, S. B., Allard, T., Morin, G., Roig, J.-Y., Couëffé, R., et al., 2022. Reading the Climate Signals Hidden in Bauxite. Geochim. Cosmochim. Acta 323, 40–73. doi:10.1016/j.gca.2022.02.017

Henderson G. M., 2002. New oceanic proxies for paleoclimate, Earth and Planetary Science Letters 203, 1-13.

Henderson G. M. & Anderson R. F., 2003. The U-series Toolbox for Paleoceanography, Reviews in Mineralogy and Geochemistry (52), 493-531.

Hintz, C. J., T. J. Shaw, G. T. Chandler, J. M. Bernhard, D. C. McCorkle, and J. K. Blanks, 2006a. Trace/minor element : calcium ratios in cultured benthic foraminifera. Part I: Inter-species and inter-individual variability, Geochimica Et Cosmochimica Acta, 70, 1952-1963.

Hintz, C. J., T. J. Shaw, J. M. Bernhard, G. T. Chandler, D. C. McCorkle, and J. K. Blanks, 2006b. Trace/minor element : calcium ratios in cultured benthic foraminifera. Part II: Ontogenetic variation, Geochimica Et Cosmochimica Acta, 70, 1964-1976.

Hogg A.G., Hua Q., Blackwell P.G., Niu M., Buck C.E., Guilderson T.P., Heaton T.J., Palmer J.G., Reimer P.J,. Reimer R.W., Turney C.S.M., Zimmerman S.R.H., 2013. SHCal13 Southern Hemisphere calibration, 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 55:1889–1903.

Hogg A.G., Heaton T.J., Hua Q., Palmer J.G., Turney C.S.M., Southon J., Bayliss A., Blackwell P.G., Boswijk G., Bronk Ramsey C., Pearson C., Petchey F., Reimer P., Reimer R., Wacker L., 2020. SHCal20 Southern Hemisphere calibration, 0–55,000 years cal BP. Radiocarbon 62:759–778.

Hoogakker, B. A. A., Rohling, E. J., Palmer, M. R., Tyrrell, T., and Rothwell, R. G, 2006. Underlying causes for long-term global ocean delta C-13 fluctuations over the last 1.20 Myr, Earth Planet. Sc. Lett., 248, 15–29.

Holbourn, A., Kuhnt, W., Xu, J., 2011. Indonesian Throughflow variability during the last 140 ka: the Timor Sea outflow. Geol. Soc. 355, 283e303, 10.1144/SP355.14.

Honisch, B., Hemming, NG., Archer, D., Siddall, M., McManus, J.F., 2009. Atmospheric Carbon Dioxide Concentration Across the Mid-Pleistocene Transition, Science, 324 (5934), 1551-1554, 10.1126/science.1171477

Houpert L., M. E. Inall, E. Dumont, S. Gary, C. Johnson, M. Porter, W. E. Johns, S. A. Cunningham, 2018. Structure and transport of the North Atlantic current in the Eastern Subpolar gyre from sustained glider observations, Journal of Geophysical Research: Oceans, 10.1029/2018JC014162

Howe, J. N. W., Piotrowski, A. M., Oppo, D. W., Huang, K., Mulitza, S., Chiessi, C. M., & Blusztajn, J., 2016. Antarctic intermediate water circulation in the South Atlantic over the past 25,000 years. Paleoceanography, 31(10), 1302–1314. https://doi.org/10.1002/2016PA002975

Hu, S., Zhang, Y., Feng, M., Du, Y., Sprintall, J., Wang, F., Hu, D., Xie, Q., Chai, F., 2019. Interannual to decadal variability of upper-ocean salinity in the southern Indian Ocean and the role of the Indonesian throughflow. J. Clim. 32, 6403e6421. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0056.1.

Huang, K.-F., Oppo, D. W., & Curry, W. B., 2014. Decreased influence of Antarctic intermediate water in the tropical Atlantic during North Atlantic cold events. Earth and Planetary Science Letters, 389, 200–208. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.037

Hughen KA, Baillie MGL, Bard E, Beck JW, Bertrand CJH, Blackwell PG, Buck CE, Burr GS, Cutler KB, Damon PE, Edwards RL, Fairbanks RG, Friedrich M, Guilderson TP, Kromer B, Mccormac G, Manning S, Ramsey CB, Reimer PJ, Reimer RW, Remmele S, Southon JR, Stuiver M, Talamo S, Taylor FW, van der Plicht J, Weyhenmeyer CE. 2004. Marine04 marine radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. Radiocarbon 46:1059–1086.

Iida, Y., Takatani, Y., Kojima, A. et al. 2021. Global trends of ocean CO2 sink and ocean acidification: an observation-based reconstruction of surface ocean inorganic carbon variables. J Oceanogr 77, 323–358, https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1007/s10872-020-00571-5

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, 17 V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

IPCC, 2019: Technical Summary, Pörtner H.-O., D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, M. Tignor, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.). In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 39–69. https://doi.org/10.1017/9781009157964.002

IPCC, 2022: Summary for Policymakers. Shukla P.R., J. Skea, R. Slade, A. Al Khourdajie, R. van Diemen, D. McCollum, M. Pathak, S. Some, P. Vyas, R. Fradera, M. Belkacemi, A. Hasija, G. Lisboa, S. Luz, J. Malley, (eds.). In: Climate Change 2022: Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA. doi: 10.1017/9781009157926.001.

IPCC, 2023: Summary for Policymakers. Approved synthesis report of the IPCC sixth assessment report (AR6) https://report.ipcc.ch/ar6syr/pdf/IPCC_AR6_SYR_SPM.pdf.

Jaccard S, Hayes C, et al., 2013. Two modes of change in SO productivity over the past million years. Science 339, 1419–1423. doi: 10.1126/science.1227545

Jeandel, C., J. Bishop, and A. Zindler, 1995. Exchange of neodymium and its isotopes between seawater and small and large particles in the Sargasso Sea, Geochim. Cosmochim. Acta, 59(3), 535–547.

Jeandel, C., T. Arsouze, F. Lacan, P. Techine, and J.-C. Dutay, 2007. Isotopic Nd compositions and concentrations of the lithogenic inputs into the ocean: A compilation, with an emphasis on the margins, Chem. Geol., 239(1), 156–164.

Johnstone, H.J.H., Yu, J., Elderfield, H., Schulz, M., 2011. Improving temperature estimates derived from Mg/Ca of planktonic foraminifera using X-ray computed tomography-based dissolution index, XDX. Paleoceanography 26, 17, 10.1029/2009pa001902.

Johnstone H. ,Lee, W., Schulz, M., 2016. Effect of preservation state of planktonic foraminifera tests on the decrease in Mg/Ca due to reductive cleaning and on sample loss during cleaning. Chem. Geol. 420, 23–36. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo. 2015.10.045.

Jorissen F.J., De Stiger, H. C., And Widmark, J. G. V., 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats: Marine Micropaleontology, v. 26, p. 3–15.

Jorissen, F. J., C. Fontanier and E. Thomas, 2007. Chapter Seven: Paleoceanographical Proxies Based on Deep-Sea Benthic Foraminiferal Assemblage Characteristics, Developments in Marine Geology, Volume 1. 263–325, 10.1016/S1572-5480(07)01012-3.

Joussain R., C. Colin, Z. Liu, L. Meynadier, L. Fournier, K. Fauquembergue, S.Zaragosi, F. Schmidt, V. Rojas and F. Bassinot, 2016. Climatic control of sediment transport from the Himalayas to the proximal NE Bengal Fan during the last glacial-interglacial cycle, Quaternary Science Reviews, 148, 1-16, 10.1016/j.quascirev.2016.06.016

Jung, S. J. A., Kroon, D., Ganssen, G., Peeters, F., & Ganeshram, R., 2009. Enhanced Arabian Sea intermediate water flow during glacial North Atlantic cold phases. Earth and Planetary Science Letters, 280(1-4), 220–228. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.01.037

Kageyama, M., Braconnot, P., Bopp, L., Mariotti, V., Roy, T., Woillez, MN., Caubel, A., Foujols, MA., Guilyardi, E., Khodri, M., Lloyd, J., Lombard, F., Marti, O., 2013a. Mid-Holocene and Last Glacial Maximum climate simulations with the IPSL model-part I: comparing IPSL_CM5A to IPSL_CM4, Climate Dynamics, 40 (9-10), 2447-2468, 10.1007/s00382-012-1488-8

Kageyama, M., Braconnot, P., Bopp, L., Mariotti, V., Roy, T., Woillez, MN., Caubel, A., Foujols, MA., Guilyardi, E., Khodri, M., Lloyd, J., Lombard, F., Marti, O., 2013b. Mid-Holocene and last glacial maximum climate simulations with the IPSL model: part II: model-data comparisons, Climate Dynamics, 40 (9-10), 2469-2495, 10.1007/s00382-012-1499-5

Kallel, N., Labeyrie, L. D., Juillet-Leclerc, A., & Duplessy, J. C., 1988. A deep hydrological front between intermediate and deep-water masses in the glacial Indian Ocean. Nature, 333(6174), 651–655. https://doi.org/10.1038/333651a0

Kathayat, G., Cheng, H., Sinha, A., Spötl, C., Edwards, R. L., Zhang, H., et al., 2016. Indian monsoon variability on millennial-orbital timescales. Scientific Reports, 6, 24374. https://doi.org/10.1038/srep24374

Katz M. E., B. S. Cramer, A. Franzese, B. Honisch, K. G. Miller, Y. Rosenthal and J. D. Wright, 2010. Traditional and emerging geochemical proxies in foraminifera, Journal of Foraminiferal Research, 40 (2), 165-192.

Kaufman, A., and W. Broecker, 1965. Comparison of Th-230 and C-14 ages for carbonate materials from lakes Lahontan and Bonneville, Journal of Geophysical Research, 70, 4039-4053.

Keul, N., Langer, G., Nooijer, L. J. D., Nehrke, G., Reichart, G. J., & Bijma, J., 2013. Incorporation of uranium in benthic foraminiferal calcite reflects seawater carbonate ion concentration. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 14, 102–111. https://doi.org/10.1029/ 2012GC004330

Khatiwala S, Tanhua T, Mikaloff Fletcher S, Gerber M, Doney SC, et al. 2013. Global ocean storage of anthropogenic carbon. Biogeosciences 10:2169–91

Khlapin, V. G., 1926. Doklady Akademii nauk S.S.S.R., 178.

Kigoshi K., 1971. Alpha-recoil thorium-234; dissolution into water and the uranium-234/uranium-238 disequilibrium in nature, Science, 173, 47-48.

Kim, S. T., and J. R. O'Neil, 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates, Geochimica et Cosmochimica Acta, 61, 3461-3475.

Kipp M.A., H. Li, M.J. Ellwood, S.G. John, R. Middag, J. F. Adkins, F L.H. Tissot, 2022. ^{238}U, ^{235}U and ^{234}U in seawater and deep-sea corals: A high-precision reappraisal, Geochimica et Cosmochimica Acta, 336, 231–248, 10.1016/j.gca.2022.09.018

Kleypas J. and C. Langdon, 2000. Overview of CO_2 -induced changes in seawater chemistry, Proceedings 9 th International Coral Reef Symposium, Bali, 2, 24-27.

Köhler, P. and Bintanja, R., 2008. The carbon cycle during the Mid Pleistocene Transition: the Southern Ocean Decoupling Hypothesis, Clim. Past, 4, 311–332, doi:10.5194/cp-4-311-2008.

Kristjánsdóttir, G.B., D.W. Lea, A.E. Jennings, D.K. Pak, C. Belanger, 2007. New spatial Mg/Ca-temperature calibrations for three Arctic, benthic foraminifera and reconstruction of north Iceland shelf temperature for the past 4000 years, Geochemistry Geophysics Geosystems, 8 (3), Q03P21, doi:10.1029/2006GC001425

Kuswardani, R.T.D., Qiao, F., 2014. Influence of the Indonesian throughflow on the upwelling off the East coast of south Java. Chin. Sci. Bull. 59, 4516e4523.

Lacan, F., and C. Jeandel, 2005. Neodymium isotopes as a new tool for quantifying exchange fluxes at the continent–ocean interface, Earth Planet. Sci. Lett., 232(3), 245–257.

Lai Z., Xu Y. and Zheng P., 2021. Earth Ice Age Dynamics: A Bimodal Forcing Hypothesis. Front. Earth Sci. 9:736895. doi: 10.3389/feart.2021.736895

Langer, G., Sadekov, A., Thoms, S., Mewes, A., Nehrke, G., Greaves, M., Misra, S., Bijma, J., Elderfield, H, 2015. Li partitioning in the benthic foraminifera *Amphistegina lessonii*, Geochemistry Geophysics Geosystems, 16 (12), 4275-4279, 10.1002/2015GC006134.

Langer, G., Sadekov, A., Thoms, S., Keul, N., Nehrke, G., Mewes, A., Greaves, M., Misra, S., Reichart, G.J., de Nooijer, L.J., Bijma, J., Elderfield, H., 2016. Sr partitioning in the benthic foraminifera Ammonia aomoriensis and Amphistegina lessonii, Chemical Geology, 440, 306-312, 10.1016/j.chemgeo.2016.07.018

Langmuir D., 1978. Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits, Geochimica et Cosmochimica Acta, 42, 547-570.

Langmuir D. and J.S. Herman, 1980. The mobility of Thorium in natural waters at low temperatures, Geochimica et Cosmochimica Acta,44, 1753-1766.

Langmuir D., Aqueous environmental geochemistry. Prentice Hall, 1997.

Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A., Levrard, B., 2004. A longterm numerical solution for the insolation quantities of the Earth. Astron. Astrophys. 428 https://doi.org/10.1051/0004-6361.

Lea, D. W., and E. A. Boyle, 1989. Barium content of benthic foraminifera controlled by bottom-water composition, Nature, 338, 751–753.

Lea D.W., Mashiotta T.A., Spero H.J., 1999. Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing, Geochimica et Cosmochimica Acta, 63 (16), 2369–2379.

Lea D.W., Pak D.K., Spero H.J., 2000. Climate Impact of Late Quaternary Equatorial Pacific Sea Surface Temperature Variations, Science, 289, 1719-1724.

Lear C. H., Elderfield H., Wilson P. A., 2000. Cenozoic Deep-Sea Temperatures and Global Ice Volumes from Mg/Ca in Benthic Foraminiferal Calcite, Science, 287, 269-272.

Lear, C. H., 2007. The Micropaleotological Society Special Publications, The Geological Society, London, 313-322.

Lear, C. H., E. M. Mawbey, and Y. Rosenthal, 2010. Cenozoic benthic foraminiferal Mg/Ca and Li/Ca records: Toward unlocking temperatures and saturation states, Paleoceanography, 25.

Lee, S.-K., Park, W., Baringer, M.O., Gordon, A.L., Huber, B., Liu, Y., 2015. Pacific origin of the abrupt increase in Indian Ocean heat content during the warming hiatus. Nat. Geosci. 8, 445e449. https://doi.org/10.1038/ngeo2438.

Le Houedec, S., Mojtahid, M., Bicchi, E., de Lange, G. J., Hennekam, R., 2020. Suborbital Hydrological Variability Inferred From Coupled Benthic and Planktic Foraminiferal-Based Proxies in the Southeastern Mediterranean During the Last 19 ka, Paleoceanography and Paleoclimatology, 35 (2), UNSP e2019PA003827, 10.1029/2019PA003827

Le Mézo P., L. Beaufort, L.Bopp, P.Braconnot and M. Kageyama, 2017. From monsoon to marine productivity in the Arabian Sea: insights from glacial and interglacial climates, Clim. Past, 13, 759–778, 10.5194/cp-13-759-2017

Lemieux-Dudon, B., E. Blayo, J.-R. Petit, C. Waelbroeck, A. Svensson, C. Ritz, J.-M. Barnola, B. M. Narcisi, F. Parrenin, 2010. Consistent dating for Antarctic and Greenland ice cores. Quat. Sci. Rev. 29, 8–20, 10.1016/j.quascirev.2009.11.010

Lévy, M., Shankar, D., André, J.-M., Shenoi, S., Durand, F., and De Boyer Montegut, C., 2007. Basin-wide seasonal evolution of the Indian Ocean's phytoplankton blooms, J. Geophys. Res., 112, C12014, https://doi.org/10.1029/2007JC004090.

Lewis, E., and D. Wallace, 2000. CO2SYS.EXE, Program developed for CO2 system calculations, Brookhaven National Laboratory and Institut für Meereskunde, http://cdiac.esd.ornl.gov/oceans/co2rprt.html.

Libby, W. F., 1955. Radioactive dating. University of Chicago Press.

Linsley, B., Rosenthal, Y., Oppo, D., 2010. Holocene evolution of the Indonesian throughflow and the western Pacific warm pool. Nat. Geosci. 3, 578e583. https://doi.org/10.1038/ngeo920.

Lippold, J., Luo, Y., Francois, R., Allen, S. E., Gherardi, J., Pichat, S., et al., 2012. Strength and geometry of the glacial Atlantic Meridional Overturning Circulation. Nature Geoscience, 5(11), 813–816. https://doi.org/10.1038/ngeo1608

Liu, Z., Cleaveland, L. C., and Herbert, T. H., 2008. Early onset of 100kyr cycles in Pleistocene tropical SST records, Earth Planet. Sc. Lett., 265, 703–715.

Lo Giudice Cappelli, E., Regenberg M., Holbourn A., Kuhnt . , Garbe-Schoenberg D. & N. Andersen, 2015. Refining C. wuellerstorfi and H. elegans Mg/Ca temperature calibrations, Marine Micropaleontology, 121, 70-84, 10.1016/j.marmicro.2015.10.001.

Lohmann G. P., 1995. A model for variation in the chemistry of planktonic foraminifera due to secondary calcification and selective dissolution, Paleoceanography 10, 445-457.

Lorens R.B., 1981. Sr, Cd, Mn and Co distribution coefficients in calcite as a function of calcite precipitation rate, Geochimica et Cosmochimica Acta, 45 (4), 553-561.

Lückge, A., Mohtadi, M., Rühlemann, C., Scheeder, G., Vink, A., Reinhardt, L., Wiedicke, M., 2009. Monsoon versus ocean circulation controls on paleoenvironmental conditions off southern Sumatra during the past 300,000 years. Paleoceanography 24 (1).

Ludwig, K. R., and D. M. Titterington, 1994. Calculation of Th-230/U Isochrons, Ages, and Errors, Geochimica et Cosmochimica Acta, 58, 5031-5042.

Luo, S. and T. L. Ku, 1991. U-series isochron dating; a generalized method employing total-sample dissolution, Geochimica et Cosmochimica Acta, 55, 555-564.

Luo, X. Z., Rehkamper, M., Lee, D. C. and A.N. Halliday, 1997. High precision Th-230/Th-232 and U- 234/U-238 measurements using energy-filtered ICP magnetic sector multiple collector mass spectrometry, International Journal of Mass Spectrometry, 171, 105-117.

Lüthi, D., M. Le Floch, B. Bereiter, T. Blunier, J.-M. Barnola, U. Siegenthaler, D. Raynaud, J. Jouzel, H. Fischer, K. Kawamura & T. F. Stocker, 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. Nature 453, 379–382.

Lynch-Stieglitz, J., T. F. Stocker, W. S. Broecker and R. G. Fairbanks, 1995. The influence of air-sea exchange on the isotopic composition of oceanic carbon: Observations and modeling, Global Biogeochemical Cycles, 9 (4), 653-665, 10.1029/95GB02574

Lynch-Stieglitz, J., Adkins, J. F., Curry, W. B., Dokken, T., Hall, I. R., Herguera, J. C., et al., 2007. Atlantic Meridional Overturning Circulation During the Last Glacial Maximum. Science, 316(5821), 66–69. https://doi.org/10.1126/science.1137127

Lynch-Stieglitz, J., Marchitto, T.M., 2014. Tracers of past ocean circulation. In: Mottl, M.J., Elderfield, H. (Eds.), The Oceans and Marine Geochemistry, 2nd ed. Elsevier.

Ma, R., Sépulcre, S., Licari, L., Bassinot, F., Liu, Z., Tisnérat-Laborde, N., et al., 2019. Changes in Intermediate Circulation in the Bay of Bengal Since the Last Glacial Maximum as Inferred From Benthic Foraminifera Assemblages and Geochemical Proxies. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 20 (3), 1592–1608. https://doi.org/10.1029/2018GC008179

Ma, R., S. Sepulcre, L. Bassinot, F., Haurine, F., Tisnérat-Laborde, N. and Colin, C., 2020. North Indian Ocean circulation since the last deglaciation as inferred from new elemental ratio records for benthic

foraminifera *Hoeglundina elegans*. Paleoceanography and Paleoclimatology, 35, e2019PA003801. https://doi.org/ 10.1029/2019PA003801

Ma, R., S. Sepulcre, L. Licari, F. Haurine, F. Bassinot, Z. Yu and C. Colin, 2022. Changes in productivity and intermediate circulation in the northern Indian Ocean since the last deglaciation: new insights from benthic foraminiferal Cd/Ca records and benthic assemblage analyses, Climate of the Past, 18, 1757–1774, https://doi.org/10.5194/cp-18-1757-2022

Marchitto T. M., 2006. Precise multi-elemental ratios in small foraminiferal samples determined by sector field ICP-MS, Geochemistry Geophysics Geosystems, 7 (5), Q05P13, doi:10.1029/2005GC001018.

