



Le cycle du carbone aux interfaces côtières sous les effets du changement climatique

Bruno Lansard

► To cite this version:

Bruno Lansard. Le cycle du carbone aux interfaces côtières sous les effets du changement climatique. Océanographie. Université Paris-Saclay, 2023. tel-04469382

HAL Id: tel-04469382

<https://theses.hal.science/tel-04469382>

Submitted on 20 Feb 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.

Le cycle du carbone aux interfaces côtières sous les effets du changement climatique

Habilitation à Diriger des Recherches
de l'Université Paris-Saclay

présentée et soutenue au LSCE, le 05/10/2023, par

Bruno LANSARD

Composition du jury

Gwenaëlle CHAILLOU

Professeure, Université du Québec à Rimouski

Rapporteuse

Lionel DENIS

Professeur, Université de Lille

Rapporteur

Édouard METZGER

Professeur, Université d'Angers

Rapporteur

Damien CARDINAL

Professeur, Sorbonne Université

Examineur

Stéphanie DUCHAMP-ALPHONSE

Maîtresse de conférences (HDR), Université Paris-Saclay

Examinatrice

Pieter VAN BEEK

Professeur, Université Toulouse III-Paul Sabatier

Examineur

Edwige PONS-BRANCHU

Professeure, Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines

Examinatrice

“L’aventure ne vaut que par ce qu’on risque, et c’est la seule chose qui nous fasse comprendre réellement quelle chose merveilleuse est la vie et comment on peut la vivre pleinement... Celui qui ne risque rien ne gagne jamais. Il vaut mieux tenter l’aventure et échouer que rester couché devant l’âtre comme un chat qui ronronne en dormant. Seuls les insensés se rient de ceux qui échouent. Les hommes sages se moquent des paresseux, de ceux qui sont pleins d’eux-mêmes ou alors de ceux qui sont si timides qu’ils n’osent jamais rien entreprendre.”

Alain Gerbault, “Seul autour du monde”.



Un glaçon en mer de Beaufort, Canada (Mission MALINA, 2009)

“Pour marcher au pas, le cerveau est superflu, la moelle épinière suffit.”

Formule d’Albert Einstein reprise par le Pr Albert Jacquard dans “Mon utopie”.

“Je venais d’avoir seize ans, j’étais déjà à l’interface,
Entre la vie et la mort, débute alors le face-à-face.
Enfermé dans ma bulle, la pression externe augmente,
Le temps est suspendu, mon volume vital diminue.
Une parenthèse de vie pour des globules devenus trop blancs.
Et si je suis à l’interface, est-ce-que j’existe vraiment ?
Du bon côté pour les uns, du mauvais pour les autres.
Transfusions, aplasie médullaire, je touche le fond.
Très loin sous la surface, les jours passent,
Les mois se suivent, passent et repassent.
Chimie, physique, biologie, tout y passe,
Chimie, rayons, greffe, ça marche !
Un cœur qui bat, un espoir qui renaît.
Je remonte vers la surface, vers un nouvel horizon,
L’océan est toujours bleu, mes globules redevenus rouges,
Je retrouve mon interface, entre la vie et la mer.” B.L.



Delta du fleuve Mackenzie dans les territoires du Nord-Ouest, Canada (NASA)

Table des matières

1. Introduction.....	1
1.1 Genèse d'un apprenti « enseignant-chercheur ».....	1
2. Thématiques de recherche	3
2.1 Le cycle du car-bone océanique	3
2.2 Changement climatique et cycle du carbone océanique	6
2.3 Les effets du changement climatique à l'interface continent-océan	7
2.4 Que disent les modèles sur le cycle du carbone dans l'océan côtier ?	10
2.5 Le devenir du carbone organique terrigène aux interfaces côtières	11
2.6 Les systèmes côtiers influencés par les fleuves (RiOMars)	12
2.7 Les effets de la diagenèse précoce sur la chimie des carbonates	14
3. Synthèse des travaux scientifiques	17
3.1 Mes travaux sur l'océan Arctique	19
3.1.1 Le fleuve Mackenzie en mer de Beaufort	20
3.1.2 Le cas du Storfjorden au Svalbard	24
3.2 Mes travaux en mer Méditerranée	27
3.2.1 Quantifier le système des carbonates à l'interface eau-sédiment.....	27
3.2.2 La biogéochimie des sédiments du prodelta du Rhône	28
3.2.3 Effets de l'acidification sur la biogéochimie des sédiments côtiers.....	31
3.3 Cas du Mississippi dans le golfe du Mexique	34
4. Perspectives scientifiques	37
4.1 Le système des carbonates aux interfaces terre-mer et eau-sédiment.....	37
4.1.1 Variations du pH dans les eaux de fond et dans les sédiments	38
4.1.2 La dissolution/précipitation du CaCO_3 dans les sédiments côtiers	40
4.2 La signature isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ -DIC	42
4.3 La variabilité spatio-temporelle de la biogéochimie des sédiments	42
4.4 Le projet Refuge-Arctic.....	45
5. Conclusion	46
6. Curriculum Vitae	47
6.1 Fiche synthétique.....	47
6.2 Curriculum Vitae détaillé	49

6.2.1	Éléments de carrière et contexte d'exercice	49
6.2.2	Responsabilités à l'UVSQ et à l'Université Paris-Saclay.....	49
6.2.3	Enseignements en Licence	50
6.2.4	Enseignements en Master	50
6.2.5	Projets pédagogiques.....	51
6.3	Activité d'encadrement	51
6.3.1	Doctorat.....	51
6.3.2	Stages / Mémoires de Master 2	52
6.4	Responsabilités administratives à l'UVSQ	52
7.	Bilan scientifique	53
7.1	Liste des publications dans des journaux de rang A	53
7.2	Chapitre de livre	56
7.3	Communications orales (conférences nationales et internationales).....	56
7.4	Collaboration à des communications orales.....	57
7.5	Communications affichées	60
7.6	Liste des rapports scientifiques	60
7.7	Liste des séminaires invités	60
7.8	Projets et programmes scientifiques	61
7.8.1	Programmes nationaux.....	61
7.8.2	Participation à des programmes internationaux	62
7.9	Campagnes océanographiques	62
7.10	Comités d'évaluation scientifique et jury de sélection.....	64
8.	Table des figures et tableaux.....	65
9.	Références bibliographiques.....	68
10.	Annexe : cinq publications les plus significatives des travaux.....	72

Acronymes

CID : Carbone inorganique dissous (*dissolved inorganic carbon, DIC*)

CIP : Carbone inorganique particulaire (*particulate inorganic carbon, PIC*)

COD : Carbone organique dissous (*dissolved organic carbon, DOC*)

COP : Carbone organique particulaire (*particulate organic carbon, POC*)

MOD : Matière organique dissoute (*dissolved organic matter, DOM*)

MOP : Matière organique particulaire (*particulate organic matter, POM*)

GtC : Giga tonne de carbone, soit un milliard de tonnes de carbone (= PgC)

1. Introduction

1.1 Genèse d'un apprenti « enseignant-chercheur »

Très tôt, j'ai eu la chance de pouvoir contempler la mer... Mes premiers souvenirs d'enfance remontent jusqu'à l'Algérie et à la plage d'Arzew située face à la Méditerranée. Plus tard, plongé dans le béton de la région parisienne, j'ai baigné dans les films et les livres du commandant Jacques-Yves Cousteau et d'Albert Falco, capitaine de la Calypso. La découverte de la chasse sous-marine avec mon père puis de la plongée sous-marine sur l'île de Groix ont alimenté cette attirance indescriptible pour l'océan.

Avant de débiter mes études de biologie à l'université, la rencontre avec Daniel Desbruyères, chercheur au département Environnements Profonds de l'IFREMER, fut décisive pour me lancer dans le "grand bain". En 1996, c'était l'heure de prendre le large vers l'ouest ! Départ pour l'UBO à Brest, puis l'IUEM à Plouzané, pour étudier l'océan, la biologie et la chimie marine. Sur les conseils avisés de Paul Tréguer, j'ai ensuite hissé les voiles, mis le cap au sud, direction Marseille en 1999, pour faire un DEA en biogéochimie marine, sous la direction de Bernard Quéguiner. Cette année-là, la rencontre avec Christophe Rabouille fut également déterminante pour que je puisse réaliser mon stage de DEA au LSCE. C'était mes premières missions en mer et les premières mesures *in situ* avec un profileur benthique. Ces développements techniques ont été rendus possibles grâce à l'aide précieuse de Pascal L'Hénoret ("il arrive un moment..." salut l'artiste !) puis de Bruno Bombled. Quelques mois après, Christian Grenz et Sabine Charmasson me proposaient un sujet de thèse pour tracer la dispersion des apports particuliers du Rhône dans le Golfe du Lion en étudiant la distribution des isotopes du plutonium. Une belle aventure de 3 ans passée entre la station marine d'Endoume à Marseille, le CEA de Cadarache et l'IFREMER de la Seyne-sur-Mer.

Par la suite, mon parcours s'est enrichi de nombreuses expériences professionnelles et humaines, tout au long de 8 années de postdoc. En septembre 2004, je suis retourné au LSCE pour 3 années de postoc CNRS dédiées au projet européen COBO (Coastal Ocean Benthic Observatories). En février 2008, nouveau défi et première grande transatlantique pour rejoindre Alfonso Mucci et Bjørn Sundby au Department of Earth and Planetary Sciences de l'Université McGill à Montréal. Ce fut pour moi l'occasion d'étudier la chimie des carbonates dans l'Archipel Arctique Canadien et de travailler sur la désoxygénation des eaux de l'estuaire et du golfe Saint-Laurent. Grâce à eux et à Marcel Babin, j'ai eu la chance extraordinaire de participer à 2 missions dans l'océan Arctique lors de l'année polaire internationale en 2009.

Après "la Belle Province", j'ai eu le plaisir de découvrir la "Ville Rose" en janvier 2011 avec Pieter Van Beek et la TIM de Géochimie Marine dirigée par Catherine Jeandel au LEGOS. Une belle aventure pour développer le laboratoire souterrain LAFARA et un retour à la radioactivité pour mesurer les isotopes du radium. Et, "cerise sur le gâteau", j'ai eu la chance de participer à la mission KEOPS 2. Une expérience de 56 jours sur le Marion Dufresne dans le secteur Sud de l'océan Indien. Direction les terres australes et antarctiques françaises, cap sur les archipels de Crozet et de Kerguelen. Merci à Pieter Van Beek, Bernard Quéguiner et Stéphane Blain pour leur confiance et cette nouvelle expérience mémorable.

Après ce long “parcours du combattant”, j’ai finalement été recruté en tant que Maître de Conférences en septembre 2012 à l’UVSQ et au LSCE. Dans un premier temps, j’ai intégré l’équipe Transfert Continent-Océan (TCO) pour des raisons scientifiques évidentes. Suite à la dissolution de l’équipe TCO, j’ai été “apatride” pendant quelques mois, avant de rejoindre l’équipe PALEOCEAN pour quelques années de transition.

En 2019, nous avons constitué une nouvelle équipe (OCEANIS) avec Éric Viollier, Christophe Rabouille et Bruno Bombled. L’équipe OCEANIS s’intéresse au devenir du carbone dans l’océan, avec un focus spécial sur les zones côtières, les deltas et les estuaires. Nous étudions le devenir du carbone particulaire dans les sédiments, grâce à une approche originale qui associe des mesures *in-situ*, la collecte et l’analyse de nombreux échantillons et le développement de modèle de transport-réactif. L’équipe OCEANIS s’intéresse également aux processus de minéralisation anoxique et à l’interaction avec le système des carbonates dans les sédiments, en utilisant la composition des eaux interstitielles de carottes d’interface. L’équipe mesure différents paramètres comme le pH, le carbone inorganique dissous (DIC), l’alcalinité totale (TA), le calcium, l’ammonium, les nitrates, les sulfates, les phosphates et le méthane sur de très faibles volumes. Ces données nourrissent ensuite des modèles de processus diagénétiques qui renseignent sur les vitesses et proportions des réactions dans le sédiment, les interactions entre espèces chimiques ainsi que les flux à l’interface eau-sédiment. Les milieux côtiers étant soumis à de fortes variations environnementales, il est nécessaire de quantifier le rôle des sédiments dans le cycle biogéochimique du carbone en lien avec le changement climatique actuel.

La recherche océanographique est avant tout une aventure humaine et collective, rendue possible uniquement par un travail d’équipe au sens large du terme (marins, boscos, techniciens, ingénieurs, officiers de navigation, capitaines, cuisiniers, personnels médicaux, chercheurs, personnels administratifs...) mais également grâce aux instituts de recherche et aux organismes financeurs. Tous les résultats présentés dans cette HDR sont le fruit de cette collaboration humaine ! Elle n’a de sens que si on s’enrichit au quotidien les uns des autres, de nos connaissances, de nos expertises, de nos échecs et de nos succès !

Au travers de ces quelques lignes, je souhaite donc remercier toutes les personnes impliquées de près ou de loin dans la bonne réalisation de ce travail. Merci aux membres du jury d’avoir pris le temps de lire et d’évaluer mon travail, qui est forcément perfectible. Merci à Estelle et à toute ma famille, au sens large du terme, pour leur confiance, leur soutien et pour tout ce qu’ils m’ont apporté depuis le premier jour. C’est grâce à eux si j’en suis arrivé là et si je continue mon petit bonhomme de chemin...

Et pour conclure, je garde en mémoire toutes celles et ceux que j’ai rencontrés autour d’une carotte sur le pont, d’une discussion en coin de table, d’une bière au comptoir... Bref à toutes ces tranches de vie partagées au cours de ces 20 dernières années !

Ce travail est dédié à la mémoire des Pr. Bjørn Sundby et Matthieu Roy-Barman

2. Thématiques de recherche

2.1 Le cycle du carbone océanique

Les océans constituent le plus grand réservoir de carbone à la surface de la Terre. Plus de 93% du réservoir océanique de carbone est sous la forme de carbone inorganique dissous (DIC) alors que le carbone organique particulaire (POC) représente moins de 1% (Fig. 1). Les océans ont donc un rôle central dans le cycle du carbone, et notamment dans la régulation du climat en limitant l'augmentation des concentrations de CO_2 dans l'atmosphère. Les estimations les plus récentes indiquent que les océans absorbent chaque année $2,9 \pm 0,4$ GtC (Friedlingstein et al., 2022). Ce puits de carbone correspond à environ 25% des émissions annuelles de CO_2 liées aux activités humaines.

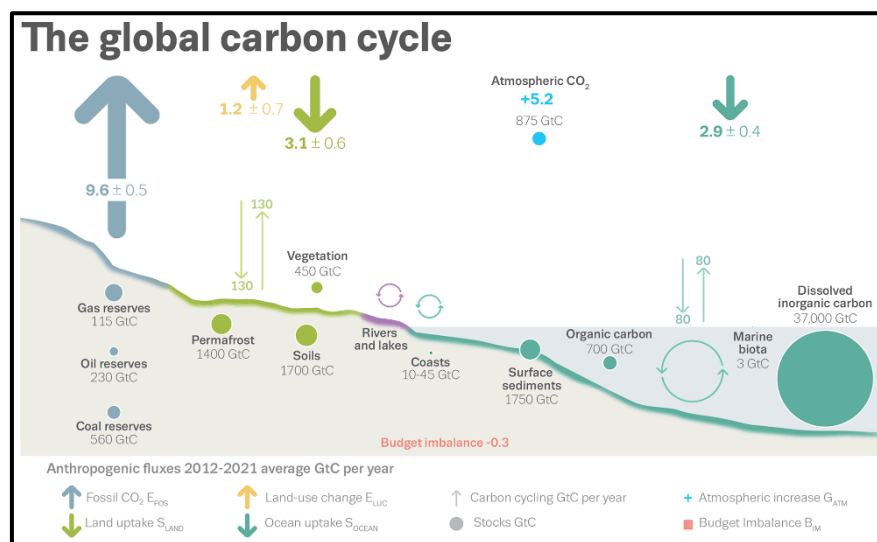


Figure 1 : Le cycle global du carbone (Friedlingstein et al., 2022)

Les interactions complexes entre de nombreux facteurs physiques, réactions chimiques et processus biologiques déterminent si une zone donnée de l'océan est un terme source ou un terme puits de carbone vis-à-vis de l'atmosphère (Takahashi et al., 2009). L'absorption de CO_2 atmosphérique par l'océan s'opère par l'action conjuguée de trois grandes pompes à carbone (Fig. 2), même si d'autres facteurs plus complexes se sont récemment ajoutés à cette problématique (Boyd et al., 2019).

- La pompe physico-chimique, également appelée pompe de solubilité ou pompe thermodynamique, est liée à la formation des eaux intermédiaires et profondes notamment dans les régions polaires (Fig. 2). La température et la salinité à la surface des océans jouent un rôle déterminant sur la pompe physico-chimique car elles affectent directement la densité de l'eau de mer et le coefficient de solubilité du CO_2 . Plus une eau est froide et salée, plus elle est dense et plus sa capacité à emmagasiner du CO_2 est importante. L'absorption du CO_2 anthropique se fait préférentiellement aux niveaux des pôles et il est ensuite redistribué dans l'océan profond en suivant la dynamique des eaux intermédiaires et profondes à travers la circulation thermohaline (Sabine et al., 2004; Gruber et al., 2019). Le cycle du carbone océanique est donc largement influencé par la circulation océanique de surface, en interaction directe avec les forçages atmosphériques (vents, turbulence, glace de mer...), par les courants profonds générés par la circulation thermohaline, et par des phénomènes plus régionaux de downwelling et

d'upwelling. Actuellement, l'océan absorbe plus de 90% de l'excès de chaleur accumulé dans le système climatique et irrémédiablement il se réchauffe, principalement en surface mais également en profondeur. Le réchauffement est d'autant plus important au niveau des pôles ce qui affecte grandement l'efficacité de la pompe physique de CO₂ par l'océan.

