



HAL
open science

De la production primaire aux climats du passé : Vers une meilleure compréhension du cycle du carbone et du cycle de l'eau.

Stéphanie Duchamp-Alphonse

► To cite this version:

Stéphanie Duchamp-Alphonse. De la production primaire aux climats du passé : Vers une meilleure compréhension du cycle du carbone et du cycle de l'eau. : Approches micropaléontologique, géochimique et minéralogique. Climatologie. Université Paris-Sud, 2018. tel-04525324

HAL Id: tel-04525324

<https://hal.science/tel-04525324>

Submitted on 10 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.



HAL
open science

De la production primaire aux climats du passé : Vers une meilleure compréhension du cycle du carbone et du cycle de l'eau. Approches micropaléontologique, géochimique et minéralogique

Stéphanie Duchamp-Alphonse

► **To cite this version:**

Stéphanie Duchamp-Alphonse. De la production primaire aux climats du passé : Vers une meilleure compréhension du cycle du carbone et du cycle de l'eau. Approches micropaléontologique, géochimique et minéralogique. Climatologie. Université Paris-Sud, 2018. tel-04525324

HAL Id: tel-04525324

<https://hal.science/tel-04525324>

Submitted on 10 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.



UNIVERSITÉ PARIS SUD-SACLAY

Mémoire présenté en vue de l'obtention de
L'Habilitation à Diriger des Recherches

DE LA PRODUCTION PRIMAIRE AUX CLIMATS DU PASSÉ :
Vers une meilleure compréhension du cycle du carbone
et du cycle de l'eau

Approches micropaléontologique, géochimique et minéralogique

Stéphanie Duchamp-Alphonse

soutenue le 19 décembre 2018

Composition du Jury

| | |
|---------------------------------------------------------------------|--------------|
| Franck Bassinot , Directeur de Recherche, LSCE/CEA | Rapporteur |
| François Baudin , Professeur, Sorbonne Université, ISTeP | Rapporteur |
| Philippe Martinez , Professeur, Université de Bordeaux, EPOC | Rapporteur |
| Annachiara Bartolini , Professeure, CR2P/MNHN | Examinatrice |
| Luc Beaufort , Directeur de Recherche, CEREGE | Examinateur |
| Christophe Colin , Professeur, Université Paris Sud, GEOPS | Examinateur |

*Département des Sciences de la Terre
Laboratoire GEOPS (GEOsciences Paris Sud)
Bâtiment 504 – F-91405 Orsay Cedex*

**Partie 2 : BILAN DES ACTIVITÉS DE RECHERCHE
(2008-2018)**

1. Introduction

Les activités de recherche que j'ai mené au laboratoire **GEOPS** (UMR 8148), ont porté sur la **restitution des climats anciens et sur les interactions biogéochimiques associées** au sein du système Océan-Atmosphère. L'objectif était de mieux contraindre les schémas de causalités à l'origine de grands changements paléoenvironnementaux, comme ceux observés au **Valanginien** (Crétacé inférieur, ~ 135 Ma), où au cours de **la dernière déglaciation**. Les dimensions géologiques, biologiques et chimiques de cette problématique m'ont demandé une approche multidisciplinaire que j'ai articulé autour de trois volets complémentaires : la **micropaléontologie** (nanofossiles calcaires), la **géochimie** (élémentaire et isotopique), et la **minéralogie** (argiles et roche totale). Je me suis plus particulièrement attachée à restituer et appréhender les variations de la **production des coccolithophores** (phytoplancton calcaire) dans le passé, afin de comprendre leur(s) relation(s) avec le **cycle du carbone**. Les problématiques abordées, m'ont amené à investir plusieurs chantiers d'étude : i) **les Bassins Vocontien** (SE France) et **Lombard** (Italie), **le domaine Boréal** (passages Groenland-Norvège et Polonais), et **l'Océan Atlantique** pour le Valanginien et ii) **l'Océan Austral** (secteur Pacifique) ainsi que **le Golfe du Bengale** pour la dernière déglaciation.

Les problématiques concernant le Valanginien reposent sur de fortes collaborations avec **l'ISTE de l'Université de Lausanne**, le **MNHN de Paris**, et le **CR2P de l'Université Paris VI** (UMR 7202), et sont en continuité avec les thématiques abordées au cours de ma thèse, et développée pendant mes contrats d'ATER. Elles font partie intégrante de la thèse de *G. Charbonnier*, que j'ai co-encadré entre 2010 et 2013. Les problématiques développées sur le Quaternaire reposent sur de fortes collaborations avec 3 laboratoires nationaux : le **LSCE** (UMR 8212), le **LMD** (UMR 8539) et le **CEREGE** (UMR 7330) et 4 Universités étrangères : les **Universités de Bern** (Suisse), de **Magallanes** (Punta Arena, Chili), de **Concepción** (Chili) et de **Tongji** (Shanghai, Chine).

A) Productivité biologique du Valanginien, climat à effet de serre, et province magmatique du Paraná-Etendeka, existe-t-il un lien ?

Le Valanginien (~135 Ma) marque une période clé dans l'histoire climatique de la Terre, puisqu'elle enregistre des changements paléoenvironnementaux globaux qui se caractérisent par une diminution drastique de la production carbonatée néritique et (hémi-) pélagique, et une eutrophisation accrue des écosystèmes marins. Le paroxysme des perturbations coïncide avec l'enregistrement d'une anomalie positive en $\delta^{13}\text{C}$ dans les fractions carbonatées et organiques des sédiments : « l'épisode Weissert », attestant d'une perturbation significative du cycle du carbone à l'échelle du globe.

Deux principaux objectifs étaient associés à cette thématique. Il s'agissait de : i) comprendre à haute résolution temporelle (<100 ka), les interactions majeures existantes entre le climat, l'altération-érosion sur le continent et la productivité primaire au Valanginien; et ii) contraindre les facteurs externes forçant ces

changements paléoenvironnementaux en étudiant notamment les rôles qu'ont pu jouer la mise en place de la province magmatique du Paraná-Etendeka (~ 134-136 Ma), hypothèse encore largement controversée, et les changements orbitaux (*thèse de Guillaume Charbonnier, 2010-2013*). Des études micropaléontologiques (coccolithes), couplées à des analyses géochimiques ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, Hg...), minéralogiques (roche totale et fraction argileuse) et cyclostratigraphiques (analyses spectrales des signaux de susceptibilité magnétique) ont été menées sur des archives sédimentaires du Bassin Vocontien, du proto-océan Atlantique Nord, et du Sud de la Téthys. Nos résultats ont montré que l'intensification de l'activité volcanique du Paraná-Etendeka (Hg, Charbonnier et al., 2017, Charbonnier et al., en révision (GSA book)) pourrait être à l'origine de l'épisode Weissert ($\delta^{13}\text{C}$, Duchamp-Alphonse et al., 2007 ; Charbonnier et al., 2013, 2016, 2017), dont la durée a été estimée à ~ 2.08 Ma (cyclostratigraphie, Charbonnier et al., 2013). L'excès de CO_2 alors induit dans le système océan-atmosphère, couplé à une configuration orbitale propice à une forte insolation aux basses et moyennes latitudes (analyse spectrale de la susceptibilité magnétique, Charbonnier et al., 2013, 2016), seraient probablement à l'origine du climat à effet de serre à ces latitudes, provoquant une accélération du cycle hydrologique et une intensification de l'altération chimique sur les continents (minéralogie des argiles, Duchamp-Alphonse et al., 2011 ; Westermann et al., 2013 ; Charbonnier et al., 2015). Couplée à une expansion océanique accrue, et à une augmentation du niveau marin de 2^{ème} ordre (minéralogie de la roche totale et des argiles, Duchamp-Alphonse et al., 2011), la fertilisation des eaux de surface nord-téthysiennes expliquerait le déclin des nannofossiles calcaires (coccolithes, Duchamp-Alphonse et al., 2007, 2011), et plus particulièrement celui des nannoconides du bassin Vocontien pendant l'épisode Weissert (Duchamp-Alphonse et al., 2014). Par ailleurs, il semblerait que de faibles $[\text{CO}_{2\text{aq}}]$ et de fortes $[\text{Ca}^{2+}]$ aient contribué à la reprise de production de nannofossiles calcaires, et plus particulièrement celle des nannoconides et des pentolithes du bassin Vocontien, contribuant massivement à la production carbonatée de la marge Nord-téthysienne, à la suite de l'épisode de Weissert (Duchamp-Alphonse et al. 2014).

Cette problématique s'est concrétisée par 10 articles publiés dans des revues de rang A (Scientific Report, EPSL, Palaeo3, Marine Micropal, Cretaceous Research), un article soumis à GSA book (révisions majeures), et un article en cours de rédaction (partie 1, chapitre 2.2.4).

B) La productivité biologique de l'Océan Austral : un facteur forçant les changements de pCO_2 atmosphérique au cours de la dernière déglaciation.

La dernière déglaciation est le changement climatique majeur récent le mieux documenté. Elle est associée à une augmentation globale des températures de 4 à 5°C et une augmentation du niveau des mers d'~120 m. Pendant cette période, la concentration en dioxyde de carbone atmosphérique a augmenté d'~ 80 ppm. Comprendre la combinaison des facteurs biochimiques et physiques à l'origine de cette augmentation et le lien avec le changement climatique est essentiel dans le contexte actuel de modification majeure de la composition atmosphérique.

Les modèles numériques montrent que l'Océan Austral aurait joué un rôle central dans le système climatique global de la dernière déglaciation, via des interactions complexes entre la glace de mer (étendue), les masses d'eau océanique (stratification vs mélange), et la productivité primaire (pompe biologique). En effet, il semblerait que ces processus puissent expliquer l'intégralité de l'augmentation de CO₂ atmosphérique enregistrée pendant cette période, la productivité, via la Pompe Biologique, pouvant engendrer à elle seule, la moitié des changements. Cependant, à cause du manque d'études sur la productivité marine de l'Océan Austral, il reste difficile de quantifier et dater les changements d'efficacité de la Pompe Biologique (PB) pour les mettre en regard du changement de pCO₂ atmosphérique.

Dans le cadre des projets INSU-LEFE-IMAGO CHICO (porteuse du projet) et SEPORA, et des projets de coopération ECOS-Sud et du Conseil Suédois pour la recherche, nous avons proposé d'explorer la dynamique de la pompe biologique marine pendant la dernière déglaciation via une analyse micropaléontologique (coccolithophoridés et foraminifères) et géochimiques (COT, CaCO₃, Br_{XRF}, Ca_{XRF}, δ¹³C_{org}, C/N) de carottes marines prélevées dans la zone subantarctique de l'Océan Austral (secteur Pacifique) (*stages de Licence et de Masters et thèse de G. Rouaud*). Les coccolithophoridés jouent un rôle unique dans le cycle du carbone puisqu'ils sont les seuls à utiliser le Carbone Inorganique Dissous (CID) des eaux de surface aussi bien pour les processus de photosynthèse que pour les processus de calcification, et sont donc les seuls à contribuer à la fois à la Pompe des Tissus Mous (PTM) et à la Contre Pompe des Carbonates (CPC), i.e. à la production de Carbone Organique Particulaire (COP) et de Carbone Inorganique Particulaire (CIP) dans les eaux de surface, et leur transfert vers le réservoir océanique profond.

Nos travaux ont permis de mettre en évidence une diminution d'efficacité de la Pompe Biologique au cours des principales phases d'augmentation de la pCO₂ atmosphérique de la dernière déglaciation (Duchamp-Alphonse et al., 2018, Nature Coms). Cette réduction d'efficacité est en partie due à une CPC plus efficace (liée à une augmentation de la production de carbonates par les coccolithophoridés et les foraminifères planctoniques), associée à des teneurs en nutriments et en CO_{2aq} plus élevées dans les eaux de surface subantarctiques. Nous proposons que les changements dans l'efficacité de la PB de la zone Subantarctique, combinés à une ventilation accrue du réservoir océanique profond via une revigoration de la divergence antarctique, ont joué un rôle majeur dans l'entrée en déglaciation.

Concrètement, cette thématique a alimentée 3 stages de L3, 4 stages de M1, et 4 stages de M2. Deux articles sont publiés (Duchamp-Alphonse et al. 2018, Nat. Coms et Haddam et al., 2018, QSR) et deux articles sont en cours de rédaction (Duchamp-Alphonse et al., et Siani et al.).

C) Reconstruction de la variabilité de la mousson d'été indienne depuis le Dernier Maximum Glaciaire.

Le système de mousson se caractérise par un balancement saisonnier méridien des vents et des précipitations engendrés par les gradients thermiques opposés qui se créent entre l'océan et le continent en

été et en hiver, et entre les deux hémisphères. Il conduit à des hivers secs et des étés humides sous tous les tropiques, avec une forte influence en Asie, en Australie et en Afrique, ainsi que dans les océans Pacifique Nord et Indien. La mousson est particulièrement importante dans le système climatique terrestre, car elle est essentielle dans la distribution globale de la chaleur et de l'humidité.

Les études paléoclimatiques montrent que la dynamique des systèmes de mousson indo-asiatiques a changé au cours du temps. Il ne fait aucun doute qu'elle a varié en fonction des paramètres orbitaux de la Terre et du forçage de l'insolation qui modulent la durée et l'intensité des moussons d'été et d'hiver. Cependant, des processus complexes et des interactions au sein du système Océan-Atmosphère (étendue des calottes de glaces, pCO₂ atmosphérique etc...) ont également joué un rôle majeur.

Dans le cadre de la mission océanographique MONOPOL que j'ai effectuée dans le Golfe du Bengale en juin-juillet 2012, j'ai eu l'occasion d'encadrer 2 *stages de Master* (E. Feuermann (M1, 2012) et R. Jousain (M2, 2013) portant sur la dynamique de la mousson indienne dans le passé (Jousain et al., 2017). Ces stages ont permis d'initier mes activités de recherche sur cette thématique, visant principalement à reconstruire la variabilité de la mousson d'été indienne depuis le Dernier Maximum Glaciaire, et son impact sur le régime d'érosion/altération et de transport sur les bassins-versants péri-himalayens, via l'étude minéralogique (argiles) et géochimique (éléments majeurs et isotopes) de carottes sédimentaires lacustres prélevées au NE du plateau tibétain (Sun et al., 2016) et marines, prélevées dans le Golfe du Bengale (Jousain et al., 2017). L'étude de carottes sédimentaires a par ailleurs été complétée par l'étude géochimique (éléments traces) d'échantillons d'eau prélevés durant MONOPOL (Yu et al., 2017). Nos travaux ont mis en évidence un cycle sédimentaire ralenti jusqu'à ~15 ka, lié à un climat froid et sec, favorisant la présence encore significative de glaciers alpins sur le plateau tibétain. Vers 15 ka, une augmentation de l'érosion physique et du transport de matériel sédimentaire depuis les reliefs marqueraient la transition vers un climat plus humide et plus chaud, avec un optimum climatique et un maximum de précipitations liées à une mousson d'été indienne plus intense, entre 10-9 ka et 7-6 ka, selon les régions étudiées. Au cours des derniers 6 ka, le passage graduel vers un climat plus aride favoriserait l'érosion et le transport du matériel sédimentaire depuis la plaine indo-gangétique vers le Golfe du Bengale, au détriment des hauts reliefs.

Cette problématique s'est concrétisée par 4 articles publiés (Sun et al., 2016, 2018, Quaternary International; Jousain et al., 2017, G3; Yu et al., 2017, G3). Elle a également alimentée 3 stages de L3, 2 stages de M1, et 1 stage de M2.

Chacun des axes de recherche exposés ci-dessus est détaillé à la suite de ce mémoire. Je présente les problématiques scientifiques abordées ces 10 dernières années, sur la base de brèves synthèses bibliographiques documentant l'évolution des états de l'art. Après les avoir brièvement mis en regard de mes activités doctorales et postdoctorales, je détaille les travaux de recherche menés et encadrés en tant que Maître de Conférence et ayant abouti à des publications. Je mets en lumière, à la fin de chacun de ces axes de recherche, des points majeurs qui me semblent importants de développer dans le futur, et qui constituent les perspectives de mon travail de recherche que j'aborde dans la 3^{ème} partie de ce mémoire.

2. Productivité biologique du Valanginien, climat à effet de serre et province magmatique du Paraná -Etendeka (PE) : Existe-t-il un lien ?

2.1. Évènement Weissert : Bref état de l'art et évolution des problématiques de 1977 à nos jours

- De 1977 à 1997

Le climat du Crétacé inférieur est souvent décrit comme un climat à effet de serre (Barron, 1983; Hallam, 1986; Frakes et al., 1995), caractérisé par des niveaux de CO₂ atmosphérique (Barron et al., 1993; Berner et al., 1983) et un gradient de température équateur-pôle (Frakes et al., 1995) respectivement plus élevés et plus faibles que ceux d'aujourd'hui. Ces conditions ne seraient pas propices à la présence de glaces polaires qui seraient remplacées par une faune et une flore de climat tempéré à chaud (Vakhrameev, 1991). Toutefois, la description de dépôts à affinité glaciaire (Kellogg, 1975; Dalland, 1977; Kemper, 1983, 1987), et les premières reconstructions de paléotempératures océaniques (Sloan et Barron, 1991; Pirrie et al., 1995) suggèrent des conditions subpolaires aux hautes latitudes, et questionnent par-là, l'hypothèse d'un climat durablement chaud pour cette période de temps.

- De 1997 à 2002

La multiplication des études à haute résolution temporelle se focalisant sur la reconstruction des paléotempératures du Crétacé inférieur permet de confirmer la répétition de périodes plus froides au Crétacé inférieur, et pouvant être favorables à la présence des glaces aux pôles (Ditchfield, 1997; Price, 1999). Ce serait plus particulièrement le cas du Valanginien, où des analyses $\delta^{18}\text{O}$ effectuées sur des rostrum de bélemnites et des dents de poissons attestent d'un refroidissement significatif des masses d'eau océaniques entre 30 et 70°N (Ditchfield, 1997; Van de Schootbrugge et al., 2000), tandis que l'évolution des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ obtenues sur roche carbonatée totale montre une cyclicité de 250-500 ka et suggère des pulses de production de glaces de mer (Stoll et Schrag, 1996). Or le Valanginien est souvent décrit comme étant la première période de climat à effet de serre du Crétacé inférieur. En effet, la transition Valanginien inférieur-Valanginien supérieur enregistre une anomalie positive en $\delta^{13}\text{C}$ d'une amplitude proche de 2‰ dans les fractions carbonatées des sédiments des basses latitudes, et interprétée comme reflétant une perturbation majeure du cycle du carbone en lien avec la mise en place de la Province Magmatique du Paraná-Etendeka (PE) (Lini et al., 1992; Weissert et al., 1998; Price et al., 2000).

Plus particulièrement, l'anomalie isotopique, devenue l'Évènement ou Épisode Weissert (Erba et al., 2004), s'accompagne d'importants renouvellements faunistiques et floristiques qui affectent de façon synchrone,

la répartition de plusieurs taxons téthysiens et pacifiques, que ce soit en domaine néritique (Föllmi et al., 1994) ou (héli-) pélagique (Erba, 1994 ; Bersezio et al., 2002) (Fig. 2.1.)

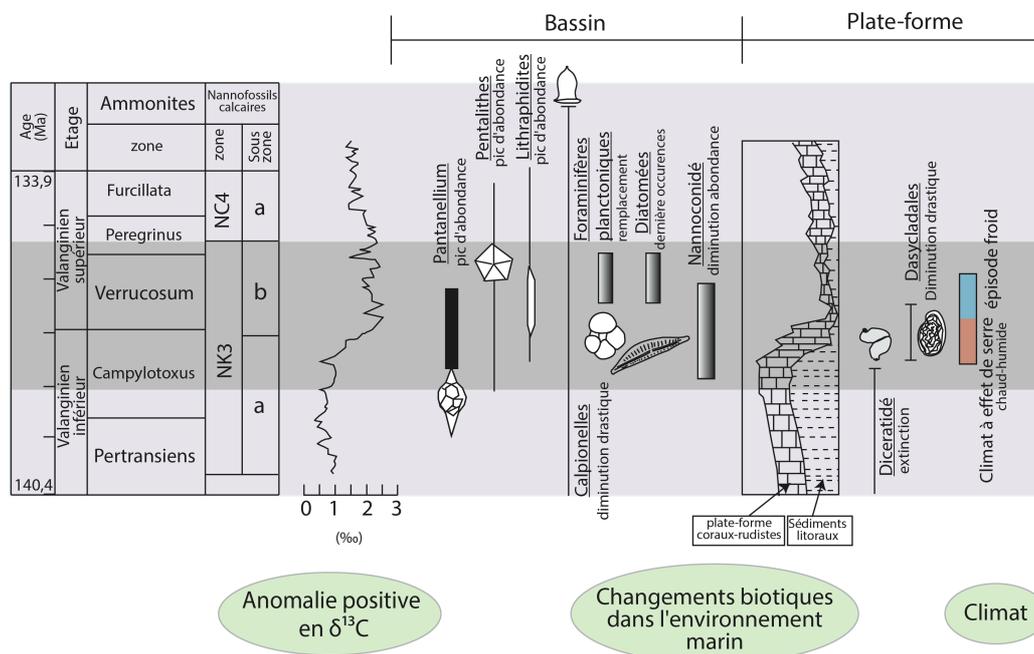


Fig. 2.1 : Représentation schématique des événements chimio-stratigraphiques ($\delta^{13}C$) et biostratigraphiques (bouleversements faunistiques et floristiques majeurs) du Valanginien, mis en évidence dans les sédiments marins des basses latitudes (modifié après Gardin et Bartolini (CR2P), et Charbonnier (GEOPS)).

Le modèle articulant l'ensemble de ces archives sédimentaires met en scène la mise en place de la province magmatique du PE, affleurant en Amérique du Sud et en Afrique (Piccirillo et al., 1988; Marzoli et al., 1999), et datée entre 137 et 127 Ma (Renne et al., 1992; Stewart et al., 1996), comme facteur forçant ces événements stratigraphiques (Fig. 2.2). En effet, dans ce contexte, il est envisageable d'émettre l'hypothèse qu'une intensification de l'activité volcanique du PE au Valanginien ait pu causer une augmentation significative de pCO_2 atmosphérique, et un climat à effet de serre. L'intensification du cycle du carbone aurait engendré une accélération du cycle hydrologique, une intensification des conditions d'hydrolyse et une altération/érosion accrue sur les continents. Ces changements climatiques s'accompagneraient d'une mobilisation plus importante des nutriments vers les bassins sédimentaires (notamment du phosphore), entraînant une fertilisation accrue des écosystèmes marins directement influencés par des apports terrigènes, causant une crise des organismes producteurs de carbonates et plus forte productivité de surface (augmentation de l'enfouissement du Carbone Organique Particulaire (COP) au détriment du Carbone Inorganique Particulaire (CIP).

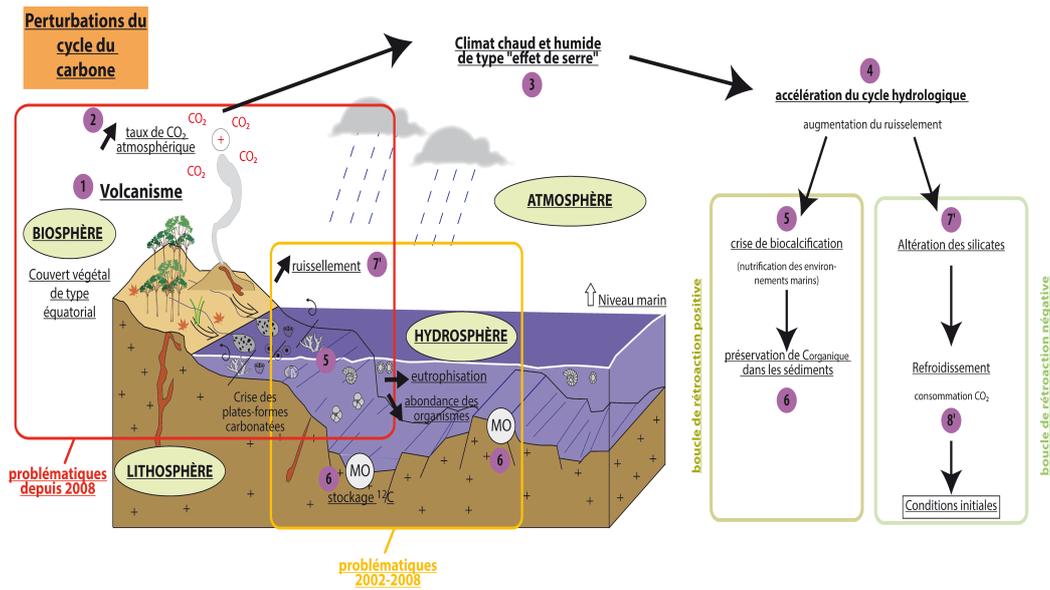


Figure 2.2. Schéma synoptique des événements stratigraphiques du Valanginien *vis par Lini et al., (1992), Föllmi et al., (1994) et Weissert et al., (1998)*. Les encadrés montrent les thématiques portant sur le Valanginien sur lesquelles je me suis focalisée au cours de mes activités doctorales et postdoctorales (orange), et depuis ma prise de fonction en tant que Maître de Conférence (rouge).

Cependant, à cause d'un manque crucial d'études multidisciplinaires à haute résolution temporelle, certaines hypothèses restent à démontrer (notamment le caractère global des dépôts riches en matière organique marine (Herbin et al., 1983; Lini et al., 1992; Bersezio et al., 2002)), et aucun résultat empirique ne permet d'articuler concrètement l'ensemble des événements stratigraphiques mis en évidence à faible résolution temporelle. Par ailleurs, bien qu'envisageable, le lien éventuel qui pourrait exister entre la mise en place de la province magmatique du Paraná-Etendeka et ces changements paléoenvironnementaux n'est pas démontré.

En conclusion, le climat du Crétacé inférieur reste difficile à contraindre. Il est probablement plus chaud et plus humide que le climat actuel, et caractérisé par un gradient pôle équateur plus faible et des masses d'air chaud et humide plus équitablement réparties. Des interludes froids caractérisés par la présence de glaces aux pôles semblent vraisemblables. C'est notamment le cas pour le Valanginien. Cependant, l'évolution des changements environnementaux au Valanginien est mal contrainte, en raison d'un manque crucial d'études à haute résolution temporelle. L'hypothèse d'un climat chaud et humide en phase avec la perturbation globale du cycle du carbone et avec les renouvellements floristiques et faunistiques recensés dans les écosystèmes marins reste d'actualité toutefois, la chronologie des événements stratigraphiques n'est pas connue et leur lien avec les événements géodynamiques reste à démontrer. Ceci est en parti lié à l'absence d'une échelle des temps robuste pour le Crétacé inférieur.

C'est dans ce contexte, que j'ai effectué mes travaux de thèse et mes activités postdoctorales, dont l'objectif principal était de comprendre à haute résolution temporelle (<100 ka), les interactions majeures existantes aux basses latitudes, entre le climat, l'altération-érosion sur le continent et la productivité primaire au Valanginien.

- De 2002 à 2008

Cette période de temps correspond à mes travaux de thèse et mes activités postdoctorales valorisés jusqu'en 2014 (Duchamp-Alphonse et al., 2014).

Mener à bien mes travaux de thèse et mes travaux postdoctoraux imposait d'étudier des archives sédimentaires permettant une approche multidisciplinaire (Fig. 2.2), à haute résolution temporelle. Le choix s'est porté sur 7 coupes sédimentaires européennes, situées entre la Pologne et l'Italie, et disposées long de la marge Nord téthysienne, selon un transect plate-forme bassin (Figure 2.3). Le choix des coupes a par ailleurs été motivé par le fait qu'elles présentent des alternances marno-calcaires généralement continues, dont la richesse en fossiles à caractère biostratigraphique, permet de fournir des canevas temporels précis. Par ailleurs, certaines coupes présentent des niveaux riches en Matière Organique (MO).

Dans le cadre de mes activités de recherche, le signal du $\delta^{13}\text{C}$ de la fraction carbonatée a été obtenu à haute résolution temporelle sur l'ensemble des coupes, afin d'identifier stratigraphiquement l'Évènement Weissert (Erba et al., 2004; Duchamp-Alphonse et al., 2007; Westermann et al., 2011, 2013), et de mieux contraindre les variations du cycle du carbone global. Le signal du $\delta^{18}\text{O}$ a parfois été envisagé comme marqueur potentiel de tendances de paléotempératures des eaux de surface (Duchamp-Alphonse et al., 2007). L'étude semi-quantitative des minéraux de la roche totale et de la fraction argileuse de l'ensemble des coupes a été effectuée dans le but de caractériser les changements des conditions d'altération et d'érosion au niveau des régions sources, tributaires des variations du niveau marin, et de la dynamique des précipitations (Duchamp-Alphonse et al., 2011; Westermann et al., 2013). L'analyse semi-quantitative des assemblages de nanofossiles calcaires (principaux producteurs primaires du Crétacé inférieur) de la coupe d'Angles, a permis d'étudier l'évolution de la production carbonatée planctonique et de reconstruire les conditions trophiques et les conditions de salinité des eaux de surface du bassin Vocontien (domaine hémipélagique : Duchamp-Alphonse et al., 2007; 2014). L'étude des éléments majeurs et en traces de la roche totale a apporté des informations complémentaires sur l'ensemble des processus géologiques, biologiques et chimiques mis en évidence par les marqueurs précédents. Plus particulièrement, les teneurs en phosphore des sédiments étudiés ont été interprétées (quand cela était possible), comme marqueur potentiel des apports en nutriments sur la marge Nord téthysienne, et plus particulièrement dans le bassin Vocontien (Westermann et al., 2013). L'analyse des teneurs en Carbone Organique Total (COT) et en Azote (N) des sédiments, couplée à l'étude du degré de maturation et d'altération de la MO (T_{max} et indices d'Hydrogène (HI) et d'Oxygène (OI)) ont permis d'identifier l'origine (marine ou continentale) de la MO des niveaux organiques présents sur certaines coupes (Westermann et al., 2010). En parallèle, l'analyse des éléments traces pouvant être sensibles aux conditions redox à l'interface eau-sédiment (U, V, Co, Mo, As, Mn, Cr, Cu, Zn, Fe) a permis d'évaluer l'étendue des conditions anaérobiques à l'interface eau-sédiment, et ainsi d'explorer les mécanismes impliqués dans les changements de stockage de carbone à l'échelle du globe au Valanginien (Westermann et al., 2010).

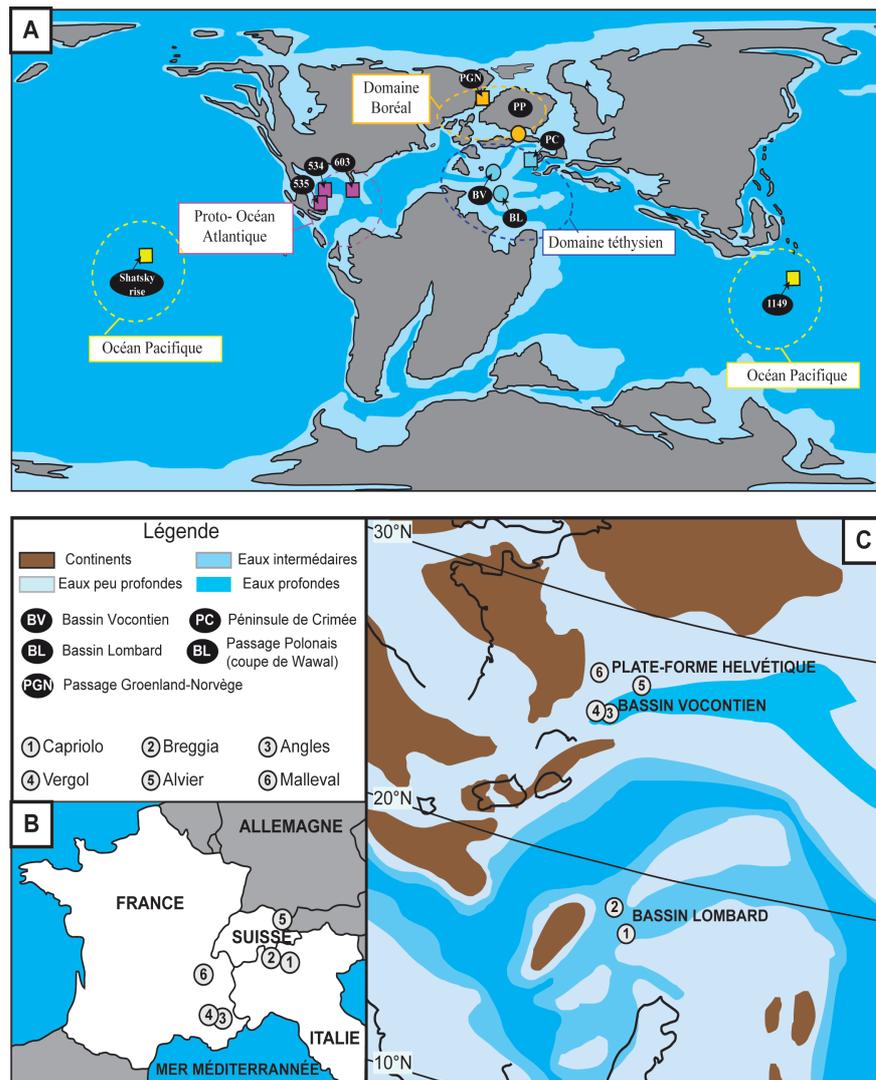


Figure 2.3 : Localisation des bassins et des sites étudiés (pastilles rondes) au cours de mes activités doctorales et postdoctorales. Les analyses géochimiques, minéralogiques et/ou micropaléontologiques obtenues ici ont été comparées avec des résultats provenant de la littérature (pastilles carrées). A) Carte paléogéographique du Crétacé inférieur (modifiée de Duchamp-Alphonse et al., 2014 après MacSotay, 1980) - B) Carte paléogéographique de la Téthys occidentale au Crétacé inférieur (modifiée de Westermann et al., 2013 après Hennig et al., 1999).

Après avoir contrôlé le potentiel d'altération diagénétique de chacun des traceurs, les études à haute résolution temporelle de la production carbonatée hémipélagique et des conditions trophiques de la marge NO téthysienne, ainsi que de l'intensité de l'érosion/altération sur les régions sources, ont permis d'établir les changements paléoenvironnementaux de cette région, ainsi que leur chronologie (Fig. 2.4). Pour la première fois, il a été démontré que l'Évènement Weissert se matérialisait par une crise des nannofossiles calcaires (Duchamp-Alphonse et al., 2007), et plus particulièrement des nannoconides (Duchamp-Alphonse et al., 2007, 2014), en phase avec la crise des producteurs de carbonates néritiques (Duchamp-Alphonse et al., 2007), et engendrée par une fertilisation accrue de la zone photique de la marge Nord-Ouest téthysienne (Duchamp-Alphonse et al. 2007; Westermann et al., 2013) à la suite d'une intensification de l'altération/érosion du continent, dans un scénario de climat à effet de serre (Duchamp-Alphonse et al., 2011; Westermann et al., 2013). Alors que la nutrification des écosystèmes vocontiens et la crise des

organismes producteurs de carbonates se produisent avant l'Évènement Weissert, les perturbations atteignent leur maximum au paroxysme de cet Évènement. Les niveaux riches en matière organique contemporains de l'anomalie positive en $\delta^{13}\text{C}$ sont généralement rares, et s'ils existent, présentent une origine mixte, i.e. marine et continentale, avec pour certains affleurements, une très forte composante continentale. Dans tous les cas, les conditions des eaux de fond restent relativement bien oxygénées (Westermann et al., 2010). Il semblerait donc que l'Évènement Weissert, à la différence de l'anomalie positive en $\delta^{13}\text{C}$ enregistrée à l'Aptien inférieur, ne soit pas caractérisé par un évènement anoxique global, mais pourrait être la conséquence i) d'une augmentation du stockage de COP (enrichie en ^{12}C) dans les mers marginales, (comme précédemment observé en Atlantique Nord et dans la mer de Weddell (Meyers, 1987; Barker et al., 1990)), et sur les continents (Ziegler et al. 1987) et ii) du démantèlement des plate-formes carbonatées, diminuant la capacité de stockage du CIP (enrichi en ^{13}C) dans le réservoir sédimentaire (Weissert et al., 1998).

En conclusion, les résultats obtenus au cours de mes travaux doctoraux et postdoctoraux ont permis de tester le modèle proposé par Lini et al., (1992), Föllmi et al., (1994) et Weissert et al. (1998) (Fig. 2.1) sur la marge NO téthysienne, c.à.d pour la zone intertropicale, et dans le cas d'écosystèmes marins directement tributaires des apports terrigènes. Dans ce contexte, l'Évènement Weissert reflète des réactions en chaînes au sein du système Océan-Atmosphère, induites par des conditions plus chaudes et plus humides suggérant la mise en place d'un climat à effet de serre aux basses latitudes. Cet évènement caractérise clairement le paroxysme des perturbations paléoenvironnementales impliquant les cycles du carbone, des carbonates, et de l'eau. Toutefois, bien que le caractère global de cet évènement ne soit plus à démontrer, il reste toujours difficile, si ce n'est impossible, de le relier à la mise en place de la province magmatique du PE. En effet, l'absence d'échelle des temps robuste pour le Crétacé inférieur ne permet pas de relier directement les évènements stratigraphiques aux évènements géodynamiques. Par ailleurs, l'hypothèse d'un forçage orbital n'est pas à exclure (Kujau et al., 2013; Duchamp-Alphonse et al., 2014). Bien que le modèle synoptique proposé dans les années 90 se vérifie sur la marge NO téthysienne, il ne permet pas d'expliquer les crises contemporaines de biocalcification mises en évidence dans des environnements de mer ouverte (Erba et al., 2004). Plus généralement, à cause d'un manque significatif d'études en dehors de la marge NO téthysienne (c.à.d. en domaine océanique ouvert et à différentes latitudes), il reste difficile d'estimer le caractère local/régional vs global des changements paléoenvironnementaux identifiés, et ainsi d'avoir une vision globale des mécanismes climatiques associés à l'Évènement Weissert.

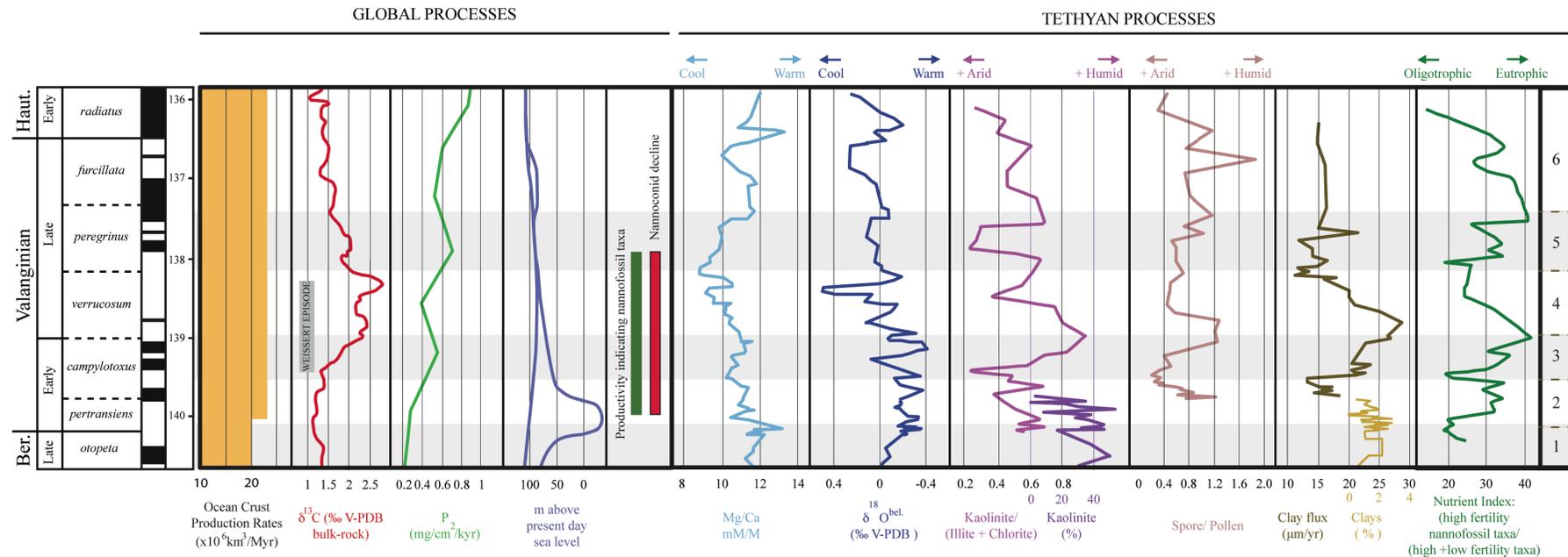


Figure 2.4: Figure synthétique montrant les évènements tectoniques, paléocéanographiques et paléoenvironnementaux du Berriasien - Hauterivien à l'échelle du globe, et dans le domaine téthysien (Duchamp-Alphonse et al., 2014). Les échelles temporelles (Ma), magnétostratigraphiques et biostratigraphiques sont de Gradstein et al., (2012). Les évènements globaux sont représentés par: i) les taux de production de la croûte océanique (Larson, 1991), ii) l'Épisode Weissert (Emmanuel et Renard, 1993; Hennig et al., 1999; Van de Schootbrugge et al., 2000; Follmi et al., 2006; Follmi, 2012); iii) les taux d'accumulation en phosphore (Follmi, 1995); iv) les changements du niveau marin (Hardenbol et al. (1998), et v) la présence schématisée des nannofossiles calcaires indicateurs de productivité (Erba et al., 2004; Bornemann et Mutterlose (2008) concomitante au déclin des nannoconides (Channell et al., 1993; Bersezio et al., 2002; Erba et Tremolada, 2004; Bornemann et Mutterlose, 2008; Barbarin et al., 2012; Duchamp-Alphonse et al., 2014). Cette figure intègre les schémas caractéristiques pour la Téthys i) du rapport Mg/ Ca et du $\delta^{18}\text{O}_{\text{belemnites}}$ (McArthur et al., 2007) ; ii) du rapport Kaolinite/ (Illite+Chlorite) (Duchamp-Alphonse et al., (2011); iii) des flux d'argiles (Gréselle et al., 2011), et des pourcentages de kaolinite (Morales et al., 2013); iv) des conditions trophiques (indice des nutriments basé sur des assemblages de nannofossiles calcaires (Duchamp-Alphonse et al., 2007). Les bandes horizontales blanches et grises documentent la succession de 6 périodes majeures, fluctuant entre les conditions plus arides/humides et plus fraîches/chaudes (blanches/grises).

C'est dans ce contexte scientifique, que j'ai débuté mes activités de recherche en tant qu'Enseignant-Chercheur à l'Université Paris Sud, et que j'ai co-encadré les travaux de thèse de Guillaume Charbonnier (2010-2013), qui répondaient à deux objectifs principaux: i) comprendre les changements paléoenvironnementaux du Valanginien à l'échelle locale/régionale et globale; et ii) contraindre les facteurs externes forçant ces changements paléoenvironnementaux (Fig. 2.2). Il s'agissant notamment d'étudier les rôles qu'ont pu jouer la mise en place de la province magmatique du Paraná-Etendeka et les changements orbitaux. Ma collaboration avec Guillaume autour de ces problématiques s'est poursuivie, et se poursuit toujours, au gré de ses activités postdoctorales, à GEOPS (2013-2014), à l'ISTeP (2014-2015) et à l'ISTE (2015-2019).

- De 2008 à nos jours

Les travaux de recherche effectués avec Guillaume ont participé à l'évolution des problématiques associées à l'Évènement Weissert ces dernières années, et sont donc inclus brièvement, dans ce chapitre introductif. Toutefois, ils font l'objet d'une partie importante de mes activités de recherche en tant que Maître de conférence et les parties ayant fait l'objet de publications ou en cours de valorisation sont développées en chapitres 2.2 et 2.3. *Dans le cadre de sa thèse, Guillaume Charbonnier a obtenu des résultats très rapidement. Cependant, leur valorisation a été effective à partir de 2013 (Charbonnier et al., 2013, 2015, 2017), et sont toujours en cours (2 publications sont en cours de rédaction).*

Depuis 2008, outre les travaux de thèse de G. Charbonnier, les problématiques scientifiques associées à l'Évènement Weissert se sont généralement recentrées autour de la question de la durée des événements stratigraphiques et des facteurs forçants. Les calibrations astronomiques du Valanginien et de l'Évènement Weissert basées sur l'analyse spectrale des signaux de Gamma Ray (GR, Martinez et al., 2013) et de Susceptibilité Magnétique (SM, Charbonnier et al., 2013) portés par des séries sédimentaires du Bassin Vocontien, ont permis de converger vers des durées d'~ 5 Ma pour le Valanginien et d'~2 Ma pour l'Évènement Weissert (5,08 Ma/4,67 Ma et 2,14/2,08 Ma d'après Martinez et al., 2013/Charbonnier et al., 2013). Elles ont également permis le calcul à haute résolution temporelle des flux terrigènes (taux d'accumulation en matériel détritique, en kaolinite, et en phosphore) arrivant au bassin Vocontien, mettant en évidence pour la première fois, à l'échelle régionale, la succession tous les 2,43 Ma environ, de 3 épisodes humides et probablement plus chauds, incluant l'Évènement Weissert (Charbonnier et al., 2015). Le caractère cyclique de ces épisodes humides suggère une intensification des précipitations associées à un système de mousson régulé par un forçage orbital, et plus particulièrement par l'excentricité (cycles de 2,4 Ma). Dans ce contexte, les paramètres orbitaux semblent avoir contribué et probablement renforcé les changements environnementaux enregistrés pendant l'Évènement Weissert. Cependant, au regard du caractère unique de l'anomalie positive en $\delta^{13}\text{C}$ caractérisant l'Évènement Weissert en lui-même, une origine volcanique n'est pas exclue. Cette hypothèse a d'ailleurs récemment été vérifiée, grâce à l'enrichissement en

Mercuré (d'origine volcanique et/ou hydrothermale), pendant l'Evènement Weissert, d'archives sédimentaires localisées à différentes latitudes (Charbonnier et al., 2017; Charbonnier et al., en révisions majeures à GSA Book).

En conclusion, la multiplication des études multidisciplinaires couplée à l'avancée des technologies, en cyclostratigraphie et chimostratigraphie notamment, a permis de débloquent certains verrous concernant les changements climatiques et environnementaux du Valanginien, et plus particulièrement ceux associés à l'Evènement Weissert. Des efforts restent cependant à faire pour avoir une vision globale des conditions climatiques (précipitations et températures notamment), et démontrer plus directement la relation qui pourrait exister entre la mise en place de la province magmatique du Paraná-Etendeka et l'Evènement Weissert. Cela passe probablement par: i) l'étude multianalytique d'archives sédimentaires prélevées aux hautes latitudes que ce soit sur les séries sédimentaires existantes (sites ODP), ou futures (nécessité de programmer de nouvelles missions océanographiques); ii) l'utilisation de nouvelles techniques analytiques (AA7 par exemple (Price et Passey, 2013) et enfin iii) la découverte/ratification de nouvelles coupes de références pour le Crétacé inférieur, seule période encore orpheline en matière de Points Stratotypiques Mondiaux (PSM ou GSSP "Global Boundary Stratotype Sections and Points") (<http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale>).

2.2 Calage temporel des évènements stratigraphiques pour une meilleure compréhension des mécanismes climatiques locaux/régionaux vs globaux

2.2.1 Stratégie scientifique

Contraire le caractère local/régional vs global des changements paléoenvironnementaux du Valanginien tenait en l'étude d'archives sédimentaires localisées en différents points du globe, et plus particulièrement, à différentes latitudes. En l'absence d'échelle d'âge robuste pour le Crétacé inférieur, définir les facteurs forçant ces changements paléoenvironnementaux (volcanisme, paramètres orbitaux, interactions au sein du système Océan-Atmosphère (?)), nécessitait de connaître la durée des évènements stratigraphiques. Ainsi, le choix des archives sédimentaires sélectionnées pour mener à bien la thèse de Guillaume s'est tout naturellement porté sur i) les alternances marno-calcaires des coupes de La Charce/Arnayon (Drôme, SE France) et d'Orpierre (Hautes-Alpes, France), localisées dans les zones occidentales et centrales du Bassin Vocontien (~ 25-30°N) et initialement décrites dans la littérature comme des coupes de références pour le Valanginien (Moullade, 1966; Busnardo et al., 1979); et ii) la série argilo-carbonatée du site ODP 765C, situé aux hautes latitudes de l'Hémisphère Sud (53°S, Ludden et al., 1990) sur la marge passive nord-ouest australienne, dans la plaine Argo. Plus particulièrement, les coupes de La Charce/Arnayon (~ 210 m) et d'Orpierre (~ 250 m) formaient avec la coupe d'Angles (Duchamp-Alphonse et al., 2007, 2009, 2011, 2014), un transect NW-SE dans le Bassin Vocontien (Fig. 2.5), et propice à la restitution des changements paléoenvironnementaux régionaux des moyennes latitudes. Le site ODP 765C fournissait l'exemple d'un environnement (hémi-) pélagique, des hautes latitudes Sud à la jonction entre le

domaine austral et le domaine téthysien (Gradstein et al., 1990; Bown, 1992). L'ensemble des résultats obtenus ont été intégré dans une synthèse bibliographique regroupant les résultats minéralogiques et géochimiques de 12 sections, localisées entre 70°N (Océan Arctique) et 70°S (Extrémité Sud la Téthys), dans le but de reconstruire les conditions d'altération/érosion et les températures océaniques à l'échelle du globe, et de mettre en évidence les principales ceintures climatiques caractérisant le Valanginien.

Très rapidement, la coupe d'Orpierre s'est révélée être la clé de voute des travaux de thèse de Guillaume Charbonnier. Initialement considérée comme un affleurement de référence pour le Valanginien (Moullade, 1966), elle est longtemps restée dans l'ombre de coupes plus proximales (comme la coupe d'Angles), dotées d'une ammonitofaune plus fournie, et présentant un intérêt particulier pour les études biostatigraphiques des années 1960-1980. Cependant, la succession dilatée et quasiment continue des alternances marno-calcaires d'Orpierre font de cette archive sédimentaire, une coupe de premier choix pour les études cyclostratigraphique et chimiostatigraphique envisagées pour répondre aux problématiques énoncées.

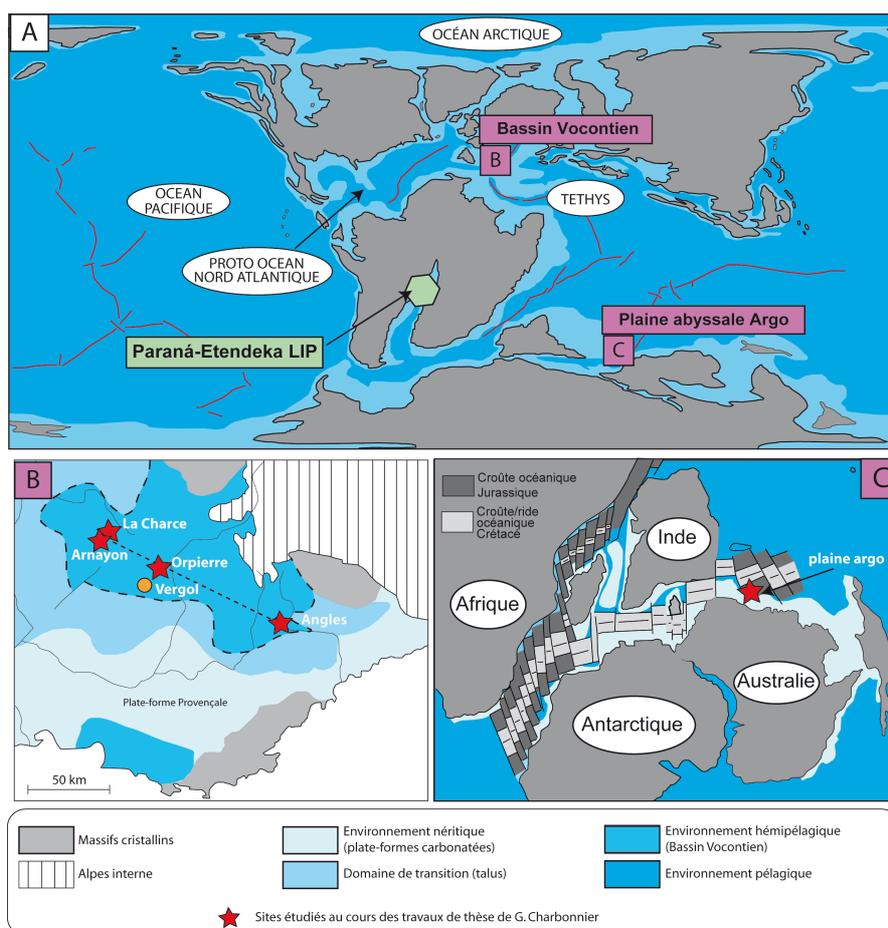


Figure 2.5. : Localisation des coupes sites étudiés dans le cadre des travaux de thèse de G. Charbonnier, replacé dans un contexte global (A) et régional : (B) dans le bassin Vocontien (SE de la France) et (C) dans la plaine d'Argo (marge NO Australienne). La coupe de Vergol, reportée sur la figure, a fait l'objet d'une calibration astronomique (Martinez et al., 2013) utile aux travaux engagés avec G. Charbonnier.

Ainsi, toutes les archives sédimentaires mentionnées ci-dessus ont été étudiées suivant l'approche multianalytique précédemment développée à Angles, et basée sur des analyses géochimiques ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, éléments majeurs et traces) et minéralogiques (roche totale et fraction argileuse) à haute résolution temporelle (<100 ka), dans le but de discuter de la dynamique du cycle du carbone et du cycle de l'eau au Valanginien (voir chapitre 2.1). Cependant, la coupe d'Orpierre a également fait l'objet d'une étude biostratigraphique et cyclostratigraphique à très haute résolution temporelle dans le but de proposer une calibration astronomique du Valanginien, d'estimer la durée des évènements stratigraphiques (et notamment de l'Évènement Weissert), et de discuter de leurs implications paléoenvironnementales. *Cette approche n'aurait pas été possible sans l'encadrement de Slab Boulila, Bruno Galbrun et Silvia Gardin de l'Institut des Sciences de la Terre de Paris (ISTeP, Université Paris-Sorbonne).*

Les traceurs minéralogiques et géochimiques utilisés dans le cadre des travaux portant sur le Valanginien sont sensibles à la diagenèse et leur signal primaire peuvent être significativement altéré. Par ailleurs, ils peuvent être tributaires de processus sédimentaires, telles que des passées turbiditiques identifiées sur les coupes de La Charce et Arnayon par exemple. Ainsi, avant toute interprétation paléoenvironnementale, la signification de chacun des signaux a été étudiée dans le détail et de manière indépendante (voir Charbonnier, 2013). Seuls les signaux portant clairement un message paléoclimatique ont été publiés et sont présentés comme tels, dans ce manuscrit.

2.2.2 Calibration astronomique de l'Épisode Weissert: les alternances marno-calcaires d'Orpierre

Les âges absolus attribués aux limites inférieures et supérieures du Valanginien ont très largement variés depuis l'élaboration de la première échelle des temps géologiques proposée par Holmes en 1960. Ils varient de 140,7 Ma (Harland et al. 1990) à 128 Ma (Haq et al., 1987) pour la limite Berriasien – Valanginien et de 136,4 (Gradstein et al., 2004) à 121 Ma (Haq et al., 1987) pour la limite Valanginien – Hautérivien (Fig. 2.6).

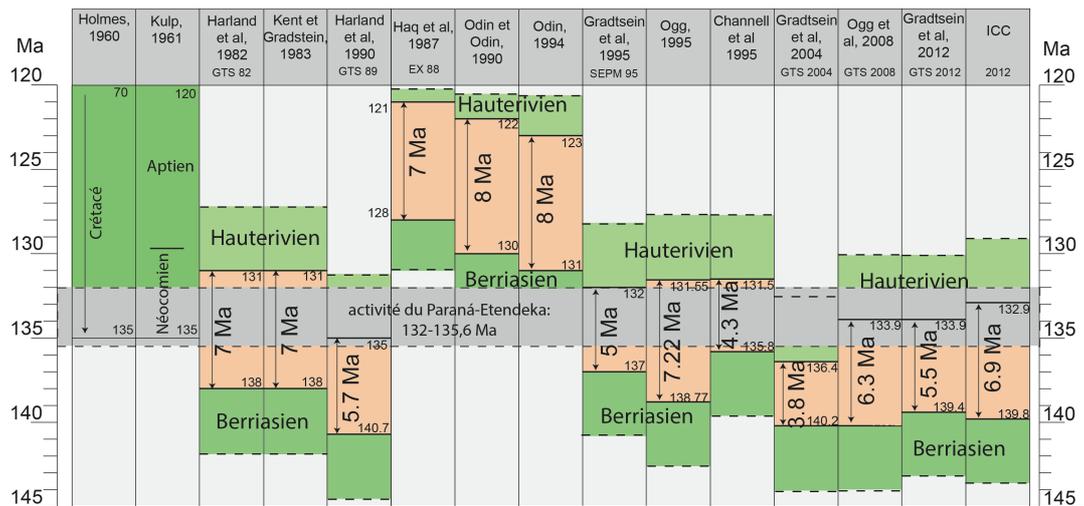


Figure 2.6: Projection de la durée et de la position du Valanginien (en orange) sur les principales échelles de temps proposées entre 1960 et 2012. L'activité volcanique du Paraná-Etendeka, datée entre 132 et 135,6 Ma (Renne et al., 1992; Steward et al., 1996; Thiede et al., Vasconcelos, 2010; Janasi et al., 2011; Pinto et al., 2011) est également reportée.

Par là même, les durées du Valanginien, publiées jusqu'en 2010, présentent des disparités considérables, variant de $3,8 \pm 3$ Ma (Gradstein et al., 2004) à $8,0 \pm 6$ Ma (Odin, 1994). Ceci est principalement dû au manque de datations radiogéniques et au manque de contraintes magnétostratigraphiques (manque d'inversion de polarité du champ magnétique) au Crétacé inférieur, conditions nécessaires à l'extrapolation des âges radiométriques obtenus. Par ailleurs, les estimations de la durée du Valanginien à partir d'études cyclostratigraphiques présentent également une grande dispersion, allant de 4,7 à 7,04 Ma (Giraud et al., 1995; Gréselle et al., 2011; Martinez et al., 2013), en raison d'une grande diversité dans les techniques employées depuis les années 1990 (Huang et al., 1993).

C'est dans ce contexte que Guillaume Charbonnier a effectué l'étude cyclostratigraphique de la coupe d'Orpierre, basée sur l'analyse spectrale du signal de Susceptibilité Magnétique (SM) porté par 2898 niveaux, et échantillonnés à pas constants le long des alternances marno-calcaires de la série (Charbonnier et al., 2013) (Figs. 2.7. et 2.8). La SM signe les teneurs en minéraux magnétiques, le plus souvent détritiques, d'un sédiment. Or les variations des apports en matériel détritique sont étroitement tributaires des conditions climatiques, et sont susceptibles de mettre en évidence le contrôle orbital de la sédimentation, s'il existe. L'analyse spectrale permet de détecter les fréquences apparentes enregistrées par le signal de SM, en d'autres termes, ses périodicités majeures, que l'on peut alors comparer aux périodes orbitales connues. Dans cette étude, les cyclicités sédimentaires ont été mises en évidence et extraites via la méthode "Multitaper" (MTM, Thomson, 1982) couplée à l'outil de modélisation du bruit rouge "SSA-MTM" (Ghil et al., 2002). À Orpierre, elles montrent les cycles caractéristiques des paramètres orbitaux (précession, obliquité et excentricité), le cycle de l'excentricité à 405 ka étant particulièrement présent, il a permis le transfert du signal depuis le domaine spatial vers le domaine fréquentiel (Figure 2.7).

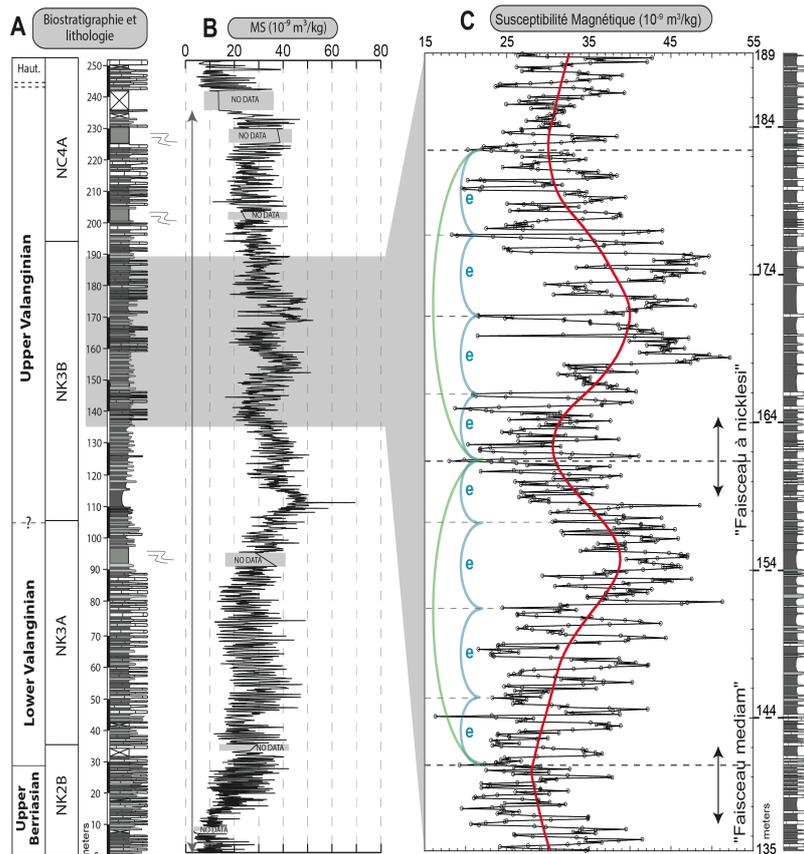


Figure 2.7: Transfert du signal de Susceptibilité Magnétique depuis le domaine spatial vers le domaine fréquentiel (Charbonnier et al. 2013). Biostratigraphie, lithologie et variations du signal de Susceptibilité Magnétique (SM) de la coupe d'Orpierre (Bassin Vocontien, SE France). A) Zones standards à Nannofossiles Calcaires (Bralower et al., 1995 modified par Applegate et Bergen, 1986). (B) Variations du signal de SM, les doubles flèches verticales représentent les intervalles utilisés pour les analyses des séries temporelles (voir A). (C) Zoom du signal de SM et de la lithologie révélant les variations graduelles des valeurs de SM, qui sont inversement corrélées aux teneurs en CaCO_3 . Une moyenne pondérée du signal de SM (en rouge) permet de mettre en évidence 2 cycles à long terme (indiqué par les arcs verts). Ces derniers sont interprétés comme reflétant les cycles d'excentricité à 405 ka, les minimas des signaux de SM correspondant à 2 marqueurs stratigraphiques bien connus à l'échelle du Bassin Vocontien: le "Faisceau médian" et le "Faisceau à nicklesi". Les arcs bleus reflètent de possibles cycles d'Excentricité à 100 ka, inclus dans les cycles à 405 ka. Les couplets bancs-interbancs sont enregistrés comme représentant les cycles de SM de plus fortes fréquences et sont interprétés comme des cycles de Précession.