Marchitto, T. m. and W. S. Broecker, 2006. Deep water mass geometry in the glacial Atlantic Ocean: A review of constraints from the paleonutrient proxy Cd/Ca, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 7 (12), Q12003, 10.1029/2006GC001323

Marchitto, T. M., S. P. Bryan, W. B. Curry and D. C. McCorkle, 2007. Mg/Ca temperature calibration for the benthic foraminifer Cibicidoides pachyderma, Paleoceanography 22, 1-9, PA1203, doi:10.1029/2006PA001287

Marchitto T. M., S.P. Bryan, W. Doss, M.T. McCulloch, P. Montagna, 2018. A simple biomineralization model to explain Li, Mg, and Sr incorporation into aragonitic foraminifera and corals Earth and Planetary Science Letters 481, 20-29, 10.1016/j.epsl.2017.10.022.

MARGO: Multiproxy Approach for the Reconstruction of the Glacial Ocean surface (archived project web pages and templates), Bremerhaven, PANGAEA, http://margo.pangaea.de/

Marra, J. and Barber, R. T., 2005. Primary productivity in the Arabian Sea: A synthesis of JGOFS data, Prog. Oceanogr., 65, 159–175.

Marriott C.S., G. M. Henderson, N. S. Belshawa, A. W. Tudhopeb, 2004a. Temperature dependence of δ^{7}Li, δ^{44}Ca and Li/Ca during growth of calcium carbonate, Earth and Planetary Science Letters, 222, 615–624.

Marriott C.S., G. M. Henderson, R. Crompton, M. Staubwasser, S. Shaw, 2004b. Effect of mineralogy, salinity, and temperature on Li/Ca and Li isotope composition of calcium carbonate, Chemical Geology, 212, 5–15.

Martinez-Garcia A, RosellMelé A., et al., 2009. Links between iron supply, marine productivity, SST, and CO 2 over the last 1.1 Ma. Paleoceano. 24, PA1207. doi :10.1029/2008PA001657

Marzin, C., Kallel, N., Kageyama, M., Duplessy, J.-C., and Braconnot, P., 2013a. Glacial fluctuations of the Indian monsoon and their relationship with North Atlantic climate: new data and modelling experiments, Clim. Past, 9, 2135–2151, https://doi.org/10.5194/cp9-2135-2013.

Marzin, C., Braconnot, P., Kageyama, M., 2013. Relative impacts of insolation changes, meltwater fluxes and ice sheets on African and Asian monsoons during the Holocene, Climate Dynamics, 41 (9-10), 2267-2286, 10.1007/s00382-013-1948-9

Maslin, M. A., and Ridgwell, A. J., 2005. Mid-Pleistocene revolution and the 'eccentricity myth', in: Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence, edited by: Head, M. J. and Gibbard, P. L.: Geological Society of London, Special Publications, 247, 19–34.

Mathien-Blard E. and F. Bassinot, 2009. Salinity bias on the foraminifera Mg/Ca thermometry: Correction procedure and implications for past ocean hydrographic reconstructions, Geochem. Geophys. Geosyst., 10 (12), Q12011, doi:10.1029/2008GC002353

McClymont, E. L. and Rosell-Mele, A., 2005. Links between the onset of modern Walker circulation and the mid-Pleistocene climate transition, Geology, 33, 389–392.

McClymont, E. L., Rosell-Mele, A., Haug, G. H., and Lloyd, J. M., 2008. Expansion of subarctic water masses in the North Atlantic and Pacific oceans and implications for midPleistocene ice sheet growth, Paleoceanography, 23, PA4214, 0.1029/2008PA001622.

McCorkle D.C., Keigwin L.D., 1990. The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition of deep-sea benthic foraminifera, Paleoceanography, 5 (2), 161-185.

McCorkle, D. C., P. A. Martin, D. W. Lea, and G. P. Klinkhammer, 1995.Evidence of a Dissolution Effect on Benthic Foraminiferal Shell Chemistry - Delta-C-13, Cd/Ca, Ba/Ca, and Sr/Ca Results from the Ontong Java Plateau, Paleoceanography, 10, 699-714.

McCorkle D.C., Corliss B.H., Farnham C.A., 1997. Vertical distributions and stable isotopic compositions of live (stained) benthic foraminifera from the North Carolina and California continental margins, Deep-Sea Research I, 44 (6), 983-1024.

McCrea, J. M., 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale, Journal of Chemical Physics 18, 849–857.

McManus, J. F., Francois, R., Gherardi, J.-M., Keigwin, L. D., & Brown-Leger, S., 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. Nature, 428(6985), 834–837. https://doi.org/10.1038/nature02494

Mewes, A., Langer, G., Reichart, G.-J., de Nooijer, L.J., Nehrke, G., Bijma, J., 2015. The impact of Mg contents on Sr partitioning in benthic foraminifers. Chem. Geol. 412, 92–98.

Mix, A. C., Pisias, N. G., Rugh, W., Wilson, J., Morey, A. E., and Hagelberg, T. K., 1995. Benthic foraminifer stable isotope record from Site 849 (0–5 Ma): local and global climate changes, Proceedings of ODP, Sci. Res., 138, 371–412.

Mléneck, V. M., 1997. Sédimentation et dissolution des carbonates biogéniques aux moyennes latitudes Nord et Sud, Approche quantitative et relations avec les paléocirculations océaniques des derniers 150 000 ans, PhD thesis, Université Bordeaux I, 277 pp..

Mohtadi, M., Lückge, A., Steinke, S., 2010. Late Pleistocene surface and thermocline conditions of the eastern tropical Indian Ocean. Quaternary Science Reviews 29 (7), 887-896.

Mohtadi, M., Oppo, D.W., Steinke, S., Stuut, J.-B.W., Ricardo, P.-H., Hebbeln, D., Lueckge, A., 2011. Glacial to Holocene swings of the Australian-Indonesian monsoon. Nat. Geosci. 4 https://doi.org/10.1038/ngeo1209.

Mojtahid, M., Griveaud, C., Fontanier, C., Anschutz, P., Jorissen, F.J., 2010. Live benthic foraminiferal faunas along a bathymetrical transect (140e4800 m) in the Bay of Biscay (NE Atlantic). Rev. Micropaleontologie 53, 139e162. http://dx.doi.org/

Mojtahid, M., Jorissen, F.J., Garcia J., Schiebel R., Michel E., Eynaud F., Gillet H., Cremer M., Diz Ferreiro, P., Siccha M., Howa H., 2013. High resolution Holocene record in the southeastern Bay of Biscay: Global versus regional climate signals, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 377, 28-44, https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.03.004.

Mojtahid, M., Hennekam, R., De Nooijer, L., Reichart, G. J., Jorissen, F., Boer, W., Le Houedec, S., De Lange, G. J., 2019. Evaluation and application of foraminiferal element/calcium ratios: Assessing riverine fluxes and environmental conditions during sapropel S1 in the Southeastern Mediterranean, Marine Micropaleontology, 153, 101783, 10.1016/j.marmicro.2019.101783

Mollenhauer, G., Eglinton, T.I., Ohkuchi, N., Schneider, R.R., Muller, P.J., Grootes, P.M., Rullkotter, J., 2003. Asynchronous alkenone and foraminifera records from the benguela upwelling system. Geochim. Cosmochim. Acta 67, 2157e2171.

Mollenhauer, G., Kienast, M., Lamy, F., Meggers, H., Schneider, R.R., Hayes, J.M., Eglinton, T.I., 2005. An evaluation of C-14 age relationships between cooccurring foraminifera, alkenones, and total organic carbon in continental margin sediments. Paleoceanography 20, PA1016.

Mollenhauer, G., Inthorn, M., Vogt, T., Zabel, M., Damste, J.S.S., Eglinton, T.I., 2007. Aging of marine organic matter during cross-shelf lateral transport in the Benguela upwelling system revealed by compound-specific radiocarbon dating. Geochem. Geophys. Geosyst. 8, 9.

Monnin E., A. Indermühle, A. Dällenbach, J. Flückiger, B. Stauffer, T. F. Stocker, D. Raynaud and J.-M. Barnola, 2001. Atmospheric CO_2 Concentrations over the Last Glacial Termination, Science 291 (5501), 112-114, 10.1126/science.291.5501.112.

Morse J. W. and M. L. Bender, 1990. Partition coefficients in calcite: Examination of factors influencing the validity of experimental results and their application to natural systems, Chemical Geology, 82, 265-277.

Mudra, L., Sabin, TP., Krishnan, R., Pausata, FSR., Marti, O., Braconnot, P, 2023. Unravelling the roles of orbital forcing and oceanic conditions on the mid-Holocene boreal summer monsoons, Climate Dynamics, 10.1007/s00382-022-06629-y

Muglia, J., Mulitza, S., Repschlaeger, J., Schmittner, A., Lembke-Jene, L., Lisiecki, L., Mix, A., Saraswat, R., Sikes, E., Waelbroeck, C., Gottschalk, J., Lippold, J., Lund, D., Martinez-Mendez, G., Michel, E., Muschitiello, F., Naik, S., Okazaki, Y., Stott, L., Voelker, A., Zhao, N., 2023. A global synthesis of high-resolution stable isotope data from benthic foraminifera of the last deglaciation, Scientific Data, 10 (1), 131, 10.1038/s41597-023-02024-2

Nahon D. 2003. Weathering in tropical zone. Significance through ancient and still active mechanisms, C. R. Geoscience 335 (16), 1109-1119.

Naik, S. S., Basak, C., Goldstein, S. L., Naidu, P., & Naik, S. M., 2019. A 16-kyr record of ocean circulation and monsoon intensification from the Central Bay of Bengal. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 20. https://doi.org/10.1029/2018GC007860

Naqvi, W. A., Charles, C. D., & Fairbanks, R. G., 1994. Carbon and oxygen isotopic records of benthic foraminifera from the northeast Indian Ocean: Implications on glacial-interglacial atmospheric CO_2 changes. Earth and Planetary Science Letters, 121(1-2), 99–110. https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90034-5

Nehrke, G., Keul, N., Langer, G., de Nooijer, L.J., Bijma, J., Meibom, A., 2013. A new model for biomineralization and trace-element signatures of Foraminifera tests, Biogeosciences, 10, 6759-6767, 10.5194/bg-10-6759-2013

Nehrbass-Ahles C, Shin J, Teste G, Grilli R, et al., 2020 Abrupt CO_2 release to the atmosphere under G and early I climate conditions, Science 369, 1000-1005. doi: 10.1126/science.aay8178

Niu M., Heaton T., Blackwell P., Buck C., 2013. The Bayesian approach to radiocarbon calibration curve estimation: the IntCal13, Marine13, and SHCal13 methodologies. Radiocarbon 55:1905–1922.

Not, C., Thibodeau, B., & Yokoyama, Y., 2018. Incorporation of Mg, Sr, Ba, U, and B in high-Mg calcite benthic foraminifers cultured under controlled pCO_2, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 19, 83–98. https://doi.org/ 10.1002/2017GC007225

Nozaki, Y., and D. S. Alibo, 2003. Importance of vertical geochemical processes in controlling the oceanic profiles of dissolved rare earth elements in the northeastern Indian Ocean, Earth Planet. Sci. Lett., 205(3), 155–172.

Oomori T., 1987. Distribution coefficient of Mg^{2+} ions between calcite and solutions at 10-50°C, Marine Chemistry, 20, 327.

Orme L, Crosta X. et al., 2020. SST in the Indian sector of the SO over the Late Glacial and Holocene. CP 16:1451-1467. doi: 10.5194/cp-16-1451-2020

PAGES2k Network, https://pastglobalchanges.org/science/wg/2k-network/intro

Pahnke, K., and R. Zahn, 2005. Southern hemisphere water mass conversion linked with North Atlantic climate variability, Science, 307, 1741-1746.

Pahnke K., S. L. Goldstein and S. R. Hemming, 2008. Abrupt changes in Antarctic Intermediate Water circulation over the past 25,000years, Nature Geoscience, 1, 870-874.

Pang X., 2019. Heat and salinity transport across the Indonesian Archipelago over the last 270,000 years : new insights into the orbital and millennial dynamics of the Indonesian Throughflow and the Intertropical Convergence Zone, Thèse de l'Université Paris Saclay (COmUE), HAL Id: tel-03331630 https://theses.hal.science/tel-03331630

Pang, X., F. Bassinot and S. Sepulcre, 2020. Cleaning method impact on the Mg/Ca of three planktonic foraminifer species: A downcore study along a depth transect, Chemical Geology, 549, 119690, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119690

Pang, X., F. Bassinot and S. Sepulcre, 2021. Indonesian Throughflow variability over the last two glacial-interglacial cycles: Evidence from the eastern Indian Ocean, Quaternary Science Reviews, 256, 106839, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106839

Pearson C.L., Wacker L., Bayliss A., Brown D.M., Salzer M., Brewer P.W., Bollhalder S., Boswijk G., Hodgins G.W.L., 2020. Annual variation in atmospheric ^{14}C between 1700 BC and 1480 BC., Radiocarbon, 62, 10.1017/RDC.2020.14.

Pena, L.D., and Goldstein, S.L., 2014. Thermohaline circulation crisis and impacts during the mid-Pleistocene transition, Science, 345 (6194), 318-322, 10.1126/science.1249770

Peterson, C.D., Lisiecki, L.E., Stern, J.V., 2014. Deglacial whole-ocean delta C-13 change estimated from 480 benthic foraminiferal records, Paleoceanography, 29 (6), 549-563, 10.1002/2013PA002552

Peterson, C.D., Lisiecki, L.E., 2018. Deglacial carbon cycle is observed in a compilation of 127 benthic delta C-13 time series (20-6 ka), Climate of the Past, 14 (8), 1229-1252, 10.5194/cp-14-1229-2018

Phillips, S. C., Johnson, J. E., Giosan, L., and Rose, K., 2014. Monsoon influenced variation in productivity and lithogenic sediment flux since 110 ka in the offshore Mahanadi Basin, northern Bay of Bengal, Mar. Petrol. Geol., 58, 502–525.

Pisapia, C., Deschamps, P., Battani, A., Buschaert, S., Guihou, A., Hamelin, B. and Brulhet, J., 2018. U/Pb dating of geodic calcite: new insights on Western Europe major tectonic events and associated diagenetic fluids, J. Geolog. Soc., 175 (1), 60-70.

Poggemann, D.-W., Hathorne, E. C., Nürnberg, D., Frank, M., Bruhn, I., Reißig, S., & Bahr, A., 2017. Rapid deglacial injection of nutrients into the tropical Atlantic via Antarctic Intermediate Water. Earth and Planetary Science Letters, 463, 118–126. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.030

Rae, J. W. B., G. L. Foster, D. N. Schmidt, and T. Elliott, 2011. Boron isotopes and B/Ca in benthic foraminifera: Proxies for the deep ocean carbonate system, Earth and Planetary Science Letters, 302, 403-413.

Rae, W. B., Zhang, Y. G., Liu, X., Foster, G. L., Stoll, H. M., & Whiteford, D. M., 2021. Atmospheric CO_2 over the Past 66 Million Years from Marine Archives. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-082420-063026

Rahmstorf S. ,2002. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years, Nature 419, 207–214.

Rahmstorf, S., 2006. Thermohaline Ocean Circulation, Encyclopedia of Quaternary Sciences, edited by Alias, E., Elsevier, Amsterdam.

Raitzsch M., A. Dueñas-Bohórquez, G.-J. Reichart, L. J. de Nooijer, and T. Bickert, 2010. Incorporation of Mg and Sr in calcite of cultured benthic foraminifera: impact of calcium concentration and associated calcite saturation state, Biogeosciences, 7, 869–881.

Raitzsch M., Hathorne E.C., Kuhnert H., Groeneveld J., and T. Bickert, 2011a. Modern and late Pleistocene B/Ca ratios of the benthic foraminifer Planulina wuellerstorfi determined with laser ablation ICP-MS, Geology, 39 (11),1039–1042, doi:10.1130/G32009.1.

Raitzsch M., Hathorne E.C., Groeneveld J., and T. Bickert, 2011b. U/Ca in benthic foraminifers: A proxy for the deep-sea carbonate saturation, Geochem. Geophys. Geosyst., 12 (6), Q06019, doi:10.1029/2010GC003344.

Raymo, M. E. and Huybers, P., 2008. Unlocking the mysteries of the ice ages, Nature, 451, 284–285.

Raymo, M., Ruddiman, W. F., Shackleton, N. J., and Oppo, D. W., 1990. Evolution of Atlantic-Pacific delta-C13 gradients over the last 2.5 m.y., Earth Planet. Sc. Let., 97, 357–368.

Raymo, M. E., Oppo, D. W., and Curry, W., 1997. The mid-Pleistocene climate transition: A deep sea carbon isotopic perspective, Paleoceanography, 12, 546–559.

Raymo, M. E., Lisiecki, L. E., and Nisancioglu, K. H., 2006. Pliopleistocene ice volume, Antarctic climate, and the global delta O-18 record, Science, 313, 492–495.

Raza, T., Ahmad, S. M., Sahoo, M., Banerjee, B., Bal, I., Dash, S., et al., 2014. Hydrographic changes in the southern Bay of Bengal during the last ∼65,000 y inferred from carbon and oxygen isotopes of foraminiferal fossil shells. Quaternary International, 333, 77–85. https:// doi.org/10.1016/j.quaint.2014.02.010

Regenberg, M., D. Nürnberg, S. Steph, G. Groeneveld, D. Garbe-Shönberg, R. Tiedemann, and W. C. Dullo, 2006. Assessing the effect of dissolution on planktonic foraminiferal Mg/Ca ratios: Evidence from Caribbean core tops, geochemistry Geophysics Geosystems, 7.

Regenberg, M., Nurnberg, D., Schonfeld, J., Reichart, G.J., 2007. Early diagenetic overprint in Caribbean sediment cores and its effect on the geochemical composition of planktonic foraminifera, Biogeosciences, 4 (6), 957-973, 10.5194/bg-4-957-2007

Regenberg M., Nielsena S.N., Kuhnta W., Holbourna A., Garbe-Schönberga D., Andersen N., 2010. Morphological, geochemical, and ecological differences of the extant menardiform planktonic foraminifera Globorotalia menardii and Globorotalia cultrate, Marine Micropaleontology, 74, 96–107.

Regenberg, M., Regenberg, A., Garbe-Schönberg, D., Lea, D.W., 2014. Global dissolution effects on planktonic foraminiferal Mg/Ca ratios controlled by the calcite saturation state of bottom waters. Paleoceanography 29 (3), 127–142. https://doi. org/10.1002/2013PA002492.

Reich M. et Vasconcelos P. M., 2015. Geological and Economic Significance of Supergene Metal Deposits, Elements, 11, 305-310.

Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Bertrand C.J.H., Blackwell P.G., Buck C.E., Burr G.S., Cutler K.B., Damon P.E, Edwards R.L., Fairbanks R.G., Friedrich M., Guilderson T.P, Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., McCormac G., Manning S., Ramsey C.B., Reimer R.W., Remmele S., Southon J.R., Stuiver M., Talamo S., Taylor F.W., van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E., 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP, Radiocarbon, 46, 1029–1058.

Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Ramsey C.B., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Mccormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., van der Plicht J.E., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP, Radiocarbon, 51, 1111–1150.

Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J,. Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F. Büntgen U., Capano M., Fahrni S.M., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S., 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP), Radiocarbon, 62, 725–757.

Reimer, P. J., 2022. Evolution Of Radiocarbon Calibration, Radiocarbon, 64 (3), 523–539, 10.1017/RDC.2021.62

Rengarajan, R., and M. Sarin, 2004. Distribution of rare earth elements in the Yamuna and the Chambal rivers, India, Geochem. J., 38(6), 551–569.

Rial, J.A., Oh, J. and Reischmann, E., 2013. Synchronization of the climate system to eccentricity forcing and the 100,000-year problem, Nature Geoscience, 6 (4), 289-293, 10.1038/NGEO1756

Rickaby, R. E. M., & Elderfield, H., 2005. Evidence from the high-latitude North Atlantic for variations in Antarctic Intermediate water flow during the Last Deglaciation. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 6(5). https://doi.org/10.1029/2004GC000858

Roberts N. L., A. M. Piotrowski, J. F. McManus and L. D. Keigwin, 2010. Synchronous deglacial overturning and water mass source changes, Science 327 (5961), 75-78, 10.1126/science.1178068.

Roman, M., Ferretti, P., Cairns, WRL., Spolaor, A., Turetta, C., Barbante, C., 2019. High speed-low volume automated ICP-QMS method for determination of Mg/Ca in biogenic calcite, Journal Of Analytical Atomic Spectrometry, 34 (4), 764-773, 10.1039/c8ja00396c

Rosenthal, Y., E. A. Boyle, and N. Slowey, 1997. Temperature control on the incorporation of magnesium, strontium, fluorine, and cadmium into benthic foraminiferal shells from Little Bahama Bank: Prospects for thermocline paleoceanography, Geochimica Et Cosmochimica Acta, 61, 3633-3643.