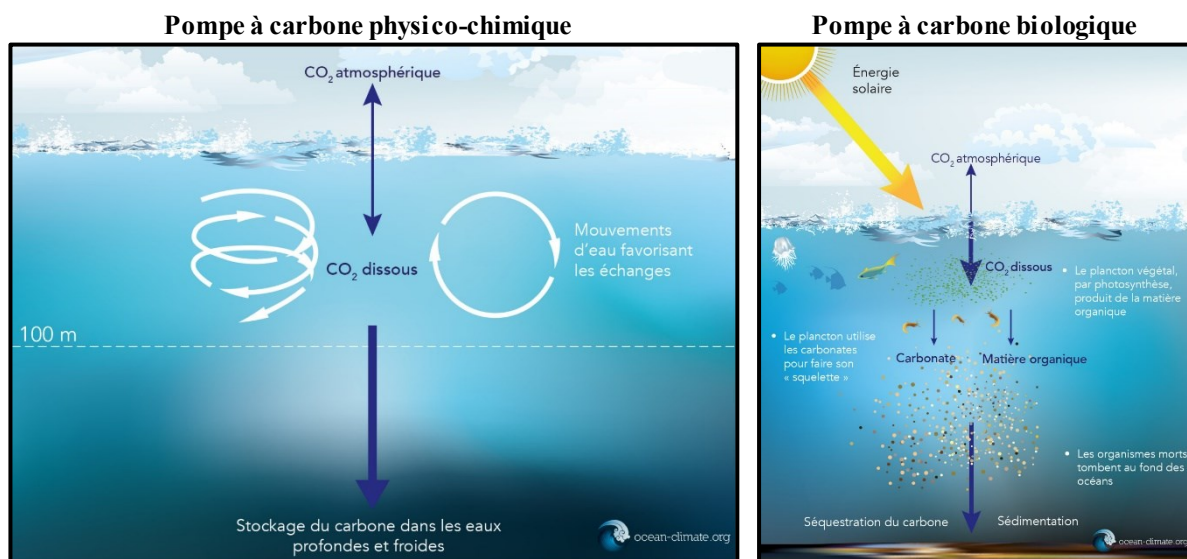
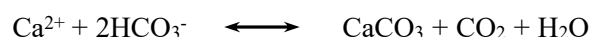


Figure 2 : Les pompes à carbone de l'océan (<https://ocean-climate.org>).

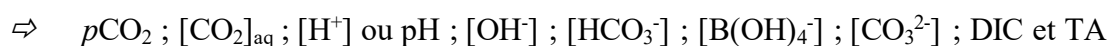
- La pompe biologique, également appelée la pompe des tissus mous, est liée à la production primaire océanique qui permet de fixer du CO₂ dissous, sous la forme d'ions bicarbonates (HCO₃⁻) principalement, pour produire de la matière organique particulaire (POM) et dissoute (DOM). Cette pompe est contrôlée par l'activité biologique de tous les organismes photosynthétiques et surtout par la dynamique des communautés phytoplanctoniques. L'efficacité de la pompe biologique dépend de l'intensité du flux vertical de POM synthétisée en surface et qui est exportée vers le fond (Passow and Carlson, 2012; Sigman and Hain, 2012). Cette efficacité est modulée par la respiration microbienne qui minéralise une partie de la POM dans la colonne d'eau ou dans les sédiments.

- En surface, la pompe biologique est également modulée par la contre-pompe des carbonates, également appelée la pompe des tissus durs. La contre-pompe des carbonates est liée aux réactions de précipitation et de dissolution du carbonate de calcium (CaCO₃), exprimé minéralogiquement par deux polymorphes : l'aragonite et la calcite. Ces réactions mettent en jeu les ions calcium (Ca²⁺) et les ions bicarbonates (HCO₃⁻) dissous dans l'eau de mer :



De nombreux organismes calcificateurs, pélagiques et benthiques, contribuent à la précipitation du CaCO₃ (coraux, foraminifères, coccolithophoridés, ptéropodes, mollusques gastéropodes ou bivalves...). Par leur précipitation en surface et leur dissolution en profondeur, les carbonates ont une influence directe sur la chimie du CO₂ dissous dans l'eau de mer.

Le système des carbonates océaniques est lié à la dissolution et à la dissociation du CO₂ dans l'eau de mer. C'est un système complexe qui fait intervenir 9 variables (Dickson et al., 2007) :



Parmi ces 9 variables, seulement 4 d'entre-elles sont des valeurs directement mesurables :

- Le carbone inorganique dissous : $DIC = [CO_2]_{aq.} + [H_2CO_3] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}]$
- L'alcalinité totale : $TA = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] + [B(OH)_4^-] + [OH^-] - [H^+]$
- Le pH de l'eau de mer : $pH = -\log [H^+]$
- La pression partielle de CO_2 : $pCO_2 = [CO_2]_{aq.} / K_0$, ou K_0 est le coefficient de solubilité du CO_2 dans l'eau de mer en fonction de la température et de la salinité.

Le système des carbonates est largement influencé par les échanges de CO_2 à l'interface air-mer, par les processus biologiques (photosynthèse et respiration), par les apports par les fleuves et par les réactions de précipitation et la dissolution du $CaCO_3$.

Les cycles biogéochimiques du carbone organique et inorganique sont étroitement liés par les processus de production et de dégradation de la matière organique (Fig. 3). En surface, la production primaire assimile des nutriments et produit par photosynthèse la POM, la DOM et du dioxygène (O_2). Elle entraîne une diminution des concentrations de DIC, une augmentation du pH et, par conséquent, une diminution de la pCO_2 . A l'inverse, la boucle microbienne minéralise la MO (Worden et al., 2015), consomme de l' O_2 et produit du CO_2 métabolique, ce qui provoque une augmentation du DIC, une diminution du pH et donc une augmentation de la pCO_2 . La boucle microbienne permet aussi de régénérer les éléments nutritifs (à base d'azote et de phosphore), soit directement dans la colonne d'eau (en surface ou au fond) soit dans les sédiments. Les flux verticaux de POM de la surface vers le fond alimentent les écosystèmes benthiques (côtiers ou profonds).

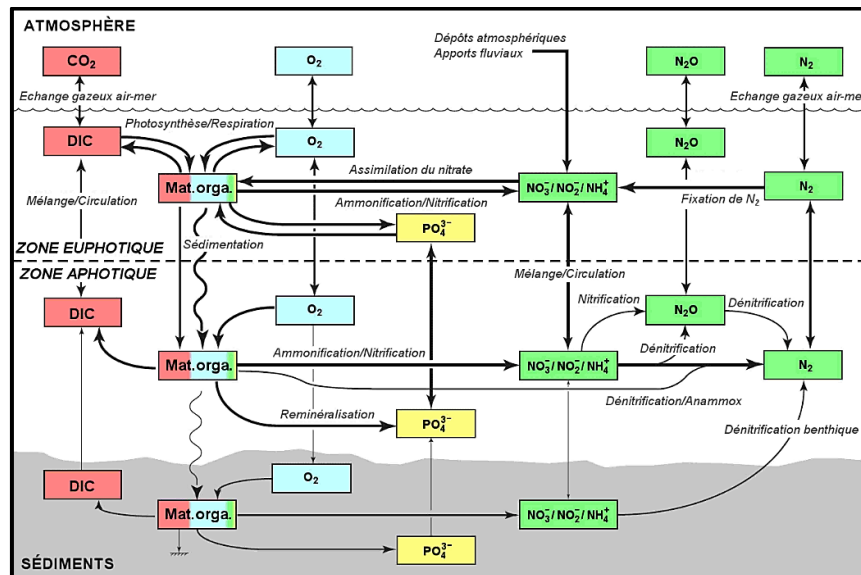


Figure 3 : Représentation du cycle du carbone dans l'océan et ses différentes connexions avec les cycles de l'oxygène, de l'azote et du phosphore. D'après Gruber (2008) et modifiée par B. Quéguiner.

L'étude du cycle du carbone dans l'océan est complexe car elle fait intervenir de nombreuses disciplines de l'océanographie (physique, chimie organique et minérale, biologie, microbiologie, sédimentologie...) qui doivent interagir et couvrir de très nombreuses échelles de temps (de la seconde à la journée, de la journée au mois, du mois à la saison, de la saison à l'année et bien au-delà pour les paléocéanographes...) et d'espaces (allant du μm à plusieurs milliers de km). Sacré challenge !

2.2 Changement climatique et cycle du carbone océanique

L'océan et la cryosphère, avec l'atmosphère, la lithosphère et la biosphère, sont deux des cinq composantes internes du système Terre. Leur rôle est donc capital dans la régulation du climat à l'échelle mondiale, régionale et locale. Les perturbations climatiques actuelles, liées aux activités humaines et à l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère, le CO₂ en premier lieu, se traduisent par une augmentation des températures et une accélération du cycle de l'eau (Fig. 4), dont les effets sur les flux de carbone sont multiples et complexes. Les océans, situés aux interfaces entre l'atmosphère, les continents et le plancher océanique, subissent de plein fouet les effets du changement climatique. L'IPCC a publié en 2019 un rapport spécial intitulé "The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate", qui fait la synthèse des connaissances scientifiques sur ces différents effets.

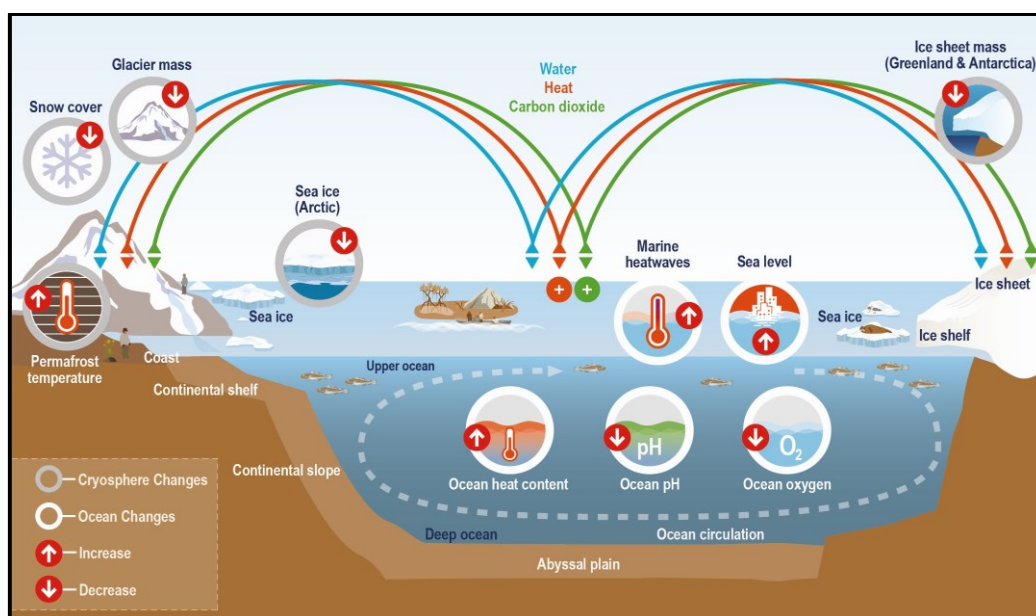


Figure 4 : Illustration des principaux effets du changement climatique sur l'océan et la cryosphère (IPCC, 2019).

Au niveau des océans, les effets du changement climatique se traduisent par l'augmentation du contenu thermique et des vagues de chaleur marine, l'élévation du niveau moyen des océans, la diminution des concentrations d'O₂ dissous (Breitburg et al., 2018) et l'acidification des océans (Doney et al., 2009; Orr, 2011). Le réchauffement des eaux de surface entraîne une stratification thermique intense à la surface de l'océan qui s'oppose au mélange vertical et donc à la ventilation des eaux sous la thermocline. Lentement mais sûrement, les concentrations en O₂ dissous diminuent dans l'océan à la fois au large, au niveau des zones de minimum d'oxygène (OMZ), mais également dans les zones côtières (Pitcher et al., 2021). L'absorption massive de CO₂ anthropique par l'océan se traduit par une acidification des eaux de surface (Doney et al., 2009), avec une diminution possible de 0,3 unité pH en 2100 (IPCC, 2019). Dans ce contexte, les organismes calcificateurs, qui précipitent le CaCO₃ pour synthétiser leur exosquelette calcaire auront beaucoup plus de mal à se développer dans un océan plus acide (Orr et al., 2005).

Les effets du changement climatique sur les propriétés physico-chimiques de l'océan, sur sa capacité à régulé le climat, sur les sources et puits de carbone, sur le fonctionnement des écosystèmes océaniques, sur les ressources halieutiques, sur les activités humaines, comme les pêcheries ou le tourisme, sont multiples et surtout sans précédent.

La Figure 5 présente la synthèse des risques et impacts (positif ou négatif) causés par le changement climatique sur les océans, et les principaux écosystèmes et services écosystémiques (IPCC, 2019).

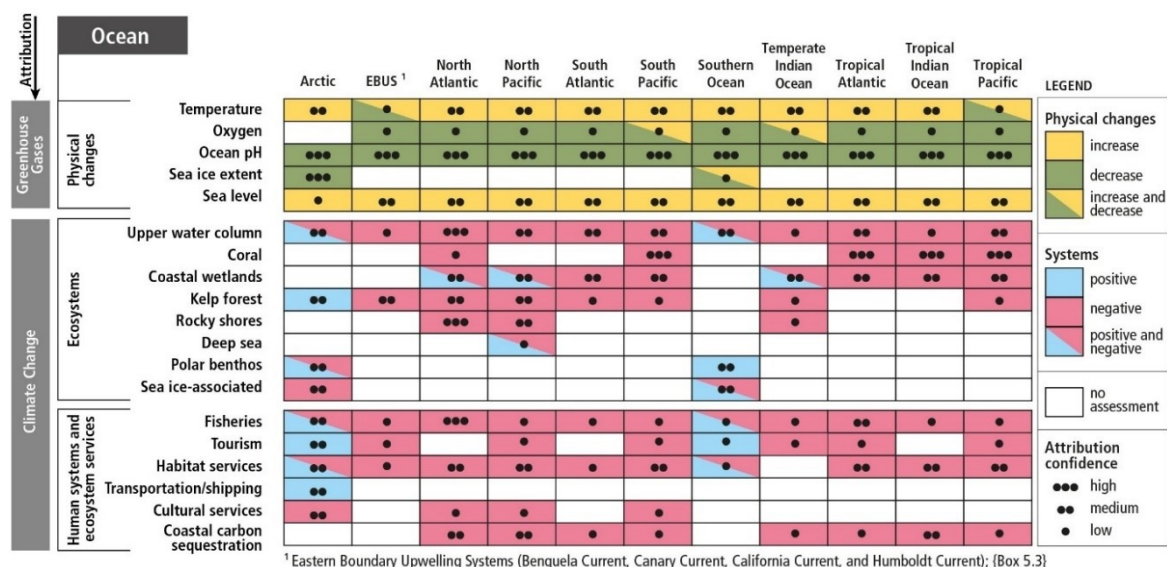


Figure 5 : Synthèse des risques et impacts régionaux observés dans l'océan (IPCC, 2019).

Dans le cadre de cette HDR, je n'aborderai pas tous ces points, mais je mettrai principalement l'accent sur les effets de l'acidification, de l'eutrophisation et de la désoxygénation de l'eau de mer sur les zones côtières.

2.3 Les effets du changement climatique à l'interface continent-océan

Les zones côtières correspondent aux mers épicontinentales et aux océans bordant les littoraux. Elles sont en position d'interface entre les eaux de transition en provenance des continents et les eaux océaniques du large. Les zones côtières sont donc le premier réceptacle des transferts de matière à l'interface continent-océan. Elles comprennent le continuum aquatique depuis les fleuves jusqu'à l'océan, en incluant les lagunes, les estuaires, les deltas et les marges continentales. Dans le cadre de ce travail, les termes "zone côtière", "océan côtier", "plateau continental" ou "marge continentale" sont utilisés indifféremment pour caractériser ces environnements et écosystèmes marins côtiers qui sont définis comme la zone allant du littoral jusqu'à environ 200 m de profondeur.

Les zones côtières occupent une place stratégique dans le cycle du carbone puisqu'elles assurent la transition entre les milieux continentaux et océaniques. Elles représentent seulement 7,5% de la surface de l'océan mondial mais elles contribuent pour 10 à 30% de la production primaire océanique mondiale (Mackenzie et al., 2005), pour 30 à 50% du flux de carbone inorganique, pour 80% de l'enfouissement du carbone organique dans les sédiments, et elles pourraient contribuer jusqu'à 50% du carbone organique apporté à l'océan profond (Jahnke, 2010).

Les effets du changement climatique sur les zones côtières sont nombreux, complexes et souvent difficiles à déconvoluer des autres impacts anthropiques (Fig. 6) tels que l'eutrophisation, la pollution, la surpêche, l'exploitation des ressources vivantes, minérales et énergétiques, le tourisme de masse, l'artificialisation des littoraux...

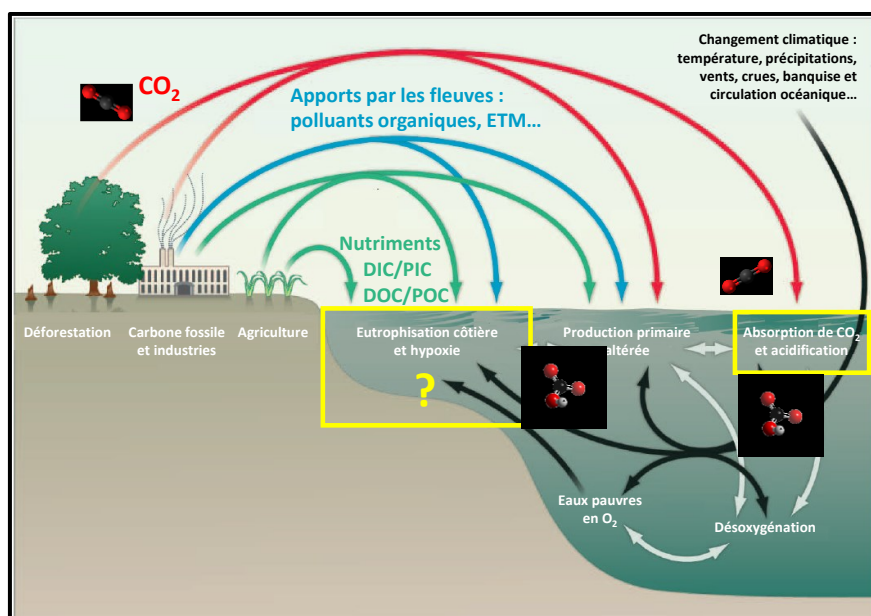


Figure 6 : Représentation des effets du changement climatique et des activités anthropiques sur la biogéochimie des océans. Ces effets peuvent être directs, via les flux de matières apportés à l'océan (flèches rouges, bleues et vertes), ou indirects, via le changement climatique et les modifications de la circulation océanique (flèches noires). Les flèches grises indiquent les interconnexions entre les dynamiques biogéochimiques de l'océan (Doney, 2010).