L'utilisation de la méthode des rapports de fréquences (Mayer et Appel, 1999) a ensuite permis le transfert des signaux fréquentiel dans le domaine temporel, sur la base de la reconnaissance des cycles à 405 ka (orbital tuning) (Figure 2.8).

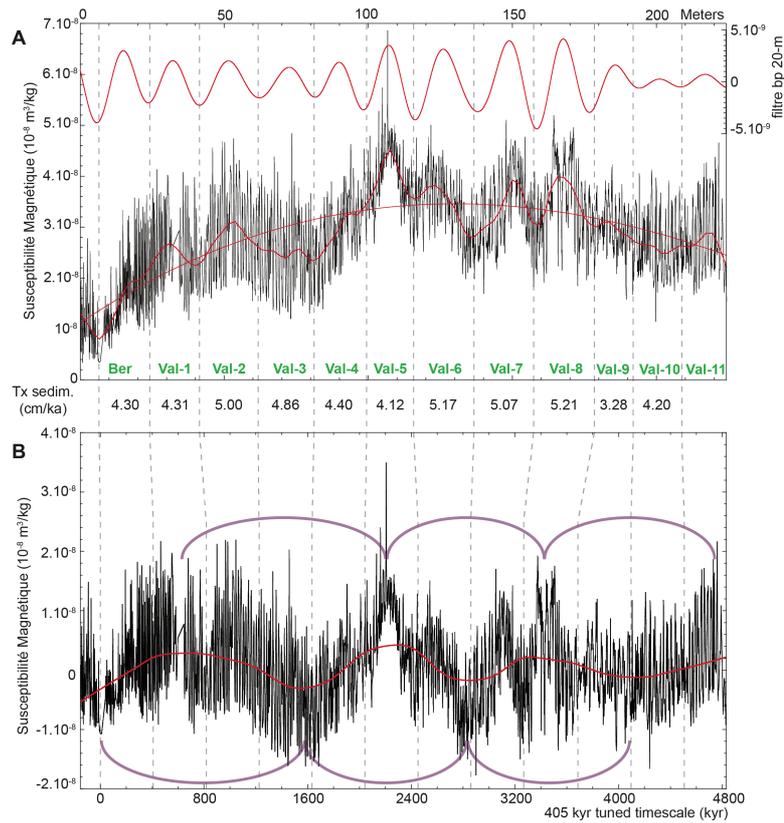


Fig. 2.8: Transfert du signal de Susceptibilité Magnétique depuis le domaine fréquentiel vers le domaine temporel (Charbonnier et al. 2013). Variations du signal de Susceptibilité Magnétique (SM) et « tuning orbital » des cycles à 405 ka de la section d'Orpierre. (A) Signal brut de SM, avec une moyenne pondérée de la série, et une courbe polynomiale de 2^{ème} ordre. Un filtre passe-bande gaussien (0.052- 0.02 cycles/m) est aussi appliqué pour isoler les cycles épais de m20-m (Val 1 à Val 12). Ces derniers sont interprétés comme reflétant les cycles d'excentricité à 405 ka. (B) Signal de SM calés à 405 ka après avoir retiré l'effet de la courbe polynomiale de 2^{ème} ordre. Une moyenne pondérée du signal de SM permet de mettre en évidence les cycles à long-termes, interprétés comme pouvant refléter les cycles d'excentricité de grande période raccourcis ou distordus (indiqués par les arcs violets). Les Taux de sédimentation calculés à partir de ce calage orbital sont également mentionnés.

La durée de la série a été obtenue en calant l'évolution de l'excentricité à 405 ka extraite par l'analyse spectrale sur les enregistrements sédimentaires suivant les solutions astronomiques récentes (Laskar et al., 2004). Ainsi, la durée de l'Évènement Weissert a été estimée à 2,08 Ma (anomalie positive en $\delta^{13}\text{C}$ + plateau) (Charbonnier et al., 2013), ce qui est cohérent avec les estimations précédemment proposées dans le bassin Vocontien (~2,14 Ma, Martinez et al., 2013) et dans le bassin d'Umbria Marche (~2,3 Ma, Sprovieri et al., 2006) (Fig. 2.9).

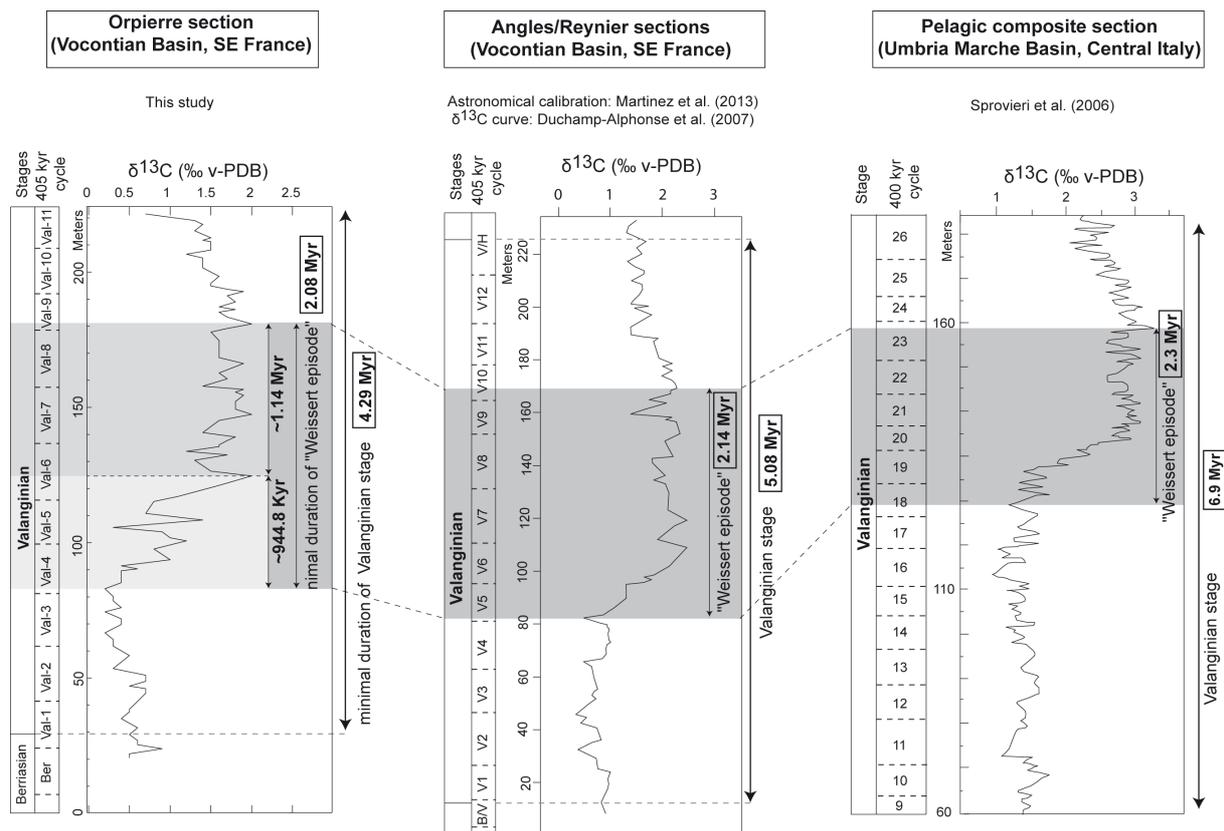


Figure 2.9 : Anomalies positives en $\delta^{13}\text{C}$ carbonate et calibrations astronomiques de l'Évènement Weissett à Orpierre (Charbonnier et al., 2013), et comparaison avec les études précédentes (Sprovieri et al., 2006 et Martínez et al., 2013).

Plus particulièrement, la durée de l'anomalie positive en $\delta^{13}\text{C}$ a été estimée à ~ 980 ka, ce qui est foncièrement plus élevé que les anomalies isotopiques (positives ou négatives) du Mésozoïque associées à la mise en place de grandes provinces magmatiques (LIP). Plus particulièrement, elle est 2 fois, 6 fois, et 20 fois supérieure aux durées estimées pour les anomalies isotopiques du Toarcien (Kemp et al., 2011), du Cénomanién-Turonien (Sageman et al., 2006; Voigt et al., 2008) et de l'Aptien inférieur (Li et al., 2008; Malinverno et al., 2010), suggérées refléter la mise en place des LIP du Karoo-Ferrar (Suan et al., 2008), de Madagascar/des Caraïbes (Barclay et al., 2010) et d'Ontong-Java (Kuroda et al., 2011). Dans ce contexte, il semblait difficile d'envisager la mise en place du PE comme forçant l'Évènement Weissett. Par ailleurs, l'ensemble de ces événements sont associés à des événements anoxiques (T-OAE, OAE2, OAE1a), confirmant une perturbation majeure dans le cycle du carbone, ce qui n'est pas le cas au Valanginién.

Ces résultats mettent en évidence la singularité de l'Évènement Weissett vis à vis des perturbations du cycles du carbone recensées au Crétacé, et la complexité des processus impliqués au Valanginién.

2.2.3 Système climatique de la marge Nord-Ouest téthysienne du Valanginien au rythme de la mousson et des cycles de l'Excentricité

Au Mésozoïque, de nombreux changements dans les conditions de précipitation, de température, et d'altération/érosion sur les continents, ont été associés à la mise en place d'un système de mousson. C'est notamment le cas dans le domaine téthysien (Barron et al., 1985; Bellanca et al., 1996; Herrle et al., 2003; Suchéras-Marx et al., 2010) puisque la Téthys, encadrée par des continents au Nord et au Sud, présente la configuration géographique idéale pour générer des gradients de pression terre-mer et maintenir l'inversion saisonnière de vents et des précipitations dans la région. Par ailleurs, depuis les années 80, il est admis que la précession influe de manière quasi-linéaire sur le contraste saisonnier Terre-Mer, et joue un rôle majeur dans le système de mousson en lui-même (Barron et al., 1985; Kutzbach, 1994). Il est également admis que l'excentricité détermine indirectement l'insolation reçue par la Terre, car elle régule la distance Soleil-Terre et ainsi renforce ou atténue les gradients de pression Terre-Mer (Hays et al., 1976; Laskar et al., 1993). Par là, elle module l'amplitude des cycles de précession et détermine l'intensité de la mousson : plus l'insolation est importante, plus la mousson est intense. Or, les analyses spectrales effectuées au préalable sur les coupes d'Orpierre (Charbonnier et al., 2013), d'Angles et de Vergol/La Charce (Martinez et al., 2013) révèlent sans aucune ambiguïté des alternances marno-calcaires "forcées" par le cycle de précession, et modulées par le cycle d'excentricité à 405 ka. Par ailleurs, ces calibrations astronomiques permettent d'obtenir pour la première fois, les variations des taux de sédimentation des coupes étudiées. Couplées à l'étude minéralogique (roche totale et fraction argileuse) et géochimique (Al_2O_3 , CaCO_3 , P) des sédiments de la coupe d'Orpierre, elles permettent de calculer à haute résolution temporelle, les flux de matériel détritique arrivant dans le Bassin Vocontien au Valanginien et de tester : i) l'effet du forçage orbital sur le cycle hydrologique et ii) l'hypothèse d'un climat de type mousson (Charbonnier et al., 2015).

115 échantillons marneux ont été analysés à Orpierre. Ils sont principalement constitués de calcite (43-80%), de phyllosilicates (9-37%) et de quartz (5-15%). Les phyllosilicates sont représentés par l'illite (20-70%), la kaolinite (1-35%), la chlorite (1-12%) et les interstratifiés illite-smectite (10-70%). Les teneurs en phosphore varient entre 145 et 1447 ppm. Les proportions relatives des minéraux et du phosphore recensés à Orpierre, mais aussi à Angles (Duchamp-Alphonse et al., 2011), et à Vergol/La Charce (Gréselle et al., 2011) ont été converties en taux d'accumulation (MAR), afin de considérer l'évolution des taux de sédimentation de chacune des coupes (Fig. 2.10). Les taux d'accumulations en matériel détritique (DAR), en Kaolinite (KAR) et en Phosphore (PAR) ont été calculés selon l'équation suivante :

$$\text{MARs} = D \times S_{\text{rate}} \times [\text{éléments}]$$

Où D est la densité du sédiment sec, estimée à $2,3 \text{ g/cm}^3$ pour les interbanques marneux (Attewell et Farmer, 1976); S_{rate} correspond au taux de sédimentation obtenu pour chaque point grâce aux calibrations astronomiques des sections (Charbonnier et al., 2013; Martinez et al., 2013); enfin [éléments] représente les teneurs en matériel détritique

(quartz+phyllosilicates, %), ii) phyllosilicates (%), ou iii) phosphore (mg/g). Le taux d'accumulation en kaolinite a été obtenu en multipliant le taux d'accumulation en phyllosilicates par les teneurs en kaolinite (%) (John et al., 2006).

Les variations du taux d'accumulation en matériel détritifique (DAR) ont été interprétées comme reflétant les variations d'altération et de ruissellement sur les continents, en lien avec des changements dans la dynamique des précipitations (Duchamp-Alphonse et al., 2011; Westermann et al., 2013) (Fig. 2.10). Le taux d'accumulation en kaolinite (KAR) a été exploité pour reconstruire les conditions d'hydrolyse sur les régions sources (Dera et al., 2009; Duchamp-Alphonse et al., 2011). En effet, les précipitations contrôlent la formation des argiles détritiques sur les continents via la réaction d'hydrolyse (Chamley, 1989). C'est particulièrement le cas de la kaolinite qui se forme par altération chimique, dans des sols acides fortement lessivés, nécessitant des conditions d'hydrolyse importantes.

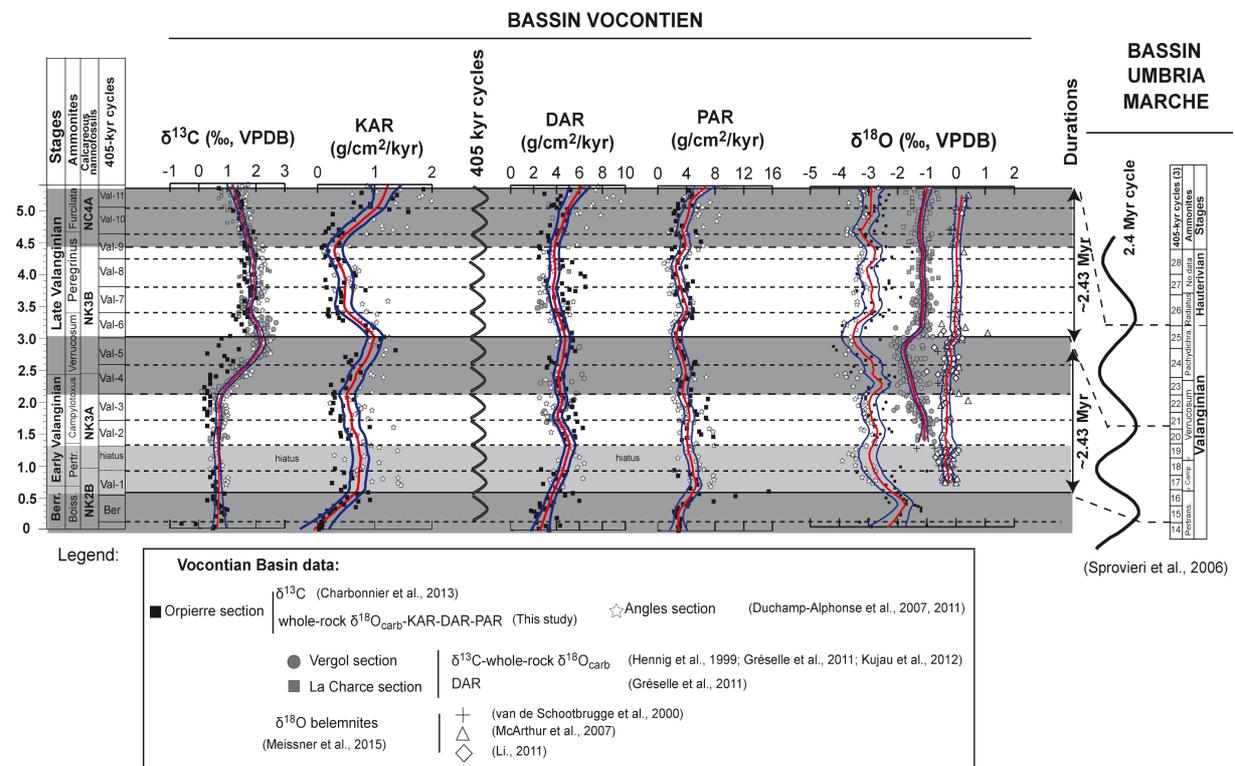


Figure 2.10: Évolution : i) du signal de $\delta^{13}\text{C}$ de Duchamp-Alphonse et al., (2007), Kujau et al., (2012) (après Hennig et al., 1999 et Gréselle et al., 2011) et Charbonnier et al., (2013) ; des KAR, DAR et PAR de la coupe d'Orpierre et mis à jour à Angles (Duchamp-Alphonse et al., 2011), Vergol et la Charce (Gréselle et al., 2011) ; iii) du signal de $\delta^{18}\text{O}$ obtenu sur roche totale de Duchamp-Alphonse et al. (2007), Kujau et al., (2012), Hennig et al., (1999) et Gréselle et al., (2011) ; et iv) du signal composite de $\delta^{18}\text{O}$ obtenu sur rostrés de bélemnites. Le calcul des moyennes pondérées (courbe rouge) a été effectué par le logiciel LOESS avec un α de 0,1. Les courbes bleues indiquent un intervalle de confiance de 95%. Trois périodes humides sont reportées au cours du Valanginien et mises au regard des cycles d'excentricité à 405 ka, préalablement obtenus par analyse spectrale (Charbonnier et al., 2013). Le « tuning » orbital de l'enregistrement composite du bassin d'Umbria Marche (cycles d'excentricité à 2.4 Ma) est reporté (Sprovieri et al., 2006) et met en évidence la possibilité de maxima d'Excentricité en phase avec les maxima des périodes humides (Charbonnier et al., 2015).

Le taux d'accumulation en phosphore (PAR) a été interprété comme reflétant les variations des teneurs en nutriments dans le Bassin Vocontien. 90% du phosphore marin provient des rivières (Meybeck, 1982; Föllmi, 1995), et est tributaire des conditions d'altération sur les continents. Considéré comme un nutriment essentiel et limitant de la biosphère, il modulerait la productivité organique des océans et contrôlerait par-là indirectement, le cycle du carbone. Enfin, le signal de $\delta^{18}\text{O}$ préalablement obtenu sur la fraction carbonatée de la coupe d'Orpierre, principalement composée de nannofossiles calcaires, a été utilisé, avec précaution comme indicateur potentiel de tendances de paléotempératures et/ou de paléosalinité des eaux de surface au Valanginien (Charbonnier et al., 2015).

Il apparaît que la distribution régionale du KAR n'est pas hasardeuse mais caractérisée par trois augmentations majeures, identifiées au Berriasien terminal (sous-Zone NK2B), à la transition Valanginien inférieur - Valanginien supérieur (NK3A-NK3B) et au Valanginien terminal (NK4A). Elles s'accompagnent généralement d'augmentations significatives du DAR, et en ce qui concerne le Berriasien supérieur et le Valanginien supérieur, d'augmentations importantes du PAR. Ce n'est qu'à la transition Valanginien inférieur-Valanginien supérieur (c.à.d. au début de l'Évènement Weissert) que les valeurs du PAR restent relativement faibles. Enfin, il est intéressant de noter que le signal du $\delta^{18}\text{O}$ est caractérisé par des valeurs graduellement décroissantes dans les Zones NK2B et NK3A–NK3B.

Ces tendances ont été interprétées comme reflétant la présence de 3 événements humides à l'échelle régionale, associés à une intensification systématique des apports en matériel silicoclastique, et partielle des apports en nutriments, en réponse à une altération et un ruissellement accrus sur le continent (Charbonnier et al., 2015). Il n'est pas exclu que les eaux océaniques de surface soient plus chaudes et/ou moins salées au Berriasien supérieur et à la transition Valanginien inférieur–Valanginien supérieur, le Bassin Vocontien, étant aussi particulièrement influencé par les apports en eau douce. Le caractère cyclique de ces 3 périodes humides suggère un cycle hydrologique rythmé par un régime de type mousson, tributaire des paramètres orbitaux de la Terre (cycles de Milankovitch). Plus particulièrement, les maxima des cycles à 405 ka sont clairement en phase avec les maxima des taux d'accumulation en matériel détritique et plus particulièrement en kaolinite, tandis que des durées de $2,43 \text{ Ma} \pm 0,012$ ($6 \times 405 \text{ ka}$) ont été estimées entre les maxima de chacune des périodes humides. En considérant la possibilité d'une réponse non-linéaire au forçage de l'excentricité (Huybers et Aharonson et al., 2010), cette durée peut refléter le cycle d'excentricité de 2,4 Ma. Dans un tel scénario, des excentricités plus extrêmes auraient généré des maxima d'insolation dans les cycles de précession, se traduisant par des précipitations plus intenses, et une altération accrue sur les continents entourant la marge NO téthysienne.

Ces conditions climatiques régionales, rythmées par les paramètres de Milankovitch, ont probablement contribué aux changements paléoenvironnementaux caractérisant l'Évènement Weissert aux basses et moyennes latitudes. Toutefois, l'éventualité d'un forçage volcanique reste toujours d'actualité.

A la suite de cette étude, la nécessité de travailler sur des sites non-européens, et localisés aux hautes latitudes s'est fait davantage ressentir. C'est donc tout naturellement que Guillaume Charbonnier a finalisé ses travaux de thèse en étudiant les sédiments du site ODP 765 C, localisé sur la marge Nord-Ouest australienne (paléolatitide de 53°S). Les résultats géochimiques et minéralogiques obtenus ont été intégrés à une synthèse bibliographique approfondie permettant de discuter des changements paléoclimatiques à l'échelle du globe, en termes de précipitations et de conditions de température.

2.2.4 Synthèse des conditions paléoenvironnementales et paléoclimatiques au Valanginien: vers une meilleure compréhension des processus locaux vs globaux

Parallèlement aux études minéralogiques qui renseignent les conditions d'hydrolyses affectant les continents au Valanginien, les études géochimiques à haute résolution temporelle, visant à restituer les conditions de température des eaux océaniques, se sont multipliées (Ditchfield, 1997; Van de Schootbrugge et al., 2000; Pucéat et al., 2003; Price et Nunn, 2010; Barbarin et al., 2012). Elles reposent principalement sur le signal de $\delta^{18}\text{O}$ obtenu sur la fraction carbonatée des sédiments (riches en nanofossiles calcaires) et/ou des rostrés de bélemnites, et interprété comme reflétant les températures des eaux de surface et/ou des eaux intermédiaires (si les conditions de préservation le permettent), sur la base de l'équation empirique d'Epstein et al., (1953), modifiée par Craig et Gordon (1965) et Anderson et Arthur (1983) et mettant en évidence une relation entre le signal de $\delta^{18}\text{O}_c$ et la température (Sharp, 2006):

$$T^{\circ}\text{C} = 16 - 4.14 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0.13 (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2$$

où:

$T^{\circ}\text{C}$ = température ($^{\circ}\text{C}$)

$\delta^{18}\text{O}_c$ = composition isotopique du test carbonaté (‰ vs PDB)

$\delta^{18}\text{O}_w$ = composition isotopique de l'eau de mer ambiante (‰ vs PDB)

Cependant, même si le signal géochimique primaire semble préservé et montre un potentiel certain pour restituer les conditions de température des eaux océaniques, il est également tributaire de la signature isotopique des masses d'eau ($\delta^{18}\text{O}_w$), qui est fonction de la salinité (contrôlée par les apports en eau douce, l'évaporation et la circulation océanique) et du volume des glaces (la glace est enrichie en ^{16}O , ce qui enrichi $\delta^{18}\text{O}_w$) (Sharp, 2006). Dans ce contexte, il a semblé judicieux de se baser sur les tendances des signaux pondérés d'un nombre important d'analyses géochimiques et de les mettre au regard des résultats multi-traceurs obtenus dans la littérature à des fins paléoclimatiques, afin de restituer les changements de températures océaniques dans un cadre climatique relativement bien contraint. C'est d'ailleurs en suivant cette démarche, que nous avons pu émettre l'hypothèse d'un climat plus chaud (diminution des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sur les coupes d'Angles, la Charce, Vergol et Orpierre) à la transition Valanginien inférieur - Valanginien supérieur (Épisode Weissert) et au Valanginien terminal, c.à.d. pendant les phases humides

(augmentation des teneurs en kaolinite) du pourtour NO Téthysien (Fig. 2.10., Duchamp-Alphonse et al., 2007, 2011; Charbonnier et al., 2015). De plus, ces résultats vont de pair avec les signaux géochimiques obtenus à plus large échelle, qui mettent en évidence la présence d'un épisode plus froid au Valanginien supérieur entre ~ 20 et $\sim 70^\circ\text{N}$ (Ditchfield, 1997; Van de Schootbrugge et al., 2000; Pucéat et al., 2003; Price et Nunn, 2010; Barbarin et al., 2012), et qui confirment la présence de variations climatiques rapides à ces latitudes. Cependant, ils sont remis en cause par des mesures de TEX_{86} effectuées sur les sites ODP 534A et 603B, et relançant l'hypothèse d'un climat durablement chaud dans le proto-océan Atlantique Nord (32°C , $15-17^\circ\text{C}$) et dans le sud de la Téthys (26°C , 53°S), s'accompagnant d'un gradient latitudinal plus faible qu'aujourd'hui (Littler et al., 2011).

Malgré l'augmentation significative du nombre d'études minéralogiques, micropaléontologiques et géochimiques effectuées à haute résolution temporelle, et permettant de restituer les conditions d'hydrolyse et de températures à différentes latitudes, aucuns travaux ne discutent des conditions climatiques du Valanginien à l'échelle du globe. Cela tient en partie en l'absence de données paléoclimatiques aux hautes latitudes Sud. C'est dans ce contexte, que nous avons choisi d'étudier le site ODP 765C, localisé à 53°S , dans la plaine abyssale d'Argo. Ce site présente une série sédimentaire datée au Valanginien, et relativement bien conservée. Il offre la possibilité de restituer les conditions climatiques à la jonction entre le domaine austral et le domaine téthysien (Gradstein et al., 1990; Bown, 1992), via une approche minéralogique et géochimique à haute résolution temporelle. Couplé à un important travail de collecte et d'articulation des données paléoclimatiques existantes, il permet pour la première fois, d'aborder la question des variations climatiques du Valanginien à l'échelle du globe. Il s'agit plus particulièrement de discuter des signaux minéralogiques (fraction argileuse) et géochimiques ($\delta^{18}\text{O}$) en termes de précipitations et de températures océaniques de surface, et de mettre en évidence d'éventuelles ceintures climatiques au Valanginien. Plus particulièrement, la fraction carbonatée des sédiments étudiés, étant principalement composée de nannofossiles calcaires, et plus particulièrement de coccolithes, il est fort probable que la signature du $\delta^{18}\text{O}$ de la roche totale représente un signal de surface. Par ailleurs, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des coccolithes, principaux constituants de la fraction carbonatée des sédiments étudiés, sont également tributaires des conditions de température (Dudley et Goodney, 1979; Goodney et al., 1980).

Concrètement, les analyses des isotopes du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) du site ODP 765C ont été effectuées sur la fraction carbonatée de 73 échantillons, au laboratoire des isotopes stables de l'ISTE-UNIL à l'aide d'un spectromètre de masse Delta Plus XL (incertitudes analytiques de 2σ).

Tableau 2.1: Détail des informations concernant l'origine des mesures géochimiques et minéralogiques recensées et utilisées dans cette étude (Charbonnier et al., en préparation).

A) Geochemical data

| Basin | Section | Latitude | Depositional environment | Location | Lithology | Analyses | References |
|--------------------------------|-------------------|----------|--------------------------|-------------------------------|------------------------------------------------|------------------|-------------------------------|
| Polish | Wawal core | ~45°N | Narrow seaway | Southern Boreal Realm | sandy and silty claystone | bulk rock | Morales et al., 2015 |
| Vocontian | Angles | ~30°N | hemipelagic | NW tethyan margin | marl-limestone alternations | bulk rock | Duchamp-Alphonse et al., 2007 |
| Vocontian | Vergol/La Charce | ~30°N | hemipelagic | NW tethyan margin | marl-limestone alternations | bulk rock | Kujau et al., 2012 |
| Vocontian | Orpierre | ~30°N | hemipelagic | NW tethyan margin | marl-limestone alternations | bulk rock | Charbonnier et al., 2015 |
| Umbria Marche | Composite section | ~25°N | pelagic | Northwestern tethyan margin | white to gray pelagic limestone | bulk rock | Sprovieri et al., 2006 |
| Blake Bahama | Site 534A | ~15°N | pelagic | proto North Atlantic ocean | pelagic carbonates | bulk rock | Bornemann, Mutterlose, 2008 |
| Continental rise Cape Hatteras | Site 603B | ~17°N | pelagic | proto North Atlantic ocean | pelagic limestones | bulk rock | Bornemann, Mutterlose, 2008 |
| <i>Argo abyssal plain</i> | <i>Site 765C</i> | ~53°S | <i>abyssal plain</i> | <i>NW margin of Australia</i> | <i>pelagic claystone and nannofossil chalk</i> | <i>bulk rock</i> | <i>This study</i> |

B) Mineralogical data

| Basin | Section | Latitude | Depositional environment | Location | lithology | Analyses | References |
|--------------------------------|-------------------------|----------|--------------------------|-------------------------------|------------------------------------------------|--------------|-------------------------------|
| Polish Basin | Wawal core | ~45°N | Narrow seaway | Southern Boreal Realm | sandy and silty claystone | clays | Morales et al., 2015 |
| Vocontian Basin | Angles | ~30°N | hemipelagic setting | NW tethyan margin | marl-limestone alternations | clays | Duchamp-Alphonse et al., 2011 |
| Vocontian Basin | Orpierre | ~30°N | hemipelagic setting | NW tethyan margin | marl-limestone alternations | clays | Charbonnier et al., 2015 |
| Subbetic Basin | Barranco del Garranchal | ~30°N | hemipelagic setting | NW tethyan margin | marl-limestone alternations | clays | Fesneau, 2008 This study |
| Subbetic Basin | Molina de las Oicas | ~30°N | hemipelagic setting | NW tethyan margin | marl-limestone alternations | clays | Fesneau, 2008 this study |
| Continental rise Cape Hatteras | Site 603B | ~17°N | pelagic setting | proto North Atlantic ocean | pelagic limestones | clays | Huff, 1993 |
| Blake Bahama Basin | Site 534A | ~15°N | pelagic setting | proto North Atlantic ocean | pelagic carbonates | clays | Chamley et al., 1983 |
| Gulf of Mexico | Site 535 | ~15°N | pelagic setting | proto North Atlantic ocean | limestone and marly limestone | clays | Debrabant et al., 1984 |
| <i>Argo abyssal plain</i> | <i>Site 765C</i> | ~53°S | <i>abyssal plain</i> | <i>NW margin of Australia</i> | <i>pelagic claystone and nannofossil chalk</i> | <i>clays</i> | <i>This study</i> |

La semi-quantification des argiles a été effectuée sur 103 échantillons, au laboratoire GEOPS, à l'aide d'un Diffractomètre Panalytical (incertitudes analytiques de 5 %). Les résultats obtenus ont été comparés aux résultats minéralogiques (argiles) et géochimiques ($\delta^{18}\text{O}$) de 12 sections, réparties dans 5 bassins différents, localisés entre 45°N (Océan Arctique) et 53°S (Extrémité Sud la Téthys) (Tableau 2.1 et Fig. 2.11). Au final, 1151 données géochimiques et 604 données minéralogiques ont été retenues. Elles ont permis de discuter des conditions d'altération/érosion et les températures océaniques de surface du domaine Téthysien et du proto-océan Atlantique Nord au Valanginien.

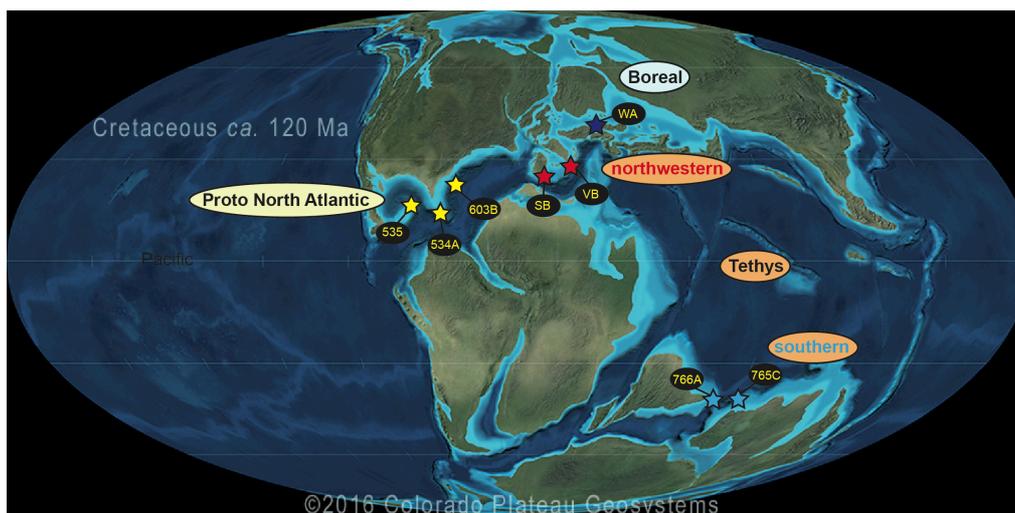


Fig. 2.11: Carte paléogéographique du Crétacé inférieur montrant la localisation du domaine téthysien (Nord-Ouest et Sud) et du proto-océan Atlantique Nord (modifiée après R. Blakey : <http://cpgeosystems.com/euromaps.html>). Les coupes Européennes se trouvent dans le domaine NO téthysien, dans le Bassin Polonais (Wawal), le Bassin Vocontien (VB), et le Bassin Subbétique).

Sur le site ODP 765C, Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ varient entre -2.49 et 1.54 ‰ et montrent un schéma comparable à celui obtenu sur la marge NO téthysienne, le proto-océan Nord Atlantique et dans le sud du domaine Boréal (Fig. 2.12). Ceci tient à l'enregistrement de l'excursion isotopique positive du carbone à la transition entre le Valanginien inférieur et le Valanginien supérieur (amplitude de 3.8 ‰), qui confirme le caractère global de cet Evènement (Weissert) ainsi que son fort potentiel comme outil stratigraphique. La plupart des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont comprises entre -1,0 et -2.5‰, c.à.d. un intervalle relativement restreint (Fig. 2.12). Deux échantillons présentent des valeurs excessivement faibles : -10,9 ‰ au Berriasien et -5.63 ‰ au Valanginien inférieur, et posent la question de la signification du signal, au moins pour ces 2 échantillons, qui ne seront pas discutés ici, mais qui nécessiteront un intérêt particulier en vue de la publication des résultats.

La fraction argileuse du site ODP 765C est essentiellement représentée par des interstratifiés Illite-Smectite (moyenne de 93%), la moyenne des teneurs en illite étant de 4,6%, et les teneurs en chlorite et en kaolinite restent toujours inférieures à 2% (Fig. 2.13).

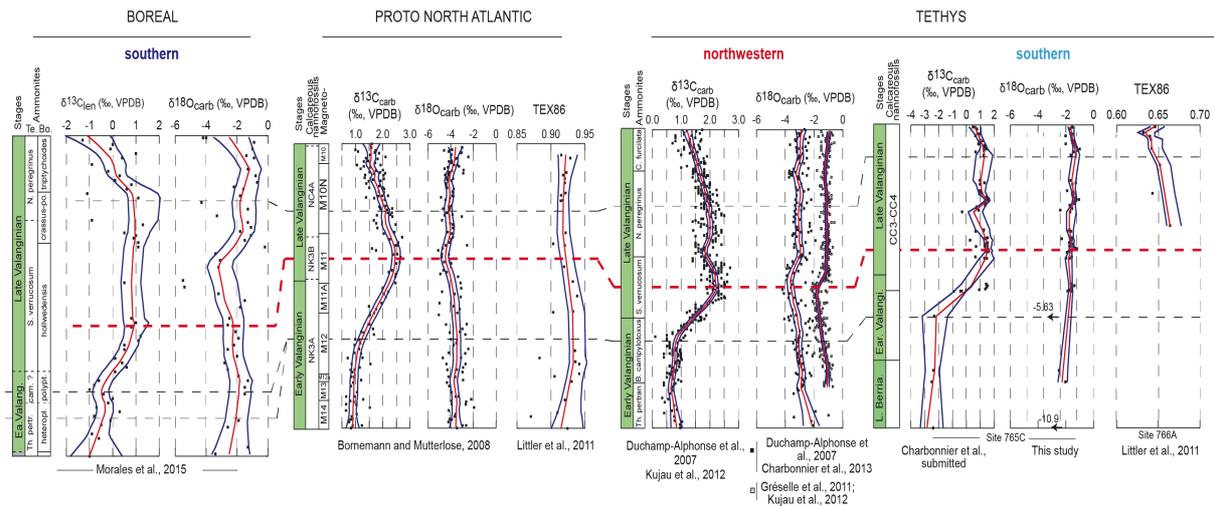


Fig. 2.12: Enregistrements des isotopes du carbone et l'oxygène ainsi que du TEX_{86} dans la Téthys, le proto-océan Atlantique Nord et le domaine boréal. Pour le calcul des moyennes pondérées par LOESS (courbe rouge), une valeur de α de 0,15 a été utilisée. Les courbes bleues représentent un intervalle de confiance de 95% (Charbonnier et al. en préparation).

La comparaison des résultats géochimiques et minéralogiques du site ODP 765 C avec l'ensemble des résultats de la littérature montre que la plupart des signaux ne sont pas hasardeux mais peuvent s'intégrer dans un schéma climatique cohérent. Tous, montrent des variations significatives pendant l'Évènement Weissert (transition Valanginien inférieur – Valanginien supérieur) et au Valanginien supérieur. Plus particulièrement, les tendances générales du signal de $\delta^{18}O_c$ sont relativement bien marquées et il semble possible d'interpréter les tendances à long terme du signal du $\delta^{18}O_c$ en termes de changements paléocéanographiques (température et/ou salinité) des masses d'eau superficielles.

Dans l'Hémisphère Nord, l'Évènement Weissert est associé à la diminution des valeurs de $\delta^{18}O_c$. Avec des amplitudes de 0,7 ‰ sur la marge NO téthysienne (Sprovieri et al., 2006; Duchamp-Alphonse et al., 2007; Kujau et al. 2012; Charbonnier et al., 2015), de 1,3 ‰ au Sud du domaine boréal (Morales et al., 2015), et de 1,0 ‰ dans le proto-océan Atlantique Nord (Bornemann et Mutterlose, 2008), elles peuvent respectivement refléter des augmentations de $T^{\circ}C$ des eaux de surface de $\sim 3^{\circ}C$, $\sim 5^{\circ}C$ et $\sim 4^{\circ}C$, une diminution de la salinité, ou un mélange des deux. Par là-même, au Valanginien supérieur, les diminutions des valeurs isotopiques recensées sur la marge NO téthysienne (amplitude de $\sim 0,5$ ‰), au Sud du domaine boréal (amplitude de $\sim 1,9$ ‰), et dans le proto-océan Atlantique Nord (amplitude de $\sim 0,4$ ‰), peuvent être associées à des refroidissements de l'ordre de $\sim 2^{\circ}C$ sur la marge NO téthysienne et le proto-océan Atlantique Nord, et d' $\sim 8^{\circ}C$ au Sud du domaine boréal, et/ou des eaux plus salées. Compte tenu des similitudes des signaux isotopiques enregistrés sur la marge NO téthysienne et la proto-océan Atlantique Nord, (tendances et valeurs absolues) il est fort probable qu'ils ne sont pas liés à d'importants changements de salinité, plutôt tributaires de facteurs locaux (bilan hydrologique et la circulation de chaque bassin) aux échelles de temps considérées, mais reflète davantage les changements de température. Cette hypothèse va de pair avec les mesures de TEX_{86} obtenues dans le proto-océan Atlantique Nord (Littler et al., 2011). Bien qu'elles attestent de conditions globalement stables et chaudes au Valanginien, elles sont représentées par

des fluctuations à long terme, en phase avec le signal de $\delta^{18}\text{O}_c$ (légères diminution/augmentation des valeurs de TEX_{86} durant l'Évènement Weissert/le Valanginien supérieur; Fig. 2.12). A l'inverse, l'amplitude des variations est significativement plus élevée dans le sud du domaine boréal. Il n'est pas exclu que le signal de salinité soit important dans ce secteur, la coupe de Wawal, située dans un étroit passage connectant la Téthys au domaine boréal, étant extrêmement sensible aux apports d'eau douce venant du continent. Cette hypothèse va de pair avec le signal minéralogique obtenu sur cette coupe, et attestant des changements d'altération/érosion de grande amplitude dans le secteur (voir ci-dessous et Fig. 2.13).

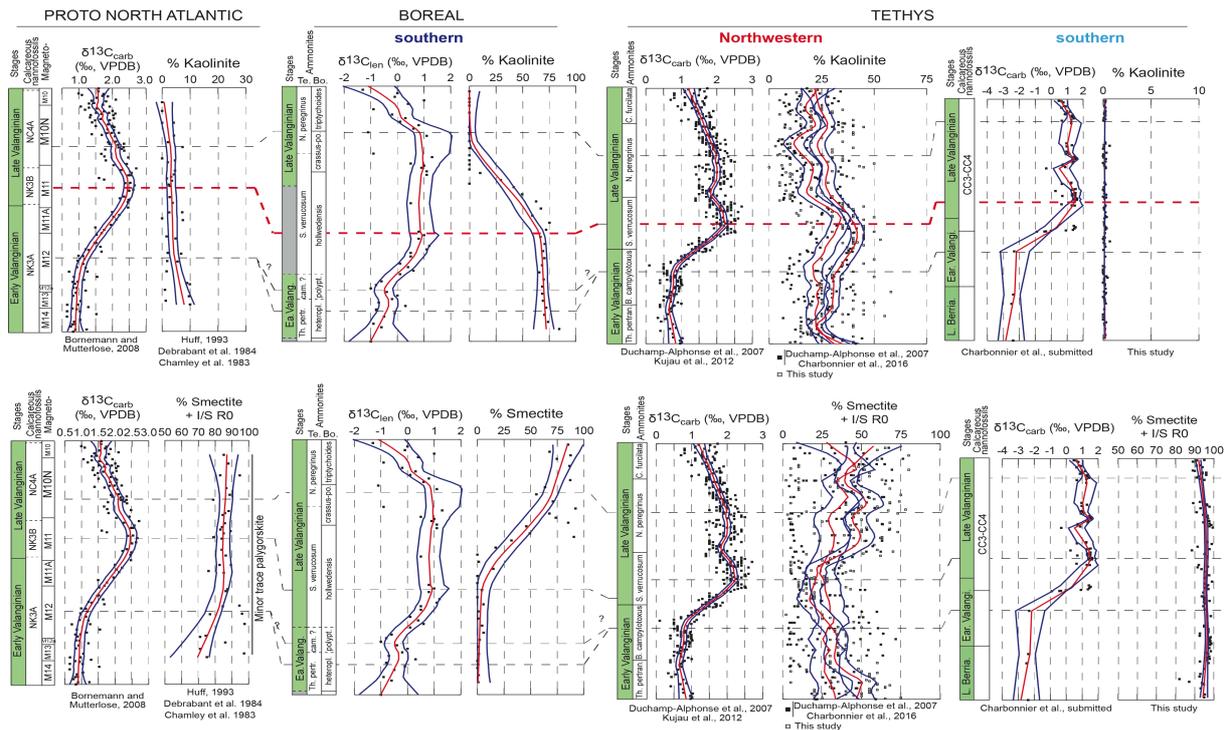


Fig. 2.13: Enregistrements des teneurs en kaolinite et en smectite dans la Téthys, le proto-océan Atlantique Nord et le domaine boréal. Pour le calcul des moyennes pondérées par LOESS (courbe rouge), une valeur de α de 0,15 a été utilisée. Les courbes bleues représentent un intervalle de confiance de 95% (Charbonnier et al., en préparation).

Dans l'hypothèse où les fluctuations du signal de $\delta^{18}\text{O}_c$ obtenus dans les secteurs hémipélagiques de l'Hémisphère Nord (1036 échantillons), refléteraient principalement les variations de température des eaux océaniques de surface, et que cette relation se vérifie dans la plaine abyssale d'Argo, alors l'extrémité Sud de la Téthys (53°S) serait caractérisée par des températures relativement stables et probablement plus fraîches que son extrémité Nord (45°N). Ceci confirmerait le signal de température enregistré par le TEX_{86} dans le secteur (Littler et al., 2011). Plus généralement, au climax de l'évènement Weissert, les valeurs, proches de -2 ‰ sur le site ODP 765C et dans le domaine boréal, et les valeurs proches de -4 ‰ obtenues sur la marge NO téthysienne et dans le proto-océan Atlantique Nord, attesteraient de températures $\sim 8^\circ\text{C}$ plus fraîches aux moyennes latitudes qu'aux basses latitudes.

Le signal minéralogique obtenu dans l'Hémisphère Nord montre des différences notoires selon les secteurs étudiés (Fig. 2.13).

Alors qu'il est établi que la marge NO téthysienne est représentée par des variations importantes dans les assemblages minéralogiques, attestant de variations climatiques rapides (voir chap. 2.2.3), les enregistrements minéralogiques du domaine boréal et du proto-océan Atlantique Nord sont clairement dépourvus de variations à court-termes (malgré une plus faible résolution d'analyses), et seuls des tendances à long-termes sont mises en évidence (Fig. 2.13). Les très faibles/fortes proportions en kaolinite/smectite du proto-océan Atlantique Nord tout au long du Valanginien, attestent de conditions stabilisées autour d'un climat relativement sec. La diminution/augmentation à long-terme des teneurs en kaolinite/smectite dans le domaine Boréal reflète la transition progressive d'un climat relativement hydrolysant pendant l'Évènement Weissert, vers un climat plus tempéré au Valanginien supérieur. Enfin, dans l'hypothèse ou la monospécificité du signal minéralogique obtenu sur le site ODP 765 C puisse être attribué à un signal climatique, et non à la proximité de roches volcaniques (Compton et Locker, 1992) dont l'altération/érosion favoriserait la production d'illite et de smectite (Deconinck et Debrabant, 1985), des conditions stables et faiblement hydrolysantes caractériseraient l'extrémité sud de la Téthys au Valanginien.

En résumé, l'articulation des données géochimiques et minéralogiques discutées au cours de l'Évènement Weissert et du Valanginien supérieur, permet de distinguer 4 principales zones climatiques:

i) un climat tropical humide sur la marge NO téthysienne, caractérisé par des variations climatiques rapides oscillant entre des conditions chaudes et humides (Évènement Weissert) et des conditions tempérées et plus sèches (Valanginien supérieur). Cette dynamique est probablement due à la configuration paléogéographique du secteur favorisant sa sensibilité aux paramètres de Milankovitch et le développement d'un système de mousson (voir partie 2, chapitre 2.2.3).

ii) un climat tempéré au sud du domaine Boréal, représenté par des conditions climatiques plus stables en raison de sa position plus septentrionale, mais toujours représentées par une transition progressive depuis un climat chaud et humide pendant l'Évènement Weissert, vers un climat plus tempéré et plus sec au Valanginien supérieur.

iii) un climat aride dans le proto-océan Atlantique Nord, recensant les variations de températures similaires (amplitude de $\sim 3-4^{\circ}\text{C}$) à celles plus à l'Est pendant l'Évènement Weissert. Cependant, le climat reste global sec tout au long du Valanginien. Le Jurassique et le Crétacé inférieur sont marqués par d'importants changements paléogéographiques associés à la fragmentation progressive de la Pangée (Dercourt et al., 1986). La mise en place de nouvelles connexions entre les bassins océaniques, génère des changements significatifs dans les circulations océaniques et atmosphériques (Donnadieu et al., 2006). Ils impactent particulièrement l'intensité du transfert de chaleur à l'échelle du globe (Hotinski et Toggweiler, 2003). Au Crétacé inférieur, une connexion entre le domaine téthysien et le proto-océan Atlantique Nord a probablement favorisé la mise en place du courant circum-téthysien, migrant d'Est en Ouest (Hotinski et

Toggweiler, 2003; Pucéat et al., 2005; Friedrich et al., 2008), et alimentant les bassins restreints du proto-océan Atlantique Nord en masses d'eau chaudes et salées.

Ce chapitre fait l'objet d'une publication en cours de rédaction et qui sera proposée à la revue « Earth Science Review » début 2019.

2.3. Possible effet du volcanisme sur le système océan-atmosphère

2.3.1 Stratégie scientifique

Jusque dans les années 2010, répondre aux problématiques scientifiques associés à l'Évènement Weissert tenait principalement à la découverte et à l'étude multi-analytique et à haute résolution temporelle d'archives sédimentaires de référence, permettant d'étudier les changements paléoenvironnementaux du Valanginien, et leur chronologie. Depuis quelques années, les problématiques ont clairement évolué au grès des avancées technologiques, et tiennent beaucoup à la découverte de nouveaux outils permettant d'ouvrir le champ des possibles en matière de problématique. Nos derniers travaux portant sur le Valanginien ont notamment bénéficié de la découverte du Mercure (Hg) comme outil puissant pour évaluer le rôle de la mise en place de grandes provinces magmatiques au cours de perturbations paléoenvironnementales majeures du Phanérozoïque (Sanei et al., 2012; Percival et al., 2015; Thibodeau et al., 2016; Font et al., 2016; Charbonnier et Föllmi, 2017).

Les activités hydrothermales et volcaniques sont les principales sources de mercure (Hg) dans le système océan-atmosphère (Varekamp et Buseck, 1981; Pyle et Mather, 2003; Pirrone et al., 2010), et un enrichissement en Hg est souvent utilisé pour tracer l'augmentation de l'activité volcanique, que ce soit en domaine proximal ou distal. En effet, après avoir été émis sous forme gazeuse (Hg^0) puis redistribué globalement dans l'atmosphère (temps de résidence de 0,5-1 an (Selin et al., 2008)), il précipite et se dépose dans les environnements continentaux ou marins sous sa forme oxydée (Hg^{2+}). Dans les sédiments, Hg est préférentiellement adsorbé sur la matière organique, les oxydes de fer, ou les phyllosilicates (Sial et al. 2013). Cependant, lorsque l'enrichissement en mercure persiste alors qu'il est normalisé par rapport aux teneurs en Carbone Organique Total (TOC), en fer (Fe) et en argiles, et/ou que les teneurs en Hg ne présentent pas de corrélation significative avec ces dernières, l'explication la plus probable à l'origine de ces enrichissements, est celle d'une intensification de l'activité volcanique.

Ces travaux ont bénéficié des études effectuées sur le Valanginien depuis 2002, et qui ont permis de construire une collection sans précédent de séries sédimentaires localisées en différents points du globe, et ayant déjà montré leur capacité à archiver à haute résolution temporelle, les changements paléoenvironnementaux du Valanginien. Dans un premier temps, le choix s'est porté sur des coupes européennes (Wawal, Breggia, Orpierre et Angles), représentant un transect N-S du domaine téthysien. Dans

un second temps, l'étude de ces coupes a été complétée par l'analyse en mercure de 3 sites ODP/DSDP de référence : le site ODP 765 C (plaine Argo, sur la marge Nord australienne), représentant l'extrémité Sud de la Téthys, et les sites DSDP 534 A (bassin Blake Bahamas, paléolatitudes de $\sim 15^\circ\text{N}$) et 603B (plateau continental de Cape Hatteras, paléolatitudes de $\sim 17^\circ\text{N}$), documentant les archives sédimentaires du proto-océan Atlantique Nord (Fig. 2.14). Ces études n'auraient pas été possibles sans le parc analytique de pointe qu'offre l'Université de Lausanne, et qui a permis de faire les mesures d'Hg (830 analyses), et de compléter les analyses en COT (332 analyses), et en Fer (246) préalablement obtenues sur les coupes sélectionnées (Duchamp-Alphonse, 2006; Westermann et al., 2013).

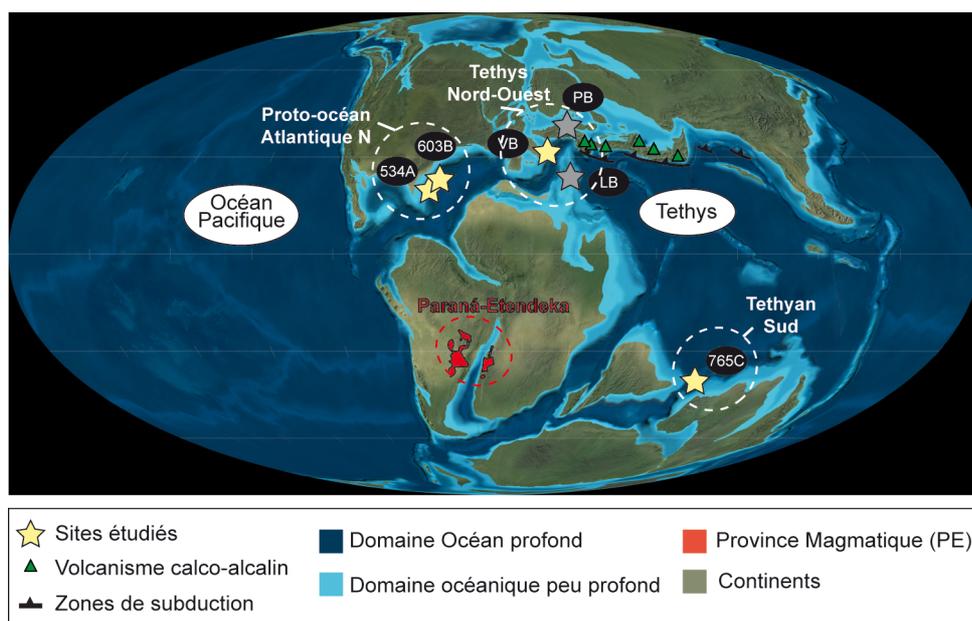


Figure 2.14 : Carte paléogéographique du Crétacé inférieur montrant la localisation du domaine téthysien (Nord-Ouest et Sud), du proto-océan Atlantique Nord et de la Grande Province Magmatique (LIP) du Paraná-Etendeka (modifiée après R. Blakey : <http://cpgeosystems.com/euromaps.html>). Les coupes Européennes se trouvent dans le domaine NO téthysien, dans le Bassin Polonais (PB Wawal), le Bassin Vocontien (VB : Angles et Orpierre), et dans le Bassin Lombard (LB, Breggia).

2.3.2 Province magmatique du Paraná-Etendeka et Évènement Weissert, existe-t-il un lien ?

Toutes les coupes étudiées enregistrent leurs plus fortes teneurs en Hg aux abords de l'Évènement Weissert, et le plus souvent, au tout début de l'augmentation de l'anomalie positive en $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 2.15) (Charbonnier et al., 2017; Charbonnier et al., révisions majeures). La normalisation du signal de Hg par rapport aux teneurs en COT, Fe et argiles confirme cette tendance et met plus particulièrement en évidence un enrichissement significatif et ponctuel (donc rapide) de mercure dans les sédiments des coupes d'Angles, Orpierre, et du site ODP 765 C.

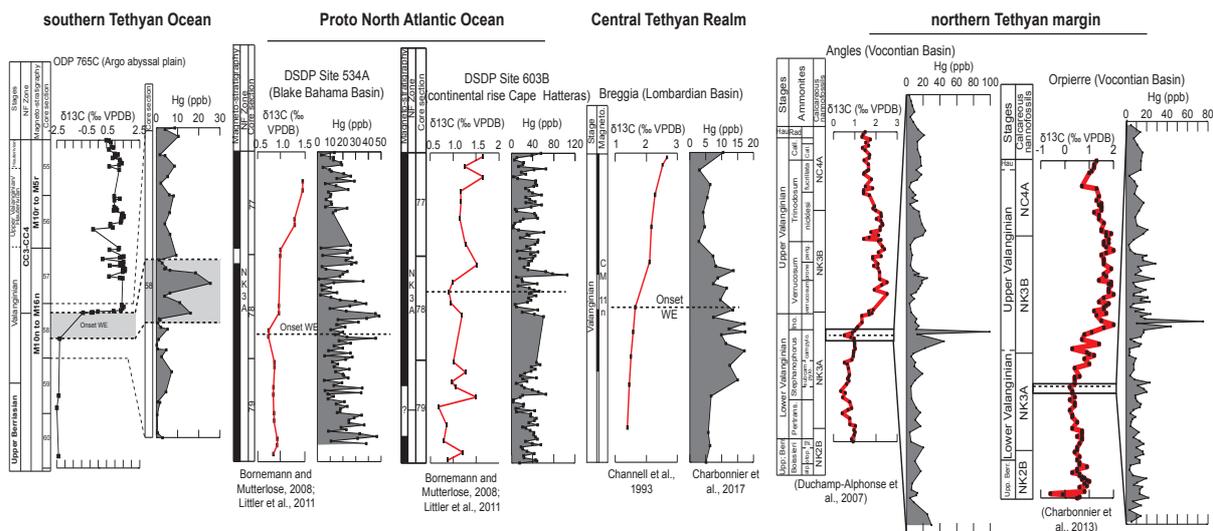


Fig. 2.15 : Comparaison du signal de Mercure (Hg) obtenu au cours de l'Épisode Weissert sur des coupes européennes, représentant les environnements Nord-Ouest et centre-téthysiens (Téthys NO et centrale, Charbonnier et al., 2017), avec ceux obtenu sur des sites ODP/DSDP, représentant l'extrémité Sud de la Téthys (ODP 765C) et le proto-océan Atlantique (Sites DSDP 534 A et 603B) (Charbonnier et al., GSA révisions majeures).

Le signal obtenu sur les coupes de Wawal, Breggia, et sur les sites DSDP 534 et 603B, est moins évident car cet enrichissement ponctuel en Hg fait partie intégrante d'un enrichissement moins prononcé en Hg, à plus long terme, et encadrant l'Évènement Weissert. Cependant, bien que les schémas des enrichissements en mercure diffèrent d'un site à l'autre, ils attestent tous d'une anomalie positive supra-régionale en Hg, et aux abords de l'Évènement Weissert, qui n'est pas le fait d'une adsorption préférentielle du mercure sur la matière organique, les oxydes de fer ou les argiles de sédiments, mais reflète bien un enrichissement non tributaire des processus syn-sédimentaires. Par analogie avec les études précédentes interprétant les anomalies positives en Hg comme marqueur d'intensification d'activité volcanique dans le passé, nous suggérons que ces enrichissements reflètent une augmentation rapide des concentrations en Hg atmosphérique, juste avant la transition Valanginien inférieur et Valanginien supérieur. L'explication la plus probablement est celle de l'activité volcanique du Paranà-Etendeka, traduisant l'ouverture de l'Atlantique Sud (Stewart et al., 1996), et dont les vestiges affleurant actuellement au Sud des continents Sud-Américains (Brésil, Argentine, Uruguay) et Africains (Namibie), attestent d'une des plus larges provinces magmatiques en domaine continental. Cette hypothèse semble confirmée par les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Thiede et Vasconcelos, 2010) et U-Pb (Janasi et al., 2011; Pinto et al., 2011) récemment obtenus pour la province magmatique du PE et révélant un épisode volcanique rapide (1,2 Ma) avec un pulse principal à ~ 135 Ma (Pinto et al., 2011). Cependant à Angles et à Orpierre, les enrichissements abrupts en Hg coïncident avec un niveau riche en goethite identifié régionalement, et pouvant être l'expression d'une éruption volcanique plus locale, située au niveau de la zone de subduction téthysienne (Fesneau et al., 2009; Charbonnier et al., révisions majeures). En effet, la goethite peut provenir de l'altération météorique de pyrite sous des conditions faiblement oxygénées (Fesneau et al., 2009). Par ailleurs, l'analyse par pyrolyse Rock Eval de la Matière Organique présente dans ce niveau, révèle une MO de type III, faiblement préservée (teneurs en COT $\sim 0,3$ % et

faibles valeurs d'HI) (Charbonnier et al., révisions majeures). Le mercure ayant une forte affinité avec les niveaux riches en MO (Grasby et al., 2013), il est possible qu'une forte altération météorique de ces niveaux affecte également la MO, tout en laissant un signal d'Hg intact. Par conséquent, la séquestration du mercure dans ces niveaux aurait pu être initialement contrôlée par la présence de niveaux riches en MO, sous des conditions faiblement oxygénées, et les enrichissements abrupts en Hg des séries téthysiennes pourraient être le fruit d'une éruption volcanique locale, se superposant à l'éruption volcanique du PE.