Rosenthal, Y., S, P.-C., Lear, C., Bard, E., Barker, S., Billups, K., et al., 2004. Interlaboratory comparison study of Mg/Ca and Sr/Ca measurements in planktonic foraminifera for paleoceanographic research. Geochem. Geophys. Geosyst. 5 (4). https://doi.org/10.1029/2003gc000650.

Rosenthal, Y., C. H. Lear, D. W. Oppo, and B. K. Linsley, 2006. Temperature and carbonate ion effects on Mg/Ca and Sr/Ca ratios in benthic foraminifera: Aragonitic species Hoeglundina elegans, Paleoceanography, 21.

Roy-Barman M. and E. Pons-Branchu, 2016. Improved U/Th dating of carbonates with high initial 230Th using stratigraphical and coevality constraints, Quaternary Geochronology, 32, 29-39, 10.1016/j.quageo.2015.12.002

Rühlemann, C., Mulitza, S., Lohmann, G., Paul, A., Prange, M., and Wefer, G., 2004. Intermediate depth warming in the tropical Atlantic related to weakened thermohaline circulation: Combining paleoclimate data and modeling results for the last deglaciation, Paleoceanography, 19, PA1025, doi:10.1029/2003PA000948.

Russell, A. D., Honisch, B. H., Spero, J., & Lea, D. W., 2004. Effects of seawater carbonate ion concentration and temperature on shell U, Mg, and Sr in cultured planktonic foraminifera. Geochimica et Cosmochimica Acta, 68(21), 4347–4361. https://doi.org/10.1016/j. gca.2004.03.013

Rutherford, S. and D'Hondt, S., 2000. Early onset and tropical forcing of 100 000-year pleistocene glacial cycles, Nature, 408, 72–75.

Sanchez Goñi M, Desprat S, et al., 2018. Pollen from the Deep-Sea: a breakthrough in the mystery of the Ice Ages. Front. Plant. Sci 9:38. doi: 10.3389/fpls.2018.00038.

Sarkar, S., Prasad, S., Wilkes, H., Riedel, N., Stebich, M., Basavaiah, N., and Sachse, D., 2015. Monsoon source shifts during the drying mid-Holocene: Biomarker isotope based evidence from the core 'monsoon zone' (CMZ) of India, Quaternary Sci. Rev., 123, 144157.

Schiebel R., S. M. Smart, A. Jentzen, L. Jonkers, R. Morard, J. Meilland, E. Michel, H. K. Coxall, P. M. Hullf, T.de Garidel-Thoron, T. Aze, F. Quillévéré, H. Ren, D.M. Sigman, H. B. Vonhof, A. Martínez-García, M. Kucera, J. Bijma, H. J. Spero, G. H. Haug, 2018. Advances in planktonic foraminifer research: New perspectives for paleoceanography, Revue de Micropaléontologie, 61 (3–4), 113-138, 0.1016/j.revmic.2018.10.001

Schiller, A., Godfrey, J. S., McIntosh, P. C., Meyers, G., Wijffels, S. E., 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 (11), 2288-2312.

Schlitzer, R., 2015. Ocean data view, ODV AWI, https://odv.awi.de/.

Schmidt, M. W., Spero, H. J., and Lea, D. W., 2004. Links between salinity variation in the Caribbean and North Atlantic thermohaline circulation, Nature, 428, 160–163

Schmieder, F., von Dobeneck, T., and Bleil, U., 2000. The MidPleistocene climate transition as documented in the deep South Atlantic Ocean: initiation, interim state and terminal event, Earth Planet. Sc. Lett., 179, 539–549.

Schmidt, G. A., Bader, D., Donner, L. J., Elsaesser, G. S., Golaz, J.-C., Hannay, C., Molod, A., Neale, R. B., and Saha, S., 2017. Practice and philosophy of climate model tuning across six US modeling centers, Geosci. Model Dev., 10, 3207–3223, https://doi.org/10.5194/gmd-10-3207-2017.

Schmidt, S, E. Hathorne, J. Schonfeld, et D. Garde-Schonberg, 2022. Heavy metal uptake of nearshore benthic foraminifera during multi-metal culturing experiments, Biogeosciences 19, 629-664.

Schmittner A., H. C. Bostock, O. Cartapanis, W.B. Curry, H. L. Filipsson, E. D. Galbraith, J. Gottschalk, J. C. Herguera, B. Hoogakker, S.L. Jaccard, L.E. Lisiecki, D. C. Lund, G. Martínez-Méndez, J. Lynch-Stieglitz, A. Mackensen, E. Michel, A. C. Mix, D. W. Oppo, C. D. Peterson, J. Repschläger, E. L. Sikes, H. J. Spero and C. Waelbroeck, 2017. Calibration of the carbon isotope composition ($\delta^{13}C$) of benthic foraminifera, Paleoceanography, 32, 512–530, doi:10.1002/2016PA003072.

Schott, F. A. and McCreary, J. P., 2001. The monsoon circulation of the Indian Ocean, Prog. Oceanogr., 51, 1–123.

Schulz, K. G. and Zeebe, R. E., 2006. Pleistocene glacial terminations triggered by synchronous changes in Southern and Northern Hemisphere insolation: The insolation canon hypothesis, Earth Planet. Sc. Lett., 249, 326–336.

Sepulcre S., Tachikawa K., Vidal L., Bard E., 2009a. Preservation state of metastable magnesian calcite in periplatform sediment from the Caribbean Sea over the last million years, Geochemistry Geophysics Geosystems, 10, Q11013.

Sepulcre S., Durand N., Bard E., 2009b. Mineralogical determination of reef and periplatform carbonates: calibration and implications for paleoceanography and radiochronology, Global and Planetary Change, 66 (1-2), 1-9.

Sepulcre S., Tachikawa K., Vidal L., Rostek F., Bard E., 2011. Sea-surface salinity variations in the northern Caribbean Sea across the mid-Pleistocene transition, Climate of the Past, 7, 75–90.

Sepulcre S., N. Durand, E. Bard, 2017. Large 14C age offsets between the fine fraction and coexisting planktonic foraminifera in shallow Caribbean sediments, Quaternary Geochronology, 38, 61-74.

Shakleton N.J., 1977. Carbon-13 in Uvigerina: tropical rainforest history and the Equatorial Pacific carbonate dissolution cycles, The fate of fossil fuel CO2 in the ocean, 401-427.

Shen, C.C., Chiu, H.Y., Chiang, H.W., Chu, M.F., Wei, K.Y., Steinke, S., Chen, M.T., Lin, Y.S., Lo, L. 2007. High precision measurements of Mg/Ca and Sr/Ca ratios in carbonates by cold plasma inductively coupled plasma quadrupole mass spectrometry, Chemical Geology, 236 (3-4), 339-349, 10.1016/j.chemgeo.2006.10.010

Short, S.A., Lowson, R.T., Ellis, J., Price, D.M., 1989. Thorium–Uranium disequilibrium dating of Late Quaternary Ferruginous concretions and rinds. Geochimica et Cosmochimica Acta 53, 1379–1389.

Siani G, Michel E, et al., 2013. C isotope records reveal precise timing of enhanced SO upwelling during the last deglaciation Nat. Com. 4, 2758. doi:10.1038/ncomms3758

Siegenthaler U., T. F. Stocker, E. Monnin, D. Lüthi, J. Schwander, B. Stauffer, D. Raynaud, J.-M. Barnola, H. Fischer, V. Masson-Delmotte and J. Jouzel, 2005. Stable Carbon Cycle–Climate Relationship During the Late Pleistocene Science, 310 (5752), 1313-1317, 10.1126/science.1120130

Sigman D. M. and E. A. Boyle, 2000. Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide, Nature 407 (6806), 859-869.

Sigman, D. M., Hain, M. P., & Haug, G. H., 2010. The polar ocean and glacial cycles in atmospheric CO_2 concentration. Nature, 466 (7302), 47-55. https://doi.org/10.1038/nature09149

Sijinkumar, A. V., Clemens, S., Nath, B. N., Prell, W., Benshila, R., & Lengaigne, M., 2016. $\delta^{18}O$ and salinity variability from the Last Glacial Maximum to recent in the Bay of Bengal and Andaman Sea, Quaternary Science Reviews, 135, 79–91, 10.1016/j. quascirev.2016.01.022

Skinner, L.C., N.J. Shackleton, H. Elderfiled, 2003. Millennial-scale variability of deep-water temperature and d18 Odw indicating deep-water source variations in the Northeast Atlantic, 0–34 cal. ka BP, Geochem. Geophys. Geosyst., 4(12), 1098, doi:10.1029/2003GC000585.

Skinner, L. C., Fallon, S., Waelbroeck, C., Michel, E., and Barker, S., 2010. Ventilation of the deep Southern Ocean and deglacial CO 2 rise, Science, 328, 1147–1151

Skinner, L. C., Waelbroeck, C., Scrivner, A. E., & Fallon, S., 2014. Radiocarbon evidence for alternating northern and southern sources of ventilation of the deep Atlantic carbon pool during the last deglaciation. PNAS. https://doi.org/10.1073/pnas.1400668111

Skinner, L. C., & Bard, E., 2022. Radiocarbon as a dating tool and tracer in paleoceanography. Reviews of Geophysics, 60, e2020RG000720. https:// doi.org/10.1029/2020RG000720

Snyder, C.W., 2016. Evolution of global temperature over the past two million years, Nature, 538 (7624), 226-228, 10.1038/nature19798

Soulet, G., 2015. Methods and codes for reservoir-atmosphere ^{14}C age offset calculations, Quaternary Geochronology, 29, 97–103. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.05.023

Soulet, G., Skinner, L., Beaupre, S. R., & Galy, V., 2016. A note on reporting of reservoir ^{14}C disequilibria and age offsets. Radiocarbon, 57(6), 205–211. https://doi.org/10.1017/RDC.2015.22

Speich, S., Blanke, B., Madec, G., 2001. Warm cold water routes of an OGCM Thermohaline conveyor belt. Geophysical Research Letters 28 (2), 311–314.

Spero, H. J., K. M. Mielke, E. M. Kalve, D. W. Lea, and D. K. Pak, 2003. Multispecies approach to reconstructing eastern equatorial Pacific thermocline hydrography during the past 360 kyr, Paleoceanography, 18 (1), 1022, doi:10.1029/2002PA000814.

Sprintall, J., Révelard, A., 2014. The Indonesian Throughflow response to Indo-Pacific climate variability. J. Geophys. Res.: Oceans 119, 1161e1175. https://doi.org/10.1002/2013JC009533.

Sprintall, J., Wijffels, S., Molcard, R., Jaya, I., 2009. Direct estimates of the Indonesian throughflow entering the Indian ocean: 2004-2006. J. Geophys. Res. Oceans 114, 19. https://doi.org/10.1029/2008jc005257.

Stoll, H. M., Vance, D., & Arevalos, A., 2007. Records of the Nd isotope composition of seawater from the Bay of Bengal: Implications for the impact of northern hemisphere cooling on ITCZ movement. Earth and Planetary Science Letters, 255(1-2), 213–228. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.12.016

Stuiver M., Reimer P.J., 1986. A computer-program for radiocarbon age calibration, Radiocarbon, 28, 1022–1030.

Stuiver M., Reimer P.J., Bard E. Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac G., van der Plicht J., Spurk M., 1998a. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP. Radiocarbon 40:1041–1083.

Stuiver M., Reimer P.J., Braziunas T.F., 1998b. High precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. Radiocarbon 40:1127–1151.

Swingedouw, D., Colin, C., Eynaud, F., Ayache, M., Zaragosi, S., 2019. Impact of freshwater release in the Mediterranean Sea on the North Atlantic climate, Climate Dynamics, 53 (7-8), 3893-3915, 10.1007/s00382-019-04758-5

Tachikawa, K., C. Jeandel, and M. Roy-Barman, 1999. A new approach to the Nd residence time in the ocean: The role of atmospheric inputs, Earth Planet. Sci. Lett., 170(4), 433–446.

Tachikawa, K. and Elderfield, H., 2002. Microhabitat effects on Cd/Ca and $\delta^{13}C$ of benthic foramnifera, Earth Planet. Sc. Lett., 202, 607–624.

Tachikawa, K., V. Athias, and C. Jeandel, 2003. Neodymium budget in the modern ocean and paleo-oceanographic implications, J. Geophys. Res., 108(C8), 3254, doi:10.1029/1999JC000285.

Tachikawa, K., Vidal, L., Cornuault, M., Garcia, M., Pothin, A., Sonzogni, C., Bard, E., Menot, G., Revel, M., Eastern Mediterranean Sea circulation inferred from the conditions of S1 sapropel deposition, Climate Of The Past, 11 (6), 855-867, 10.5194/cp-11-855-2015

Tachikawa K., Rapuc W., Dubois-Dauphin Q., Guihou A., and Skonieczny C., 2020. Reconstruction of ocean circulation based on neodymium isotopic composition - Potential Limitations and Application to the Mid-Pleistocene Transition, Oceanography, 33 (2), 80-87.

Talley, L. D., Pickard, G. L., Emery, W. J., & Swift, J. H., 2011. Preface. In Descriptive physical oceanography, (sixth ed.pp. 1–383). Boston, Academic Press.

Talley, L., 2013. Closure of the global overturning circulation through the Indian, pacific, and southern oceans: schematics and transports. Oceanography 26, 80e97. https://doi.org/10.5670/oceanog.2013.07.

Tang J., S. J. Köhler, M. Dietzel, 2008. Sr^{2+}/Ca^{2+} and $^{44}Ca/^{40}Ca$ fractionation during inorganic calcite formation: I. Sr incorporation, Geochimica et Cosmochimica Acta, 72 (15), 3718-3732

Théveniaut H. and Freyssinet P., 2002. Timing of lateritization on the Guiana Shield: synthesis of paleomagnetic results from French Guiana and Suriname, Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 178, 91-117, 10.1016/S0031-0182(01)00404-7.

Tierney, J. E., Poulsen, C. J., Montañez, I. P., Bhattacharya, T., Feng, R., Ford, H. L., Hönisch, B., Inglis, G. N., Petersen, S. V., Sagoo, N., Tabor, C. R., Thirumalai, K., Zhu, J., Burls, N. J., Foster, G. L., Goddéris, Y., Huber, B. T., Ivany, L. C., Turner, S. K., Zhang, Y. G., 2020a. Past climates inform our future. Science, 370, 680, https://doi.org/aay3701

Tierney, J. E., Poulsen, C. J., Montañez, I. P., Bhattacharya, T., Feng, R., Ford, H. L., Hönisch, B., Inglis, G. N., Petersen, S. V., Sagoo, N., Tabor, C. R., Thirumalai, K., Zhu, J., Burls, N. J., Foster, G. L., Goddéris, Y., Huber, B. T., Ivany, L. C., Turner, S. K., Zhang, Y. G., 2020b. Past climates inform our future. Science, 370, eaay3701, 10.1126/science.aay3701

Tierney J.E., F. S. R. Pausata and P. deMenocal, 2015. Deglacial Indian monsoon failure and North Atlantic stadials linked by Indian Ocean surface cooling, Nature Geoscience, 9, 46-51, 10.1038/NGEO2603.

Tisserand A. A., T. M. Dokken, C. Waelbroeck, J.-M. Gherardi, V. Scao, C. Fontanier, and F. Jorissen, 2013. Refining benthic foraminiferal Mg/Ca-temperature calibrations using core-tops from the western tropical Atlantic: Implication for paleotemperature estimation, Geochem. Geophys. Geosyst., 14, 929–946, doi:10.1002/ggge.20043.

Toggweiler, J. R., 1999. Variation of atmospheric CO_2 by ventilation of the ocean's deepest water, Paleoceanography, 14, 571–588, 10.1029/1999PA900033.

Toggweiler, J.R., Russell, J. L. and Carson, S.R., 2006. Midlatitude westerlies, atmospheric CO_2, and climate change during the ice agesPaleoceanography, 21, PA2005, 10.1029/2005PA001154

Tomczak, M., Godfrey, J. S., 2003., Regional oceanography: An introduction. Daya Publishing House.

Toucanne S., G. Jouet, E. Ducassou, M.A. Bassetti, B. Dennielou, C.M. Angue Minto'o, M. Lahmi, N. Touyet, K. Charlier, G. Lericolais, T. Mulder, 2012. A 130,000-year record of Levantine Intermediate Water flow variability in the Corsica Trough, western Mediterranean Sea, Quat. Sci. Rev., 33, 55-73, 10.1016/j.quascirev.2011.11.020

Tzedakis, P. C., Raynaud, D., McManus, J. F., Berger, A., Brovkin, V., and Kiefer T., 2009. Interglacial diversity, Nature Geosci., 2, 751755.

Tziperman, E. and Gildor, H., 2003. On the mid-Pleistocene transition to 100-kyr glacial cycles and the asymmetry between glaciation and deglaciation times, Paleoceanography, 18 (1), 1001, 10.1029/2001PA000627.

Urey, H. C., 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances, Journal of the Chemical Society, 562–581.

Talley, L. D., Pickard, G. L., Emery, W. J., & Swift, J. H., 2011. Preface. In Descriptive physical oceanography, (sixth ed.pp. 1–383). Boston: Academic Press.

Umling, N. E., Thunell, R. C., and Bizimis, M., 2018. Deepwater expansion and enhanced remineralization in the eastern equatorial Pacific during the Last Glacial Maximum, Paleoceanography and Paleoclimatology, 33, 563–578.

Valley, S., Lynch-Stieglitz, J., and Marchitto, T. M., 2017. Timing of deglacial AMOC variability from a high-resolution seawater Cadmium reconstruction: Timing deglacial upper amoc variability, Paleoceanography, 32, 1195–1203.

Vasconcelos P.M., M. Reich and D. L. Shuster, 2015. The Paleoclimatic Signatures of Supergene Metal Deposits, Elements, 11, 317-322.

Veres, D., L. Bazin, A. Landais, H. Toye Mahamadou Kele, B. Lemieux-Dudon, F. Parrenin, P. Martinerie, E. Blayo, T. Blunier, E. Capron, J. Chappellaz, S. O. Rasmussen, M. Severi, A. Svensson, B. Vinther, and E. W. Wolff, 2013. The Antarctic ice core chronology (AICC2012): an optimized multi-parameter and multi-site dating approach for the last 120 thousand years. Climate of the Past 9, 1733–1748, 10.5194/cp-9-1733-2013

von Gunten, H.R., Roessler, E., Lowson, R.T., Reid, R.D., Short, S.A., 1999. Distribution of uranium- and thorium series radionuclides in mineral phases of a weathered lateritic transect of a uranium ore body. Chemical Geology 160 (3), 225–240.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J., Jf, M., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep-water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. Quat. Sci. Rev. 21, 295e305. https:// doi.org/10.1016/s0277-3791(01)00101-9.

Waelbroeck, C., Mulitza, S., Spero, H., Dokken, T., Kiefer, T. and Cortijo, E., 2005. A global compilation of late Holocene planktonic foraminiferal delta O-18: relationship between surface water temperature and delta O-18, Quaternary Sci. Rev., 24, 853868, 10.1016/j.quascirev.2003.10.014.

Waelbroeck C., C. Levi, J.C. Duplessy, L. Labeyrie, E. Michel, E. Cortijo, F. Bassinot and F. Guichard, 2006. Distant origin of circulation changes in the Indian Ocean during the last deglaciation, Earth and Planetary Science Letters, 243 (1-2), 244-251, 10.1016/j.epsl.2005.12.031

Waelbroeck C. and MARGO Project Members, 2009. Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum, Nature Geoscience, 2 (2), 127-132, 10.1038/NGEO411.

Waelbroeck, C. et al., 2019. Consistently dated Atlantic sediment cores over the last 40 thousand years, Nature Scientific Data, 6 (165), 10.1038/s41597-019-0173-8

Wang, X., Jian, Z., Lückge, A., Wang, Y., Dang, H., Mohtadi, M., 2018. Precession- paced thermocline water temperature changes in response to upwelling con- ditions off southern Sumatra over the past 300,000 years. Quat. Sci. Rev. 192, 123e134, 10.1016/j.quascirev.2018.05.035.

Wu, Q., C. Colin, Z. Liu, E. Douville, Q. Dubois-Dauphin, and N. Frank, 2015. New insights into hydrological exchange between the South China Sea and the western Pacific Ocean based on the Nd isotopic composition of seawater, Deep Sea Res., Part II, 122, 25–40.

WoRMS, https://www.marinespecies.org/index.php

Xie, R. C., Marcantonio, F., & Schmidt, M. W., 2012. Deglacial variability of Antarctic Intermediate Water penetration into the North Atlantic from authigenic neodymium isotope ratios. Paleoceanography, 27(3). https://doi.org/10.1029/2012PA002337

Xu, J., Holbourn, A., Kuhnt, W., Jian, Z., Kawamura, H., 2008. Changes in the thermocline structure of the Indonesian outflow during Terminations I and II. Earth Planet Sci. Lett. 273, 152e162. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.029.