Dans ce contexte, les fleuves apportent d'importantes quantités d'eau douce, d'éléments dissous et de matières particulaires (sédiments, carbone organique et inorganique, nutriments, contaminants...) qui vont déterminer la productivité des zones côtières et, par voie de conséquence, la distribution et les caractéristiques des écosystèmes pélagiques et benthiques. Les écosystèmes marins côtiers sont particulièrement importants puisqu'ils produisent près d'un tiers des biens et services d'origine écologique, soit autant que les écosystèmes terrestres ou que les écosystèmes marins hauturiers (Costanza et al., 1997). Cependant, les flux de carbone aux embouchures des fleuves et leur impact sur l'océan côtier sont généralement mal connus. De ce fait, les zones côtières et en particulier les estuaires et les deltas constituent un "des chaînons manquants" des cycles biogéochimiques du carbone et des éléments majeurs (Doney, 2010).

Les effets du changement climatique et des activités anthropiques modifient profondément les sources, les flux d'échanges et donc le devenir du carbone dans l'océan côtier (Bauer et al., 2013). Les bilans de carbone sont très complexes à établir en raison des apports par les fleuves, de la dynamique hydro-sédimentaire, des échanges de CO_2 avec l'atmosphère, de l'intensité des réactions de production de dégradation de la matière organique et des échanges côte-large (Fig. 7). Les données de flux, de carbone en particulier, au niveau des ces 4 interfaces (continent, atmosphère, sédiment et océan hauturier) sont encore trop parcellaires pour (i) pouvoir couvrir l'ensemble des zones côtières en intégrant leur variabilité spatiale et temporelle (ii) pour évaluer précisément les effets du changement climatique et les impacts des activités humaines sur ces écosystèmes particulièrement riches mais fragiles.

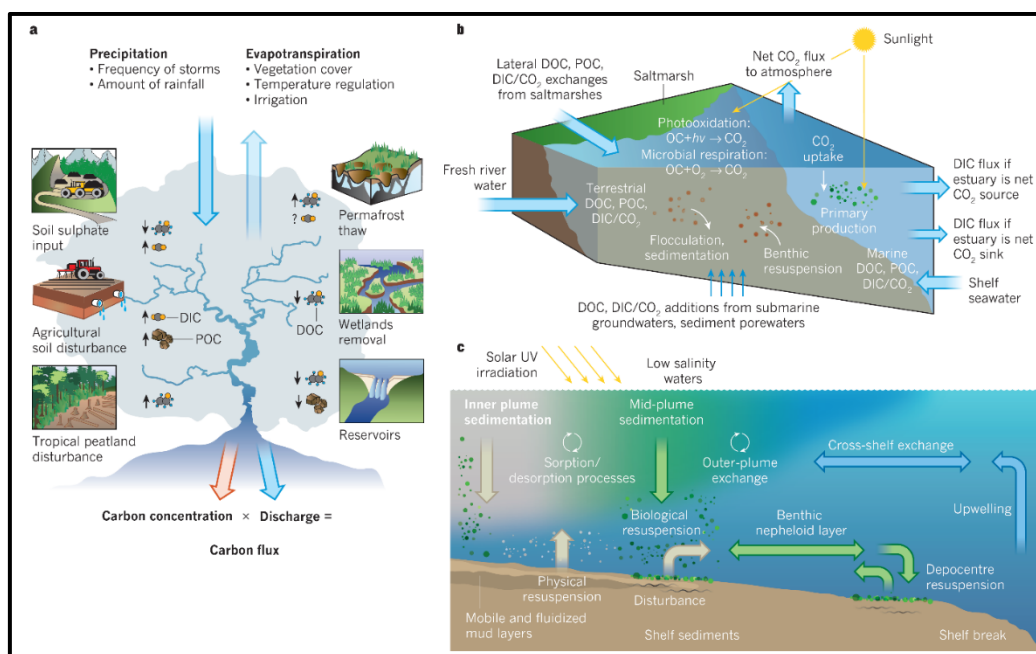


Figure 7 : Processus qui affectent le cycle du carbone organique et inorganique et les flux dissous et particuliers associés dans les principaux écosystèmes côtiers. (a) Processus naturels et anthropiques qui affectent les apports de carbone terrigène à l'océan côtier. (b) Principaux processus qui déterminent les puits et les sources de carbone, d'origine terrigène, fluviale ou marine, dans les estuaires. (c) Représentation d'un système côtier influencé par un fleuve (River-dominated Ocean Margins : RiOMars) (Bauer et al., 2013).

Les tout premiers bilans de carbone, établis à la fin des années 1990, estimaient que l'océan côtier était un puit important de carbone d'environ 1 GtC an⁻¹ (Tsunogai et al., 1999). Au niveau des plateaux continentaux, la pompe à carbone (the continental shelf pump) fonctionnerait dans les eaux peu profondes en agissant comme un mécanisme de transport du carbone (sous forme organique et inorganique, dissoute et particulaire) des eaux de surface vers l'intérieur de l'océan profond adjacent. Par la suite, de nombreuses études ont confirmé l'existence de ce mécanisme sur différentes marges continentales (Gazeau et al., 2004; Borges et al., 2006; Thomas et al., 2009). Toutefois, de grandes disparités sont observées en fonction des systèmes étudiés et des périodes d'observation. L'article de Borges et al. (2005) pose alors la question sur la prise en compte de la variabilité spatio-temporelle des écosystèmes côtiers : "Avons-nous suffisamment de pièces du puzzle pour intégrer les flux de CO₂ dans l'océan côtier ?". Pour répondre à cette question de nombreuses campagnes de mesures ont été effectuées, en particulier sur la pCO₂ à la surface de l'océan mondial. Ces données récentes sont agrégées et réunies dans la base SOCAT ([The Surface Ocean CO₂ Atlas](https://www.socat.info/)). Avec l'acquisition d'observations toujours plus nombreuses, un consensus semble enfin émerger pour l'océan côtier. D'un côté, les plateaux continentaux sont globalement des puits de CO₂ et, de l'autre côté, les estuaires et les deltas sont des sources de CO₂ vis-à-vis de l'atmosphère (Chen and Borges, 2009; Cai, 2011; Laruelle et al., 2018).

De par leur nature, les océans côtiers présentent une grande diversité en termes de puits ou de source de carbone, notamment en fonction de leur localisation géographique et des différents forçages naturels et anthropiques qu'ils subissent. Les océans côtiers sont considérés comme de faibles puits de carbone même si des variations importantes sont observées, principalement en fonction des latitudes et des saisons. D'une manière générale, les zones côtières situées aux basses latitudes sont des sources de CO₂ et celles situées aux hautes latitudes sont des puits de

CO₂ (Bauer et al., 2013). Plus récemment, Dai et al. (2022) estiment un flux de CO₂ pour l'océan côtier de $-0,25 \pm 0,05$ PgC an⁻¹. Ce puits net de carbone est essentiellement dû à l'absorption du CO₂ atmosphérique au niveau des régions polaires et subpolaires (> 90%).

2.4 Que disent les modèles sur le cycle du carbone dans l'océan côtier ?

Pour évaluer de manière synoptique le cycle du carbone dans l'océan côtier à l'échelle locale, régionale ou globale, la modélisation paraît inévitable tant les différents systèmes sont complexes et surtout très variables dans l'espace et le temps. Compte tenu de la complexité de la problématique, différents types de modèles sont développés et utilisés pour étudier le cycle du carbone dans l'océan côtier. Les modèles de carbone océanique, qui vont des modèles en boîte aux modèles couplés tridimensionnels de circulation et de biogéochimie, ont des capacités plus ou moins satisfaisantes pour (i) simuler les processus dominants actuellement et (ii) pour les projeter en tenant compte des effets futurs du changement climatique. N'étant pas un spécialiste de la modélisation, j'ai sélectionné quelques articles récents sur ce sujet.

Par exemple, Bourgeois et al. (2016) utilisent un modèle biogéochimique de l'océan global (NEMO-PISCES, version ORCA05) pour évaluer l'inventaire global de CO₂ anthropique dans l'océan côtier et sa variabilité spatiale. D'après cette étude, seulement 0,1 PgC an⁻¹ serait absorbé par l'océan côtier mondial, soit 4,5% de l'absorption de CO₂ anthropique par l'océan mondial. Toutefois, la résolution spatiale de ce modèle varie de 20 à 50 km sur l'horizontal et de 6 à 250 m sur la verticale. A mon sens, la résolution de ce modèle n'est pas suffisante pour prendre réellement en compte l'hétérogénéité spatiale et temporelle des zones côtières.

Les effets des perturbations anthropiques sur le cycle du carbone dans le continuum terre-mer ont fait l'objet d'une évaluation récente. Malgré de nombreuses incertitudes, le bilan établi par l'utilisation d'un nouveau modèle global le long du continuum aquatique terre-mer indique que l'enfouissement de carbone dans l'océan côtier a augmenté d'environ +0.1 PgC an⁻¹ sur les 20 dernières années (Regnier et al., 2022).

Très récemment, Resplandy et al. (2023) ont réévalué les flux de gaz à effet de serre dans l'océan côtier mondial. En se basant sur un large ensemble de produits basés sur des observations de la $p\text{CO}_2$ de l'océan côtier et sur des modèles biogéochimiques océaniques, ils ont recalculé les flux de CO₂ à l'interface air-mer pour l'océan côtier mondial. Les différences entre les observations et les modèles sont d'environ 60% variant de -0,44 à -0,72 PgC an⁻¹ sur la période 1998-2018. Les différences entre les données et les modèles sont attribuées principalement à la saisonnalité de la $p\text{CO}_2$ de surface pour les mers situées aux moyennes et aux hautes latitudes. En hiver, les modèles simulent une absorption de CO₂ bien plus importante que l'absorption de CO₂ déterminée par les observations sur le terrain. L'article souligne la nécessité de mieux prendre en compte la variabilité spatio-temporelle (à toutes les échelles) de l'océan côtier mondial, et notamment sous les effets combinés du changement climatique et des activités humaines.

Dans l'ensemble, les modèles numériques permettent d'examiner des processus complexes de manière holistique et fournissent une approche permettant de reconstituer les changements historiques des flux de carbone des milieux côtiers et de prévoir les changements futurs (Dai et al., 2022). Toutefois, les modèles globaux ne représentent pas suffisamment bien les processus dominants dans les zones côtières (et les rétroactions associées), ce qui les empêche de prévoir

les évolutions futures causées par le changement climatique et les pressions anthropiques (Ward et al., 2020). L'amélioration des performances des modèles couplés physique, biologique, chimique pour le domaine côtier constituent un défi majeur que ce soit pour des problématiques locales, régionales ou globales (Dai et al., 2022).

2.5 Le devenir du carbone organique terrigène aux interfaces côtières

La question du devenir du carbone organique terrigène dans l'océan côtier est fondamentale puisqu'elle permet de réconcilier les bilans de carbone aux principales interfaces continent/océan, atmosphère/océan, océan/sédiment, trois composantes majeures du système Terre (Fig. 8). Pour comprendre le cycle du carbone dans le passé, le présent et le futur, il est essentiel de déterminer les mécanismes et les processus qui contrôlent la réactivité de la matière organique et, par conséquent, la dégradation, la préservation et l'enfouissement du carbone dans les sédiments marins côtiers à toutes les échelles spatiales et temporelles (Mackenzie et al., 2011).

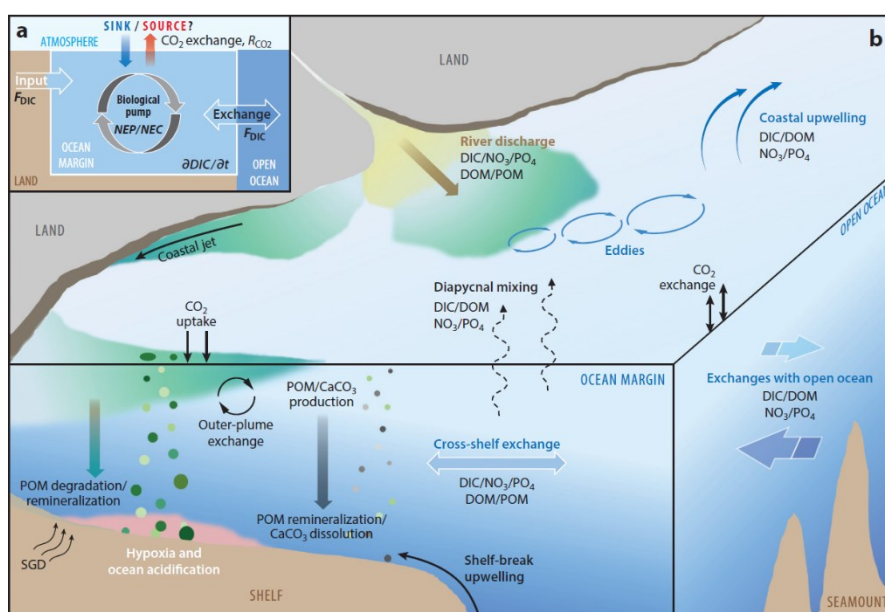


Figure 8 : Schéma conceptuel des échanges de CO₂ à l'interface air-mer (a) et des principaux processus physiques et biogéochimiques dans l'océan côtier (b), mettant en évidence le transport de matière entre le continent, le plateau continental et l'océan ouvert (Dai et al., 2022).

Le cycle du carbone dans l'océan côtier a fait l'objet de nombreux programmes de recherche internationaux (IGBP : International Geosphere Biosphere Programme, LOICZ: Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone ; Future Earth Coasts (Ramesh et al., 2015) et nationaux (PNEC : Programme National d'Environnement Côtier; LEFE : Les Enveloppes Fluides et l'Environnement ; EC2CO : Ecosphère Continentale et Côtère ; les chantiers Mistral et Arctique de l'INSU par exemple). Une des questions fondamentales abordées dans ces différents programmes concerne le devenir de la matière organique terrigène lorsqu'elle arrive dans l'océan côtier. La question de l'enfouissement ou de la minéralisation de la matière organique (POC et DOC) terrigène a fait l'objet de nombreuses études dans des environnements côtiers très contrastés (Berner, 1982). Elle a notamment été abordée dans deux publications pionnières (Hedges et al., 1997; Benner, 2004) qui d'ailleurs portent le même titre : What happens to terrestrial organic matter in the ocean ?

Les apports par les fleuves constituent la première source de matière organique et inorganique, de nutriment et de sédiments pour l'océan côtier (Milliman and Farnsworth, 2011). Pendant des décennies, le POC terrigène était considéré comme peu dégradable (récalcitrant) et donc il constituait la principale source de carbone organique enfouit dans les sédiments. De ce fait, Hedges and Keil (1995) estimaient que l'enfouissement total de carbone dans les sédiments océaniques se faisait à plus de 90% dans l'océan côtier, 45% dans les sédiments deltaïques et 45% dans les sédiments des plateaux continentaux. Par la suite, de nombreuses études ont permis d'améliorer les connaissances sur la nature, l'abondance, le transport et la réactivité du POC terrigène dans les eaux et les sédiments côtiers (Benner, 2004). En examinant de plus près les sources et la dynamique du POC dans les rivières et dans l'océan côtier, (Raymond et al., 2004) constatent une variabilité très importante d'un système à l'autre. Une partie de cette variabilité est liée aux propriétés des bassins hydrographiques et à l'occupation des sols. Par la suite, de nombreux traceurs ont été développés pour identifier et caractériser spécifiquement le POC et le DOC terrigène dans l'océan. Par exemple, l'analyse des signatures isotopiques du carbone ($\delta^{13}\text{C}$ et $\Delta^{14}\text{C}$) permet d'identifier les sources et donc de déterminer l'origine, continentale ou marine, de la MO dans l'océan côtier (Raymond and Bauer, 2001). De nombreux autres traceurs, notamment organiques (Goñi and Hedges, 1995), ont été développés pour étudier le devenir du POC terrigène dans les zones côtières (Gordon and Goñi, 2003; Goñi et al., 2013). Ces travaux ont montré que la minéralisation de la MO terrigène, très récalcitrante, est beaucoup moins efficace que celle de la MO marine, bien plus labile. Toutefois, la dégradation de la MO terrigène par les bactéries et les micro-organismes peut être stimulée par la présence d'un substrat facilement dégradable, comme par exemple le dépôt d'une MO fraîchement synthétisée et plus labile. Cet effet d'amorçage, plus connu sous le terme de "priming effect potential" (Bianchi, 2011), expliquerait une partie importante de la minéralisation de la MO terrigène dans l'océan côtier.

Dix ans après l'article de Hedges and Keil (1995), Burdige (2005) publie une réévaluation de l'enfouissement de la MO dans les sédiments marins côtiers en analysant les facteurs/processus qui le contrôlent. Cette synthèse démontre que seulement 30% de la MO enfouit dans les sédiments est d'origine terrigène et que la majorité de cet enfouissement se produit dans les sédiments vaseux des zones deltaïques. Dans de nombreuses régions deltaïques, les processus de minéralisation de la matière organique (terrestre et marine) sont en fait bien plus efficaces que ce que l'on pensait précédemment (McKee et al., 2004). Les processus de minéralisation (notamment anoxiques) sont nettement découplés de l'accumulation nette de sédiments qui favorise l'enfouissement du carbone. Ces résultats démontrent alors que les sédiments des zones côtières sont à la fois des sites majeurs d'enfouissement et de reminéralisation du POC (Burdige, 2007). Dans le même sens, Kandasamy and Nagender Nath (2016) estiment que 60 à 80% de la MO terrigène est reminéralisée au niveau des marges continentales.

2.6 Les systèmes côtiers influencés par les fleuves (RiOMars)

Les marges continentales situées à l'embouchure des fleuves (RiOMars : River-dominated Ocean Margins) sont caractérisées par les plus forts taux de sédimentation, de production primaire, de minéralisation et d'enfouissement du carbone (Dagg et al., 2004; McKee et al., 2004). Cette spécificité des zones RiOMars est directement liée à la dynamique des fleuves et elle est déterminée par :

- des apports très importants de carbone terrigène (organique et inorganique) et de nutriments,
- des taux de production primaire très élevés, supportés par les nutriments,
- des taux de sédimentation discontinus mais particulièrement importants,
- une zone de rétention et de transformation de la matière organique terrigène et marine.