Dans tous les cas, des éruptions volcaniques régionales et/ou globales seraient à l'origine de l'Évènement Weissert, et expliqueraient aussi bien les changements faunistiques et floristiques recensés dans les environnements hémipélagiques des basses et moyennes latitudes, que ceux identifiés en environnements pleinement pélagiques, via des changements importants dans la chimie des eaux océaniques. La perturbation majeure du cycle du carbone associée à cet (ces) évènement(s) volcaniques se superposerait à l'action des paramètres orbitaux, amplifiant ainsi, aux basses latitudes, les conditions chaudes et humides initialement induites pendant l'Évènement Weissert, par un maximum d'excentricité (plus forte insolation), ayant modulé positivement les cycles de précession (mousson plus intense). Ce serait donc la superposition exceptionnelle d'évènements volcaniques et orbitaux qui donnerait à l'Évènement Weissert sa particularité.

Cependant, comme mentionné précédemment (chapitre 2.1) des efforts restent à faire pour avoir une vision globale des conditions climatiques au Valanginien, et démontrer plus directement la relation qui pourrait exister entre la mise en place de la province magmatique du Paranà-Etendeka et l'Évènement Weissert.

2.4 Synthèse

○ **Principaux résultats**

1/ Reconstruction à haute résolution temporelle de la chronologie des évènements stratigraphiques observés sur la marge NO téthysienne via une approche multi-outils. Interprétation en termes de changements paléoenvironnementaux locaux à régionaux. ⇒ L'Évènement Weissert reflète des réactions en chaînes au sein du système Océan-Atmosphère, induites par des conditions plus chaudes et plus humides, suggérant la mise en place d'un climat à effet de serre dans le secteur. Cet évènement se caractérise clairement dans l'écosystème marin (néritique à pélagique), par une crise des organismes producteurs de carbonates.

2/ Estimation de la durée des évènements stratigraphiques étudiés à haute résolution temporelle et calculs de flux terrigènes sur la marge NO téthysienne. Réflexion autour des facteurs forçants ⇒ Des durées de ~ 5 Ma et ~ 2 Ma ont été estimées pour le Valanginien et l'Évènement Weissert. Plus particulièrement,

l'augmentation des flux terrigènes tous les ~ 2,4 Ma, a permis de mettre en évidence 3 épisodes humides pouvant être associés à un système de mousson dans la région NO téthysienne.

3/ Étude de la composition isotopique et de la fraction argileuse du site ODP 765 C, localisé sur la marge Nord-Ouest australienne (paléolatititude de 53°S). Intégration des résultats obtenus aux résultats de 12 sections, réparties dans 5 bassins différents, localisés entre 45°N (Océan Arctique) et 53°S (Extrémité Sud la Téthys). Reconstruction des changements climatiques (T°C et précipitations) à l'échelle du globe. ⇒ Cette démarche a permis de définir trois principales zones climatiques caractérisées par : i) un climat tropical humide sur la marge téthysienne ; ii) un climat tempéré au sud du domaine boréal ; et iii) un climat aride dans le proto-océan Atlantique Nord.

4/ Mesures des teneurs en Mercure (Hg) des coupes de références pour le Valanginien, réparties entre 53°S et 30°N et réflexion autour des facteurs forcants l'Évènement Weissert. ⇒ Le Paranà-Etendeka est probablement à l'origine de l'Évènement Weissert et des changements paléoenvironnementaux associés à l'échelle du globe. La superposition d'évènements volcaniques régionaux avec une configuration orbitale particulière, donneraient à cet Évènement, un caractère particulier.

- **Perspectives de recherche**

Comme mentionné précédemment, la multiplication des études multidisciplinaires couplée à l'avancée des technologies, notamment en cyclostratigraphie et chimostratigraphie, a permis de débloquent certains verrous concernant les changements climatiques et environnementaux du Valanginien, et plus particulièrement ceux associés à l'Évènement Weissert. Des efforts restent cependant à faire pour avoir une vision globale des conditions climatiques (précipitations et températures notamment), et démontrer plus directement la relation qui pourrait exister entre la mise en place de la province magmatique du Paranà-Etendeka et l'Évènement Weissert. Cela passe probablement par: i) l'étude multianalytique d'archives sédimentaires prélevées aux hautes latitudes que ce soit sur les séries sédimentaires existantes (sites ODP), ou futures (nécessité de programmer de nouvelles missions océanographiques); ii) l'utilisation de nouvelles techniques analytiques ($\Delta 47$ par exemple (Price et Passey, 2013) et enfin iii) la découverte/ratification de nouvelles coupes de références pour le Crétacé inférieur, seule période encore orpheline en matière de Points Stratotypiques Mondiaux (PSM ou GSSP "Global Boundary Stratotype Sections and Points") (<http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale>). Souhaitant me consacrer davantage aux problématiques liées aux changements de productivité primaire du Quaternaire que j'ai amorcé depuis ma prise de fonction en tant que Maître de Conférence, je ne présenterai pas ici de perspectives détaillées sur mes activités de recherche portant sur les changements paléoenvironnementaux du Valanginien. Cependant, mes collaborations restent effectives.

○ Collaborations scientifiques

-Institut des Sciences de la Terre de l'Université de Lausanne (Suisse) : K. Föllmi, T. Adate, G. Charbonnier.

-Centre de recherche sur la paléobiodiversité et les paléoenvironnements/ Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris (UMR 7207) : S. Gardin, A.C. Bartolini.

○ Principales publications

- Charbonnier, G., Adate, T., Duchamp-Alphonse, S., Spangenberg, J.E., Föllmi, K.B. Global mercury enrichment in Valanginian sediments supports a volcanic trigger for the Weissert episode. *GSA book*, Révisions majeures.
- Charbonnier, G., Morales, C., Duchamp-Alphonse, S., Westermann, S., Adate, T., Föllmi, K.B. Mercury enrichment indicates volcanic triggering of Valanginian Environmental Change. *Scientific Report*, doi:10.1038/srep40808.
- Charbonnier, G., Duchamp-Alphonse, S., Adate, T., Föllmi, K.B., Colin, C., Spangenberg, J.E., Gardin, S., Galbrun, B. Eccentricity paced monsoon-like system along the Northwestern Tethyan margin during the Valanginian (Early Cretaceous): new insights from detrital and nutrient fluxes into the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 443, 145 – 155.
- Duchamp-Alphonse, S., Gardin, S., Bartolini, A. Calcareous nannofossil response to the Weissert episode (Early Cretaceous): Implications for palaeoecological and palaeoceanographic reconstructions. *Marine Micropaleontology* 113, 65 – 78.
- Westermann S., Duchamp-Alphonse S., Fiet, N.; Fleitmann, D.; Matera, V.; Adate, T.; Föllmi, K. Paleoenvironmental changes during the Valanginian: new insights from variations in phosphorus contents and bulk- and clay mineralogies in the western Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 392, 196 – 208.
- Charbonnier, G., Boulila, S., Gardin, S., Duchamp-Alphonse S., Adate, T., Spangenberg, J.E., Föllmi, K.B., Colin, C., Galbrun, B. Astronomical calibration of the Valanginian “Weissert” episode: The Orpierre marl-limestone succession (Vocontian Basin, southeastern France). *Cretaceous Research* 45, 25 – 42.
- Duchamp-Alphonse, S., Fiet, N., Adate, T., Pagel, M. Climate and sea-level variations along the northwestern Tethyan margin during the Valanginian C-isotope excursion: mineralogical evidence from the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 302, 243 – 254.
- Westermann, S., Föllmi K., Adate T., Matera V., Fleitmann D., Fiet N., Ploch I., Duchamp-Alphonse S. The Valanginian $\delta^{13}\text{C}$ excursion may not be an expression of a global oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Science Letters*, 290, 118-131.
- Duchamp-Alphonse, S., Fiet, N., Pagel, M., Remane J. A chemical method for extracting calpionellids from indurated calcareous rocks. *Micropaleontology* 55 (1), 87-93.
- Westermann, S., Matera, V., Adate, T., Schnyder, J., Duchamps-Alphonse, S., Fiet, N., Fleitmann, D., Ploch, I., Föllmi, K.B. (2009). Paleoceanographic change associated with the Valanginian $\delta^{13}\text{C}$ excursion in the western Tethys. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 06/2009.
- Duchamp-Alphonse, S., Gardin, S., Fiet, N., Bartolini, A.C., Blamart, D., Pagel, M. Fertilization of the Northwestern Tethys (Vocontian Basin, SE France) During the Valanginian Carbon Isotope Perturbation: Evidence From Calcareous Nannofossils and Trace Element Data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 243, 132-151.

3. Cycle du carbone aux hautes latitudes vs cycle de l'eau aux basses latitudes : vers une meilleure compréhension des changements climatiques rapides de la Terre depuis le Dernier Maximum Glaciaire

3.1. La mousson d'été indienne à l'Holocène : un acteur important du cycle de l'eau

3.1.1. Les cellules de Hadley, la Zone de Convergence Intertropicale et les mécanismes de la mousson actuels et passés

La Terre, quasiment sphérique, reçoit et restitue plus d'énergie solaire au niveau des tropiques (30°S-30°N) qu'aux hautes latitudes. Son bilan radiatif net (c.à.d. rayonnement reçu moins rayonnement émis) y est excédentaire, ce qui crée un fort gradient thermique entre les pôles et les tropiques (Trenberth et Caron, 2001). Les circulations atmosphérique et océanique globales contribuent à rétablir l'équilibre radiatif en redistribuant l'excès de chaleur des basses latitudes vers les hautes latitudes. Ainsi, dans la zone intertropicale, la circulation atmosphérique est représentée dans chaque hémisphère, par une cellule de Hadley caractérisée par : i) une branche ascendante proche de l'équateur, où l'air chaud, moins dense s'élève, se refroidit et se décharge de son humidité par l'intermédiaire de précipitations importantes ; et ii) une branche descendante au niveau des régions subtropicales, formée par l'air refroidi et asséché de la branche ascendante. Une cellule de basse pression se crée lorsque l'air s'élève. À l'inverse, une cellule de haute pression prend forme lorsque l'air descend (Fig. 2.16). Les vents de surface provenant de la branche descendante de la cellule de Hadley correspondent aux alizés qui convergent vers l'équateur pour former la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT). Ils sont déviés vers l'ouest par la force de Coriolis (bien que minimale à ces latitudes), résultant de la rotation de la Terre sur elle-même. À leur origine, les alizés sont des vents secs. Cependant, lorsqu'ils soufflent au-dessus des océans, ils se chargent en humidité, et contribuent à transporter la vapeur d'eau vers la ZCIT.

À l'échelle de l'année, l'insolation reçue par la Terre est plus forte dans l'hémisphère Nord en été boréal (hiver austral : juin-septembre), et plus forte dans l'hémisphère Sud en été austral (hiver boréal : décembre-mars). Ceci crée des variations saisonnières dans la position latitudinale des cellules de Hadley, et donc de la ZCIT se trouvant toujours dans l'hémisphère d'été (Marshall et Plumb, 2008). Par ailleurs, le climat à la surface de la Terre est aussi tributaire des interactions continents- air -mer. Superposées au cycle annuel du rayonnement solaire elles régulent dans les tropiques, la circulation de mousson, consistant en un changement saisonnier du régime des vents et des précipitations (Webster, 1987) au niveau de l'Asie, de l'Australie et de l'Afrique, mais aussi au niveau des Océans Indien et Nord-Pacifique.

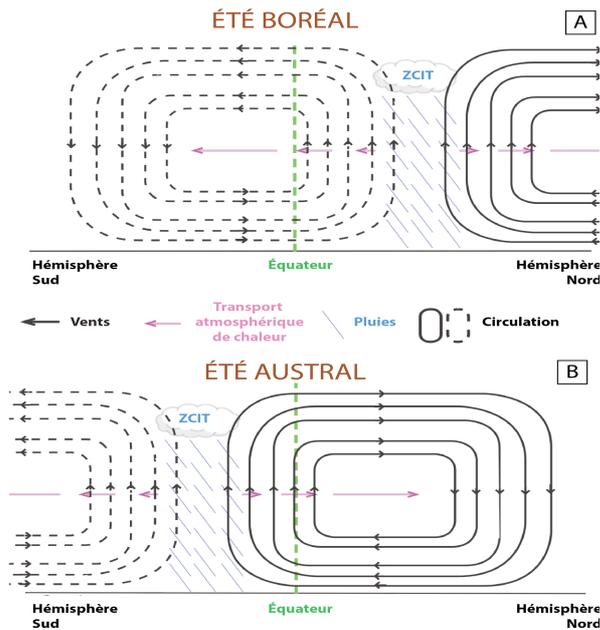


Fig. 2.16: Représentation de la structure spatiale des vents (flèches grises), de leur circulation méridienne (contours pleins et pointillés), des précipitations (lignes bleues), et du transport de chaleur vertical (flèches violettes) associés aux cellules de Hadley pour l'été boréal (A) et l'été austral (B). L'équateur est représenté par la ligne pointillée verte (modifiée d'après Donohoe et al., 2013).

Mes travaux de recherche se sont particulièrement focalisés sur la mousson indienne, composante énergétique importante du système climatique terrestre, avec un impact socio-économique important en raison de son rôle primordial sur l'agriculture et le développement de l'Inde et de la Chine. En été austral, du fait de la différence de capacité thermique existante entre océans et continents, l'Asie se réchauffe plus facilement que l'Océan Indien. Il se crée alors une cellule de basses pressions sur le continent et une cellule de hautes pressions sur l'océan. Ce gradient de pression est le moteur du transport des masses d'air humide de l'océan indien vers le continent asiatique, générant d'importantes précipitations sur le continent (Fig. 2.17).

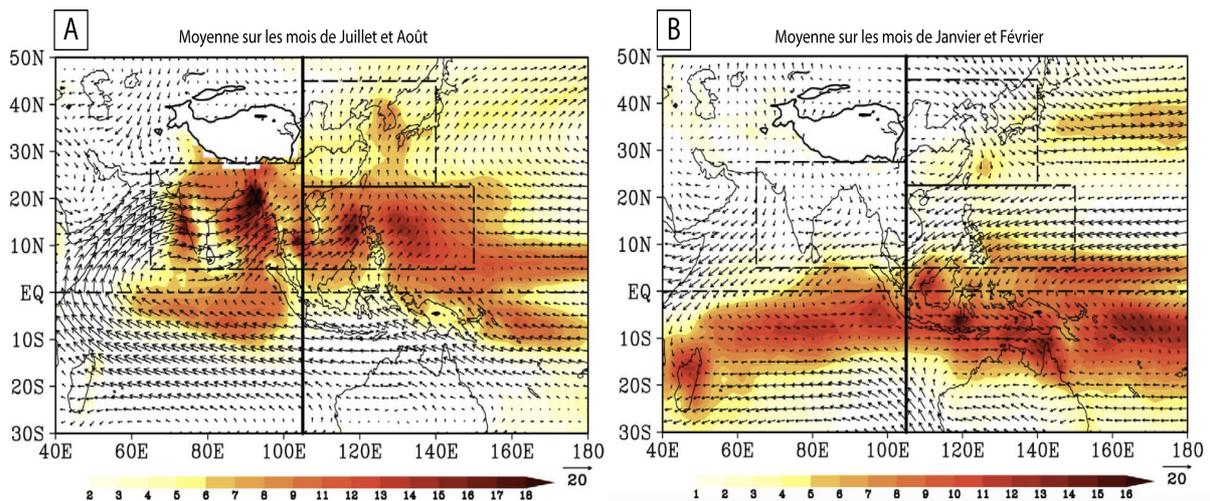


Fig. 2.17 : Représentation des précipitations moyennes (mm/jour) et des champs de vent (flèches noires) pour la mousson asiatique d'été boréale (A : juillet-août) et d'hiver (B : janvier-février) (Wang et al., 2003 après Xie et Arkin, 1997). Les 3 encadrés définissent les zones de précipitations majeures des moussons Indienne (5-27,5°N ; 65-105°E), Nord-Ouest Pacifique (5-22,5°N ; 105-150°E) et de la mousson Est-Asiatique (22,5-45°N ; 105-140°E).

En hiver austral, le continent asiatique (et plus particulièrement le plateau tibétain) se refroidit plus facilement que l'océan indien créant un gradient thermique opposé à celui de l'été austral. Il se forme alors, centré sur la Sibérie, un anticyclone responsable de vents froids et secs venant du Nord-Est. La ZCIT migre alors vers le Sud, entraînant un climat sec sur le continent asiatique, et des précipitations importantes en Australie.

Dans le passé, il ne fait aucun doute que les variations d'intensité de la mousson d'été indienne sont étroitement tributaires des changements d'insolation reçue par la Terre aux basses latitudes. Les variations de la précession des équinoxes (cycles de 21 ka) sont principalement responsables de la distribution méridionale et saisonnière du rayonnement solaire, tandis que les cycles d'excentricité (100 ka) peuvent moduler la quantité de rayonnement reçu aux basses latitudes (Clemens et Prell, 1990). L'effet de l'insolation sur la dynamique de la mousson indienne est particulièrement visible à l'échelle de plusieurs cycles climatiques (Beaufort, 1996 ; Prell and Kutzbach, 1987 ; Anderson et Prell, 1993 ; Emeis et al., 1995 ; Clemens et al., 1996 ; Wang et al., 2005 ; Colin et al., 2006 ; Caley et al., 2011) mais peut être également mis en évidence, par des études empiriques ou de modélisation sur des échelles de temps plus courtes, et notamment à l'Holocène (Jolly et al., 1998 ; Gupta et al., 2006 ; Fleitmann et al., 2007 ; Braconnot et al., 2008 ; Marzin et Braconnot, 2009 ; Bassinot et al., 2011). A titre d'exemple, les études portant sur la reconstitution de la dynamique des précipitations et des champs de vents mettent en évidence une mousson d'été indienne amplifiée et étendue vers le nord-ouest à l'Holocène inférieur (Wang et al., 2005 ; Fleitmann et al., 2007 ; Contreras-Rosales et al., 2014 ; Sarkar et al., 2015), lorsque l'insolation d'été de l'Hémisphère Nord atteint un maximum (Berger, 1978).

Cependant, l'insolation n'est pas le seul facteur à influencer la mousson indienne dans le passé. Des processus et des interactions complexes au sein du système Océan-Atmosphère semblent également jouer un rôle important aux échelles centenaires et millénaires (Gupta et al., 2003). Des connections avec l'Atlantique Nord ont été documentées et les changements rapides d'intensité de la mousson indienne du dernier cycle climatique pourraient être reliés aux cycles de Dansgaard-Oeschger et aux événements de Heinrich : les périodes de refroidissement associées à l'injection d'eau douce en Atlantique Nord, et à une circulation thermohaline ralentie, s'exprimeraient aux basses latitudes par une mousson d'été indienne moins intense, suggérant l'importance de forçages communs comme l'humidité de l'air (Bond et al., 1997 ; Schulz et al., 1998 ; Marzin et al., 2013 ; Contreras-Rosales et al., 2014 ; Dutt et al., 2015). Le rôle de ce paramètre serait confirmé à l'échelle des derniers 25 ka, où des enregistrements paléoclimatiques et des sorties de modèle montrent que les larges calottes de glaces et les faibles niveaux de pCO₂ atmosphériques de la dernière glaciation auraient générés un climat globalement plus sec, et une mousson indienne moins intense, en raison d'une diminution du transport d'humidité (Braconnot et al., 2008 ; Yanase and Abe-Ouchi, 2007).

Plus particulièrement, les variations de précipitations liées à la mousson indienne contrôlent les changements de la balance érosion physique/altération chimique des chaînes himalayennes et indo-birmanes ainsi que les modalités de transferts du matériel terrigène aux bassins sédimentaires (Colin et al., 1998, 2006).

Il semblerait notamment, que la dynamique de la mousson d'été se reflètent dans la signature minéralogique et géochimique de carottes sédimentaires prélevées dans le Golfe du Bengale (France-Lanord et Derry, 1997 ; Colin et al., 1998, 1999 ; Marzin et al., 2013 ; Contreras-Rosales et al., 2014). Ceci tient probablement du fait que la partie Nord du Golfe du Bengale est représentée par l'éventail sous-marin le plus large au monde (avec une surface d'environ 3,9 millions de km² ; Curray et al., 2003) et alimenté à 95% pendant la mousson indienne d'été, par du matériel sédimentaire provenant du Gange et du Brahmapoutre, 2 fleuves drainant la chaîne himalayenne. Cependant, malgré la qualité des enregistrements fournis par les sédiments du Golfe du Bengale, les changements de sources et d'altération sur les continents sont parfois difficiles à détecter car leurs effets peuvent être modulés par les variations du niveau marin qui modifient le trajet emprunté par les sédiments (profil et réseau des vallées incisées) que ce soit au niveau du continent et/ou au niveau de l'éventail sous-marin (Joussain et al., 2016 ; Fournier et al., 2016).

Ainsi, malgré le nombre et la richesse des études portant sur la mousson indienne dans le passé, les mécanismes climatiques impliqués restent sources de débat, et l'amplitude des changements climatiques ainsi que leur chronologie à l'échelle régionale restent mal contraints. La mousson indienne agit sur un domaine géographique vaste (incluant le Plateau Tibétain, l'Inde, et la région Nord de l'Océan Indien, c.à.d. la mer d'Arabie, le Golfe du Bengale et la mer d'Andaman), encore mal représenté dans le passé, les études à haute résolution temporelle portant principalement sur des archives sédimentaires marines. Par ailleurs, la complexité topographique, géologique, et environnementale de cette région ne permet pas de fournir un schéma climatique simple et unique. A titre d'exemple, le Plateau Tibétain, culminant en moyenne à plus de 4500 m d'altitude, sur 2,5 millions de km², est caractérisé par une évolution spatio-temporelle non homogène des températures et des précipitations à l'actuel. Ceci se traduit dans le passé, par des réponses différentes dans la chronologie, la durée et l'amplitude des changements climatiques enregistrés sur le Plateau Tibétain et associés à la mousson d'été indienne (Wischniewski et al., 2011).

C'est dans ce contexte, et pour mieux comprendre les changements environnementaux induits par la dynamique de la mousson d'été indienne dans le passé, que nous avons choisi d'étudier les relations existantes entre le régime de l'érosion de bassins versants péri-himalayens et les variations rapides du régime des précipitations. Il s'agissait plus particulièrement d'identifier les éventuels changements dans les sources du matériel sédimentaire et dans son temps de transit vers les bassins sédimentaires, en lien avec les changements climatiques, via l'étude des signatures minéralogiques et géochimiques d'archives sédimentaires.

3.1.2. Stratégie scientifique

Mener à bien cette problématique nécessitait la sélection d'enregistrements sédimentaires permettant de travailler à haute résolution temporelle, et reflétant la complexité de la région étudiée. Le choix s'est porté sur une carotte prélevée sur le Plateau Tibétain, dans le lac Kuhai, et 2 carottes dans l'éventail sous-marin

du Bengale, au niveau de la levée du principal chenal actif (b) (Figure 2.18). La carotte lacustre (35°18'21" N, 99°11'00" E) fournit un enregistrement continu du matériel sédimentaire récolté au cours des derniers 14,9 ka par un petit bassin versant (~1200 km²), culminant à 4150-4850 m d'altitude, et influencé par les précipitations de la mousson d'été indienne (Wischnewski et al., 2011). Cette carotte a la particularité de présenter une fraction argileuse essentiellement fluviale (Mischke et al., 2010 ; Dietze et al., 2014), reflétant les conditions d'altération au niveau du bassin versant pouvant être liées à la dynamique des précipitations ou la dynamique des glaciers alpins coiffants les chaînes de montagnes du bassin versant (montagnes Nianbaoyeze) (Zhang et Mischke, 2009). Les carottes marines (Calypso MD12-3417 : 16°30'03" N, 87°47'82" E et CASQ MD12-3418CQ : 16°30'27" N, 87°47'92" E) fournissent un enregistrement sédimentaire composite des 9,8 derniers ka (Fournier et al., 2016 ; Jossain et al., 2017). Elles récoltent le matériel sédimentaire du système Ganges-Brahmapoutre (Lupker et al., 2013), drainant les roches cristallines des hauts reliefs himalayens et les formations de la plaine Indo-Gangétique (Jossain et al., 2017). A partir de 9,2 ka, les signatures minéralogiques et géochimiques de ces carottes ont la particularité de ne pas être influencées par des variations du Niveau Marin (important entre 9,6 et 9,2 ka) ou par la position/morphologie du système Gange/Brahmapoutre (Jossain et al., 2017). Ainsi, elles reflètent des changements dans la source du matériel sédimentaire (hauts reliefs himalayens vs plaine Indo-Gangétique), et/ou dans l'intensité des conditions d'hydrolyse au cours de l'Holocène, deux processus tributaires de la dynamique des précipitations de la mousson d'été indienne.

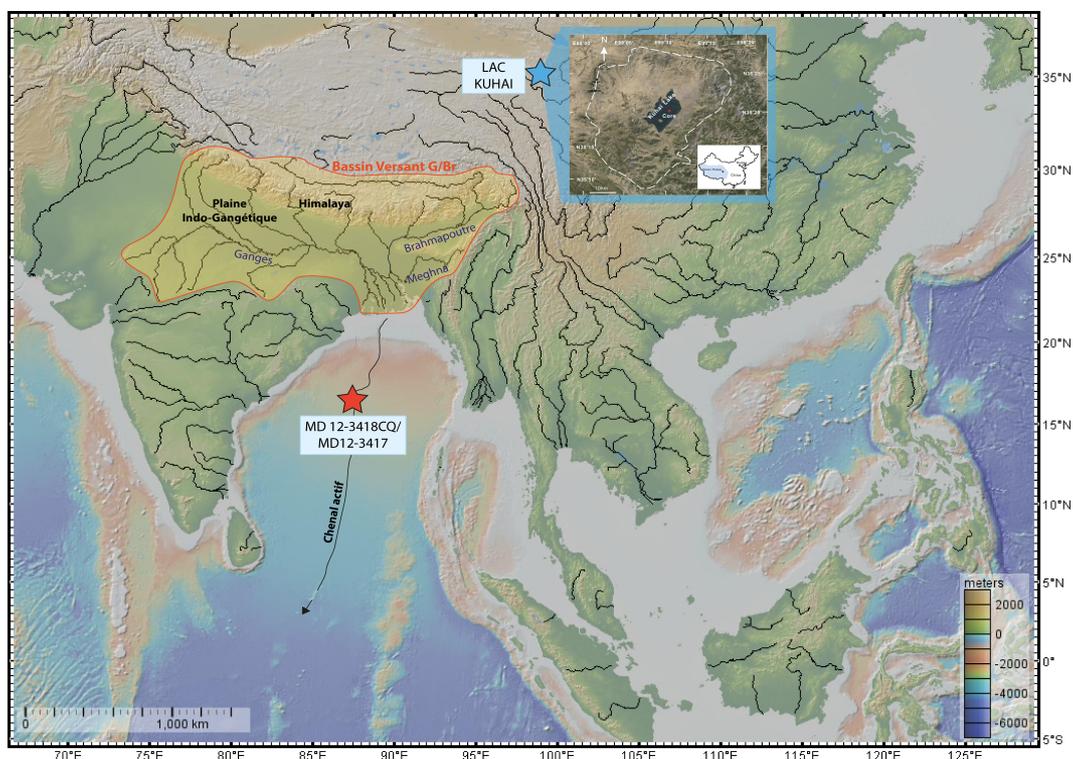


Figure 2.18 : Carte topographique représentant la localisation des carottes sédimentaires étudiées et prélevées dans le lac KUHAI (35°18'21" N, 99°11'00" E) et au niveau de la levée du chenal actif situé dans l'éventail sédimentaire du Golfe du Bengale (MD12-3417 : 16°30'03" N, 87°47'82" E et CASQ MD12-3418CQ : 16°30'27" N, 87°47'92" E).

Un bilan minéralogique et géochimique a été effectué avec une résolution temporelle d'~300 ans sur la carotte lacustre et inférieure à 100 ans sur la carotte marine composite. Dans tous les cas, les enregistrements sédimentaires ont été replacés dans des contextes géologiques, géomorphologiques et climatiques bien définis à l'actuel, afin d'identifier les sources et le degré d'altération chimique du matériel silicoclastique. Plus particulièrement, l'analyse semi-quantitative des assemblages minéralogiques des 3 carottes a permis d'identifier trois minéraux argileux clés pour répondre à notre problématique : la smectite, l'illite et la chlorite. Au niveau du bassin versant du lac Kuhai, la smectite et la chlorite viennent principalement de l'érosion physique et/ou de l'altération modérée des roches ignées et métamorphiques permianes des hauts reliefs. L'illite peut se former aussi bien au niveau des reliefs que sur le pourtour du lac. Cependant, des mesures de la cristallinité et de la chimie de l'illite ont permis de distinguer les illites riches en Fe et en Mg, provenant de l'érosion physique des reliefs, et les illites riches en Al, associées à une altération chimique plus prononcée du bassin versant. Par conséquent, l'évolution des rapports minéralogiques smectite/illite et chlorite/illite, couplée à celle des indices de cristallinité et de chimie de l'illite ont été exploitées pour reconstruire la balance entre érosion physique des hauts-reliefs et altération chimique des bas-reliefs en lien avec la dynamique des glaciers et des précipitations au cours des 14,9 derniers ka (Sun et al., 2016). Au niveau du Golfe du Bengale, l'illite et la chlorite présentent des comportements similaires et sont principalement formées par érosion physique des roches granitiques et métamorphiques des hauts reliefs himalayens tandis que la smectite vient principalement des processus pédogénétiques affectant la plaine Indo-Gangétique. Par ailleurs, le bilan minéralogique de la carotte marine composite a été complété par un bilan géochimique permettant (entre autres) de mieux identifier le degré d'altération chimique des sédiments (Lupker et al., 2013 ; Jousain et al., 2017). Cette problématique repose essentiellement sur le caractère mobile vs immobile des éléments majeurs mesurés dans la carotte étudiée. Concrètement, Si, Al et Fe, sont des éléments non affectés (« c.à.d. non mobilisés ») par la réaction d'hydrolyse. Ils représentent la signature chimique initiale des roches altérées. À l'inverse, K, est particulièrement sensible à l'altération chimique et sera d'autant plus mobilisé que le temps de transit du matériel sédimentaire au Golfe du Bengale sera long. Dans ce contexte, le rapport élémentaire K/Si de la carotte étudiée, apparaît comme un outil puissant pour reconstituer le degré d'altération du sédiment, et donc son temps de transit. Cependant, ce n'est pas le seul paramètre à influencer la distribution de ces éléments. Une ségrégation minéralogique, et donc élémentaire, s'opère au cours du transport fluvial des sédiments vers le Golfe du Bengale (Lupker et al., 2013). Ceci tient du fait que les éléments tels que Al, Fe, et K se concentrent préférentiellement dans les phyllosilicates et donc dans le matériel en suspension, tandis que Si reflète plutôt la charge de fond riche en Quartz. Cette ségrégation minéralogique se reflète clairement dans les rapports Fe/Si et Al/Si, tributaires des proportions relatives en Quartz et en phyllosilicates des sédiments. Il peut en être de même pour le rapport K/Si, qu'il est nécessaire de normaliser par le ratio Al/Si (Lupker et al., 2011), afin d'obtenir un indice d'altération chimique indépendant du tri minéralogique à savoir K/Si* (Lupker et al., 2011 ; Jousain et al., 2017).

3.1.3. La balance érosion/altération des bassins versants péri-himalayens au rythme des précipitations de la mousson indienne au cours de l'Holocène

Par souci de comparaison entre les signaux minéralogiques et géochimiques des carottes étudiées, et afin de sélectionner une période de temps où la dynamique de la mousson d'été indienne est le principal paramètre à influencer le régime d'érosion/altération des bassins versants péri-himalayens, je présente ici les résultats obtenus au cours de l'Holocène.

Les signaux minéralogiques et géochimiques obtenus sur la carotte marine composite fournissent un signal paléoenvironnemental cohérent, permettant de reconstruire la dynamique du transfert du matériel sédimentaire depuis la haute chaîne himalayenne vers le Golfe du Bengale, et de mettre ces résultats au regard des reconstructions de précipitations obtenues dans la littérature (Sarkar et al., 2015 ; Marzin et al., 2013).

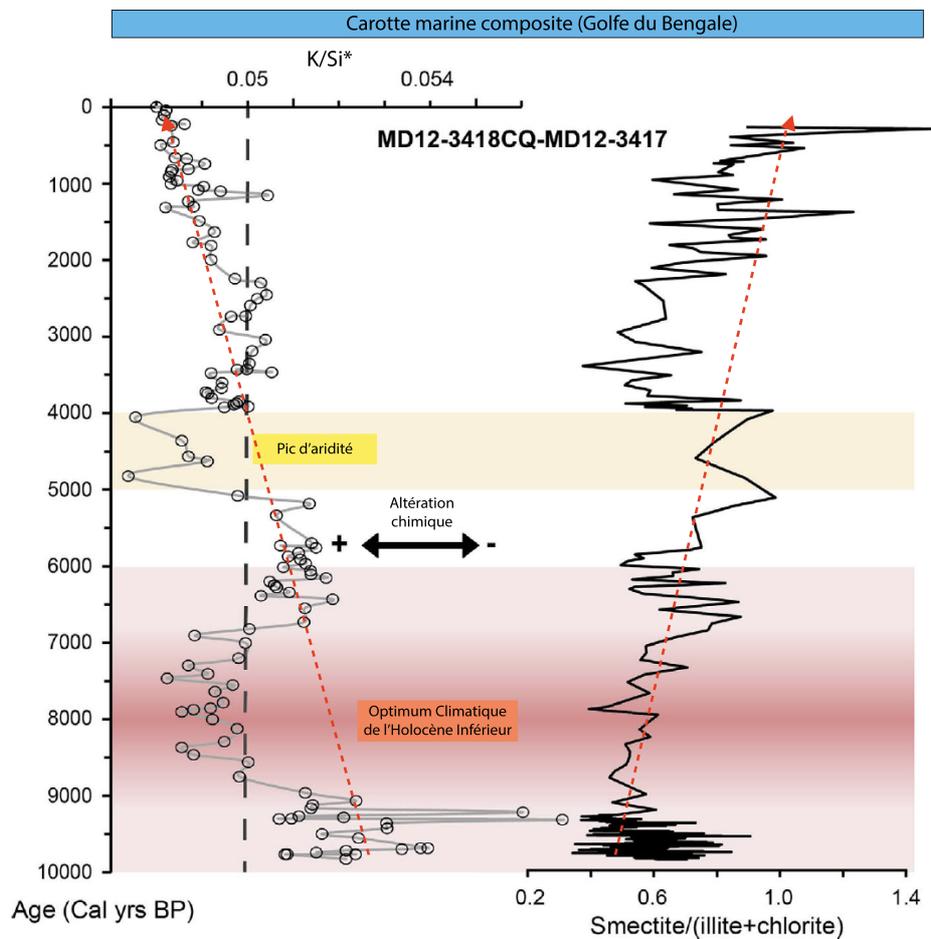


Figure 2.19 : Évolutions des rapports K/Si^* et $smectite/(illite+chlorite)$ des sédiments de la carotte marine composite au cours de l'Holocène (Joussain et al., 2017), mises en regard des phases climatiques importantes recensées dans la région (Sarkar et al., 2015).

La diminution et l'augmentation respectives à long terme des rapports K/Si^* et smectite/(illite+chlorite) sont probablement associées à la réduction graduelle des précipitations de la mousson indienne, déjà mise en évidence à terre ou en mer, au cours de l'Holocène (Sarkar et al., 2015 ; Marzin et al., 2013) (Fig. 2.19). Concrètement, les plus fortes valeurs du rapport K/Si^* ($>$ à la valeur moyenne de 0,05) enregistrées entre 9,8 et 6 ka, c.à.d. sous des conditions de fortes précipitations, concordent avec des valeurs du rapport smectite/(illite+chlorite) relativement faibles, et attestent d'une érosion physique importante des hauts-reliefs himalayens, et d'un transit rapide du matériel sédimentaire vers le Golfe du Bengale, réduisant le stockage des sédiments et la formation de smectite dans la plaine Indo-Gangétique. Plus particulièrement, les faibles valeurs de K/Si^* observées entre 9,2 et 7 ka BP, reflètent probablement une augmentation de l'altération chimique des minéraux primaires grossiers, sous les conditions de fortes précipitations mises en évidence dans la littérature (Sarkar et al., 2015 ; Marzin et al., 2013). Il est probable que le couvert végétal dense, enregistré pendant cette période de temps ait protégé la plaine d'une érosion physique importante. Dans un tel scénario, depuis 5 ka BP, la diminution graduelle du rapport K/Si^* , et l'augmentation graduelle du rapport smectite/(illite+chlorite) attesteraient d'un temps de transit du matériel sédimentaire du plus en plus long, favorisant une altération chimique plus poussée, et la formation de la smectite au niveau de la plaine Indo-Gangétique. C'est particulièrement le cas au cours de la phase aride recensée entre 5 et 4 ka BP dans le secteur (Sarkar et al., 2015 ; Marzin et al., 2013), et caractérisée par les valeurs les plus faibles de l'indice d'altération K/Si^* et les proportions relatives en smectite les plus importantes.

L'ensemble des changements recensés entre la haute chaîne himalayenne et la plaine Indo-Gangétique sont en phase avec les changements d'érosion et d'altération enregistrés au niveau du bassin versant du lac Kuhai (Sun et al., 2016). En effet, à l'Holocène inférieur, il semblerait que ce bassin versant soit affecté par de fortes précipitations, favorisant l'érosion physique des roches ignées et métamorphiques des hauts reliefs, et se traduisant au niveau de la carotte lacustre par des valeurs maximales des rapports smectite/illite et chlorite/illite tandis que la cristallinité de l'illite reste relativement faible. La diminution à long terme des rapports minéralogiques à l'Holocène moyen et terminal, couplée à l'augmentation progressive des valeurs de cristallinité de l'illite confirment le passage graduel vers des conditions plus sèches (Mischke et al., 2010), favorisant les apports sédimentaires depuis le pourtour du lac Kulai au détriment des hauts reliefs.

En conclusion, il semblerait que les changements dans la dynamique du cycle sédimentaire enregistrés sur le continent asiatique au cours de l'Holocène fassent écho à la diminution à long terme de l'intensité de la mousson indienne, en lien avec une diminution de l'insolation reçue aux basses latitudes (Berger, 1987). Ce changement dans l'insolation se répercute au niveau des sources, du transport, et du degré d'altération du matériel sédimentaire, et cela, quelques soit la position géographique (latitude, altitude), ou la taille du bassin versant étudié. Dans tous les cas, la forte insolation enregistrée à l'Holocène inférieur, s'accompagne de précipitations intenses sur le continent, favorisant l'érosion mécanique des hauts reliefs (Himalaya ou montagne Nianbaoyezhe), et le transit rapide du matériel sédimentaire vers les bassins sédimentaires (Golfe du Bengale et lac Kuhai). La diminution progressive de l'insolation au cours de l'Holocène, se traduit par des précipitations devenant moins intenses, associée

à un temps de transit plus long du matériel sédimentaire, ce qui favorise son altération chimique pendant de son trajet (au niveau des bas-reliefs et de la plaine Indo-Gangétique notamment).

3.1.4. Synthèse

○ **Principaux résultats**

1/ Reconstruction du régime de l'érosion de 2 bassins versants péri-himalayens à l'Holocène, en lien avec les variations rapides du régime des précipitations. Mise en évidence de l'importance du temps de transit du matériel sédimentaire dans les signatures minéralogique et géochimique des sédiments ⇒ La forte / faible insolation reçue par la Terre à l'Holocène inférieur/supérieur, s'accompagne de précipitations intenses/modérées sur le continent, favorisant le transit rapide/lent du matériel sédimentaire (alors peu/très altéré) dans le bassin versant.

2/ Identification des sources du matériel sédimentaire et mise en relation avec son temps de transit dans les bassins versants ⇒ Les fortes précipitations enregistrées à l'Holocène inférieur s'accompagnent d'une érosion mécanique importante des hauts reliefs et d'un temps de transit court du matériel sédimentaire dans les bassins versants. L'altération chimique du matériel sédimentaire est favorisée lorsque son temps de transit est ralenti dans les plaines. Cela se produit à l'Holocène supérieur, lorsque les précipitations sont plus faibles.

3/ Articulation des signaux minéralogiques et géochimiques à moyen terme des archives sédimentaires lacustres et marines ⇒ Reconstruction d'un schéma climatique cohérent à moyen-terme, pour l'Holocène.

○ **Perspectives de recherche**

Ces travaux ont permis de mettre en évidence des variations rapides dans les précipitations de la mousson d'été indienne au cours de l'Holocène, et leurs impacts sur les processus de formation, de transport et de dépôt du matériel sédimentaire depuis les hauts reliefs vers les bassins sédimentaires. Ils confirment par ailleurs, l'effet de l'insolation sur la dynamique de la mousson à moyenne terme, à l'échelle de l'Holocène. Cependant, ils n'ont pas permis d'aborder clairement la question des interactions existantes au sein du système Océan-Atmosphère (télé-connexions avec l'Atlantique Nord, présence des calottes de glace, pCO₂ atmosphérique) qui nécessiteraient d'être abordés (au moins) à l'échelle des derniers 25 ka.

Ils révèlent également l'existence d'outils géochimiques et minéralogiques robustes pour tracer les changements dans le cycle hydrologique, et par-là, reconstruire la variabilité des pluies liée à la mousson d'été. Cependant, le système de mousson ne se traduit pas seulement en termes de précipitations mais s'exprime aussi au travers du changement saisonnier de la direction des vents. Peu d'outils et par conséquent

peu d'étude, documentent la variabilité du stress éolien dans le passé. Or, dans les systèmes de mousson indo-asiatiques, l'inversion saisonnière de la direction des vents affectent les coccolithophores qui colonisent la zone photique, en impactant la profondeur de la zone de mélange. Cette sensibilité au régime des vents a été mise en application pour restituer la dynamique des moussons d'été et d'hiver indiennes et Est-Asiatiques à différentes échelles temporelles (de Garidel-Thoron et al., 2001 ; Beaufort et al., 2003 ; Liu et al., 2008 ; Beaufort et al., 2010 ; Su et al., 2013).

C'est dans ce contexte qu'il semble intéressant d'étudier les archives sédimentaires marines via une approche micropaléontologique. La sélection de séries sédimentaires dilatées et bien datées sur les derniers 25 ka permettra d'étudier la relation entre productivité primaire et dynamique de la mousson à haute résolution temporelle, et ainsi d'aborder plus largement la question des interactions complexes existantes au sein du système océan-atmosphère à ces échelles de temps. Une comparaison modèles-données permettrait d'affiner les interprétations.

○ Collaborations scientifiques

- **Laboratoire de Géologie Marine de l'Université de Tongji** (Shanghai, Chine) : *L. Zhifei, C. Liu.*

- **Faculté de Géographie de l'Université « Northwest Normal »** (Lanzhou, Chine) : *Q. Sun.*

- **Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement** (LSCE, UMR 8212, Gif Sur Yvette) : *F. Bassinot.*

- **Laboratoire Géosciences Paris Sud** (GEOPS, UMR 8148) de l'Université Paris Sud/Saclay : *C. Colin.*

○ Principales publications

- Sun, Q., Xue, W., Zamanian, K., Colin, C., Duchamp-Alphonse, S., Pei, W., Formation an paleoenvironment of rhizoliths of Shiyang River Basin, Tengerli Desert, NW China. Quaternary International, doi.org/10.1016/j.quaint.2018.06.046.

- Joussain, R., Liu, Z., Colin, C., Duchamp-Alphonse, S., Moreno, E., Fournier, L., Zaragosi, S., Dapoigny, A., Meynadier, L., Bassinot, F. Link between monsoon rainfall and physical erosion in the Himalayan system during the Holocene. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 3452-3469, doi : 10.1002/2016GC006762.

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

- Sun, Q., Colin, C., Liu, Z., Mischke, S., Duchamp-Alphonse, S., Zhang, C., Chen, F. Climate changes of the northeastern Tibetan Plateau since the late glaciation inferred from clay mineralogy of sediments in Kuhai Lake. Quaternary International, doi :10.1016/j.quaint.2016.08.009.

- Zhao, Y., Liu, Z., Colin, C., Paterne, M., Siani, G., Cheng, X., Duchamp-Alphonse, S., Xie, X. Variations of the Nile suspended discharges during the last 1.75 Myr. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 311, 230-241.

- Colin, C., Turpin, L., Blamart, D., Frank, N., Duchamp, S. Evolution of Weathering Patterns in the Himalayas and Indo-Burman Ranges Over the Last 280 kyr: Effects of Sediment Provenance on 87Sr/86Sr Ratios Tracer; Geochemistry, Geophysics and Geosystems 7 (3), 1-16.

3.2. La productivité biologique de l'Océan Austral : un facteur forçant les changements de pCO₂ atmosphérique dans le passé

3.2.1. Cellules de Ferrel, vents d'ouest et upwellings austraux actuels et passés

Comme indiqué précédemment, la circulation atmosphérique globale possède une organisation bien définie dans chaque hémisphère, et caractérisée par des cellules convectives dans les plans méridiens. Au niveau des régions polaires, une circulation analogue à celle de la cellule de Hadley, c.à.d. basée sur le transport d'un excès de chaleur vers les zones ayant un déficit (voir partie 2, chapitre 3.1.1), est impulsée par le mouvement descendant de l'air froid, asséché et alourdi, venant du haut de la troposphère, et le mouvement ascendant de l'air plus chaud, chargé en humidité, et complétant le cycle : c'est la cellule polaire (Fig. 2.20). Entre les latitudes extrêmes de la cellule de Hadley ($\pm 30^\circ$) et de la cellule polaire ($\pm 60^\circ$), apparaît la cellule de Ferrel. Cette cellule est caractérisée par une circulation générale indirecte, résultant de la rencontre entre l'air chaud du Nord-Ouest (dans l'Hémisphère Sud) venant de la cellule de Hadley, et l'air froid du Sud-Est venant de la cellule polaire, qui génère un ruban thermique (ici le front polaire) plus ou moins continu et dense, circulant d'Ouest en Est car dévié par la force de Coriolis (Cerveny, 1998). En effet, dans ce système, l'air chaud et humide venant de la cellule de Hadley, s'élève en pente douce, non pas par convection, c.à.d. grâce à un réchauffement intense de la surface comme dans les tropiques, mais par forçage dynamique, lié à sa rencontre avec l'air plus froid et plus dense, de la cellule polaire. Cette ascension doit être compensée en avant et en aval par un mouvement vertical descendant. Il se crée ainsi une succession de cellules de basse pression (dépression) et de haute pression (anticyclone) le long du ruban thermique, et générant les vents d'ouest (westerlies). La différence de température entre les 2 zones s'intensifie avec l'altitude, il en est de même pour la différence de pression, et pour l'intensité des vents, caractérisés en altitude, par le courant-jet polaire. Une partie de cet air retourne vers 30°N et S, pour former la branche descendante de la cellule de Ferrel.

La position et l'intensité du front polaire, et donc des westerlies, tributaires du gradient latitudinal de températures océaniques de surface, varie en fonction des saisons. Une augmentation (diminution) du gradient latitudinal de températures provoque une intensification (un affaiblissement) des vents d'ouest, qui migrent vers le Sud (Nord) (Brayshaw et al., 2008). Plus particulièrement, pendant l'été austral, le front polaire migre au Sud de 45°S , et la ceinture des vents se concentre autour de $50-55^\circ\text{S}$ (Lamy et al., 2010). Pendant l'hiver austral, le front polaire remonte vers l'équateur jusqu'à $33-35^\circ\text{S}$. Cette migration s'accompagne d'une propagation vers le Nord de la ceinture des vents qui se dilate et se caractérise par des vents moins intenses vers $50-55^\circ\text{S}$.

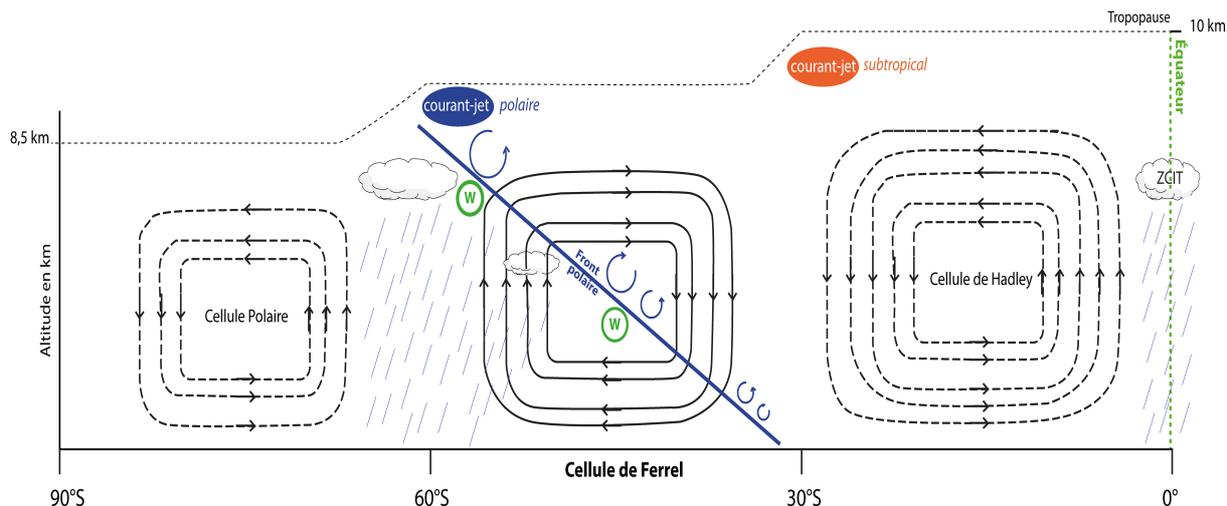


Fig. 2.20 : Représentation de la structure spatiale la circulation méridienne (contours pleins et pointillés) et des précipitations (lignes bleues), dans l'Hémisphère Sud, mettant en évidence la convection directe associée à la cellule de Hadley et à la cellule d Polaire, et la particularité de la cellule de Ferrel. La structure de cette cellule est détaillée afin de mettre en évidence l'origine des vents d'ouest (westerlies représentés en vert), associés aux anticyclones et aux dépressions caractérisant le front polaire. L'équateur est représenté par la ligne pointillée verte.

Dans tous les cas, les westerlies sont à l'origine d'importantes précipitations, notamment sur le continent Sud-Américain, seule bande continentale soumise aux vents d'ouest (Garreau et al., 2009). Ils contrôlent par ailleurs la circulation océanique de surface, dominée par le courant froid circumpolaire Antarctique (ACC), circulant d'Ouest en Est (Strub et al., 1998), et assurant la connexion entre les océans Indien, Atlantique et Pacifique depuis l'ouverture du passage de Drake, il y a environ 33 Ma. Combinés à l'action de la force de Coriolis, les westerlies sont à l'origine du transport d'Ekman, générant la migration d'un flux d'eau de surface de faible densité vers le Nord (Fig. 2.21). Le déficit en eaux alors créé en surface est comblé par la remontée d'eaux profondes « vieilles », riches en CO₂ et en nutriments, correspondant aux upwellings austraux (représentant la pompe physique). Les eaux qui atteignent la surface aux abords de la banquise se refroidissent, et plongent le long du plateau continental antarctique pour former les eaux profondes antarctiques. Les eaux qui affluent plus au Nord se réchauffent et alimentent la couche d'Ekman, représentée par les eaux de surface et les eaux modales subantarctiques (~ 500-700 m de profondeur), ainsi que les eaux intermédiaires antarctiques (~700 – 1200 m de profondeur). En période pré-industrielle, les upwellings austraux représentent la principale source océanique de CO₂ pour l'atmosphère (Fig. 2.21; Morrison et al., 2015). Ceci tient en partie du fait que la productivité primaire de l'Océan Austral, principal puits de CO₂ atmosphérique via son activité photosynthétique, est limitée par de faibles teneurs en fer dans la région (Martin et al., 1990 ; Pollard et al., 2009), et ne peut contrebalancer l'évasion physique du CO₂ vers l'atmosphère.

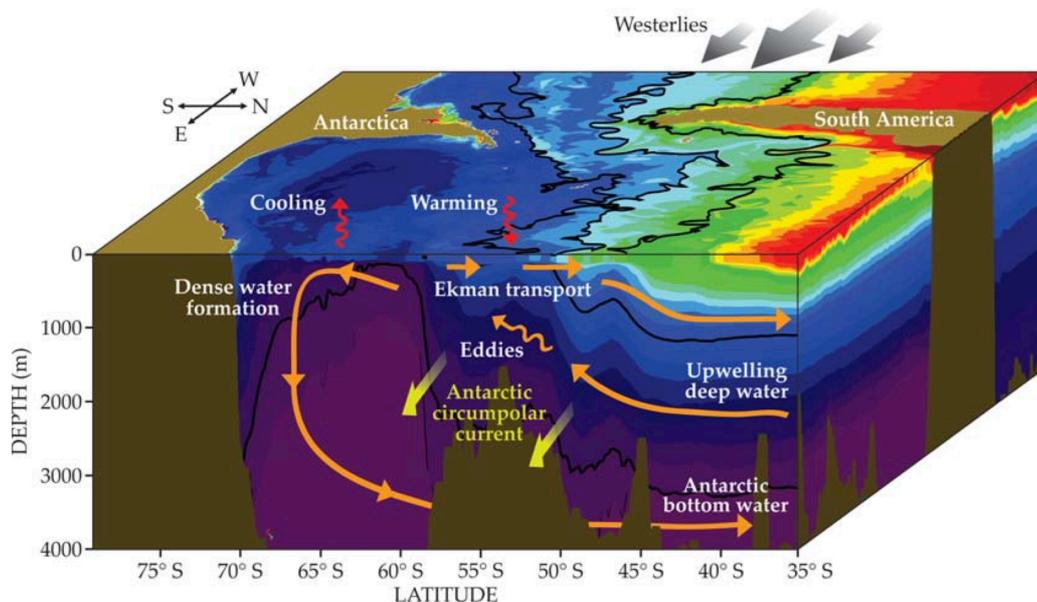


Fig. 2.21 : Représentation en 3 dimensions de la dynamique actuelle de l'Océan Austral, mettant en évidence l'importance des westerlies et du transport d'Ekman dans la formation des upwellings austraux, source de CO₂ atmosphérique en période pré-industrielle (Morrison et al., 2015).

Dans le passé, les mesures du CO₂ piégé dans les glaces de l'Antarctique révèlent que la pCO₂ de l'atmosphère au dernier maximum glaciaire (DMG) était 80 à 110 ppm plus faible que la valeur de pCO₂ enregistrée en période interglaciaire avant l'activité anthropique (Barnola et al., 1987). Les études montrent par ailleurs, une étroite corrélation entre la pCO₂ atmosphérique, le volume des glaces, et les températures Antarctiques, ce qui suggère la pCO₂ comme facteur forçant ou amplifiant les cycles glaciaires/interglaciaires (Petit et al., 1999), et met en lumière l'importance des hautes latitudes Sud dans les changements paléoclimatiques rapides (Fig. 2.22). Plus particulièrement, depuis le dernier maximum glaciaire, les enregistrements des isotopes de l'oxygène des carottes de glace du Groenland et de l'Antarctique montrent que les phases de réchauffement dans les régions australes s'accompagnent d'une augmentation de la pCO₂ atmosphérique tandis que le Groenland se refroidit (Blunier et Brook, 2001 ; Fig. 2.22). C'est notamment le cas pendant l'Heinrich 1 (H1, ~ 17,6 – 14,7 ka BP), et le Dryas Récent (12,8 – 11,5 ka BP).

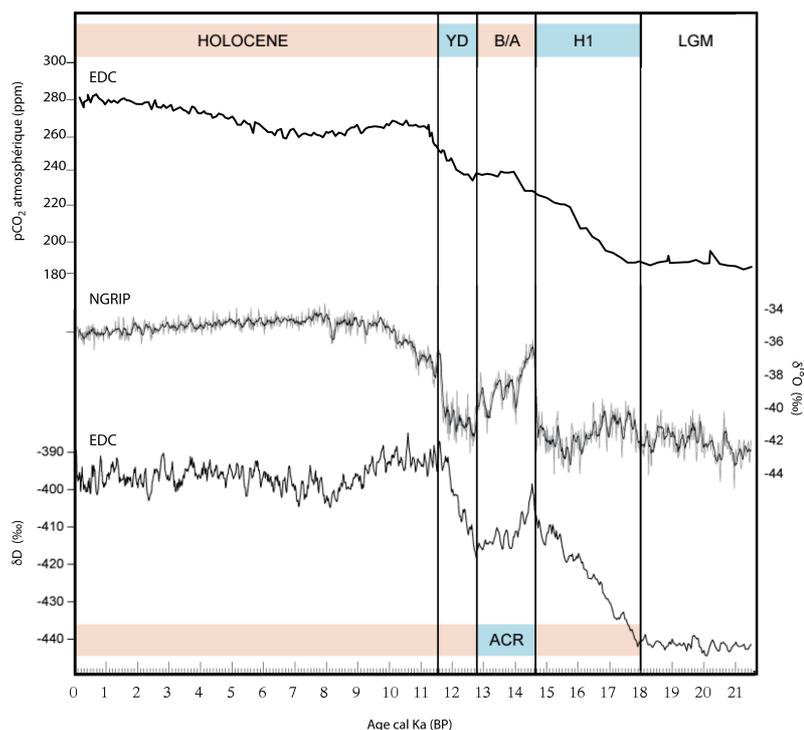


Fig. 2.22 : Variations du signal de $\delta^{18}\text{O}$ enregistré au Groenland (NGRIP, Rasmussen et al., 2006) et du signal de δD enregistré en Antarctique (EDC, Stenni et al., 2011) mises en regard des variations des teneurs en pCO_2 atmosphérique (Marcott et al., 2014). Les rectangles représentent les phases climatiques importantes dans l'Hémisphère Nord (LGM : Last Glacial Maximum (Dernier Maximum Glaciaire) ; H1 : Heinrich 1 ; B/A : Bolling-Allerød ; YD : Younger Dryas) et dans l'Hémisphère Sud (ACR : Antarctic Cold Reversal).

Cette variabilité climatique "antiphase" d'un hémisphère à l'autre, peut en partie, être expliquée par le concept du « bipolar seesaw » (Crowley, 1992 ; Broecker, 1998 ; Stocker, 1998), impliquant la circulation thermohaline : la fonte de l'inlandsis groenlandais (sous des conditions de plus forte insolation dans l'Hémisphère Nord) provoquerait des apports importants d'eau froides en Atlantique (H1), à l'origine d'une réduction significative de la circulation méridienne de retournement (l'AMOC), générant une accumulation de chaleur, et une phase de réchauffement dans l'Hémisphère Sud (McManus et al., 2004 ; Martrat et al., 2007 ; Buizert et al., 2014 ; Montade et al., 2015). A l'inverse, l'excès de chaleur emmagasiné dans l'HS provoquerait une augmentation de la température de l'air et des eaux de surface de l'Océan Austral d'~5 et 3°C (Barker et al., 2009 ; Parrenin et al. 2009), engendrant ainsi la fonte de l'inlandsis antarctique, des apports d'eau froides dans l'Océan Austral et une réactivation de l'AMOC (Knorr et Lohmann, 2003 ; McManus et al., 2004).

Cependant, à ce concept de « Bipolar Seesaw », s'ajoute l'influence de la ceinture des vents d'ouest austraux, dont la position et l'intensité pourraient engendrer des changements importants dans les échanges de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère (via i) la pompe physique, c.à.d. la ventilation des masses d'eaux océaniques intermédiaires et profondes (stratification des eaux vs upwellings ; Toggweiler et al., 2006 ; Anderson et al., 2009 ; Siani et al., 2013 ; Skinner et al., 2010 ; Martinez-Boti et al., 2015 ; Menviel et al., 2018) et ii) la pompe des tissus mous (pompe biologique), c.à.d. l'export et la minéralisation dans l'océan intérieur, de la matière organique produite en surface (François et al., 1997 ; Sigman and Boyle, 2001). Ces

deux pompes régulent les échanges de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère, et pourraient expliquer l'amplitude des variations de pCO₂ atmosphérique enregistrées à chaque transition glaciaire/interglaciaire, et notamment au cours de la Terminaison 1 (Anderson et al., 2009 ; Siani et al., 2013 ; Skinner et al., 2010 ; Martinez-Boti et al., 2015 ; Menviel et al., 2018) confirmant ainsi le rôle majeur de l'océan Austral dans les changements climatiques passés. L'importance des westerlies et des upwellings austraux a notamment été confirmé très récemment, par des comparaisons modèles 3D-données, à haute résolution temporelle, et montrant que l'augmentation de la pCO₂ atmosphérique (~ 40 ppm) enregistrée pendant l'HS1, pourrait être expliquée par une intensification de la convection en Océan Austral, suite à une intensification des westerlies (Menviel et al., 2018).