Yamamoto, M., Clemens, SC., Seki, O., Tsuchiya, Y., Huang, YS., O'ishi, R., Abe-Ouchi, A., 2022. Increased interglacial atmospheric CO2 levels followed the mid-Pleistocene Transition, Nature Geoscience, 15 (4), 307-313, 10.1038/s41561-022-00918-1

Yang J.-W., Brandon M., Landais A., Duchamp-Alphonse S., Blunier T., Prié F., Extier T., 2022. Global biosphere primary productivity changes during the last eight glacial cycle. 2022. Science 375, 1145-1151. doi:10.1126/science.abj8826

Yin, Q.Z., 2013. Insolation-induced mid-Brunhes transition in Southern Ocean ventilation and deep-ocean temperature, Nature, 494 (7436), 222-225, 10.1038/nature11790

Yin, Q. Z., and Berger A., 2010. Insolation and CO_2 contribution to the interglacial climate before and after the Mid-Brunhes Event, Nature Geosci., 3, 243–246.

You, Y., 1998. Intermediate water circulation and ventilation of the Indian Ocean derived from water-mass contributions. Journal of Marine Research 56 (5), 1029-1067.

You, Y., Tomczak, M., 1993. Thermocline circulation and ventilation in the Indian Ocean derived from water mass analysis. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 40 (1), 13-56.

Yu, J., J. Day, M. Greaves, and H. Elderfield, 2005. Determination of multiple element/calcium ratios in foraminiferal calcite by quadrupole ICP-MS, Geochem. Geophys. Geosyst., 6, Q08P01, doi:10.1029/2005GC000964.

Yu, J. M., and H. Elderfield, 2008. Mg/Ca in the benthic foraminifera *Cibicidoides wuellerstorfi* and *Cibicidoides mundulus*: Temperature versus carbonate ion saturation, Earth and Planetary Science Letters, 276, 129-139.

Yu, J., Foster, G. L., Elderfield, H., Broecker, W. S., & Clark, E., 2010. An evaluation of benthic foraminiferal B/Ca and δ11 B for deep ocean carbonate ion and pH reconstructions. Earth and Planetary Science Letters, 293(1-2), 114–120. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.02.029

Yu, J., Elderfield, H., Jin, Z., Tomascak, P., & Rohling, E. J.,2014a. Controls on Sr/Ca in benthic foraminifera and implications for seawater Sr/Ca during the late Pleistocene. Quaternary Science Reviews, 98(15), 1–6, 10.1016/j.quascirev.2014.05.018

Yu, J., Anderson, R. F., & Rohling, E. J., 2014b. Deep-ocean carbonate chemistry and glacial-interglacial atmospheric CO_2 change, Oceanography, 27(1), 16–25. https://doi.org/10.5670/oceanog.2014.04

Yu Z., C. Colin, E. Douville, L. Meynadier, S. Duchamp-Alphonse, S. Sepulcre, S. Wan, L. Song, Q. Wu, Z. Xu and F. Bassinot, 2017. Yttrium and rare earth element partitioning in seawaters from the Bay of Bengal, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 18, doi:10.1002/2016GC006749

Yu, Z., Colin, C., Ma, R., Meynadier, L., Wan, S., Wu, Q., Kallel, N., Sepulcre, S., Dapoigny, A., Bassinot, F., 2018. Antarctic Intermediate Water penetration into the northern Indian Ocean during the last Deglaciation. Earth and Planetary Science Letters 500, 67-75.

Yu, Z., Colin C., Wilson D. J., Bayon G., Song Z., Sepulcre S., Dapoigny A., Li Y., and S. Wan, 2022. Millennial variability in intermediate ocean circulation and Indian monsoonal weathering inputs during the last deglaciation and Holocene. Geophysical Research Letters, 49, e2022GL100003. https://doi.org/10.1029/2022GL100003

Zachos J., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas, K. Billups, 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science 292, 686–693, doi: 10.1126/ science.1059412; pmid: 11326091

Zeebe, R. E., Zachos, J. C., & Dickens, G. R., 2009. Carbon dioxide forcing alone insufficient to explain Palaeocene–Eocene Thermal Maximum warming. Nature Geoscience, 2(8), 576-580. https://doi.org/10.1038/ngeo578

Zeebe, R. E., A. Ridgwell, J. C. Zachos, Anthropogenic carbon release rate unprecedented during the past 66 million years, 2016. Nat. Geosci. 9, 325–329, doi: 10.1038/ngeo2681

Zhao, Y., Colin, C., Liu, Z., Paterne, M., Siani, G., Xie, X., 2012. Reconstructing precipitation changes in northeastern Africa during the Quaternary by clay mineralogical and geochemical investigations of Nile deep-sea fan sediments. Quat. Sci. Rev. 57, 58–70, 10.1016/j.quascirev.2012.10.009

Zhao, Y., Colin, C., Liu, Z., Nonneau L., Siani, G., 2016. Climate forcing of terrigenous sediment input to the central Mediterranean Sea since the early Pleistocene, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 442, 23–35, 10.1016/j.palaeo.2015.11.006

Zhou, X., Duchamp-Alphonse, S., Kageyama, M., Bassinot, F., Beaufort, L., and Colin, C., 2020. Dynamics of primary productivity in the northeastern Bay of Bengal over the last 26 000 years, Clim. Past, 16, 1969–1986, https://doi.org/10.5194/cp-16-19692020.

Liste des tables

Partie I :

Tableau I.1 : Service d'enseignement effectué à l'Université Paris Saclay en 2021-2022
Tableau I.2. : Stages de M1 encadrés depuis 2011.
Tableau I.3. : Stages de M2 encadrés depuis 2011.
Tableau I.4. : Autres stages encadrés depuis 2011.
Tableau I.5. : Co-encadrement de thèses soutenues depuis 2011.
Tableau I.6. : Co-encadrement de thèses en cours.

Partie II :

Tableau II.1. : Principales caractéristiques des stations étudiées. Les valeurs notées * sont estimées et non mesurées in situ.

Tableau II.2. : Stratégie d'analyse appliquée. Le nombre indiqué correspond au nombre de niveaux analysés par station pour chaque espèce et à chaque station et le nombre entre parenthèses correspond au nombre d'analyses effectuées par niveau. Les lettres « V » et « M » désignent respectivement les spécimens vivants et morts.

Tableau II.3. : Résultats des analyses élémentaires réalisées par ICP-OES (X) et ICP-MS-HR (*) sur les foraminifères benthiques vivants (V) et morts (M) du Golfe de Gascogne. Voir référence pour les stations dans le Tableau II.1. et leur localisation sur la Figure II.9.a.

Tableau II.4. : Épaisseur des niveaux de boues rouges retrouvés à chaque station pour chacune des campagnes MORESCA. Modifié d'après Gely (2022).

Tableau II.5. : Espèces et niveaux analysés. * = nombre de mesures répliquées. (1) = protocole 1 ; (2) = protocole 2 (voir texte).

Tableau II.6. : Résultats obtenus sur les foraminifères benthiques des différentes stations de Cassidaigne. Les rapports élémentaires sont donnés en $mmol.mol^{-1}$, $\mu mol.mol^{-1}$ et $nmol.mol^{-1}$ respectivement pour les couleurs verte, orange et bleu. Les * indiquent les échantillons répliqués ; (1) : protocole 1 et (2) : protocole 2 (voir texte pour explication) ; n.d. : valeur non déterminée. Les cases jaunes indiquent les valeurs au-dessus de la moyenne attendue (voir aussi Tableau II.7.).

Tableau II.7. : Gamme des valeurs publiées pour les rapports élémentaires étudiés en site pollué ou non pollué. D'après Boehnert et al. (2020), Fontanier et al. (2012), Frontalini et al. (2009) et Schmidt et al. (2022).

Tableau II.8. : Synthèse sur les espèces de foraminifères planctoniques (gauche) et benthiques (droite) à étudier dans le cadre de ce projet. T : tropical ; ST : sub-tropical ; SP : sub-polaire ; P : polaire. Ub : Ubiquiste.

Tableau II.9. : Concentrations en U, Th, rapports isotopiques et âges obtenus sur les fragments de coraux de la carotte B1 à la base de l'unité stratigraphique Pt-k. Core age : âges corrigés de la contribution de la fraction détritique. $\delta^{234}U_m = (\{^{234}U/^{238}U\}_{measured}(\{^{234}U/^{238}U\}_{equilibrium} - 1) \times 1000$, avec $^{234}U/^{238}U_{equilibrium} = 54.89 \times 10^{-6}$ (rapport molaire, Cheng et al., 2013). $\delta^{234}U_0 = \delta^{234}U$ à l'état initial calculé avec les âges $^{230}Th/^{234}U$.

Liste des figures :

Problématique :

Figure 1 : Changements historiques observés et modélisés dans l'océan et la cryosphère depuis 1950, et projections des changements futurs selon des scénarios d'émissions de gaz à effet de serre faibles (RCP2.6) et élevés (RCP8.5).

Figure 2 : Analogie entre les climats passés (en haut) et futurs (en bas) d'après le changement estimé de température de surface annuelle moyenne mondiale par rapport aux conditions préindustrielles. Bleu : périodes plus froides et rouge : périodes plus chaudes. Les anomalies de température mondiale sont estimées à l'an 2300 suivant différents scenario (« Sustainability/Durabilité », « Middle road/Voie intermédiaire » et « High emissions/Émissions élevées » correspondant respectivement aux scenarii SSP1-2.6, SSP2-4.5 et SSP5-8.5). Extrait de Tierney et al. (2020a).

Figure 3 : Comparaison entre l'impact anthropique sur le CO_2 atmosphérique et des événements paléoclimatiques. Courbe noire : CO_2 mesuré dans les carottes de glace au cours des 350 000 dernières années (Bereiter et al., 2015). Courbes bleu, orange et rouge : projections de la teneur en CO_2 atmosphérique respectivement pour les scenarii 2.6, 4.5 et 8.5 du 5ème rapport du GIEC (IPCC, 2014) avec le modèle cGENIE. Lignes horizontales en pointillés : valeurs de CO_2 atmosphérique déterminées pour différentes périodes paléoclimatiques (bleu : Dernier Maximum Glaciaire ; Orange : Pliocène ; orange foncé : début de l'Éocène et rouge : mi-Crétacé). La persistance des calottes de glaces suivant ces différentes configurations est indiquée par les rectangles bleus à droite : couleur pleine, calottes développées ; zone hachurée : calottes intermittentes (Deconto et al., 2008). Extrait de Tierney et al. (2020b).

Partie II :

Figure II.1. : Exemples d'espèces de foraminifères planctoniques (1-9) et benthiques (10-21) utilisés dans mes travaux de recherche. 1-3 : *Globigerinoides ruber* ; 4-6 : *Globorotalia menardii* en vue ombilicale (4), de l'ouverture (5) et spiralée (6). 1-9 : le trait blanc représente 100 µm. 10-12 : *Planulina wuellerstorfi* en vue spiralée, de l'ouverture et ombilicale, trait blanc = 186 µm ; *Hoeglundina elegans* en vue spiralée, de l'ouverture et ombilicale, trait blanc = 280 µm ; *Uvigerina mediterranea* en vue latérale, trait blanc = 167 µm ; *Bulimina marginata*, en vue latérale, trait blanc = 168 µm ; *Melonis barleeanum* en vue ombilicale et de l'ouverture, trait blanc = 82 µm ; 20 et 21 : *Globobulimina pacifica* en vue latérale, trait blanc = 230 µm.
1-3 et 7-9 : WoRMS https://www.marinespecies.org/index.php ; 4-6 : Regenberg et al. (2010) ; 10-21 : Holbourn et al. (2013).

Figure II.2. : Exemple de répartition des microhabitats de différentes espèces de foraminifères benthiques associés aux conditions trophiques (Golfe de Gascogne, Fontanier et al., 2002).

Figure II.3. : Relation entre le Mg/Ca mesuré a) dans différentes espèces de foraminifères planctoniques (Anand et al. 2003) et b) pour différentes espèces du genre de foraminifère benthique *Cibicidoides* (Tisserand et al., 2013).

Figure II.4. : Exemple de reconstitution des variations de température de surface de l'océan par combinaison de traceurs dont le Mg/Ca des foraminifères planctoniques. Différence en °C entre la température au Dernier Maximum Glaciaire (19-23ka) et la moyenne actuelle (https://www.geo.uni-bremen.de/~apau/margo/margo_EN.html).

Figure II.5. : Exemples de limites observées à l'utilisation du Mg/Ca comme paléothermomètre sur les foraminifères benthiques : a) impact des différents types de protocoles de nettoyage (Mg/Ca_R = protocole « complet » de Boyle et al., 1985 et 1986 et Mg/Ca_O = protocole « simplifié » de Barker et al., 2003) et b) mise en évidence de la composante [CO_3^{2-}] sur le Mg/Ca. D'après Elderfield et al. (2006).

Figure II.6. : Relation entre le Li/Ca et a) la température et b) $\Delta[CO_3^{2-}]$, et entre le Mg/Li et la température. Le rapport Mg/Li permet de s'affranchir de la composante $\Delta[CO_3^{2-}]$ sur les rapports Mg/Ca et Li/Ca. D'après Bryan et Marchitto, 2008.

Figure II.7. : Relation entre le $\Delta[CO_3^{2-}]$ et a) le B/Ca (Rae et al., 2011), b) l'U/Ca (Raitzsch et al., 2011b) et c) le Sr/Ca (Yu et al.,2014).

Figure II.8. : a) Localisation des carottes MD98-2165 (9.65°S, 118.34°E, 2100m) et MD98-2166 (11.96°S, 120.46°E, 3875m. b) Comparaison des valeurs de Mg/Ca obtenues avec ou sans étape réductrice dans le protocole de pré-traitement. Adapté de Pang et al. (2020).

Figure II.9. : a) Site d'étude et localisation des stations d'échantillonnage et données hydrologiques actuelles : profils de b) Température (Gris) et Salinité (noir) et c) du $\Delta[CO_3^{2-}]$ de la calcite (noir) et de l'aragonite (gris) calculés avec le logiciel CO2.SYS.EXE (Lewis et Wallace, 2000). Modifié d'après Mojtahid et al. (2010).

Figure II.10. : Densités relatives des espèces vivantes présentes à plus de 5 % dans au moins une des 10 stations suivant la bathymétrie. Extrait de Mojtahid et al. (2010).

Figure II.11. : Variations du Mg/Ca (a et b) et du Sr/Ca (c et d) versus la température (a et c) et le $\Delta[CO_3^{2-}]$ (b et d). Les symboles vides et pleins représentent les données obtenues respectivement sur spécimens morts et vivants.

Figure II.12. : Variations du Mg/Ca (a et b) et du Sr/Ca (c et d) versus la température (a et c) et le $\Delta[CO_3^{2-}]$ (b et d) pour *Hoeglundina elegans*. Les symboles vides et pleins représentent les données obtenues respectivement sur spécimens morts et vivants. Les courbes noires ont été obtenues sur la même espèce par Yu et al. (2014, trait plein) et Rosenthal et al. (2006, trait pointillé).

Figure II.13. : Variations du Mg/Ca (a et b) et du Sr/Ca (c et d) versus la température (a et c) et le $\Delta[CO_3^{2-}]$ (b et d) pour *Uvigerina peregrina* (bleu) *Uvigerina mediterranea* (rouge). Les symboles vides et pleins représentent les données obtenues respectivement sur spécimens morts et vivants. Les courbes noires ont été obtenues sur *Uvigerina spp.*par Yu et al. (2014, trait plein) et Elderfield et al. (2010, trait pointillé).

Figure II.14. : Variations du Mg/Ca (a et b) et du Sr/Ca (c et d) versus la température (a et c) et le $\Delta[CO_3^{2-}]$ (b et d) pour *Melonis barleeanum* (noir) et *Globobulimina spp.* (orange). Les symboles vides et pleins représentent les données obtenues respectivement sur spécimens morts et vivants. Les courbes pointillées noire et grise ont été obtenues sur *Melonis barleeanum* respectivement par Kristjánsdóttir et al. (2007) et Hasenfratz et al. (2017), et la courbe orange sur *Globobulimina affinis* par Skinner et al. (2003).

Figure II.15. : Compilation des données publiées de la relation entre Mg/Ca et la température sur les espèces calcitiques étudiées et d'autres espèces : *Globobulimina spp*. : Skinner et al. (2003) ; *Cibicidoides spp*. et *Oridorsalis umbonatus* : : Tisserand et al. (2013) ; *Melonis barleeanum* : Kristjánsdóttir et al. (2007) et Hasenfratz et al. (2017) ; *Uvigerina spp*. : Elderfield et al. (2010). La courbe obtenue par précipitation de calcite inorganique est également reportée (Oomori et al., 1987).

Figure II.16. : Localisation et bathymétrie du canyon de Cassidaigne et des 6 stations étudiées. Extrait de Gély (2022).

Figure II.17. : Comparaison entre les rapports élémentaires ($\mu mol.mol^{-1}$) Pb/Ca (orange, ordonnée à gauche), Fe/Ca (gris, ordonnée à droite) et Mn/Ca (bleu, ordonnée à droite) d'*Uvigerina mediterranea* en fonction de la distance à l'exutoire des boues. ST1 = station la plus proche.

Figure II.18. : Localisation des carottes à étudier dans le cadre de l'ANR MEDSENS.

Figure II.19. : Schéma des changements attendus de l'océan, de l'atmosphère et de la cryosphère via les cycles de l'eau et du Carbone et les échanges d'énergie. Extrait du rapport de l'IPCC (2019).

Figure II.20. : Réponse du système des carbonates océanique aux variations du CO_2 atmosphérique. a) Variation de la concentration des différentes espèces chimiques en fonction du pH ; b) Le système des carbonates dans l'océan et relation avec l'alcalinité. Adapté d'après Kleypas et Langdon (2000).

Figure II.21. : a) Localisation des stations de la campagne MONOPOL utilisées dans ce travail. b) Résultats de $\delta^{18}O$ et c) $\delta^{13}C$ obtenus sur différentes espèces de foraminifères benthiques : *Anomalinoides globulosus* (losange bleu), *Oridorsalis umbonatus* (cercle violet) *Epistomella exigua* (étoile bleue), *Fontbotia wuellerstorfi* (triangle vert), *Hoeglundina elegans* (carré rouge), *Melonis pompilloides* (cercle orange) et *Globobulimina pacifica* (losange bleu foncé). Les individus prélevés vivants sont entourés par un carré orange (« stained ») et les mesures dans l'eau interstitielle sont indiquées par des carrés pleins et courbes oranges. La valeur du $\delta^{18}O$ de la calcite à l'équilibre est indiquée par la ligne pointillée.

Figure II.22. : Distribution de l'εNd des eaux profondes (>1500m) et schéma global de la circulation océanique (Tachikawa et al., 2020). Les courbes bleues et rouges indiquent respectivement la circulation profonde et de surface.

Figure II.23. : a) Profil du rapport Sm/La dans la colonne d'eau dans la Baie du Bengale mesuré à différentes profondeurs dans les stations MONO09 (cercle bleu foncé), MONO06 (cercle rouge), MONO04b (triangle vert clair), MONO03 (triangle jaune), MONO02 (carré bleu) et MONO01 (carré rose). b) Sm versus La des stations MONOPOL comparé aux valeurs de l'eau du Gange (losange bleu clair, Rengarajan and Sarin, 2004), d'une station dans la Baie du Bengale (PA-9, Nozaki and Allibo, 2003), à la valeur des AABW (Bertram and Elderfield, 1993 ; German et al., 1995) et des valeurs de la matière en suspension du gange (triangle bleu) et du Brahmapoutre (cercle gris) (Garzanti et al., 2011). Extrait de Yu et al. (2020).

Figure II.24 : Exemples de périodes couvertes par IntCal20 (courbe rouge, enveloppe d'erreur à 1 σ) soulignant les différences avec IntCal13 (courbe violette, enveloppe d'erreur à 1 σ) et les différents jeux de données utilisés. (a) AD 774/5 Miyake event, (b) 1500–2000 cal BP, (c) 11,000–15,000 cal BP, and (d) 24.2–22.6 kcal BP. Erreurs à 1-σ. Extrait de Reimer et al. (2020).

Figure II.25. : Modélisation de l'effet de la bioturbation à deux profondeurs (8 cm, et 16cm) sur les enregistrements obtenus sur la fraction fine (a, c et e), sur l'espèce de foraminifère planctonique *Globigerinoides ruber* (b, d et e)
Les enregistrements de la fraction fine sont en rose avec des carrés (a : abondance, c : $\delta^{18}O$ et e : âges ^{14}C), et la modélisation de l'effet de la bioturbation à 8 cm en orange, à 16 cm en rouge et sans en rouge foncé. Les enregistrements de *G. ruber* sont en violet foncé avec des points (a : abondance, c : $\delta^{18}O$ et e : âges ^{14}C), et la modélisation de l'effet de la bioturbation à 8 cm en violet, à 16 cm en mauve et sans en bleu clair.

Figure II.26. : Principes généraux sur les séries de décroissance radioactive. a) Chaînes de décroissance de l'^{238}U, l'^{235}U et du ^{232}Th (d'après Bourdon et al., 2003). b) Évolution des activités jusqu'à l'état d'équilibre séculaire.