Compte tenu de l'intensité des flux de carbone (dissous et particulaire) apportées par les fleuves, les systèmes RiOMars jouent un rôle majeur dans le cycle global du carbone. La figure 9 illustre de manière séquentielle les différents facteurs physiques, réactions chimiques et processus biologiques qui contrôlent le devenir de la POM dans l'océan côtier.

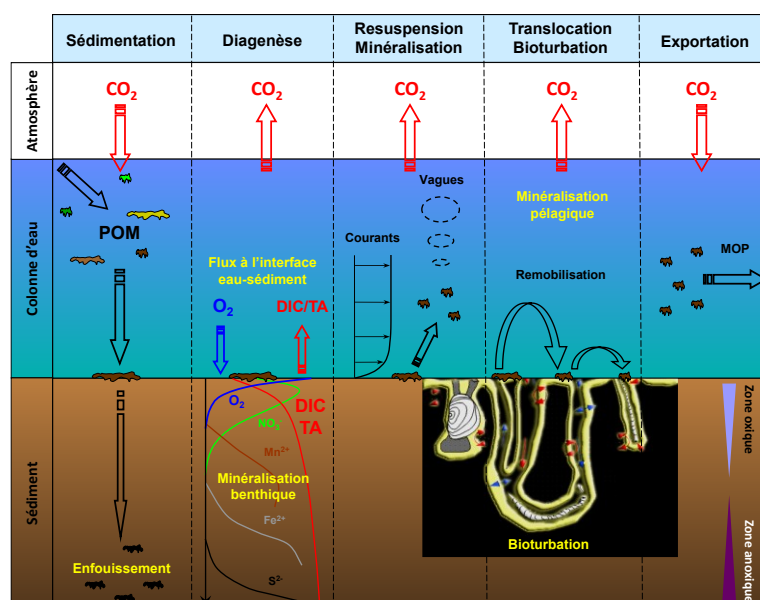


Figure 9 : Représentation schématique et séquentielle des principaux forçages physiques, chimiques et biologiques qui déterminent le devenir de la matière organique particulaire (POM) à l'interface eau-sédiment. La POM a une origine soit terrigène, plutôt récalcitrante, soit marine, et donc plus labile.

Au débouché des fleuves, les particules fines transportées par les fleuves se déposent massivement sous les effets de la floculation (Fig. 8). Ces particules fines, notamment les vases et les argiles, sont particulièrement riches en carbone organique avec des teneurs d'environ 3% (Etcheber et al., 2007). La sédimentation massive favorise donc dans un premier temps la séquestration du carbone organique terrigène, en le soustrayant rapidement aux réactions diagénétiques les plus favorables à sa dégradation (Aller, 1998). Dans un second temps, la dynamique des sédiments participe activement au recyclage de cette matière. En effet, l'intensité et la fréquence des cycles d'érosion, transport et déposition sous l'effet des marées, des courants côtiers et des vagues générées par les tempêtes, favorisent la reminéralisation de la matière organique en provoquant notamment des oscillations des conditions redox et des cycles oxiq-ue-anoxiq-ue (Hartnett et al., 1998).

L'enfouissement de la POM n'est cependant pas toujours définitif. En effet, les processus de minéralisation benthique (oxiq-ue et anoxiq-ue) ainsi que les effets de la macrofaune (bioturbation et bio-irrigation) contribuent activement à (i) dégrader une fraction importante de la POM et (ii) à la régénération des nutriments. La nature et l'intensité des différents processus sont très variables dans le temps et dans l'espace et ils dépendent surtout de la quantité et de la qualité du flux de POM apporté à la surface du sédiment.

Du fait de leur faible profondeur, les zones RiOMars sont caractérisées par une activité importante du compartiment benthique qui est en interaction directe avec le compartiment pélagique et donc avec l'atmosphère. Sous l'influence des fleuves, les sédiments peuvent donc se comporter alternativement comme des puits ou des sources de carbone pour l'environnement côtier. Toutefois, les effets individuels et conjugués des différents processus (Fig. 9) sur la dynamique des flux de CO_2 à l'interface air-mer sont largement sous évalués. Une des questions fondamentales est donc de savoir si les zones côtières, à fort taux de sédimentation, sont surtout des régions où se piègent et s'accumulent les éléments d'origine terrigène ou au contraire si elles agissent comme des sources significatives en raison de la dissolution des éléments déposés et de leur redistribution vers le large. Dans l'océan côtier, le cycle du carbone est principalement contrôlé par sa composante sédimentaire et il est essentiel de quantifier la dynamique de ce réservoir. L'étude des processus benthiques reste toujours une priorité majeure pour pouvoir quantifier correctement les flux de carbone dans l'océan côtier.

2.7 Les effets de la diagenèse précoce sur la chimie des carbonates

A l'interface eau-sédiment, la POM d'origine terrigène, fluviale ou marine, est en partie dégradée au cours de la diagenèse précoce. La diagenèse précoce regroupe les premières transformations, d'origines physique, chimique et biologique, qui conduisent à la consolidation du sédiment de surface. Cette étape est décisive pour le cycle biogéochimique du carbone puisqu'elle peut agir soit comme un puits (enfouissement) soit comme une source (minéralisation) de carbone vis-à-vis de l'océan côtier.

La minéralisation de la POM s'effectue via un réseau complexe de réactions d'oxydoréductions (Fig. 10) induites ou catalysées par les bactéries et les micro-organismes (Froelich et al., 1979; Canfield and Thamdrup, 2009). L'oxygène occupe une place privilégiée dans ce réseau puisqu'il est l'accepteur d'électrons le plus favorable d'un point de vue du métabolisme énergétique. Les différents processus de respiration génèrent des gradients de concentrations très forts (O_2 , NO_2^- , NO_3^- , Mn^{2+} , Fe^{2+} , H_2S , CH_4) sous l'interface eau-sédiment qui déterminent les flux d'échange benthiques des éléments chimiques.

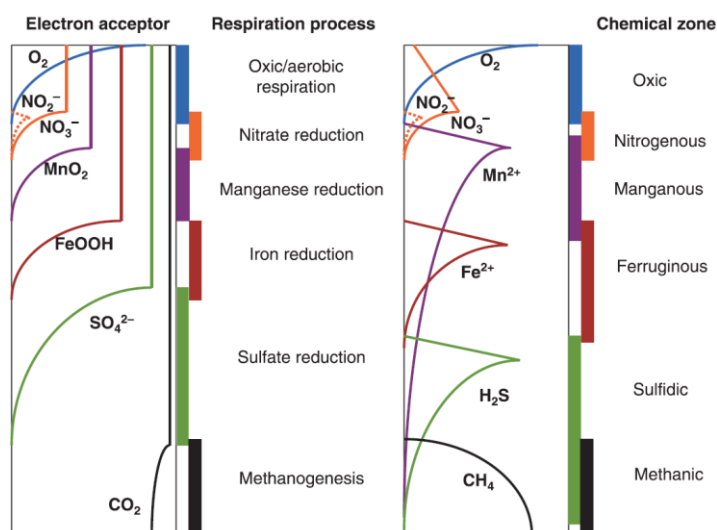


Figure 10 : (a) Distribution verticale des accepteurs d'électrons utilisés lors des différents métabolismes de respiration microbienne et (b) zonation redox correspondante dans les sédiments (Canfield and Thamdrup, 2009).

L'importance relative des différentes voies de minéralisation oxydante et anoxique de la MO (dénitrification, réduction des oxydes de Mn et de Fe, sulfato-réduction, méthanogenèse) varie dans l'espace et le temps en fonction de la nature des dépôts sédimentaires, des taux d'accumulation et des forçages physiques et biologiques (Canfield et al., 1993a; Canfield et al., 1993b; Burdige, 2007).

Toutes les mesures biogéochimiques (*in situ* ou *ex situ*) sur la composition des sédiments et des eaux interstitielles permettent de déterminer les gradients de concentrations et ainsi de faire le lien entre les phases dissoutes et particulaires, l'activité des bactéries, et donc de pouvoir, *in fine*, déterminer le sens et l'intensité des flux d'échange à l'interface eau-sédiment. La quantification des flux benthiques (O_2 , nutriments, DIC, TA...) à l'interface eau-sédiment, et les réactions diagenétiques qui les sous-tendent, sont généralement peu nombreuses à l'échelle des zones côtières (Viollier et al., 2003). Les mesures directes par l'utilisation de chambre benthique *in situ* sont rares car elles sont compliquées à mettre en œuvre et très coûteuses. Les incubations de carottes sédimentaires *ex situ* permettent de quantifier ces échanges même s'il existe certains biais inhérents à la méthode d'incubation et aux variations de température, de pression. Compte tenu de la complexité des systèmes benthiques, liée notamment à leur hétérogénéité spatiale et temporelle, la modélisation numérique de la diagenèse permet de simplifier ces systèmes complexes pour mieux les appréhender et les comprendre (Berner, 1980; Arndt et al., 2013). Une synthèse sur la réactivité de la MO dans les sédiments a récemment été publiée par Freitas et al. (2021). Cette synthèse fait le point sur la dégradation, la préservation et l'enfouissement du carbone dans les sédiments marins. Elle questionne également les différents points à améliorer pour la modélisation de la diagenèse précoce.

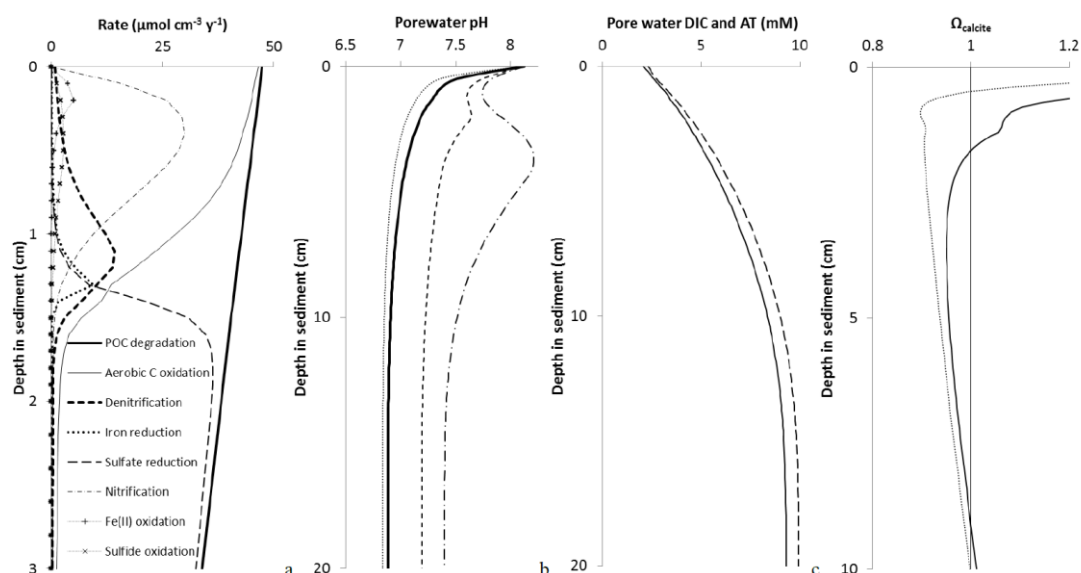


Figure 11 : (a) Exemples de profils verticaux des réactions d'oxydoréduction pour les sédiments d'un plateau carbonaté situé à 75 m de profondeur. Oxydation totale du POC (—), oxydation aérobie du C (---), dénitrification (- - -), réduction du fer (.....), réduction des sulfates (- - -), nitrification (- · - ·), oxydation du Fe(II) (+) et oxydation du sulfure (.x.). (b) Profils du pH des eaux interstitielles pour 25% (- · - ·), 50% (- - -), 100% (—) et 150% (.....) du flux de POC de référence. (c) Profils verticaux de DIC (—) et AT (- - -) des eaux interstitielles. (d) Profils verticaux de l'état de saturation de la calcite pour une concentration de DIC de l'eau de mer de référence (—) et pour un scénario d'acidification des océans à +5% de DIC (....) (Krumins et al., 2013).

En dégradant la MO sédimentaire, tous les processus de respiration bactérienne (oxique et anoxique) modifient profondément la chimie des carbonates dans les eaux interstitielles (Fig. 11). Sous l'interface eau-sédiment, le pH diminue fortement car la production de CO_2 métabolique libère des ions H^+ qui génèrent une acidification des eaux interstitielles. Dans les sédiments côtiers, les variations de pH peuvent parfois atteindre jusqu'à -1 unité pH sur quelques cm d'épaisseur. Ces processus, associés à la minéralisation intense de la POM, augmentent significativement les concentrations de DIC et de TA en profondeur. Les sédiments côtiers sont donc potentiellement des sources de DIC, qui peuvent amplifier l'acidification des eaux de fond, et des sources de TA qui, au contraire, peuvent venir tamponner les eaux de fond.

L'ensemble de ces réactions affecte l'état de saturation (Ω) du CaCO_3 (aragonite et calcite) dans les eaux interstitielles qui peut soit précipiter soit se dissoudre en fonction des conditions géochimiques des sédiments (Krumins et al., 2013). La précipitation (ou la dissolution) des carbonates consomme (ou produit) 1 mole de DIC pour 2 moles de TA ce qui fait augmenter (diminuer) la $p\text{CO}_2$ et diminuer (ou augmenter) le pH de l'eau. Ainsi, la dissolution du CaCO_3 , en produisant de l'alcalinité carbonatée, peut potentiellement agir comme un tampon contrebalançant les modifications de la chimie des carbonates de l'eau de mer imposées par l'absorption de CO_2 anthropique (Andersson and Mackenzie, 2012).

Dans les sédiments côtiers, le POC est principalement reminéralisé alors que le CaCO_3 peut être soit préservé soit se dissoudre en fonction du pH des eaux de fonds et dans les sédiments. La décomposition du POC pourrait entraîner une dissolution de CaCO_3 d'environ 7 Tmol an^{-1} (soit $0,1 \text{ Pg C an}^{-1}$) accompagné d'un flux net d'alcalinité d'environ 30 Teq. an^{-1} entre les sédiments et l'eau de fond (Krumins et al., 2013). A l'avenir, les flux benthiques d'alcalinité carbonatée, liés à la dissolution du CaCO_3 , pourraient largement augmenter avec l'acidification de l'eau de mer.

Malgré des efforts considérables pour améliorer nos connaissances, à travers le développement de réseaux d'observations (réseau COAST-HF et SOMLIT par exemple), l'utilisation de nouvelles technologies et de capteurs (glideurs, flotteurs-profileurs biogéochimiques, bouées instrumentées), l'élaboration de bilan de masse et l'utilisation de modèles numériques complexes, les incertitudes associées au cycle du carbone sur les marges continentales restent élevées. Ces incertitudes sont essentiellement dues à la variabilité intrinsèque, temporelle et spatiale, des environnements marins côtiers. Dans ce contexte, l'une des questions clés de mon travail est de comprendre comment l'acidification des océans, la désoxygénation et l'eutrophisation, modifient et modifieront le cycle biogéochimique du carbone aux interfaces côtières. Mes travaux de recherche s'inscrivent tous dans cette thématique, à la fois vaste et précise, et où il reste encore beaucoup à faire en termes d'observations et de modélisation.

3. Synthèse des travaux scientifiques

En tant qu'observateur et expérimentateur, mes travaux de recherche reposent avant tout sur un travail de terrain qui débute souvent par une phase d'échantillonnage lors de campagnes océanographiques. A ce jour, j'ai eu la chance de participer à 24 missions en mer Méditerranée, en Écosse, dans l'Archipel Arctique Canadien, au Spitzberg et aux îles Kerguelen. Lors de ces missions, j'ai eu l'occasion d'utiliser de nombreux systèmes de prélèvements : rosette-CTD, carottiers (kullenberg, boîte, multitubes), pièges à particules, pompes *in situ*, station benthique, échantillonneur automatique... pour caractériser les eaux de mer, les particules en suspension, les sédiments et les eaux interstitielles. J'ai également utilisé une grande variété de capteurs *in situ* (acoustiques, optiques, chimiques et électrochimiques) et diverses méthodes d'analyses en laboratoire (carbone, oxygène, nutriments, métaux traces, spectromètre de masse, radioactivité alpha et gamma) pour l'étude de l'océan côtier. Ces mesures m'ont permis d'étudier de manière qualitative et quantitative les processus (physiques, chimiques, et biologiques) impliqués dans le transfert et le recyclage du carbone à l'interface eau-sédiment et à l'interface continent-océan. Mon approche est donc plus locale, voire régionale, que globale. Mes données peuvent par la suite servir à alimenter/valider des modèles numériques. Mais je dois avouer que je ne suis pas spécialiste en ce domaine et que je tire profit de l'expérience de collègues bien plus compétents que moi.

Mes travaux de recherche, bien que divers et variés, ont abordé la question du cycle du carbone sur les marges continentales, et notamment celles influencées par les fleuves. Leur objectif commun est de déterminer le rôle des zones côtières dans la séquestration, le recyclage et l'export de carbone vers l'océan. J'ai abordé cette problématique sous divers aspects complémentaires en étudiant notamment :

- Le recyclage benthique de la matière organique dans les sédiments du prodelta du Rhône
- La dispersion des apports solides du Rhône à l'échelle du Golfe du Lion
- La chimie des carbonates à l'embouchure du fleuve Mackenzie dans l'océan Arctique
- La circulation océanique autour du plateau continental de l'archipel des îles Kerguelen
- La dynamique des masses d'eaux et la formation des eaux profondes dans le Storfjorden situé dans l'archipel du Svalbard...

J'ai débuté mes travaux de recherche par l'étude du recyclage de la POM à l'interface eau-sédiment lors de mon stage de DEA. Ce travail, basé sur l'utilisation d'un profileur benthique équipé de microélectrodes *in situ* (O₂, pH et résistivité), a permis de quantifier les taux de minéralisation de la POM (minéralisation oxic et anoxique) dans les sédiments du Golfe de Fos (Lansard et al., 2003; Rabouille et al., 2003) et par la suite dans les sédiments du prodelta du Rhône (Lansard et al., 2008).