Étonnamment, très peu d'études s'intéressent aux changements de productivité de l'Océan Austral et notamment dans la zone Subantarctique, au cours de la dernière déglaciation, alors qu'elle pourrait expliquer jusqu'à 40 ppm des changements de pCO₂ observés au cours des transitions G/IG des derniers 1,1 Ma (Kohfeld et al., 2005 ; Martinez-Garcia et al., 2009). Les reconstructions de la productivité exportée reposent essentiellement sur des outils géochimiques organiques (COT, biomarqueurs) et inorganiques (SiO₂, CaCO₃, Ba), qui, malgré leur importance pour restituer les changements dans la dynamique des nutriments et de la ventilation de l'Océan Austral, ne fournissent pas d'information direct sur la pompe des tissus mous (Kohfeld et al., 2005 ; Martinez-Garcia et al., 2009 ; Muratli et al., 2010 ; Martinez-Garcia et al., 2014 ; Gottschalk et al., 2016). Par ailleurs, la plupart des études se concentrent sur le secteur Atlantique de l'Océan Austral, tributaire de l'action directe des champs de vents riches en Fe, et permettant de tester l'impact de la fertilisation de l'Océan Austral par voie éolienne (Martin et al., 1990). Cependant, ils ne sont pas représentatifs de l'ensemble de l'Océan Austral, puisque du fer hydrothermal ou sédimentaire pourrait jouer un rôle important sur la productivité des secteurs Pacifique et Indien de l'Océan Austral (Tagliabue et al., 2014). Par ailleurs, ces reconstructions ne documentent jamais la contribution de groupes phytoplanctoniques spécifiques. L'enfouissement de l'opale et des carbonates biogènes, communément interprétés comme représentant la production des diatomées et des coccolithophoridés pourrait être modulée par des changements dans l'abondance du zooplancton (radiolaires et foraminifères principalement), la pression de broutage exercée par le zooplancton et/ou des changements dans le degré de silicification ou de calcification des organismes. Par ailleurs, ces reconstructions ne tiennent jamais compte de la contribution relative de la Contre Pompe des Carbonates (CPC), qui génère une augmentation de la pCO₂ des eaux de surface, et à fortiori de l'atmosphère, via une diminution de l'alcalinité océanique de surface (Salter et al., 2014).

C'est dans ce contexte, et dans l'objectif de mieux comprendre l'impact de la pompe biologique sur le cycle du carbone dans le passé, que nous avons choisi d'étudier l'évolution décennale à centennale de la pompe des tissus mous (PTM) et de la contre-pompe des carbonates (CPC) de la zone Subantarctique au cours des derniers 20 ka, via l'étude micropaléontologique et géochimique d'une carotte sédimentaire prélevée dans le SE de l'Océan Pacifique.

3.2.2. Stratégie scientifique

La carotte MD07-3088 (46°04.30' S ; 075°41.23' W), prélevée dans la zone Subantarctique pendant la campagne de carottage IMAGES PACHIDERME (MD159), apparaît comme la candidate idéale pour répondre à cette problématique (Duchamp-Alphonse et al., 2018). Échantillonnée au large de la marge sud-chilienne, à 1536 m de profondeur, elle se situe dans la couche supérieure des eaux profondes du Pacifique, à la limite avec les eaux intermédiaires antarctiques (Strub et al., 1998), et au-dessus de la lysocline et du Niveau de Compensation des Carbonates, estimés respectivement à ~ 3600-3800 m et 4500 m de profondeur (Hebbeln et al., 2000). En surface, cette carotte est influencée par les eaux de Surface Subantarctique, directement alimentées (Fig. 2.21) par les eaux de surface Antarctiques riches en CO₂ et en nutriments. Ces eaux de surface (Sub-) antarctiques représentent la source principale des eaux intermédiaires et des eaux modales subantarctiques, suggérées être le conduit majeur de transmission des changements océanographiques des hautes latitudes sud, vers l'équateur. La carotte MD07-3088 se situe notamment loin des principales sources de Fe d'origine éolienne (Mahowald et al., 2006). Elle bénéficie d'un modèle d'âge robuste contraint par 25 datations ¹⁴C, une stratigraphie isotopique (δ¹⁸O) à haute résolution temporelle, et une étude téphrochronologique basée sur la caractérisation de 6 niveaux de tephra volcaniques (Siani et al., 2013 ; Haddam et al., 2018), montrant qu'elle couvre les 20 derniers ka. Caractérisée par des taux de sédimentations élevés, elle fournit la rare opportunité de restituer les changements de productivité aux échelles décennale à centennale au cours de la dernière déglaciation et de comprendre leurs relations avec les changements de pCO₂ atmosphérique. Plus particulièrement, cette carotte a la particularité d'enregistrer la dynamique des upwellings austraux depuis le DMG (Siani et al., 2013), ce qui permet de documenter le forçage qu'ils ont pu exercer sur la productivité primaire subantarctique.

Parmi les organismes phytoplanctoniques, les coccolithophoridés jouent un rôle unique dans le cycle du carbone puisqu'ils sont les seuls à utiliser le Carbone Inorganique Dissous (CID) des eaux de surface aussi bien pour les processus de photosynthèse que pour les processus de calcification (Westbroek et al., 1993). En effet, l'exosquelette calcaire (coccosphère) que ces algues sécrètent constitue une composante importante des carbonates enfouis dans les sédiments. Par conséquent, elles contribuent à la fois à la PTM et à la CPC et ont une incidence non négligeable sur la force de la PTM car les changements dans leur abondance relative et leur masse modulent le rapport COP/CIP du matériel biogène qui sédimente depuis la zone photique. Comprendre les changements de productivité dans l'Océan Austral, et leur impact sur le partage de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère dans le passé, demande la description et la bonne compréhension des processus associés à la PTM et à la CPC, et nécessite une approche micropaléontologique couplée à des analyses géochimiques.

Concrètement, les variations de la productivité biologique de l'Océan Austral, ont été décrites via une approche micropaléontologique permettant d'estimer les abondances et la masse des coccolithes et des

foraminifères (benthiques et planctoniques) couplées à des analyses géochimiques (Br_{XRF} , Ca_{XRF} , COT, $CaCO_3$, $\delta^{13}C_{org}$, rapport C/N) permettant de documenter les changements d'efficacité de la pompe biologique (COP/CIP) à haute résolution temporelle (décennale à centennale), afin de mieux comprendre les processus inhérents à la pompe biologique de l'Océan Austral et d'estimer le rôle de la PTM et de la CPC sur les augmentations de la pCO_2 atmosphérique observées pendant la dernière déglaciation (Duchamp-Alphonse et al., 2018).

Le manque de travaux concernant la productivité des coccolithophoridés dans l'Océan Austral est dû au manque d'études à haute résolution temporelle traitant de l'abondance et de la masse des coccolithes, et qui nécessitent des instruments de pointe tels que SYRACO (SYstème de Reconnaissance Automatique des COccolithes, Beaufort et al., 2014). SYRACO est un logiciel couplé à un microscope optique automatique, qui reconnaît en routine les coccolithes présents sur une lame, les dénombre, et fournit leurs caractéristiques morphologiques (longueur, largeur, aire, épaisseur) ainsi que leur masse. Cette étude repose sur l'analyse par SYRACO de la douzaine d'espèce de coccolithes présents dans la carotte MD07-3088 et essentiellement représentée par la famille des Noëlaerhabdaceae (*E. huxleyi*, *Gephyrocapsa muelleriae*, *G. oceanica*, petits *Gephyrocapsa*), et les espèces *Calcidiscus leptoporus* et *Helicosphaera carteri*.

L'évolution du nombre de coccolithes depuis le DMG a permis de retracer les conditions de fertilité des eaux de surface. C'est notamment le cas de *C. leptoporus* et d'*H. carteri* qui se développent sous des conditions méso- à eutrophiques dans le SE de l'Océan Pacifique (Saavedra-Pelitero et al., 2010). L'évolution de la masse des Noëlaerhabdaceae, reflétant des changements dans le degré de calcification des coccolithes a permis de contraindre indirectement les conditions de $[CO_{2aq}]$. En effet, à l'échelle des temps géologiques, les coccolithophores peuvent réguler l'acquisition du carbone dans la cellule, et délocaliser les ions bicarbonates (HCO_3^-) depuis le site de la photosynthèse vers le site de calcification lors que les conditions de pCO_2 (et les teneurs en HCO_3^-) sont élevées (Bolton et al., 2013). Dans un tel scénario, une augmentation de la masse des Noëlaerhabdaceae reflète une augmentation de $[CO_{2aq}]$, et cette relation semble s'appliquer tout particulièrement au SE de l'Océan Pacifique (Beaufort et al., 2011). Dans tous les cas, la distribution des assemblages de coccolithes de la carotte MD07-3088 ne semble pas directement tributaire des conditions de températures océaniques de surface (Haddam et al., 2018).

Le brome (Br_{XRF}) et le calcium (Ca_{XRF}) mesurés dans les sédiments marins ouverts, se sont révélés être d'excellents marqueurs du COP et du CIP biogènes. Br est exclusivement associé à la matière organique marine (Mayer et al., 2007) car il est directement impliqué dans le cycle biologique marin et dans des réactions non biologiques présentes dans la colonne d'eau qui impliquent la matière organique marine (Ziegler et al., 2008). Ca est d'origine biogénique. En effet, la carotte MD07-3088 est dépourvue de calcaire détritique, puisqu'elle est alimentée par le matériel provenant de l'altération des roches plutoniques et métamorphiques des Andes qui contiennent des teneurs négligeables en minéraux riches en Ca (plagioclase), tandis qu'elle a été prélevée bien au-dessus de la lysocline et n'est probablement pas sujette à des processus

de dissolution importants. Il a donc été possible de calibrer les mesures de Br_{XRF} et de Ca_{XRF} obtenues à haute résolution temporelle, par des mesures des teneurs en Carbone Organique et $CaCO_3$ de la roche totale, tout en s'assurant de l'origine de chacune des fractions (fraction organique : signatures du $\delta^{13}C$, et du rapport C/N, fraction carbonatée : observations MEB, comptages et calcul des masses des coccolithophoridés, et des foraminifères). Une fois calibré, ce rapport reflète le rapport COP/CIP, et représente un excellent traceur de l'efficacité de la pompe biologique dans le passé.

3.2.3. Le plancton calcaire : un acteur important dans l'augmentation de la pCO_2 atmosphérique lors de la dernière déglaciation

Cette partie, récemment publiée dans la revue Nature Communications (Duchamp-Alphonse et al., 2018), a fait l'objet d'une alerte presse commune Université Paris Sud et CNRS, publiée le 19 juin dernier, sur le site de l'INSU (http://www.insu.cnrs.fr/node/9473?utm_source=DNI&utm_medium=email&utm_campaign=DNI). *C'est donc sous la forme du communiqué de presse à l'origine de cette alerte que je développe cette partie.*

Le plancton calcaire : un acteur important dans l'augmentation de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique lors de la dernière déglaciation

Des chercheurs du laboratoire GEOsciences Paris Sud (GEOPS/UPS/CNRS/IPSL), en collaboration avec le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE-CEA/CNRS/UVSQ/IPSL), le Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE-CNRS), et le centre Oeschger pour la recherche sur le changement climatique (Institute of Geological Sciences/UNIBE) ont montré que le plancton calcaire de l'Océan Austral avait contribué à l'élévation de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique au cours de la dernière déglaciation (~18,6-11,5 ka), via une augmentation de la quantité de calcite sécrétée dans les eaux de surface et transférée vers les profondeurs. Ce processus, aussi appelé « la Contre Pompe des Carbonates », aurait été amplifié lors des périodes d'intensification des remontées d'eaux profondes dans l'océan Austral, ramenant en surface des eaux fertiles et riches en CO_2 , et favorisant notamment la production de squelettes plus lourds au sein du phytoplancton calcaire (coccolithophoridés). Ces résultats sont publiés en ligne, dans la revue *Nature Communications*, le 19 juin 2018.

L'océan austral joue un rôle important dans la circulation océanique globale et dans la régulation du climat. Témoin de la remontée des eaux profondes circumpolaires riches en CO_2 et en nutriments (c.à.d. des upwellings caractérisant la divergence antarctique), il contrôle leur redistribution vers les basses latitudes, et régule une part importante des échanges de CO_2 entre l'océan et l'atmosphère. Dans le passé, il semble être le pacemaker des changements de $p\text{CO}_2$ atmosphérique. La dernière entrée en déglaciation serait d'ailleurs en partie due à une divergence antarctique plus vigoureuse. Bien que les processus physico-chimiques du système océan-atmosphère impliquant l'océan austral soient de mieux en mieux contraints dans le passé, ce n'est pas le cas des processus biologiques, qui jouent cependant un rôle central dans le cycle du carbone naturel. Le phytoplancton océanique fixe le Carbone Inorganique Dissous (CID) et les nutriments disponibles dans les eaux de surface pour produire de la matière organique (Carbone Organique Particulaire ou COP), dont une fraction peut être exportée et reminéralisée dans le réservoir océanique profond. Par ce processus, aussi appelé la Pompe des Tissus Mous (PTM), il a la capacité de contre-balancer l'évasion du carbone océanique vers l'atmosphère. Par ailleurs, le plancton calcifiant fixe (entre autres) les ions carbonates des eaux de surface pour sécréter un squelette calcaire (Carbone Inorganique Particulaire ou CIP), dont une part importante est exportée vers les profondeurs, et génère ainsi un gradient d'alcalinité dans la colonne d'eau. Ce processus, la Contre Pompe des Carbonates (CPC), provoque le rejet de CO_2 vers

l'atmosphère. Parmi le plancton océanique, seuls les coccolithophoridés contribuent à la fois à la PTM et à la CPC et ont la capacité de moduler les deux composantes du rapport COP:CIP du matériel biogénique quittant les eaux de surface, et ainsi de moduler les deux composantes de la Pompe Biologique (PB). Or, très peu d'études documentent la dynamique de la pompe des Tissus Mous dans l'Océan Austral au cours de la dernière déglaciation, aucune ne documente la contribution spécifique des groupes phytoplanctoniques tels que les coccolithophoridés, et plus important encore, toutes ignorent la contribution relative de la CPC, en dépit de son rôle fondamental dans le cycle du carbone marin.

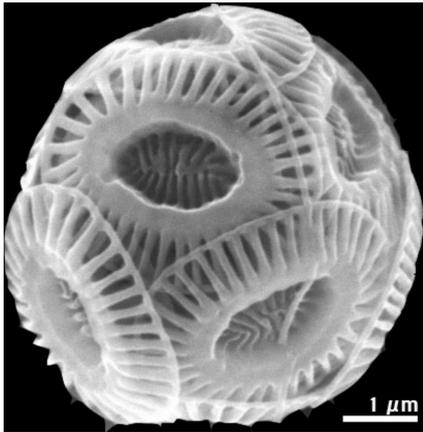


Fig. 2.23 : Photographie d'un squelette (coccosphère) d'Emiliana huxleyi, appartenant à la famille des Noëlaerhabdaceae, pêchée dans le SE de l'Océan Pacifique au cours de la mission océanographique BIOSOPE (BIogeochemistry and Optics South Pacific Experiment) à bord du Navire Océanographique Atalante. Crédit photo: Luc Beaufort.

Des micropaléontologues, géochimistes et plus généralement paléoclimatologues de laboratoires français (GEOPS, LSCE, CEREGE) et suisse (UNIBE) réunis au sein du projet INSU-LEFE-IMAGO (CHICO), ont tenté de répondre à ces problématiques en explorant les changements d'efficacité de la pompe biologique de la zone subantarctique au cours de la dernière déglaciation et leur possible impact sur les changements de $p\text{CO}_2$ atmosphérique, via une approche multidisciplinaire permettant l'étude des fractions organiques (COP) et carbonatées (CIP) d'une carotte sédimentaire prélevée dans le SE de l'Océan Pacifique ($46,1^\circ \text{ S}$, $75,7^\circ \text{ W}$, expédition IMAGE PACHIDERME (MD159) à bord du N/O Marion Dufresne). Etudiée lors d'une précédente étude (Siani et al., 2013), cette archive sédimentaire a la particularité de présenter un excellent modèle d'âge, et d'avoir enregistré à haute résolution temporelle, la dynamique de la divergence antarctique au cours des 20 derniers ka. Elle offre ainsi la possibilité de comparer le tempo des changements d'efficacité de la pompe biologique avec celui de la pompe physique dans le passé.

Concrètement, des mesures du rapport Br/Ca ont été obtenues tous les centimètres sur la carotte sédimentaire par la technique de la fluorescence des rayons X (XRF), et ont été calibrées pour refléter l'évolution décennale du rapport COP/CIP de la matière biologique marine exportée. Les mesures des teneurs en COT (Carbone Organique Total) et du rapport C/N des sédiments, couplées à l'analyse du $\delta^{13}\text{C}_{\text{organique}}$, ont montré que le signal Br_{XRF} reflétait le $\text{C}_{\text{organique}}$ phytoplanctonique du sédiment, et pouvait, dans les conditions de préservation exceptionnelles de la carotte sélectionnée, refléter la PTM.

En parallèle, l'analyse des teneurs en CaCO_3 couplée à l'étude des abondances et des masses des coccolithes (essentiellement des Noëlaerhabdaceae) et des foraminifères planctoniques, ont montré que le signal Ca_{XRF} documentait la quantité de calcite produite par le plancton calcaire dans les eaux de surface et préservé dans les sédiments, à savoir la CPC.

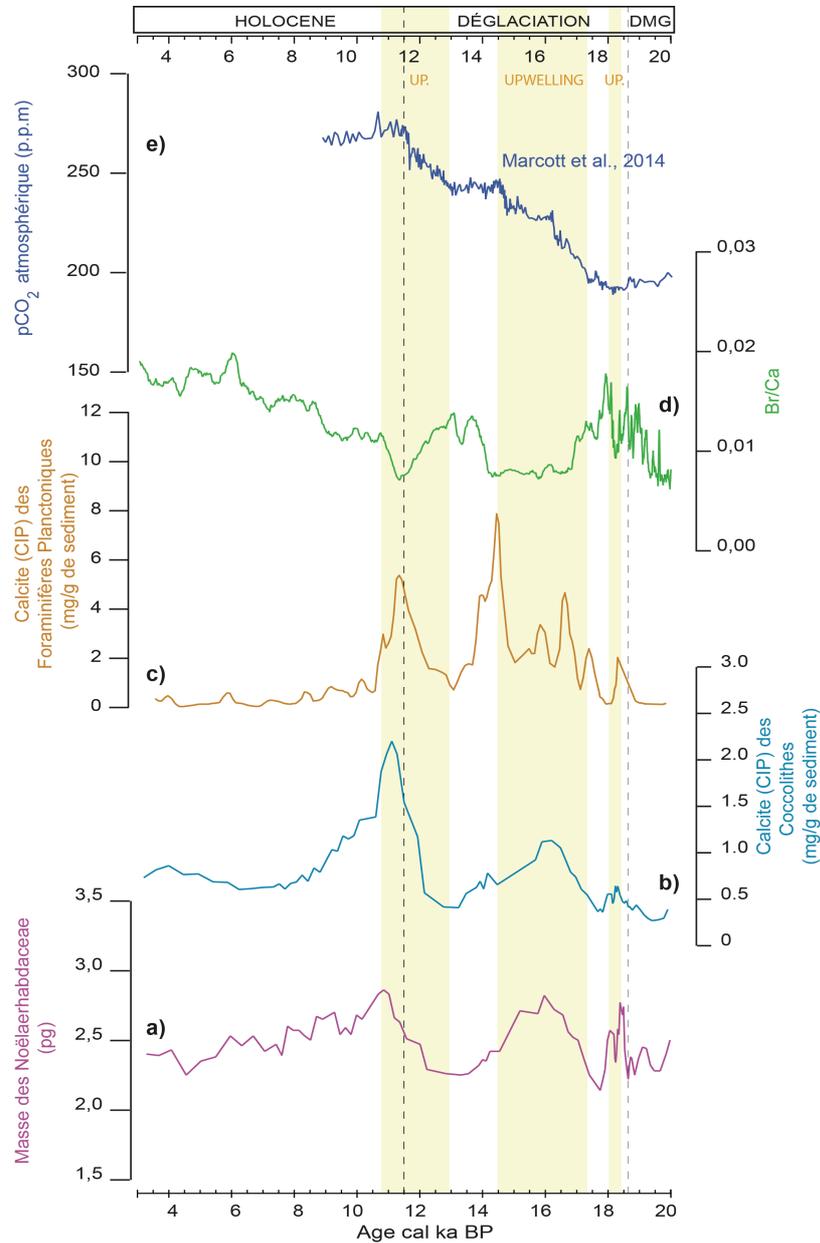


Fig. 2.24 : Les diminutions d'efficacité de la Pompe Biologique (courbe verte) sont en phase avec les augmentations significatives de pCO_2 atmosphérique (courbe bleu foncé) et l'intensification des upwellings austraux (bandes jaunes). Elles traduisent une augmentation de la production de calcite (CIP) par les coccolithophoridés (courbe bleu clair) et les foraminifères planctoniques (courbe orange). Ces augmentations de production de calcite par le plancton calcaire reflètent une augmentation du nombre de coccolithes et de foraminifères planctoniques pendant les upwellings austraux en réponse à une fertilisation accrue des eaux de surface subantarctiques. Elles reflètent également, chez les coccolithophoridés, une augmentation de la masse des Noëlaerhabdaceae en réponse à des eaux plus acides.

L'obtention des caractéristiques morphométriques des coccolithes (longueur, largeur, aire et masse de plus de 150 000 spécimens), n'aurait pas été possible sans le logiciel de reconnaissance de formes SYRACO, outil unique au monde dans le domaine de la micropaléontologie, installé à GEOPS et développé/installé au CEREGE.

Cette étude montre, qu'au cours de la dernière déglaciation, les trois phases majeures d'augmentation de $p\text{CO}_2$ atmosphérique coïncident avec les réductions significatives du rapport Br/Ca, et donc de l'efficacité de la Pompe Biologique. Ces diminutions sont principalement dues à une quantité plus importante de CIP exporté par les coccolithophoridés et les foraminifères planctoniques, rendant la CPC plus efficace. Il s'avère que ces organismes réagissent directement à la fertilisation et à l'acidification des eaux de surface subantarctiques générées par l'intensification des upwellings austraux (Siani et al., 2013). Ils répondent tous deux positivement à l'augmentation des teneurs en nutriments disponibles par une augmentation de leurs abondances. Les Noëlaerhabdaceae contribuent par ailleurs singulièrement à la CPC, puisqu'ils sécrètent des coccolithes plus lourds, sous des conditions de $[\text{CO}_{2\text{aq}}]$ plus élevées.

Plus généralement, notre étude révèle qu'une diminution d'efficacité de la pompe biologique, associée à une meilleure ventilation de l'Océan Austral a joué un rôle majeur dans l'entrée en déglaciation, il y a 18.6 ka BP.

Ce travail a été financé par le projet INSU-LEFE-IMAGO (CHICO), le Conseil suédois de la recherche, et le Fond National Suisse.

Sources:

- Duchamp-Alphonse Stéphanie, Siani Giuseppe, Michel Elisabeth, Beaufort Luc, Gally Yves. Enhanced ocean-atmosphere carbon partitioning via the carbonate counter pump during the last deglacial, *Nature Communications*, doi: 10.1038/s41467-018-04625-7
- Siani Giuseppe, Michel Elisabeth, De Pol-Holz Ricardo, DeVries Tim, Lamy Frank, Carel Mélanie, Isguder Gulay, Dewilde Fabien, Lourantou Anna. Carbon isotope records reveal precise timing of enhanced Southern upwelling during the last deglaciation. *Nature Communications* doi:10/1038/ncomms3758.

3.2.4. Synthèse

○ Principaux résultats

1/ Reconstruction des changements de productivité des coccolithes de la zone Subantarctique (SE Pacifique) en lien avec les conditions physico-chimiques des eaux de surface subantarctiques, étroitement tributaires de la dynamique des upwelling austraux. \Rightarrow Au cours de la dernière déglaciation, la production (nombre) et le taux de calcification (masse) des coccolithes augmentent lorsque les upwellings austraux

s'intensifient et s'accompagnent d'eaux de surface subantarctiques plus fertiles et plus acides. Les changements de température de surface semblent jouer un rôle secondaire.

2/ Identification de l'origine des fractions organiques et carbonatées de la carotte MD07-3088 \Rightarrow Les fractions organiques et carbonatées de cette carotte sont clairement représentées par la production biologique de surface. La fraction organique a une origine phytoplanctonique (coccolithophoridés, diatomées, picoplancton), tandis que la fraction carbonatée est principalement représentée par les coccolithes et les foraminifères planctoniques.

3/ Identification des éléments Br_{XRF} et Ca_{XRF} comme d'excellents marqueurs des fractions organiques et carbonatées de la carotte MD07-3088 et calibration du rapport Br_{XRF}/Ca_{XRF} en termes de $COT/CaCO_3$ exporté (« rain ratio»), c.à.d. en termes d'efficacité de la Pompe Biologique. Mis au regard de la dynamique des upwellings et des changements de pCO_2 atmosphérique \Rightarrow Au cours de la dernière déglaciation, les périodes d'intensification des upwelling austraux s'accompagnent d'une diminution d'efficacité de la Pompe Biologique. L'action combinée de ces deux processus expliquerait une part importante des augmentations de pCO_2 atmosphériques enregistrées au cours de la dernière déglaciation.

○ **Perspectives de recherche**

L'étude micropaléontologique et géochimique de la carotte MD07-3088 a permis de mettre en évidence le potentiel des coccolithes et du rapport Br/Ca comme marqueurs des conditions des eaux de surface et de l'efficacité de la Pompe Biologique dans l'Océan Austral. Bien que leurs signaux soient en phase avec des signaux paléoclimatiques régionaux (océan Austral et Pacifique Équatorial) et globaux (composition chimique de l'atmosphère), il est nécessaire de tester et d'étendre cette démarche à d'autres sites, afin de discuter du caractère local vs régional des signaux, et par-là avoir une vision plus claire de l'impact des changements de productivité primaire dans l'océan Austral sur les changements de pCO_2 atmosphérique au cours de la dernière déglaciation. Par ailleurs, pour améliorer notre compréhension des changements de productivité primaire et leurs liens avec les changements de pCO_2 atmosphérique, il semble pertinent d'étendre notre champ d'investigation à plusieurs déglaciations du Quaternaire, et d'aborder la question d'un point de vue local/régional et global. En effet, étudier plusieurs déglaciations permet de mieux étudier la variabilité de la productivité primaire d'une déglaciation à l'autre, dans des contextes orbitaux différents. Cela permet également de comparer les signaux de productivité locaux et régionaux (études de carottes sédimentaires selon une approche micropaléontologique et géochimique), avec les signaux globaux, fournis par les mesures de $\Delta^{17}O$ de l' O_2 de l'air piégé dans les carottes de glace, existantes entre 0 et 400 ka, et en cours d'acquisition pour la période 400-800 ka. Au regard des archives sédimentaires et glaciaires à disposition, la période 0-800 ka semble être le meilleur compromis pour étudier les variations de productivité biologique régionale (australe) et globale de plusieurs terminaisons, tout en conservant une résolution temporelle millénaire à centennale, la résolution d'analyse pouvant être augmenté lors de terminaisons clés telles que la T5 et la T1.

○ **Collaborations scientifiques**

-**Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement** (LSCE, UMR 8212, Gif Sur Yvette) : *E. Michel, A. Landais, M. Kageyama, N. Haddam, C. Kissel, D. Roche.*

-**Laboratoire de Météorologie Dynamique** (LMD, UMR 8539) de l'Université Pierre et Marie Curie : *L. Bopp.*

-**Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement** (CEREGE, UMR 7330, Aix en Provence) : *L. Beaufort, Y. Gally.*

-**Laboratoire Géosciences Paris Sud** (GEOPS, UMR 8148) de l'Université Paris Sud/Saclay : *G. Siani, C. Colin.*

-**Institut des Sciences de la Terre de l'Université de Bern** (Suisse) : *S. Jaccard.*

-**Université de Magallanes** (Punta Arenas, Chili) : *C. Aracena, R. de Pol Holz.*

-**Département de Géologie de l'Université de Gent** (Belgique) : *S. Bertrand.*

○ **Principales publications**

• Duchamp-Alphonse, S., Siani, G., Michel, E., Beaufort, L., Gally, Y., Jaccard, S.L. Enhanced ocean-atmosphere carbon partitioning via the carbonate counter pump during the last deglacial. *Nature Communications* 9, doi: 10.1038/s41467-018-04625-7. *Alerte presse INSU associée à cette publication : <http://www.insu.cnrs.fr/node/9473>.*

• Haddam, N.A., Siani, G., Michel, E., Lamy, F., Duchamp-Alphonse, S., Hefter, J., Braconnot, P., Dewilde, F., Isgüder, G., Durand, N., Kissel, C. Changes in latitudinal sea surface temperature gradients along the Southern Chilean margin since the last glacial. *Quaternary Science Reviews* 194, 62-76.

Partie 3 : PERSPECTIVES DE RECHERCHE

1. Introduction

Mes activités de recherche actuelles et futures sont en continuité parfaite avec les problématiques abordées au cours de ces dix dernières années. Je me focalise cependant davantage sur les changements de productivité primaire et les changements climatiques du Quaternaire via l'étude micropaléontologique (coccolithes) et géochimique (élémentaire et isotopique) de carottes sédimentaires marines. J'ai ainsi amorcé deux principales thématiques de recherche. La première s'intéresse à l'impact des changements de productivité primaire sur les cycles du carbone et de l'oxygène au cours des derniers 800 ka, incluant ainsi plusieurs déglaciations (*thèse de M. Brandon*). La seconde porte sur les changements de productivité du Golfe du Bengale et de la mer de Chine du Sud au cours des derniers 25 ka, dans le but de tracer la variabilité rapide des moussons indiennes et Sud-Est asiatique (*thèse de X. Zhou*). Par ailleurs, dans le cadre de l'ANR HAMOC, j'ai eu l'occasion de participer à la mission océanographique MINGULAY-ROCKALL, en Océan Atlantique Nord (juin-juillet 2016). Cette mission est le point de départ de travaux de recherches visant à restituer les changements de productivité primaire de la région en lien notamment avec la dynamique des gyres nord-atlantiques, et la production des coraux profonds au cours de l'Holocène.

Dans un souci de clarté, et compte tenu de la diversité des chantiers en cours d'étude, je présente mes perspectives de recherche sur la base des 2 thèses que j'encadre depuis septembre 2017. Je présenterai donc dans un premier temps, mes projets de recherche concernant l'impact des changements de productivité biologique sur le cycle du carbone au cours des derniers 800 ka. Dans un second temps, j'exposerai les projets traitant des changements de productivité primaire en lien avec la variabilité des systèmes de mousson depuis le DMG.

A) Impact des changements de productivité biologique sur le cycle du carbone au cours des derniers 800 ka.

Les facteurs déclenchant les augmentations de $p\text{CO}_2$ atmosphérique au cours des déglaciations du Quaternaire restent mal contraints. Les modèles numériques et les données expérimentales montrent que l'Océan Austral aurait joué un rôle central dans le système climatique global via des interactions complexes entre la glace de mer, la stratification des eaux, et la productivité primaire. Ces processus pourraient expliquer l'intégralité de l'augmentation de CO_2 atmosphérique enregistrée pendant les déglaciations, la productivité pouvant engendrer à elle seule, près de la moitié des changements. Cependant, à cause du manque d'études sur la productivité marine, il reste difficile de quantifier et de dater ses changements au cours des dernières déglaciations. Par ailleurs, étonnamment, il semblerait que les changements globaux de productivité (intégrant les réservoirs marins et continentaux) aient tendance à diminuer le taux de CO_2 atmosphérique pendant les périodes interglaciaires, allant par là à l'encontre du signal porté par les marqueurs de productivité marine locaux et régionaux. C'est dans ce contexte, qu'à la suite des travaux engagés sur la productivité primaire de l'Océan Austral au cours de la dernière déglaciation, il m'a semblé pertinent

d'étendre mon champ d'investigation à plusieurs déglaciations, en élargissant la gamme d'archives et d'outils utilisés pour restituer les changements de productivité passés, et en initiant de nouvelles collaborations, afin de mieux contraindre les interactions existantes entre productivité biologique et les cycles du carbone et de l'oxygène au cours du Quaternaire. J'ai ainsi amorcé une thèse IDI (*M. Brandon : 2017-2020*), co-encadrée avec *A. Landais (LSCE) et G. Siani (GEOPS)*, et en collaboration avec *M. Kageyama (LSCE) et L. Bopp (LMD/LSCE)*, et portant sur l'impact des changements de productivité primaire locaux/régionaux et globaux sur les cycles du carbone et de l'oxygène au cours des derniers 800 ka. Il s'agit plus particulièrement d'estimer l'impact des changements de productivité biologique sur les cycles de Carbone et de l'Oxygène, via l'analyse micropaléontologique et géochimique de carottes sédimentaires prélevées dans l'Océan Austral (coccolithes, COT, CaCO₃, Br_{XRF}, Ca_{XRF}), l'analyse du $\Delta^{17}\text{O}$ de l'air piégé dans la carotte de glace EDC et l'utilisation de sorties de modèles de surface terrestre (ORCHIDEE) et de biogéochimie marine (PISCES).

B) Les changements de productivité primaire du Golfe du Bengale et de la mer de Chine du Sud comme marqueurs de la variabilité des moussons d'hiver indienne et SE asiatique : vers une meilleure compréhension du concept de mousson globale.

La mousson constitue une des composantes majeures du climat global via son rôle fondamental dans le transport d'énergie et de vapeur d'eau. Le régime des pluies de la mousson joue un rôle primordial sur l'agriculture et le développement socio-économique en Inde et en Chine, où la pression démographique est très forte. Ainsi, étudier la dynamique des systèmes de mousson actuels et passés n'est pas seulement crucial pour comprendre le système climatique ; c'est aussi primordial pour anticiper les conséquences que peuvent avoir les anomalies liées aux moussons sur les populations futures, dans notre contexte actuel de réchauffement climatique.

Les dynamiques des moussons indienne et asiatique depuis le DMG restent encore mal connues, en particulier lorsqu'il s'agit de la variabilité de la mousson d'hiver qui est principalement caractérisée par des changements dans l'intensité des champs de vent. En effet, les études paléoclimatiques se concentrent particulièrement sur la variabilité des pluies liées à la mousson d'été car de nombreux outils permettent de déchiffrer les changements du cycle hydrologique. A l'inverse, peu d'outils permettent de documenter la variabilité du stress éolien, alors que la mousson d'hiver est prédominante dans ces régions. Or, dans les systèmes de mousson indo-asiatiques, l'inversion saisonnière de la direction du vent affecte les coccolithophores qui colonisent la zone photique selon une zonation verticale générée par la disponibilité en lumière et en nutriments. En effet, par son activité, la mousson affecte la profondeur de la zone de mélange, avec un impact direct sur la productivité primaire : une augmentation du stress éolien génère le mélange des eaux en surface, une nutricline peu profonde et une productivité plus élevée. C'est dans ce contexte que nous proposons de reconstruire la dynamique du système de mousson indo-asiatique au cours des derniers 25 ka, en mettant un accent tout particulier sur la dynamique des moussons d'hiver. Cette problématique scientifique s'inscrit dans les travaux de thèse de *Xinquan Zhou*, initiés en 2017 (2017-2021),

et dans le programme de coopération LIA-MONOCL, et visent à étudier les mécanismes du système de mousson indo-asiatique aux échelles décennales (si possible) à millénaires, sous plusieurs conditions limites (forçage orbital, étendue des calottes de glace, $p\text{CO}_2$ atmosphérique), via une l'étude micropaléontologique (coccolithophoridés) et géochimique (COT, CaCO_3 , XRF si possible) de carottes sédimentaires prélevées dans le Golfe du Bengale et la mer de Chine du Sud (missions océanographiques MONOPOL, HYDROSED, DIPOMOISS et LIGHTENED). Les résultats obtenus au cours de cette thèse seront comparés aux études documentant la dynamique des moussons indienne et SE Asiatique, dans le but de fournir des enregistrements complets de ces 2 systèmes de mousson dans le passé. Nous nous focaliserons sur leurs dissimilarités quant à leurs réponses vis-à-vis des conditions limites, pour une meilleure compréhension du concept de mousson globale.

2. Impact des changements de productivité biologique sur le cycle du carbone au cours des derniers 800 ka.

2.1. Intérêt scientifique, contexte et état de l'art

Depuis les années 50, l'augmentation des émissions de gaz d'origine anthropique a amplifié l'effet de serre naturel de la Terre, qui se traduit par une diminution de la couverture de glace, l'augmentation du niveau marin, et la récurrence d'évènements météorologiques et climatiques extrêmes, avec des conséquences importantes sur les systèmes naturels et humains (Rapport du GIEC, <http://ipcc.ch>). Plus particulièrement, le dioxyde de carbone (CO_2) serait responsable de plus de la moitié de l'effet de serre actuel et est susceptible de le rester à l'avenir. Les rôles importants de la circulation océanique (en particulier dans l'océan austral) et de la productivité biosphérique dans les variations de $p\text{CO}_2$ atmosphérique, ont été clairement identifiés. Cependant, les processus à l'origine de leurs variations et leurs impacts sur les écosystèmes depuis la révolution industrielle mais aussi en contexte pré-anthropique restent mal contraints, ce qui restreint notre compréhension du système climatique futur. Pour réaliser une quantification pertinente des changements de la productivité biosphérique dans le passé, il est nécessaire d'avoir recours à une gamme de climats plus froids et plus chauds que notre climat actuel. Une fois démontrée notre capacité à comprendre les changements de productivité biosphérique pour ces périodes passées, l'impact grande échelle de ces phénomènes dans le cadre du changement climatique actuel et futur pourra être abordé de façon cohérente. Dans ce contexte, l'étude des cycles G/IG du Quaternaire et plus particulièrement les déglaciations, apparaît primordiale.

Les travaux portant sur les changements climatiques du Quaternaire montrent une bonne corrélation entre les variations de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique (~80-150 ppm), les températures globales de la terre (~4-5°C), et le volume des glaces à l'échelle des cycles Glaciaires/Interglaciaires (G/IG) (Fig. 3.1). Les études

empiriques révèlent que les changements de concentration en CO₂ atmosphérique jouent un rôle crucial dans ces cycles, car ils modulent l'impact des changements d'insolation induit par les paramètres orbitaux, et la dynamique des calottes de glace (Shakun et al., 2012 ; Abe-Ouchi et al., 2013). A l'image des processus impliqués dans la dynamique du cycle du carbone au cours de la dernière déglaciation (voir partie 2, chapitre 3.2), il semblerait que ces changements puissent être totalement expliqués par des variations dans les échanges de CO₂ entre l'Océan Austral et l'atmosphère, via des interactions complexes entre la glace de mer, la stratification des eaux, et la productivité primaire (Fisher et al., 2010). Plus particulièrement, une part importante des augmentations de pCO₂ atmosphérique observées pendant les déglaciations des derniers 800 ka, a été attribuée à une meilleure ventilation des masses d'eau intermédiaires et profondes, via la revigoration des upwelling austraux, permettant de reconnecter le réservoir océanique profond enrichi en Carbone Inorganique Dissous (CID), aux eaux de surface et à l'atmosphère (Spero et al., 2002; Hodell et al., 2003 ; Marinov et al., 2006; Fischer et al., 2010) (partie 2, Fig. 2.21). Cependant, l'amplitude du changement de pCO₂ lors des différentes déglaciations est aussi fonction de l'étendue de la couverture de glace (Stephen et Keeling, 2000 ; Wolff et al., 2006 ; Ferrari et al., 2014) et de la productivité biologique (Hain et al., 2010 ; Sigman et al., 2010). Or, cette dernière fournit des signaux contradictoires selon le(s) réservoir(s) étudié(s). Alors que la productivité primaire globale, intégrant les réservoirs marins et continentaux, auraient tendance à diminuer le taux de CO₂ atmosphérique pendant les périodes interglaciaires (Blunier et al., 2002 ; Landais et al., 2007 ; Blunier et al., 2012), il semblerait que les changements de productivité marine, étroitement tributaires des processus physicochimiques impliqués dans l'Océan Austral, aient favorisé son augmentation via une diminution d'efficacité de la pompe des Tissus Mous (Martinez-Garcia et al., 2011). Par ailleurs, les comparaisons modèles-données visant à quantifier l'impact de la productivité australe sur les concentrations en CO₂ atmosphérique, montrent qu'elle pourrait engendrer près de la moitié des augmentations de pCO₂ observées au cours des déglaciations (Watson et al., 2000 ; Kohfeld et al., 2005 ; Martinez-Garcia et al., 2009).

Les changements de productivité globale sont difficiles à appréhender simplement à partir de la compilation de données d'écosystèmes locaux. Les carottes de glace permettent de restituer les variations de la pCO₂ atmosphérique au cours des derniers 800 ka (Lüthi et al., 2008; Fig. 3.1), illustrant ainsi la variabilité d'une déglaciation à l'autre. Elles permettent également d'avoir accès à un autre paramètre, la composition isotopique triple de l'oxygène de l'air piégé dans la glace $\Delta^{17}\text{O}$ de O₂, qui a le potentiel de tracer directement la productivité biologique globale, c.à.d. la productivité marine, mais aussi celle du couvert végétal (Luz et al., 1999). En effet, le $\Delta^{17}\text{O}$ de O₂ permet d'avoir une quantification globale du flux brut d'oxygène issue de la photosynthèse (Luz et al. 1999) puisque le $\Delta^{17}\text{O}$ issue des échanges avec la biosphère est significativement différent du $\Delta^{17}\text{O}$ de l'atmosphère sans influence de la biosphère (c'est-à-dire uniquement tributaire des échanges avec la stratosphère où ont lieu des réactions photochimiques impliquant l'ozone).

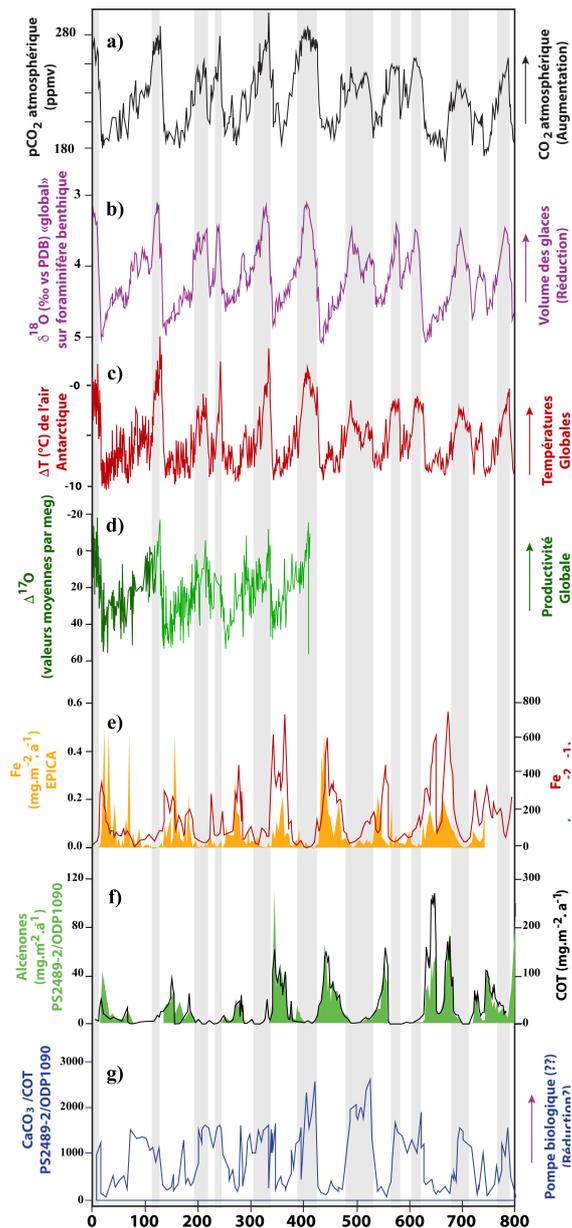


Fig. 3.1 : Comparaison des enregistrements climatiques marins et terrestres au cours des derniers 800 ka. A) Concentrations en CO_2 atmosphérique reconstruites à partir de la carotte de glace Epica Dome C (EDC, Antarctique) (Lüthi et al., 2008). B) Compilation des enregistrements de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques reflétant le volume des calottes de glace et les températures océaniques profondes (Lisiecki et Raymo, 2005) ; c) Variations des températures de l'air antarctique reconstruites à partir du signal en Deuterium d'EDC (Jouzel et al., 2007) ; d) Compilation des valeurs de $\Delta^{17}\text{O}$ de l' O_2 piégé dans les carottes de glace Vostock, GISP2 et Simple Dome (Blunier et al., 2002) (bonne flèche ; e) Flux de Fe enregistré sur la carotte de glace EDC et sur le site ODP 1090/PS2489-2 situé dans la zone subantarctique de l'Océan Austral (secteur Atlantique) (Martinez-Garcia et al., 2009) ; f) Taux d'accumulation en alcénones (Martinez-Garcia et al., 2009 et en Carbone Organique Total (Diekmann et Kuhn, 2002) du site 1090/PS2489-2 ; g) Rapport CaCO_3/COT du site 1090/PS2489-2 (Diekmann et Kuhn, 2002) mettant en évidence l'action potentielle de la pompe biologique dans l'Océan Austral sur le cycle du carbone au cours des cycles G/IG.

Des mesures à basse résolution ont permis de décrire les variations de productivité biosphérique au cours des derniers 400 ka (Blunier et al., 2002 ; Landais et al., GBC, 2007 ; Blunier et al., 2012). Des mesures plus récentes, présentant une meilleure précision et une meilleure résolution ont permis de réévaluer la diminution de productivité globale en oxygène de la dernière déglaciation à 21% (Favre et al., EGU, 2017). Un effort similaire est souhaitable pour les autres déglaciations, afin d'étudier les cycles du carbone et de l'oxygène dans des contextes orbitaux différents. En particulier, l'étude de la période 400-800 ka, pendant laquelle les variations glaciaires-interglaciaires de concentration en CO_2 atmosphérique sont plus faibles que pour les derniers 400 ka, est primordiale car aucune donnée de $\Delta^{17}\text{O}$ de O_2 n'est disponible.

Très peu d'études documentent la dynamique de la productivité marine et son impact sur les changements de pCO_2 atmosphérique à l'échelle des cycles G/IG. À l'image des études portant sur la dernière déglaciation (voir partie 2, chapitre 3.2), l'essentiel des travaux reposent sur des outils géochimiques

(Charles et al., 1991 ; Diekmann et Kuhn, 2002 ; Martinez-Garcia et al., 2009, 2011 ; Flores et al., 2013 ; Jaccard et al., 2013 ; Anderson et al., 2014) ne rendant pas compte de la contribution relative des groupes phytoplanctoniques (coccolithophoridés ou diatomées) sur la pompe des tissus mous, ni même des éventuels changements dans le degré de silicification ou de calcification des organismes, qui pourraient moduler considérablement le signal porté par l'enfouissement de l'opale ou des carbonates biogènes dans les sédiments. Par ailleurs, ces reconstructions ignorent presque toujours la contribution relative de la Contre Pompe des Carbonates (CPC) s.s. (Barker et al., 2006) qui génère une augmentation de la $p\text{CO}_2$ des eaux de surface, et à fortiori de l'atmosphère, via une diminution de l'alcalinité océanique de surface (Salter et al., 2014), et dont nous avons récemment mis à jour la contribution dans l'augmentation de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique au cours de la dernière déglaciation (Duchamp-Alphonse et al., Nature Communications, 2018). Or, les quelques travaux révélant les teneurs en CaCO_3 de carottes sédimentaires prélevées dans l'Océan Austral à l'échelle millénaire, montrent toujours des signaux au rythme des cycles G/IG (Charles et al., 1991 ; Hodell et al., 2001 ; 2003 ; Diekmann et Kuhn, 2002 ; Flores et al., 2003 ; Ridgwell, 2007). Bien que les sites actuellement localisés au-dessus (Secteur Atlantique : sites ODP 1090 et 704A, sites TN057-6, RC13-259, RC11-120 ; Secteur Pacifique : PS75/79-2) ou en-dessous de la lysocline (site ODP 1089 ; Hodell et al., 2001 ; Flores et al., 2012) montrent des signaux antagonistes, probablement lié à l'influence du Niveau de Compensation des Carbonates (NCP), et au degré de saturation en ions CO_3^{2-} des eaux profondes dans le passé (Broecker et Peng, 1989 ; Howard et Prell, 1994 ; Hodell et al., 2001), il semblerait que les teneurs en CaCO_3 sédimentaire de la zone Subantarctique, des sites non tributaires du NCP, soient plus élevées au cours des périodes interglaciaires (Charles et al., 1991 ; Hodell et al., 2000, 2001 ; Diekmann et Kuhn, 2002 ; Saavedra-Pellitero et al., 2017). Plus important encore, à titre d'exemple, les enregistrements sédimentaires de la carotte composite ODP 1090/PS2489-2 ($\sim 42,5^\circ\text{S}$, $8,5^\circ\text{E}$ ~ 3700 m de profondeur), documentent des teneurs en COT présentant une évolution opposée à celle des teneurs en CaCO_3 , et résultants en un rapport $\text{CaCO}_3 / \text{COT}$ plus élevé pendant les périodes interglaciaires (Diekmann et Kuhn, 2002) (Fig. 3.1). Dans l'hypothèse où les teneurs en CaCO_3 et COT sédimentaires de cette carotte composite puissent refléter les flux de CIP et de COP exportés (Martinez-Garcia et al., 2009), et donc l'efficacité de la pompe biologique (Duchamp-Alphonse et al., 2018), nous pourrions envisager que la pompe biologique soit moins efficace pendant les périodes interglaciaires. Bien que cette hypothèse ne soit pas vérifiée, elle suggère la possibilité d'une action combinée de la PTM et de la CPC dans l'augmentation des $p\text{CO}_2$ atmosphérique au cours des dernières déglaciations, et confirme par-là la nécessité d'aborder la question de la pompe biologique à l'échelle des cycles G/IG.

Enfin, les études portant sur la productivité primaire de l'Océan Austral au cours des derniers 800 ka se focalisent surtout sur l'impact des flux de poussières, source naturelle de Fer et autres micronutriments, sur cette zone « HNLC » (High Nutrient Low Chlorophyll) c.à.d. riche en macronutriments mais déficitaire en micronutriments qui limitent la productivité primaire. Dans ce secteur, il semblerait que le processus de fertilisation par le fer éolien soit récurrent, opérant positivement sur la productivité primaire de la zone Subantarctique au cours des derniers 800 ka (Watson et al., 2000; Kohlfeld et al., 2005 ; Martinez-Garcia et

al., 2009 ; Ziegler et al., 2013 ; Lamy et al., 2014 ; Anderson et al., 2014). Plus particulièrement, bien que les processus physiques liés à la position des westerlies, la dynamique des upwellings austraux et l'étendue de la couverture de glace puissent être à l'origine des entrées en glaciation (Stephen et Keeling, 2000 ; Toggweiler et al., 2006 ; Martinez-Garcia et al., 2009), il semblerait que l'augmentation de l'efficacité de la PTM en réponse à une plus forte fertilisation éolienne pendant les périodes glaciaires, puissent engendrer une diminution de 40-50 ppm de la $p\text{CO}_2$ atmosphérique (Watson et al., 2000 ; Kohfeld et al., 2005 ; Martinez-Garcia et al., 2009 , 2011). Les études se concentrant sur le secteur Atlantique de l'Océan austral sont idéales pour tester l'impact des flux de poussières riches en Fe sur la productivité primaire (voir partie 1, chapitre 3.2), elles ne reflètent pas nécessairement les processus pouvant être impliqués dans les changements de productivité (et donc potentiellement de $p\text{CO}_2$ atmosphérique) des secteurs atlantique et indien (Tagliabue et al., 2014 ; Duchamp-Alphonse et al., 2018).

Les modèles globaux du système Terre sont maintenant capables de simuler les productivités marines et terrestres. C'est le cas du modèle IPSL-CM (dans sa version IPSL-CM5A2) développé à l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) (Dufesne et al., 2013). Ce modèle est composé du modèle de circulation atmosphérique LMDZ5A (Hourdin et al., 2013) couplé au modèle de surface terrestre ORCHIDEE (Krinner et al., 2005) et au modèle d'océan NEMO v3.6 (Madec, 2008) qui inclue le modèle PISCES simulant la géochimie et la productivité marine (Aumont et al. 2015). Ce modèle global a déjà été appliqué à des périodes paléoclimatiques en se concentrant en particulier sur le lien entre mousson et productivité marine (e.g. LeMezo et al., 2017) ou sur la réponse de la productivité primaire à un événement de Heinrich (e.g. Mariotti et al., 2012). Lors du stage de Master 2 de Violaine Favre, une première étude pilote, préliminaire à cette étude, a utilisé ce modèle pour des estimations de productivité globale (en lien avec des mesures de $\Delta^{17}\text{O}$ de O_2) et de productivité dans l'austral (en lien avec des mesures de Carbone Organique Total et de CaCO_3 d'origine phytoplanctonique) pour la dernière déglaciation. Alors que la plupart des données suggèrent une plus forte productivité marine dans la zone Subantarctique de l'Océan Austral pendant le Dernier Maximum Glaciaire par rapport à l'Holocène, le modèle indiquait une tendance opposée (Favre et al., EGU, 2017).

L'objectif de cette étude est de combiner plusieurs approches empiriques nouvelles et complémentaires, avec des résultats de modèles climatiques globaux afin de mieux quantifier les variations de la productivité biologique (régionale et globale), et estimer leur contribution dans les changements de CO_2 et O_2 atmosphériques observés aux cours des derniers 800 ka (Terminaisons 1 à 9). Cette période de temps illustre bien la variabilité en $p\text{CO}_2$ et $p\text{O}_2$ atmosphériques de plusieurs déglaciations, dans des contextes de forçage orbitaux différents, et offre l'opportunité de comprendre la dynamique du système climatique de la Terre lors de réchauffements majeurs, sans influence anthropique.

2.2. Stratégie scientifique

2.2.1. Couplage modèles-données : vers une meilleure compréhension des déglaciations – focus sur les Terminaisons T5 et T1

De façon concrète, cette étude repose sur l'analyse micropaléontologique (coccolithes) et géochimique de carottes sédimentaires prélevées dans l'Océan Austral, et l'étude géochimique ($\Delta^{17}\text{O}$) de l' O_2 piégé dans la carotte de glace Epica Dome C (EDC) couplées à l'utilisation des modèles PISCES et ORCHIDEE. Les changements de productivité biologique australe et globale seront étudiés pour la première fois au cours des derniers 800 ka, documentant ainsi 9 terminaisons. La résolution des analyses sera augmentée pendant deux Terminaisons clés :

- La Terminaison 1 (MIS 2 - MIS 1), période la mieux documentée du Quaternaire et associée à une augmentation globale des températures ($\sim 4\text{-}5^\circ\text{C}$), du niveau marin (120 m), et de la pCO_2 atmosphérique (~ 80 ppm). Cependant les forçages biogéochimique et physique à l'origine de ces changements restent mal contraints, et particulièrement lorsqu'il s'agit des changements du cycle du carbone. Ceci est principalement lié au manque de marqueur direct de la productivité biologique, et au manque d'études couplant des approches micropaléontologiques et géochimiques dans l'Océan Austral.

- La Terminaison 5 (MIS 12 – MIS 11), associée à l'un des plus forts changements de concentration en CO_2 des derniers 800 ka, tandis que le stade isotopique 11 (424- 374 cal ka) est considéré comme l'un des meilleurs analogues d'un Holocène pré-anthropique (Candy et al., 2014). Il apparaît comme étant unique dans l'histoire climatique de la Terre car i) la durée des conditions interglaciaires chaudes est plus longue que celle des autres interglaciaires si l'on considère les 500 derniers ka (Howard, 1997; Dickson et al., 2009; Melles et al., 2012); ii) la diminution significative du volume des calottes de glace groenlandaise et antarctique a été évoquée pour expliquer un niveau marin 6-13 m au-dessus du niveau à l'Holocène (Raymo and Mitrovica, 2012); et iii) la production carbonatée en domaines néritique et pélagique a significativement augmenté (Flores et al., 2003 ; Ziegler et al., 2003 ; Barker et al., 2006 ; Flores et al., 2012), tandis que le Niveau de Compensation des Carbonates devait se trouver à une profondeur relativement faible pour assurer un état d'équilibre dans le cycle des carbonates, favorisant ainsi la dissolution des carbonates profonds dans certains secteurs (e.g. Braker et al., 2006). Dans tous les cas, les changements environnementaux du MIS 11 ne peuvent pas être expliqués ou modélisés simplement par le forçage orbital (Droxler et al., 1999) (the "MIS 11 problem" (Imbrie et Imbrie, 1980) où « CO_2 paradox of MIS 11 » (Raynaud et Barnola, 2005). Par ailleurs, quelques soient les hypothèses formulées dans la littérature (augmentation de la production carbonatée néritiques et des récifs coralliens notamment, diminution des apports en ions Ca^{2+} par les rivières...), la Terminaison T5 est associée à des changements majeurs dans la chimie des carbonates marins, induisant une diminution de l'état de saturation moyen des océans en ions CO_3^{2-} , et impliquant des changements significatifs dans le cycle du carbone. Étonnamment, très peu de travaux empiriques s'intéressent à l'efficacité de la pompe biologique au cours de la Terminaison T5 (Barker

et al., 2006 ; Saavedra-Pellitero et al., 2017), et aucune ne documente à haute résolution temporelle, l'influence de la Pompe des Tissus Mous (PTM). Par ailleurs, l'augmentation de la production carbonatée pélagique serait le fait d'une prolifération et d'une calcification accrue du coccolithe *Gephyrocapsa* (Bollmann et al., 1998 ; Flores et al., 2003 ; Baumann et Freitag, 2004 ; Saavedra-Pellitero et al., 2017), sous des conditions plus chaudes (Bollmann et al., 1998 ; Saavedra-Pellitero et al., 2017), ce qui révèle une implication certaine du phytoplancton calcaire dans ces changements biogéochimiques.

Comme mentionné précédemment, cette étude est le point de départ de la thèse de M. Brandon (2018-2021), qui repose sur de fortes collaborations au sein de plusieurs laboratoires de l'IPSL. Margaux est encadrée par A. Landais (LSCE), M. Kageyama (LSCE) et L. Bopp (LMD) concernant les analyses effectuées sur les carottes de glaces, et sur les modèles de l'IPSL. Je développe ci-dessous uniquement la stratégie développée au cours des années à venir pour répondre à la problématique de la productivité primaire dans l'Océan Austral.

2.2.2. Étude micropaléontologique et géochimique de carottes sédimentaires australes : lien entre productivité marine et pCO₂ atmosphérique au cours des déglaciations

Comprendre les changements de productivité dans l'Océan Austral, et leur impact sur le partage de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère dans le passé, demande la description et la bonne compréhension des processus associés à la PTM et à la CPC, et nécessite une approche micropaléontologique couplée à des analyses géochimiques. La difficulté de cette problématique réside principalement :

i) dans l'estimation de la contribution des coccolithophoridés et des foraminifères planctoniques de l'Océan de Austral dans les changements d'efficacité la CPC. Actuellement, cette estimation repose sur l'hypothèse d'une fraction carbonatée sédimentaire (%CaCO₃) principalement associée aux coccolithes (Flores et al., 2003 ; Moreno et al., 2005 ; Flores et al., 2012), et néglige la contribution des foraminifères (planctoniques vs benthiques), ou d'éventuels processus sédimentaires et/ou diagénétiques ;

ii) dans la caractérisation de l'origine du Carbone Organique Particulaire, pour estimer les changements d'efficacité de la PTM. Actuellement, cette estimation repose sur l'hypothèse d'une fraction organique essentiellement représentée par le phytoplancton (coccolithophoridés, diatomées, picoplancton) (Martinez-Garcia et al., 2009). Dans le cas du site ODP 1090/PS2489-2, c'est probablement le cas puisque les variations des teneurs COT reflètent les variations des teneurs en alcénones. Cependant, ce n'est pas toujours vérifié, et cette fraction phytoplanctonique peut être polluée par des apports en C_{organique} terrestre (végétaux supérieurs) et/ou d'organismes marins hétérotrophes, ne reflétant pas la PTM ;

iii) dans la calibration de traceurs géochimiques permettant d'estimer le rapport COP/CIP à très haute résolution temporelle. Le rapport CaCO₃/COT a été documenté sur le site composite ODP 1090/PS2489-2 (Diekmann et Kuhn, 2002), mais en l'absence d'un couplage avec des études micropaléontologiques et

géochimiques permettant d'identifier l'origine de la fraction carbonatée, il n'est pas possible de l'interpréter en termes d'efficacité de la pompe biologique.

Il s'agit ici, de suivre la même stratégie scientifique que celle développée pour la dernière déglaciation (Duchamp-Alphonse et al., 2018, voir partie 2, chapitre 3.2), et de restituer les variations de la productivité biologique de l'Océan Austral, via une approche micropaléontologique permettant d'estimer les abondances et la masse des coccolithes (logiciel SYRACO) et des foraminifères planctoniques et benthiques, couplée à des analyses géochimiques (Ca_{XRF} , CaCO_3 , COT , Br_{XRF} , $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ et C/N) permettant de documenter les changements d'efficacité de la pompe biologique (COP/CIP) à haute résolution temporelle (millénaire à décennale si possible). Ceci permettra de mieux comprendre les processus inhérents à la pompe biologique de l'Océan Austral et discuter leur rôle sur les augmentations de la pCO_2 atmosphérique observées pendant les déglaciations. Quatre carottes sédimentaires prélevées dans l'Océan Austral, ont été identifiées pour répondre à cette problématique.

Vers une meilleure compréhension des Terminaisons 10 à 1 à l'échelle millénaire à centennale – focus sur les Terminaisons T5 et T1.