Figure II.27. : Prix en dollars versus abondance dans la croûte d'éléments d'intérêt économique. L'exploitation des dépôts supergènes est en augmentation pour assurer les besoins croissants en éléments de fort intérêt économique et faiblement abondants dans la croûte. Adapté d'après Reich et Vasconcelos (2015).

Figure II.28. : Ensemble des domaines des géosciences à différentes échelles spatiales et temporelles affectés par le processus d'altération. D'après Frings et Buss (2019).

Figure II.29. : Représentation schématique d 'un profil latéritique (figure de gauche), de sa composition minéralogique, et des processus conduisant à sa formation, avec les âges (U-Th-/He obtenus sur goethite et hématite. La cuirasse de fer concentre des éléments métalliques et contient une structure cristallographique complexe. Les deux images au centre présentent un exemple typique d'enregistrement en goethite et hématite et une photo MEB révèle la complexité cristallographique. La figure de droite présentent la répartition en

histogramme typique d'âge (U-Th)/He obtenus sur les hématite et goethite des cuirasses. La cuirasse enregistre de multiples phases de cristallisation des minéraux la composant. Des cristallisations très récente (<1 Ma) sont observées dans quasiment tous les profiles latéritiques. La gamme d'âge obtenue par les différentes méthodes de datation est aussi représentée. Modifié d'après Ault et al. (2019).

Partie III :

Figure III.1. : Représentation schématique de la pénétration des AAIW a) dans l'océan moderne et b) pendant la Dernière Déglaciation. Les points blancs correspondent aux sites ayant enregistré l'invasion des AAIW (Cao et al., 2007 ; Pahnke et al., 2008 ; Marchitto et al., 2007 ; Bryan et Marchitto, 2010 ; Yu et al., 2018), par opposition aux points rouges qui indiquent un flux réduit des AAIW pendant cette période (Xie et al., 2012 ; Howe et al., 2016). Adapté d'après Yu et al. (2018).

Figure III.2. : Localisation des carottes SHI9001 (6°11.57'S 103°11.80'E, 1348m) et MD98-2165 (9.65°S, 118.34°E, 2100m) et circulation actuelle de surface (lignes pointillées) et de subsurface (lignes pleines). La zone grisée indique l'upwelling de Java. Les principales voies de circulation de l'ITF sont reportées en bleu. ECC, Equatorial Counter Current; ITF, Indonesian Throughflow; LC, Leeuwin Current; NIW, North Indian Water; SEC, South Equatorial Current; SJC, South Java Current; SJUC, South Java Undercurrent. Adapté de Mohtadi et al. (2010).

Figure III.3. : a) Variations du gradient de température de la thermocline $\Delta TWT = TWT_{(MD98\text{-}2165/signal\ mélangé)} - TWT_{(SO139\text{-}74\ KL/signal\ upwelling)}$ (Courbe verte) comparée aux variations de l'insolation à 20°N en Juillet (Laskar et al., 2004) et b) aux variations du niveau marin (Waelbroeck et al., 2002). D'après Pang et al. (2021).

Figure III.4. : Enregistrements de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ en fonction de la profondeur obtenus sur *Cibicidoides wuellerstorfi* de la carotte SHI9001 (Ma, 2019).

Figure III.5. : Enregistrements des rapports élémentaires Mg/Ca, Sr/Ca, Cd/Ca, Ba/Ca, Li/Ca et U/Ca en fonction de la profondeur obtenus sur *Hoeglundina elegans* (partie gauche) et *Uvigerina peregrina* (partie droite) de la carotte SHI9001 (Ma, 2019).

Figure III.6. : a) Localisation des carottes étudiées MD77-176 dans la Baie du Bengale et MD77-191 dans la Mer d'Arabie. Les flèches indiquent le sens de circulation global pendant la mousson d'été (SO, Schott & McCreary, 2001). Profils de salinité N-S b) en Mer d'Arabie et c) en Baie du Bengale d'après Ocean Data View (ODV) (Schlitzer, 2015). AABW = Antarctic Bottom Water; ASHS = Arabian Sea High Salinity Water; BoBLS = Bay of Bengal Low Salinity Water; IDW = Indian Deep Water; NIIW = North Indian Intermediate Water; RSOW = Red Sea Overflow Water. Modifié d'après Ma et al. (2020).

Figure III.7. : Enregistrements obtenus sur la carotte MD77-176 (b et c : Ma et al., 2019 ; d : Yu et al., 2018) comparé à d'autres reconstitutions : a) CO_2 atmosphérique (Antarctic Dome C, Monnin et al., 2001), b) $\Delta^{14}C_{B\text{-}P}$ de la MD77-176 (courbe et points noirs), de la Mer d'Arabie (RC27-23, courbe et points roses, Bryan et al., 2010), et de l'Océan Pacifique (SO161-SL22, courbe et points rouge foncé, De Pol-Holz et al., 2010) ; c) $\delta^{13}C$ de *Cibicidoides spp*. de la carotte MD77-176 et d) εNd de la MD77-176 (courbe et points noirs) comparé à d'autres enregistrements de la Baie du Bengale : carottes RC12-343 (courbe et points bleu foncé, Stoll et al., 2007), SK157-20 (courbe et points bleu claire, Naik et al., 2019), and ODP site 758 (courbe et points rouges, Burton & Vance, 2000). Les intervalles gris à 17–15.2 et 12.6–10.5 cal kyr BP correspondent respectivement au HS1 et au YD. Extrait de Ma et al. (2019, Annexe 8).

Figure III.8. : Reconstructions des variations de la teneur en ions carbonates [CO_3^{2-}] aux profondeurs d'eau des carottes MD77-191 (e, Mer d'Arabie) et MD77-176 (f, Baie du Bengale) calculée d'après le Sr/Ca d'*Hoeglundina elegans* comparées aux variations du $\delta^{13}C$ des mêmes carottes (c, MD77-191, Mer d'Arabie et d, MD77-176, Baie du Bengale) et au $\Delta^{14}C_{B\text{-}P}$ de la MD77-176 (b). L'ensemble de ces enregistrements sont mis en relation avec les variations du CO_2 atmosphérique (Antarctic Dome C, Monnin et al., 2001). Les intervalles gris à 17–15.2 et 12.6–10.5 cal kyr BP correspondent respectivement au HS1 et au YD. Extrait de Ma et al. (2020, Annexe 10).

Figure III.9. : Comparaison des résultats obtenus sur la carotte MD77-191 de la Mer d'Arabie (d et e : cette étude, c : Mléneck, 1997 ; Bassinot et al., 2011) avec d'autres enregistrements de la zone d'étude (a et b : carotte SK237 GC04, 1245 m, Naik et al., 2017). a) pourcentage de Carbone Organique (carotte SK237 GC04) ; abondance de l'espèce de foraminifère planctonique *Globigerina bulloides* comme marqueur de la productivité de surface (b et

c respectivement pour les carottes SK237 GC04 et MD77-191) ; d) score PC1 de l'analyse en composante principale des assemblages de foraminifères benthiques et e) reconstitution du Cd_w de la carotte MD77-191. HS1 = Heinrich Stadial 1, B-A = Bølling-Allerød ; YD = Younger Dryas ; EHOC = Early Holocene Optimum Climate. D'après Ma et al. (2022).

Figure III.10. : Comparaison des variations du Cd_w obtenu sur les carottes MD77-176 de la Baie du Bengale (b) et MD77-191 de la Mer d'Arabie (c) avec des reconstitutions des changements de l'intensité de la mousson d'été : d), $\delta^{13}C$ des cires du Lac Lonar, Sarkar et al., 2015) et des conditions de surface dans l'océan Indien associées : e) $\delta D_{Alk\text{-}IC}$ de la carotte core SO188-342KL (Contreras-Rosales et al., 2014) et f) anomalies du $\delta^{18}O$ de l'eau en surface de la carotte MD77-176 (Marzin et al., 2013), comme marqueurs des changements de salinité. Ces variations du régime de mousson peuvent être associées aux a) changements de l'insolation d'été à 10°N (Laskar et al., 2004). HS1 = Heinrich Stadial 1, B-A = Bølling-Allerød ; YD = Yonger Dryas ; EHOC = Early Holocene Optimum Climate. D'après Ma et al. (2022).

Figure III.11. Localisation des sites étudiés (carottes SU92-28 : 37°05.56'N, 9°28.38'W, 997 m et MD01-2461 : 51°7483'N, 12°915W, 1153m) et schéma de la circulation au niveau de l'Atlantique Nord Acronymes utilisés : North Atlantic Current (NAC); Northwest Corner (NWC); Bigth Fracture Zone (BFZ); Charlie-Gibbs Fracture Zone (CGFZ); Faraday Fracture Zone (FFZ); Maxwell Fracture Zone (MFZ); Mid-Atlantic Ridge (MAR); Rockall Plateau (RP); Rockall Trough (RT);Iceland-Scotland Overow Water (ISOW); Denmark Strait Overow Water (DSOW) ; Mediterranean Water (MW) ; Lower Northeast Atlantic Deep Water (LNEADW) ; Labrador Sea Water (LSW). Adapté d'après Houpert et al. (2018).

Figure III.12. : A/ Carte des sites étudiés dans le cadre du projet ANR-BIOCOD : carottes MD04-2718 (48°53,31S, 65°57,42E, 1428m) et MD97-2115 (43°10.84S; 171°48.55W, 2160 m) ; B/ Enregistrements obtenus sur la carotte MD04-2718 pendant le stade marin isotopique 11 et la Terminaison VII : a) CO_2 atmosphérique (Nehrbass-Ahles et al., 2020) ; b) productivité globale (Brandon et al., 2020) ; c) Masse moyenne de *Gephyrocapsa oceanica* ; d) poids de la calcite de *Gephyrocapsa oceanica* et e) pourcentage de $CaCO_3$ (c, d et e : Brandon et al., 2022).

Partie IV :

Figure IV.1. : Carte des sites étudiés dans le cadre des différents projets passés (couleurs chaudes) et en cours ou futurs (couleurs froides). Les thèses et stages de recherche (co-)encadrés associés à ces projets sont respectivement représentés par des soleils (vides : thèses passées et pleins : thèses en cours) et des triangles.

Liste des annexes

Annexe 1 : CV

Annexe 2 : Article publié en 2020

Pang, X., F. Bassinot and **S. Sepulcre**, 2020. Cleaning method impact on the Mg/Ca of three planktonic foraminifer species: A downcore study along a depth transect, Chemical Geology, 549, 119690, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119690

Annexe 3 : Article soumis de nouveau en 2023

Haddam N. A., **S. Sepulcre**, L. Licari, F. Bassinot, N. Caillon, F. Dewilde, A. Noret, F. Rostek, Monsoonal influence on recent benthic foraminiferal faunas and stable isotopic composition in the Bay of Bengal: Evidence from a geochemical-micropaleontological approach, En cours de correction après révision à Marine Micropaleontology, nouvelle soumission en Mai 2023

Annexe 4 : Article publié en 2017

Yu Z., C. Colin, E. Douville, L. Meynadier, S. Duchamp-Alphonse, **S. Sepulcre**, S. Wan, L. Song, Q. Wu, Z. Xu and F. Bassinot, 2017. Yttrium and rare earth element partitioning in seawaters from the Bay of Bengal, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 18, doi:10.1002/2016GC006749.

Annexe 5 : Article publié en 2017

Sepulcre S., N. Durand, E. Bard, 2017. Large ^{14}C age offsets between the fine fraction and coexisting planktonic foraminifera in shallow Caribbean sediments, Quaternary Geochronology, 38, 61-74.

Annexe 6 : Article publié en 2020

Cushing E. M., Hollender F., Moiriat D. , Guyonnet-Benaize C., Theodoulidis N., Pons-Branchu E., **Sepulcre S.** , Bard P.-Y., Cornou C., Dechamp A., Mariscal A. and Roumelioti Z., 2020. Building a three dimensional model of the active Plio-Quaternary basin of Argostoli (Cephalonia Island, Greece): An integrated geophysical and geological approach, Engineering Geology, 265,105441, https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.105441

Annexe 7 : Article publié en 2021

Pang, X., F. Bassinot and **S. Sepulcre**, 2021. Indonesian Throughflow variability over the last two glacial-interglacial cycles: Evidence from the eastern Indian Ocean, Quaternary Science Reviews, 256, 106839, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106839

Annexe 8 : Article publié en 2019

Ma, R., **S. Sepulcre**, L. Licari L., F. Z. Liu, N. Tisnérat-Laborde, N. Kallel, Z. Yu and C. Colin, 2019. Changes in intermediate circulation in the Bay of Bengal since the Last Glacial Maximum as inferred from benthic foraminifera assemblages and geochemical proxies, Geochemistry Geophysics Geosystems, 20, 1592–1608, https://doi.org/10.1029/2018GC008179.

Annexe 9 : Article publié en 2018

Yu Z., C. Colin, R. Ma, L. Meynadier, S.M. Wan, L.N. Song, Q. Wu, **S. Sepulcre** and F. Bassinot, 2018. Antarctic Intermediate Water penetration into the Northern Indian Ocean during the last deglaciation. Earth and Planetary Sciences Letters, 500 67-75.

Annexe 10 : Article publié en 2020

Ma, R., **S. Sepulcre**, L. Bassinot, F., Haurine, F., Tisnérat-Laborde, N. and Colin, C., 2020. North Indian Ocean circulation since the last deglaciation as inferred from new elemental ratio records for benthic foraminifera *Hoeglundina elegans.* Paleoceanography and Paleoclimatology, 35, e2019PA003801. https://doi.org/ 10.1029/2019PA003801

Annexe 11 : Article publié en 2022

Ma, R., **S. Sepulcre**, L. Licari, F. Haurine, F. Bassinot, Z. Yu and C. Colin, 2022. Changes in productivity and intermediate circulation in the northern Indian Ocean since the last deglaciation: new insights from

benthic foraminiferal Cd/Ca records and benthic assemblage analyses, Climate of the Past, 18, 1757–1774, https://doi.org/10.5194/cp-18-1757-2022

Annexe 12 : Article publié en 2022

Yu, Z., Colin C., Wilson D. J., Bayon G., Song Z., **Sepulcre S.,** Dapoigny A., Li Y., and S. Wan, 2022. Millennial variability in intermediate ocean circulation and Indian monsoonal weathering inputs during the last deglaciation and Holocene. Geophysical Research Letters, 49, e2022GL100003. https://doi.org/10.1029/2022GL100003

Annexe 13 : Article soumis à Paleoceanography, Paleoclimatology

Pourtout S., **S. Sepulcre**, L. Licari, G. Siani, É. Michel, N. Tisnerat-Laborde, A. Dapoigny, C. Colin, soumis. Changes in the sources and dynamics of intermediate water masses in the Northeastern Atlantic Ocean over the past 35ka from foraminiferal geochemical and assemblages records.

Sophie SEPULCRE, Maître de Conférences de l'Université Paris-Saclay
Laboratoire Géosciences Paris Saclay (GEOPS, UMR 8148)

DOMAINES DE COMPÉTENCES

Paléoclimatologie (Quaternaire), Enregistrements sédimentaires marins, Micropaléontologie (Foraminifères)
Géochimie isotopique et élémentaire, Minéralogie (Carbonates de Calcium), Géochronologie

FORMATION INITIALE

2008-2011 : **Post-doctorat :** Développement de la méthode de datation U/Th à la fraction fine aragonitique de sédiments marins de la Mer des Caraïbes ; Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement, CEREGE (Aix-en Provence), Prof. É. Bard (Collège de France, CDF)

2004-2008 : **Doctorat** en Géosciences de l'Environnement (soutenu le 20 Juin 2008) : Datations absolues et reconstitutions paléoclimatiques en Mer des Caraïbes : approche multi-traceurs sur les foraminifères planctoniques et la fraction fine aragonitique, Université Paul Cézanne Aix-Marseille (UPCAM), Mention très honorable, CEREGE, Prof. É. Bard (CDF)

2002-2004 : **Maîtrise** Sciences de la Terre et de l'Univers (STU) et **DEA** Géosciences de l'environnement, UPCAM, Mention Bien

1999-2002 : **DEUG** et **Licence** STU, Université de Provence Aix-Marseille, Mentions Bien

FORMATION CONTINUE

2020 : Formations pédagogiques : approche compétence et outils numériques
2016 : Formation Manipulations d'extincteurs
2012 : Formation Sécurité et Risques en laboratoire
2008 : Formation Isotraces

EXPÉRIENCES D'ENCADREMENT

Encadrement doctoral :

2022-2026 : Yu Wang, Doctorat de l'université Paris Saclay en préparation

Titre : Major changes in Biological Carbon Pump during the past 800 000 years and their impacts on atmospheric pCO_2

Encadrement : **S. Sepulcre (40%) –** S. Duchamp-Alphonse (60%)

Laboratoire : Géosciences Paris Saclay GEOPS UMR 8148

2020-2024 : Gao Guohui, Doctorat de l'université Paris Saclay en préparation

Titre : Studies of geochemical proxies on foraminifera of marine sediments of cores of the Mediterranean Sea to constrain hydrological changes of deep and intermediate water masses of the Mediterranean Sea during the last climatic cycle

Encadrement : **S. Sepulcre (30%) -** C. Colin (70%)

Laboratoire : Géosciences Paris Saclay GEOPS UMR 8148

2019-2023 : Solène Pourtout, Doctorat de l'université Paris Saclay en préparation

Titre : Changements passés de la circulation océanique à profondeur d'eau intermédiaire dans l'Océan Atlantique à partir de l'étude micropaléontologique et géochimique de carottes de sédiments marins depuis le Dernier Maximum Glaciaire

Encadrement : **S. Sepulcre (50%) -** C. Colin (50%)

Laboratoire : Géosciences Paris Saclay GEOPS UMR 8148, collaboration L. Licari (MCF, Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement CEREGE, UMR 7330)

2015-2019 : Ma Ruifang, Doctorat de l'université Paris Saclay soutenu le 10/07/19

Titre : Millennial-scale variations of the Intermediate Water Circulation in the Indian Ocean since the Last Glacial Period Inferred from Assemblages and Geochemistry of Benthic Foraminifera

Encadrement : **S. Sepulcre (50%) -** C. Colin (50%)

Laboratoire : Géosciences Paris Saclay GEOPS UMR 8148, collaboration L. Licari (MCF, Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement CEREGE, UMR 7330)

2015-2019 : Xiaolei Pang, Doctorat de l'université Paris Saclay soutenu le 14/10/19

Titre : Heat and salinity transport across the Indonesian Archipelago over the last 270 000 years: new insights into the orbital and millennial dynamics of the Indonesian Throughflow and the Inter Tropical Convergence Zone

Encadrement : **S. Sepulcre (20%)** - F. Bassinot (80%)

Laboratoire : Laboratoire des Sciences du climat et de l'Environnement LSCE UMR 8212 et Géosciences Paris Saclay GEOPS UMR 8148

Encadrement de stages de MASTER :

- Stages de Master 2

2021-2022 : Thomas Debray, Master 2 Etude des climats de la Terre (ECLAT) de l'Université Versailles St Quentin

Titre : Reconstitution de l'hydrologie de l'Océan Atlantique Nord depuis le Dernier Maximum Glaciaire

Encadrement : **S. Sepulcre (70%)** (GEOPS) et L. Licari (30%) (CEREGE)

2021-2022 : Pauline Gely, Master 2 Sciences de la Mer de l'Université Aix-Marseille

Encadrement : Accueil de l'étudiante pour la réalisation des analyses géochimiques associées au sujet de recherche en collaboration avec L. Licari (CEREGE)

2018-2019 : Joffrey Bertaz, Master 2 Sciences de la Terre et des Planètes, Environnement (STePE), parcours Bassins Sédimentaires, Ressources et Paléoclimats (BSRP) de l'Université Paris Saclay

Titre : Sedimentological and mineralogical study of sedimentary core from the Northem South China Sea

Encadrement : **S. Sepulcre (33%)** et C. Colin (34%) (GEOPS), et Z. Liu (33%) (Key State Laboratory of Marine Geology de Tongji University)

2018-2019 : Amélie Plautre, Master 2 Sciences de la Terre et des Planètes, Environnement (STePE), parcours Bassins Sédimentaires, Ressources et Paléoclimats (BSRP) de l'Université Paris Saclay

Titre : Study of the paleohydrology of the Rockall Straight based on a sedimentary core

Encadrement : **S. Sepulcre (33%)** et C. Colin (34%) (GEOPS), et Z. Liu (33%) (Key State Laboratory of Marine Geology de Tongji University)

2014-2015 : Marion Tribondeau, Master 2 Sciences de la Terre et de l'Univers de l'Université Paris Sud

Titre : Répartition et géochimie des foraminifères benthiques dans les sédiments du Golfe de Gascogne

Encadrement : **S. Sepulcre (40%)** (GEOPS), F. Bassinot (25%) (LSCE), M. Mojtahid (10%) (LPG-BIAF) et M. P. Nardelli (25%) (LPG-BIAF)

2012-2013 : Naoufel Haddam, Master 2 Sciences de la Terre et de l'Univers de l'Université Paris Sud

Titre : Répartition (assemblages) et géochimie des foraminifères benthiques dans les sédiments du Golfe du Bengale : liens avec les contraintes environnementales et la géochimie des eaux interstitielles