Au cours de ma thèse, je me suis intéressé à la dispersion des apports particuliers du Rhône sur le plateau continental du Golfe du Lion. Les isotopes du plutonium (²³⁸Pu, ^{239,240}Pu) ont été utilisés comme traceurs spécifiques des apports particuliers du Rhône dans le Golfe du Lion (Lansard et al., 2007). Les taux de sédimentation ont été déterminés par l'analyse couplée des isotopes du Pu et du ¹³⁷Cs dans les sédiments du prodelta du Rhône et par la méthode du ²¹⁰Pb en excès sur le plateau continental. Les taux d'érosion des sédiments et la remobilisation des isotopes du plutonium ont été quantifiés à l'aide de mesures *in situ* (ADCP + turbidimètres) et

par des expériences de remise en suspension en canal à courant (Lansard et al., 2006). La synthèse de tous ces résultats a permis d'établir un premier bilan en carbone pour le zone du prodelta du Rhône en prenant en compte l'importance du recyclage benthique de la matière organique (Lansard et al., 2009). Par la suite, l'analyse du carbone et de l'azote organique particulaire (COP et NOP) ainsi que la mesure des isotopes du carbone ($\delta^{13}\text{C}$ et $\Delta^{14}\text{C}$) ont permis de déterminer l'origine (terrestre ou marine) et la réactivité (labile ou récalcitrante) de la matière organique dans les sédiments (Cathalot et al., 2013; Dumoulin et al., 2018; Pozzato et al., 2018).

Lors de mon post-doctorat au LSCE, j'ai participé à la mise au point et au développement d'une station benthique pour l'étude de l'océan côtier dans le cadre du programme européen COBO. L'ISD (Integrated Sediment Disturber) est un perturbateur de sédiment qui permet d'étudier *in situ* l'impact d'une perturbation de l'interface eau-sédiment sur la diagenèse précoce (Soltwedel et al., 2008). Ce travail a été mené en collaboration étroite avec l'AWI (Alfred Wegener Institut, Bremerhaven, Allemagne), le SAMS (Scottish Association for Marine Sciences, Oban, Écosse) et le CEFAS (Centre for Environment, Fisheries and Aquaculture Science, Lowestoft, Angleterre) qui m'ont accueilli plusieurs semaines dans leurs laboratoires. L'appareil a ensuite été testé dans le Loch Creran (Écosse) pour étudier les impacts de l'élevage intensif des saumons sur la biogéochimie des sédiments (Cathalot et al., 2012).

En parallèle, une collaboration avec C. Fontanier et F. Jorissen du Laboratoire des Bio-Indicateurs Actuels et Fossiles (BIAF, Université d'Angers), nous a permis de décrire la distribution spatiale des populations de foraminifères benthiques face à l'embouchure du Rhône. Ce travail a mis en évidence l'importance des paramètres environnementaux et notamment de la biogéochimie des sédiments sur la distribution des foraminifères benthiques (Fontanier et al., 2008; Mojtabid et al., 2009; Goineau et al., 2011).

Suite à un symposium organisé par l'Université de Xiamen (Chine) et intitulé : "Coastal ecosystem responses to changing nutrient inputs from large temperate and sub-tropical rivers, with emphasis on comparison among the Mississippi (USA), Pearl (China), Yangtze (China) and Rhône (France) Rivers", j'ai participé à la rédaction d'un article sur la comparaison des phénomènes hypoxiques dans ces 4 systèmes deltaïques et estuariens (Rabouille et al., 2008). Lors du projet CONGOLOBE, une autre collaboration avec C. Rabouille m'a permis d'étudier le devenir de la MO sur la marge continentale du Congo. Ce travail s'est concrétisé par la publication d'un premier budget en carbone pour la marge continentale située face au fleuve Congo (Rabouille et al., 2009).

Mon post-doctorat à l'Université de McGill s'intéressait à l'impact des apports par les fleuves sur l'océan Arctique en général, et du fleuve Mackenzie sur la mer de Beaufort en particulier. L'objectif de mon travail était de comprendre les variations du cycle du carbone dans le cadre du changement climatique (augmentation de la température, diminution de la couverture et de l'épaisseur de la glace de mer, augmentation des apports par les fleuves...). Un premier travail effectué sur la chimie des carbonates a permis de quantifier les flux de CO_2 à l'interface air-mer et d'étudier les effets de la température et de la production primaire sur la $p\text{CO}_2$ océanique (Mucci et al., 2010). Un second travail a été mené sur la variabilité saisonnière des masses d'eaux en mer de Beaufort et ses effets sur la chimie des carbonates dans l'océan Arctique (Lansard et al., 2012). Trois collaborations m'ont également permis d'étudier (i) les flux de baryum et de carbone dans l'Archipel Arctique Canadien (Thomas et al., 2011), (ii) les facteurs

biogéochimiques et environnementaux impliqués dans la l'état de saturation du carbonate de calcium dans les eaux du Golfe d'Amundsen (Chierici et al., 2011), et (iii) les flux de silice dans l'océan Arctique (Varela et al., 2016).

En 2011, j'ai rejoint Pieter Van Beek (LEGOS) pour travailler sur les isotopes du radium qui servent notamment à tracer les eaux souterraines (SGD : submarine groundwater discharge), à "chronométrer" les eaux océaniques de surface et à quantifier le mélange vertical de l'océan profond. J'ai utilisé cette méthode sur des zones côtières du Golfe du Lion (calanques, étangs de Thau...) et autour du plateau continental des îles Kerguelen (projet KEOPS-2). Toutes les mesures faites avec Pieter Van Beek à bord du Marion Dufresne ont été intégrées dans le travail de master 2 puis de thèse de Virginie Sanial (Sanial et al., 2014; Sanial et al., 2015).

Pour la suite de ce manuscrit, je ne détaillerai que certains des travaux évoqués ci-dessus. Je mettrai l'accent sur deux thématiques centrales de mon activité de recherche : (i) le cycle du carbone aux interfaces côtières et (ii) le système des carbonates à l'interface continent-océan. J'illustrerai ces thématiques à travers 3 chantiers principaux :

- L'océan Arctique avec pour cas d'étude (i) le plateau continental du fleuve Mackenzie situé en mer de Beaufort et (ii) le Storfjorden dans l'archipel du Svalbard,
- Le prodelta du Rhône en Méditerranée avec un focus spécial sur le système des carbonates à l'interface eau-sédiment,
- Le plateau continental du Mississippi situé dans le nord du golfe du Mexique, avec un focus particulier sur la désoxygénation et l'acidification des eaux de fond.

3.1 Mes travaux sur l'océan Arctique

Les effets du réchauffement climatique sont exacerbés aux hautes latitudes et surtout au niveau de l'océan Arctique qui se réchauffe 3 à 4 fois plus vite que le reste du globe depuis 1980 (IPCC, 2019; Rantanen et al., 2022). Ce phénomène, appelé l'amplification arctique, est principalement lié à la fonte intense et précoce de la glace de mer (Dai et al., 2019).

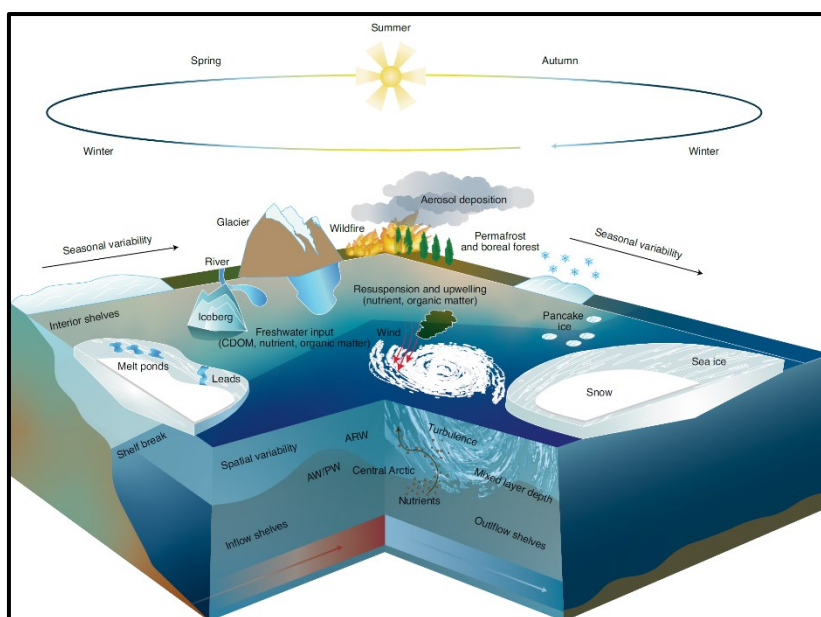


Figure 12 : Facteurs environnementaux influençant le cycle du carbone dans l'océan Arctique (Ardyna and Arrigo, 2020).

En effet, toutes les observations récentes, faites sur le terrain ou par satellite, indiquent une diminution rapide de la couverture et de l'épaisseur de la glace de mer (Meier and Stroeve, 2022). L'océan Arctique emmagasine toujours plus de chaleur (Timmermans et al., 2018), les flux de matière apportés par les grands fleuves Arctique s'intensifient (McClelland et al., 2016), la décongélation du permafrost s'accélère (McGuire et al., 2016)... Une autre conséquence, liée à l'absorption massive de CO₂ anthropique, est une acidification particulièrement sensible des eaux de l'océan Arctique (Bellerby, 2017; AMAP, 2018; Terhaar et al., 2021). L'augmentation de la température de l'air modifie profondément le cycle du carbone en milieux terrestre et marin (Bates and Mathis, 2009; McGuire et al., 2009). Les effets de ces perturbations sont encore mal connus mais elles nécessitent une attention toute particulière compte tenu du rôle de l'océan Arctique dans l'absorption du CO₂ atmosphérique et dans la régulation du climat (AMAP, 2021). Toutes ces perturbations affectent directement et profondément les écosystèmes de l'Arctique (Fig. 12) et notamment les communautés phytoplanctoniques (Ardyna and Arrigo, 2020; Lannuzel et al., 2020).

3.1.1 Le fleuve Mackenzie en mer de Beaufort

Dans l'océan Arctique, le cycle du carbone et le système des carbonates est principalement influencé par les échanges à l'interface air-mer, le cycle annuel de la glace de mer (formation et fonte), les processus biologiques (photosynthèse et respiration), par et les apports d'eau, de carbone par l'ensemble des fleuves arctiques (Fig. 13).

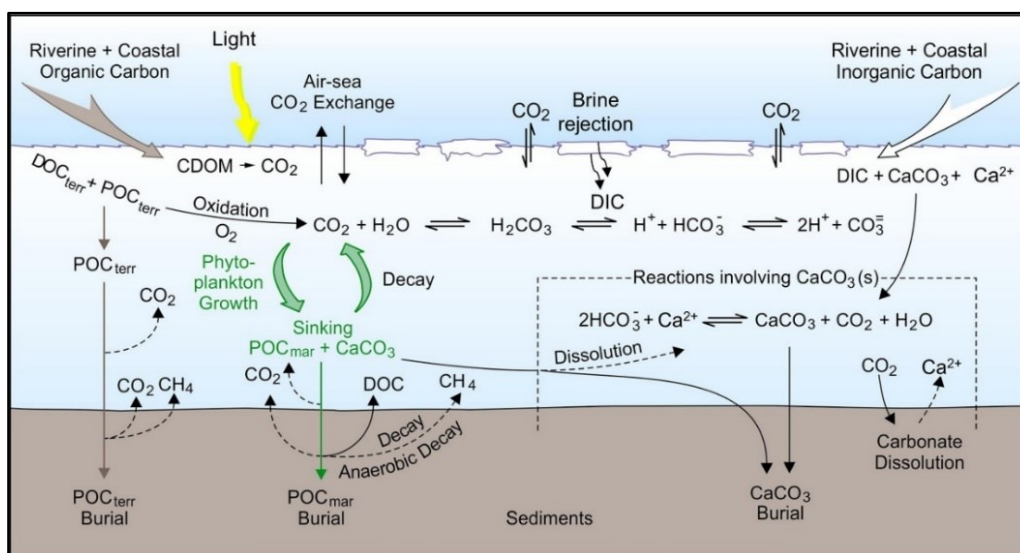


Figure 13 : Principaux processus liés au cycle du carbone et des carbonates dans les mers épicontinentales de l'océan Arctique (Capelle et al., 2020).

L'objectif de mon postdoc à l'université McGill, lors de l'année polaire internationale (2007-2009), était de comprendre l'impact des apports du fleuve Mackenzie sur la chimie des carbonates et de quantifier les flux de CO₂ à l'interface entre l'eau de mer, la glace de mer et l'atmosphère. Dans le cadre des projets CASES, CFL, MALINA et ARCTINET, de nombreuses mesures ont été effectuées sur les paramètres impliqués dans la chimie des carbonates : TA, DIC, et pH. Ces mesures nous ont permis de calculer les pCO₂ océaniques (Fig. 14), de comprendre les variations observées et d'estimer les flux de CO₂ à l'interface air-mer (Mucci et al., 2010).

En hiver, la formation de la glace de mer favorise le rejet de saumures (sels, DIC, TA...) et modifie les propriétés physico-chimiques de l'eau de mer sous la glace. Ce processus participe activement à la formation d'eaux denses qui, dans certaines conditions, peuvent contribuer à la formation d'eaux profondes (pompe physique du CO₂). Au printemps, la fonte de la glace de mer favorise les échanges de CO₂ à l'interface air-mer. Cette période est marquée par la débâcle des fleuves arctiques et donc par une augmentation des apports d'eau douce liés aux apports des fleuves (MW) et à la fonte de la glace de mer (SIM). La température de l'eau de mer (-1°C) joue un rôle prépondérant sur le contrôle de la $p\text{CO}_2$. Par ailleurs, l'augmentation de la photopériode et des apports en nutriments favorisent le développement d'un bloom phytoplanctonique qui fait diminuer la $p\text{CO}_2$ océanique et épuise rapidement les sels nutritifs dans la couche de mélange (Tremblay et al., 2014). Pendant l'été, les courants et les vents favorisent les upwellings côtiers qui font remonter sur le plateau continental des eaux plus profondes, riches en nutriments mais également riches en DIC et sursaturées en CO₂ ($p\text{CO}_2 > 500 \mu\text{atm}$) (Fig. 14). Ces zones d'upwelling côtier, comme celle du Cap Bathurst, sont des sources temporelles mais néanmoins significatives de CO₂ pour l'atmosphère.

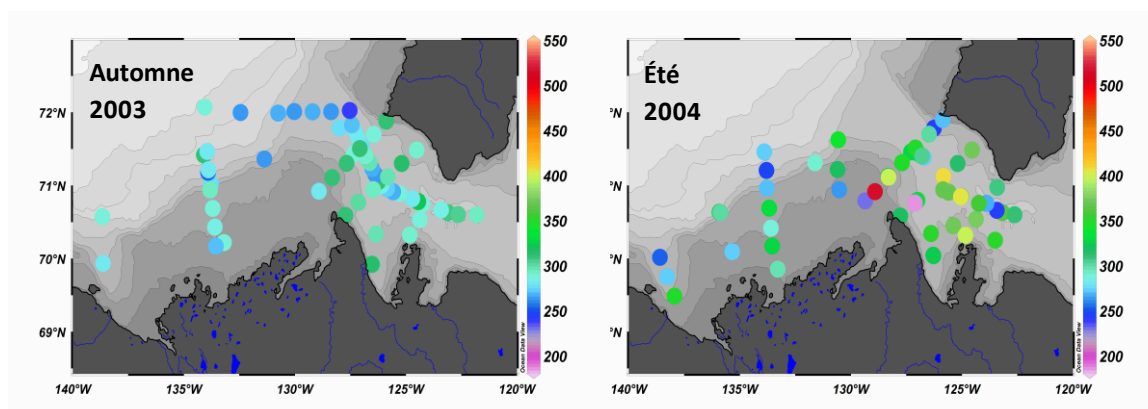


Figure 14 : Distribution spatiale de la $p\text{CO}_2$ (μatm) dans la couche de surface (0-30m) pendant le programme CASES (Mucci et al., 2010).

L'analyse couplée des mesures de salinité, de TA et de $\delta^{18}\text{O}$ permet de déterminer l'origine de l'eau douce (Fig. 15), qu'elle soit issue de la fonte de la glace de mer ou des apports par les fleuves (Anderson et al., 2004b; Yamamoto-Kawai et al., 2005). D'un côté, l'eau issue de la fonte de la glace de mer (SIM) est relativement peu salée ($S = 4,7 \pm 0,5 \text{ psu}$), pauvre en alcalinité totale ($\text{TA} = 415 \pm 35 \mu\text{mol kg}^{-1}$) et pauvre en O-18 ($\delta^{18}\text{O} = -2,0 \pm 0,5 \text{ ‰}$). De l'autre côté, l'eau du fleuve Mackenzie (MW) est caractérisée par une forte alcalinité ($\text{TA} = 1618 \pm 55 \mu\text{mol kg}^{-1}$) et elle est enrichie en O-18 ($\delta^{18}\text{O} = -18,9 \pm 0,1 \text{ ‰}$). A titre de comparaison, l'eau de mer polaire (Polar Mixed Layer) possède les caractéristiques suivantes : $S = 32,0 \pm 0,1 \text{ psu}$, $\text{TA} = 2256 \pm 12 \mu\text{mol kg}^{-1}$ et $\delta^{18}\text{O} = -2,5 \pm 0,2 \text{ ‰}$.

Par la suite, les mesures de température, salinité, TA, $\delta^{18}\text{O}$ et O_2 sont utilisées comme des traceurs conservatifs et non-conservatifs pour analyser la distribution des masses d'eaux. L'identification des masses d'eau s'effectue à l'aide d'une analyse multifactorielles (OMP : [Optimum Multi-Parameter analysis](#)). Ce travail nous a permis de comprendre en particulier la variabilité du système des carbonates en fonction des différents apports d'eau douce (MW et SIM) qui contribuent à la couche de mélange (PML) et des différentes masses d'eaux océaniques en provenance du Pacifique et de l'Atlantique (Lansard et al., 2012).