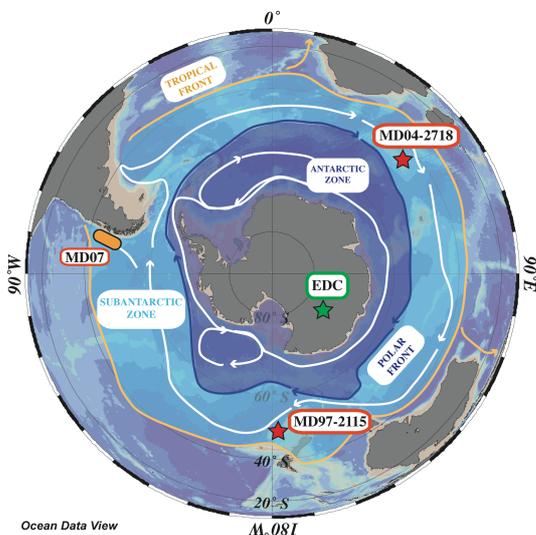
Ce travail repose sur l'étude des carottes sédimentaires MD97-2115 et MD04-2718, respectivement prélevées dans les secteurs pacifique et indien, pendant les campagnes de carottage IPHIS 1 et VIGO (Fig. 3.2). Localisées à $43^\circ 10$ S et $48^\circ 53$ S et prélevées à 2160 et 1428 m de profondeur, chacune des carottes se situe bien au-dessus de la lysocline, localisée à ~ 4000 m dans les secteurs étudiés (Howard et Prell, 1994 ; Hebbeln et al., 2000), ce qui minimise les processus de dissolution des carbonates dans la colonne d'eau et la partie superficielle des sédiments. Par ailleurs, ces carottes situées en océan marin ouvert, reçoivent une faible quantité de matériel détritique dont les sources potentielles (roches métamorphiques et plutoniques de la Nouvelle Zélande pour la carotte MD97-2115 et de l'archipel Crozet pour la carotte MD04-2718) sont dépourvues de CaCO_3 . Les observations préliminaires des sédiments de ces carottes révèlent des fractions carbonatées riches en coccolithes, à l'image du site PS75059-2 (Pacifique) de l'Océan Austral (Saavedra-Pellitero et al., 2017). Ces carottes se situent dans la zone Subantarctique, une zone clé pour comprendre la dynamique de la productivité biologique de l'Océan Austral, puisque les westerlies y sont actuellement les plus forts (Keeling et Visbeck, 2001). Ils ont d'ailleurs rythmé la productivité primaire du secteur atlantique dans le passé, via l'alimentation périodique des eaux de surface en fer d'origine éolienne (Martinez-Garcia et al., 2011 ; Jaccard et al., 2013 ; Lamy et al., 2014). Dans ce contexte, il semble intéressant d'investir des sites plus éloignés des principales sources de Fe éolien (Mahowald et al., 2006), pour tester dans quelle mesure les flux de poussière ont influencé la productivité des secteurs pacifique et indien, et étudier la dynamique de la productivité primaire, présentant potentiellement des schémas différents de ceux observés dans le secteur atlantique (Duchamp-Alphonse et al., 2018) au cours des derniers 800 ka.

Carotte MD97-2115

La carotte MD97-2115 (43°10.84 S ; 171°48.55 W, 2160 m de profondeur), de 34,6 m de long, présente une série carbonatée bien stratifiée à l'échosondeur. Des analyses de la composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$), effectuées sur le foraminifère planctonique *Globigerina bulloides*, tous les 10 cm, montrent que cette carotte recouvre de manière continue, les terminaisons T1 à T10, soit environ 850 ka (MIS 1 à MIS 21), avec un taux de sédimentation moyen de 4 cm/ka (Fig. 3.3). L'étude des Terminaisons T1 et T5 tous les demi centimètres permettra une résolution temporelle d'une centaine d'année.

Carotte MD04-2718

La carotte MD04-2718 (48°53.30 S, 65°57.42 E, 1428 m), de 54 m de long, présente également une série riche en carbonates. D'après les analyses préliminaires de la composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) effectuées sur le foraminifère planctonique *Neogloboquadrina pachyderma* senestre tous les 10 cm, et des mesures de Ca_{XRF} effectuées tous les centimètres, cette carotte représente une archive complète des terminaisons T10 à T1 (transitions MIS 22-MIS 21), sur 21 m, avec un taux de sédimentation moyen de 2,5 cm/ka (Fig. 3.3). Le signal du Ca_{XRF} met bien en évidence le caractère unique de la Terminaison 5 présentant ici, un enrichissement significatif en cet élément, à l'image des séries sédimentaires archivant le stade MIS 11 dans l'Océan Austral (Hodell et al., 2000). L'étude des terminaisons T5 et T1 tous les demi-centimètres permettra une résolution temporelle d'environ 200 ans.



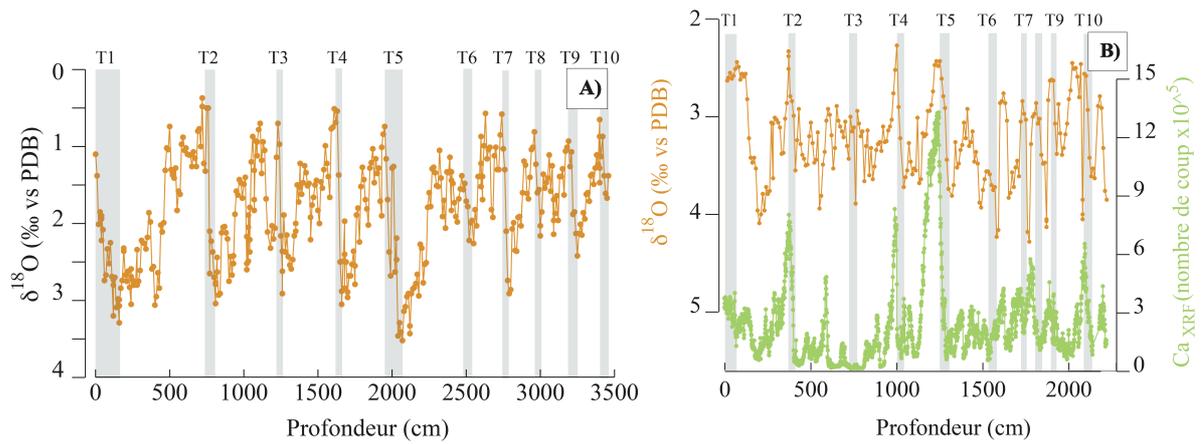


Figure 3.3 : Stratigraphies isotopiques ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Globigerina bulloides}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{Neogloboquadrina pachyderma}}$) des carottes MD97-2115 (A) et MD04-2718 (B), et du signal Ca_{XRF} (carotte MD04-2718 (B)), en fonction de la profondeur mettant en évidence les terminaisons T1 à T10 au cours des derniers 850 ka .

Vers une meilleure compréhension de la Terminaison 1 à l'échelle centennale à décennale.

Pour comprendre les changements de productivité à l'échelle centennale à décennale, nous avons sélectionné deux carottes sédimentaires (MD07-3100 et MD07-3082), prélevées en océan ouvert, au large de la marge sud-chilienne, pendant la campagne de carottage IMAGES PACHIDERME (MD159), afin de poursuivre l'étude amorcée sur la carotte MD07-3088 (Duchamp-Alphonse et al., 2018) et avoir une meilleure représentation des facteurs forçant les changements de productivité à l'échelle régionale (Figure. 3.4). Localisées à 41°S, et 49°S, elles encadrent la carotte MD07-3088, et dessinent avec elle, un transect N-S, au nord du front polaire actuel, une zone clé pour comprendre la dynamique de l'océan, puisque les westerlies et le transport d'Ekman y sont actuellement les plus forts (55°S et 50°S respectivement, Keeling et Visbeck, 2001) (Fig. 3.4). Prélevées respectivement à 1609 m, et 1790 m de profondeur, chacune des carottes se situe au-dessus de la lysocline et du Niveau de Compensation des Carbonates, estimés respectivement à $\sim 3600\text{-}3800$ m et 4500 m de profondeur dans la région (Hebbeln et al., 2000). Elles se situent par ailleurs en dehors des zones de forte dissolution des coccolithes, recensées vers 15°S et 38°S (Saavedra-Pellitero et al., 2010).

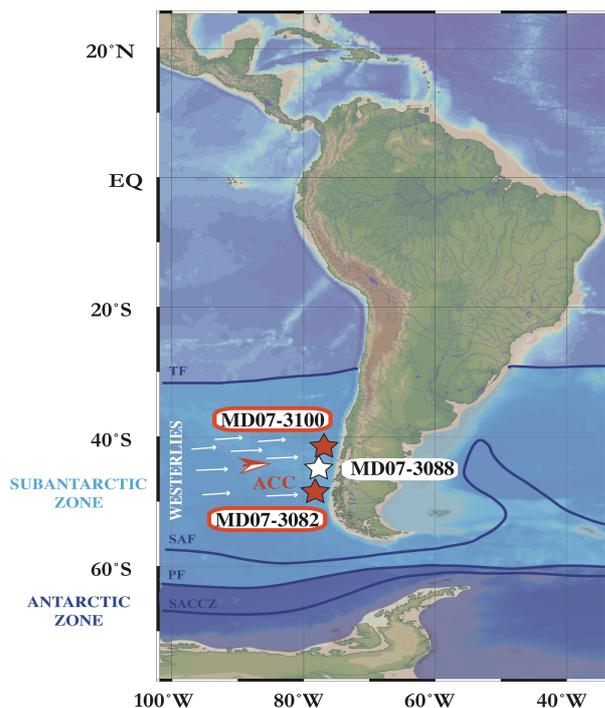


Figure 3.4 : Carte représentant la localisation géographique des carottes MD07-3100 et MD07-3082 situées dans la zone subantarctique du secteur Pacifique et dessinant un transect latitudinal avec la carotte MD07-3088 (Duchamp-Alphonse et al., 2018)

Carotte MD07-3100

La carotte MD07-3100 (41°36 S ; 74°57 W), de 29,8 m de long, prélevée à 1609 m de profondeur, présente une série bien stratifiée à l'échosondeur, faite d'une succession d'argiles silteuses et de niveaux à diatomées et foraminifères (Kissel, 2007). Des analyses de la composition isotopique de l'oxygène et 27 datations AMS ^{14}C sur les premiers 14,8 m de la carotte, montrent que cet enregistrement recouvre la partie terminale de la dernière période glaciaire, la déglaciation et l'Holocène (Fig. 3.5), avec un taux de sédimentation moyen très élevé, et estimé à ~ 80 cm/ka (Haddam et al., 2018). Pour cette carotte, un comptage d'esquilles de verres volcaniques mené sur les premiers 14,5 m de la carotte a permis de détecter 16 niveaux de cendres volcaniques et une étude téphrochronologique est en cours pour affiner le modèle d'âge (G. Siani, projet INSU-LEFE-SEPORA).

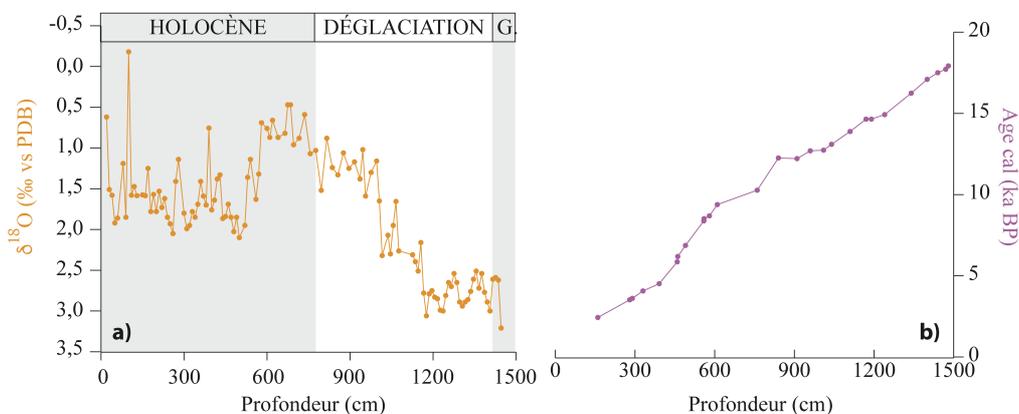


Fig. 3.5 : a) Analyse de la composition isotopique de l'oxygène sur le foraminifère planctonique *Globigerina bulloides* en fonction de la profondeur (cm) et b) modèle d'âge de la carotte MD07-3100 (Haddam et al., 2018).

Carotte MD07-3082

La carotte MD07-3082 (49°10'S ; 76°34'W) de 20 m de long, prélevée à 1790 m de profondeur, présente une succession homogène d'argiles silteuses avec quelques intercalations sableuses (Kissel, 2007). Des analyses de la composition isotopique de l'oxygène et 16 datations AMS ^{14}C montrent que cet enregistrement recouvre la dernière période glaciaire, la déglaciation et l'Holocène (Fig. 3.6), avec un taux de sédimentation moyen de ~ 5 cm/ka pendant l'Holocène, et ~ 30 cm/ka pendant la déglaciation et le glaciaire (Haddam et al., 2018). Une étude téphrochronologique préliminaire de la carotte a permis d'identifier 2 niveaux de tephra.

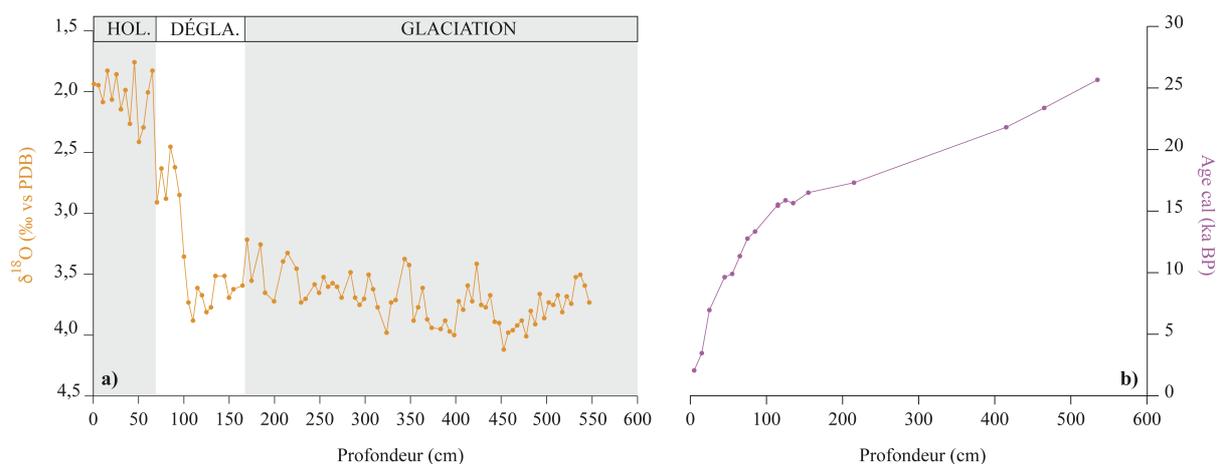


Fig. 3.6 : a) Analyse de la composition isotopique de l'oxygène sur le foraminifère planctonique *Globigerina bulloides* en fonction de la profondeur (cm) et b) modèle d'âge de la carotte MD07-3082.

2.3. Résultats préliminaires

2.3.1. Origine des fractions organiques et carbonatées sur la marge Sud Chilienne

○ Origine de la fraction organique

Les teneurs en Carbone Organique Total (COT) des carottes MD07-3082 et MD07-3100 varient respectivement entre 0,34 et 0,64 % ($\pm 0,025$) et entre 0,46 et 2,52 % ($\pm 0,004$) depuis la dernière glaciation (Fig. 3.7). Elles décrivent, avec les teneurs en COT de la carotte MD07-3088 (Duchamp-Alphonse et al., 2018), un gradient latitudinal caractérisé par une évolution vers des pourcentages généralement plus élevés en direction de l'équateur, cette tendance étant indépendante des taux de sédimentation de chacune des carottes (les taux de sédimentations les plus faibles étant enregistrés sur la carotte MD07-3082, c.à.d la plus au Sud).

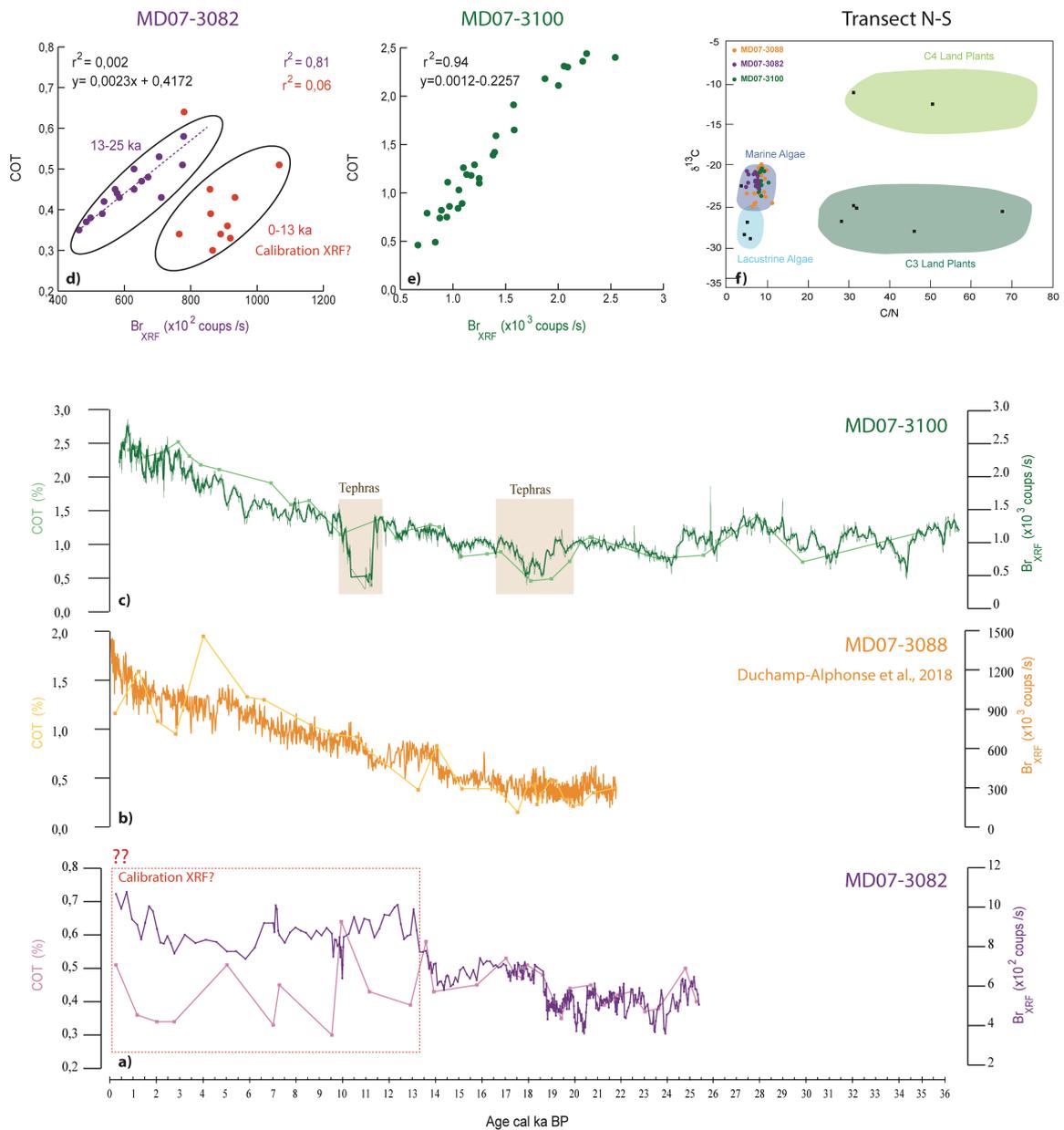


Fig. 3.7 : Distribution et origine du $C_{organique}$ des carottes sédimentaires étudiées le long de la marge sud chilienne. a-c) Teneurs en COT (%) et signal du Br_{XRF} des carottes MD07-3082 (a), MD07-3088 (b), et MD07-3100 (c). d-e) Relation des teneurs en COT vs Br_{XRF} des carottes MD07-3082 et MD07-3100. f) Signaux $\delta^{13}C_{organique}$ vs C/N des 3 carottes mettant en évidence l'origine du carbone organique.

A l'image de la carotte MD07-3088, le $C_{organique}$ sédimentaire de ces carottes présente un signal géochimique typique des algues marines (Fig. 3.7), attestant d'une origine phytoplanctonique, et révélant un potentiel certain pour représenter le $C_{organique}$ exporté, c.a.d. la Pompe des Tissus Mous. Généralement, les teneurs en COT des 2 carottes montrent de bons coefficients de corrélations avec le signal de Br_{XRF} ($r^2 = 0,94$ pour MD07-3100 et $r^2 = 0,81$ pour MD07-3082). Seule, la carotte MD07-3082, pour l'intervalle de temps 0-13 ka, ne présente pas de relation significative ($r^2 = 0,06$). Malgré cette exception, il semblerait que d'une façon générale, le signal du Br_{XRF} obtenu sur la marge Sud Chilienne puisse refléter les teneurs en $C_{organique}$ d'origine phytoplanctonique.

○ Origine de la fraction carbonatée

Les teneurs en CaCO_3 des carottes MD07-3082 et MD07-3100 varient respectivement entre 0,5 et 23 % ($\pm 3\%$) et entre 0 et 16 % ($\pm 3\%$) depuis la dernière glaciation (Fig. 3.8). Sur la carotte MD07-3082, elles se reflètent dans les teneurs en calcite associées aux coccolithes ($r^2=0,90$), ce qui suggère une fraction carbonatée essentiellement biogène, et principalement représentée par les coccolithophoridés. Par ailleurs, les teneurs en CaCO_3 de cette carotte montrent un très bon coefficient de corrélation avec le signal Ca_{XRF} sédimentaire ($r^2= 0,92$). Ainsi, ce dernier semble pouvoir être utilisé comme un bon indicateur de la production carbonatée planctonique et représenter la CPC. Les signaux géochimiques portés par la carotte MD07-3100 sont plus complexes. Ceci est probablement lié au fait que cette carotte présente des proportions non négligeables de verres volcaniques riches en calcium entre 7 et 36 ka, et parfois même concentrés dans des niveaux de tephres importants (G. Siani, étude tephrochronologique en cours). Ceci se traduit par un coefficient de corrélation modéré ($r^2=0,6$) entre les teneurs en CaCO_3 et le signal Ca_{XRF} , ce dernier intégrant probablement à la fois la fraction carbonatée biogène, à la fois, les verres volcaniques calco-alcalins de la série sédimentaire. Afin de se soustraire de cette fraction calco-alcaline terrigène qui « pollue » le signal carbonaté, il semble intéressant de normaliser Ca_{XRF} par Fe_{XRF} . En effet, les verres volcaniques riches en calcium, présentent aussi des teneurs en Fer non négligeables, et il semblerait que la distribution de Fe_{XRF} , puisse être étroitement liée à celle des tephres, et plus généralement à celle des minéraux magnétiques pouvant représenter certains verres volcaniques (Siani, communication personnelle). Dans un tel scénario (à vérifier), le rapport $\text{Ca}_{\text{XRF}}/\text{Fe}_{\text{XRF}}$ pourrait représenter la fraction carbonatée de la série sédimentaire, comme indiqué par le coefficient de corrélation relativement correct ($r^2=0,78$) que présente $\text{Ca}_{\text{XRF}}/\text{Fe}_{\text{XRF}}$ avec les teneurs en CaCO_3 . Enfin, à la différence de la carotte MD07-3082, située 8° de latitude plus au Sud, la fraction carbonatée de la carotte MD07-3100 n'est pas essentiellement représentée par les coccolithes. Dans le contexte de l'étude, une origine de CaCO_3 détritique est peu probable puisque la carotte reçoit les produits de démantèlement des roches métamorphiques et plutoniques de la cordillère des Andes (Thornburg et Kulm, 1987). L'hypothèse la plus probable est celle d'une contribution importante des foraminifères (Haddam et al., 2018). Dans ce contexte, il sera nécessaire de compléter les comptages de foraminifères effectués sur cette carotte (Haddam et al., 2018) par des mesures de masse des tests.

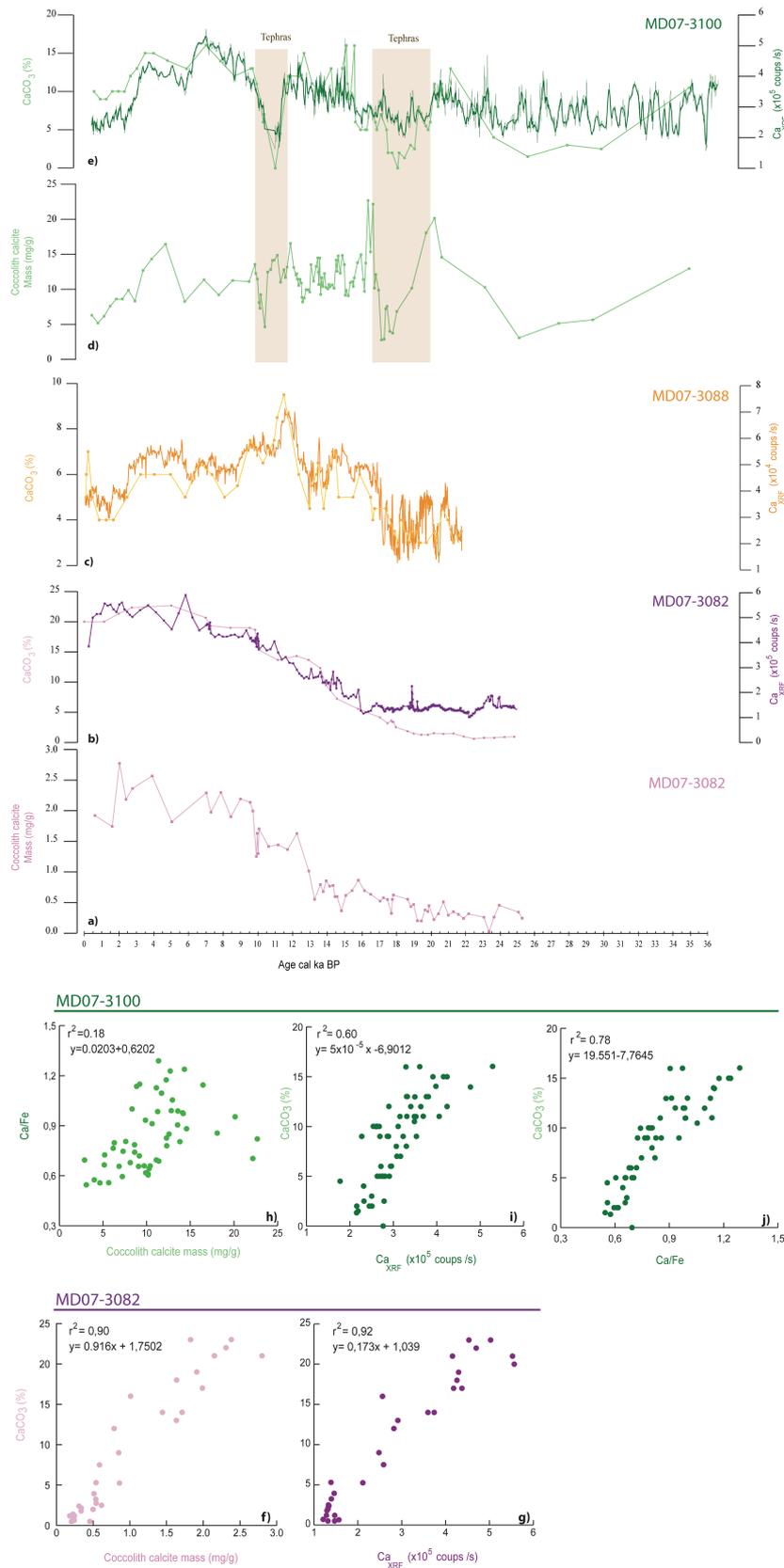


Figure 3.8: Distribution et origine du CaCO_3 des carottes sédimentaires étudiées le long de la marge sud chilienne. a) et d) teneurs en calcite des coccolithes des carottes MD07-3082 et MD07-3100 ; b) et d) Teneurs en CaCO_3 (%) et signaux en Ca_{XRF} des carottes MD07-3082 (b), MD07-3088 (c), et MD07-3100 (e). f-i) Relations des teneurs en CaCO_3 vs Ca_{XRF} des carottes MD07-3082 et MD07-3100. j) relation CaCO_3 vs $\text{Ca}_{\text{XRF}}/\text{Fe}_{\text{XRF}}$ de la carotte MD07-3100 mettant en évidence le potentiel du rapport $\text{Ca}_{\text{XRF}}/\text{Fe}_{\text{XRF}}$ pour représenter la fraction carbonatée du sédiment.

2.3.2. Efficacité de la Pompe Biologique au cours de la Terminaison T1

Bien qu'une étude plus approfondie des signaux micropaléontologiques (masses de foraminifères planctoniques vs benthiques) et géochimiques (Br_{XRF} comme indicateur du COT exporté) des carottes MD07-3082 et MD07-3100 soit nécessaire pour mieux calibrer les rapports Br/Ca ou Br/(Ca/Fe)), les résultats préliminaires obtenus ici révèlent qu'ils présentent un potentiel certain pour refléter la dynamique de la Pompe Biologique (PTM/CPC) de la marge sud chilienne (entre 49 et 41°S) depuis la dernière période glaciaire. Les carottes MD07-3082 et MD07-3100 présentent des signaux clairement différents, avec des valeurs de Br/Ca relativement élevées entre ~26 et ~16 ka (et vers 13 ka, ?) pour la carotte MD07-3082, et entre ~3 et 0 ka pour la MD07-3100 (Fig. 3.9). Ainsi, les tendances à long terme montrent que la pompe biologique serait plus efficace au Dernier Maximum Glaciaire (et pendant/aux abords de l'Antarctique Cold Reversal, ?) vers 49°S, et plus efficace à l'Holocène terminal vers 41°S.

Ces résultats confirmeraient la dichotomie récemment mise en évidence par les signaux de températures océaniques de surface (SST) entre ces deux carottes : la carotte MD07-3082 (49°S) reflétant un signal de température représentatif des environnements ouverts subantarctiques ; la carotte MD07-3100 (41°S) étant davantage tributaire de la proximité du Front Subtropical et de ses mouvements latitudinaux au cours du temps (Haddam et al., 2018). Les SST des carottes MD07-3100 et MD07-3088 sont par ailleurs sensibles aux apports locaux des flux d'eaux douce (Haddam et al., 2018). Cependant, si l'on se réfère au signal de productivité obtenu sur la carotte MD07-3088, cela ne devrait pas être le cas pour le signal de productivité de la carotte MD07-3100. Une étude micropaléontologique approfondie est nécessaire pour vérifier cela. Enfin, il est intéressant de remarquer que la carotte MD07-3088 (46°S) semble intégrer les signaux clés des 2 carottes situées plus au Sud (MD07-3082) et plus au Nord (MD07-3100), suggérant par-là un gradient latitudinal en termes de productivité primaire, caractérisé par une productivité primaire globalement plus efficace au Sud de 46°S au cours du dernier glaciaire et de l'ACR (?) et une productivité primaire devenant de plus en plus efficace au Nord de 46°S à l'Holocène.

Ceci met en évidence, pour la première fois, un signal de productivité primaire non homogène à l'échelle de la zone Subantarctique dans le passé. À l'image du signal de productivité de la carotte MD07-3088 (Duchamp-Alphonse et al., 2018), le signal porté par la carotte MD07-3082 serait en phase avec les changements de pCO_2 atmosphérique : les diminutions d'efficacité de la PB seraient associées aux augmentations des teneurs en pCO_2 . Par ailleurs, ils confirmeraient l'influence de la productivité subantarctique sur l'augmentation de la pCO_2 atmosphérique au cours de la dernière déglaciation (Martinez-Garcia et al., 2009 ; 2011 ; 2014). Toutefois, cette relation ne semble pas être vérifiée pour la carotte MD07-3100, située à 41°S. Dans un tel scénario, il semblerait que seuls les changements de productivité primaire de la zone Subantarctique non influencés par les mouvements du Front Subtropical puissent influencer de manière significative la pCO_2 atmosphérique. La comparaison de ces résultats avec les résultats de la littérature est nécessaire, pour vérifier l'ensemble des hypothèses émises ici.

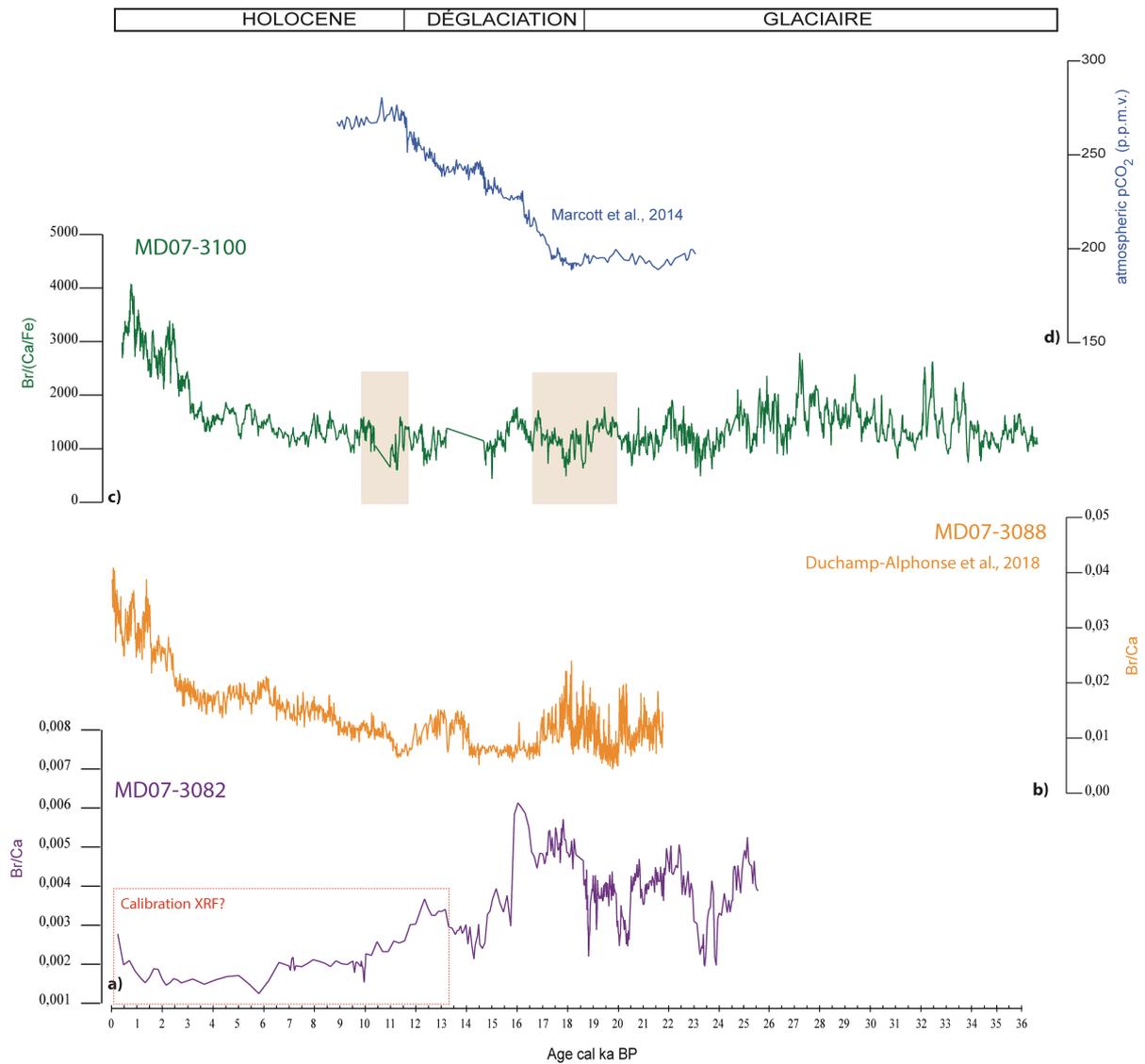


Figure 3.9 : Distribution des rapports Br/Ca des carottes MD07-3082 et MD07-3088 et $Br/(Ca/Fe)$ de la carotte MD07-3100 suggérés refléter l'efficacité de la pompe biologique (PB) à 49° , 46° et $41^{\circ}S$ depuis la dernière période glaciaire (une augmentation des rapports représente une augmentation de l'efficacité de la PB), et comparaison avec les changements de pCO_2 atmosphérique (Marcott et al., 2014).

3. Les changements de productivité primaire du Golfe du Bengale et de la mer de Chine du Sud comme marqueurs de la variabilité des moussons d'hiver et d'été indiennes et SE asiatiques : vers une meilleure compréhension du concept de mousson globale

3.1 Intérêt scientifique, contexte et état de l'art

De tous les systèmes de circulation atmosphérique, la circulation de mousson est celle qui présente les variations saisonnières les plus significatives. Elle joue un rôle central dans le système climatique car elle l'influence à l'échelle du globe via son rôle fondamental dans le transport d'énergie et de vapeur d'eau. Les anomalies dans la circulation de la mousson peuvent causer des événements climatiques extrêmes tels que des sécheresses ou des inondations, avec des conséquences socio-économiques importantes puisqu'elles affectent les continents asiatiques, africains et australiens, c.à.d. des régions habitées par plus de 70% de la population mondiale. Ainsi, étudier la dynamique des systèmes de mousson n'est pas seulement crucial pour comprendre la circulation atmosphérique globale et les changements climatiques associés, c'est aussi primordial pour prévenir et atténuer les conséquences désastreuses sur les populations, que peuvent générer les anomalies climatiques susceptibles de devenir de plus en plus fréquentes dans le contexte actuel de réchauffement climatique.

Historiquement, le concept traditionnel de la mousson, c.à.d. la différence de capacité thermique des continents et des océans (voir partie 2, chapitre 3.1) est abordé de manière régionale. Il se réfère à certaines régions des tropiques qui présentent des variations saisonnières importantes dans la circulation atmosphérique et le régime des précipitations. C'est d'ailleurs dans cet état d'esprit que j'ai abordé mes travaux de recherche concernant la reconstruction de la dynamique de la mousson d'été indienne depuis le Dernier Maximum Glaciaire (partie 2, chapitre 3.1). Cependant, la mousson peut également être abordée sous la forme d'un mécanisme à grande échelle. Bien qu'apparu en 1966 (Sankar-Rao), ce n'est que depuis les années 2000 (Trenberth et al., 2000), que le concept de mousson global est reconnu et étudié dans la communauté scientifique comme un mécanisme à part entière à l'actuel mais aussi dans le passé (Qian, 2000 ; Wang et Ding, 2006, 2008 ; Caley et al., 2011 ; Wang et al., 2014, 2017). Récemment, Zhisheng et al., (2015) définissent la mousson globale comme la variation saisonnière de la circulation atmosphérique en 3 dimensions, forcée par des déplacements des systèmes de pression en réponse à l'action combinée du cycle annuel du rayonnement solaire, et des interactions continents-air-mer. Le climat associé, à la surface de la Terre, se caractérise par un renversement saisonnier de la direction des vents dominants et une alternance entre des conditions sèches et humides. Bien que le système de mousson global présente une structure verticale complexe s'étendant jusqu'à la stratosphère (Li et Zeng, 2000), nous nous intéresserons ici essentiellement au système affectant la troposphère inférieure, c.à.d. à la mousson tropicale associée à la

migration de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) (Wang, 2009) et dans une moindre mesure à la mousson subtropicale impliquant aussi la topographie et les courants-jets (Molnar et al., 2010) (Fig. 3.10).

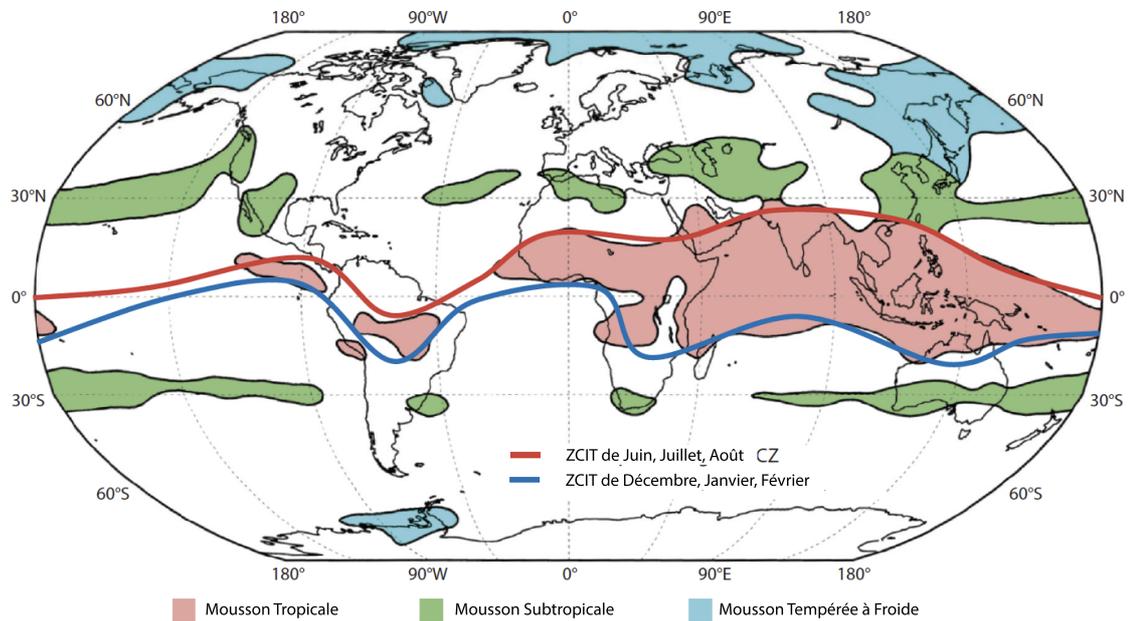


Figure 3.10 : Distribution géographique des systèmes de moussons de surface à l'échelle globale. Les lignes rouges et bleues représentent la position de la Zone de Convergence Intertropicale en été et en hiver boréal (Zhisbeng et al., 2015 après Li et Zeng, 2005).

Dans les tropiques, en été boréal (Juin-Juillet-Août : JJA), l'insolation augmente dans l'Hémisphère Nord. Ceci se traduit par un réchauffement des continents dans cet hémisphère associé à la mise en place de cellules de Basse Pression (« L » sur la Figure 3.11). A l'inverse, les continents de l'Hémisphère Sud se refroidissent rapidement et s'accompagnent de cellules de Haute Pression. La circulation océanique de surface étant guidée par les gradients de pression terre-mer, les vents, initialement du SE au niveau de l'Afrique, du Sud de l'Océan Indien et de l'Australie (20°S-0°, 20°W-140°E), deviennent des vents du SO une fois l'équateur franchi, c.à.d. en Afrique du Nord tropicale, et en Asie du Sud (Figs 3.10 et 3.11). La ZCIT et les précipitations associées se déplacent au Nord de l'équateur, affectant ainsi l'Asie du SE, le Sahel et l'Amérique centrale. En hiver boréal, la direction des vents est inversée. La ZCIT se déplace vers le Sud, générant ainsi de fortes précipitations sur le bassin méditerranéen, au Sud de l'Afrique, en Amérique du Sud et en au Nord de l'Australie (Figs. 3.10 et 3.11).

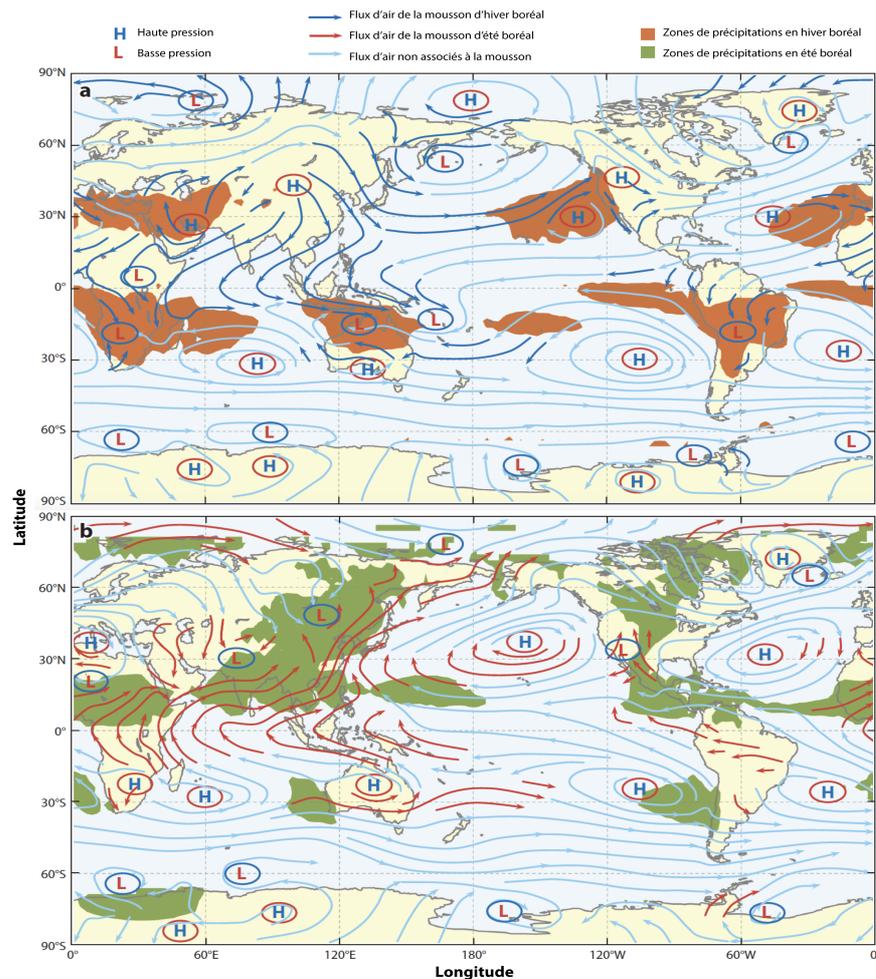


Figure 3.11 : Schéma de circulation des vents à l'échelle du globe, mettant en évidence les vents impliqués dans la mousson globale en hiver boréal (flèches bleues) et en été boréal (flèches rouges) (Zhibeng et al., 2015 après Li et Zeng, 2005).

La mousson australo-asiatique, incluant les sous-systèmes indien (ou Sud-asiatique), Est-asiatique, Nord-Ouest pacifique et australien, est l'archétype du système de mousson et sa variabilité dans le passé a fait l'objet de nombreuses études. Au cours de la dernière période glaciaire, les enregistrements marins, continentaux et les modèles numériques montrent que la présence de larges inlandsis aux hautes latitudes de l'Hémisphère Nord, couplés à des concentrations relativement faibles en CO_2 atmosphérique, résulteraient en un climat plus sec et une mousson indo-asiatique plus faible, en raison d'une diminution du transport d'humidité via l'atmosphère (Yanase et Abe-Ouchi, 2007). Au cours des derniers 25 ka, ils documentent une variabilité climatique suborbitale en phase avec les cycles de Dansgaard-Oeschger et les événements de Heinrich. Ces événements abrupts semblent avoir influencé les systèmes de mousson des 2 hémisphères, avec des variations quasi-simultanées dans l'Hémisphère Nord, et opposées dans l'Hémisphère Sud (Porter et An, 1995 ; Schultz et al., 1998 ; Altabet et al., 2002), impliquant ainsi la dynamique de la ZCIT (Wang et al., 2006). Les enregistrements marins de la variabilité de la mousson d'été indienne, basés sur des études multi-analytiques des sédiments de la mer d'Arabie (Schultz et al., 1998 ; Altabet et al., 2002) et dans une moindre mesure du Golfe du Bengale (Kudrass et al., 2001 ; Marzin et al., 2013) permettant de reconstruire la dynamique des upwellings, de la productivité, de la ventilation des eaux intermédiaires, et des apports en

eau douce, montrent un schéma cohérent avec les enregistrements continentaux fournis par les analyses géochimiques ($\delta^{18}\text{O}$ essentiellement) des nombreux spéléothèmes (Fleitmann et al., 2003 ; Sinha et al., 2005) et révèlent que les événements froids des hautes latitudes de l'Hémisphère Nord se traduisent par des moussons d'été de faible intensité, et des épisodes plus secs sur les continents. En Asie du SE, une forte télé-connexion avec le climat enregistré en Atlantique Nord, et plus particulièrement avec l'AMOC a également été mise en évidence. En effet, les études multi-analytiques des séries de loess chinois (Porter et An, 1995 ; Ding et al., 1998 ; Fang et al., 1999 ; Wu et al., 2006) montrent une influence de vents d'ouest plus intenses sur le continent asiatique en phase avec les événements de Heinrich, ce qui est confirmé par des signaux portés par des spéléothèmes chinois (Sun et al., 2012), des enregistrements sédimentaires marins (Oppo et Sun, 2005), lacustres (An et al., 2012), et des sorties de modèle (Sun et al., 2012).

Ainsi, dans tous les cas, il semblerait que le ralentissement de l'AMOC, associé aux événements de Heinrich se traduisent en Inde et en Asie du SE, par des moussons d'hiver plus intenses, et des moussons d'été plus faibles. Au regard de la cohérence des signaux fournis par les archives continentales et marines, et ce, dans des régions variées du globe, la circulation thermohaline semble être une bonne candidate pour expliquer les transferts latitudinaux de chaleur, et les télé-connexions observées au cours des derniers 25 ka (Alley et al., 1999). Une augmentation des apports en eaux douces et/ou une plus large couverture de glace en Atlantique Nord, pourrait engendrer un ralentissement de l'AMOC, résultant en une diminution des températures aux hautes latitudes de l'Hémisphère Nord et plus particulièrement sur l'Eurasie (et ce jusqu'à la troposphère supérieure), un shift vers le Sud de la ZCIT (Menviel et al., 2008 ; Zhang et al., 2010 ; Kageyama et al., 2009, 2010), et des moussons d'été/d'hiver plus faibles/intenses en Inde et en Asie du SE. Il est également probable que la diminution des températures observées aux hautes latitudes soit associée à des glaciers alpins plus étendus au niveau du Plateau Tibétain (Overpeck et al., 1996), et des vents d'ouest plus intenses (Sun et al., 2012) pouvant renforcer /diminuer la mousson d'hiver/d'été. Dans de tels scénarios, l'AMOC apparaît comme étant la clé de voute de ces changements climatiques abrupts à l'échelle millénaire, et les autres interactions dans le système couplé continents-océan-atmosphère, joueraient le rôle d'amplificateur et de modulateur de la dynamique des moussons. Cependant, si les variations milléniales abruptes des moussons indiennes et SE-asiatiques montrent généralement des signaux relativement cohérents et associés aux changements climatiques des hautes latitudes nord, certains événements peuvent présenter des caractéristiques différentes selon les régions étudiées. C'est notamment le cas de l'évènement froid du Dryas récent (12,9- 11,6 cal ka BP), semblant aussi connecté à l'Oscillation australe El Nino (ENSO : El Nino Southern Oscillation) en Asie de l'Est (Zhou et al., 2001). En effet, bien que cet évènement froid soit tributaire des interactions avec l'Océan Atlantique Nord, il semble aussi associé à des épisodes humides dans le secteur, et impliquant la mousson d'été des basses latitudes, probablement en lien avec la dynamique de l'ENSO.

Aux échelles centennales à interannuelles, les différences entre les sous-systèmes de mousson s'expriment d'autant plus que les mécanismes impliqués dans chacun d'eux font davantage appel aux configurations terre-mer, à la topographie, et aux circulations océaniques qui déterminent la réponse

atmosphérique au forçage solaire. Ainsi, la variabilité de la mousson globale est étroitement tributaire des interactions internes au système climatique, et implique des mécanismes climatiques tels que l'Oscillation australe El Nino (ENSO : El Nino Southern Oscillation), l'Oscillation Décennale du Pacifique (PDO : Pacific Decadal Oscillation) et/ou l'Oscillation Multidécennale de l'Atlantique (AMO : Atlantique Multidécadal Oscillation) (Wang et al., 2014, 2017) (Fig. 3.12).

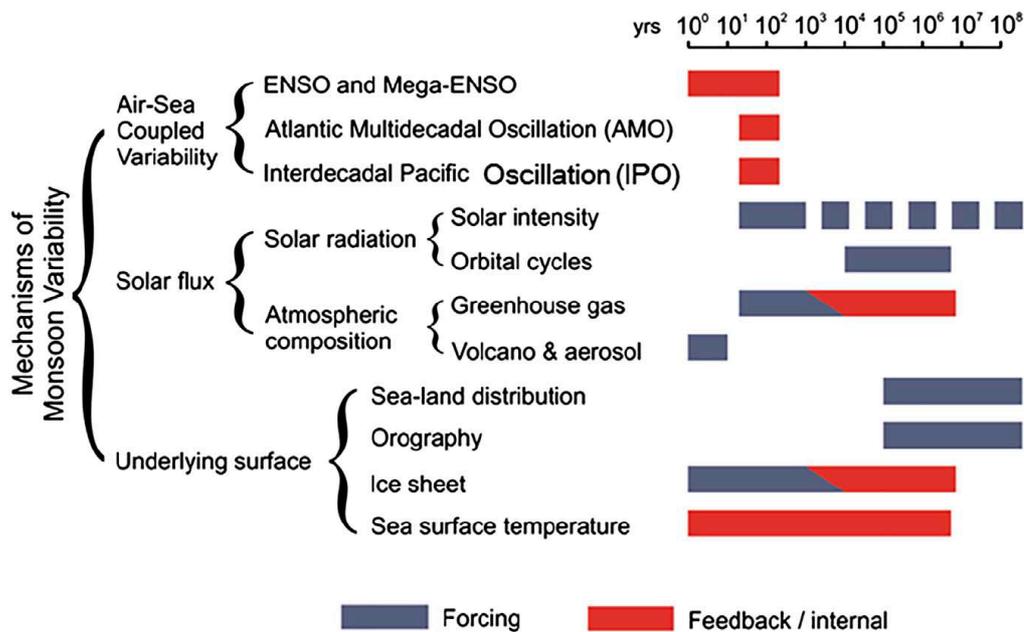


Fig. 3.12 : Mécanismes liés à la variabilité de la mousson globale à différentes échelles de temps (Wang et al., 2017). ENSO : El Nino Southern Oscillation ; PDO ; Pacific Decadal Oscillation, AMO : Atlantic Multidecadal Oscillation.

A titre d'exemple, la variabilité des précipitations de la mousson d'été indienne serait connectée à l'Oscillation Nord Atlantique (NAO : North Atlantic Oscillation) (Goswami et al., 2006) tandis que les précipitations du Nord de la Chine seraient associées à la PDO (Cheng et Zhou, 2013). Dans le passé, la mousson indienne serait particulièrement affectée par les changements des conditions thermiques de l'Océan Atlantique (Ding et Wang, 2005 ; Kucharski et al., 2009; Losada et al., 2010 ; Marzin et al., 2013), alors que celle du secteur Est-asiatique serait davantage tributaire des conditions de températures enregistrées dans l'Océan Pacifique et étroitement liées à l'ENSO (Wang et al., 2014 , 2017). Cependant, un nombre important de variations centennales à interdécennales caractérisent les régions soumises au régime de la mousson, avec des périodicités et des changements de phases différents (Yim et al., 2013) et les mécanismes à leurs origines restent encore incompris, surtout dans le cadre du concept de Mousson Globale.

Ainsi, bien que les études empiriques et numériques concernant les mécanismes liés à la mousson, et plus particulièrement au concept de mousson globale, se soient multipliées ces dernières décennies, elles ne permettant toujours pas de fournir une image claire de la variabilité (complexe) des tropiques et de leurs interactions avec les hautes latitudes dans le passé (Clement et Peterson, 2008). Il est donc nécessaire d'étudier à haute résolution temporelle la dynamique de plusieurs sous-systèmes de paléomoussons,

répondant différemment aux télé-connexions tropicales et extratropicales, pour mieux comprendre le concept de mousson globale. C'est dans ce contexte qu'il semble pertinent d'étudier à haute résolution temporelle, les changements dans la dynamique des moussons indienne et Est asiatique, deux sous-systèmes fondamentaux de la mousson australo-asiatique, mais qui diffèrent grandement dans leurs réponses aux forçages climatiques actuels et passés. En effet, bien que géographiquement proches, ces deux sous-systèmes divergent en plusieurs points. Ils présentent : i) une configuration méridienne océan-continent opposée : continent asiatique et océan respectivement distribués dans l'PHN/HS et l'PHS/HN dans le secteur indien/Est-asiatique; ii) des environnements marins significativement différents : pleinement pélagique dans le secteur indien et néritique (archipel indonésien) dans le secteur Est-asiatique iii) un environnement marin encadré au Nord, à l'Est et à l'Ouest par des continents mais ouvert à l'Est dans secteur Est-asiatique; enfin iv) une position différente vis-à-vis du Plateau Tibétain, situé au Nord du secteur indien, et à l'Ouest du secteur Est-asiatique. À titre d'exemple, actuellement, il semblerait que la mousson Est-asiatique n'existerait pas sans le Plateau Tibétain, tandis que la mousson indienne serait plus faible (Kitoh, 2004; Chen et al., 2014).

Par ailleurs, les conditions de chacune des paléomoussons indiennes et asiatiques restent source de débat. Un bon nombre d'études se focalisent sur les variations climatiques du Quaternaire terminal, avec une résolution temporelle d'environ 1 ka. Les archives sédimentaires ou lacustres permettent de travailler à une résolution décennale (Wang L. et al., 1999 ; Higginson et al., 2003 ; Gupta et al., 2003), mais les études restent marginales et des efforts restent à faire à ce sujet. Par ailleurs, les études paléoclimatiques basées sur les archives sédimentaires marines se focalisent généralement sur la variabilité des précipitations liées à la mousson d'été, au détriment de la mousson d'hiver. Ceci tient principalement au choix des processus et des secteurs étudiés et/ ou au choix des outils analytiques utilisés. En effet, un bon nombre d'étude portent sur des secteurs où l'empreinte de la mousson d'hiver dans les sédiments est évincée par celle (plus importante), laissée par la mousson d'été. C'est notamment le cas des upwelling côtiers de la mer d'Arabie. Par ailleurs, un nombre conséquent d'outils analytiques permettent de restituer la dynamique de la balance érosion physique/altération chimique (Colin et al., 2010) ou les anomalies de salinités des eaux océaniques de surface (Duplessy, 1982 ; Marzin et al., 2013 ; Wang et al., 2014), c.à.d. des paramètres étroitement tributaires des perturbations dans le cycle hydrologique. A l'inverse, peu d'outils permettent de déchiffrer la variabilité du stress éolien caractérisant la mousson d'hiver (Wang et al., 2014).

Or, en domaine océanique, le stress éolien génère des changements importants dans la productivité des coccolithophores qui peuvent être identifiés dans les enregistrements fossiles (Beaufort, 1996 ; Beaufort et al., 1997 ; Flores et al., 2000; Incarbona et al., 2008 ; Liu et al., 2008 ; Beaufort et al., 2010). Ces organismes phytoplanctoniques colonisent la zone photique selon une distribution verticale dépendante de la disponibilité en lumière et en nutriments. Aux basses latitudes, la zone photique supérieure (0-60 m), bien éclairée, mais relativement pauvre en nutriments, est souvent représentée par la famille des Noelaerhabdaceae (*Emiliana* et *Gephyrocapsa*), tandis que la zone photique inférieure (60-180 m), plus sombre, mais enrichie en nutriments, favorise le développement des espèces *Floriphaera profunda* et

Thoraspheera flabellata (Okada and Honjo, 1973). C'est notamment le cas de l'Océan Indien (Beaufort, 1996 ; Beaufort et al., 1997) et de la Mer de Chine du Sud (Liu et al., 2008). Actuellement, les Noelaerhabdaceae fleurissent juste au-dessus de la nutricline. Ainsi, lorsque la nutricline s'installe dans la zone photique supérieure, la proportion relative en Noelaerhabdaceae augmente au détriment des proportions de *F. profunda*. L'inverse se produit lorsque la nutricline se stabilise dans la zone photique inférieure (Molfino et McIntyre, 1990). La relation liant les proportions relatives en *F. profunda* et la profondeur de la nutricline a largement été utilisée pour reconstruire la dynamique de la nutricline dans le passé (Okada and Honjo, 1973 ; Beaufort, 1996; Bassinot et al., 1997; Beaufort, et al., 1997; Kinkel et al., 2000; Flores et al., 2000 ; Incarbona et al., 2008 ; Liu et al., 2008 ; Beaufort et al., 2010). Cette relation prend une dimension toute particulière dans les écosystèmes influencés par la mousson puisque la stratification vs mélange des eaux de surface, et donc la position de la nutricline, dépend généralement de la dynamique des vents de mousson d'hiver (de Garidel-Thoron et al., 2001 ; Beaufort et al., 2003) ou d'été (Ivanova et al., 2003) selon les secteurs étudiés. A titre d'exemple, en mer de Sulu (Philippines) (de Garidel-Thoron et al., 2001 ; Beaufort et al., 2003), en mer de Banda (Beaufort et al., 2010) et en mer de Chine du Sud (Liu et al., 2008 ; Su et al., 2013), il a été démontré que le stress éolien associé à la mousson d'hiver pouvait générer un approfondissement de la zone de mélange, une nutricline moins profonde et une augmentation de la productivité primaire (Noelaerhabdaceae) au détriment des *F. profunda*. Malgré le potentiel que représentent les assemblages de coccolithes pour reconstruire la dynamique des moussons, et plus particulièrement la mousson d'hiver dans le passé, peu d'étude s'intéressent aux changements de productivité primaire dans les secteurs indiens et Est-asiatiques. Dans le secteur indien, la plupart des travaux se focalisent sur les systèmes d'upwelling côtiers de la mer d'Arabie occidentale, délaissant ainsi le Golfe du Bengale ou la mer d'Andaman, 2 secteurs pourtant clés pour reconstruire la dynamique de la mousson d'hiver indienne, puisque les vents y sont actuellement forts.