Encadrement : **S. Sepulcre (40%)** (GEOPS), F. Bassinot (20%), N. Caillon (10%) (LSCE) et L. Licari (30%) (CEREGE)

- Stages de Master 1

2021-2022 : Léa Maquaire, M1 Sciences de la mer – Parcours Sédimentologie et Paléocéanographie de l'Université de Bordeaux

Titre : Reconstitution de l'hydrologie de l'Atlantique Nord depuis le Dernier Maximum Glaciaire par des techniques micropaléontologiques et géochimiques

Encadrement : **S. Sepulcre (100%)**

2021-2022 : Thomas Combacal, Master 1 Sciences de la Terre et des Planètes, Environnement (STePE), Parcours Comprendre les changements climatiques : du passé au futur de l'Université Paris Saclay

Titre : Initiation aux techniques micropaleontologiques et geochimiques et application à une carotte de la marge ibérique

Encadrement : **S. Sepulcre (100%)**

2021-2022 : Alexandre Héraud, Master 1 Sciences de la Terre et des Planètes, Environnement (STePE), Parcours Comprendre les changements climatiques : du passé au futur de l'Université Paris Saclay

Titre : Initiation aux techniques de géochimie isotopique sur les foraminifères benthiques pour tracer la circulation en Atlantique Nord depuis le Dernier Maximum Glaciaire

Encadrement : **S. Sepulcre (100%)**

2019-2020 : Mathilde Bon, M1 Master Sciences de la Terre et des Planètes, Environnement (STePE), parcours Bassins Sédimentaires, Ressources et Paléoclimats (BSRP) de l'Université Paris Saclay

Titre : Utilisation des foraminifères benthiques pour reconstituer les paléoenvironnements, exemple de l'Océan Atlantique

Encadrement : **S. Sepulcre (100%)**

2018-2019 : Chloé Radice, M1 Master Sciences de la Terre et des Planètes, Environnement (STePE), parcours Climat Environnement Applications et Recherche CLEAR de l'Université Versailles St Quentin

Titre : Étude et préparation pour analyse micropaléontologique des sédiments modernes de Mer de Chine du Sud

Encadrement : **S. Sepulcre (100%)**

2015-2016 : Héloïse Abrial, M1 Ecologie, Biodiversité, Evolution (EBE) de l'Université Paris Saclay

Titre : Étude de la variabilité de la mousson indienne au cours des 20 derniers ka à partir d'une carotte sédimentaire du Golfe du Bengale : approche micropaléontologique et géochimique

Encadrement : **S. Sepulcre (50%) (GEOPS) –** S. Duchamp-Alphonse (50%)

2014-2015 : Oriane N'Guyen-Thuyet, Master 1 Sciences de la Terre et de l'Univers de l'Université Paris Sud

Titre : Reconstitution de la température des eaux de fond de l'Océan Atlantique à partir d'analyses géochimiques sur les foraminifères benthiques

Encadrement : **S. Sepulcre (100%)**

2011-2012 : Naoufel Haddam, Master 1 Sciences de la Terre et de l'Univers de l'Université Paris Sud

Titre : Restitution de la dynamique de la mousson indienne à partir d'une étude multitraceurs

Encadrement : **S. Sepulcre (100%)**

Autres encadrements :

2021-2022 : Lucas Duhem, Ecole Nationale Supérieure de Techniques Avancées ENSTA Paris

Titre : Stage de première année d'école d'ingénieur, découverte d'un laboratoire de recherche

Encadrement : **S. Sepulcre (100%)**

2021-2022 : Perig Le-Tallec-Carado, 2ème année de Licence Double-Diplôme Géosciences Physique Chimie de l'Université Paris Saclay

Titre : Géochimie des foraminifères

Encadrement : **S. Sepulcre (100%)**

2019-2020 : Coralie Lassalle-Bernard, L3 Sciences de la Terre de l'Université Paris Saclay

Titre : Initiation à la micropaléontologie

Encadrement : **S. Sepulcre (50%)** - G. Siani (50%)

2019-2020 : Jonah Cadasse, L3 Chimie de l'Université Paris Diderot

Titre : Développements comparatifs de techniques d'analyses de métaux

Encadrement : **S. Sepulcre (20%)** – G. Monvoisin (40%) – F. Haurine (40%)

2018-2019 : 2 stages de 3ème

2016-2017 : Myriam Mansour, L3 Sciences de la Terre de l'Université Paris Sud

Titre : Reconstitution des propriétés physico-chimiques des eaux profondes de l'Atlantique dans le passé à partir des foraminifères benthiques

Encadrement : **S. Sepulcre (50%) -** F. Haurine (50%)

2016-2017 : Bernardin Houngavou, L3 Sciences de la Terre de l'Université Paris Sud

Titre : Reconstitution des propriétés physico-chimiques des eaux profondes de l'Atlantique dans le passé à partir des foraminifères benthiques

Encadrement : **S. Sepulcre (50%) -** F. Haurine (50%)

INVESTISSEMENTS PEDAGOGIQUES

2011- : Maître de conférences de l'Université Paris-Sud puis Paris-Saclay ; **Service** effectué à l'Université Paris-Saclay en L1 Biologie Chimie Sciences de la Terre BCST, L2 et L3 Sciences de la Terre, M1 et M2 Sciences

de la Terre et des Planètes, Environnement STePE, M2 préparation agrégation ; Interventions en M2 Etude des climats de la Terre (ECLAT) de l'Université Versailles St Quentin

2017- **Co-directrice des études** du L1 Portail BCST : 280 étudiants en L1BCST, 30 étudiants en Licence Accès Santé LAS BCST et 20 pour accès en école de masso-kinésithérapie, 2 Licences Double-Diplômes adossées au portail : LDD Mathématiques Sciences de la Vie (25 étudiants) et LDD Chimie Sciences de la vie (25 étudiants)

2016 : Financement de TP Innovants de Master (14 k€, IDEX Paris-Saclay)

2014-2015 : Financement de loupes binoculaires pour des travaux pratiques (35 k€, L-IPSL et UPSUD)

2014- : Responsable de 2 **modules de** M2 des parcours ECLAT (Etude des climats de la Terre) et BSTE (Bassins Sédimentaires pour la Transition Energétique) du M2 STePE

2021- : Participation au jury du parcours BSTE du M2 STePE

TRAVAUX DE RECHERCHE (en tant que Maître de conférences depuis 2011)

Principaux projets scientifiques :

- Participation au programme **ANR-BIOCOD** (598 k€, 2022-2026), Resp. : S. Duchamp-Alphonse, GEOPS
- **Leader** du projet **INSU-LEFE-RIAD** (31k€, 2020-2022)
- Participation au programme **ANR-MEDSENS** (432 k€, 2019-2023), Resp. : K. Tachikawa, CEREGE
- Participation au programme **ANR-RECA** (670 k€, 2017-2020), Resp. : C. Gautheron, GEOPS
- Participation au programme **PICS-PASSOA** (collaboratrice, 6 k€, 2018), Resp. : L. Licari, CEREGE
- **Leader** du projet **INSU-LEFE-CITRON GLACE** (31k€, 2017-2019)
- Participation au programme **INSU-IMAGO-MAGICS** (33 k€, 2016-2018), Resp. : F.Bassinot, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement LSCE, Gif-sur-Yvette
- Participation au programme **BNP-PARIBAS FATES** (2015-2017), Resp. : V. Masson-Delmotte, LSCE
- Participation au projet **ANR-HAMOC** (620 k€, 2014-2017), Resp. : C. Colin, UPSUD-GEOPS.
- **Leader** du projet **INSU-LEFE-GeoFoBe** (21k€, 2012-2014)

Financement d'équipements :

- **Leader** d'une demande de **Moyens de Recherche Mutualisés de l'UPSUD** (96 k€, 2017-2019)
- **Leader** du projet de Co-Financement par le **Labex L-IPSL** d'une salle blanche classe 100 (40 k€, 2012)
- **Leader** du projet **Attractivité (UPSUD)** pour l'achat de matériel géochimique (21 k€, 2012)
- Participation au financement d'un spectomètre de masse haute résolution à ablation Laser et Torche à Plasma **LA-ICP-MS-HR** (440 k€ : Project ASPECT, BNP-PARIBAS, SESAME, ERM UPSUD), Resp. Cécile Gautheron, UPSUD-GEOPS

Participation aux instances locales et nationales :

- **Membre titulaire nommée de la section 36** du Conseil National des Universités (2016-2019)
- **Membre élue du Conseil du laboratoire** GEOPS (depuis 2016)
- **Membre titulaire élue de la Commission Consultative de Spécialistes** de l'Université Sections 35-36 (depuis 2014), **Assesseur** (depuis 2022)
- **Membre élue du conseil scientifique** de la plateforme PANOPLY (2016-2018)
- **Co-responsablilité et gestion** d'un LA-ICP-MS-HR.
- **Installation, responsabilité et gestion** d'une salle d'une salle blanche classe 100 au sein de GEOPS

Participation aux campagnes en mer :

- Participation au montage de la **mission TRANSPAC** (porteur : T. de Garidel-Thoron, CEREGE, projet à soumettre)
- Participation prévue à la **mission DIPOMOUSS** reportée en 224 suite à la crise COVID (Porteur : F. Bassinot, LSCE)
- Participation à la **mission océanographique MONOPOL** en Baie du Bengale (mai-juin 2012), **responsable** des manipulations à bord par multi-carottier d'interface (Chef de mission : F. Bassinot, LSCE)

EXPERTISES

2023 : Recrutement d'un Maître de conférences de l'Université Versailles St Quentin

2022 : Recrutement d'un Maître de conférences de l'Université Paris Saclay

2020 : Comité de thèse de Joffrey Bertaz, Thèse en cours au Key State Laboratory of Marine Geology de Tongji University en co-tutelle avec l'Université Paris Saclay

2020 : Recrutement d'un Maître de conférences d'Aix-Marseille Universités

2020 : Recrutement d'un Maître de conférences de l'Université Paris Saclay

2019 : Recrutement d'un Maître de conférences du Conservatoire National des Arts et Métiers
2018 : Comité de thèse de Romain Euverte, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement LSCE
2016 : Recrutement d'un Maître de conférences de l'Université Paris Sud
2012- : **Experte** depuis 2012 sur les listes du ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche pour le **recrutement des personnels ITRF en BAP B** (~ 20 postes, Sciences chimiques – Sciences des matériaux) Participation aux recrutements d'**1 Ingénieur d'Etude** (2012, externe, Collège de France, CEREGE, Aix en Provence), de **2 Assistants Ingénieurs** (2013, externe, Université Versailles St Quentin, LSCE, Gif sur Yvette ; 2022, interne, Centrale Supélec), de **3 Ingénieurs de Recherche** (2014, externe, Université de Bretagne Occidentale, Brest ; 2019, externe, Ecole Normale Supérieure Paris Saclay, Cachan ; 2021, externe, Université de Rouen, Rouen), de **2 techniciens** en chimie et sciences physiques (2017, interne, Université du Havre et de Picardie Jules Verne), **2 techniciens** en sciences des matériaux/caractérisation (2020, interne, Sorbonne Université, Paris et Centrale Supélec, Gif sur Yvette) et de **10 techniciens** en analyses chimiques (2022 : 9 postes au concours externe : Sorbonne Université, Paris Cité, Université Paris Saclay, Rectorat de Paris, Conservatoire National des Arts et Métiers, Rectorat de Versailles et Université Paris Saclay et 1 poste au concours interne : Rectorat de Versailles), **6 préparateurs** en chimie et sciences physiques (2023 : 5 postes Rectorat de Nantes et 1 poste au Rectorat de Rennes, concours interne), **technicien de recherche et de formation de classe exceptionnelle** (2023 : avancement au grade).
Depuis 2012 : évaluation de projets **LEFE-IMAGO** (2015-2016, 2016-2017), **LEFE-CYBER** (2014-2015, 2019-2020, 2021-2022, 2022-2023), campagne à la mer **IFREMER** (2018), projet international **FONDECYT-CHILE** (2022) **Rapporteur d'articles** à Quaternary Geochronology (2017 et 2020), G3 (2017), Biogeosciences (2019), The Holocene (2022), Geodiversitas (2023)

PRIX ET DISTINCTION

2020-2023 : Titulaire de la Prime d'Encadrement Doctoral et de Recherche PEDR

COMPÉTENCES ANALYTIQUES ET TECHNIQUES

Préparation d'échantillons sédimentaires
Reconnaissance et **prélèvement** multi-espèces de foraminifères benthiques et planctoniques
Chimie en salle blanche de classe 100
Séparations minéralogiques par **liqueurs denses**
Analyse des isotopes stables des carbonates ($\delta^{18}O$-$\delta^{13}C$) par **spectrométrie de masse des rapports isotopiques** (IR-MS IR-MS Dual-Inlet Delta Advantage Finnigan, ligne de préparation automatique Kiel Device III)
Analyse des éléments traces (U/Th) par **spectrométrie de masse à thermo-ionisation** (TIMS VG 54-30)
Analyse des éléments mineurs et traces des carbonates de calcium par **spectrométrie d'émission atomique et spectrométrie de masse à générateur inductif de plasma** (ICP-OES Jobin Yvon ULTIMA C, LA-ICP-MS-HR Thermo Element XR)
Analyse minéralogique par **diffraction aux rayons X** (Philips PW3710, X'PERT PRO)
Mesure du Carbone organique et du Carbone total par **analyseur élémentaire** (CNS FISONS NA 1500)
Granulométrie LASER (Mastersizer)
Microscopie électronique à balayage (Hitachi S-3000N)

PUBLICATIONS DE RANG A AVEC ETUDIANTS

Ma, R., **S. Sepulcre**, L. Licari, F. Haurine, F. Bassinot, Z. Yu and C. Colin, 2022. Changes in productivity and intermediate circulation in the northern Indian Ocean since the last deglaciation: new insights from benthic foraminiferal Cd/Ca records and benthic assemblage analyses, Climate of the Past, 18, 1757–1774, https://doi.org/10.5194/cp-18-1757-2022

Pang, X., F. Bassinot and **S. Sepulcre**, 2021. Indonesian Throughflow variability over the last two glacial-interglacial cycles: Evidence from the eastern Indian Ocean, Quaternary Science Reviews, 256, 106839, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106839

Pang, X., F. Bassinot and **S. Sepulcre**, 2020. Cleaning method impact on the Mg/Ca of three planktonic foraminifer species: A downcore study along a depth transect, Chemical Geology, 549, 119690, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119690

Ma, R., **S. Sepulcre,** L. Bassinot, F., Haurine, F., Tisnérat-Laborde, N. and Colin, C., 2020. North Indian Ocean circulation since the last deglaciation as inferred from new elemental ratio records for benthic foraminifera *Hoeglundina elegans*. Paleoceanography and Paleoclimatology, 35, e2019PA003801. https://doi.org/ 10.1029/2019PA003801

Ma, R., **S. Sepulcre**, L. Licari L., F. Z. Liu, N. Tisnérat-Laborde, N. Kallel, Z. Yu and C. Colin, 2019. Changes in intermediate circulation in the Bay of Bengal since the Last Glacial Maximum as inferred from benthic foraminifera assemblages and geochemical proxies, Geochemistry Geophysics Geosystems, 20, 1592–1608, https://doi.org/10.1029/2018GC008179.

PUBLICATIONS DE RANG A AVEC ETUDIANTS SOUMISES OU EN PREPARATION

Haddam N. A., **S. Sepulcre**, L. Licari, F. Bassinot, N. Caillon, F. Dewilde, A. Noret, F. Rostek, Monsoonal influence on recent benthic foraminiferal faunas and stable isotopic composition in the Bay of Bengal: Evidence from a geochemical-micropaleontological approach, En cours de correction après révision à Marine Micropaleontology.

Pourtout S., **S. Sepulcre**, C. Colin, L. Licari, G. Siani and E. Michel, Past Changes in Atlantic Ocean Circulation at Intermediate Water Depths from Micropaleontological and Geochemical Proxies Since the Last Glacial Maximum, En préparation

S. Sepulcre, M. Tribondeau, F. Bassinot, M. Mojtahid, M. P. Nardelli, P.-A. Dessandier and J. Bonnin, Calibration of benthic foraminifera elemental ratios from the Northeastern Atlantic, En préparation.

PUBLICATIONS DE RANG A

Yu, Z., Colin C., Wilson D. J., Bayon G., Song Z., **Sepulcre S.,** Dapoigny A., Li Y., and S. Wan, 2022. Millennial variability in intermediate ocean circulation and Indian monsoonal weathering inputs during the last deglaciation and Holocene. Geophysical Research Letters, 49, e2022GL100003. https://doi.org/10.1029/2022GL100003

Cushing E. M., Hollender F., Moiriat D. , Guyonnet-Benaize C., Theodoulidis N., Pons-Branchu E., **Sepulcre S.** , Bard P.-Y., Cornou C., Dechamp A., Mariscal A. and Roumelioti Z., 2020. Building a three dimensional model of the active Plio-Quaternary basin of Argostoli (Cephalonia Island, Greece): An integrated geophysical and geological approach, Engineering Geology, 265,105441, https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.105441

Yu Z., C. Colin, R. Ma, L. Meynadier, S.M. Wan, L.N. Song, Q. Wu, **S. Sepulcre** and F. Bassinot, 2018. Antarctic Intermediate Water penetration into the Northern Indian Ocean during the last deglaciation. Earth and Planetary Sciences Letters, 500 67-75.

Yu Z., C. Colin, E. Douville, L. Meynadier, S. Duchamp-Alphonse, **S. Sepulcre**, S. Wan, L. Song, Q. Wu, Z. Xu and F. Bassinot, 2017. Yttrium and rare earth element partitioning in seawaters from the Bay of Bengal, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 18, doi:10.1002/2016GC006749.

Sepulcre S., N. Durand, E. Bard, 2017. Large ^{14}C age offsets between the fine fraction and coexisting planktonic foraminifera in shallow Caribbean sediments, Quaternary Geochronology, 38, 61-74.

Sepulcre S., Tachikawa K., Vidal L., Rostek F., Bard E., 2011. Sea-surface salinity variations in the northern Caribbean Sea across the mid-Pleistocene transition, Climate of the Past, 7, 75–90.

Seard C., Camoin G., Yokoyama Y., Matsuzaki H., Durand N., Bard E., **Sepulcre S.,** Deschamps P., 2011. Microbialite development patterns in the last deglacial reefs from Tahiti (French Polynesia; IODP Expedition #310): implications on reef framework architecture, Marine Geology, 279, 63-86.

Sepulcre S., Tachikawa K., Vidal L., Bard E., 2009. Preservation state of metastable magnesian calcite in periplatform sediment from the Caribbean Sea over the last million years, Geochemistry Geophysics Geosystems, 10, Q11013.

Sepulcre S., Durand N., Bard E., 2009. Mineralogical determination of reef and periplatform carbonates: calibration and implications for paleoceanography and radiochronology, Global and Planetary Change, 66 (1-2), 1-9.

Tachikawa K., **Sepulcre S.,** Toyofuku T., Bard E., 2008. Assessing influence of diagenetic carbonate dissolution on planktonic foraminiferal Mg/Ca in the South-eastern Arabian Sea over the past 450 k years: Comparison between *Globigerinoides ruber* and *Globigerinoides sacculifer*, Geochemistry Geophysics Geosystems, 9, Q04037.