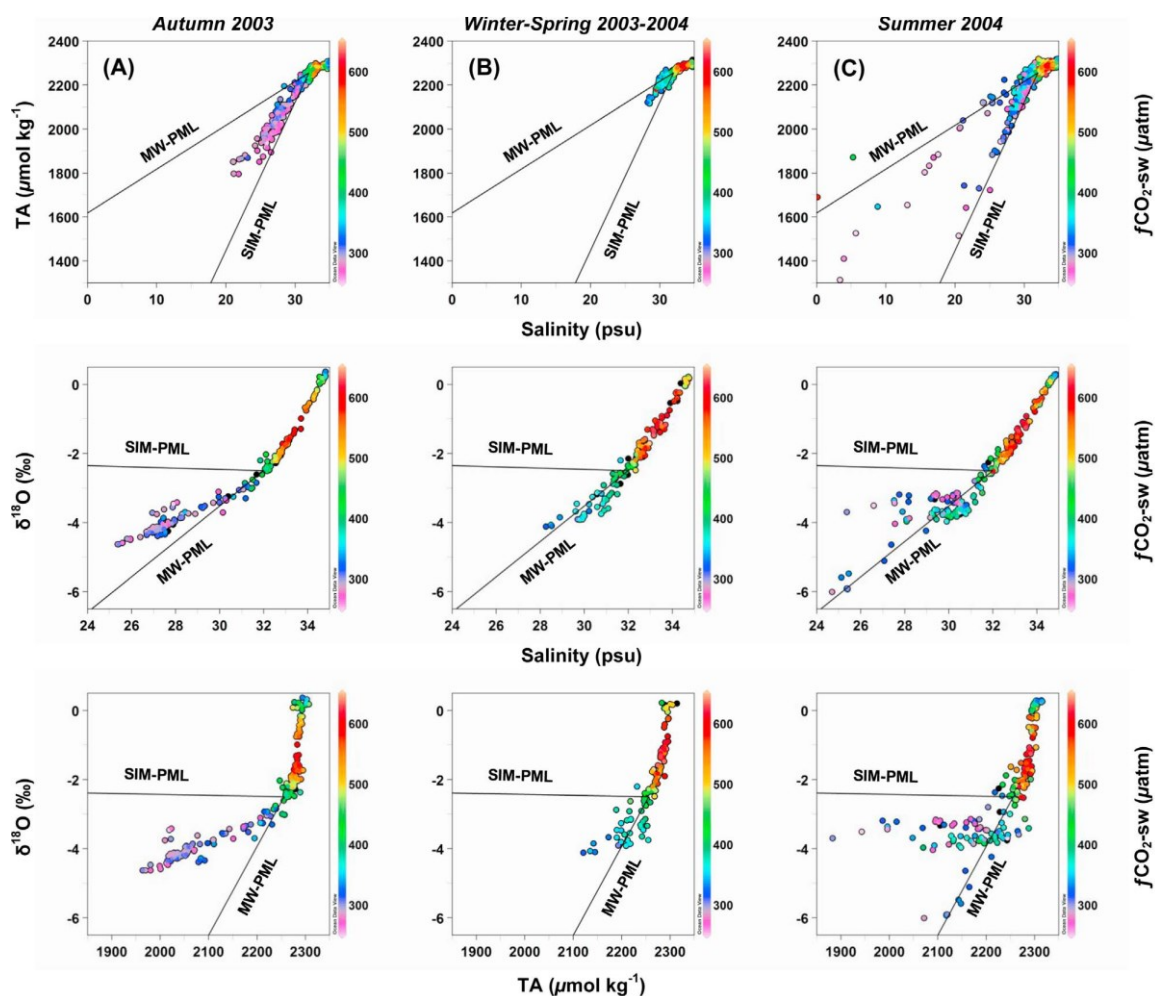


Figure 15 : Variations saisonnières de l'alcalinité totale (TA) et du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer en fonction de la salinité et la $p\text{CO}_2$. Les différentes masses d'eaux sont indiquées comme suit : Mackenzie Water (MW) ; Sea Ice Melt (SIM) ; Polar Mixed Layer (PML). Résultats de la campagne MALINA effectué sur la plateau continental du Mackenzie en août 2009 (Lansard et al., 2012).

En 2009, j'ai participé à 2 campagnes océanographiques à bord du brise-glace de recherche canadien CCGS Amundsen (MALINA et ARCTICNET). J'ai pu échantillonner des eaux dans le delta du Mackenzie, sur le plateau continental, en mer de Beaufort et de l'Archipel Arctique Canadien. Des mesures de TA et de pH ont été réalisées dans toute la colonne d'eau et elles ont été utilisées pour calculer le DIC et la $p\text{CO}_2$. Des échantillons d'eau de mer ont également été collectés pour mesurer les isotopes stables de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$) et du carbone du DIC ($\delta^{13}\text{C}\text{-DIC}$). Ces données nous ont permis d'étudier notamment l'influence du panache du Mackenzie sur le système des carbonates et de calibrer les principaux traceurs (TA, $\delta^{18}\text{O}$, Baryum) du cycle de l'eau douce (Thomas et al., 2011).

Dans le delta du Mackenzie (MW), les eaux saumâtres, turbides et relativement chaudes ($+15^\circ\text{C}$) sont sursaturées ($p\text{CO}_2 > 420$ ppm) et elles constituent une source de CO_2 vis-à-vis de l'atmosphère (380 ppm en 2009). Sur le plateau continental, la température de l'eau de mer diminue rapidement (-1°) et la contribution de l'eau issue de la fonte de la glace de mer (SIM) augmente ($>20\%$). Ces deux effets conjugués contribuent significativement à faire diminuer la $p\text{CO}_2$ des eaux de surface (<350 ppm) qui sont sous-saturées en CO_2 (puits de CO_2).

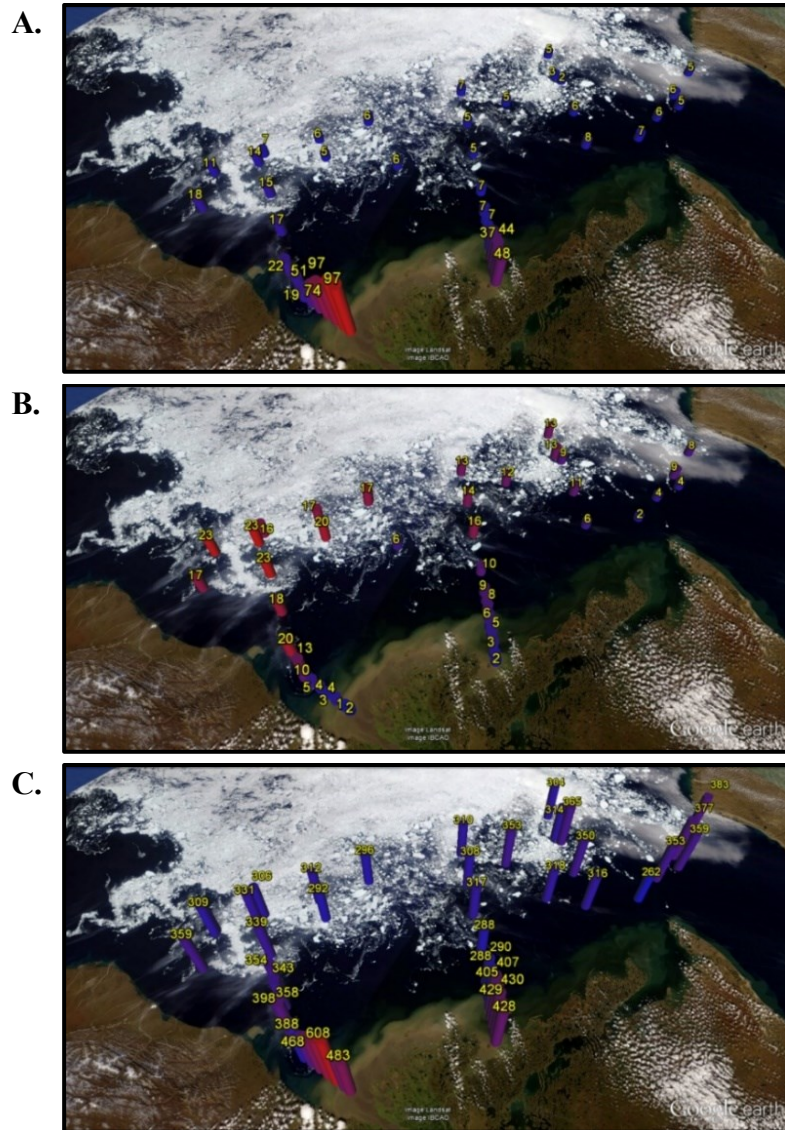


Figure 16 : Contributions relatives de l'eau du fleuve Mackenzie (A) et de l'eau issue de la fonte de la glace de mer (B) dans la couche de mélange par rapport à l'Upper Halocline Water (en %). Distribution de la $p\text{CO}_2$ (μatm) dans la couche de mélange océanique (C). Ces images ont été produites avec Google Earth™, G-E Graph et l'image satellite MODIS du 21/08/2009 (Terra 250m True Color, Earth Data, Arctic Mosaic, NASA).

Les résultats de la campagne MALINA nous ont permis d'établir une évaluation synoptique du cycle du carbone sur le plateau continental du Mackenzie et en mer de Beaufort pendant l'été. Les apports du fleuve Mackenzie et la remontée d'eau profonde par les upwellings côtiers déterminent les concentrations en nutriments et donc la productivité du plateau continental de la mer de Beaufort (Tremblay et al., 2014). En fonction des conditions météorologiques, la dispersion des matières en suspension du fleuve Mackenzie s'effectue via des couches nephéloïdes intermédiaires et profondes. Ces couches nephéloïdes participent activement à la dispersion du POC sur le plateau continental (Ehn et al., 2019). Plus au large, la mer de Beaufort à une faible capacité d'absorption de CO_2 atmosphérique (flux moyen $2,4 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) car la couche de mélange océanique se réchauffe et sa profondeur diminue (Else et al., 2013). Cette synthèse met en évidence les liens existants entre les apports du fleuve Mackenzie, le métabolisme des écosystèmes pélagiques et benthiques et les flux de CO_2 à l'interface air-mer (Forest et al., 2014).

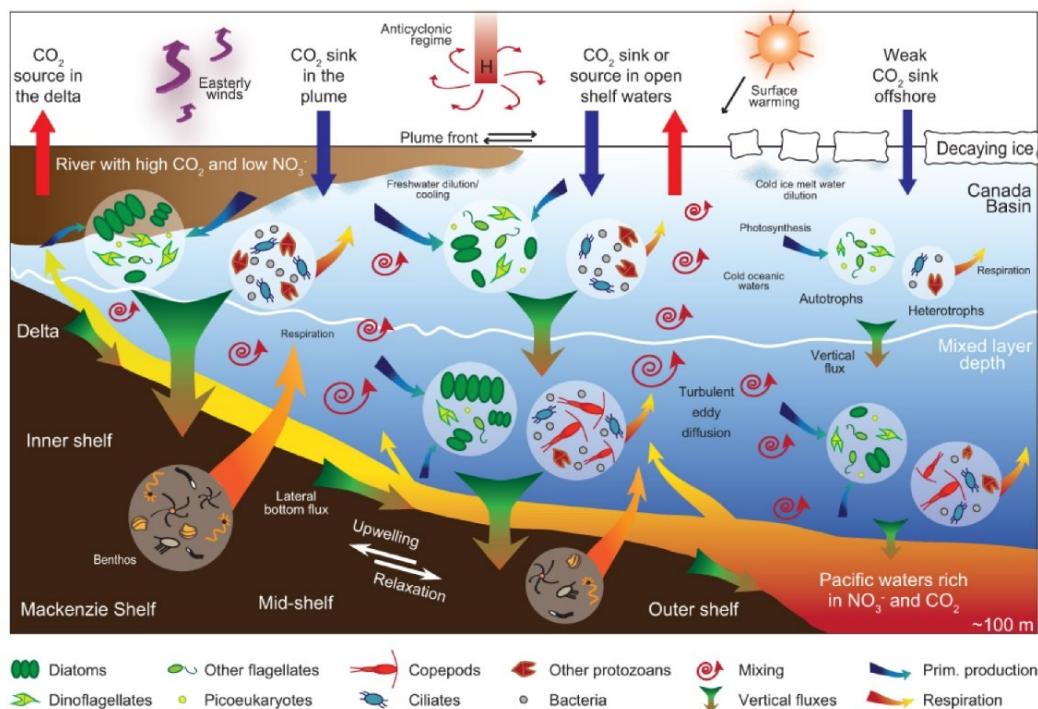


Figure 17 : Représentation du réseau trophique et des forçages environnementaux qui déterminent le métabolisme et les flux océan-atmosphère de CO₂ sur le plateau continental du Mackenzie en mer de Beaufort (Forest et al., 2014).

3.1.2 Le cas du Storfjorden au Svalbard

Dans le cadre du projet STEP (Storfjorden Polynya Multidisciplinary Study), nous avons étudié la polynie du Storfjorden situé dans l'archipel du Svalbard. L'objectif de ce projet, piloté par Frédéric Vivier (LOCEAN), est de mieux comprendre la formation des eaux profondes dans l'océan Arctique. Les polynies, en tant qu'usines à glace, jouent un rôle singulier dans le climat. Le rejet de sel lors du processus de formation de glace a pour effet de densifier les eaux sous-jacentes qui s'accumulent dans le fjord avant de s'écouler vers l'océan profond. Ce sont donc de véritables fenêtres de communication entre l'atmosphère et l'océan profond. Ce processus est commun à l'ensemble des polynies qui jalonnent le bassin Arctique.

Dans le Storfjorden, les eaux enrichies en saumures (BSW : Brine-enriched Shelf Water) se forment au cours de l'hiver, sous la glace de mer (Skogseth et al., 2008). Par le rejet de saumures, ces eaux sont particulièrement denses, riches en DIC et donc plus acides. Généralement, les eaux denses s'accumulent en hiver dans les bassins profonds du Storfjorden (Fig. 18) avant de se déverser vers l'océan profond en automne, alimentant la circulation océanique globale. La formation des BSW contribue activement à la pompe physique de CO₂ (Anderson et al., 2004a).

Lors de la campagne océanographique STeP 2016 nous avons pu échantillonner les eaux et les sédiments du Storfjorden et déployer 2 lignes de mouillages (ADCP, CTD microCAT, sonde multi-paramètres ; piège à particules...) au niveau de la polynie. En 2017, une campagne plus courte, nous a permis de relever les lignes de mouillages, de récupérer les données, de reconditionner les instruments et de le redéployer pour 2 ans.

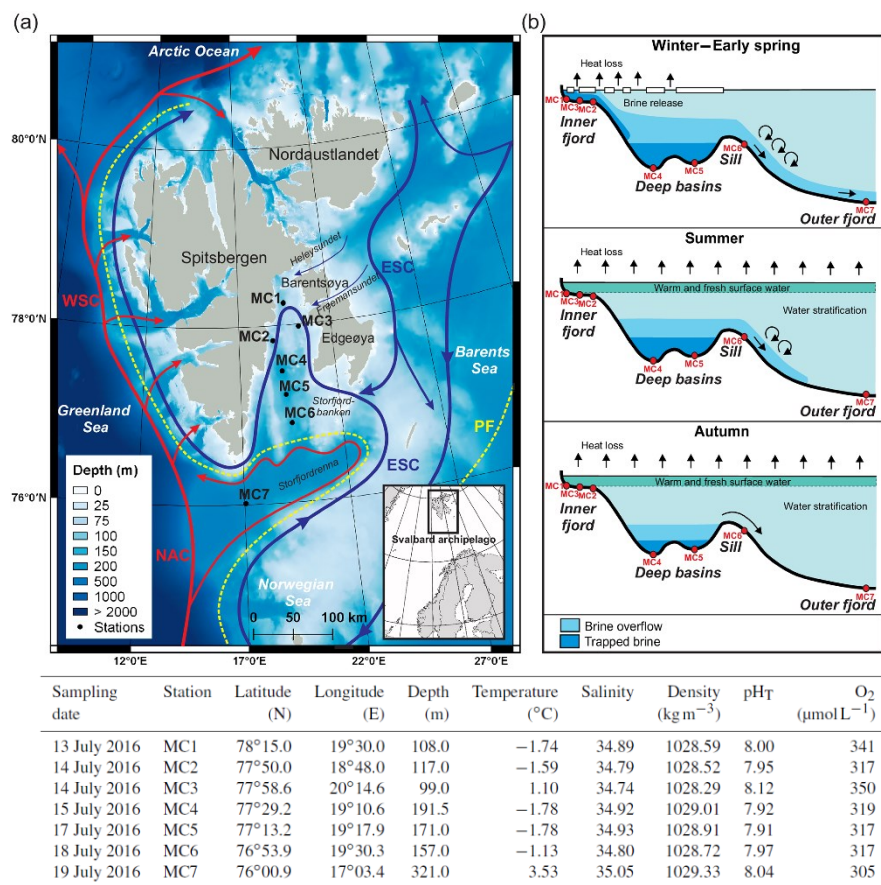


Figure 18 : (a) Carte bathymétrique de l'archipel du Svalbard, (b) dynamique saisonnière du Storfjorden montrant l'influence de l'hivers sur la formation de la glace de mer, le rejet de saumures (brines) et la formation des eaux denses (BSW) qui s'accumulent au fond des bassin profonds du fjord (Fossile et al., 2020).

Depuis 2005, la mer de Barents subit des intrusions d'eau nord Atlantique importante, provoquant une augmentation de la température et de la salinité et une diminution de la couverture de glace de mer dans le bassin eurasien de l'océan Arctique (Polyakov et al., 2017). L'hivers 2016 fût caractérisé par la plus faible couverture de glace jamais enregistrée dans la mer de Barents. Pendant l'hivers 2016-2017, nos mesures *in situ* montrent que les BSW étaient moins salées que d'habitude (Fig. 19), et qu'elles sont restées piégées au fond du Storfjorden. Le régime d'écoulement des BSW en direction du détroit de Fram était absent ce qui a sans doute dû limiter la pompe physique de CO₂, du moins dans cette région du Svalbard. Une autre observation notable est l'intrusion d'eau Atlantique loin à l'intérieur du fjord. Un tel épisode d'inondation, de plus en plus fréquent dans les fjords de la côte ouest du Spitzberg, n'a jamais été signalé dans le Storfjorden. Ces observations faites à la suite d'un hiver exceptionnellement doux pourraient préfigurer des changements plus permanents dans cette région importante (Vivier et al., 2023).