C'est dans ce contexte qu'il semble pertinent d'étudier les changements de productivité primaire des secteurs indiens et Est-asiatique dans le passé, afin de reconstruire à haute résolution temporelle, la dynamique naturelle (pré-anthropique) des moussons, et plus particulièrement de la mousson d'hiver. La comparaison de ces systèmes dans le passé permettra de discriminer les variations locales/régionales et globales, et identifier ainsi les influences respectives des forçages internes et des interactions internes au système climatique. Les mécanismes seront étudiés aux échelles milléniales à décennales, au cours des derniers 25 ka, c.à.d. lorsque l'influence de la tectonique est négligeable. Cet intervalle de temps permettra notamment d'étudier les mécanismes sous différentes conditions limites telles que le forçage orbital, l'extension des calottes de glace, ou la pCO₂ atmosphérique et d'aborder le concept de Mousson Globale sous l'angle des variations paléoclimatiques à l'échelle centennale. Des comparaisons avec des sorties de modèles sont largement envisagées dans le cadre de la thèse de X. Zhou (collaborations avec M. Kageyama (LSCE) et L. Bopp (LMD)).

3.2 Stratégie Scientifique

3.2.1. De la productivité actuelle à la productivité passée, vers une meilleure compréhension des signaux micropaléontologiques depuis le DMG

Afin de sélectionner les archives sédimentaires marines permettant de répondre à la problématique énoncée ci-dessus, il est nécessaire d'identifier les secteurs où la Productivité Primaire (PP) actuelle semble influencée par les moussons indiennes et Est-asiatiques, et présente un signal saisonnier. Il s'agit ensuite d'identifier si la PP porte plutôt un signal hivernal ou estival, c.à.d. susceptible de représenter la mousson d'été ou la mousson d'hiver. Cette étape passe par l'analyse de la distribution de la Productivité Primaire actuelle en mer d'Arabie, dans le Golfe du Bengale et en mer de Chine du Sud. Le caractère saisonnier des variations de PP peut être mis en évidence via l'étude des rapports $PP_{\text{hivernale}}/PP_{\text{annuelle}}$ et $PP_{\text{estivale}}/PP_{\text{annuelle}}$ comme représentés en Figure 3.13.

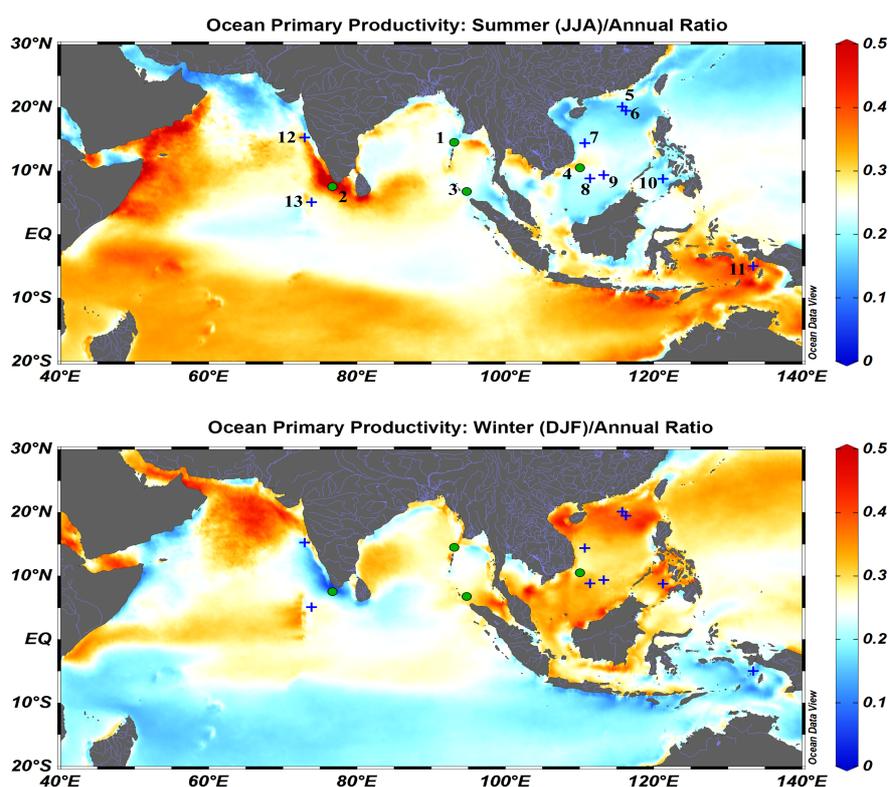


Figure 3.13 : Distribution des ratios $PP_{\text{estivale}}/PP_{\text{annuelle}}$ (en haut) et $PP_{\text{hivernale}}/PP_{\text{annuelle}}$ (en bas) dans les environnements marins influencés par les moussons indiennes et Est-asiatiques (concentration moyenne mensuelle de chlorophyll-a de 2003-2018, d'après MODIS). Les cercles verts correspondent aux localisations des carottes étudiées (ou envisagées) dans cette étude (1 : MD77-176 (Marzın et al., 2013) ; 2 : MD77-191 (Bassinot et al., 2011) ; 3 : BAR94-24 (Mathien-Blard, 2008) ; 4 : MD01-2393 (Colin et al., 2010)). Les croix bleues représentent les sites ayant fait l'objet d'études micropaléontologiques (coccolithes) (5 : MD12-3428 (Zhang et al., 2016) ; 6 : MD05-2904 (Su et al., 2013) ; 7 : MD05-2897 (Su et al., 2013) ; 8 : MD05-2901 (Su et al., 2013) ; 9 : ODP1143 (Liu et al., 2008) ; 10 : MD97-2141 (Beaufort et al., 2003) ; 11 : MD98-2175 (Beaufort et al., 2010) ; 12 : SK17 (Cabarcos et al., 2014) ; 13 : MD90-0963 (Beaufort et al., 1997)).

Cette figure met en évidence des hétérogénéités saisonnières pouvant être associées à la dynamique des moussons. Comme indiqué dans la littérature, les signaux de PP en mer d'Arabie et en mer de Chine sont particulièrement contrastés. Les upwellings générés le long des côtes somaliennes et arabiques par les vents du SO de la mousson d'été (Fig. 3.14), sont particulièrement bien représentés par des augmentations significatives de la PP tandis que la mer de Chine présente un signal de PP plutôt hivernal, avec une distribution latitudinale marquée par une PP relativement plus élevée en hiver aux extrémités sud et nord du bassin. Le Golfe du Bengale présente un signal saisonnier beaucoup moins contrasté. Cependant, il est représenté par des hétérogénéités pouvant clairement être mises en relation avec la dynamique des vents de mousson (Fig. 3.14). En été, les plus fortes productivités sont enregistrées dans le Sud-Ouest du bassin, sur le chemin des vents du Sud-Ouest. En hiver, elles sont enregistrées dans le centre du bassin, selon l'orientation NE-SO des vents hivernaux dominants. Ainsi, les signaux de PP du Golfe du Bengale présentent une vraie dichotomie saisonnière, présentant un potentiel certain pour restituer la dynamique des moussons d'été et d'hiver indiennes dans le passé (Duplessy, 1982).

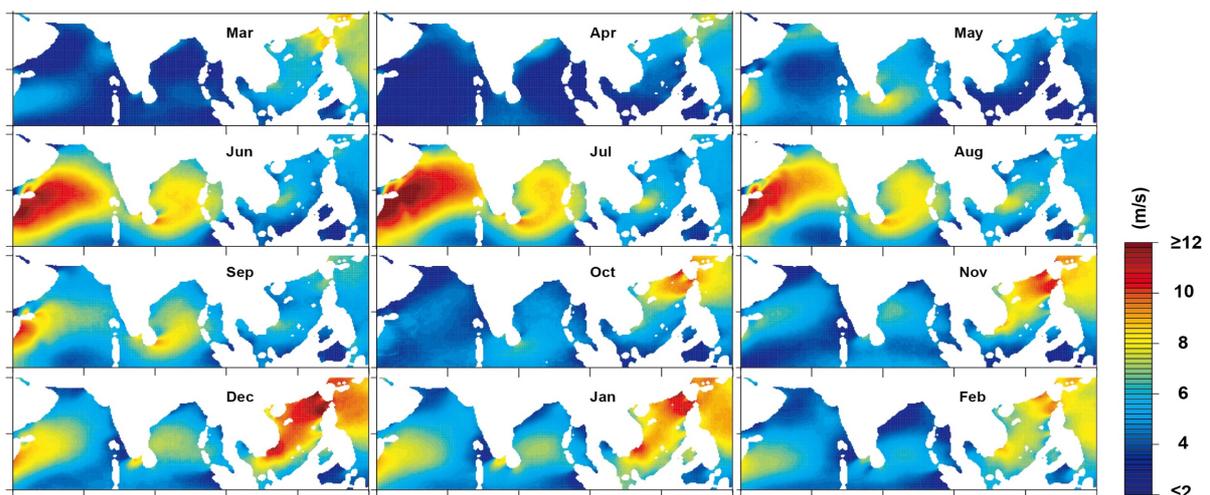


Fig. 3.14 : Cartes représentant la vitesse moyenne mensuelle des vents (entre 2003 et 2017) à la surface des océans, dans les secteurs Indien et Est-asiatique, et mettant en évidence l'influence hétérogène des vents de mousson d'été et d'hiver sur la productivité primaire.

3.2.2. Étude micropaléontologique de sédiments de surfaces et de carottes sédimentaires du Golfe du Bengale et de la Mer de Chine du Sud : lien entre productivité marine et système de mousson

Une part importante des signaux de productivité mis en évidence ici est attribuée à la productivité des coccolithophoridés, composant important du phytoplancton dans le secteur. À l'image des études effectuées dans les Maldives (Beaufort, 1996 ; Beaufort et al., 1997) mettant en évidence une relation empirique directe entre la distribution des coccolithes (et plus particulièrement de *F. profunda* (Fp)) des sédiments de surface et la PP ($PP = 617 - [279 \times \log (Fp+3)]$), il est fort probable que la distribution des coccolithes dans les archives sédimentaires du Golfe du Bengale, puissent refléter la PP. Cependant, comme documenté en figure 3.13, les changements de PP dépendent de facteurs différents selon les secteurs, et

cette relation n'est pas nécessairement applicable en dehors des Maldives (le Mezo, 2017). Ceci ne remet pas en cause le potentiel de Fp comme marqueur de la dynamique de la nutricline dans le passé, mais montre la nécessité de calibrer les teneurs en Fp en fonction de la PP dans chacun des secteurs étudiés, si l'objectif est d'estimer les changements de PP. Cela passe par l'étude des coccolithes de sommets de carottes bien datés, et leur comparaison avec les données de PP actuelles. A ce jour, nous avons potentiellement à disposition, 230 sommets de carottes dans le Golfe du Bengale, et la mer de Chine du Sud (Fig. 3.15). Ils feront l'objet d'une étude détaillée dans le cadre de la thèse de Xinquan Zhou.

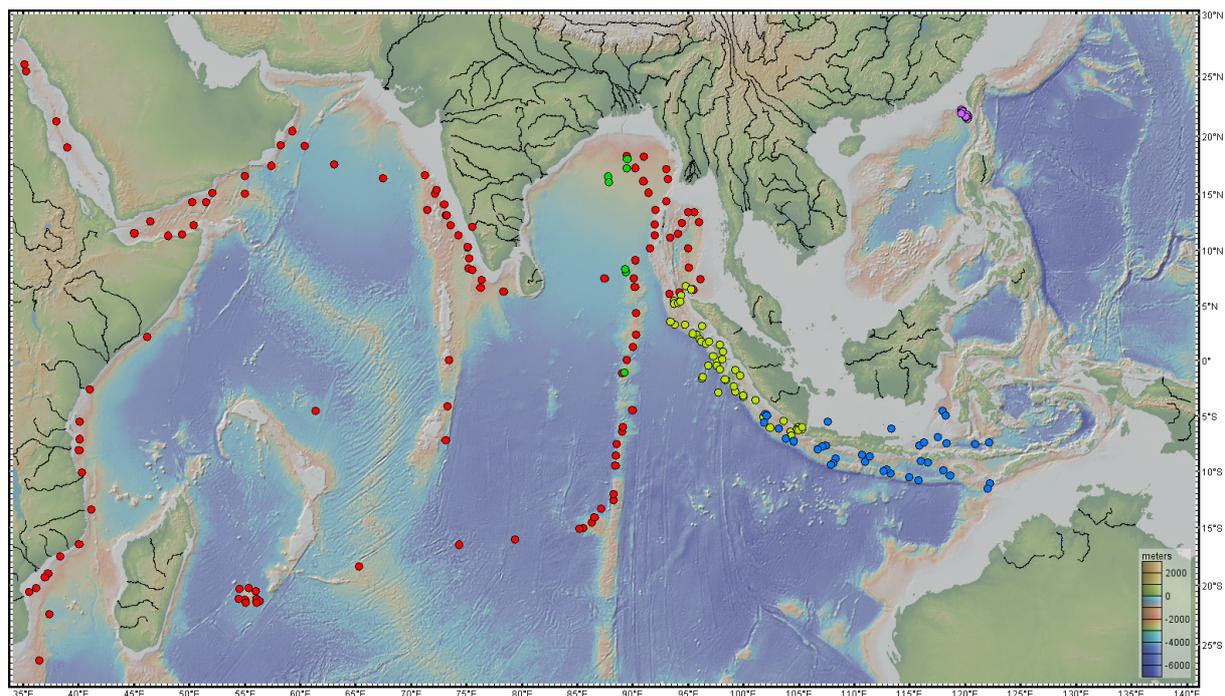


Figure 3.15 : Localisation des carottes prélevées en mer d'Arabie, dans le Golfe du Bengale, et en mer de Chine par les missions océanographiques OSIRIS I-IV et SHIVA, dans les années 70-90 (cercles rouges), BARAT (1994) (cercles vert clair), MONOPOL (2012) (cercles vert foncé) et HYDROSED (2018) (cercles violets), et mettant en évidence le panel de sommets de carottes potentiellement analysables pour des études micropaléontologiques.

Par ailleurs, répondre à la problématique énoncée, nécessite la sélection (et l'existence) d'archives sédimentaires temporellement bien contraintes, dilatées, et présentant des enregistrements continus jusqu'au Dernier Maximum Glaciaire. Grâce aux nombreuses missions océanographiques effectuées dans le Golfe du Bengale depuis les années 70, plusieurs carottes sédimentaires répondent à ces critères et trois carottes sédimentaires ont été sélectionnées (MD77-176, BAR94-24 et MD77-191). Le choix a porté sur les carottes localisées bien au-dessus de la lysocline localisée à des profondeurs proches de 2600 m et de 3800 m à l'Ouest et à l'Est de l'Océan Indien équatorial (Cullen, 1981 ; Chen et al., 1995), et dont les signaux de productivité étaient susceptibles de restituer la dynamique des moussons d'hiver ou d'été. Afin de répondre à la problématique du concept de Mousson Globale, une carotte sédimentaire a été sélectionnée en Mer de Chine (MD01-2393). Cependant, le choix de cette carotte n'est pas arrêté, et l'étude d'une carotte

sédimentaire récemment prélevée en juillet 2018 au cours de la mission océanographique HYDROSED est fortement envisagée (MD18-3569).

Carotte MD77-176

La carotte MD77-176 (14°30'5 N ; 93°07'6 E, 1375 m de profondeur), de 9,9 m de long, a été prélevée dans le Golfe du Bengale, par le N/O Marion Dufresne, pendant la campagne OSIRIS III (1977). Elle présente un modèle d'âge robuste, basé sur des analyses à haute résolution temporelle de la composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) du foraminifère planctonique *Globigerina ruber*, et de 31 datations AMS ^{14}C (Marzin et al., 2013) et montrant qu'elle couvre les derniers 40 ka. Caractérisée par un taux de sédimentation moyen de 17 cm/ka pendant le dernier glaciaire et la déglaciation, et de 38 cm/ka au cours de l'Holocène, elle permet de restituer les variations de productivité des coccolithes à l'échelle centennale. Malgré l'influence certaine de l'Irrawaddy sur les conditions de salinité enregistrées à l'actuel mais aussi dans le passé au niveau de cette carotte (Marzin et al., 2013), elle reste dans un secteur où la Productivité Primaire est plus forte en hiver (Figure 3.16). Les assemblages de coccolithes de cette carotte sont donc susceptibles d'être influencés par la mousson indienne d'hiver. Il sera notamment intéressant de comparer le signal porté par les coccolithes avec les signaux de mousson d'été, portés par les anomalies de $\delta^{18}\text{O}$ et reflétant les anomalies de salinité (Marzin et al., 2013).

Carotte BAR94-24

La carotte BAR94-24 (6°44'N ; 94°50'E, 2676 m), prélevée au Nord de Sumatra pendant la mission océanographique BARAT. Elle présente un modèle d'âge contraint par 100 mesures de $\delta^{18}\text{O}$ obtenues sur le foraminifère planctonique *G. ruber* (Mathien-Blard, 2008) tout au long de la carotte, et 6 âges AMS ^{14}C pour l'Holocène. Des datations ^{14}C sur le reste de la carotte sont en cours dans le cadre de la thèse de Xinquan Zhou.

Cette carotte se situe dans une cellule d'upwellings côtiers induits par les vents de mousson d'hiver (Fig. 3.16). L'étude préliminaire des assemblages de coccolithes de la carotte à l'Holocène montre que les teneurs en *F. profunda* seraient tributaires de la dynamique de la nutricline dans le secteur, et associé à la variabilité de la mousson d'hiver (Mathien-Blard, 2008).

Carotte MD77-191

La carotte MD77-191 (07°30'N, 76°43'E, 1254 m de profondeur), a été prélevée au niveau de la pointe Sud de l'Inde, par le N/O Marion Dufresne, pendant la campagne OSIRIS III (1977). Précédemment étudiée pour restituer les changements de productivité du secteur au cours de l'Holocène, via l'étude du foraminifère planctonique *Globigerinoides bulloides* (Bassinot et al., 2011), elle présente un modèle d'âge bien contraint pour l'Holocène, basé sur 9 âges AMS ^{14}C obtenu sur des échantillons de *G. bulloides* (Bassinot et al., 2011), et une datation ^{14}C effectuée sur des ptéropodes (Méneck Vautravers, 1997). Des datations ^{14}C sur le reste de la carotte sont en cours dans le cadre de la thèse de Ruifang Ma (GEOPS, 2015-2019). A

l'Holocène, les taux de sédimentation varient entre 23 et 91 cm/ka, avec une moyenne de 61 cm/ka, ce qui permettra de travailler à une résolution décennale à centennale. Actuellement, la productivité augmente le long des côtes Ouest-indienne pendant la mousson d'été (Fig. 3.16), en raison d'un approfondissement de la couche de mélange, et du développement d'upwelling côtiers (Sharma, 1978 ; Shetye et al., 1990). De tels processus ont probablement rythmé la productivité de *G. bulloides* à l'Holocène (Bassinot et al., 2011) et sont susceptible d'avoir rythmé la productivité des coccolithophoridés depuis le Dernier Maximum Glaciaire.

Carottes MD01-2393 et MD18-3569

La carotte MD01-2393 (10°30'5N ; 110°03'68 E, 1230 m de profondeur) de 42,5 m de long, a été prélevée sur la pente continentale de la Mer de Chine du Sud, par le N/O Marion Dufresne au cours de la mission océanographique 122/IMAGE VII-WEPAMA. Le modèle d'âge de la carotte repose sur une stratigraphie isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) détaillée obtenue sur le foraminifère planctonique *G. ruber*, et 5 datations AMS ^{14}C (Colin et al., 2010). Cette carotte fournit un enregistrement continu des changements climatiques des derniers 26 ka, avec un taux de sédimentation moyen de 40 cm/ka, permettant de travailler à une résolution centennale. Il s'avère que les changements dans la composition minéralogique de la fraction argileuse de la carotte reflètent les changements dans la nature des apports fluviaux en lien avec la dynamique du cycle hydrologique au cours des derniers 26 ka, ce qui atteste de sa capacité à archiver les variations climatiques dans le passé. Cependant, même si la carte de la distribution de PP atteste d'une productivité plus forte dans la région en hiver (Fig. 3.13), ce n'est pas le cas du signal de productivité enregistré au niveau de la carotte, et qui présente une distribution bimodale, avec un des maxima de productivité en été et en hiver (Figs. 3.13 et 3.16). Dans un tel scénario, il est envisagé que le signal porté par les coccolithes fossiles ne permette pas de retracer la dynamique de la mousson d'hiver, mais puisse aussi porter un signal estival. Ceci est probablement lié à la promiscuité de l'embouchure du fleuve Mékong, pouvant alimenter le phytoplancton en nutriments pendant l'été. Même si le signal de température de surface (SST) obtenu sur la carotte et porté par les alcénones est en phase avec les enregistrements de SST de Mer de Chine du Sud et avec le signal de $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte de glace GISP 2 (Dansgaard et al., 1993), suggérant que les assemblages de coccolithes peuvent archiver un signal climatique, une étude micropaléontologique préliminaire à faible résolution de la carotte est nécessaire avant d'amorcer des travaux à haute résolution temporelle.

Par ailleurs, plusieurs carottes sédimentaires ont été prélevées en Mer de Chine du Sud en juillet 2018, pendant la campagne océanographique HYDROSED (Fig. 3.15). Parmi elles, la carotte MD18-3569 (22°09.30'N ; 119°49.24'E, longue de ~ 40 m, et prélevée à 1320 m de profondeur présente un potentiel certain pour restituer la dynamique de la PP dans le passé et pourrait être une carotte de premier choix dans le contexte de notre étude.

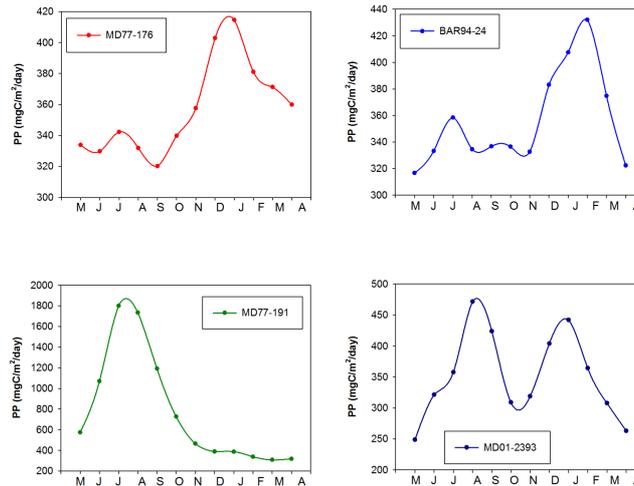


Figure 3.16 : Variations annuelles de la Productivité Primaire actuelle (2003-2017) au niveau des carottes MD77-176, BAR94-24, MD77-191 et MD01-2393 obtenue via les concentrations en chlorophylle de chacun des secteurs (MODIS) (<http://www.science.oregonstate.edu/ocean.productivity/index.php>) et l'utilisation du modèle de productivité VGPM (Behrenfeld et Falkowski, 1997) (<http://orca.science.oregonstate.edu/1080.by.2160.monthly.bdf.vgpm.m.cbl.m.sst.php>).

3.3 Résultats préliminaires : carotte MD77- 176

3.3.1. *Florisphaera profunda* comme indicateur de l'intensité de la mousson d'hiver dans le Golfe du Bengale depuis le DMG

Les teneurs en *Florisphaera profunda* de la carotte MD77-176 varient entre 55 et 85% au cours des derniers 26 ka. Elles présentent des variations centennales significatives mettant notamment en évidence trois périodes majeures, caractérisées par des teneurs inférieures à 65% et associées aux événements de Heinrich 2 (HS2, ~ 24 ka), de Heinrich 1 (HS1 ~ 16,8 ka) et au Dryas Récent (YD, ~12 ka) (Fig. 3.17). Dans l'hypothèse où les coccolithes de cette carotte sont sensibles aux variations de la mousson d'hiver, et où les teneurs en *F. profunda* répondent à la position de la nutricline selon les modèles proposés en mer de Sulu (Philippines) (de Garidel-Thoron et al., 2001 ; Beaufort et al., 2003), en mer de Banda (Beaufort et al., 2010) et en mer de Chine du Sud (Liu et al., 2008 ; Su et al., 2013), alors il est fort probable que ces diminutions importantes en *F. profunda* (%) témoignent d'une nutricline peu profonde, associée à un approfondissement de la zone de mélange, en réponse à une augmentation du stress éolien.

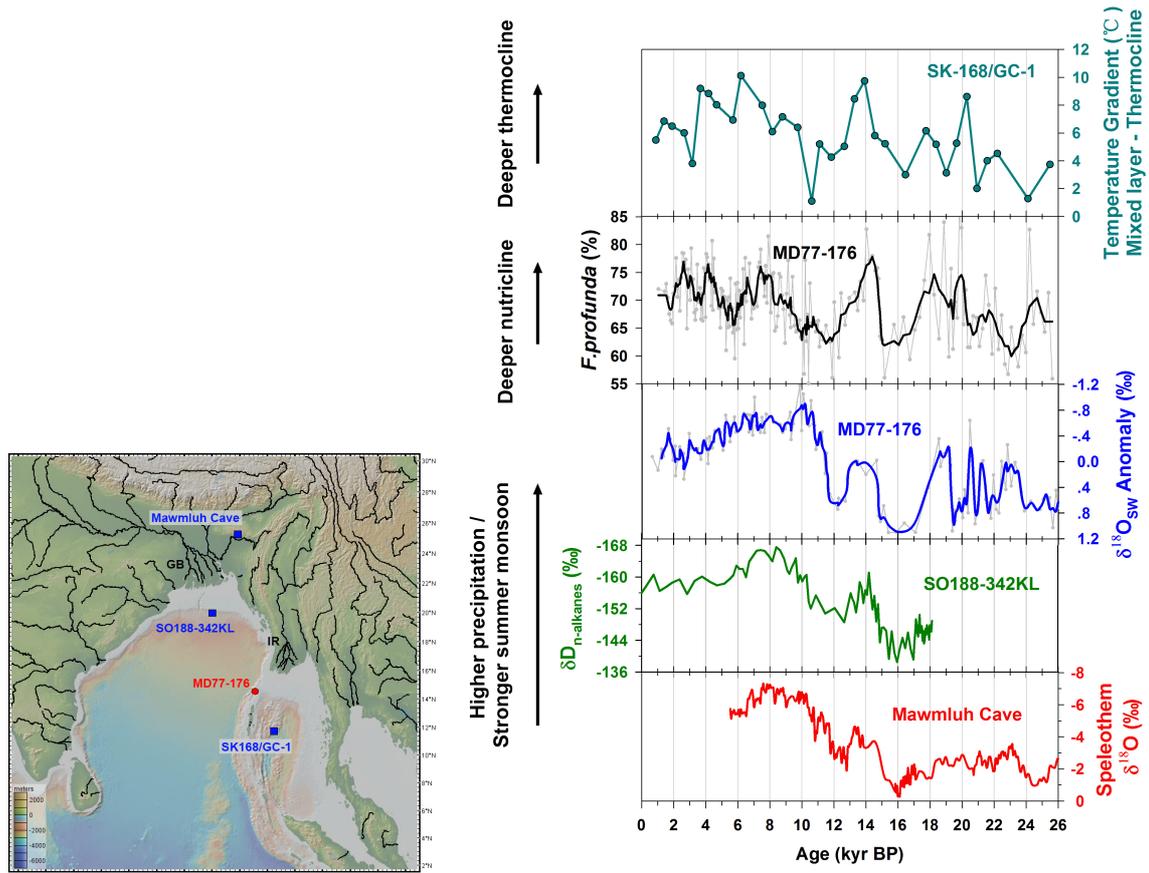


Figure 3.17 : Distribution des proportions relatives en *Florisphaera profunda* de la carotte MD77-176 au cours des derniers 26 ka reflétant probablement la dynamique de la nutricline en lien avec les vents de NE de la mousson d'hiver. Ces résultats micropaléontologiques sont comparés avec les anomalies de salinité de cette même carotte (Marzin et al., 2013), le gradient de température entre la zone de mélange et la thermocline de la mer d'Andaman (Gebregiorgis et al., 2016), le signal de δD des alcanes du Golfe du Bengale (Contreras-Rosales et al., 2014) et les mesures du $\delta^{18}O$ de spéléothèmes (Mawmluh Cave, Dutt et al., 2015), reflétant tous la dynamique de la mousson d'été.

En d'autres termes, elles reflèteraient une mousson d'hiver plus longue et/ou plus intense pendant HS2, HS1 et YD. Ce signal est en accord avec les anomalies de salinités (anomalies de $\delta^{18}O$) enregistrées sur la carotte MD77-176, attestant de conditions plus salées pendant ces périodes, en raison d'une mousson d'été plus faible et/ou moins longue (Marzin et al., 2013). Elles confirment également les reconstructions à faible résolution temporelle de la stratification vs mélange des eaux de surface en mer d'Andaman (carotte SK68, Gebregiorgis et al., 2016) qui révèlent des eaux de surface moins stratifiées pendant ces intervalles de temps (gradient de température « zone de mélange – thermocline » plus faible). Enfin, elles sont plus généralement en phase avec les reconstitutions de la variabilité de la mousson d'été enregistrée plus généralement dans le Golfe du Bengale (carotte SO188-342, Contreras-Rosales et al., 2014) et sur le continent (Grotte Mawmluh, Dutt et al., 2015), et caractérisées par des diminutions des précipitations d'été pendant ces périodes de temps.

3.3.2. Productivité de coccolithes comme indicateur des apports en nutriments dans le Golfe du Bengale depuis le DMG

Les flux de coccolithes totaux obtenus sur la carotte MD77-176 varient entre $0,2$ et $6,4 \times 10^{11}/\text{cm}^2/\text{ka}$ (Fig. 3.18). Ils sont relativement faibles au cours du dernier Glaciaire et de la déglaciation ($26 - 11,5$ ka) et augmentent graduellement à l'Holocène, jusqu'à 4 ka, pour atteindre des valeurs ~ 6 fois plus élevées qu'au Glaciaire. Bien que légèrement plus importants pendant les événements HS2, HS1 et YD que pendant le reste du Glaciaire et de la déglaciation, ils ne semblent pas directement connectés avec ces événements climatiques. Ils sembleraient davantage en phase avec le signal du rapport Ba/Ca obtenu en Mer d'Andaman (Gebregiorgis et al., 2016) reflétant le degré de ruissellement (et d'altération chimique) sur les continents, et donc vraisemblablement les teneurs en nutriments apportés par l'Irrawaddy, probablement plus importantes sous les conditions généralement plus hydrolysantes de l'Holocène que du dernier Glaciaire ou même de la dernière déglaciation. Cependant, une étude approfondie des assemblages de coccolithes de la carotte est nécessaire pour vérifier cette hypothèse.

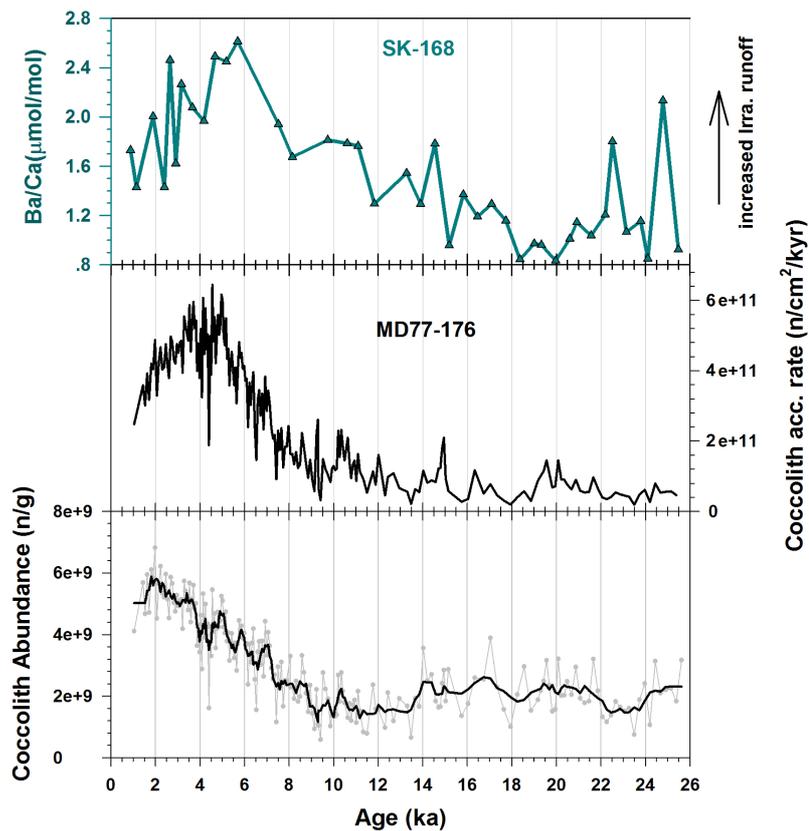


Figure 3.18 : Abondances absolues (nombre/g de sédiments et nombre/cm²/ka) des coccolithes de la carotte MD77-176 comparés au signal du rapport Ba/Ca obtenu en mer d'Andaman et reflétant le degré de ruissellement (donc d'altération chimique) sur les continents (Gebregiorgis et al., 2016) au cours des derniers 26 ka.

Références Bibliographiques

-A-

- Abe-Ouchi, A., Saito, F., Kawamura, K., Raymo, M.E., Okuno, J., Takahashi, K., Blatter, H., 2013. Insolation-driven 100,000-year glacial cycles and hysteresis of ice-sheet volume. *Nature* 500, 190-193.
- Altabet MA, Higginson MJ, Murray, DW. 2002. The effect of millennial-scale changes in Arabian Sea denitrification on atmospheric CO₂. *Nature* 415, 159–62
- Alley, R., Clark, P., Keigwin, L., Webb, R., 1999. Making sense of millennial-scale climate change. *Geophys. Monogr.* 112, 385–94.
- An, Z.S., Colman, S.M., Zhou, W., Li, X., Brown, E.T., et al. 2012. Interplay between the Westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka. *Sci. Rep.* 2 (619).
- Anderson, D., Prell, W., 1993. A 300 kyr record of upwelling off Oman during the late Quaternary: evidence of the Asian Southwest monsoon. *Paleoceanography* 8 (2), 193-208.
- Anderson, T.F., Arthur, M.A., 1993. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems, In: Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S. (eds.), *Stable isotopes in sedimentary geology*, Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Short Course, Tulsa, 10, 1–151.
- Anderson, R., Ali, S., Bradtmiller, L., Nielsen, S., Fleisher, M., Anderson, B., Burckle, L., 2009. Wind-Driven Upwelling in the Southern Ocean and the Deglacial Rise in Atmospheric CO₂. *Science* 323, 1443-1448.
- Anderson, R.F., Barker, S., Fleisher, M., Gersonde, R., Goldstein, S.L., Kuhn, G., Mortyn, P.G., Pahnke, K., Sachs, J.P., 2014. Biological response to millennial variability of dust and nutrient supply in the Subantarctic South Atlantic Ocean. *Phil. Trans. R. Soc. A.* 372: 20130054, doi.org/10.1098/rsta.2013.0054.
- Applegate, J.L., Bergen, J.A., 1986. Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy of sediments recovered from the Galicia Margin of Leg 103. In: Boillot, G., Winterer, E.L., et al. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 103. Ocean Drilling Project, College Station, TX.
- Attewell, P.B., Farmer, I.W., 1976. *Principles of Engineering Geology*. Chapman and Hall.
- Aumont, O., Ethé, C., Tagliabue, A., Bopp, L., Gehlen, M., 2015. PISCES-v2: an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies. *Geosci. Model Dev.* 8, 2465-2513, doi.org/10.5194/gmd-8-2465-2015.

-B-

- Baumann, K.H., Freitag, T., 2004. Pleistocene fluctuations in the northern Benguela Current system as revealed by coccolith assemblages. *Marine Micropaleontology* 52, 195-215.
- Barbarin N., Bonin, A., Mattioli, E., Pucéat, E., Cappetta, H., Gréselle, B., Pittet, B., Vennin, E., Joachimski, M., 2012. Evidence for a complex Valanginian nannoconid decline in the Vocontian Basin (South East France). *Marine Micropaleontology* 84 – 85, 37–53.
- Barclay, R.S., McElwain, J.C., Sageman, B.B., 2010. Carbon sequestration activated by a volcanic CO₂ pulse during Oceanic Anoxic Event 2. *Nature Geoscience* 3, 205-208.
- Barker, P.F., Kennett, J.P., et al., 1990. *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results* 113. 1033 pp.
- Barker, S., Archer, D., Booth, L., Elderfield, H., Henderiks, J., Rickaby, R.E.M., 2006. Globally increased pelagic carbonate production during the Mid-Brunhes dissolution interval and the CO₂ paradox of MIS 11. *Quaternary Science Reviews* 25, 3278-3293.
- Barker, S., Diz, P., Vautravers, M.J., Pike, J., Knorr, G., Hall, I.R., Broecker, W.S., 2009. Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature* 457, 1097-1102.

- Barnola, J.M., Raynaud, D., Korotkevich, Y.S., Lorius, C., 1987. Vostok ice core provides 160 000 years record of atmospheric CO₂. *Nature* 329, 408–414.
- Barron, E.J., 1983. A warm, equable Cretaceous: the nature of the problem, *Earth Sci. Rev.* 19, 305–338.
- Barron, E.J., Arthur, M.A., Kauffman, E.G., 1985. Cretaceous rhythmic bedding sequences: A plausible link between orbital variations and climate. *Earth Planetary Science Letters* 72, 327–340.
- Barron, E.J., Washington, W.M., 1985. Warm Cretaceous climate: high atmospheric CO₂ as a plausible mechanism. In: *The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations from the Archean to present; Proceedings of the Chapman Conference on Natural Variations in Carbon Dioxide and the Carbon Cycle*, Tarpon Springs, FL, January 9-13, 1984 (A86-39426 18-46). Washington, DC, American Geophysical Union, 1985, 546-553.
- Barron, E.J., Fawcett, P.J., Pollard, D., Thompson, S., 1993. Model simulations of Cretaceous climate: the role of geography and carbon dioxide. *Philos. Trans. R. Soc. London* 341, 307–316.
- Bassinot, F.C., Beaufort, L., Vincent, E., et al., 1997. Changes in the Dynamics of western Equatorial Atlantic surface currents and biogenic productivity at the “Mid-Pleistocene Revolution” (930 ka). In: Shackleton, N.J., Curry, W.B., Richter, C., Bralower, T.J. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results* 154, 269–284.
- Bassinot, F.C., Marzin, C., Braconnot, P., Marti, O., Mathieu-Blard, E., Lombard, F., Bopp, L., 2011. Holocene evolution of the summer winds and marine productivity in the tropical Indian Ocean in response to insolation forcing: data-model comparison. *Climate of the Past* 7, 815-829, doi:10.5194/cp-7-815-2011.
- Beaufort, L., 1996. Dynamics of the monsoon in the equatorial Indian Ocean over the last 260 000 years. *Quaternary International* 31, 13-18.
- Beaufort, L., Lancelot, Y., Camberlin, P., et al., 1997. Insolation cycles as a major control of equatorial Indian Ocean primary production. *Science* 278, 1451–1454.
- Beaufort, L., de Garidel-Thoron, T., Linsley, B., Oppo, D., Buchet, N., 2003. Biomass burning and oceanic primary production estimates in the Sulu Sea area over the last 380 kyr and the East Asian monsoon dynamics. *Marine Geology* 201, 53-65.
- Beaufort, L., van der Kaars, S., Bassinot, F.C., Moron, V., 2010. Past dynamics of the Australian monsoon: precession, phase and links to the global monsoon concept. *Climate of the Past* 6, 695-706, doi:10.5194/cp-6-695-2010.
- Beaufort, L., Probert, I., de Garidel-Thoron, T., Bendif, E. M., Ruiz-Pino, D., Metzl, N., Goyet, C., Buchet, N., Coupel, P., Grelaud, M., Rost, B., Rickaby, R. E. M., de Vargas, C., 2011. Sensitivity of coccolithophores to carbonate chemistry and ocean acidification. *Nature* 476, 80-83, doi:10.1038/nature10295.
- 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. *Nature Protocol* 9, 633- 642.
- Behrenfeld, M. J. & Falkowski, P. G. Photosynthetic rates derived from satellite- based chlorophyll concentration. *Limnol. Oceanogr.* 42, 1–20 (1997).
- Bellanca, A., Claps, M., Erba, E., Masetti, D., Neri, R., Premoli Silva, I., Venezia, F., 1996. Orbitally induced limestone/marlstone rhythms in the Albian –Cenomanian Cismon section (Venetian region, northern Italy): sedimentology, calcareous and siliceous plankton distribution, elemental and isotope geochemistry. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 126, 227 – 260.
- Berger, A. L., 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *J. Atmos. Sci.* 35 (12), 2362-2367.
- Berner, R.A., Lasaga, A.C., Garrels, R.M., 1983. The carbonate- silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbone dioxide over the past 100 million years, *Am. J. Sci.*, 283, 641–683.
- Bersezio, R., Erba, E., Gorza, M., Riva, A., 2002. Berriasian-Aptian black shales of the Maiolica formation (Lombardian Basin, Southern Alps, Northern Italy): local to global events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 180, 253–275.
- Blunier, T., Brook, E.J., 2001. Timing of millennial scale climate change in Antarctica and Greenland during the Last Glacial Period. *Science* 291, 109-112.
- Blunier, T., Barnett, B., Bender, M.L., Hendricks, M.B., 2002. Biological oxygen productivity during the last 60,000 years from triple oxygen isotope measurements, *Global Biogeochem. Cycles* 16(3), 1029, doi:10.1029/2001GB001460.

- Blunier, T., Bender, M.L., Barnett, B., von Fischer, J.C., 2012. Planetary fertility during the past 400 ka, based on the triple isotope composition of O₂ in trapped gases from the Vostok ice core. *Climate of the Past* 8, 1509-1526, doi.org/10.5194/cp-8-1509-2012.
- Bollmann, J., Baumann, K.-H., Thierstein, H.R., 1998. Global dominance of *Gephyrocapsa* coccoliths in the Late Pleistocene: selective dissolution, evolution, or global environmental change? *Paleoceanography* 13, 517-529, doi.org/10.1029/98PA00610.
- Bolton, C. T., Stoll, H. M., 2013. Late Miocene threshold response of marine algae to carbon dioxide limitation. *Nature* 500, 558-562, doi:10.1038/nature12448.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial times. *Science* 278, 1257-1266.
- Bornemann, A., Aschwer, U., Mutterlose, J., 2003. The impact of calcareous nannofossils on the pelagic carbonate accumulation across the Jurassic–Cretaceous boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 199 (3-4), 187–228.
- Bornemann, A., Mutterlose, J., 2008. Calcareous nannofossil and $\delta^{13}\text{C}$ records from the Early Cretaceous of the Western Atlantic Ocean: evidence for enhanced fertilization across the Berriasian-Valanginian transition. *Palaios* 23, 821–832.
- Bown, P.R., 1992. New calcareous nannofossil taxa from the Jurassic/Cretaceous boundary interval of Sites 765 and 261, Argo Abyssal Plain. In Gradstein, F.M., Ludden, J.N., et al., Proc. ODP., Sci. Results 123: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 369-379.
- Braconnot, P., Marzin, C., Grégoire, L., Mosquet, E., Marti, O., 2008. Monsoon response to changes in Earth's orbital parameters: comparisons between simulations of the Eemien and of the Holocene. *Climate of the Past Discussions* 4, 459-493, doi: 10.5194/cpd-4-459-2008.
- Bralower, T.J., Leckie, R.M., Sliter, W.V., Thierstien, H.R., 1995. An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy; geochronology time scales and global stratigraphic correlation. SEPM Special Publication 54, 65–79.
- Brayshaw, D.J., Hoskins, B., Blackburn, M., 2008. The storm-track response to idealized SST perturbations in an Aquaplanet GCM. *Journal of Atmospheric Sciences* 65, 2842-2860.
- Broecker, W.S., Peng, T.H., 1989. The cause of the Glacial to Interglacial atmospheric CO₂ change: a polar alkalinity hypothesis. *Global biogeochemical cycles* 3 (3), 215-239.
- Broecker, W.S. 1998. Paleocan circulation during the Last Deglaciation: a bipolar seesaw? *Paleoceanography* 13, 119-121.
- Buizert, C., Gkinis, V., Severinghaus, J.P., He, F., Lecavalier, B.S., Kindler, P., Leuenberger, M., Carlson, A.E., Vinther, B., Masson-Delmotte, V., White, J.W.C., Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Brook, E.J., 2014. Greenland temperature response to climate forcing during the last deglaciation. *Science* 345, 1177-1180.
- Busnardo, R., Thieuloy, J.P., Moullade, M., 1979. Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (SE de la France), Les stratotypes français, (Eds. CNRS, Paris), 6, 143 pp.

-C-

- Cabarcos, E., Flores, J.A., Singh, A.D., Sierro, F.J., 2014. Monsoonal dynamics and evolution of the primary productivity in the eastern Arabian Sea over the past 30 ka. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 411, 249-256, doi: 10.1016/j.palaeo.2014.07.006.
- Caley, T. Malaizé, B., Zaragosi, S., Rossignol, L., Bourget, J., Eynaud, F., Martinez, P., Giraudeau, J., Charlier, K., Ellouz-Zimmerman, N., 2011. New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian monsoon. *Earth and Planetary Science Letters* 308, 433-444, doi: 10.1016/j.epsl.2011.06.019.
- Candy, I., Schreve, D.C., Sherriff, J., Tye, G.J., 2014. Marine Isotope Stage 11: Palaeoclimates, palaeoenvironments and its roles as an analogue for the current interglacial. *Earth-Science Reviews* 128, 18-51, doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.006.
- Cerveny, R., 1998. Present climates of South America. In: Hobbs J.E. (Eds). *Climates of the Southern Continents: Present, Past and Future*, 107-135. West Sussex: Wiley.

- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag, Berlin. 623 pp.
- Channell, J. E. T., Erba, E., Lini, A., 1993. Magnetostratigraphic calibration of the late Valanginian carbon isotope event in pelagic limestones from Northern Italy and Switzerland. *Earth and Planetary Science Letters* 118, 145–166.
- Charbonnier, G., Boulila, S., Gardin, S., Duchamp-Alphonse S., Adatte, T., Spangenberg, J.E., Föllmi, K.B., Colin, C., Galbrun, B., 2013. Astronomical calibration of the Valanginian “Weissert” episode: The Orpierre marl-limestone succession (Vocontian Basin, southeastern France). *Cretaceous Research* 45, 25 – 42.
- Charbonnier, G., Duchamp-Alphonse, S., Adatte, T., Föllmi, K.B., Colin, C., Spangenberg, J.E., Gardin, S., Galbrun, B., 2016. Eccentricity paced monsoon-like system along the Northwestern Tethyan margin during the Valanginian (Early Cretaceous): new insights from detrital and nutrient fluxes into the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 443, 145 – 155.
- Charbonnier, G., Föllmi, K.B., 2017. Mercury enrichments in lower Aptian sediments support the link between Ontong Java large igneous province activity and oceanic anoxic episode 1a. *Geology* 1, 63-66.
- Charbonnier, G., Morales, C., Duchamp-Alphonse, S., Westermann, S., Adatte, T., Föllmi, K.B., 2017. Mercury enrichment indicates volcanic triggering of Valanginian Environmental Change. *Scientific Report*, doi:10.1038/srep40808.
- Charbonnier, G., Adatte, T., Duchamp-Alphonse, S., Spangenberg, J.E., Föllmi, K.B. Global mercury enrichment in Valanginian sediments supports a volcanic trigger for the Weissert episode. *GSA book, Révisions majeures*.
- Charles, C.D., Froelich, P.N., Zibello, M.A., Mortlock, R.A., Morley, J.J., 1991. Biogenic opal in Southern Ocean sediments over the last 450 000 years: Implications for surface water chemistry and circulation. *Paleoceanography* 6 (6), 697-728.
- Chen, J. Farrell, J., Murray, D., Prell, W., 1995. Timescale and paleoceanographic implications of a 3.6 My oxygen isotope record from the northeast Indian Ocean (Ocean Drilling Program site 758). *Paleoceanography* 10 (1), 21-48.
- Chen, G.S., Liu, Z., Kutzbach, J.E., 2014. Reexamining the barrier effect of the Tibetan Plateau on the South Asian summer monsoon. *Clim. Past* 10, 1269–1275.
- Cheng, Q., Zhou, T., 2013. Multidecadal Variability of North China Aridity and Its Relationship to PDO during 1900–2010. *American Meteorological Society* 27, 1210-1222.
- Clemens, S.C., Prell, W.L., 1990. Late Pleistocene variability of Arabian Sea summer monsoon winds and continental aridity: Eolian records from the lithogenic component of deep-sea sediments. *Paleoceanography* 5, 109-145.
- Clemens, S.C., Murray, D.W., Prell, W.L., 1996. Nonstationary phase of the Plio-Pleistocene Asian monsoon. *Science* 274, 943-948.
- Clement, A. C. and Peterson, L. C., 2008. Mechanisms of abrupt climate change of the last glacial period, *Rev. Geophys.*, 46, RG4002, doi:10.1029/2006RG000204.
- Colin, C., Turpin, L., Blamart, D., Frank, N., Duchamp, S., 2006. Evolution of Weathering Patterns in the Himalayas and Indo-Burman Ranges Over the Last 280 kyr: Effects of Sediment Provenance on ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr Ratios Tracer; *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 7 (3), 1-16.
- Colin, C., Kissel, C., Blamart, D., Turpin, L., 1998. Magnetic properties of sediments in the Bay of Bengal and the Andaman Sea: impact of rapid North Atlantic Ocean climatic events on the strength of the Indian monsoon. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 623-635.
- Colin, C., Turpin, L., Bertaux, J., Desprairies, A., Kissel, C., 1999. Erosional history of the Himalayan and Burman ranges during the last two glacial-interglacial cycles. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 647-660.
- Colin, C., Turpin, L., Blamart, D., Frank, N., Kissel, C., Duchamp, S., 2006. Evolution of weathering patterns in the Indo-Burman Ranges over the last 280 kyr: effects of sediment provenance on ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios tracer. *Geochem. Geophys. Geosystems* 7, Q03007, doi:10.1029/2005GC000962.
- Colin, C., Siani, G.; Liu, Z., Blamart, D., Skonieczny, C., Zhao, Y., Bory, A., Frank, N., Duchamp-Alphonse, S., Thil, F., Richter, T., Kissel, C., Gargani J., 2014. Late Miocene to Early Pliocene climate variability off NW Africa (ODP 659). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 401, 81-95.
- Colin, C., Siani, G., Sicre, M.A., Liu, Z., 2010. Impact of the East Asian monsoon rainfall changes on the erosion of the Mekong River basin over the past 25,000 yr. *Marine Geology* 271, 84-92, doi: 10.1016/j.margeo.2010.01.013.

- Compton, J., Locker, S.D., 1992. Diagenesis of clay and silica minerals in sediments from the Argo Basin, Northeastern Indian Ocean (Site 765). In: Gradstein, FM; Ludden, JN; et al. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 123, 57-75.
- Contreras-Rosales, L.A., Jennerjahn, T., Tharammal, T., Meyer, V., Lückge, A., Paul, A., Schefub, E., 2014. Evolution of the Indian summer monsoon and terrestrial vegetation in the Bengal region during the past 18 ka. *Quaternary Science Reviews* 102, 133-148.
- Cotillon, P., Ferry, S., Gaillard, C., Jautée, E., Latreille, G., Rio, M., 1980. Fluctuations des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France du Sud-Est) au Crétacé inférieur : mise en évidence par l'étude de formations marno-calcaires alternantes. *Bulletin de la Société Géologique de France* 22, 735-744.
- Craig, H., Gordon, L. I., 1965. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In *Stable Isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*, Ed. Tongiorgi, 9-131.
- Cullen, J., 1981. Microfossil evidence for changing salinity patterns in the Bay of Bengal over the last 20 000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 35, 315-356.
- Curry, J.R., Emmel, F.J., Moore, D.G., 2003. The Bengal Fan: morphology, geometry, stratigraphy, history and processes. *Mar. Pet. Geol.* 19, 1191-1223.
- Crowley, T.J., 1992. North Atlantic Deep Water cools the southern hemisphere. *Paleoceanography* 7, 489-497.

-D-

- Dalland, A., 1977. Erratic clasts in the Lower tertiary deposits of Svalbard-evidence of transport by winter ice, *Norsk Polarit. Arbok*, 151-165.
- Dansgaard, S.W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J., 1993. Evidence of general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364(6434), 218-220, doi: 10.1038/364218a0
- Deconinck, J.F., Debradant, P., 1985. Diagenèse des argiles dans le domaine subalpin: rôles respectifs de la lithologie, de l'enfouissement et de la surcharge tectonique, *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 26 (5), 321-330.
- Dera, G., Pellenard, P., Neige, P., Deconinck, J.F., Pucéat, E., Dommergues, J.L., 2009. Distribution of clay minerals in Early Jurassic Peritethyan seas: Paleoclimatic significance inferred from multiproxy comparisons. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 271, 39-51.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., et al., 1986. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, 1-35.
- Dickson, A., Beer, C.J., Dempsey, C., Maslin, M.A., Bendle, J.A., McClymont, E.L., Pancost, R.D., 2009. Oceanic forcing of the Marine Isotope Stage 11 interglacial. *Nature Geoscience* 2, 428-433, doi:org/10.1038/ngeo527
- Diekmann, B., Kuhn, G., 2002. Sedimentary record of the mid-Pleistocene climate transition in the southeastern South Atlantic (ODP Site 1090). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 182, 241-258.
- Dietze, E., Maussion, F., Ahlborn, M., Diekmann, B., Hartmann, K., Henkel, K., Kasper, T., Lockot, G., Opitz, S., Haberzettl, T., 2014. Sediment transport processes across the Tibetan Plateau inferred from robust grain-size end members in lake sediments. *Climate of the Past* 10, 91-106.
- Ding, Q., Wang, B., 2005. Circumglobal Teleconnection in the Northern Hemisphere Summer. *American Meteorological Society* 18, 3483-3505.
- Ding ZL, Rutter NW, Liu TS, Sun JM, Ren JZ, et al. 1998. Correlation of Dansgaard-Oeschger cycles between Greenland ice and Chinese loess. *Paleoclimates* 4, 281-91.
- Ditchfield, P.W., 1997. High northern palaeolatitude Jurassic-Cretaceous palaeotemperature variation: new data from Kong Karls land, Svalbard. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 130, 163-175.
- Donohoe, A., Marshall, J., Ferreira, D., Mcgee, D., 2013. The relationship between ITCZ location and cross-equatorial atmospheric heat transport: from the seasonal cycle to the last glacial maximum. *Journal of Climate* 26 (11), 3597-3618, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00467.1.
- Donnadieu, Y., Humbert, P.R., Jacob, R., Fluteau, F., 2006. Modelling the primary control of paleogeography Cretaceous climate. *Earth and Planetary Science letters* 248 (1-2), 426-437, doi:10.1016/j.epsl.2006.06.007.

- Droxler, A.W., Poor, R., Burckle, L., 1999. Data on past climate warmth may lead to better of warm future. EOS Transactions. Am. Geophys. Union 80, 289-290. doi.org/10.1029/99eo0 0211.
- Duchamp-Alphonse, S., Gardin, S., Fiet, N., Bartolini, A.C., Blamart, D., Pagel, M., 2007. Fertilization of the Northwestern Tethys (Vocontian Basin, SE France) During the Valanginian Carbon Isotope Perturbation: Evidence From Calcareous Nannofossils and Trace Element Data; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 243, 132-151.
- Duchamp-Alphonse, S., Fiet, N., Pagel, M., Remane J., 2009. A chemical method for extracting calpionellids from indurated calcareous rocks. *Micropaleontology* 55 (1), 87-93.
- Duchamp-Alphonse, S., Fiet, N., Adatte, T., Pagel, M., 2011. Climate and sea-level variations along the northwestern Tethyan margin during the Valanginian C-isotope excursion: mineralogical evidence from the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 302, 243 – 254.
- Duchamp-Alphonse, S., Gardin, S., Bartolini, A., 2014. Calcareous nannofossil response to the Weissert episode (Early Cretaceous): Implications for palaeoecological and palaeoceanographic reconstructions. *Marine Micropaleontology* 113, 65 – 78.
- Duchamp-Alphonse, S., Siani, G., Michel, E., Beaufort, L., Gally, Y., Jaccard, S.L., 2018. Enhanced ocean-atmosphere carbon partitioning via the carbonate counter pump during the last deglacial. *Nature Communications* 9, doi: 10.1038/s41467-018-04625-7.
- Dudley, W.C., Goodney, D.E., 1979. Oxygen isotope content of coccoliths growth in culture. *Deep Sea Research* 26, 495-503.
- Dufresne, J.L., Foujols, M.A., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., Balkanski, Y., Bekki, S., Bellenger, H., Benshila, R., Bony, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Cheruy, F., Codron, F., Cozic, A., Cugnet, D., De Noblet, N., Duvel, J.P., Éthé, C., Fairhead, L., Fichet, T., Flavoni, S., Friedlingstein P., Grandpeix, J.Y., Guez, L., Guilyardi, E., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Idelkadi, A., Ghattas, J., Joussaume, S., Kageyama, M., Krinner, G., Labetoulle, S., Lahellec, A., Lefebvre, M.P., Lefèvre, F., Lévy, C., Li, Z.X., Lloyd, J., Lott, F., Madec, G., Mancip, M., Marchand, M., Masson, S., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Musat, I., Parouty, S., Polcer, J., Rio, C., Schulz, M., Swingedouw, D., Szopa, S., Talandier, C., Terray, P., Viovy, N., Vuichard, N., 2013. Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: from CMIP3 to CMIP5, *Climate Dynamics*, 40 (9-10), 2123-2165. 10.1007/s00382-012-1636-1.
- Duplessy, J.C., 1982. Glacial to interglacial contrasts in the northern Indian Ocean. *Nature* 295, 494-498.
- Dutt, S., Gupta, A.K., Clemens, S.C., Cheng, H., Singh, R.K., Kathayat, G., Edwards, R.L., 2015. Abrupt changes in Indian summer monsoon strength during 33 800 to 5 500 years B.P. *Geophysical Research Letters* 42, 5526-5532, doi: 10.1002/2015GL064015.

-E-

- Emeis, K.C., Anderson, D.M., Dooze, H., Kroon, D., Schulz-Bull, D., 1995. Sea-surface temperatures and the history of monsoon upwelling in the Northwest Arabian Sea during the last 500 000 years. *Quaternary Research* 43, 355-361, doi:10.1006/qres.1995.1041.
- Emmanuel, L., Renard, M., 1993. Carbonate geochemistry (Mn, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) of the late Tithonian – Berriasian pelagic limestones of the Vocontian trough (SE France). *Bulletin du Centre de Recherches et Exploration – Production, Elf Aquitaine* 17, 205 – 221.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A., Urey, H.C., 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale, *Geological Society of America Bulletin*, 64, 1315–1326.
- Erba, E., 1994. Nannofossils and superplumes: The early Aptian “nannoconid crisis”, *Paleoceanography*, 9, 3, 483–501.
- Erba, E., Bartolini, A.C., Larson, R.L., 2004. Valanginian Weissert oceanic anoxic event. *Geology*, 149–152.
- Erba, E., Tremolada, F., 2004. Nannofossil carbonate fluxes during the early Cretaceous: phytoplankton response to nitrification episodes, atmospheric CO₂, and anoxia. *Paleoceanography* 19, 1–18.

- Fang XM, Ono Y, Fukusawa H, Bao-Tian P, Li JJ, et al. 1999. Asian summer monsoon instability during the past 60,000 years: magnetic susceptibility and pedogenic evidence from the western Chinese Loess Plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.* 168:219–32
- Favre V., Extier, T., Landais, A., Kageyama, M., Bopp, L., Blunier, T., Duchamp-Alphonse, S., Masson-Delmotte, V. (2017). Evolution of the biological productivity during the last deglaciations using the triple isotopic composition of oxygen. EGU, 23-28 Avril, Vienne (Autriche).
- Ferrari, R., Jansen, M.F., Adkins, J.F., Burke, A., Stewart, A.L., Thompson, A.F., 2014. Antarctic sea ice control on ocean circulation in present and glacial climates. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, doi:10.1073/pnas.1323922111.
- Fesneau, C., Deconinck, J.F., Pellenard, P., Reboulet, S., 2009. Evidence of aerial volcanic activity during the Valanginian along the northern Tethys margin. *Cretaceous Research*. 30, 533–539.
- Fisher, H., Schmitt, J., Lüthi, D., Stocker, T.F., Tschumi, T., Parekh, P., Joos, F., Köhler, P., Völker, C., Gersonde, R. Barbante, C., Le Floch, M., Raynaud, D., Wolff, E., 2010. The role of Southern Ocean processes in orbital and millennial CO₂ variations - A synthesis. *Quaternary Science Reviews* 29, 193-205.
- Fleitmann D, Burns SJ, Mudelsee M, Neff U, Kramers J, et al. 2003. Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman. *Science* 300:1737–39
- Fleitmann, D., Burns, S.J., Mangini, A., Mudelsee, M., Kramers, J., Villa, I., Neff, U., Al-Subbary, A.A., Buettner, A., Hippler, D., Matter, A., 2007. Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Quaternary Science Reviews* 26, 170-188, doi: 10.1016/j.quascirev.2006.04.012.
- Flores, J.A., Barcena, M.A., Sierro, F.J., 2000. Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140 000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 61, 459-478.
- Flores, J.-A., Marino, M., Sierro, F.J., Hodell, D.A., Charles, C.D., 2003. Calcareous plankton dissolution pattern and coccolithophore assemblages during the last 600 kyr at ODP Site 1089 (Cape Basin, South Atlantic): paleoceanographic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 196, 409-426, doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00467-X.
- Flores, J.A., Filippelli, G.M., Sierro, F.J., Latimer, J., 2012. The "White Ocean" hypothesis: a late Pleistocene southern Ocean governed by coccolithophores and driven by phosphorus. *Frontiers in Microbiology* 3 (233), doi: 10.3389/fmicb.2012.00233.
- Föllmi, K.B., Weissert, H., Bisping, M., Funk, H., 1994. Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin, *Geological Society of American Bulletin*, 106, 729–746.
- Föllmi, K.B., 1995. 160 m.y. record of marine sedimentary phosphorus burial: Coupling of climate and continental weathering under greenhouse and icehouse conditions. *Geology* 23, 859–862.
- Föllmi, K.B., Godet, A., Bodin, S., Linder, P., 2006. Interactions between environmental change and shallow-water carbonate build-up along the northern Tethyan margin and their impact on the early Cretaceous carbon-isotope record. *Paleoceanography* 21, doi: 10.1029/2006PA001313.
- Föllmi, K.B., 1995. 160 m.y. record of marine sedimentary phosphorus burial: coupling of climate and continental weathering under greenhouse and icehouse conditions. *Geology* 23, 859 – 862.
- Föllmi, K.B. 2012. Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research* 35, 230–257.
- Font, E., Adatte, T., Sial, A.N., de Lacerda, L.D., Keller, G., and Punekar, J., 2016. Mercury anomaly, Deccan volcanism, and the end-Cretaceous mass extinction: *Geology*, v. 44, p. 171–174.
- Fournier, L., K., Fauquembergue, K., Zaragosi, S., Zorzi, C., Malaizé, B., Bassinot, F., Joussain, R., Colin, C., Moreno, E., Leparmentier, F., 2016. The Bengal Fan: external controls on the Holocene active channel turbidite activity. *Holocene* 27 (6), 900-913.
- Frakes, L.A., Alley, N.F., Deynoux, M., 1995. Early Cretaceous ice rafting and climate zonation in Australia, *Int. Geol. Rev.*, 37, 567–583.