COMMUNICATIONS SCIENTIFIQUES ASSOCIEES A DES ETUDIANTS (depuis 2011)

Conférences internationales

2023 : Abstract soumis par G. Guohui, Goldschmidt International Conference
2022 : Communication orale de S. Pourtout, European Geosciences Union EGU
2021 : Communication orale de S. Pourtout et poster de X. Pang, Goldschmidt International Conference
2019 : Communication orale de R. Ma, Goldschmidt International Conference
2017 : Posters de R. Ma et X. Pang, Goldschmidt International Conference

Conférences nationales

2022 : Posters de R. Ma, Y. Wang et S. Pourtout, Journées Climats et Impacts ; poster de S. Pourtout aux journées de resitution du programme LEFE
2020 : Poster S. Pourtout, Journées Climats et Impacts
2018 : Communication orale de R. Ma, colloque de restitution du programme LEFE-IMAGO
2016 : Poster R. Ma, Journées Climat et Impacts
2014 : Communication orale de N. Haddam, Journées Climats et Impacts

COMMUNICATIONS SCIENTIFIQUES (en tant que Maître de Conférences)

Conférences internationales

2017 : Communication orale, Goldschmidt International Conference
2012 : Communication orale, Radiocarbon 21st
2013 : Poster, International Conference on Paleoceanography 11th

Conférences nationales

2022 : Poster aux journées de resitution du programme LEFE
2020 : Co-animation d'une session aux Journées Climat et Impacts
2018 : Co-organisation des Journées Climat et Impacts et participation par posters
2016 : Poster, Journées Climat et Impacts
2016 : Communication orale, Colloque de restitution du programme LEFE-CYBER
2014 : Co-organisation des Journées Climat et Impacts et participation par posters
2012 : Poster, Journées Climat et Impacts

COMMUNICATIONS SCIENTIFIQUES ANTERIEURES

Conférences internationales

2010 : Communication orale, European Geosciences Union EGU
2007 : Communication orale, Goldschmidt International Conference
2006 : Poster, Seal'aix
2004 : Poster, International Conference on Paleoceanography 8th
2003 : Communication orale, Goldschmidt International Conference

Conférences nationales

2006 : Communication orale, Journées de Paléocéanographie
2006 : Poster, Congrès de l'École Doctorale des Sciences de l'Environnement de l'université Aix-Marseille)

Annexe 2

Chemical Geology 549 (2020) 119690

Contents lists available at ScienceDirect

Chemical Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/chemgeo

Cleaning method impact on the Mg/Ca of three planktonic foraminifer species: A downcore study along a depth transect

Xiaolei Pang[a,b,*], Franck Bassinot[a], Sophie Sepulcre[b]

[a] LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, Gif-sur-Yvette, France
[b] GEOPS, Université Paris-Sud, CNRS, Université Paris-Saclay, Orsay, France

ARTICLE INFO

Editor: Michael E. Boettcher

Keywords:
Foraminifera
Mg/Ca thermometry
Cleaning protocol
Paleoceanography

ABSTRACT

We performed a downcore comparison of Mg/Ca ratios obtained using reductive and non-reductive cleaning methods applied to *Globigerinoides ruber*, *Pulleniatina obliquiloculata* and *Globorotalia menardii* picked along two nearby sediment cores retrieved at 2100 m and 3875 m in the eastern equatorial Indian Ocean. At the shallower site, our results show statistically significant discrepancies in averaged relative Mg/Ca loss induced by the reductive cleaning compared to non-reductive cleaning: *G. menardii* (8.5%) > *G. ruber* (6.2%) > *P. obliquiloculata* (4.4%), suggesting that reductive cleaning impact on relative Mg/Ca loss is species-specific. At the deeper site, differences between the relative Mg/Ca losses for the three species are smaller: *G. menardii* (3.7%), *G. ruber* (4.1%) and *P. obliquiloculata* (6.3%), suggesting the clear impact of in situ preservation state on the cleaning related Mg/Ca loss. The Mg/Ca loss in both relative (%) and absolute (mmol/mol) value of species *G. ruber* and *G. menardii* are significantly smaller at the deeper site than the shallower site, implying that these two species which have experienced intense dissolution on the sea-floor are less prone to lose further Mg during the reductive cleaning. *P. obliquiloculata*, however, show non-significant difference in Mg/Ca loss between the two sites, indicating that the cleaning related Mg/Ca loss in this species is somewhat insensitive to the preservation state at our two sites. Our data reveal that Mg/Ca loss results from partial dissolution induced by the reductive step. We conclude that the non-reductive cleaning approach should be preferred for building inter-laboratory homogeneous datasets of Mg/Ca-derived temperatures, whereas the reductive step should be only included when severe oxide coating is observed.

* Corresponding author at: LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, Gif-sur-Yvette, France.
E-mail address: xiaolei.pang@outlook.com (X. Pang).

https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119690
Received 24 October 2019; Received in revised form 18 May 2020; Accepted 21 May 2020
Available online 23 May 2020
0009-2541/ © 2020 Elsevier B.V. All rights reserved.

Confidential manuscript to be corrected after revision at Marine Micropaleontology

Monsoonal influence on recent benthic foraminiferal faunas and stable isotopic composition in the Bay of Bengal: Evidence from a geochemical-micropaleontological approach.

Naoufel Abdeldjalyl HADDAM[1, 2, *], Sophie SEPULCRE[1], Laetitia LICARI[3], Franck BASSINOT[2], Nicolas CAILLON[4], Fabien DEWILDE[2], Aurélie NORET[1], Frauke ROSTEK[3]

[1] Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405, Orsay, France

[2] LSCE/IPSL Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, Bât. 12, avenue de la Terrasse, F-91198, Gif- sur-Yvette CEDEX, France.

[3]Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRAE, Coll France, CEREGE, Aix-en-Provence, France

[4]IGE, Institut des Géosciences de l'Environnement, Université de Grenoble Alpes, UGA CS 40 700, 38058 Grenoble cedex 9, France.

[*]Orcid id: orcid.org/0000-0003-1201-4488, haddamn@gmail.com (corresponding author).

Declarations of interest: none

Highlights:

- Bay of Bengal live and dead benthic foraminifera are documented for the first time
- Assemblages and Carbon isotopic results ($\delta^{13}C$) define opportunistic species
- We compare between benthic foraminifera shells, bottom and interstitial water $\delta^{18}O$
- Assemblages are controlled by the distance to the sedimentary channel
- Indian monsoon seasonal control on assemblages and isotopic results is suggested

Abstract

In modern sediments from the Bay of Bengal (BoB), we documented for the first time the live and dead benthic foraminifera assemblages at 6 stations (2140 - 3175m). We observed 232 species and compared the isotopic signatures ($\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$) measured on 7 species (*Anomalinoides globulosus*, *Epistominella exigua*, *Cibicides wuellerstorfi*, *Globobulimina Pacifica*, *Hoeglundina elegans*, *Melonis pompilioides*, *Oridorsalis umbonatus*) from different sizes classes (150-250 µm, 250-315 µm, >315 µm), to bottom and pore water geochemical results from the same locations. We were unable to detect ontogenetic effect on the $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ records. Our results suggest the existence of two species groups with similar isotopic values: i) *C. wuellerstorfi* - *A. globulosus*, and ii) *E exigua* - *O. umbonatus*. The $\delta^{13}C$ results suggest that these groups are linked to two microhabitats; one epibenthic, with little to no seasonal preferences, the second is probably more sensitive to seasonal organic matter fluxes. According to the $\delta^{18}O$ results, *A. globulosus* shows a similar vital effect compared to *C. wuellerstorfi*. Our results highlight that i) recent dead assemblages are dominated by *E. exigua* and *O. umbonatus*, traducing the actual high seasonality of the organic fluxes, linked to the Indian Monsoon, ii) the combination of faunal and isotopic results indicates that *A. globulosus* can be a good substitute for *C. wuellerstorfi* in paleoceanographic studies. We highlight the importance of studies combining assemblages and isotopic records at different seasons in areas of contrasted lateral and vertical organic matter and detritic sediment inputs, to enhance robustness of paleoceanographic reconstructions.

AGU PUBLICATIONS

Geochemistry, Geophysics, Geosystems

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2016GC006749

Key Points:
- First spatial distribution of dissolved REE concentrations in the BoB
- Y/Ho, Sm/La, and MREE/MREE* ratios were used to discriminate the sources of REE and scavenging or remineralization processes in the BoB
- G-B river inputs contribute significantly to the global REE budget and could largely compress the residence time of REE in the BoB

Supporting Information:
- Supporting Information S1

Correspondence to:
Z. Yu,
yuzhj1988@gmail.com

Citation:
Yu, Z., et al. (2017), Yttrium and rare earth element partitioning in seawaters from the Bay of Bengal, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *18*, doi:10.1002/2016GC006749.

Received 23 NOV 2016
Accepted 15 MAR 2017
Accepted article online 17 MAR 2017

Yttrium and rare earth element partitioning in seawaters from the Bay of Bengal

Zhaojie Yu[1], Christophe Colin[1], Eric Douville[2], Laure Meynadier[3], Stéphanie Duchamp-Alphonse[1], Sophie Sepulcre[1], Shiming Wan[4,5], Lina Song[6], Qiong Wu[7], Zhaokai Xu[4], and Frank Bassinot[2]

[1]Laboratoire GEOsciences Paris-Sud, UMR 8148, CNRS-Université de Paris-Sud, Université Paris-Saclay, Orsay, France, [2]Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, Gif-sur-Yvette, France, [3]Equipe de Géochimie et Cosmochimie, Institut de Physique du Globe de Paris-Sorbonne Paris Cité, UMR 7154, Université Paris Diderot, Paris, France, [4]Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, China, [5]Laboratory for Marine Geology, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao, China, [6]Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, China, [7]State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai, China

Abstract The dissolved yttrium (Y) and rare earth element (REE) concentrations of seawater samples collected along a north-south hydrological transect within the Bay of Bengal (BoB) have been analyzed to estimate contributions of the Ganges and Brahmaputra (G-B) river inputs to the dissolved REE distribution of the Northern Indian Ocean. Surface water masses of the BoB are characterized by Y/Ho ratios (84) intermediate between the G-B river suspended sediment (41) and water mass from the South Indian Ocean (93). Covariation of MREE (middle REE, Sm) and LREE (light REE, La) concentrations suggests that the dissolved REEs in surface waters (upper 100 m depth) of the BoB (Sm/La = 0.21) appear to derive mainly from the freshwater discharge of the G-B river system. In contrast, values obtained in the intermediate and deep waters (Sm/La = 0.14) suggest a mixing of dissolved REEs deriving from the release of G-B river suspended particles (Sm/La = 0.16) and the contribution of Antarctic Bottom Water (AABW) (Sm/La = 0.12). Consequently, we propose that MREE/MREE* ratios in the BoB waters could be an accurate proxy to trace lithogenic inputs from the G-B river system. The dissolved and particle remineralization Nd fluxes from G-B river system are calculated to constitute about 9% and 4% of the global dissolved river discharge and "boundary inputs" flux. Our estimation indicates that the massive G-B river system inputs could greatly alter the dissolved REEs distribution in the BoB and contribute to the dissolved REEs budget in the ocean.

© 2017. American Geophysical Union.
All Rights Reserved.

Annexe 5

Quaternary Geochronology 38 (2017) 61–74

Contents lists available at ScienceDirect

Quaternary Geochronology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/quageo

Large ^{14}C age offsets between the fine fraction and coexisting planktonic foraminifera in shallow Caribbean sediments

S. Sepulcre [a, b, *], N. Durand [c], E. Bard [a]

[a] CEREGE, Aix-Marseille University, CNRS, IRD, Collège de France, Technopôle de l'Arbois, BP80, 13545 Aix-en-Provence, France
[b] GEOPS, Univ. Paris-Sud, CNRS, Université Paris-Saclay, Rue du Belvédère, Bât. 504, 91405 Orsay, France
[c] Laboratoire de Mesure du Carbone 14 (LMC14), UMS 2572 CNRS, CEA Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 3 June 2016
Received in revised form
13 November 2016
Accepted 22 December 2016
Available online 3 January 2017

Keywords:
Planktonic foraminifera
Fine fraction
Caribbean Sea
Radiocarbon
Bioturbation
Modern carbon contamination
Sedimentology

ABSTRACT

Absolute chronologies in paleoceanographic records are often constructed using the ^{14}C dating of coarse fraction foraminifera (>150 μm). However, due to processes such as changes in sediment sources or abundances, sedimentation rates, bioturbation, reworking, the adsorption of modern carbon, etc., several studies conducted in different environmental settings have shown time-lags between records obtained from various granulometric fractions. In this study, we examined temporal phasing between the coarse foraminifera and fine fractions by studying changes in the abundances of $\delta^{18}O$, the ^{14}C ages of the planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber* (*G. ruber*, 250–350 μm), and the sediment fine fraction (<63 μm) over the last 45 ka in a core obtained from the northern Caribbean Sea. All of the records were found to be in phase during part of the Holocene (at least for the last ≈6 ka). As determined from $\delta^{18}O$ records and ^{14}C ages, the fine fraction was younger than *G. ruber* during the Last Deglaciation (of 1.89 ka). The coupling between bioturbation and changes in the fine fraction, and *G. ruber* abundances, as tested using a numerical model of the bioturbation record within a mixed-layer depth of 8 cm, was sufficient to explain the results. ^{14}C age discrepancies increased from 5.64 to 8.5 ka during Marine Isotopic Stages (MIS) 2 and 3, respectively. These chronological discrepancies could not be explained by only one process and seemed to result from the interplay between mechanisms: size-differentiated bioturbation (for 1.5 to 2.5 ka), the adsorption of modern atmospheric CO_2 (for 3.04 to 5.92 ka), and variations in sedimentological processes that influenced the fine carbonate fraction. However, even if variations in the mineralogical composition of the fine carbonate fraction were identified using scanning-electron microscopy observations, X-ray diffraction measurements, and geochemical analyses (the mol % $MgCO_3$ of magnesian calcite and the Sr/Ca ratio of the bulk fine fraction), they can not account for the observed age differences. The results presented for core MD03-2628 extend beyond this case study because they illustrate the need for a detailed characterization of the various size fractions prior to paleoclimate signal interpretations, especially for chronological studies.

© 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.

* Corresponding author. GEOPS, Univ. Paris-Sud, CNRS, Université Paris-Saclay, Rue du Belvédère, Bât. 504, 91405 Orsay, France.
E-mail address: sophie.sepulcre@u-psud.fr (S. Sepulcre).

http://dx.doi.org/10.1016/j.quageo.2016.12.002
1871-1014/© 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.

Annexe 6

Engineering Geology 265 (2020) 105441

Contents lists available at ScienceDirect

Engineering Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/enggeo

Building a three dimensional model of the active Plio-Quaternary basin of Argostoli (Cephalonia Island, Greece): An integrated geophysical and geological approach

Edward Marc Cushing[a,*], Fabrice Hollender[b,c], Denis Moiriat[a], Cédric Guyonnet-Benaize[b], Nikolaos Theodoulidis[d], Edwige Pons-Branchu[e], Sophie Sépulcre[f], Pierre-Yves Bard[c], Cécile Cornou[c], Aline Dechamp[g], Armand Mariscal[c,i], Zafeiria Roumelioti[h]

[a] IRSN, Fontenay-aux-Roses, France
[b] CEA, DEN, Saint-Paul-les-Durance, France
[c] ISTerre, Université Grenoble-Alpes, CNRS, IRD, IFSTTAR, Grenoble, France
[d] ITSAK, Thessaloniki, Greece
[e] LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, France
[f] GEOPS, Université Paris-Saclay, France
[g] CEA, DIF, Bruyères le Chatel, France
[h] Aristotle University, Thessaloniki, Greece
[i] IGE, Université Grenoble, CNRS, IRD, Grenoble, France.

ARTICLE INFO

Keywords:
3D Geological modeling
Surface waves techniques
Sedimentary basin
Cephalonia - Greece - Site effects

ABSTRACT

This work is a multidisciplinary approach from geological and geophysical surveys to build a 3D geological model of Argostoli Basin (Cephalonia Island, Greece) aiming to be used for computational 3D simulation of seismic motion. Cephalonia Island is located at the north-western end of the Aegean subduction frontal thrust that is linked to the dextral Cephalonia Transform Fault (west of Cephalonia) where the seismic hazard is high in terms of earthquake frequency and magnitude. The Plio-Quaternary Koutavos-Argostoli basin site was selected within the French Research Agency PIA SINAPS@ project (www.institut-seism.fr/projets/sinaps/ - last accessed on November 25th 2019) to host a vertical accelerometer array. The long-term goal is to validate three-dimensional nonlinear numerical simulation codes to assess the site-specific amplification and nonlinearity. Herein the geological and geophysical surveys carried out from 2011 to 2017 are presented and in particular the complementary investigations that led to the identification of the main stratigraphic units and their structures. In addition, coral debris sampled from the vertical array deep borehole cores were used for $^{230}Th/^{234}U$ measurements, which confirmed the Pleistocene age of the Koutavos basin. The characterization of the three-dimensional structure of the stratigraphic units was achieved by coupling geological cross-sections (i.e., depth geometry) and geophysical surveys based of surface wave analysis.

* Corresponding author.
E-mail address: edward.cushing@irsn.fr (E.M. Cushing).

https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.105441
Received 24 July 2019; Received in revised form 28 November 2019; Accepted 29 November 2019
Available online 30 November 2019
0013-7952/ © 2019 The Authors. Published by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY license (http://creativecommons.org/licenses/BY/4.0/).

Annexe 7

Quaternary Science Reviews 256 (2021) 106839

Contents lists available at ScienceDirect

Quaternary Science Reviews

journal homepage: www.elsevier.com/locate/quascirev

Indonesian Throughflow variability over the last two glacial-interglacial cycles: Evidence from the eastern Indian Ocean

Xiaolei Pang [a, b, *], Franck Bassinot [a], Sophie Sepulcre [b]

[a] Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, Gif-sur-Yvette, 91191, France
[b] Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, Orsay, 91405, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 13 August 2020
Received in revised form
3 February 2021
Accepted 3 February 2021
Available online 18 February 2021

Handling Editor: A. Voelker

Keywords:
Indonesian throughflow
Java upwelling
Mg/Ca temperatures
Indian ocean
Late pleistocene

ABSTRACT

We present a *Pulleniatina obliquiloculata* Mg/Ca-derived thermocline water temperature record (TWT) covering the last 270,000 years at the south of the Lombok Strait, one of the main exits of the Indonesian Throughflow (ITF) into the Indian Ocean. The comparison with TWT records from the Java-Sumatra upwelling system and the Timor Sea suggests that changes in Lombok TWT reflect the balance between the wind-driven Java upwelling and the ITF thermocline transport. We show that the evolution of the TWT gradient (ΔTWT) between the upwelling site and the Lombok site can be used to decipher the relative strength of ITF through time. The 270 ka-long, ΔTWT record shows (i) that the ITF was weaker during MIS 6 and MIS 2–4 compared to the late Holocene, and was enhanced during MIS8, MIS 7, MIS 5 and the early Holocene, and that (ii) it varied with a strong precession-related component. Glacial-interglacial changes may reflect the modulation of ITF by sea-level changes through the modification of ITF pathways in the Indonesian Archipelago, and/or result from changes in the intensity of the Global Conveyor Belt. The strong precession contribution in the relative TWT strength at our Lombok site is interpreted as revealing the importance of southeast monsoon winds on ITF intensity.

© 2021 Elsevier Ltd. All rights reserved.

* Corresponding author. Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, Gif-sur-Yvette, 91191, France.
E-mail address: xiaolei.pang@outlook.com (X. Pang).

https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106839
0277-3791/© 2021 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Geochemistry, Geophysics, Geosystems

RESEARCH ARTICLE
10.1029/2018GC008179

Key Points:
- We produced high-resolution records of benthic foraminiferal assemblages, ^{14}C ages, oxygen, and carbon stable isotopes since 40 kyr BP
- Hydrological changes of the intermediate water in Bay of Bengal since LGM, were influenced by SSW during the LGM and NADW during the Holocene
- During the last deglaciation, geochemical records indicate increased northward flow of AAIW and enhanced upwelling in the Southern Ocean

Supporting Information:
- Supporting Information S1
- Table S1
- Table S2
- Figure S1

Correspondence to:
R. Ma,
rui-fang.ma@u-psud.fr

Citation:
Ma, R., Sépulcre, S., Licari, L., Bassinot, F., Liu, Z., Tisnérat-Laborde, N., et al (2019). Changes in intermediate circulation in the Bay of Bengal since the Last Glacial Maximum as inferred from benthic foraminifera assemblages and geochemical proxies. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *20*, 1592–1608. https://doi.org/10.1029/2018GC008179

Received 4 JAN 2019
Accepted 1 MAR 2019
Accepted article online 5 MAR 2019
Published online 27 MAR 2019

©2019. American Geophysical Union.
All Rights Reserved.

Changes in Intermediate Circulation in the Bay of Bengal Since the Last Glacial Maximum as Inferred From Benthic Foraminifera Assemblages and Geochemical Proxies

Ruifang Ma[1], Sophie Sépulcre[1], Laetitia Licari[2], Franck Bassinot[3], Zhifei Liu[4], Nadine Tisnérat-Laborde[3], Nejib Kallel[5], Zhaojie Yu[6], and Christophe Colin[1]

[1]GEOPS, Université Paris-Sud, CNRS, Université Paris-Saclay, Orsay, France, [2]CEREGE, Aix-Marseille Université-Europole de l'Arbois-BP80, Aix-en-Provence, France, [3]LSCE/IPSL, CEA CNRS UVSQ, UMR 8212, Gif Sur Yvette, France, [4]State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai, China, [5]Laboratoire Georessources, Matériaux, Environnements et Changements Globaux, LR13ES23, Faculté des Sciences de Sfax, Université de Sfax, Sfax, Tunisia, [6]Key Laboratory of Marine Geology and Environment Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, China

Abstract Benthic foraminiferal assemblages and geochemical tracers ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ and ^{14}C) have been analyzed on benthic and planktonic foraminifera from core MD77-176, located in the northern Bay of Bengal, in order to reconstruct the evolution of intermediate circulation in the northern Indian Ocean since the last glaciation. Results indicate that during the Last Glacial Maximum (LGM), Southern Sourced Water masses were dominant at the core site. A high relative abundance of intermediate and deep infaunal species during the LGM reflects low oxygen concentration and/or mesotropic to eutrophic deep water conditions, associated with depleted benthic $\delta^{13}C$ values. During the Holocene, benthic foraminiferal assemblages indicate an oligotropic to mesotrophic environment with well-ventilated bottom water conditions compared with LGM. Higher values for benthic foraminifera $\delta^{13}C$ and B-P ^{14}C age offsets suggest an increased contribution of North Atlantic Deep Water to the northern Bay of Bengal during the Late Holocene compared to the LGM. Millennial-scale events punctuated the last deglaciation, with a shift in the $\delta^{13}C$ and the ε_{Nd} values coincident with low B-P ^{14}C age offsets, providing strong evidence for an increased contribution of Antarctic Intermediate Water at the studied site. This was associated with enhanced upwelling in the Southern Ocean, reflecting a strong sea-atmospheric CO_2 exchange through Southern Ocean ventilation during the last deglaciation.