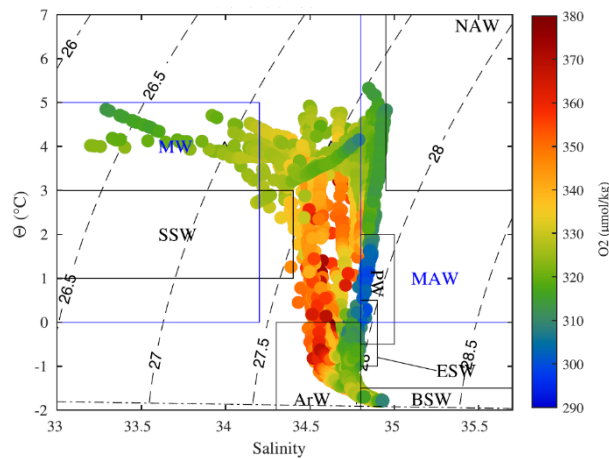


Figure 19 : Diagramme température potentielle-salinité pour toutes les stations au nord du seuil de Storfjorden à 77°N. La couleur indique la concentration en oxygène dissous ($\mu\text{mol kg}^{-1}$). Les acronymes font référence aux différentes masses d'eaux présentes dans la région (Vivier et al., 2023)

Dans le cadre de la thèse d'Éléonora Fossile, nous avons étudié l'effet des BSW sur l'écologie des foraminifères benthiques. La réaction rapide des foraminifères benthiques aux facteurs environnementaux (par exemple, la qualité et la quantité de matière organique, la salinité, le pH) et leur fort potentiel de fossilisation en font des bio-indicateurs prometteurs pour l'intensité et la récurrence de la formation de saumures dans les mers arctiques. Les assemblages de foraminifères vivants ont été analysés en même temps que les paramètres géochimiques (Fig. 20) et sédimentologiques dans les 5 premiers centimètres des sédiments.

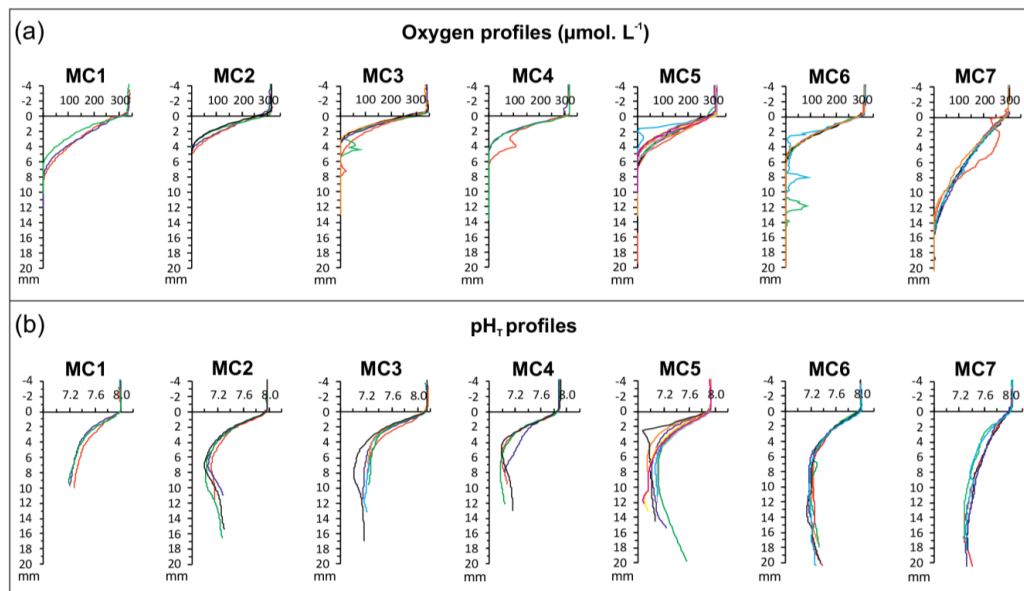


Figure 20 : Profils verticaux d' O_2 dissous et de pH_T à l'interface eau-sédiment mesurés *ex-situ* sur des carottes d'interface prélevées lors de la mission STEP 2016 (Fossile et al., 2020).

Trois zones principales ont été distinguées. (i) La zone "fjord intérieur", dominée par des espèces calcaires proximales typiques des glaciers, qui réagissent de manière opportuniste aux apports de matière organique fraîche. (ii) La zone des "bassins profonds et du seuil", caractérisée par une faune agglutinée distale de glacier ; celle-ci est dominante en raison de la nature essentiellement récalcitrante de la matière organique et/ou de la persistance des BSW

qui entrave la croissance des espèces calcaires et/ou provoque leur dissolution. (iii) La zone du "fjord extérieur", caractérisée par des espèces typiques de l'Atlantique Nord en raison de l'intrusion de l'eau de l'Atlantique Nord dans le Storfjorden. Les conditions de stress présentes dans les bassins profonds et le seuil (c'est-à-dire les eaux plus acides et la faible qualité de la MO) entraînent un rapport élevé entre foraminifères agglutinés et calcaires (A/C). Cela confirme l'utilisation potentielle du rapport A/C comme indicateur de la persistance de BSW et du débordement dans le Storfjorden.

3.2 Mes travaux en mer Méditerranée

3.2.1 Quantifier le système des carbonates à l'interface eau-sédiment

Pour étudier le système des carbonates dans les sédiments, nous avons essayé de développer la meilleure métrologie possible avec les moyens disponibles au laboratoire. Le challenge était d'adapter les protocoles internationaux de mesure du DIC, de TA et du pH (Dickson et al., 2007) généralement mesurés sur des volumes d'eau de mer de quelques centaines de mL, à des échantillons d'eaux interstitielles dont le volume est de quelque mL seulement. Nous avons été confrontés à deux problèmes majeurs : (1) préserver les conditions anoxiques lors de l'échantillonnage des eaux interstitielles et (2) mesurer le DIC et TA sur des petits volumes compris entre 1 et 5 mL. Les mesures de DIC sont faites sur un analyseur de DIC (AS-C3, Apollo SciTech®) qui utilise des petits volumes d'échantillon (1 ml) et qui est donc bien adapté pour mesurer le DIC des eaux interstitielles. Un titrateur automatique (Metrohm®) équipé d'une mini-électrode de pH est utilisé pour mesurer TA sur des petits volumes. Toutes les mesures de DIC et TA sont calibrées en utilisant des eaux de mer certifiées fournies par le laboratoire d'Andrew Dickson (Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego).

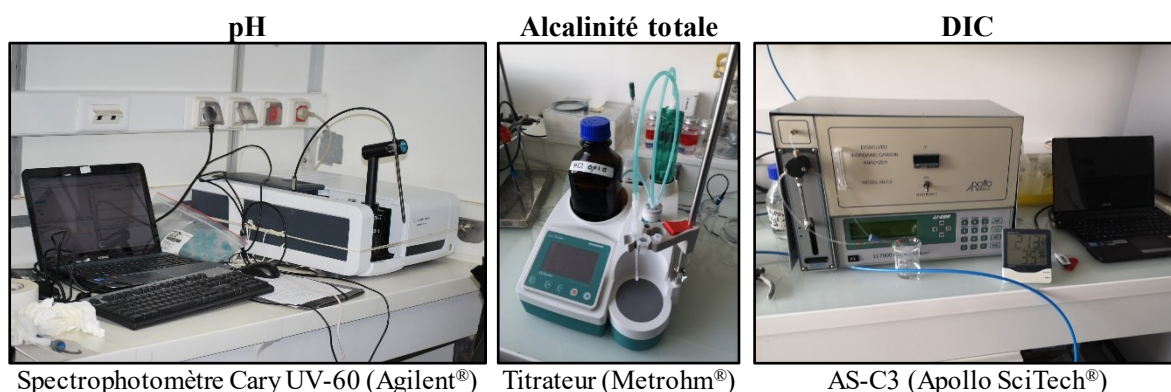


Figure 21 : Illustrations des appareils de mesure utilisés par l'équipe OCEANIS pour quantifier les paramètres du système des carbonates

Le pH de l'eau de mer est déterminé par spectrophotométrie en utilisant des indicateurs colorés adaptés à la salinité des échantillons : phénol rouge (Robert-Baldo et al., 1985), violet de m-crésol (Clayton and Byrne, 1993) ou bleu de thymol (Mosley et al., 2004). Les mesures de pH sont faites à l'aide d'un spectrophotomètre à fibre optique (Cary 60 UV-Vis, Agilent®). Ces mesures de pH *ex situ* viennent en complément des mesures *in situ* faites par un profileur benthique autonome. En effet, le profileur benthique dispose de 2 voies électroniques équipées de micro-électrodes de pH et il effectue des profils de pH à l'interface eau-sédiment avec une résolution d'environ 100 μm . Les variations de pH *in situ* sont mesurées en mV et les mesures

de pH *ex situ* servent donc à calibrer le signal des microélectrodes de pH et à les convertir sur l'échelle totale de pH, noté pH_T.

Les mesures (DIC, TA et pH) sont ensuite utilisées pour recalculer l'ensemble du système des carbonates à l'aide du logiciel CO₂SYS (Pierrot et al., 2006). En fonction du choix des constantes thermodynamiques et des conditions *in situ* (pression, température, salinité...), CO₂SYS calcule la spéciation du système des carbonates et notamment l'état de saturation de la calcite et de l'aragonite.

3.2.2 La biogéochimie des sédiments du prodelta du Rhône

Le prodelta du Rhône est caractérisé par un gradient côte-large très intense qui permet d'étudier des conditions biogéochimiques très contrastées (Lansard et al., 2009). Les taux de sédimentation varient de plus de 30 cm an⁻¹ face à l'embouchure du Rhône (domaine proximal jusqu'à 20 m de profondeur), de 10 à 15 cm an⁻¹ dans le domaine prodeltaïque (20-60 m), à moins de 1 cm an⁻¹ sur le plateau continental du Golfe du Lion (>60 m). Les apports et les dépôts de MO terrigène diminuent rapidement en s'éloignant vers le large. Ces variations des conditions environnementales offrent une très grande diversité au niveau des réactions biogéochimiques dans les sédiments et des flux à l'interface eau-sédiment.

Dans le cadre de la thèse de Jens Rassmann, nous avons étudié la biogéochimie des sédiments le long d'un transect allant de l'embouchure du Rhône jusqu'au plateau continental. Nous avons porté une attention particulière au système des carbonates sous l'influence de la diagenèse précoce. Une collaboration avec Serge Miska (GEOPS Orsay) a permis de caractériser les carbonates sédimentaires à l'aide d'un diffractomètre à rayons X (DRX). Les carbonates sédimentaires du prodelta du Rhône sont essentiellement constitués de calcite (>95 %), avec une petite fraction de calcite magnésienne (<5 %) et de rares traces d'aragonite (Rassmann et al., 2016).

Les profils de pH *in situ* révèlent des gradients de pH très forts sous l'interface eau-sédiment, avec des variations pouvant atteindre 0,7 unité pH (Fig. 22). Le pH de l'eau de mer diminue très rapidement sur quelques millimètres seulement, passant de 8,1 dans l'eau de fond à environ 7,4 dans les eaux interstitielles. Les variations de pH sont très marquées dans la couche oxygène des sédiments puisque la dégradation de la MO par les bactéries aérobies produit du CO₂ métabolique qui fait significativement baisser le pH des eaux interstitielles. Les gradients de pH diminuent de la côte vers le large en réponse à une diminution des apports de MO et donc de l'intensité de la minéralisation oxygène. De manière concomitante, les concentrations de DIC et de TA augmentent très rapidement sous l'interface eau-sédiment, passant d'environ 2,3 mmol L⁻¹ à plus de 45 mmol L⁻¹ dans les eaux interstitielles du domaine proximal (station A et Z). Dans le domaine distal, les concentrations dans les eaux poreuses ne dépassent pas 7 mmol L⁻¹ en profondeur et elles témoignent d'une minéralisation de la MO moins intense. Les concentrations de SO₄²⁻ suivent un schéma inverse avec une très nette consommation par la sulfato-réduction dans les sédiments du domaine proximal. Plus au large, l'intensité de la sulfato-réduction diminue et nous n'observons quasiment plus de consommation de SO₄²⁻. Toutes ces mesures nous ont permis de calculer avec CO₂SYS les états de saturation de la calcite, qui représente plus de 95% du CaCO₃ dans ces sédiments. Si les eaux de fond sont largement sursaturées vis-à-vis de la calcite ($\Omega_{Ca} > 1$), sous l'interface eau-sédiment, la diminution du pH provoque une très nette diminution de l'état de saturation de la calcite dans

les eaux porales. La sous-saturation ($\Omega_{Ca} < 1$) est peut-être atteinte dans la couche oxisque des sédiments du domaine proximal et prodeltaïque. Toutefois des incertitudes existent sur la possible dissolution des carbonates sédimentaires dans ces conditions. Plus en profondeur, la sulfato-réduction est la principale voie anoxique de dégradation la MO dans ces sédiments. La sulfato-réduction et la réduction des oxydes de fer produisent des quantités importantes de TA qui tamponnent le pH des eaux interstitielles. Par voie de conséquence, l'état de saturation de la calcite réaugmente en profondeur et les conditions géochimiques sont propices à la précipitation du $CaCO_3$.

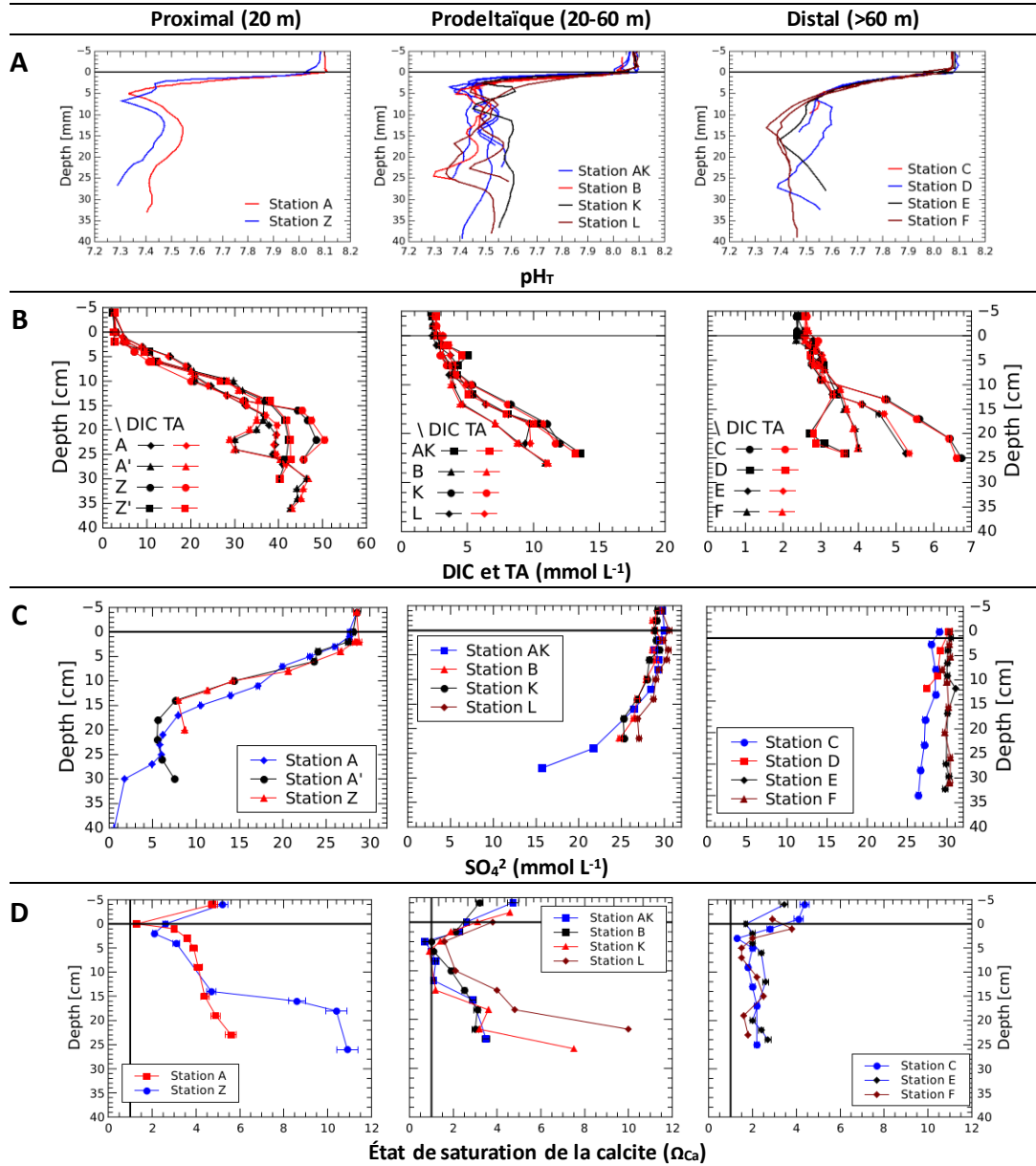


Figure 22. Profils verticaux de (A) pH_T , (B) DIC (noir) et TA (rouge), (C) SO_4^{2-} et (D) état de saturation de la calcite (Ω_{Ca}) dans les eaux interstitielles des sédiments du prodelta du Rhône. Pour une meilleure visibilité des profils, les échelles ont été ajustées pour chaque paramètre en fonction du domaine (Rassmann et al., 2016).

Ce travail a permis de quantifier pour la première fois la production de DIC et de TA par la diagenèse précoce, les variations de pH qui en résultent et les effets sur la précipitation ou la dissolution du CaCO_3 dans les sédiments du prodelta du Rhône.

Par la suite, nous avons conduit d'autres travaux sur la même zone afin de quantifier (i) les effets des principales réactions de la diagenèse précoce sur le système des carbonates (Fig. 23) et (ii) les flux de DIC et TA à l'interface eau-sédiment (Rassmann et al., 2020).