- François, R., Altabet, M.A., Yu, E.F., Sigman, D.M., Bacon, M.P., Frank, M., Bohrmann, G., Bareille, G., Labeyrie, L., 1997. Contribution of Southern Ocean surface-water stratification to low atmospheric CO₂ concentrations during the last glacial period. *Nature* 389, 929-935.
- France-Lanord, C., Derry, L.A., 1997. Organic carbon burial forcing of the carbon cycle from Himalayan erosion. *Nature* 390, 65-67.
- Friedrich, O., Erbacher, J., Moriya, K., Wilson, P.A., Kuhnert, H., 2008. Warm saline intermediate waters in the Cretaceous tropical Atlantic Ocean. *Nat. Geosci.* 1, 453–457.

-G-

- de Garidel-Thoron, T., Beaufort, L., Linsley, B.K., Dannenmann, S., 2001. Millennial-scale dynamics of the East Asian winter monsoon during the last 200,000 years. *Paleoceanography* 16 (5), 491-502.
- Garreau, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2009. Present-day South America Climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281, 180-195.
- Gebregiorgis, D., Hathorne, E.C., Sijinkumar, A.V., Nagender Nath, B., Nürnberg, D., 2016. South Asian summer monsoon variability during the last ~54 kyrs inferred from surface water salinity and river runoff proxies. *Quaternary Science Reviews* 6-15, doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.012.
- Ghil, M., Allen, M.R., Dettinger, M.D., Ide, K., Kondrashov, D., Mann, M.E., Robertson, A.W., Saunders, A., Tian, Y., Varadi, F., Yiou, P., 2002. Advanced spectral methods for climatic time series. *Reviews of Geophysics* 40, 1–41.
- Giraud, F., Beaufort, L., Cotillon, P., 1995. Periodicity of carbonate cycles in the Valanginian of the Vocontian Trough: a strong obliquity control. *Geological Society Special Publication* 85, 143–164.
- Goodney, D.E., Margolis, S.V., Dudley, W.C., Kroopnick, P., Williams, D.F., 1980. Oxygen and carbon isotopes of recent calcareous nannofossils as paleoceanographic indicators. *Marine Micropaleontology* 5, 31-42.
- Gottschalk, J., Skinner, L.C., Lippold, J., Vogel, H., Frank, N., Jaccard, S.L., Waelbroeck, C., 2016. Biological and physical controls in the Southern Ocean on past millennial-scale atmospheric CO₂ changes. *Nat. Communications* 7, 11539.
- Goswami, B. N., Madhusoodanan, M., Neema, C., and Sengupta, D.: A physical mechanism for North Atlantic SST influence on the Indian summer monsoon, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02706, doi:10.1029/2005GL024803, 2006.
- Gradstein, F.M., Ludden, J.N., and Shipboard Scientific Party, 1990. Background and introduction. In Ludden, J.N., Gradstein, F.M., et al., *Proc. ODP, Init. Reports*, Vol. 123.
- Gradstein, F.M., Ogg, J., Smith, A., (eds) 2004. *A Geological Time Scale 2004*, Cambridge University Press.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A. (eds.) 2012. *The Geologic Times Scale 2012*. Elsevier, Vols 1 and 2, pp 1444.
- Grasby, S.E., Sanei, H., Beauchamp, B., and Chen, Z.H., 2013. Mercury deposition through the Permo-Triassic biotic crisis: *Chemical Geology*, v. 351, p. 209–216.
- Gréselle, B., Pittet, B., Mattioli, E., Joachimski, M., Barbarin, N., Riquier, L., Reboulet, S., Pucéat, E., 2011. The Valanginian isotope event: A complex suite of palaeoenvironmental perturbations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 306, 41–57.
- Gupta, A.K., Anderson, D.M., Overpeck, J.T., 2003. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature* 421 (6921), 354-357.
- Gupta, A. K., Anderson, D.M., Pandey, D.N., Singhvi, A.K., 2006. Adaptation and human migration, and evidence of agriculture coincident with changes in the Indian summer monsoon during the Holocene *Current Science*, 90 (8), 1082-1090.

- Haddam, N.A., Siani, G., Michel, E., Lamy, F., Duchamp-Alphonse, S., Hefter, J., Braconnot, P., Dewilde, F., Isgüder, G., Durand, N., Kissel, C., 2018. Changes in latitudinal sea surface temperature gradients along the Southern Chilean margin since the last glacial. *Quaternary Science Reviews* 194, 62-76.
- Hain, M. P., Sigman, D. M., Haug, G. H., 2010. Carbon dioxide effects of Antarctic stratification, North Atlantic Intermediate Water formation, and subantarctic nutrient drawdown during the last ice age: Diagnosis and synthesis in a geochemical box model. *Global Biogeochemical Cycle* 24, GB4023.
- Hallam, A., 1986. Role of climate in affecting late Jurassic and early Cretaceous sedimentation in the North Atlantic, In: Summerhayes, C.P., Shackleton, N.J. (eds.), *North Atlantic Paleooceanography*, Geol. Soc. London. Spec. Publ., 26, 251–256.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. The new chronostratigraphic basis of Cenozoic and Mesozoic sea-level cycles, in: Ross, C.A., Haman, D. (Eds.), *Timing and depositional history of eustatic sequences constraints on seismic stratigraphy*. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publications 24, 7–13.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., de Graciansky, P.C., Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basins. In: de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. Special Publication Society for Sedimentary Geology 60, pp 3–13.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.A., Smith, A.G., Smith, D.G., 1990. *A Geological Time Scale 1989*. Cambridge University Press, Cambridge 263 pp.
- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J., 1976. Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the Ice Age. *Science* 194, 1121–1132.
- Hebbeln, D., Marchant, M., Freudenthal, T., Wefer, G., 2000. Surface sediment distribution along the Chilean continental slope related to upwelling and productivity. *Marine Geology* 164, 119-137.
- Hennig, S., Weissert, H., Bulot, L., 1999. C-isotope stratigraphy, a calibration tool between ammonite- and magnetostratigraphy: the Valanginian-Hauterivien transition, *Geologica Carpathica*, 50, 91–96.
- Herbin, J.P., Deroo, G., Roucache, J., 1983. Organic geochemistry of lower Cretaceous sediments from Site 535, Leg 77: Florida Straits, *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 77*, 459–474.
- Herrle, J.O., 2003. Reconstructing nutricline dynamics of mid-Cretaceous oceans: evidence from calcareous nannofossils from the Niveau Paquier black shale (SE France). *Marine Micropaleontology* 47, 307–321.
- Higginson, M., Maxwell, J. R., and Altabet, M. A., 2003. Nitrogen isotope and chlorin paleoproductivity records from the Northern South China Sea: remote vs. local forcing of millennial- and orbital scale variability, *Mar. Geol.*, 201, 223–250.
- Hodell, D.A., Charles, C.D., Ninnemann, U.S., 2000. Comparison of interglacial stages in the South Atlantic sector of the Southern Ocean for the past 450 kyr: implications for Marine Stage (MIS) 11. *Global and Planetary Change* 24, 7-26.
- Hodell, D.A., Charles, C.D., Sierro, F.J., 2001. Late Pleistocene evolution of the ocean's carbonate system. *Earth and Planetary Science Letters* 192, 109-124.
- Hodell, D.A., Venz, K.A., Charles, C.D., Ninnemann, U.S., 2003. Pleistocene vertical carbon isotope and carbonate gradients in the South Atlantic sector of the Southern Ocean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4 (1), doi:10.1029/2002GC000367.
- Hotinski, R.M., Toggweiler, J.R., 2003. Impact of a Tethyan circumglobal passage on ocean heat transport and “equable” climate. *Paleoceanography* 18 (1), PA1007, doi: 10.1029/2001PA000730.
- Hourdin, F., Foujols, M.A., Codron, F., Guemas, V., Dufresne, J.L., Bony, S., Denvil, S., Guez, L., Lott, F., Ghattas, J., Braconnot, P., Marti, O., Meurdesoif, Y., Bopp, L., 2013. Impact of the LMDZ atmospheric grid configuration on the climate and sensitivity of the IPSL-CM5A coupled model. *Climate Dynamics* 40 (9-10), pp.2167-2192.
- Howard, W.R., Prell, W.L., 1994. Late Quaternary CaCO₃ production and preservation in the Southern Ocean : Implications for oceanic and atmospheric carbon cycling. *Paleoceanography*, 9(3), 453-482, doi.org/10.1029/93PA03524.

Howard, W.R., 1997. Palaeoclimatology - A warm future in the past. *Nature* 388(6641), 418-419, doi: 10.1038/41201.

Huang, Z., Ogg, J.G., Gradstein, F.M., 1993. A quantitative study of Lower Cretaceous cyclic sequences from the Atlantic Ocean and the Vocontian Basin (SE France). *Paleoceanography* 8, 275–291.

Huybers, P., Aharonson, O., 2010. Orbital tuning, eccentricity, and the frequency modulation of climatic precession. *Paleoceanography* 25, doi:10.1029/2010PA001952.

-I-

Imbrie, J., Imbrie, J.Z., 1980. Modeling the climatic response to orbital variations. *Science* 207, 943-953. <http://dx.doi.org/10.1126/science.207.4434.943>.

Incarbona, A., Di Stefano, E., Patti, B., Pelosi, N., Bonomo, S., Mazzola, S., Sprovieri, R., Tranchida, G., Zgozi, S., and Bonanno, A., 2008. Holocene millennial-scale productivity variations in the Sicily channel (Mediterranean Sea). *Paleoceanography*, 23, doi:10.1029/2007pa001581, PA3204.

Ivanova, E., Schiebel, R., Dea Singh, A., Schmiedl, G., Niebler, H.S., Hemleben, C., 2003. Primary production in the Arabian Sea during the last 135000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 197, 61-82.

-J-

Jaccard, S.L., Hayes CT, Martinez-Garcia, A., Hodell, D.A., Anderson, R.F., Sigman, D.M., Haug, G.H., 2013. Two modes of change in Southern Ocean productivity over the past million years. *Science* 339, 1419–1423, doi:10.1126/science.1227545.

Janasi, V.D., de Freitas, V.A., Heaman, L.H., 2011. The onset of flood basalt volcanism, Northern Parana Basin, Brazil: a precise U–Pb baddeleyite/zircon age for a Chapeco-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters* 302, 147–153.

John, C.M., Adatte, T., Mutti, M., 2006. Regional trends in clay mineral fluxes to the Queensland margin and ties to middle Miocene global cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 233, 204–224.

Jolly, D., Harrison, S.P., Damnati, B., Bonnefille, R., 1998. Simulated climate and biomes of Africa during the late quaternary: comparison with pollen and lake status data. *Quat. Sci. Rev.* 17, 629-657.

Joussain, R., Colin, C., Liu, Z., Meynadier, L., Fournier, L., Fauquembergue, K., Zaragosi, S., Schmidt, F., Rojas, V., Bassinot, F., 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, doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.06.016

Joussain, R., Liu, Z., Colin, C., Duchamp-Alphonse, S., Moreno, E., Fournier, L., Zaragosi, S., Dapoigny, A., Meynadier, L., Bassinot, F., 2017. Link between monsoon rainfall and physical erosion in the Himalayan system during the Holocene. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3452-3469, doi: 10.1002/2016GC006762.

Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.-M., and Chappellaz, J.: Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800 000 years, *Science* 317, 793–796, 2007.

-K-

Kageyama, M., Mignot, J., Swingedouw, D., Marzin, C., Alkama, R., and Marti, O., 2009. Glacial climate sensitivity to different states of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: results from the IPSL model, *Clim. Past*, 5, 551–570, doi:10.5194/cp-5-551-2009.

- Kageyama, M., Paul, A., Roche, D. M., and Meerbeeck, C. J. V., 2010. Modelling glacial climatic millennial-scale variability related to changes in the Atlantic meridional overturning circulation: a review, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 2931–2956.
- Keeling, R.F., Visbeck M. 2001. Palaeoceanography - Antarctic stratification and glacial CO₂. *Nature* 412, 605-606, doi: 10.1038/35088129.
- Kellogg, H.E., 1975. Tertiary stratigraphy and tectonism in Svalbard and continental drift. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 59, 465–485.
- Kemp, D.B., Coe, A.L., Cohen, A.S., Weedon, G.P., 2011. Astronomical forcing and chronology of the early Toarcian (Early Jurassic) Oceanic Anoxic Event in Yorkshire, UK. *Paleoceanography* 26, PA4210.
- Kemper, E., 1983. Über Kalt und Warmzeiten der Unterkreide. *Zitteliana*, 10, 359–369.
- Kemper, E., 1987. Das Klima der Kreide-Zeit. *Geol. Jahrb., Reihe A*, 96, 5–185.
- Kinkel, H., Baumann, K.-H., Čepek, M., 2000. Coccolithophores in the equatorial Atlantic Ocean: response to seasonal and Late Quaternary surface water variability. *Marine Micropaleontology* 39, 87–112.
- Kitoh, A., 2004. Effects of mountain uplift on East Asian summer climate investigated by a coupled atmosphere–ocean GCM. *J. Clim.* 17, 783–802.
- Kissel, C. and shipboard Scientific Party, 2007. Les rapports de campagnes à la mer : MD159-PACHIDERME, IMAGES XV cruise report, 06 février-28 février 2007, Publications de l'Institut Polaire Français, OCE/2007/01.
- Knorr, G., Lohmann, Gerrit, 2003. Southern Ocean origin for the resumption of Atlantic thermohaline circulation during deglaciation. *Nature* 424, 532-536.
- Kohfeld, K. E., Le Quéré, C., Harrison, S. P., Anderson, R. F., 2005. Role of marine biology in Glacial-Interglacial CO₂ cycles. *Science* 308, 74-78.
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S., Prentice, I.C., 2005. A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical cycles* 19, GB1015, doi:10.1029/2003GB002199.
- Kucharski, F., Bracoo, A., Yoo, J.H., Tompkins, A.M., Feudale, L., Ruti, P., Dell'Aquila, A., 2009. A Gill–Matsuno type mechanism explains the tropical Atlantic influence on African and Indian monsoon rainfall. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 135: 569–579, doi:10.1002/qj.406.
- Kudrass, H. R., Hofmann, A., Doose, H., Emeis, K., and Er-lenkeuser, H., 2001. Modulation and amplification of climatic changes in the Northern Hemisphere by the Indian summer monsoon during the past 80 k.y., *Geology*, 29, 63–66.
- Kujau, A., Heimhofer, U., Ostertag-Henning, C., Gréselle, B., Mutterlose, J., 2012. No evidence for anoxia during the Valanginian carbon isotope event-An organic-geochemical study from the Vocontian Basin, SE France. *Global and Planetary Change* 92-93, 92–104.
- Kujau, A., Heimhofer, U., Hochuli, P.A., Pauly, S., Morales, C., Adatte, T., Föllmi, K., Ploch, I., Mutterlose, J., 2013. Reconstructing Valanginian (early Cretaceous) mid-latitude vegetation and climate dynamics based on spore-pollen assemblages. *Review of Palaeobotany and Palynology* 197, 50-69.
- Kuroda, J., Tanimizu, M., Hori, R.S., Suzuki, K., Ogawa, N.O., Tejada, M.L.G., Coffin, M.F., Coccioni, R., Erba, E., Ohkouchi, N., 2011. Lead isotopic record of Barremian-Aptian marine sediments: implications for large igneous provinces and the Aptian climatic crisis. *Earth and Planetary Science Letters* 307, 126-134.
- Kutzbach, J.E., 1994. Idealized Pangean climates: sensitivity to orbital change Pangea: paleoclimate, tectonics and sedimentation during accretion, zenith, and breakup of a supercontinent. In: Klein, G.D. (Ed.) *GSA Special paper*. Geological society of America, Inc., Boulder, CO, 41–55.

-L-

- Lamy, F., Kilian, R., Arz, H.W., François, J.P., Kaiser, J., Prange, M., Steinke, T., 2010. Holocene changes in the position and the intensity of the southern westerly wind belt. *Nature Geoscience* 3, 695-699.

- Lamy, F., Gersonde, R., Winckler, G., Esper, O., Jaeschke, A., Kuhn, G., Ullermann, J., Martinez-Garcia, A., Lambert, F., Kilian, R., 2014. Increased Dust Deposition in the Pacific Southern Ocean During Glacial Periods. *Science* 343, 403, doi:10.1126/science.1245424.
- Landais, A., Lathiere, J., Barkan, E., Luz, B., 2007. Reconsidering the change in global biosphere productivity between the Last Glacial Maximum and present day from the triple oxygen isotopic composition of air trapped in ice cores. *Global Biogeochemical cycles* 21, GB1025, doi:10.1029/2006GB002739.
- Laskar, J., Joutel, F., Boudin, F., 1993. Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from -20 Myr to +10 Myr, *Astron. Astrophys.*, 270(1-2), 522–533.
- Larson, R.L., 1991. Latest pulse of the earth: evidence for mid-Cretaceous superplume, *Geology*, 19, 547–550.
- Li, Y.-X., Bralower, T.J., Montanez, I.P., Osleger, D.A., Arthur, M.A., Bice, D.M., Herbert, T.D., Erba, E., Premoli Silva, I., 2008. Toward an orbital chronology for the early Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE1a, ~120 Ma). *Earth and Planetary Science Letters* 271, 88-100.
- LeMezo, P., Beaufort, L., Bopp, L., Braconnot, P., Kageyama, M., 2017. From monsoon to marine productivity in the Arabian Sea: insights from glacial and interglacial climates. *Climate of the Past* 13, 759-778, doi.org/10.5194/cp-13-759-2017.
- Li, J.P., Zeng, Q.C. 2000. Significance of the normalized seasonality of wind field and its rationality for characterizing the monsoon. *Sci. China D* 43:646–53
- Li JP, Zeng QC. 2005. A new monsoon index, its interannual variability and relation with monsoon precipitation. *Clim. Environ. Res.* 10:351–65 (in Chinese).
- Lini, A., Weissert, H., Erba, E., 1992. The Valanginian carbon isotope event: a first episode of greenhouse climate conditions during the Cretaceous, *Global Change Special Issue, Terra Nova*, 4, 374–384.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- Littler, K., Robinson, S.A., Bown, P.R., Nederbragt, A.J., Pancost, R.D., 2011. High sea-surface temperatures during the Early Cretaceous Epoch. *Nature Geoscience* 4, 169-172.
- Liu, C., Wang, P., Tian, J., Cheng, X., 2008. Coccolith evidence for Quaternary nutricline variations in the southern South China Sea. *Marine Micropaleontology* 69, 42-51.
- Losada, T., Rodriguez-Fonseca, B., Polo, I., Janicot, S., Gervois, S., Chauvin, F., and Ruti, P., 2010. Tropical response to the Atlantic Equatorial mode: AGCM multimodel approach, *Clim. Dynam.*, 35, 45–52.
- Ludden, J.N., Gradstein, F.M., et al., 1990. *Proceedings of the ODP, Initial Reports, Vol. 123: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*.
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., Stocker, T.F. 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650 000-800 000 years before present. *Nature* 453, 379-382.
- Lupker, M., France-Lanord, C., Galy, V., Lavé, J., Kudrass, H., 2013. Increasing chemical weathering in the Himalayan system since the last Glacial Maximum. *Earth and Planetary Science Letters* 365, 243-252.
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., Stocker, T.F., 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000 - 800,000 years before present. *Nature*, 453, 379-382, doi.org/10.1038/nature06949.
- Luz, B., Barkan, E., Bender, M. L., Thieme, M. H., Boering, K.A., 1999. Triple-isotopic composition of atmospheric oxygen as a tracer of biosphere productivity, *Nature*, 400, 547– 550.
- Lynch-Stieglitz, J., Curry, W.B., Slowey, N., 1999. A geostrophic transport estimate for the Florida Current from the oxygen isotope composition of benthic foraminifera. *Paleoceanography* 14, 360-373, http://dx.doi.org/10.1029/1999pa900001.

-M-

- Mahowald, N. M., Muhs, D. R., Levis, S., Rasch, P. J., Yoshioka, M., Zender, C. S., Luo, C., 2006. Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: Last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates. *Journal of Geophysical Research* 11, doi:10.1029/2005JD006653.
- Malinverno, A., Erba, E., Herbert, T.D., 2010. Orbital tuning as an inverse problem: Chronology of the early Aptian oceanic anoxic event 1a (Selli Level) in the Cison APTICORE. *Paleoceanography* 25, PA2203.
- Marcott, S. A., Bauska, T. K., Buizert, C., Steig, E. J., Rosen, J. L., Cuffey, K. M., Fudge, T.J., Severinghaus, J. P., Ahn, J., Kalk, M. L., McConnell, J. R., Sowers, T., Taylor, K. C., White, J. W. C., Brook, E. J., 2014. Centennial-scale changes in the global carbon cycle during the last deglaciation. *Nature* 514, 616-619.
- Marinov, I., Gnanadesikan, A., Toggweiler, J.R., Sarmiento, J.L., 2006. The Southern Ocean biogeochemical divide. *Nature* 441 (7096), doi. 10.1038/nature04883.
- Mariotti, V., Bopp, L., Tagliabue, A., Kageyama, M., Swingedouw, D., 2012. Marine productivity response to Heinrich events: a model-data comparison. *Climate of the Past* 8, 1581-1598. doi:10.5194/cp-8-1581-2012.
- Marshall, J., Plumb, R.A., 2008. *Atmosphere, ocean and climate dynamics: an introductory text*, Elsevier Academic Press, ISBN 9780125586917, 345 pp.
- Martin, J. H., Gordon, R. M., Fitzwater, S. E., 1990. Iron in Antarctic waters. *Nature* 345, 156-158.
- Martinez, M., Deconinck, J.F., Pellenard, P., Reboulet, S., Riquier, L., 2013. Astrochronology of the Valanginian Stage from reference sections (Vocontian Basin, France) and palaeoenvironmental implications for the Weissert Event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 376, 91 – 102.
- Martinez –Boti, M. A., Marino, G., Foster, G. L., Ziveri, P., Henehan, M. J., Rae, J. W. B., Mortyn, P. G., Vance, D., 2015. Boron isotope evidence for oceanic carbon dioxide leakage during the last deglaciation. *Nature* 518, 219-222.
- Martinez-Garcia, A., Rosell-Melé, A., Geibert, W., Gersonde, R., Masqué, P., Gaspari, V., Barbante, C., 2009. Links between iron supply, marine productivity, sea surface temperature, and CO₂ over the last 1.1. Ma. *Paleoceanography* 24, PA1207, doi: 10.1029/2008PA001657.
- Martinez-Garcia, A., Rosell-Melé, A., Jaccard, S.L., Geibert, W., Sigman, D.M., Haug, G.H., 2011. Southern Ocean dust-climate coupling over the past four million years. *Nature* 3, 476(7360), doi: 10.1038/nature10310.
- Martinez Garcia, A., Sigman, D. M., Ren, H., Anderson, R. F., Straub, M., Hodell, D. A., Jaccard, S. L., Eglinton, T. I., Haug, G. H., 2014. Iron Fertilization of the Subantarctic Ocean During the Last Ice Age. *Science* 343, 1347-1350.
- Martrat, B., Grimalt, J.P., Shackleton, N.J., de Abreu, L., Hutterli, L., Hutterli, M.A., Stocker, T.F., 2007. Four climate cycles of recurring deep surface water destabilizations on the Iberian margin. *Science* 317, 502-507.
- Marzin, C., Braconnot, P., 2009. Variations of Indian and African monsoons induced by insolation changes at 6 and 9.5 kyr BP. *Climate Dynamics* 33, 215-231, doi: 10.1007/s00382-009-0538-3.
- Marzin, C., Kallel, N., Kageyama, M., Duplessy, J.C., Braconnot, P., 2013. Glacial fluctuations of the Indian monsoon and their relationship with North Atlantic climate: new data and modeling experiments. *Climate of the Past* 9, 2135-2151, doi: 10.5194/cp-9-2135-2013.
- Marzoli, A., Melluso, L., Morra, V., Renne, P.R., Sgrosso, I., D'Antonio, M., Duarte Morais, L., Morais, E.A.A., Ricci G., 1999. Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanda basin (western Angola), and relationships with the Paraná-Etendeka continental flood basalt province, *Journal of Geodynamics*, 28, 341–356.
- Mathien-Blard, E., 2008. Révision du paléothermomètre Mg/Ca et son application sur l'hydrologie de surface de l'Océan Indien Tropical au cours de l'Holocène. Manuscrit de Thèse de l'Université Paris XI, pp. 181.
- Mayer, H., Appel, E., 1999. Milankovitch cyclicity and rock-magnetic signatures of paleoclimatic changes in the early Cretaceous Biancone Formation of the Southern Alps, Italy. *Cretaceous Research* 20, 189–214.
- Mayer, L. M., Schick, L. L., Allison, M. A., Ruttenberg, K. C., Bentley, S. J. Marine vs. terrigenous organic matter in Louisiana coastal sediments: The uses of bromine:organic carbon ratios. *Marine Chemistry* 107, 244-254 (2007).
- McArthur, J.M., Janssen, N.M.M., Reboulet, S., Leng, M.J., Thirlwall, M.F., van de Schootbrugge, B., 2007. Palaeotemperatures, polar ice volume, and isotope stratigraphy (Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$): the Early

- Cretaceous (Berriasian, Valanginian, Hauterivian). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 248, 391 – 430.
- McManus, J.F., François, R., Gherardi, J.M., Keigwin, L.D., Brown-Leger, S., 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature* 428, 834-837.
- Melles, M., Brigham-Grette, J., Minyuk, P.S., Nowaczyk, N.R., Wennrich, V., DeConto, R.M., Anderson, P.M., Andreev, A.A., Coletti, A., Cook, T.J., Haltia-Hovi, E., Kukkonen, M., Lozhkin, A.V., Rosen, P., Tarasov, P., Vogel, H., Wagner, B., 2012. 2.8 million years of Arctic climate change from Lake El'gygytgyn, NE Russia. *Science* 337(6092), 315-20, doi: 10.1126/science.
- Menviel, L., Timmermann, A., Mouchet, A., Timm, O. 2008. Meridional reorganizations of marine and terrestrial productivity during Heinrich events. *Paleoceanography* 23, PA1203.
- Menviel, L., Spence, P., Yu, J., Chamberlain, M.A., Matear, R.J., Meissner, K.J., England, M.H., 2018. Southern Hemisphere westerlies as a driver of the early deglacial atmospheric CO₂ rise. *Nature Communications* 9 (2503), doi: 10.1038/s41467-018-04876-4.
- Meybeck, M., 1982. Carbon, nitrogen and phosphorus transport by world's rivers, *Am. J. Sci.*, 282, 402–450.
- le Mezo, P., 2017. Variabilité des écosystèmes marins à l'échelle inter-annuelle au dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Manuscrit de Thèse de l'Université Paris Sud, 347 pp.
- Mischke, S., Zhang, C., Börner, A., Herzschuh, U., 2010. Lateglacial and Holocene variation in aeolian sediment flux over the northeastern Tibetan Plateau recorded by laminated sediments of a saline meromictic lake. *Journal of Quaternary Science* 25, 162-177.
- Mléneck Vautravers, 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.
- Molnar, P., Boos, W.R., Battisti, D.S. 2010. Orographic controls on climate and paleoclimate of Asia: thermal and mechanical roles for the Tibetan Plateau. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 38, 77–102
- Montade, V., Kageyama, M., Combourieu-Nebout, N., Ledru, M.P., Michel, E., Siani, G., Kissel, C., 2015. Teleconnection between the Intertropical Convergence Zone and southern westerly winds throughout the last deglaciation. *Geology* 43 (8), 735-738.
- Moullade, M., 1966. Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la "fosse vocontienne". *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon* 15, 369 pp.
- Morales, C., Gardin, S., Schnyder, J., Spangenberg, J., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Adatte, T., Föllmo, K., 2013. Berriasian and early Valanginian environmental change along a transect from the Jura Platform to the Vocontian Basin. *Sedimentology* 60, 36 – 63.
- Morales, C., Kujau, A., Heimhofer, U., Mutterlose, J., Spangenberg, J.E., Adatte, T., Ploch, I., Föllmi, K.B., 2015. Palaeoclimate and palaeoenvironmental changes through the onset of the Valanginian carbon-isotope excursion: Evidence from the Polish Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 426, 183-198.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grommelt, J. O., Sánchez-Goñi, M. F., Shackleton, N., and Sierro, F. J., 2005. Links between oscillation at the millennial time-scale. A multi-proxy study of the last 50,000 from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Quat. Sci. Rev.* 24, 1623–1636.
- Morrison, A., Frölicher, T., Sarmiento, J., 2015. Upwelling in the Southern Ocean. *Physics Today*, 27-32.
- McSotay, O., 1980. Mollusques benthiques du Crétacé inférieur : une méthode de corrélation entre la Téthys mésogéenne et le domaine paléo-caraïbe (Venezuela), Document de l'Université de Lyon.
- Meyers, P.A., 1987. Organic-carbon content of sediments and rocks from Deep Sea Drilling Project Sites 603, 604 and 605, Western margin of the North Atlantic. *Init. Reports of the DSDP* 93, pp. 1187-1194.
- Molano, B., McIntyre, A., 1990. Precessional forcing of nutricline dynamics in the Equatorial Atlantic. *Science* 249, 766–769.

- Okada, H., Honjo, S., 1973. The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. *Deep-Sea Research* 20, 355–374.
- Oppo, D.W., Sun, Y., 2005. Amplitude and timing of sea-surface temperature change in the northern South China Sea: dynamic link to the East Asian monsoon. *Geology* 33, 785–88
- Overpeck, J., Anderson, D., Trumbore, S., Prell, W. 1996. The southwest Indian Monsoon over the last 18,000 years. *Clim. Dyn.* 12, 213–25.

-P-

- Parrenin, F., Masson-Delmotte, V., Köhler, P., Raynaud, D., Paillard, D., Schwander, J., Barbante, C., Landais, A., Wegner, A., Jouzel, J. 2009. Synchronous change of atmospheric CO₂ and Antarctic temperature during the last deglacial warming. *Science* 339, 1060-1063.
- Percival, L.M.E., Witt, M.L.I., Mather, T.A., Hermoso, M., Jenkyns, H.C., Hesselbo, S.P., Al-Suwaidi, A.H., Storm, M.S., Xu, W., and Ruhl, M., 2015, Globally enhanced mercury deposition during the end-Pliensbachian extinction and Toarcian OAE: A link to the Karoo–Ferrar large igneous province. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 428, p. 267–280.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429-436.
- Piccirillo, E.M., Melfi, A.J., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G., Ernesto, M., Marques, L.S., Nardy, A.J.R., Pacca, I.G., Roisenberg, A., Stolfa, D., 1988. Continental flood volcanism from the Paraná basin (Brazil). In: Macdougall, J.D. (Eds.), *Continental Flood Basalts*. Kluwer, Dordrecht, Netherlands, 195–238.
- Pinto, V.M., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Wildner, W., 2011. Zircon U–Pb geochronology from the Parana bimodal volcanic province support a brief eruptive cycle at ~135 Ma. *Chemical Geology* 281, 93–102.
- Pirrie, D., Doyle, P., Marshall, J.D., Ellis, G., 1995. Cool Cretaceous climates – new data from the Albian of Western Australia. *J. Geol. Soc. (London)*, 152, 739–742.
- Pirrone, N., Cinnirella, S., Feng, X., Finkelman, R. B., Friedli, H. R., Leaner, J., Mason, R., Mukherjee, A. B., Stracher, G. B., Streets, D. G., Telmer, K. 2010. Global mercury emissions to the atmosphere from anthropogenic and natural sources. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* 10, 4719–52.
- Pollard, R. T., Salter, I., Sanders, R. J., Lucas, M. I., Moore, C. M., Mills, R. A., Satham, P. J., Allen, J. T., Baker, A. R., Bakker, D. C. E., Charette, M. A., Fielding, S., Fones, G. R., French, M., Hickman, A. E., Holland, R. J., Hughes, J. A., Jickells, T. D., Lampitt, R. S., Morris, P. J., Nédélec, F. H., Nielsdottir, M., Planquette, H., Popova, E. E., Poulton, A. J., Read, J. F., Seeyave, S., Smith, T., Stinchcombe, M., Taylor, S., Thomalla, S., Venables, H. J., Williamson, R., Zubkov, M.V., 2009. Southern Ocean deep-water carbon export enhanced by natural iron fertilization. *Nature* 457, 577-580, doi:10.1038/nature07716.
- Porter SC, An ZS. 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature* 375:185–88
- Prell, W.L., Kutzbach, J.E., 1987. Monsoon variability over the past 150 000 years. *J. Geophys. Res.* 92, 8411-8425.
- Price, G.D., 1999. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic, *Earth-Science Reviews*, 48, 183–210.
- Price, G.D., Ruffell, A.H., Jones, C.E., Kalin, R.M., Mutterlose, J., 2000. Isotopic evidence for temperature variation during the early Cretaceous, *Journal of Geological Society of London*, 157, 335–343.
- Price, G.D., Nunn, E.V., 2010. Valanginian isotope variation in glendonites and belemnites from Arctic Svalbard: transient glacial temperatures during the Cretaceous greenhouse. *Geology* 38, 251-254.
- Price, G.D., Passey, B.H., 2013. Dynamic polar climates in a greenhouse world: Evidence from clumped isotope thermometry of Early Cretaceous belemnites. *Geology* 41, 923-926.

Pucéat, E., Lécuyer, C., Sheppard, S.M.F., Dromart, G., Reboulet, S., Grandjean, P., 2003. Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Paleoceanography* 18, 1029–1041.

Pucéat, E., Lécuyer, C., Reisberg, L., 2005. Neodymium isotope evolution of NW Tethyan upper ocean waters throughout the Cretaceous. *Earth and Planetary Science Letters* 236, 705–720.

Pyle, D.M., and Mather, T.A., 2003, The importance of volcanic emissions for the global atmospheric mercury cycle: *Atmospheric Environment*, v. 37, p. 5115–5124.

-Q-

Qian WH. 2000. Dry/wet alternation and global monsoon. *Geophys. Res. Lett.* 27:3679–82

-R-

Raymo, M.E., Mitrovica, J.X., 2012. Collapse of polar ice sheets during the stage 11 interglacial. *Nature* 000, doi: 10.1038/nature10891.

Raynaud, D., Barnola, J.-M., 2005. The ice core record and the CO₂ paradox of marine isotopic stage 11. *Geophys. Res. Abstr.* 7, 03142.

Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prévot, M., Perrin, M., 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland and the Jurassic–Cretaceous boundary, *Science*, 258, 975–979.

Ridgwell, A., 2007. Application of sediment core modelling to interpreting the glacial-interglacial record of Southern Ocean silica cycling. *Climate of the Past* 3, 387–396.

-S-

Saavedra-Pellitero, M., Flores, J. A., Baumann, K. H., Sierro, F. J., 2010. Coccolith distribution patterns in surface sediments of Equatorial and Southeastern Pacific Ocean. *Geobios* 43, 131–149.

Saavedra-Pellitero, M., Baumann, K.-H., Lamy, F., Köhler, P., 2017. Coccolithophore variability across Marine Isotope Stage 11 in the Pacific sector of the Southern Ocean and its potential impact on the carbon cycle. *Paleoceanography*, 32, doi:10.1002/2017PA003156.

Sageman, B.B., Meyers, R.S., Arthur, A.M., 2006. Orbital time scale and new C-isotope record for Cenomanian–Turonian boundary stratotype. *Geology* 34, 125–128.

Salter, I., Schiebel, R., Ziveri, P., Movellan, A., Lampitt, R., Wolff, G., 2014. Carbonate counter pump stimulated by natural iron fertilization in the Polar Frontal Zone. *Nature Geoscience*, doi: 10.1038/NGEO2285.

Sankar-Rao M. 1966. Equations for global monsoons and toroidal circulations in the σ -coordinate system. *Pure Appl. Geophys.* 65, 196–215.

Sanei, H., Grasby, S.E., and Beauchamp, B., 2012. Latest Permian mercury anomalies: *Geology* 40, 63–66.

Sarkar, S., Prasad, S., Wilkes, H., Riedel, N., Stebich, M., Basavaiah, N., Sachse, D., 2015. Monsoon source shifts during the drying mid-Holocene: biomarker isotope based evidence from the core “monsoon zone” (CMZ) of India. *Quaternary Science Reviews* 123, 144–157.

Schulz, H., von Rad, U., Erlenkeuser, H., 1998. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110 000 years. *Nature* 393, 54–57.

Selin, N.E., 2008. Global Biogeochemical Cycling of Mercury: A Review. *Annual Review of Environment and Resources* 34, 43–63, doi : 10.1146/annurev.enviro.051308.084314.

- Shakun, J.D., Clark, P.U., He, F., Marcott, S.A., Mix, A.C., Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Schmittner, A., Bard, E., 2012. Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature* 484, 49-54.
- Sharma, G. S.: Upwelling off the southwest coast of India, *Indian J. Mar. Sci.*, 7, 209–218, 1978
- Sharp, Z., 2006. *Principles of stable isotope geochemistry*. 1st ed. Prentice Hall, New Jersey.
- Shetye, S. R., Gouveia, A. D., Shenoi, S. S. C., Sundar, D., Michael, G. S., Almeida, A. M., and Santanam, K.: Hydrography and circulation off the west coast of India during the southwest monsoon 1987, *J. Mar. Res.*, 48, 359–378, 1990.
- Sloan, L.C., Barron, E.J., 1991. Reply to “Comments and reply on “equable” climates during Earth history?” *Geology*, 19, 540–542.
- Sial, A.N., Lacerda, L.D., Ferreira, V.P., Frei, R., Marquillas, R.A., Barbosa, J.A., Gaucher, C., Windmoller, C.C., and Pereira, N.S., 2013, Mercury as a proxy for volcanic activity during extreme environmental turnover: The Cretaceous–Paleogene transition: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 387, 153–164.
- Siani, G., Michel, E. De-Pol Holz, R., DeVries T., Lamy, F., Carel, M., Isguder, G., Dewilde F., Lourantou A., 2013. Carbon isotope records reveal precise timing of enhanced Southern Ocean upwelling during the last deglaciation. *Nature Communications* 4, 2758. doi: 10.1038/ncomms3758.
- Sigman, D.M., Boyle, E.A., 2000. Glacial-Interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature* 407, 859-869.
- Sigman, D.M., Hain, M.P., Haug, G.H., 2010. The polar ocean and glacial cycles in atmospheric CO₂ concentration. *Nature* 466, 47-55.
- Sinha, A., Cannariato, K.G., Stott, L.D., Li, H.C., You, C.F., et al. 2005. Variability of Southwest Indian summer monsoon precipitation during the Bølling-Allerød. *Geology* 33:813–16
- Skinner, L. C., Fallon, S., Waelbroeck, C., Michel, E., Barker, S., 2010. Ventilation of the deep Southern Ocean and deglacial CO₂ rise. *Science* 328, 1147-1151.
- Spero, H.J., Lea, D.W., 2002. The cause of carbon isotopic minimum events on glacial terminations. *Science* 296, 522-525.
- Sprovieri, M., Coccioni, R., Lirer, F., Pelosi, N., Lozar, F., 2006. Orbital tuning of a Lower Cretaceous composite record (Maiolica Formation, central Italy). *Paleoceanography* 21, PA4212.
- Stenni, B., Buiron, D., Frezzotti, M., Albani, S., Barbante, C., Bard, E., Barnola, J.M., Baroni, M., Baumgartner, M., Bonazza, M., Capron, E., Castellano, E., Chappellaz, J., Delmonte, B., Falourd, S., Genoni, L., Iacumin, P., Jouzel, J., Kipfstuhl, S., Landais, A., 2011. Expression of the bipolar see-saw in Antarctic climate records during the last deglaciation. *Nature Geoscience* 4, 46-49.
- Stephens, B.B., Keeling, R.F., 2000. The influence of Antarctic sea ice on glacial-interglacial CO₂ variations. *Nature* 9, 404(6774), 171-4, doi:10.1038/35004556.
- Stewart, K., Turner, S., Kelley, S., Hawkesworth, C., Kirstein, L., Mantovani, M., 1996. 3-D, ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province: *Earth and Planetary Science Letters* 143, 95–109, doi: 10.1016/0012-821X(96)00132-X.
- Stocker, T.F., 1998. The Seesaw Effect. *Science* 282, 61-62.
- Stoll, H.M., Schrag, D.P., 1996. Evidence for glacial control of rapid sea level changes in the Early Cretaceous, *Science*, 272, 1771–1774.
- Strub, P.T., Mesias, J.P., Montecino, V., Rutllant, J., Salinas, S., 1998. Coastal ocean circulation off Western South America in the Global Coastal Ocean, *Regional Studies and Syntheses*. 273-315 (Wiley).
- Su, X., Liu, C., Beaufort, L., Tian, J., Huang, E., 2013. Late Quaternary coccolith records in the South China Sea and East Asian monsoon dynamics. *Global and Planetary Change* 111, 88-96, doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.08.016.
- Suan, G., Pittet, B., Bour, I., Mattioli, E., Duarte, L.V., Mailliot, S., 2008. Duration of the Early Toarcian carbon isotope excursion deduced from spectral analysis: consequence for its possible causes. *Earth and Planetary Science Letters* 267, 666-679.
- Suchéras-Marx, B., Mattioli, E., Pittet, B., Escarguel, G., Suan, G., 2010. Astronomically-paced coccolith size variations during the early Pliensbachian (Early Jurassic). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 295, 281–292.

- Sun, Q., Colin, C., Liu, Z., Mischke, S., Duchamp-Alphonse, S., Zhang, C., Chen, F., 2016. Climate changes of the northeastern Tibetan Plateau since the late glaciation inferred from clay mineralogy of sediments in Kuhai Lake. *Quaternary International*, doi :10.1016/j.quaint.2016.08.009.
- Sun, Q., Xue, W., Zamanian, K., Colin, C., Duchamp-Alphonse, S., Pei, W., 2018. Formation an paleoenvironment of rhizoliths of Shiyang River Basin, Tengerli Desert, NW China. *Quaternary International*, doi.org/10.1016/j.quaint.2018.06.046.
- Sun, Y.B., Clemens, S.C., Morrill, C., Lin, X., Wang, X., et al. 2012. Influence of Atlantic meridional overturning circulation on the East Asian winter monsoon. *Nat. Geosci.* 5, 46–49.

-T-

- Tagliabue, A., Aumont, O., Bopp, L., 2014. The impact of different external sources of iron on the global carbon cycle. *Geophysical Research Letters*, 920-926, doi: 10.1002/2013GL059059.
- Thibodeau, A.M., Ritterbush, K., Yager, J.A., West, J., Ibarra, Y., Bottjer, D.J., Berelson, W.M., Bergquist, B.A., Corsetti, F.A. 2016. Mercury anomalies and the timing of biotic recovery following the end-Triassic mass extinction. *Nature Communications*. 7:11147, doi:10.1038.
- Thiede, D.S., Vasconcelos, P.M., 2010. Parana flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new ⁴⁰Ar/³⁹Ar results. *Geology* 38, 747–750.
- Thomson, D.J., 1982. Spectrum estimation and harmonic-analysis. *Proceedings of the IEEE* 70, 1055–1096.
- Thornburg, T.M., Kulm, L.D., 1987. Sedimentation in the Chile trench: petrofacies and provenance. *J. Sediment. Petrol.* 57, 55–74.
- Toggweiler, J., Russell, J., Carson, S., 2006. Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during ice ages. *Paleoceanography* 21, PA2005.
- Trenberth KE, Stepaniak DP, Caron JM. 2000. The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation. *J. Clim.* 13:3969–93
- Trenberth, K.E., Caron, J.M., 2001. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *Journal of Climate* 14 (16), 3433-3443.

-V-

- Vakhrameev, V.A., 1991. *Jurassic and Cretaceous floras and climates of the earth*, Cambridge University Press.
- Van de Schootbrugge, B., Föllmi, K., Bulot, L.G., Burns, S.J., 2000. Paleoclimatographic changes during the Early Cretaceous (Valanginian-Hauterivian): evidence from oxygen and carbon stable isotopes, *Earth and Planetary Science Letters*, 181, 15–31.
- Varekamp, J. C., Buseck, P. R., 1981. Mercury emissions from Mount St Helens during September 1980. *Nature* 293(5833), 555-556, doi:10.1038/293555a0.
- Voigt, S. Erbacher, J., Mutterlose, J., Weiss, W., Westerhold, T., Wiese, F., Wilmsen, M., Wonik, T., 2008. The Cenomanian-Turonian of the Wunstorf section (North Germany): global stratigraphic reference section and new orbital time scale for oceanic anoxic event 2. *Newsletters on Stratigraphy* 43, 65-89.

-W-

- Wang, B., Clemens, S.C., Liu, P., 2003. Contrasting the Indian and East Asian monsoons: implications on geological timescales. *Marine Geology* 201, 5-21.
- Wang B, Ding QH. 2006. Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years. *Geophys. Res. Lett.* 33, L06711.

- Wang B, Ding QH. 2008. Global monsoon: dominant mode of annual variation in the tropics. *Dyn. Atmos. Oceans* 44, 165–83.
- Wang, L., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., Grimalt, J., Grootes, P., Heilig, S., Ivanova, E., Kienast, M., Pelejero, C., and Pflaumann, U.: East Asian monsoon Climate during the late Pleis- tocene: high- resolution sediment records from the South China Sea, *Mar. Geol.*, 156, 245–284, 1999.
- Wang, P., Clemens, S., Beaufort, L., Braconnot, P., Ganssen, G., Jian, Z., Kershaw, P., Sarnthein, M., 2005. Evolution and variability of the Asian monsoon system: state of the art and outstanding issues. *Quaternary Science Reviews* 24, 595-629.
- Wang, P.X. 2009. Global monsoon in a geological perspective. *Chin. Sci. Bull.* 54, 1113–36
- Wang, P.X., Wang, B., Cheng, H., Fasullo, J., Guo, Z.T., Kiefer, T., Liu, Z.Y., 2014. The global monsoon across timescales: coherent variability of regional monsoons. *Climate of the Past* 10, 2007-2052, doi:10.5194/cp-10-2007-2014.
- Wang, P.X., Wang, B., Cheng, H., Fasullo, J., Guo, Z., Kiefer, T., Liu, Z., 2017. Global monsoon across time scales: Mechanisms and oustanding issues. *Earth-Science Reviews* 174, 84-121, doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.006.
- Wang, X., Auler AS, Edwards RL, Cheng H, Ito E, et al. 2006. Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. *Quat. Sci. Rev.* 25:3391–403.
- Watson, A.J., Bakker, D.C.E., Ridgwell, A.J., Boyd, P.W., Law, C.S., 2000. Effect of iron supply on Southern Ocean CO₂ uptake and implications for glacial atmospheric CO₂. *Nature* 407 (6805), 730-733, doi. 10.1038/35037561.
- Webster, P.J., 1987. *The elementary monsoon*. John Wiley et Sons Eds, New York: 3-12.
- Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K.B., Kuhn, O., 1998. Correlation of Early Cretaceous carbon isoope stratigraphy and plateform drowning events: a possible link? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137, 189–203.
- Westbrock, P., Bown, C., Van Bleijswijk, J., Young, J.R., 1993. A model system approach to biological climate forcing. The example of *Emiliana huxleyi*. *Global and Planetary Change* 8, 27-46, doi: 10.1016/0921-8181(93)90061-R
- Westermann, S., Föllmi K., Adatte T., Matera V., Fleitmann D., Fiet N., Ploch I., Duchamp-Alphonse S., 2010. The Valanginian $\delta^{13}\text{C}$ excursion may not be an expression of a global oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Science Letters*, 290, 118-131.
- Westermann S., Duchamp-Alphonse S., Fiet, N.; Fleitmann, D.; Matera, V.; Adatte, T.; Föllmi, K. 2013. Paleoenvironmental changes during the Valanginian: new insights from variations in phosphorus contents and bulk- and clay mineralogies in the western Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 392, 196 – 208.
- Wischnewski, J., Mischke, S., Wang, Y., Herzsuh, 2011. Reconstructing climate variability on the northeastern Tibetan Plateau since the last Lateglacial: a multi-proxy, dual-site approach comparing terrestrial and aquatic signals. *Quaternary Science Review* 30, 82-97.
- Wolff, E.W., Fischer, H., Fundel, F., Ruth, U., Twarloh, B., Littot, G.C., Mulvaney, R., Röthlisberger, R., de Angelis, M., Boutron, C.F., Hansson, M., Jonsell, U., Hutterli, M.A., Lambert, F., Kaufmann, P., Stauffer, B., Stocker, T.F., Steffensen, J.P., Bigler, M., Siggaard-Andersen, M.L., Udisti, R., Becagli, S., Castellano, E., Severi, M., Wagenbach, D., Barbante, C., Gabrielli, P., Gaspari, V., al., 2006. Southern Ocean sea-ice extent, productivity and iron flux over the past eight glacial cycles. *Nature* 440, 491-496, doi: 10.1038/nature04614.
- Wu, G.X., Pan, B., Gao, H., Guan, Q., Xia, D. 2006. Climatic signals in the Chinese loess record for the Last Glacial: the influence of northern high latitudes and the tropical Pacific. *Quat. Int.* 154–55:128–35

-X-

- Xie, P., Arkin, P.A., 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 78, 2539-2558.

-Y-

- Yanase, W., Abe-Ouchi, A., 2007. The LGM surface climate and atmospheric circulation over East Asia and the North Pacific in the PMIP2 coupled model simulation. *Climate of the Past* 3, 439-451, doi.org/10.5194/cp-3-439-2007.
- Yim, S.-Y., Wang, B., Liu, J., and Wu, Z., 2013. A comparison of regional monsoon variability using monsoon indices, *Clim. Dynam.*, 1–15, doi:10.1007/s00382-013-1956-9.
- Yu, Z., Colin, C., Douville E., Meynadier, L., Duchamp-Alphonse, S., Sepulcre, S., Wan S., Song, L., Wu, Q., Xu, Z., Bassinot, F., 2017. Yttrium and Rare Earth Elements partitioning in seawaters from the Bay of Bengal. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, doi:10.1002/2016GC006749.

-Z-

- Zeigler, K.E., Schwartz, J.P., Droxler, A.W., Shearer, M.C., Peterson, L., 2003. Caribbean carbonate crash in Pedro Channel at subthermocline depth during Marine Isotope Stage 11: A case of basin to shelf carbonate fractionation? *Geophysical Monograph Series*. In: Droxler, A.W., et al. (Eds.), *Earth's Climate and Orbital Eccentricity: The Marine Isotope Stage 11 Question*. AGU, Washington, DC, pp. 181–204.
- Zhang, C.J., Mischke, S., 2009. A Late glacial and Holocene lake record from the Nianbaoyeze Mountains and inferences of lake, glacier and climate evolution on the eastern Tibetan Plateau. *Quaternary Science Reviews* 28, 1970–1983.
- Zhang, H., Liu, C., Jin, X., Shi, J., Zhao, S., Jian, Z., 2016. Dynamics of primary productivity in the northern South China Sea over the past 24,000 years. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 17, 4878–4891, doi:10.1002/2016GC006602.
- Zhang, R., Kang, S.M., Held, I.M. 2010. Sensitivity of climate change induced by the weakening of the Atlantic meridional overturning circulation to cloud feedback. *J. Clim.* 23:378–89
- Zhao, Y., Liu, Z., Colin, C., Paterne, M., Siani, G., Cheng, X., Duchamp-Alphonse, S., Xie, X. 2011. Variations of the Nile suspended discharges during the last 1.75 Myr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 311, 230-241.
- Zhisheng A., Guoxiong, W., Jianping, L., Youbin, S., Yimin, L., Weijian, Z., Yanjun, C., Anmin, D., li, L., Jiangyu, M., Hai, C., Zhengguo, S., Liangcheng, T., Hong, Y., Hong, A., Hong, C., Juan, F., 2015. Global monsoon dynamics and climate change. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 43, 29-77, doi:10.1146/annurev-earth-060313-054623.
- Zhou, W.J., Head, M.J., An, Z.S., Deckker, P.D., Liu, Z.Y., et al. 2001. Terrestrial evidence for a spatial structure of tropical-polar interconnections during the Younger Dryas episode. *Earth Planet. Sci. Lett.* 191:231–39.
- Ziegler, A.M., Raymond, A.L., Gierlowski, T.C., Horrell, M.A., Rowley, D.B., Lottes, A.L., 1987. Coal, climate and terrestrial productivity: the present and the early Cretaceous compared. *Geological Society Special Publication* 32, 22-49.
- Ziegler, M., Jilbert, T., de Lange, G. J., Lourens, L. J., Reichart, G. J., 2008. Bromine counts from XRF scanning as an estimate of the marine organic carbon content of sediment cores. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9 (5), doi :10.1029/2007GC001932.
- Ziegler, M., Diz, P., Hall, I.R., Zahn, R., 2013. Millennial-scale changes in atmospheric CO₂ levels linked to the Southern Ocean carbon isotope gradient and dust flux. *Nature Geoscience*, doi.10.1038/NNGEO1782.