Annexe 9

Earth and Planetary Science Letters 500 (2018) 67–75

Contents lists available at ScienceDirect

Earth and Planetary Science Letters

www.elsevier.com/locate/epsl

Antarctic Intermediate Water penetration into the Northern Indian Ocean during the last deglaciation

Zhaojie Yu [a,b,d,*], Christophe Colin [b], Ruifang Ma [b], Laure Meynadier [e], Shiming Wan [a,c], Qiong Wu [f], Nejib Kallel [g], Sophie Sepulcre [b], Arnaud Dapoigny [h], Frank Bassinot [h]

[a] Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, PR China
[b] Laboratoire GEOsciences Paris-Sud (GEOPS), UMR 8148, CNRS-Université de Paris-Sud, Université Paris-Saclay, Bâtiment 504, 91405 Orsay Cedex, France
[c] Laboratory for Marine Geology, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266061, PR China
[d] Center for Ocean Mega-Science, Chinese Academy of Sciences, 7 Nanhai Road, Qingdao, 266071, PR China
[e] Equipe de Géochimie et Cosmochimie, Institut de Physique du Globe de Paris-Sorbonne Paris Cité, UMR 7154, Université Paris Diderot, France
[f] College of Oceanography, Hohai University, Nanjing, China
[g] Université de Sfax, Faculté des Sciences, Laboratoire GEOGLOB, BP 802, 3038 Sfax, Tunisia
[h] Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Domaine du CNRS, Gif-sur-Yvette, 91198, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 11 May 2018
Received in revised form 1 August 2018
Accepted 2 August 2018
Available online xxxx
Editor: D. Vance

Keywords:
Nd isotopic composition
AAIW
deglaciation
atmospheric CO_2
Northern Indian Ocean

ABSTRACT

The two-stage increase in atmospheric carbon dioxide (CO_2), and the associated decrease in radiocarbon (^{14}C) during the last deglaciation, are thought to have been linked to enhanced Southern Ocean upwelling and the rapid release of sequestered ^{14}C-depleted CO_2. Antarctic Intermediate Water (AAIW), originating from the Southern Ocean, reflects variations in the Southern Ocean and, crucially, mirrors the chemical signature of upwelling deep water. However, the penetration of AAIW into the Northern Indian Ocean and its relationship with deglacial climate changes have not been thoroughly elucidated to date. Here, we present the neodymium isotopic composition (ε_{Nd}) of mixed planktonic foraminifera from core MD77-176 from an intermediate depth in the Northern Indian Ocean to reconstruct the past evolution of intermediate water during deglaciation. The ε_{Nd} record in the Northern Indian Ocean displays two pulse-like shifts towards more radiogenic Southern Ocean values during the deglaciation, and these shifts coincide with excursions in $\Delta^{14}C$ and ε_{Nd} records in the Pacific and Atlantic Oceans. These results suggest invasion of AAIW into the Northern Hemisphere oceans associated with enhanced Southern Ocean ventilation during deglaciation. Our new ε_{Nd} record strongly supports the close linkage of AAIW propagation and atmospheric CO_2 rise through Southern Ocean ventilation during deglaciation.

© 2018 Elsevier B.V. All rights reserved.

* Corresponding author at: Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China.
E-mail address: yuzhaojie@qdio.ac.cn (Z. Yu).

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.006
0012-821X/© 2018 Elsevier B.V. All rights reserved.

Annexe 10

Paleoceanography and Paleoclimatology

RESEARCH ARTICLE
10.1029/2019PA003801

Key Points:
- We produced high-resolution records of benthic foraminiferal elemental ratios, $\delta^{18}O$, and $\delta^{13}C$ from two cores from the northern Indian Ocean
- Evaluation of past IWT from the Mg/Li ratio and the $\delta^{18}O$ since last deglaciation exhibit millennial-scale changes
- Variations of the IW $\Delta[CO_3^{2-}]$ calculated from *H. elegans* Sr/Ca are related to atmospheric CO_2 changes on glacial-interglacial timescales

Supporting Information:
- Supporting Information S1
- Data Set S1
- Data Set S2

Correspondence to:
R. Ma,
maruifang89@hotmail.com

Citation:
Ma, R., Sépulcre, S., Bassinot, F., Haurine, F., Tisnérat-Laborde, N., & Colin, C. (2020). North Indian Ocean circulation since the last deglaciation as inferred from new elemental ratio records for benthic foraminifera *Hoeglundina elegans*. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, *35*, e2019PA003801. https://doi.org/10.1029/2019PA003801

Received 4 NOV 2019
Accepted 24 APR 2020
Accepted article online 18 MAY 2020

©2020. American Geophysical Union.
All Rights Reserved.

North Indian Ocean Circulation Since the Last Deglaciation as Inferred From New Elemental Ratio Records for Benthic Foraminifera *Hoeglundina elegans*

Ruifang Ma[1], Sophie Sépulcre[1], Franck Bassinot[2], Frédéric Haurine[1], Nadine Tisnérat-Laborde[2], and Christophe Colin[1]

[1]GEOPS, Université Paris-Sud, CNRS, Université Paris-Saclay, Rue du Belvédère, Orsay, France, [2]LSCE/IPSL, CEA CNRS UVSQ, Gif-sur-Yvette, France

Abstract The evolution of intermediate circulation in the northern Indian Ocean since the last deglaciation has been reconstructed from two marine cores located at intermediate depths off the southern tip of India (MD77-191) and in the northern Bay of Bengal (BoB) (MD77-176). Benthic foraminiferal $\delta^{13}C$, seawater carbonate ion concentration ($[CO_3^{2-}]$) estimated from the Sr/Ca, and paleotemperature reconstructed on the basis of the Mg/Li of aragonite benthic species *Hoeglundina elegans* were used to trace the evolution of past intermediate-deepwater masses and to constrain ocean-atmosphere exchanges during the two-stage increase in atmospheric CO_2 across the last deglaciation. The intermediate water $[CO_3^{2-}]$ was mainly affected by changes in the ocean alkalinity inventory, associated with the modulation of atmospheric CO_2 on glacial-interglacial timescales. Higher benthic foraminiferal $\delta^{13}C$, depleted $[CO_3^{2-}]$, and decreased benthic-planktonic ^{14}C age offsets at intermediate water depths suggest a release of deep-sea CO_2 to the atmosphere through the Antarctic Intermediate Water (AAIW) in the Southern Ocean during the 17–15.2 and 12.6–10.5 cal kyr BP time intervals. In addition, the decreased *H. elegans* Mg/Li record seems to reflect an increased contribution of cold water mass during the 17–15.2 and 12.6–11.9 cal kyr BP intervals and throughout the Holocene. In contrast, two warm events occurred in the 15–13.3 and 11–10.3 cal kyr BP time intervals. During the late Holocene, a decrease in the intermediate water $[CO_3^{2-}]$ indicates a contribution to atmospheric CO_2 rise since 8 cal kyr BP, due to the depleted global ocean alkalinity and/or the variations in surface productivity (at least for MD77-191).

Annexe 11

Clim. Past, 18, 1757–1774, 2022
https://doi.org/10.5194/cp-18-1757-2022
© Author(s) 2022. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 4.0 License.

Climate of the Past
Open Access

Changes in productivity and intermediate circulation in the northern Indian Ocean since the last deglaciation: new insights from benthic foraminiferal Cd / Ca records and benthic assemblage analyses

Ruifang Ma[1,2], Sophie Sépulcre[1], Laetitia Licari[3], Frédéric Haurine[1], Franck Bassinot[4], Zhaojie Yu[5], and Christophe Colin[1]

[1]GEOPS, Université Paris-Saclay, CNRS, Orsay, 91405, France
[2]State Key Laboratory of Cryospheric Science, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, 730000, China
[3]CEREGE, Aix-Marseille Université-Europole de l'Arbois-BP80, Aix-en-Provence, 13545, France
[4]LSCE/IPSL, CEA CNRS UVSQ, Gif Sur Yvette, 91190, France
[5]Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071, China

Correspondence: Ruifang Ma (maruifang89@hotmail.com)

Received: 5 November 2020 – Discussion started: 18 November 2020
Revised: 5 April 2022 – Accepted: 6 July 2022 – Published: 3 August 2022

Abstract. We have measured Cd/Ca ratios of several benthic foraminiferal species and studied benthic foraminiferal assemblages on two cores from the northern Indian Ocean (Arabian Sea and northern Bay of Bengal, BoB), in order to reconstruct variations in intermediate-water circulation and paleo-nutrient content since the last deglaciation. Intermediate water Cd_w records estimated from the benthic Cd/Ca reflect past changes in surface productivity and/or intermediate–bottom-water ventilation. The benthic foraminiferal assemblages are consistent with the geochemical data. These results suggest that during the last deglaciation, Cd_w variability was primarily driven by changes in intermediate-water properties, indicating an enhanced ventilation of intermediate–bottom water masses during both Heinrich Stadial 1 and the Younger Dryas (HS1 and YD, respectively). During the Holocene, however, surface primary productivity appears to have influenced Cd_w more than intermediate water mass properties. This is evident during the early Holocene (from 10 to 6 cal ka) when benthic foraminiferal assemblages indicate that surface primary productivity was low, resulting in low intermediate-water Cd_w at both sites. Then, from ∼ 5.2 to 2.4 cal ka, surface productivity increased markedly, causing a significant increase in the intermediate-water Cd_w in the southeastern Arabian Sea and the northeastern BoB. The comparison of intermediate-water Cd_w records with previous reconstructions of past Indian monsoon evolution during the Holocene suggests a direct control of intermediate-water Cd_w by monsoon-induced changes in upper-water stratification and surface primary productivity.

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

Geophysical Research Letters

RESEARCH LETTER
10.1029/2022GL100003

Key Points:

- We present a 17 kyr record of foraminiferal Nd isotopes from the intermediate-depth northern Indian Ocean with a resolution of ~200 years
- Both regional Himalayan weathering inputs and intermediate water advection from the Southern Ocean influenced the record
- Different interhemispheric relationships are revealed between Antarctic Intermediate Water and the Indian Summer Monsoon during the last deglaciation compared to the Early Holocene

Supporting Information:

Supporting Information may be found in the online version of this article.

Correspondence to:

Z. Yu,
yuzhaojie@qdio.ac.cn

Citation:

Yu, Z., Colin, C., Wilson, D. J., Bayon, G., Song, Z., Sepulcre, S., et al. (2022). Millennial variability in intermediate ocean circulation and Indian monsoonal weathering inputs during the last deglaciation and Holocene. *Geophysical Research Letters*, *49*, e2022GL100003. https://doi.org/10.1029/2022GL100003

Received 10 JUN 2022
Accepted 25 OCT 2022

© 2022. American Geophysical Union.
All Rights Reserved.

Millennial Variability in Intermediate Ocean Circulation and Indian Monsoonal Weathering Inputs During the Last Deglaciation and Holocene

Zhaojie Yu[1,2,3], Christophe Colin[4], David J. Wilson[5], Germain Bayon[6], Zehua Song[1], Sophie Sepulcre[4], Arnaud Dapoigny[7], Yuanlong Li[8], and Shiming Wan[1,2,3]

[1]Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, China, [2]Laboratory for Marine Geology, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao, China, [3]Center for Ocean Mega-Science, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, China, [4]Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, Orsay, France, [5]Institute of Earth and Planetary Sciences, University College London and Birkbeck, University of London, London, UK, [6]IFREMER, Marine Geoscience Unit, Plouzané, France, [7]LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, Gif-sur-Yvette, France, [8]Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, China

Abstract The relationship between ocean circulation and monsoon systems over orbital to sub-millennial timescales is a crucial but poorly constrained component of the climate system. Here, using foraminiferal and detrital neodymium (Nd) isotope records from the intermediate-depth northern Indian Ocean, we provide new evidence revealing that both monsoon-driven weathering inputs and water mass advection from the Southern Ocean influenced past seawater Nd isotope changes in this region. Our results suggest that Indian Summer Monsoon weakening coincided with enhanced northward Antarctic Intermediate Water (AAIW) advection during the last deglaciation, reflecting a strong interhemispheric coupling. In contrast, the Early Holocene was characterized by enhanced monsoon strength but persistently strong AAIW inflow, indicating a relationship in the opposite sense. These differing interhemispheric relationships indicate asynchronous changes in the global atmosphere—ocean—climate system, and may represent a previously unrecognized component of the ocean-atmosphere reorganization during the deglacial to Holocene transition.

Plain Language Summary Deciphering the interactions between processes in the Northern and Southern hemispheres is crucial for understanding the mechanisms of paleoclimate change, and therefore for predicting future climate evolution. Resolving the nature of such interactions requires high-resolution datasets from key components of the system. To this end, we present a new intermediate-depth foraminiferal neodymium (Nd) isotope record from the Indian Ocean covering the last 17,000 years at an unprecedented resolution of ~200 years. Variability in this Nd isotope record reflects both changes in regional Nd inputs related to continental weathering driven by the Indian Summer Monsoon (ISM), and changes in the Nd signal carried northwards from the Southern Ocean by Antarctic Intermediate Water (AAIW). By disentangling these continental weathering and ocean circulation signals, we can compare Northern and Southern Hemisphere climate processes on sub-millennial timescales. We found that ISM weakening coincided with enhanced northward AAIW advection during the last deglaciation, whereas enhanced monsoonal activity was accompanied by persistently strong intermediate water inflow during the Early Holocene. This variable interhemispheric connection between the summer monsoon and intermediate water advection may have played a crucial role in the last deglacial climate transition.

19448007, 2022, 21, Downloaded from https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2022GL100003 by Portail BIoCNRS INSU, Wiley Online Library on [10/11/2022]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

Manuscript to be submitted to Paleoceanography and paleoclimatology

Changes in the sources and dynamics of intermediate water masses in the Northeastern Atlantic Ocean over the past 35ka from foraminiferal geochemical and assemblage records

Solène POURTOUT[1], Sophie SEPULCRE[1], Laëtitia LICARI[2], Giuseppe SIANI[1], Élisabeth MICHEL[3], Patricia RICHARD[3], Nadine TISNERAT-LABORDE[3], Arnaud DAPOIGNY[3], Christophe COLIN[1].

1. Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS 91400 Orsay, France
2. Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Geosciences de l'Environnement (CEREGE), Technopôle de l'Arbois-Méditerranée, BP80, 13145 Aix-en-Provence, France
3. Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), Ormes de Merisiers, bât 714, 91190 Saint-Aubin, France

Abstract

The Intermediate Water Circulation is a key player in global ocean circulation and contributes to the variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC). However, the ocean dynamics at intermediate depths since the Last Glacial Maximum (LGM) remains controversial and still needs to be constrained, especially to better understand the relationships between the Atlantic and the Southern Oceans at glacial-interglacial timescale as well as during shorter climate events. In this study, past changes in the circulation of intermediate waters of the Northeastern Atlantic have been established over the past 35 ka from benthic foraminiferal assemblages and geochemical proxies ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ and ^{14}C), as well as with the authigenic neodymium isotopic composition (εNd) of planktonic foraminifera from marine sediment core SU92-28 located at the Northwestern of Cap Saint-Vincent, southern Portugal. During the LGM, the high relative abundance of epifaunal species associated with the high values of the calculated oxygen concentrations reflect a well-ventilated environment therefore oligotrophic to mesotrophic conditions, consistent with enriched benthic $\delta^{13}C$ values as well low $\Delta^{14}C_{B-P}$ values (the difference between planktonic and benthic foraminifera ^{14}C ages). These results, associated to the εNd record, suggest that there was little or no penetration of southern-sourced water mass (such as Antarctic Intermediate Water, AAIW) into the northeastern Atlantic during the LGM and point towards an exclusively northern component water mass (such as the Glacial North Atlantic Intermediate Water, GNAIW) with no contribution from Mediterranean Sea Water (MSW). By contrast, the Holocene period is characterized by the presence of shallow to intermediate infaunal species, as

well as slightly lower benthic $\delta^{13}C$ values and lower oxygen concentrations than at the LGM, reflecting thus mesotrophic conditions. The combination of the $\delta^{13}C$ and εNd records indicates the presence of a small proportion of AAIW in the Northeastern Atlantic, mixed with MOW and Northern Atlantic waters. Finally, during the Last Deglaciation, changes in the $\delta^{13}C$ and εNd coinciding with strong $\Delta^{14}C_{B-P}$ age shifts are recorded during the two HS1 (Heinrich Stadial 1) and YD (Younger Dryas) cold events, providing strong evidence for an increased contribution of AAIW at the studied site. In addition, the high relative abundance of intermediate to deep infaunal species and very low oxygen concentrations reflect mesotrophic to eutrophic deep-water conditions, indicating high nutrient input from the AAIW. Our data therefore reveal an abrupt and increased northward advection of the AAIW during periods of reduced North Atlantic overturning circulation during the Last Deglaciation.

université PARIS-SACLAY

Titre : Reconstitutions de la circulation océanique à l'échelle des derniers cycles glaciaires-interglaciaires : développement et application de traceurs géochimiques et géochronologiques aux archives sédimentaires

Mots clés : Paléoclimatologie (Quaternaire), Enregistrements sédimentaires, Micropaléontologie (Foraminifères), Géochimie isotopique et élémentaire, Géochronologie

Résumé : Reconstituer les climats du passé est la clé de la compréhension des changements futurs et de leur prévision par la modélisation. Le rôle des différents compartiments de ce système complexe, et leurs interactions via des échanges d'énergie et de matière comme par exemple, le cycle du Carbone, restent à préciser. Dans ce contexte, l'impact de la circulation des masses d'eau et de l'océan en tant que réservoir doivent être mieux documenter. Pour atteindre cet objectif, les travaux de recherche que j'ai menés ont essentiellement porté sur i) la meilleure compréhension du rôle de la circulation des masses d'eau de subsurface et intermédiaires sur le système climatique à l'échelle glaciaire-interglaciaire, ii) la reconstitution des variations des connexions entre les différents bassins océaniques via ces masses d'eau et iii) la mise en évidence des interactions qui existent entre les changements de la dynamique de ces masses d'eau et le cycle du Carbone. Afin de mieux y répondre, je porte un intérêt particulier à la mise au point, au développement et à l'optimisation de traceurs géochimiques et géochronologiques respectivement dédiés aux reconstitutions paléoenvironnementales et au calage temporel des archives sédimentaires. J'utilise notamment les isotopes stables du Carbone ($\delta^{13}C$) et de l'Oxygène ($\delta^{18}O$), les rapports élémentaires (e.g., Mg/Ca, Sr/Ca, Cd/Ca, Mg/Li, U/Ca) et les âges ^{14}C mesurés sur les tests des foraminifères benthiques et planctoniques. Les différents chantiers sur lesquels j'ai travaillé, grâce à l'(co-)encadrement de thèses soutenues et en cours et de stages de M2, et au financement par différents programmes, ont porté sur l'océan Indien (Nord et Équatorial), l'Océan Atlantique Nord-Est et des chantiers ou en cours d'étude ou programmés dans le futur en Mer Méditerranée et dans l'Océan Austral. Nos résultats ont en particulier contribué à une meilleure compréhension du rôle des masses d'eau de subsurface et intermédiaires depuis le Dernier Maximum Glaciaire

Title : Reconstructions of past ocean circulation at glacial-interglacial timescale: development and use of geochemical and geochronological proxies to sedimentary archives

Keywords : Paleoclimatology (Quaternary), Sediment records, Micropaleontology (foraminifers), Isotopic and elemental geochemistry, Geochronology

Abstract : Reconstructing past climate variations is the key to understand future changes and predict them through modelling. The role of the different players of this complex system, and their interactions via the flux of energy and matter such as through the carbon cycle, remain to be clarified. Thus, the impact of the changes in the water masses circulation and of the ocean as a pool, must be better documented. To achieve this objective, my research work has essentially focused on i) better understanding the role of the circulation of subsurface and intermediate water masses on the climate system at glacial-interglacial timescale, ii) the reconstruction of the variations in the connections between the different ocean basins via these water masses and iii) the highlighting of interactions that exist between changes in the dynamics of these water masses and the carbon cycle. To achieve these goals, I have particular interest in the development and optimization of geochemical proxies and geochronological tools dedicated to paleoenvironmental reconstructions and the temporal adjustment of sedimentary archives, respectively. I use the Carbon ($\delta^{13}C$) and Oxygen ($\delta^{18}O$) stable isotopes, elemental ratios (e.g., Mg/Ca, Sr/Ca, Cd/Ca, Mg/Li, U/Ca) and ^{14}C ages measured on benthic and planktonic foraminifera. I worked on various projects thanks to the (co-) supervision of (defended and in progress) PhD and M2 internships, and to the support of financial programs, focused on the Indian Ocean (North and Equatorial), the North-East Atlantic Ocean and other areas are being studied or planned in the Mediterranean Sea and in the Southern Ocean. Our results have especially better documented the role of subsurface and intermediate water masses since the Last Glacial Maximum.

Université Paris-Saclay
Espace Technologique / Immeuble Discovery
Route de l'Orme aux Merisiers RD 128 / 91190 Saint-Aubin, France