Liste des figures

| | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| Figure 1.1 : Récapitulatif du parcours scientifique et du cursus universitaire (1997-2008)..... | 8 |
| Figure 1.2 : Récapitulatif des collaborations depuis 2008..... | 12 |
| Figure 1.3 : Récapitulatif des encadrements doctoraux, missions océanographiques et principales thématiques de recherche..... | 18 |
| Figure 2.1 : Représentation schématique des évènements chimio-stratigraphiques ($\delta^{13}\text{C}$) et biostratigraphiques (bouversements faunistiques et floristiques majeurs) du Valanginien, mis en évidence dans les sédiments marins des basses latitudes (modifié après Gardin et Bartolini (CR2P), et Charbonnier (GEOPS). | 35 |
| Figure 2.2 : Schéma synoptique des évènements stratigraphiques du Valanginien vus par Lini et al., (1992), Föllmi et al., (1994) et Weissert et al., (1998). Les encadrés montrent les thématiques portant sur le Valanginien sur lesquelles je me suis focalisée au cours de mes activités doctorales et postdoctorales (orange), et depuis ma prise de fonction en tant que Maître de Conférence (rouge)..... | 38 |
| Figure 2.3 : Localisation des bassins et des sites étudiés (pastilles rondes) au cours de mes activités doctorales et postdoctorales. Les analyses géochimiques, minéralogiques et/ou micropaléontologiques obtenues ici ont été comparées avec des résultats provenant de la littérature (pastilles carrées). A) Carte paléogéographique du Crétacé inférieur (modifiée de Duchamp-Alphonse et al., 2014 après MacSotay, 1980) - B) Carte paléogéographique de la Téthys occidentale au Crétacé inférieur (modifiée de Westermann et al., 2013 après Hennig et al., 1999)..... | 40 |
| Figure 2.4 : Figure synthétique montrant les évènements tectoniques, paléocéanographiques et paléoenvironnementaux du Berriasien - Hautérivien à l'échelle du globe, et dans le domaine téthysien (Duchamp-Alphonse et al., 2014). Les échelles temporelles (Ma), magnétostratigraphiques et biostratigraphiques sont de Gradstein et al., (2012). Les évènements globaux sont représentés par : i) les taux de production de la croûte océanique (Larson, 1991), ii) l'Épisode Weissert (Emmanuel et Renard, 1993; Hennig et al., 1999; Van de Schootbrugge et al., 2000; Follmi et al., 2006; Follmi, 2012); iii) les taux d'accumulation en phosphore (Follmi, 1995); iv) les changements du niveau marin (Hardenbol et al. (1998), et v) la présence schématique des nannofossiles calcaires indicateurs de productivité (Erba et al., 2004; Bornemann et Mutterlose (2008) concomitante au déclin des nannoconides (Channell et al., 1993; Bersezio et al., 2002; Erba et Tremolada, 2004; Bornemann et Mutterlose, 2008; Barbarin et al., 2012; Duchamp-Alphonse et al., 2014). Cette figure intègre les schémas caractéristiques pour la Téthys i) du rapport Mg/Ca et du $\delta^{18}\text{O}$ belemnites (McArthur et al., 2007) ; ii) du rapport Kaolinite/(Illite+Chlorite) (Duchamp-Alphonse et al., (2011); iii) des flux d'argiles (Gréselle et al., 2011), et des pourcentages de kaolinite (Morales et al, 2013); iv) des conditions trophiques (indice des nutriments basé sur des assemblages de nannofossiles calcaires (Duchamp-Alphonse et al., 2007). Les bandes horizontales blanches et grises documentent la succession de 6 périodes majeures, fluctuant entre les conditions plus arides/humides et plus fraîches/chaudes | 42 |
| Figure 2.5 : Localisation des coupes sites étudiés dans le cadre des travaux de thèse de G. Charbonnier, replacé dans un contexte global (A) et régional : (B) dans le bassin Vocontien (SE de la France) et (C) dans la plaine d'Argo (marge NO Australienne). La coupe de Vergol, reportée sur la figure, a fait l'objet d'une calibration astronomique (Martinez et al., 2013) utile aux travaux engagés avec G. Charbonnier..... | 45 |
| Figure 2.6 : Projection de la durée et de la position du Valanginien (en orange) sur les principales échelles de temps proposées entre 1960 et 2012. L'activité volcanique du Paraná-Etendeka, datée entre 132 et 135,6 Ma (Renne et al., 1992; Steward et al., 1996; Thiede et al., Vasconcelos, 2010; Janasi et al., 2011; Pinto et al., 2011) est également reportée. | 47 |
| Figure 2.7 : Transfert du signal de Susceptibilité Magnétique depuis le domaine spatial vers le domaine fréquentiel (Charbonnier et al. 2013). Biostratigraphie, lithologie et variations du signal de Susceptibilité Magnétique (SM) de la coupe d'Orpierre (Bassin Vocontien, SE France). A) Zones standards à Nannofossiles Calcaires (Bralower et al., 1995 modifié par Applegate et Bergen, 1986). (B) Variations du signal de SM, les doubles flèches verticales représentent les intervalles utilisés pour les analyses des séries temporelles (voir A). (C) Zoom du signal de SM et de la lithologie révélant les variations graduelles des valeurs de SM, qui sont inversement corrélées aux teneurs en CaCO_3 . Une moyenne pondérée du signal de SM (en rouge) permet de mettre en évidence 2 cycles à long terme (indiqué par les arcs verts). Ces derniers sont interprétés comme reflétant les cycles d'excentricité à 405 ka, les minimas des signaux de SM correspondant à 2 marqueurs stratigraphiques bien connus à l'échelle du Bassin Vocontien: le 'Faisceau médian' et le "Faisceau à nicklesi" (Cotillon et al., 1980). Les arcs bleus reflètent de possibles cycles d'Excentricité à 100 ka, inclus | |

dans les cycles à 405 ka. Les couplets bancs-interbancs sont enregistrés comme représentant les cycles de SM de plus fortes fréquences et sont interprétés comme des cycles de Précession.....48

Figure 2.8: Transfert du signal de Susceptibilité Magnétique depuis le domaine fréquentiel vers le domaine temporel (Charbonnier et al. 2013). Variations du signal de Susceptibilité Magnétique (SM) et « tuning orbital » des cycles à 405 ka de la section d’Orpierre. (A) Signal brut de SM, avec une moyenne pondérée de la série, et une courbe polynomiale de 2^{ème} ordre. Un filtre passe-bande gaussien (0.052- 0.02 cycles/m) est aussi appliqué pour isoler les cycles épais de w20-m (Val 1 à Val 12). Ces derniers sont interprétés comme reflétant les cycles d’excentricité à 405 ka. (B) Signal de SM calés à 405 ka après avoir retiré l’effet de la courbe polynomiale de 2^{ème} ordre. Une moyenne pondérée du signal de SM permet de mettre en évidence les cycles à long-termes, interprétés comme pouvant refléter les cycles d’excentricité de grande période raccourcis ou distordus (indiqués par les arcs violets). Les Taux de sédimentation calculés à partir de ce calage orbital sont également mentionnés.....49

Figure 2.9 : Anomalies positives en $\delta^{13}\text{C}$ carbonate et calibrations astronomiques de l’Évènement Weissert à Orpierre (Charbonnier et al., 2013), et comparaison avec les études précédentes (Sprovieri et al., 2006 et Martinez et al., 2013).50

Figure 2.10: Évolution : i) du signal de $\delta^{13}\text{C}$ de Duchamp-Alphonse et al., (2007), Kujau et al., (2012) (après Hennig et al., 1999 et Gréselle et al., 2011) et Charbonnier et al., (2013) ; des KAR, DAR et PAR de la coupe d’Orpierre et mis à jour à Angles (Duchamp-Alphonse et al., 2011), Vergol et la Charce (Gréselle et al., 2011) ; iii) du signal de $\delta^{18}\text{O}$ obtenu sur roche totale de Duchamp-Alphonse et al. (2007), Kujau et al., (2012), Hennig et al., (1999) et Gréselle et al., (2011) ; et iv) du signal composite de $\delta^{18}\text{O}$ obtenu sur rostrés de bélemnites. Le calcul des moyennes pondérées (courbe rouge) a été effectué par le logiciel LOESS avec un α de 0,1. Les courbes bleues indiquent un intervalle de confiance de 95%. Trois périodes humides sont reportées au cours du Valanginien et mises au regard des cycles d’excentricité à 405 ka, préalablement obtenus par analyse spectrale (Charbonnier et al., 2013). Le « tuning » orbital de l’enregistrement composite du bassin d’Umbria Marche (cycles d’excentricité à 2.4 Ma) est reporté (Sprovieri et al., 2006) et met en évidence la possibilité de maxima d’Excentricité en phase avec les maxima des périodes humides (Charbonnier et al., 2016).52

Figure 2.11: Carte paléogéographique du Crétacé inférieur montrant la localisation du domaine téthysien (Nord-Ouest et Sud) et du proto-océan Atlantique Nord (modifiée après R. Blakey : <http://cpgeosystems.com/euromaps.html>). Les coupes Européennes se trouvent dans le domaine NO téthysien, dans le Bassin Polonais (Wawal), le Bassin Vocontien (VB), et le Bassin Subbétique).57

Figure 2.12: Enregistrements des isotopes du carbone et l’oxygène ainsi que du TEX_{86} dans la Téthys, le proto-océan Atlantique Nord et le domaine boréal. Pour le calcul des moyennes pondérées par LOESS (courbe rouge), une valeur de α de 0,15 a été utilisée. Les courbes bleues représentent un intervalle de confiance de 95% (Charbonnier et al. en préparation).58

Figure 2.13: Enregistrements des teneurs en kaolinite et en smectite dans la Téthys, le proto-océan Atlantique Nord et le domaine boréal. Pour le calcul des moyennes pondérées par LOESS (courbe rouge), une valeur de α de 0,15 a été utilisée. Les courbes bleues représentent un intervalle de confiance de 95% (Charbonnier et al., en préparation).59

Figure 2.14 : Carte paléogéographique du Crétacé inférieur montrant la localisation du domaine téthysien (Nord-Ouest et Sud), du proto-océan Atlantique Nord et de la Grande Province Magmatique (LIP) du Paraná-Etendeka (modifiée après R. Blakey : <http://cpgeosystems.com/euromaps.html>). Les coupes Européennes se trouvent dans le domaine NO téthysien, dans le Bassin Polonais (PB Wawal), le Bassin Vocontien (VB : Angles et Orpierre), et dans le Bassin Lombard (LB, Breggia).62

Figure 2.15 : Comparaison du signal de Mercure (Hg) obtenu au cours de l’Épisode Weissert sur des coupes européennes, représentant les environnements Nord-Ouest et centre- téthysiens (Téthys NO et centrale, Charbonnier et al., 2017), avec ceux obtenu sur des sites ODP/DSDP, représentant l’extrémité Sud de la Téthys (ODP 765C) et le proto-océan Atlantique (Sites DSDP 534 A et 603B) (Charbonnier et al., GSA révisions majeures).63

Figure 2.16: Représentation de la structure spatiale des vents (flèches grises), de leur circulation méridienne (contours pleins et pointillés), des précipitations (lignes bleues), et du transport de chaleur vertical (flèches violettes) associés aux cellules de Hadley pour l’été boréal (A) et l’été austral (B). L’équateur est représenté par la ligne pointillée verte. (modifiée d’après Donohoe et al., 2013).68

Figure 2.17 : Représentation des précipitations moyennes (mm/jour) et des champs de vent (flèches noires) pour la mousson asiatique d’été boréale (A : juillet-août) et d’hiver (B : janvier-février) (Wang et al., 2003 après Xie et Arkin,

1997). Les 3 encadrés définissent les zones de précipitations majeures des moussons Indienne (5-27,5°N ; 65-105°E), Nord-Ouest Pacifique (5-22,5°N ; 105-150°E) et de la mousson Est-Asiatique (22,5-45°N ; 105-140°E).....68

Figure 2.18 : Carte topographique représentant la localisation des carottes sédimentaires étudiées et prélevées dans le lac Kuhai ((35°18'21" N, 99°11'00" E) et au niveau de la levée du chenal actif situé dans l'éventail sédimentaire du Golfe du Bengale (MD12-3417 : 16°30'03" N, 87°47'82" E et CASQ MD12-3418CQ : 16°30'27" N, 87°47'92" E).71

Figure 2.19 : Évolutions des rapports K/Si* et smectite/(illite+chlorite) des sédiments de la carotte marine composite au cours de l'Holocène (Joussain et al., 2017), mises en regard des phases climatiques importantes recensées dans la région (Sarkar et al., 2015).73

Figure 2.20 : Représentation de la structure spatiale la circulation méridienne (contours pleins et pointillés) et des précipitations (lignes bleues), dans l'Hémisphère Sud, mettant en évidence la convection directe associée à la cellule de Hadley et à la cellule d Polaire, et la particularité de la cellule de Ferrel. La structure de cette cellule est détaillée afin de mettre en évidence l'origine des vents d'ouest (westerlies représentés en vert), associés aux anticyclones et aux dépressions caractérisant le front polaire. L'équateur est représenté par la ligne pointillée verte.....78

Figure 2.21 : Représentation en 3 dimensions de la dynamique actuelle de l'Océan Austral, mettant en évidence l'importance des westerlies et du transport d'Ekman dans la formation des upwellings austraux, source de CO₂ atmosphérique en période pré-industrielle (Morrison et al., 2015).....79

Figure 2.22 : Variations du signal de δ¹⁸O enregistré au Groenland (NGRIP, Rasmussen et al., 2006) et du signal de δD enregistré en Antarctique (EDC, Stenni et al., 2011) mises en regard des variations des teneurs en pCO₂ atmosphérique (Marcott et al., 2014). Les rectangles représentent les phases climatiques importantes dans l'Hémisphère Nord (LGM : Last Glacial Maximum (Dernier Maximum Glaciaire) ; H1 : Heinrich 1 ; B/A : Bölling-Allerød ; YD : Younger Dryas) et dans l'Hémisphère Sud (ACR : Antarctic Cold Reversal).....80

Figure 2.23 : Photographie d'un squelette (coccosphère) d'*Emiliania huxleyi*, appartenant à la famille des Noëlaerhabdaceae, pêchée dans le SE de l'Océan Pacifique au cours de la mission océanographique BIOSOPE (Biogeochemistry and Optics South Pacific Experiment) à bord du Navire Océanographique Atalante. Crédit photo: Luc Beaufort.....86

Figure 2.24 : Les diminutions d'efficacité de la Pompe Biologique (courbe verte) sont en phase avec les augmentations significatives de pCO₂ atmosphérique (courbe bleu foncé) et l'intensification des upwellings austraux (bandes jaunes). Elles traduisent une augmentation de la production de calcite (CIP) par les coccolithophoridés (courbe bleu clair) et les foraminifères planctoniques (courbe orange). Ces augmentations de production de calcite par le plancton calcaire reflètent une augmentation du nombre de de coccolithes et de foraminifères planctoniques pendant les upwellings austraux en réponse à une fertilisation accrue des eaux de surface subantarctiques. Elles reflètent également, chez les coccolithophoridés, une augmentation de la masse des Noëlaerhabdaceae en réponse à des eaux plus acides.....87

Figure 3.1 : Comparaison des enregistrements climatiques marins et terrestres au cours des derniers 800 ka. A) Concentrations en CO₂ atmosphérique reconstruites à partir de la carotte de glace Epica Dome C (EDC, Antarctique) (Lüthi et al., 2008). B) Compilation des enregistrements de δ¹⁸O des foraminifères benthiques reflétant le volume des calottes de glace et les températures océaniques profondes (Lisiecki et Raymo, 2005) ; c) Variations des températures de l'air antarctique reconstruites à partir du signal en Deuterium d'EDC (Jouzel et al., 2007); d) Compilation des valeurs de Δ¹⁷O de l'O₂ piégé dans les carottes de glace Vostock, GISP2 et Simple Dome (Blunier et al., 2002) (bonne flèche ; e) Flux de Fe enregistré sur la carotte de glace EDC et sur le site ODP 1090/PS2489-2 situé dans la zone subantarctique de l'Océan Austral (secteur Atlantique) (Martinez-Garcia et al., 2009) ; f) Taux d'accumulation en alcénones (Martinez-Garcia et al., 2009 et en Carbone Organique Total (Diekmann et Kuhn, 2002) du site 1090/PS2489-2 ; g) Rapport CaCO₃/COT du site 1090/PS2489-2 (Diekmann et Kuhn, 2002) mettant en évidence l'action potentielle de la pompe biologique dans l'Océan Austral sur le cycle du carbone au cours des cycles G/IG.97

Figure 3.2: Carte représentant la localisation géographique des carottes proposées à l'étude dans ce travail: la carotte sédimentaire MD04-2718 située dans la zone Subantarctique du secteur Indien, et les carottes MD97-2115 et « MD07 » (c.à.d MD07-3100 et MD07-3082) localisées dans la zone subantarctique du secteur Pacifique de l'Océan Austral; ainsi que la carotte de glace Antarctique Epica Dome C (EDC). Les carottes « MD07 » sont détaillée en Fig. 3.4.103

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| Figure 3.3 : Stratigraphies isotopiques ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Globigerina bulloides}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{Neogloboquadrina pachyderma}}$) des carottes MD97-2115 (A) et MD04-2718 (B), et du signal Ca_{XRF} (carotte MD04-2718 (B)), en fonction de la profondeur mettant en évidence les terminaisons T1 à T10 au cours des derniers 850 ka..... | 104 |
| Figure 3.4 : Carte représentant la localisation géographique des carottes MD07-3100 et MD07-3082 situées dans la zone subantartique du secteur Pacifique et dessinant un transect latitudinal avec la carotte MD07-3088 (Duchamp-Alphonse et al., 2018)..... | 105 |
| Figure 3.5 : a) Analyse de la composition isotopique de l'oxygène sur le foraminifère planctonique <i>Globigerina bulloides</i> en fonction de la profondeur (cm) et b) modèle d'âge de la carotte MD07-3100 (Haddam et al., 2018)..... | 105 |
| Figure 3.6 : a) Analyse de la composition isotopique de l'oxygène sur le foraminifère planctonique <i>Globigerina bulloides</i> en fonction de la profondeur (cm) et b) modèle d'âge de la carotte MD07-3082..... | 106 |
| Figure 3.7 : Distribution et origine du Corganique des carottes sédimentaires étudiées le long de la marge sud chilienne. a-c) Teneurs en COT (%) et signal du Br_{XRF} des carottes MD07-3082 (a), MD07-3088 (b), et MD07-3100 (c). d-e) Relation des teneurs en COT vs Br_{XRF} des carottes MD07-3082 et MD07-3100. f) Signaux $\delta^{13}\text{C}_{\text{organique}}$ vs C/N des 3 carottes mettant en évidence l'origine du carbone organique..... | 107 |
| Figure 3.8: Distribution et origine du CaCO_3 des carottes sédimentaires étudiées le long de la marge sud chilienne. a) et d) teneurs en calcite des coccolithes des carottes MD07-3082 et MD07-3100 ; b) et d) Teneurs en CaCO_3 (%) et signaux en Ca_{XRF} des carottes MD07-3082 (b), MD07-3088 (c), et MD07-3100 (e). f-i) Relations des teneurs en CaCO_3 vs Ca_{XRF} des carottes MD07-3082 et MD07-3100. j) relation CaCO_3 vs $\text{Ca}_{\text{XRF}}/\text{Fe}_{\text{XRF}}$ de la carotte MD07-3100 mettant en évidence le potentiel du rapport $\text{Ca}_{\text{XRF}}/\text{Fe}_{\text{XRF}}$ pour représenter la fraction carbonatée du sédiment..... | 109 |
| Figure 3.9 : Distribution des rapports Br/Ca des carottes MD07-3082 et MD07-3088 et Br/(Ca/Fe) de la carotte MD07-3100 suggérés refléter l'efficacité de la pompe biologique (PB) à 49°, 46° et 41°S depuis la dernière période glaciaire (une augmentation des rapports représente une augmentation de l'efficacité de la PB), et comparaison avec les changements de pCO_2 atmosphérique (Marcott et al., 2014). | 111 |
| Figure 3.10 : Distribution géographique des systèmes de moussons de surface à l'échelle globale. Les lignes rouges et bleues représentent la position de la Zone de Convergence Intertropicale en été et en hiver boréal (Zhisheng et al., 2015 après Li et Zeng, 2005)..... | 113 |
| Figure 3.11 : Schéma de circulation des vents à l'échelle du globe, mettant en évidence les vents impliqués dans la mousson globale en hiver boréal (flèches bleues) et en été boréal (flèches rouges) (Zhisheng et al., 2015 après Li et Zeng, 2005). | 114 |
| Fig. 3.12 : Mécanismes liés à la variabilité de la mousson globale à différentes échelles de temps (Wang et al., 2017). ENSO : El Nino Southern Oscillation ; PDO ; Pacific Decadal Oscillation, AMO : Atlantic Multidecadal Oscillation..... | 116 |
| Figure 3.13 : Distribution des rations PPEstivale/PPannuelle (en haut) et PPhivernale/PPannuelle (en bas) dans les environnements marins influencés par les moussons indiennes et Est-asiatiques (concentration moyenne mensuelle de chlorophyll-a de 2003-2018, d'après MODIS). Les cercles verts correspondent aux localisations des carottes étudiées (ou envisagées) dans cette étude (1 : MD77-176 (Marzin et al., 2013) ; 2 : MD77-191 (Bassinot et al., 2011) ; 3 : BAR94-24 (Mathien-Blard, 2008) ; 4 : MD01-2393 (Colin et al., 2010)). Les croix bleues représentent les sites ayant fait l'objet d'études micropaléontologiques (coccolithes) (5 : MD12-3428 (Zhang et al., 2016) ; 6 : MD05-2904 (Su et al., 2013) ; 7 : MD05-2897 (Su et al., 2013) ; 8 : MD05-2901 (Su et al., 2013) ; 9 : ODP1143 (Liu et al., 2008) ; 10 : MD97-2141 (Beaufort et al., 2003) ; 11 : MD98-2175 (Beaufort et al., 2010) ; 12 : SK17 (Cabarcos et al., 2014) ; 13 : MD90-0963 (Beaufort et al., 1997))..... | 119 |
| Fig. 3.14 : Cartes représentant la vitesse moyenne mensuelle des vents (entre 2003 et 2017) à la surface des océans, dans les secteurs Indien et Est-asiatique, et mettant en évidence l'influence hétérogène des vents de mousson d'été et d'hiver sur la productivité primaire. | 120 |
| Figure 3.15 : Localisation des carottes prélevées en mer d'Arabie, dans le Golfe du Bengale, et en mer de Chine par les missions océanographiques OSIRIS I-IV et SHIVA, dans les années 70-90 (cercles rouges), BARAT (1994) (cercles vert clair), MONOPOL (2012) (cercles vert foncé) et HYDROSED (2018) (cercles violets), et mettant en évidence le panel de sommets de carottes potentiellement analysables pour des études micropaléontologiques..... | 121 |

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|
| Figure 3.16 : Variations annuelles de la Productivité Primaire actuelle (2003-2017) au niveau des carottes MD77-176, BAR94-24, MD77-191 et MD01-2393 obtenue via les concentrations en chlorophylle de chacun des secteurs (MODIS) (http://www.science.oregonstate.edu/ocean.productivity/index.php) et l'utilisation du modèle de productivité VGPM (Behrenfeld et Falkowski, 1997) (http://orca.science.oregonstate.edu/1080.by.2160.monthly.hdf.vgpm.m.chl.m.sst.php). | 124 |
| Figure 3.17 : Distribution des proportions relatives en <i>Florisphaera profunda</i> de la carotte MD77-276 au cours des derniers 26 ka reflétant probablement la dynamique de la nutricline en lien avec les vents de NE de la mousson d'hiver. Ces résultats micropaléontologiques sont comparés avec les anomalies de salinité de cette même carotte (Marzin et al., 2013), le gradient de température entre la zone de mélange et la thermocline de la mer d'Andaman (Gebregiorgis et al., 2016), le signal de δD des alcanes du Golfe du Bengale (Contreras-Rosales et al., 2014) et les mesures du $\delta^{18}O$ de spéléothèmes (Dutt et al., 2015), reflétant tous la dynamique de la mousson d'été. | 125 |
| Figure 3.18 : Abondances absolues (nombre/g de sédiments et nombre/cm ² /ka) des coccolithes de la carotte MD77-176 comparés au signal du rapport Ba/Ca obtenu en mer d'Andaman et reflétant le degré de ruissellement (donc d'altération chimique) sur les continents (Gebregiorgis et al., 2016) au cours des derniers 26 ka. | 126 |
| Tableaux 1.1 et 1. 2 : Bilan des enseignements pour les deux dernières années universitaires (2016-2018). | 9-10 |
| Tableau 1.3 : Récapitulatif du nombre de stagiaires encadrés ou co-encadrés classé par thématique..... | 21 |
| Tableau 2.1 : Détail des informations concernant l'origine des mesures géochimiques et minéralogiques recensées et utilisées dans cette étude (Charbonnier et al., en préparation)..... | 56 |

Annexes

- [1] **Duchamp-Alphonse, S.**, Siani, G., Michel, E., Beaufort, L., Gally, Y., Jaccard, S.L., (2018). Enhanced ocean-atmosphere carbon partitioning via the carbonate counter pump during the last deglacial. *Nature Communications* 9, doi: 10.1038/s41467-018-04625-7.
- [2] Haddam, N.A., Siani, G., Michel, E., Lamy, F., **Duchamp-Alphonse, S.**, Hefter, J., Braconnot, P., Dewilde, F., Isgüder, G., Durand, N., Kissel, C., (2018). Changes in latitudinal sea surface temperature gradients along the Southern Chilean margin since the last glacial. *Quaternary Science Reviews* 194, 62-76.
- [3] Joussain, R., Liu, Z., Colin, C., **Duchamp-Alphonse, S.**, Moreno, E., Fournier, L., Zaragosi, S., Dapoigny, A., Meynadier, L., Bassinot, F., (2017). Link between monsoon rainfall and physical erosion in the Himalayan system during the Holocene. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3452-3469, doi : 10.1002/2016GC006762.
- [4] Yu, Z., Colin, C., Douville E., Meynadier, L., **Duchamp-Alphonse, S.**, Sepulcre, S., Wan S., Song, L., Wu, Q., Xu, Z., Bassinot, F., (2017). Yttrium and Rare Earth Elements partitioning in seawaters from the Bay of Bengal. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, doi:10.1002/2016GC006749.
- [5] Charbonnier, G., Morales, C., **Duchamp-Alphonse, S.**, Westermann, S., Adatte, T., Föllmi, K.B., (2017). Mercury enrichment indicates volcanic triggering of Valanginian Environmental Change. *Scientific Report*, doi:10.1038/srep40808.
- [6] Sun, Q., Colin, C., Liu, Z., Mischke, S., **Duchamp-Alphonse, S.**, Zhang, C., Chen, F., (2016). Climate changes of the northeastern Tibetan Plateau since the late glaciation inferred from clay mineralogy of sediments in Kuhai Lake. *Quaternary International*, doi :10.1016/j.quaint.2016.08.009.
- [7] Charbonnier, G., **Duchamp-Alphonse, S.**, Adatte, T., Föllmi, K.B., Colin, C., Spangenberg, J.E., Gardin, S., Galbrun, B., (2015). Eccentricity paced monsoon-like system along the Northwestern Tethyan margin during the Valanginian (Early Cretaceous): new insights from detrital and nutrient fluxes into the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 443, 145 – 155.
- [8] **Duchamp-Alphonse, S.**, Gardin, S., Bartolini, A., (2014). Calcareous nannofossil response to the Weissert episode (Early Cretaceous): Implications for palaeoecological and palaeoceanographic reconstructions. *Marine Micropaleontology* 113, 65 – 78.
- [9] Westermann S., **Duchamp-Alphonse S.**, Fiet, N.; Fleitmann, D.; Matera, V.; Adatte, T.; Föllmi, K., (2013). Paleoenvironmental changes during the Valanginian: new insights from variations in phosphorus contents and bulk- and clay mineralogies in the western Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 392, 196 – 208.
- [10] Charbonnier, G., Boulila, S., Gardin, S., **Duchamp-Alphonse S.**, Adatte, T., Spangenberg, J.E., Föllmi, K.B., Colin, C., Galbrun, B., (2013). Astronomical calibration of the Valanginian “Weissert” episode: The Orpierre marl-limestone succession (Vocontian Basin, southeastern France). *Cretaceous Research* 45, 25 – 42.
- [11] **Duchamp-Alphonse, S.**, Fiet, N., Adatte, T., Pagel, M., (2011) Climate and sea-level variations along the northwestern Tethyan margin during the Valanginian C-isotope excursion: mineralogical evidence from the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 302, 243 – 254.
- [12] Westermann, S., Föllmi K., Adatte T., Matera V., Fleitmann D., Fiet N., Ploch I., **Duchamp-Alphonse S.**, (2010) The Valanginian $\delta^{13}\text{C}$ excursion may not be an expression of a global oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Science Letters*, 290, 118-131.

[13] **Duchamp-Alphonse, S.**, Gardin, S., Fiet, N., Bartolini, A.C., Blamart, D., Pagel, M., (2007). Fertilization of the Northwestern Tethys (Vocontian Basin, SE France) During the Valanginian Carbon Isotope Perturbation: Evidence From Calcareous Nannofossils and Trace Element Data; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 243, 132-151.

ARTICLE

DOI: 10.1038/s41467-018-04625-7

OPEN

Enhanced ocean-atmosphere carbon partitioning via the carbonate counter pump during the last deglacial

Stéphanie Duchamp-Alphonse¹, Giuseppe Siani¹, Elisabeth Michel², Luc Beaufort³, Yves Gally³ & Samuel L. Jaccard ⁴

Several synergistic mechanisms were likely involved in the last deglacial atmospheric $p\text{CO}_2$ rise. Leading hypotheses invoke a release of deep-ocean carbon through enhanced convection in the Southern Ocean (SO) and concomitant decreased efficiency of the global soft-tissue pump (STP). However, the temporal evolution of both the STP and the carbonate counter pump (CCP) remains unclear, thus preventing the evaluation of their contributions to the $p\text{CO}_2$ rise. Here we present sedimentary coccolith records combined with export production reconstructions from the Subantarctic Pacific to document the leverage the SO biological carbon pump (BCP) has imposed on deglacial $p\text{CO}_2$. Our data suggest a weakening of BCP during the phases of carbon outgassing, due in part to an increased CCP along with higher surface ocean fertility and elevated $[\text{CO}_{2aq}]$. We propose that reduced BCP efficiency combined with enhanced SO ventilation played a major role in propelling the Earth out of the last ice age.

¹GEOPS, Universities of Paris Sud and Paris-Saclay, CNRS, 91405 Orsay, France. ²LSC/IPS Laboratory des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS-UVSQ, 91198 Gif-sur-Yvette, France. ³Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRA, Coll France, CEREGE, Aix-en-Provence, France. ⁴Institute of Geological Sciences and Oeschger Center for Climate Change Research, University of Bern, 3012 Bern, Switzerland. Correspondence and requests for materials should be addressed to S.D.-A. (email: stephanie.duchamp@u-psud.fr)



Contents lists available at ScienceDirect

Quaternary Science Reviews

journal homepage: www.elsevier.com/locate/quascirev

Changes in latitudinal sea surface temperature gradients along the Southern Chilean margin since the last glacial



Naoufel Abdeldjalyl Haddam^{a, b, *}, Giuseppe Siani^a, Elisabeth Michel^b, Jérôme Kaiser^c, Frank Lamy^d, Stéphanie Duchamp-Alphonse^a, Jens Hefter^d, Pascale Braconnot^b, Fabien Dewilde^b, Gülay Isgüder^b, Nadine Tisnerat-Laborde^b, François Thil^b, Nicolas Durand^e, Catherine Kissel^b

^a GEOPS, Universities of Paris Sud and Paris-Saclay, CNRS, 91405 Orsay, France

^b 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

^c Leibniz Institute for Baltic Sea Research, Seestrasse 15, D-18119, Rostock, Germany

^d Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, D-27515, Bremerhaven, Germany

^e Laboratoire de Mesure du Carbone 14 (LMC14), Bât. 450 port 4E, CEA Saclay, 91191, Gif-sur-Yvette CEDEX, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 27 November 2017

Received in revised form

22 June 2018

Accepted 24 June 2018

Keywords:

Sea surface temperature latitudinal gradient

Subtropical front

Bipolar seesaw

Sea surface salinity

Patagonian ice sheet melting

Last 22 kyr cal. BP

ABSTRACT

The comparison between different climate model simulations of water hosing experiments under glacial conditions points toward diverging responses in Sea Surface Temperature changes (SST) especially in the Southeast Pacific (SEP). This suggests that reconstituting the latitudinal SST gradient in the SEP is a critical parameter for a better understanding of the mechanisms behind the abrupt climatic events since the last glacial period. Here we present, high-resolution records of SST, using planktonic foraminiferal assemblages and alkenone temperature reconstructions and stable oxygen and carbon isotopes from three deep-sea sediment cores along a latitudinal transect off the southern Chilean coast. This allowed us to reconstruct the variations of the latitudinal SST gradient and the Subtropical Front movements in the SEP. The SST results suggest a clear Antarctic timing consistent with the bipolar seesaw control, especially during the late glacial and the deglaciation. Our records do not suggest a complete oceanic heat transfer signal, highlighting the implication of an atmospheric component in the heat transfers between the two hemispheres, controlled by the latitudinal movements of the intertropical convergence zone in the Atlantic and the associated weaker South Pacific westerly split jet. Furthermore, our records indicate variable conditions during the Holocene, and also emphasize the influence of local fresh water inputs from the Patagonian ice sheet and/or precipitation on the SST fresh water input estimates along the Chilean margin (North and South of 49° S) from the onset of the deglaciation until 8 kyr cal. BP.

© 2018 Elsevier Ltd. All rights reserved.



RESEARCH ARTICLE

10.1002/2016GC006762

Key Points:

- Sedimentary sources and weathering state of detrital material derived from the G-B river system over the last ~9.8 ka
- Increasing input of detrital material from the highlands (reliefs) during the early-middle Holocene
- Rapid response of erosion and sediment transfer of the G-B river system to changes in the dynamic of the summer monsoon rainfall

Supporting Information:

- Supporting Information S1
- Table S1
- Table S2

Correspondence to:

R. Jousain,
ronan.jousain@gmail.com

Citation:

Jousain, R., et al. (2017), Link between Indian monsoon rainfall and physical erosion in the Himalayan system during the Holocene, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 18, 3452–3469, doi:10.1002/2016GC006762.

Received 5 DEC 2016

Accepted 6 JUL 2017

Accepted article online 21 JUL 2017

Published online 15 SEP 2017

Link between Indian monsoon rainfall and physical erosion in the Himalayan system during the Holocene

Ronan Jousain^{1,2} , Zhifei Liu² , Christophe Colin¹ , Stéphanie Duchamp-Alphonse¹ , Zhaojie Yu¹, Eva Moréno³, Léa Fournier⁴, Sébastien Zaragosi⁴, Amaud Dapoigny⁵, Laure Meynadier⁶, and Franck Bassinot⁵

¹Laboratoire GEOsciences Paris-Sud, UMR 8148, CNRS-Université de Paris-Sud, Université Paris-Saclay, Orsay Cedex, France, ²State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai, China, ³Muséum National d'Histoire Naturelle, UMR 7207, Paris Cedex 05, France, ⁴UMR CNRS 5805 EPOC, Université de Bordeaux, Pessac Cedex, France,

⁵Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, Gif-sur-Yvette, France, ⁶Equipe de Géochimie et Cosmochimie, Institut de Physique du Globe de Paris – Sorbonne Paris Cité, UMR 7154, Université Paris Diderot, Paris, France

Abstract Mineralogical and geochemical analyses conducted on cores located on the active channel-levee system of the northern Bengal Fan are used to establish changes in the weathering pattern and the sediment transport of the Himalayan system, and evaluate the effect of Indian summer monsoon rainfall during the Holocene. Our data indicate that during the Holocene, sediments from the northern Bengal Fan originate mainly from the G-B river system without any significant changes in the relative contribution of these rivers. From 9.8 to around 6 ka, relatively low smectite/(illite+chlorite) ratios and relatively high K/Si* ratios indicate high physical denudation rates of the Himalayan highlands together with a rapid transfer of the detrital material to the Bengal Fan. The period between 9.2 and 7 ka is associated to lower values of K/Si* and corresponds to the maximum of Indian monsoon rainfall which indicates a more important chemical weathering material that rapidly transits by the G-B river system without a long storage in the Indo-Gangetic plain. From 6.0 ka to present day, higher smectite/(illite+chlorite) ratio and lower K/Si* ratio document a gradual increase of sediments originated from the Indo-Gangetic plain, characterized by higher degree of chemical weathering. During the last 2.5 ka, the drastic increase in the smectite/(illite+chlorite) ratio could be associated to enhanced alteration of the plain soils due to anthropogenic activity. The comparison of mineralogical and geochemical data with previous reconstructions of the Indian monsoon dynamic indicates a rapid response of erosion and sediment transfer of the G-B river system to changes of monsoon rainfall intensity.



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 Yu¹, Christophe Colin¹, Eric Douville², Laure Meynadier³,
Stéphanie Duchamp-Alphonse¹, Sophie Sepulcre¹, Shiming Wan^{4,5}, Lina Song⁶, Qiong Wu⁷,
Zhaokai Xu⁴, and Frank Bassinot²

¹Laboratoire GEOsciences Paris-Sud, UMR 8148, CNRS-Université de Paris-Sud, Université Paris-Saclay, Orsay, France, ²Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, Gif-sur-Yvette, France, ³Equipe de Géochimie et Cosmochimie, Institut de Physique du Globe de Paris-Sorbonne Paris Cité, UMR 7154, Université Paris Diderot, Paris, France, ⁴Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, China, ⁵Laboratory for Marine Geology, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao, China, ⁶Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, China, ⁷State 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.

SCIENTIFIC REPORTS

OPEN

Mercury enrichment indicates volcanic triggering of Valanginian environmental change

Received: 10 October 2016
Accepted: 12 December 2016
Published: 20 January 2017

Guillaume Charbonnier¹, Chloé Morales², Stéphanie Duchamp-Alphonse³, Stéphane Westermann⁴, Thierry Adatte¹ & Karl B. Föllmi¹

The Valanginian stage (Early Cretaceous) includes an episode of significant environmental changes, which are well defined by a positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion. This globally recorded excursion indicates important perturbations in the carbon cycle, which has tentatively been associated with a pulse in volcanic activity and the formation of the Paraná-Etendeka large igneous province (LIP). Uncertainties in existing age models preclude, however, its positive identification as a trigger of Valanginian environmental changes. Here we report that in Valanginian sediments recovered from a drill core in Wąwał (Polish Basin, Poland), and from outcrops in the Breggia Gorge (Lombardian Basin, southern Switzerland), and Orpierre and Angles (Vocontian Basin, SE France), intervals at or near the onset of the positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion are significantly enriched in mercury (Hg). The persistence of the Hg anomaly in Hg/TOC, Hg/phylosilicate, and Hg/Fe ratios shows that organic-matter scavenging and/or adsorption onto clay minerals or hydrous iron oxides only played a limited role. Volcanic outgassing was most probably the primary source of the Hg enrichments, which demonstrate that an important magmatic pulse triggered the Valanginian environmental perturbations.

The Valanginian stage (Early Cretaceous, ~137–132 Ma) recorded an episode of pronounced palaeoenvironmental changes, which are marked by a globally recorded positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion in carbonate (1.5 to 2‰ amplitude), and in organic fractions (4 to 5‰ amplitude) of marine and terrestrial origin^{1–6}. The Valanginian carbon-isotope excursion is also known as the “Weissert event or episode”^{3,7,8}. Its onset near the early/late Valanginian boundary (*B. campylotoxus*-*S. verrucosum* ammonite Zones) coincides with a phase of warmer climate conditions associated with enhanced humidity^{9–12}, major changes in the evolution of marine plankton, and the drowning of tropical and subtropical marine shallow-water carbonate ecosystems^{2,13–16}.

Intense volcanic activity related to the emplacement of large igneous provinces (LIPs) is often considered as a trigger of past environmental changes¹⁷ and also in the case of the Valanginian Weissert episode, a link has been proposed with increased volcanic activity related to the continental Paraná-Etendeka LIP^{2,3,14,18,19}. The onset of the perturbation is ascertained to 136 ± 1 Ma by U-Pb ages from tuff layers in California²⁰, or more recently to 135.22 ± 1 Ma by a re-evaluation of an U-Pb age from tuff layers in the Neuquén Basin²¹, and an update of the Valanginian-Hauterivian astrochronological time scale²². The Valanginian Weissert episode may have therefore coincided with the onset of the eruptive phase of the Paraná-Etendeka, which has recently been dated between 134.6 ± 0.6 Ma and 134.3 ± 0.8 Ma^{23,24}. However, the scarcity of direct radiometric ages and the uncertainties in the absolute age calibration of the Valanginian time scale do not permit to demonstrate a precise synchronicity between environmental perturbations (dated by bio- and chemostratigraphies), and phases of intensified volcanic activity (dated by radiometric means). Moreover, other geochemical records of volcanic activity such as Os or Pb isotope records, are lacking for the Valanginian interval so far.

Since very recently, mercury (Hg) chemostratigraphy offers the possibility to evaluate the role of LIP activity during major palaeoenvironmental perturbations²⁵. Volcanic and submarine hydrothermal emissions are considered as the major contributor of natural Hg in the ocean-atmosphere system^{26,27}. Its enrichments are used to trace increased volcanic activity in both proximal and distal sites, because of its emission in the form of gaseous

¹Institute of Earth Sciences, Géopolis, University of Lausanne, CH-1015 Lausanne, Switzerland. ²Marine Palynology Group, Institute of Earth Sciences, University of Utrecht, Heidelberglaan 24, 3584 CS Utrecht, The Netherlands. ³Laboratoire GEOPS, Bâtiment 504, Université Paris Sud, UMR 8148, Orsay F91405, France. ⁴Cantonal agency for environmental protection, Rue des Creusets 5, CH-1950 Sion, Switzerland. Correspondence and requests for materials should be addressed to G.C. (email: guillaume.charbonnier@unil.ch)



Contents lists available at ScienceDirect

Quaternary International

journal homepage: www.elsevier.com/locate/quaint

Climate changes of the northeastern Tibetan Plateau since the late glaciation inferred from clay mineralogy of sediments in Kuhai Lake



Qingfeng Sun ^{a,*}, Christophe Colin ^b, Zhifei Liu ^c, Steffen Mischke ^d,
Stéphanie Duchamp-Alphonse ^b, Chengjun Zhang ^e, Fahu Chen ^f

^a Faculty of Geography, Northwest Normal University, Lanzhou 730070, China

^b Laboratoire Geosciences Paris-Sud, UMR 8148, CNRS-Université de Paris-Sud, Université Paris-Saclay, Bâtiment 504, 91405 Orsay Cedex, France

^c State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China

^d Faculty of Earth Sciences, University of Iceland, Sturlugata 7, Askja, 101 Reykjavik, Iceland

^e School of Earth Science & Key Laboratory of Mineral Resources in Western China, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China

^f Key Laboratory of Western China's Environmental Systems, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China

ARTICLE INFO

Article history:

Available online 4 September 2016

Keywords:

Northeastern Tibetan Plateau

Weathering

Clay mineralogy

Pollen

Monsoon rainfall

Mountain glaciers

ABSTRACT

A high-resolution study of clay mineralogy has been carried out on a sediment core recovered from Kuhai Lake in order to investigate climatic and environmental changes in the northeastern Tibetan Plateau since the late glacial period. Clay mineralogy reveals significant changes in sedimentary sources and hydrolysis conditions in the Kuhai Lake catchment area. Before 14.9 cal ka BP, the predominance of illite and relatively high amount of kaolinite, derived mainly from the reworking of sedimentary rocks, imply unstable cold-arid conditions and significant glacier cover that prevented from weathering of metamorphic and mafic rocks in the high relief of the catchment. Between 14.9 and 5.4 cal ka BP, an increase in smectite and chlorite contents associated with relatively low values of the illite chemistry index indicate that clay minerals derived from the weathering of metamorphic and volcanic rocks in the highlands of the catchment area. Such modifications were triggered by a melting of glaciers in the lake's catchment during the Bølling-Allerød interstadial, followed by an intensification of monsoon precipitations in the early Holocene (around 10.0 cal ka BP). Both processes are responsible for significant physical erosion in the highlands together with an efficient transport of smectite and chlorite from areas of high relief to the lake. After 5.4 cal ka BP, lower smectite and chlorite proportions, associated with a predominance of Al-rich illite and kaolinite, indicate a return to relatively dry conditions and a lowering of physical erosion in the drainage basin. Comparison between clay mineralogy and pollen records indicates that variations in weathering intensity in the Kuhai Lake catchment area and changes in its surrounding vegetation are synchronous, demonstrating the large potential of clay mineralogical analysis to trace climate change of the Tibetan Plateau.

© 2016 Elsevier Ltd and INQUA. All rights reserved.



Eccentricity paced monsoon-like system along the northwestern Tethyan margin during the Valanginian (Early Cretaceous): New insights from detrital and nutrient fluxes into the Vocontian Basin (SE France)



Guillaume Charbonnier^{a,b,c,*}, Stéphanie Duchamp-Alphonse^{a,b}, Thierry Adatte^c, Karl B. Föllmi^c, Jorge E. Spangenberg^d, Silvia Gardin^e, Bruno Galbrun^f, Christophe Colin^{a,b}

^a Université Paris Sud, Laboratoire GEOPS, UMR 8148, Orsay F91405, France

^b CNRS, Orsay F91405, France

^c Institut des Sciences de la Terre, Université de Lausanne, Bâtiment Géopolis, 1015 Lausanne, Switzerland

^d Institut des Dynamiques de la Surface Terrestre, Université de Lausanne, Bâtiment Géopolis, 1015 Lausanne, Switzerland

^e UPMC Univ Paris 06, UMR 7207, CR2P, 4 place Jussieu, 75252 Paris, France

^f UMR-CNRS 7193 IStEP, Institut des Sciences de la Terre-Paris, Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, 75252 Paris CEDEX 5, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 1 April 2015

Received in revised form 20 November 2015

Accepted 24 November 2015

Available online 7 December 2015

Keywords:

Valanginian

Terrigenous/nutrient influxes

Humid episodes

Eccentricity cycles

Monsoonal conditions

Northwestern Tethyan margin

ABSTRACT

High-resolution changes in terrigenous and nutrient fluxes into the Vocontian Basin (northwestern Tethyan margin) were investigated for the Late Berriasian–Late Valanginian time interval, in order to assess the precipitation patterns in the source areas and to evaluate the effect of orbital forcing on the strength of the hydrological cycle. In this study, new high-resolution mineralogical (bulk-rock and clay fraction) and geochemical (phosphorus and oxygen isotope) data are used from the astronomically calibrated Orpierre section. For the first time, kaolinite, detrital, and phosphorus accumulation rates (KAR, DAR and PAR) are calculated and compared to a set of 547 geochemical, and 260 mineralogical published data from other Vocontian sections. It appears that three regional increases in the KAR document three successive humid episodes during the Valanginian. This is confirmed by contemporaneous increases in DAR and partly also in PAR, which highlight higher terrigenous and nutrient fluxes to the Vocontian Basin during these episodes. Concomitant decreases in the $\delta^{18}\text{O}_{\text{whole-rock}}$ signals may reflect higher sea-surface temperatures during the early Valanginian and the early–late Valanginian transition. The occurrence of the three humid episodes is interpreted to relate to an orbital-paced monsoonal circulation pattern through seasonally reversing movements of air mass heat and precipitation over the northwestern Tethyan margin. In particular, based on the correlation between the 405 kyr eccentricity cycles and the KAR signal obtained at Orpierre, an eccentricity influenced monsoonal circulation is proposed as the possible forcing factor behind these climatic patterns. The average duration between the dimaxes of the three regional wetter episodes is approximately 2.43 Myr. The wetter and likely also warmer episode at the early–late Valanginian transition is in step with the onset of the Weissert episode. In this regard, the intensification of monsoonal-driven precipitations appears as a possible external forcing factor leading or at least accelerating the important perturbation in the global Carbon cycle associated with the Weissert episode.

© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.



Contents lists available at ScienceDirect

Marine Micropaleontology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/marmicro

Research paper

Calcareous nannofossil response to the Weissert episode (Early Cretaceous): Implications for palaeoecological and palaeoceanographic reconstructions

Stéphanie Duchamp-Alphonse^{a,*}, Silvia Gardin^b, Annachiara Bartolini^c^a UMR CNRS 8148, IDES, Bât 504, Université Paris Sud-XI, 15 rue Georges Clémenceau, 91405 Orsay Cedex, France^b UMR CNRS 7207, CR2P, Université Pierre et Marie Curie, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France^c UMR CNRS 7207, CR2P, Muséum National d'Histoire Naturelle, 8 rue Buffon, 75252 Paris Cedex 05, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 10 April 2013

Received in revised form 2 October 2014

Accepted 13 October 2014

Available online 22 October 2014

Keywords:

Calcareous nannofossils

Nannoconids

Pentaliths

Palaeoecology

Palaeoceanography

Weissert episode

ABSTRACT

The causal link between changes in calcareous nannofossil abundances, their size and the palaeoenvironmental conditions in the Tethyan Realm across the Valanginian Weissert episode was examined through high-resolution quantitative analyses of the genera *Nannoconus* and *Micrantholithus* from the Angles section (Vocontian Basin, SE France). A set of published mineralogical, micropalaeontological and geochemical data from numerous European localities (including nannofossil data from Italy, France and Romania) and from the Atlantic and Pacific Oceans, allows us to propose a coherent palaeoecological and palaeoceanographic model, and to discuss the possible forcing factors behind the palaeoenvironmental changes that occurred during the Valanginian. In the Vocontian Basin, the genus *Nannoconus* appears to be particularly sensitive to global fertility conditions and local continental input while *Micrantholithus* is clearly associated with salinity levels. During the first phase of the Weissert episode, a global increase in nutrients, together with a breakdown of the upper water column stratification explains the nannoconid decline. Elevated freshwater fluxes into the Vocontian Basin under warmer and more humid conditions account for pentalith decreases. Low-resolution data on pCO₂ and ocean Ca²⁺ concentrations cannot highlight large-magnitude rapid fluctuations in pCO₂ and oceanic Ca²⁺ if they exist. However, relatively low pCO₂ levels and high oceanic Ca²⁺ concentrations probably helped the recovery of *Nannoconus* and *Micrantholithus* from the aftermath of the Weissert episode to the early Hauterivian. The long-term changes observed in the Valanginian nannolith distribution are consistent with increased hydrothermal activity that influenced fertility levels. Low- to mid-latitude monsoonal circulation probably contributed to their short-term changes by the way of rapid changes in the chemical weathering pattern that triggered significant fluctuations in turbidity, fertility, and salinity conditions.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.



Paleoenvironmental changes during the Valanginian: New insights from variations in phosphorus contents and bulk- and clay mineralogies in the western Tethys



Stéphane Westermann^{a,b,*}, Stéphanie Duchamp-Alphonse^c, Nicolas Fiet^d, Dominik Fleitmann^{e,f},
Virginie Matera^g, Thierry Adatte^b, Karl B. Föllmi^b

^a Institute of Geochemistry and Petrology, ETH Zürich, Clausiusstrasse 25, 8092 Zürich, CH, Switzerland

^b Institute of Earth Sciences, University of Lausanne, Géopolis, 1015 Lausanne, Switzerland

^c UMR 8148-LD.E.S. Bât. 504, University of Paris Sud, 91405 Orsay Cedex, France

^d AREVA, 33 Rue La Fayette, 75009 Paris, France

^e Institute of Geological Sciences, University of Bern, Baltzerstrasse 1-3, 3012 Bern, Switzerland

^f Department of Archaeology, School of Human and Environmental Sciences, University of Reading, RG6 6AB Reading, UK

^g IRSN, Avenue de Bourgogne, 54500 Vandœuvre-Les-Nancy, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 20 September 2012

Received in revised form 16 August 2013

Accepted 19 September 2013

Available online 25 September 2013

Keywords:

Clay mineralogy

Detrital index

Phosphorus

Valanginian

Climatic changes

Carbon cycle perturbation

Tethys

ABSTRACT

Paleoenvironmental and paleoclimatic changes during the Valanginian carbon isotopic excursion (CIE) have been investigated in the western Tethys. For this purpose, bulk-rock and clay mineralogies, as well as phosphorus (P) contents were evaluated in a selection of five sections located in the Vocontian Basin (Angles, SE France; Alvier, E Switzerland; Malleval, E France), and the Lombardian Basin (Capriolo, N Italy; Breggia, S Switzerland). Within the CIE interval, bulk-rock and clay mineralogies are inferred to reflect mostly climate change. The onset of the CIE (*Buzardoites campylotoxus* ammonite Zone) is characterized by higher detrital index (DI: sum of the detrital minerals divided by calcite contents) values and the presence of kaolinite in their clay-mineral assemblages. In the late Valanginian (from the *Saynoceras verrucosum* Zone up to the end of the Valanginian), the samples show relatively variable DI and lower values or the absence of kaolinite. The variation in the mineralogical composition is interpreted as reflecting a change from a climate characterized by optimal weathering conditions associated with an increase in terrigenous input on the southern European margin during the CIE towards an overall unstable climate associated with drier conditions in the late Valanginian. This is contrasted by a dissymmetry (proximal vs distal) along the studied transect, the northern Tethyan margin being more sensitive to changes in continental input compared to the distal environments.

P accumulation rates (PAR) present similar features. In the Vocontian basin, P content variations are associated with changes in terrigenous influx, whereas in the Lombardian basin (i.e. Capriolo and Breggia), PAR values are less well correlated. This is mainly because the deeper part of the Tethys was less sensitive to changes in continental inputs. The onset of the CIE (top of the *B. campylotoxus* Zone) records a general increase in PAR suggesting an increase in marine nutrient levels. This is linked to higher continental weathering rates and the enhanced influx of nutrients into the ocean. In the period corresponding to the shift itself, P contents show a dissymmetry between the Vocontian and Lombardian basins (proximal vs distal). For the sections of Malleval, Alvier and Angles, a decrease in P concentrations associated to a decrease in detrital input is observed. In Capriolo and Breggia, PAR show maximum values during the plateau, indicating a more complex interaction between different P sources. The time interval including the top of *S. verrucosum* Zone up to the end of the Valanginian is characterized by variable PAR values, suggesting variable nutrient influxes. These changes are in agreement with an evolution towards seasonally contrasted conditions in the late Valanginian.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.



Review paper

Astronomical calibration of the Valanginian “Weissert” episode: The Orpierre marl–limestone succession (Vocontian Basin, southeastern France)

Guillaume Charbonnier^{a,*}, Slah Boulila^b, Silvia Gardin^c, Stéphanie Duchamp-Alphonse^a, Thierry Adatte^d, Jorge E. Spangenberg^d, Karl B. Föllmi^d, Christophe Colin^a, Bruno Galbrun^b^aUMR CNRS 8148 IDES, Interactions et Dynamique des Environnements de Surface, Université Paris Sud XI, Bâtiment 504, 91405 Orsay, France^bUMR-CNRS 7193 IStEP, Institut des Sciences de la Terre-Paris, Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, 75252 Paris CEDEX 5, France^cUMR-CNRS 7072 CR2P, Centre de Recherche sur la Paléobiodiversité et les Paléoenvironnements, Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, 75252 Paris CEDEX 5, France^dInstitut des Sciences de la Terre, Quartier UNIL-Mouline, Bâtiment Géopolis, 1015 Lausanne, Switzerland

ARTICLE INFO

Article history:

Received 21 December 2012

Accepted in revised form 16 July 2013

Available online xxx

Keywords:

Positive carbon isotope excursion

Magnetic susceptibility

Cyclostratigraphy

Valanginian

Calcareous nannofossils

Vocontian Basin

ABSTRACT

A high-resolution, biostratigraphic (calcareous nannofossils, calpionellids), chemostratigraphic (C-isotope) and cyclostratigraphic (magnetic susceptibility) study was performed on the marl–limestone alternations of the Upper Berriasian–Valanginian Orpierre section, deposited in the hemipelagic setting of the Vocontian Basin (SE France). The main aims of this study were to detect orbital forcing, to estimate the duration of the Valanginian “Weissert” episode, and to discuss the palaeoenvironmental implications. Detailed calcareous nannofossil biochronology allowed the recognition of Upper Berriasian–Lower Hauterivian biohorizons. The general trends of the $\delta^{13}\text{C}$ curve and the major positive C-isotope excursion (amplitude of 1.8‰) recorded at the Orpierre section are very similar to those found in other sections worldwide. Spectral analysis applied on high-resolution magnetic susceptibility (MS) variations coupled with frequency ratio method reveals a strong cyclic pattern related to the Earth’s orbital parameters (precession, obliquity and eccentricity). The prominent 405 kyr eccentricity cycle in the MS signal and has been used as a geochronometer to time calibrate the section. The duration of the Weissert episode was estimated as 2.08 Myr. This duration is coherent with those obtained from the Umbria Marche Basin (~2.3 Myr) and from the Angles section (~2.14 Myr). Durations of more than 2 Myr suggest that a long perturbation in the dynamic of the global carbon cycle that is not compatible with the rapid and intense volcanic activity. Our cyclostratigraphic study indicates a minimal duration of 4.29 Myr for the Valanginian stage. The comparison between the MS signal at Orpierre and the spectral gamma-ray signal recently obtained in two composite sections of the Vocontian Basin allows to propose a revised duration for the Valanginian stage of 4.695 Myr instead of 5.08 Myr.

Crown Copyright © 2013 Published by Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The Early Cretaceous is marked by widespread palaeoceanographic and palaeoclimatic changes. Most especially, significant global changes occurred during the Valanginian stage. This time interval was featured by a perturbation in the global carbon cycle, recorded as a positive carbon isotope excursion (CIE) in both marine and continental environments (amplitude: 1.5–2‰) (Cotillon

and Rio, 1984; Weissert et al., 1985; Föllmi et al., 1994; Adatte et al., 2001; Erba et al., 2004; Gröcke et al., 2005; Duchamp-Alphonse et al., 2007; Westermann et al., 2010; Nunn et al., 2010; Kujau et al., 2012) and known as the “Weissert” event or episode (WE) (Weissert, 1989; Erba et al., 2004; Föllmi, 2012). The Weissert episode was also characterized by a widespread biocalcification crisis, and biotic turnovers (Schlager, 1981; Föllmi et al., 1994; Graziano, 1999; Danelian and Johnson, 2001; Bersezio et al., 2002; Erba et al., 2004; Duchamp-Alphonse et al., 2007; Borme-mann and Mutterlose, 2008; Föllmi, 2012), associated with global warming and elevated CO_2 levels in the ocean–atmosphere system (Duchamp-Alphonse et al., 2011; Morales et al., 2013). According to

* Corresponding author. Tel.: +33 (0)1 69 15 48 80; fax: +33 (0)1 69 15 49 11.
E-mail address: guillaume.charbonnier@u-psud.fr (G. Charbonnier).



Climate and sea-level variations along the northwestern Tethyan margin during the Valanginian C-isotope excursion: Mineralogical evidence from the Vocontian Basin (SE France)

Stéphanie Duchamp-Alphonse ^{a,*}, Nicolas Fiet ^{a,b}, Thierry Adatte ^c, Maurice Pagel ^a

^a UMR CNRS 8148, IDES, University of Paris Sud-XI, 91405 Orsay Cedex, France

^b AREVA, 75009 Paris, France

^c Institut of Geology and Palaeontology, University of Lausanne, 1015 Lausanne, Switzerland

ARTICLE INFO

Article history:

Received 1 April 2010

Received in revised form 6 January 2011

Accepted 21 January 2011

Available online 26 January 2011

Keywords:

Climate changes

Sea-level changes

Greenhouse conditions

Valanginian

Positive C-isotope shift

Tethys

ABSTRACT

A high resolution mineralogical study (bulk-rock and clay-fraction) was carried out upon the hemipelagic strata of the Angles section (Vocontian Basin, SE France) in which the Valanginian positive C-isotope excursion occurs. To investigate sea-level fluctuations and climate change respectively, a Detrital Index (DI: (phyllosilicates and quartz)/calcite) and a Weathering Index (WI: kaolinite/(illite + chlorite)) were established and compared to second-order sea-level fluctuations. In addition, the mineralogical data were compared with the High Nutrient Index (HNI, based on calcareous nannofossil taxa) data obtained by Duchamp-Alphonse et al. (2007), in order to assess the link between the hydrolysis conditions recorded on the surrounding continents and the trophic conditions inferred for the Vocontian Basin. It appears that the mineralogical distribution along the northwestern Tethyan margin is mainly influenced by sea-level changes during the Early Valanginian (*Pertransiens* to *Stephanophorus* ammonite Zones) and by climate variations from the late Early Valanginian to the base of the Hauterivian (top of the *Stephanophorus* to the *Radiatus* ammonite Zones). The sea-level fall observed in the *Pertransiens* ammonite Zone (Early Valanginian) is well expressed by an increase in detrital inputs (an increase in the DI) associated with a more proximal source and a shallower marine environment, whereas the sea-level rise recorded in the *Stephanophorus* ammonite Zone corresponds to a decrease in detrital influx (a decrease in the DI) as the source becomes more distal and the environment deeper. Interpretation of both DI and WI, indicates that the positive C-isotope excursion (top of the *Stephanophorus* to the *Verrucosum* ammonite Zones) is associated with an increase of detrital inputs under a stable, warm and humid climate, probably related to greenhouse conditions, the strongest hydrolysis conditions being reached at the maximum of the positive C-isotope excursion. From the *Verrucosum* ammonite Zone to the base of the Hauterivian (*Radiatus* ammonite Zone) climatic conditions evolved from weak hydrolysis conditions and, most likely, a cooler climate (resulting in a decrease in detrital inputs) to a seasonal climate in which more humid seasons alternated with more arid ones. The comparison of the WI to the HNI shows that the nutrification recorded at the Angles section from the top of the *Stephanophorus* to the *Radiatus* ammonite Zones (including the positive C-isotope shift), is associated with climatic changes in the source areas. At that time, increased nutrient inputs were generally triggered by increased weathering processes in the source areas due to acceleration in the hydrological cycle under greenhouse conditions. This scenario accords with the widely questioned palaeoenvironmental model proposed by Lini et al., (1992) and suggests that increasing greenhouse conditions are the main factor that drove the palaeoenvironmental changes observed in the hemipelagic realm of the Vocontian Basin, during the Valanginian positive C-isotope shift. This high-resolution mineralogical study highlights short-term climatic changes during the Valanginian, probably associated to rapid changes in the C-cycle. Coeval Massive Paraña–Etendeka flood basalt eruptions may explain such rapid perturbations.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.



Contents lists available at ScienceDirect

Earth and Planetary Science Letters

journal homepage: www.elsevier.com/locate/epsl

The Valanginian $\delta^{13}\text{C}$ excursion may not be an expression of a global oceanic anoxic event

Stéphane Westermann^{a,*}, Karl B. Föllmi^a, Thierry Adatte^a, Virginie Matera^b, Johann Schnyder^c, Dominik Fleitmann^d, Nicolas Fiet^{e,f}, Izabela Ploch^g, Stéphanie Duchamp-Alphonse^e

^a Institute of Geology and Paleontology, University of Lausanne, Anthropôle, 1015 Lausanne, Switzerland

^b Institute of Geology, University of Neuchâtel, Emile Argand 11, CP 158, 2009 Neuchâtel, Switzerland

^c UPMC Univ. Paris 6, CNRS, UMR 7193, ISTEP, case 117, 4, pl. Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France

^d Institute of Geological Sciences, University of Bern, Baltzerstrasse 1-3, 3012 Bern, Switzerland

^e UMR 8148 – I.D.E.S., Bât. 504, University of Paris XI Orsay, 91405 Orsay Cedex, France

^f AREVA, 33 rue La Fayette, 75009 Paris, France

^g Polish Geological Institute, 4 Rakowiecka, 00-975 Warsaw, Poland

ARTICLE INFO

Article history:

Received 8 June 2009

Received in revised form 30 November 2009

Accepted 7 December 2009

Available online 12 January 2010

Editor: M.L. Delaney

Keywords:

Valanginian

oceanic anoxic event (OAE)

$\delta^{13}\text{C}$

continental and marine organic carbons

redox-sensitive trace elements

ocean drilling program (ODP)

ABSTRACT

Marine and terrestrial sediments of the Valanginian age display a distinct positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion, which has recently been interpreted as the expression of an oceanic anoxic episode (OAE) of global importance. Here we evaluate the extent of anaerobic conditions in marine bottom waters and explore the mechanisms involved in changing carbon storage on a global scale during this time interval. We assess redox-sensitive trace-element distributions (RSTE; uranium, vanadium, cobalt, arsenic and molybdenum) and the quality and quantity of preserved organic matter (OM) in representative sections along a shelf-basin transect in the western Tethys, in the Polish Basin and on Shatsky Rise. OM-rich layers corresponding in time to the $\delta^{13}\text{C}$ shift are generally rare in the Tethyan sections and if present, the layers are not thicker than several centimetres and total organic carbon (TOC) contents do not surpass 1.68 wt.%. Palynological observations and geochemical properties of the preserved OM suggest a mixed marine and terrestrial origin and deposition in an oxic environment. In the Polish Basin, OM-rich layers show evidence for an important continental component. RSTE exhibit no major enrichments during the $\delta^{13}\text{C}$ excursion in all studied Tethyan sections. RSTE enrichments are, however, observed in the pre- $\delta^{13}\text{C}$ excursion OM-rich “Barrande” levels of the Vocontian Trough. In addition, all Tethyan sections record higher Mn contents during the $\delta^{13}\text{C}$ shift, indicating rather well-oxygenated bottom waters in the western Tethys and the presence of anoxic basins elsewhere, such as the restricted basins of the North Atlantic and Weddell Sea. We propose that the Valanginian $\delta^{13}\text{C}$ shift is the consequence of a combination of increased OM storage in marginal seas and on continents (as a sink of ^{12}C -enriched organic carbon), coupled with the demise of shallow-water carbonate platforms (diminishing the storage capacity of ^{13}C -enriched carbonate carbon). As such the Valanginian provides a more faithful natural analogue to present-day environmental change than most other Mesozoic OAEs, which are characterized by the development of ocean-wide dysaerobic to anaerobic conditions.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

Fertilization of the northwestern Tethys (Vocontian basin, SE France) during the Valanginian carbon isotope perturbation: Evidence from calcareous nannofossils and trace element data

Stéphanie Duchamp-Alphonse ^{a,*}, Silvia Gardin ^b, Nicolas Fiet ^a, Annachiara Bartolini ^b,
Dominique Blamart ^c, Maurice Pagel ^a

^a UMR CNRS 8148, IDES, Bât 504, Université Paris Sud-XI, 15 rue Georges Clémenceau, 91405 Orsay Cedex, France

^b UMR CNRS 5143, Université Pierre et Marie Curie, 4 Place Jussieu, 75252 Paris 05, France

^c UMR CEA/CNRS 1572, LSCE, Campus du CNRS, Bât 12, Avenue de la Terrasse, 91198 Gif sur Yvette Cedex, France

Received 18 November 2005; received in revised form 11 July 2006; accepted 14 July 2006

Abstract

A high resolution calcareous nannofossil study associated with a geochemical analysis (major, trace elements, and carbon and oxygen isotope stratigraphies) was carried out in the Angles section (hemipelagic setting of the Vocontian basin, SE France) during the Valanginian positive carbon isotope excursion. The behaviour of calcareous nannofossil taxa in relation to fertility conditions was studied to elaborate new nutrient indices in this environment: a high nutrient index based on *Biscutum* spp., *Discorhabdus rotatorius*, *Zeugrhabdotus fissus*, (high fertility indicators) and *Watznaueria barnesae* (low fertility indicator); and a medium nutrient index based on *Lithraphidites carniolensis* (medium fertility indicator) and *W. barnesae* (low fertility indicator). These two indices show a major fertilization from the Stephanophorus ammonite Zone to the Trinodosum ammonite Zone, with a maximum during the positive carbon isotope excursion.

Since high values of the nutrient indices are in phase with high values of chemical elements related to terrigenous material and low values of the coccolith total abundance, it is proposed that pulses of detrital inputs into the basin triggered the nutrification which, in turn, caused a biocalcification crisis of the calcareous nannofossils. Nutrification is also responsible for the reef demise in the surrounded platforms, as indicated by the increased Sr/Ca seawater ratio at that time.

The intensification of the Paraná–Etendeka volcanic activity, triggering CO₂ excess in the atmosphere, is probably responsible for an acceleration of the hydrological cycle, the increased weathering, and the subsequent higher terrigenous and nutrient transfer from continents to the Vocontian basin. In such a scenario, nutrification is a dominant factor controlling neritic and hemipelagic biocalcification. However, one cannot exclude that the global increase of atmospheric CO₂ could generate chemical changes of the sea-surface waters, acting with the nutrification, to modify the biocalcification of the carbonate producers.

© 2006 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Valanginian positive carbon isotope excursion; Tethys; Calcareous nannofossils; Major and trace elements; Fertilization