		Reaction	$\Delta\text{TA} / \Delta\text{DIC}$	ΔpH	$\Delta\Omega$
Carbonate chemistry					
R1	CO_2 dissolution	$\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}_2\text{CO}_3 \leftrightarrow \text{HCO}_3^- + \text{H}^+ \leftrightarrow \text{CO}_3^{2-} + 2\text{H}^+$		-	-
R2a	Carbonate dissolution	$\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$	+2/-1	+	+
R2b	Carbonate precipitation	$\text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	-2/-1	-	-
Aerobic reactions					
R3	Aerobic mineralization	$\text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{HCO}_3^- + \text{H}^+$	0/1	-	-
R4	Nitrification	$\text{NH}_4^+ + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{NO}_3^- + \text{H}_2\text{O} + 2\text{H}^+$	-2/0	-	-
R5	Iron oxidation	$4\text{Fe}^{2+} + \text{O}_2 + 10\text{H}_2\text{O} \rightarrow 4\text{Fe}(\text{OH})_3 + 8\text{H}^+$	-8/0	-	-
R6	Manganese oxidation	$2\text{Mn}^{2+} + \text{O}_2 + 4\text{HCO}_3^- \rightarrow 2\text{MnO}_2 + 4\text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$	-4/0	-	-
Anaerobic reactions					
R7	Nitrate reduction	$\text{CH}_2\text{O} + 0.8\text{NO}_3^- + 0.8\text{H}^+ \rightarrow \text{CO}_2 + 0.4\text{N}_2 + 1.4\text{H}_2\text{O}$	0.8/1	-	-
R8	Manganese reduction	$\text{CH}_2\text{O} + 2\text{MnO}_2 + 3\text{H}^+ \rightarrow \text{HCO}_3^- + 2\text{Mn}^{2+} + 2\text{H}_2\text{O}$	4/1	+	+
R9	Iron reduction	$\text{CH}_2\text{O} + 4\text{Fe}(\text{OH})_3 + 7\text{H}^+ \rightarrow \text{HCO}_3^- + 4\text{Fe}^{2+} + 10\text{H}_2\text{O}$	8/1	+	+
R10	Sulfate reduction	$\text{CH}_2\text{O} + \frac{1}{2}\text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{HCO}_3^- + \frac{1}{2}\text{HS}^- + \frac{1}{2}\text{H}^+$	1/1	-	-
R11	FeS precipitation	$\text{Fe}^{2+} + \text{HS}^- \rightarrow \text{FeS} + \text{H}^+$	-2/0	-	-
R12	FeS precipitation with sulfate recycling	$8\text{Fe}(\text{OH})_3 + 9\text{HS}^- + 7\text{H}^+ \rightarrow 8\text{FeS} + \text{SO}_4^{2-} + 20\text{H}_2\text{O}$	-2/0	+	+
R14	Pyrite precipitation	$8\text{Fe}(\text{OH})_3 + 15\text{HS}^- + \text{SO}_4^{2-} + 17\text{H}^+ \rightarrow 8\text{FeS}_2 + 28\text{H}_2\text{O}$	2/0	+	+
R15	Anaerobic methane oxidation	$\text{CH}_4 + \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{HS}^- + \text{HCO}_3^- + \text{H}_2\text{O}$	2/1	+	+
R16	Methanogenesis	$\text{CH}_2\text{O} \rightarrow \frac{1}{2}\text{CH}_4 + \frac{1}{2}\text{CO}_2$	0/0.5	-	-

Figure 23 : Effets des principales réactions de la diagenèse précoce sur le système des carbonates (TA/DIC, pH et Ω) dans les eaux interstitielles des sédiments (Rassmann et al., 2016).

Avec l'équipe de Martial Taillefert (Georgia Tech), nous avons déployé une chambre benthique pour essayer de quantifier les flux benthiques à l'interface eau-sédiment. Parallèlement, des micro-profil *in situ* d' O_2 et de pH, des profils voltampérométriques et la composition des eaux interstitielles ont été mesurés afin d'identifier les principaux processus biogéochimiques contrôlant la production nette d'alcalinité dans ces sédiments. Les flux benthiques de DIC et TA du sédiment vers l'eau de fond sont compris entre 18 et 78 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ et 14 et 74 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$, respectivement (Fig. 24). Avec la baisse des apports de MO, les flux diminuent rapidement de la zone proximale en direction de la zone distale.

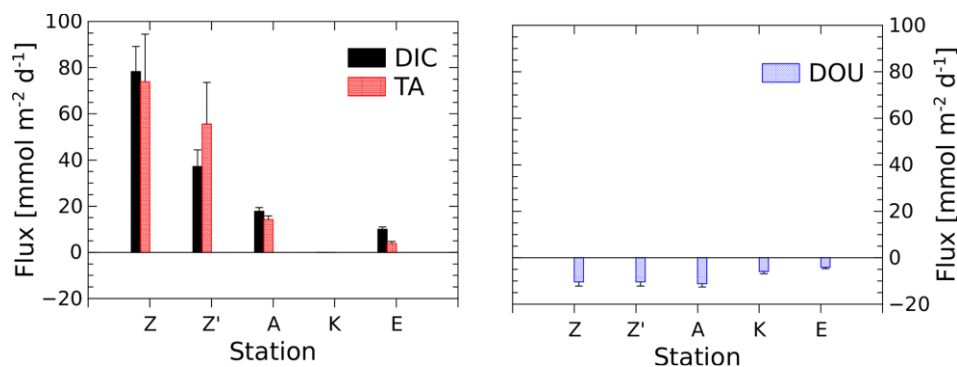


Figure 24 : Flux totaux de DIC et TA et flux diffusifs O_2 à l'interface eau-sédiment mesurées lors de la mission AMOR-B-Flux. Un flux positif est orienté du sédiment vers l'eau de fond alors qu'un flux négatif est dirigé de l'eau de fond vers le sédiment (Rassmann et al., 2020).

A proximité de l'embouchure du Rhône, les flux de DIC et de TA à l'interface eau-sédiment sont principalement produits par la sulfato-réduction et la réduction des oxydes de fer. Malgré l'élimination complète des sulfates, les concentrations de sulfure dissous étaient faibles et des concentrations significatives de FeS ont été mesurées, indiquant la précipitation et l'enfouissement de minéraux de FeS avec un flux d'enfouissement estimé à $12,5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ près de l'embouchure. En empêchant la réoxydation du fer réduit et du sulfure, la précipitation et l'enfouissement du FeS augmentent la production de TA dans les eaux interstitielles (Fig. 25). Dans ces conditions, l'intensité des processus de respiration anaérobie dans les sédiments, modulé par la réoxydation des métabolites réduits à l'interface oxique-anoxique, contrôle le flux d'alcalinité benthique. Cette production d'alcalinité peut partiellement tamponner le CO_2 métabolique généré par la respiration du POC dans les sédiments. Ainsi, les sédiments côtiers qui présentent des taux élevés de respiration anaérobie et une source nette de TA pourraient atténuer l'effet du flux benthique de DIC sur l'acidification locale des eaux de fond.

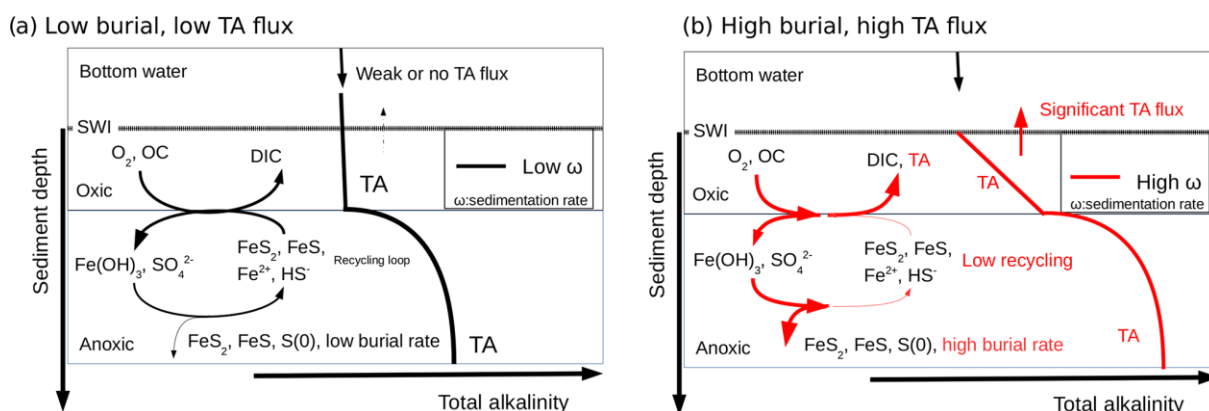


Figure 25 : Modèle conceptuel faisant le lien entre l'enfouissement du sulfure de fer (FeS) et les flux d'alcalinité totale (TA) dans les sédiments côtiers avec (a) un taux de sédimentation et un flux de carbone organique (OC) faibles (en noir) et (b) un taux de sédimentation et un flux d'OC élevés (en rouge). L'alcalinité totale produite en profondeur dans des conditions anoxiques diffuse vers le haut en direction de la couche oxique où elle est consommée lors de la réoxydation du Fe^{2+} et du H_2S par l' O_2 (noir). Si la précipitation de FeS est importante, le fer réduit et les métabolites sulfurés produits lors de la respiration anoxique ne sont pas réoxydés par l' O_2 et la TA produite peut alors diffuser et atteindre les eaux de fond (rouge). L'intensité du flux de TA à l'interface eau-sédiment est indiquée par l'épaisseur de la flèche.

3.2.3 Effets de l'acidification sur la biogéochimie des sédiments côtiers

Dans le cadre du projet ACIBIOS, une expérience en milieu contrôlé nous a permis d'étudier l'effet de l'acidification de l'océan sur la biogéochimie de sédiments côtiers (Rassmann et al., 2018). En collaboration avec Frédéric Gazeau (LOV), nous avons suivi pendant 25 jours l'évolution du système des carbonates sur des carottes de sédiments prélevées dans la Baie de Villefranche-sur-Mer. Des carottes de sédiment ont été incubées avec de l'eau de mer naturelle et non-acidifiée (NAC) et d'autres carottes ont été incubées avec de l'eau de mer naturelle mais acidifiée à -0.68 unité pH (AC). Cette forte acidification avait pour but de simuler une possible acidification de l'océan côtier à l'horizon 2100. L'expérience ACIBIOS (Fig. 26) a été réalisée dans un système à flux ouvert, à l'obscurité et à la température *in situ* (+15 °C).

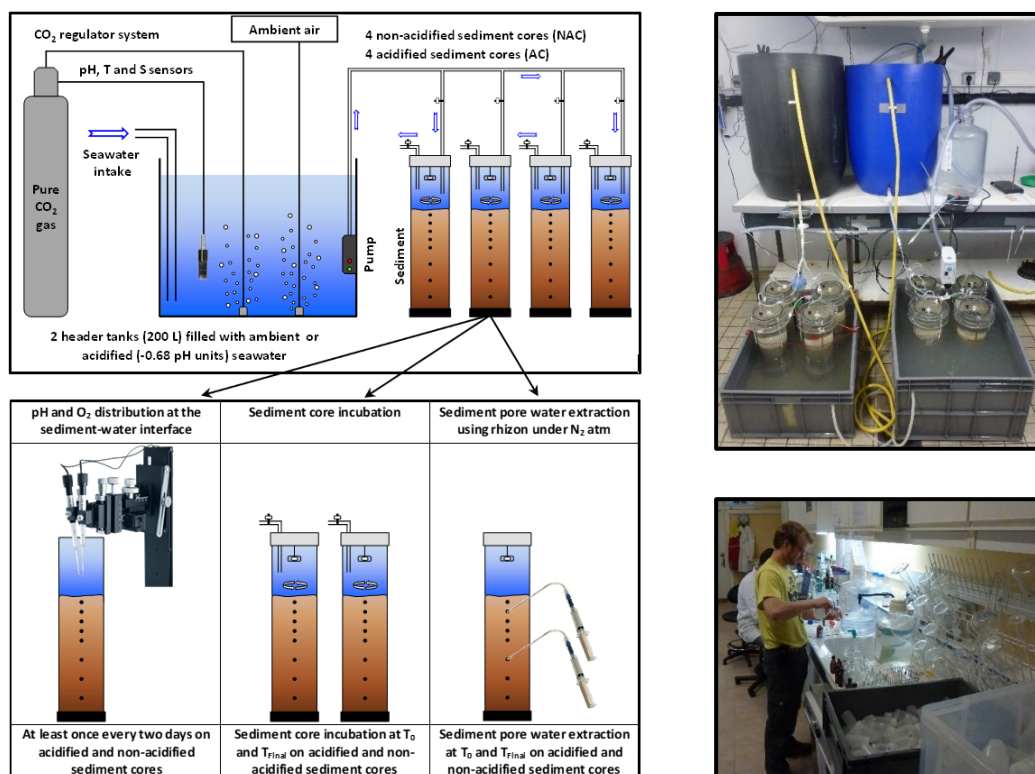


Figure 26 : Schéma et photos de l'expérience ACIBIOS pour étudier les effets de l'acidification de l'eau de mer sur la biogéochimie des sédiments de la baie de Villefranche-sur-Mer (Rassmann et al., 2018).

Tous les jours, des profils verticaux d'O₂ et de pH ont été mesurés avec des microélectrodes à l'interface eau-sédiment des carottes NAC et AC. L'acidification de l'eau surnageante n'a pas significativement affecté la distribution de l'O₂ à l'interface eau-sédiment au cours des 25 jours d'incubation (Fig. 27). Par contre, l'effet de l'acidification c'est très vite propagé dans les 2 premiers cm de la colonne sédimentaire, comme en témoignent les profils de pH_T dans les eaux porales.

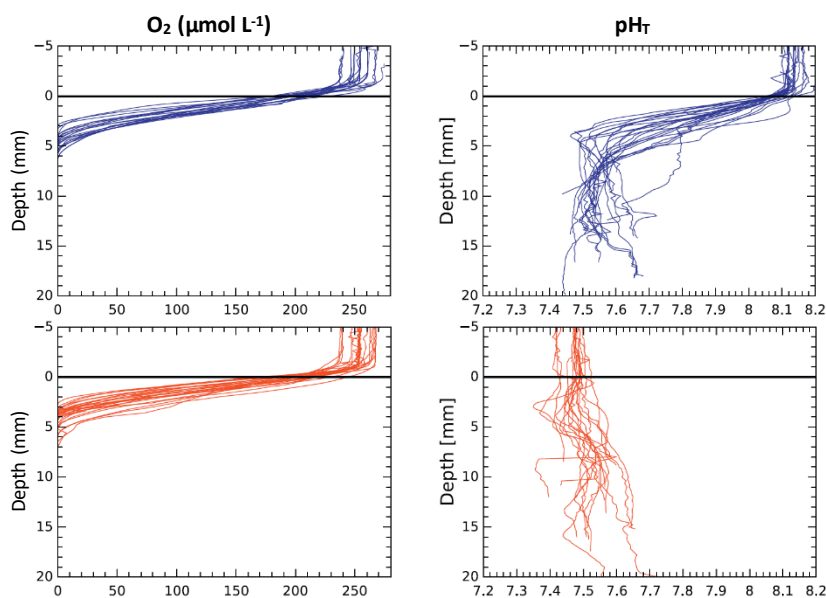


Figure 27 : Profils verticaux d'oxygène et de pH mesurés pendant l'expérience ACIBIOS pour des sédiments non-acidifiés (en bleu) et des sédiments acidifiés (en rouge).

Tous les 3 jours, les carottes de sédiment ont été mises en incubation pendant 12 h afin de quantifier les flux totaux d'O₂, DIC, TA et de nutriment à l'interface eau-sédiment (Fig. 28). Sous l'effet de l'acidification, les flux benthiques de DIC ont été multipliés par 2 et les flux de TA par 4, en raison d'une dissolution accrue des carbonates. En revanche, l'acidification n'a pas affecté de manière significative les flux d'O₂. Les flux de nutriments ne montrent pas d'évolution significative, en raison d'une forte hétérogénéité et de très faibles variations dans la concentration des nutriments lors des incubations.

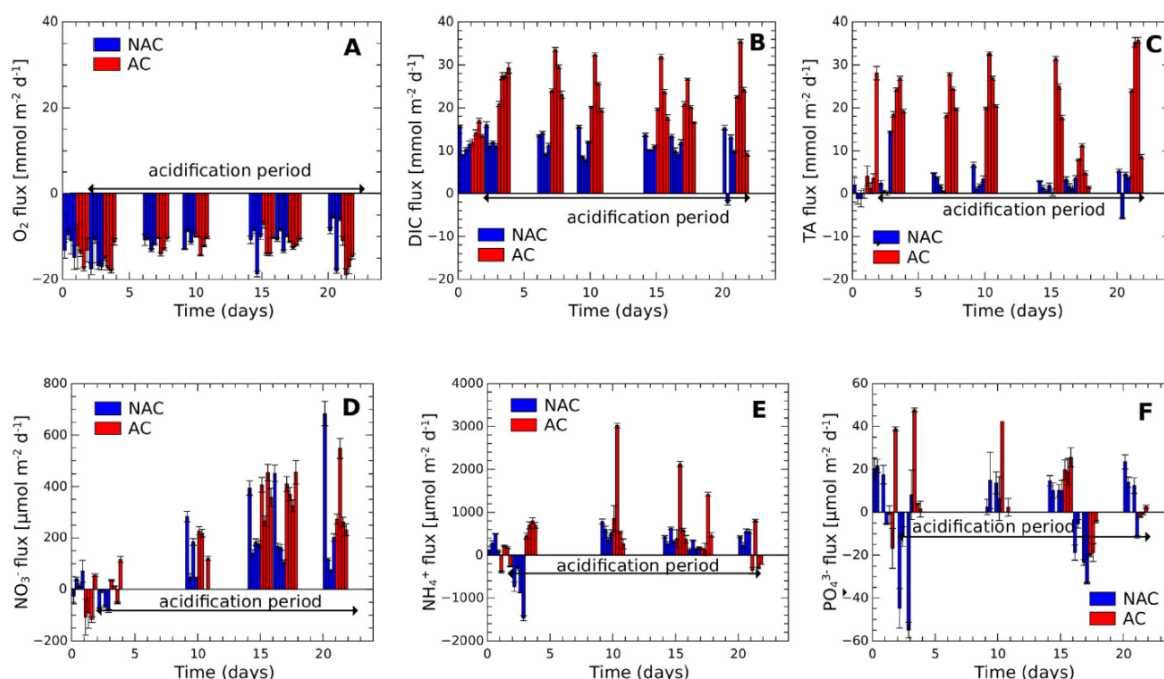


Figure 28 : Flux totaux à l'interface eau-sédiment mesurés lors des incubations (12h) pour des carottes de sédiments dont l'eau surnageante est non-acidifiée (NAC en bleu) et acidifiée (AC en rouge). (A) Flux d'O₂, (B) DIC, (C) TA, (D) nitrate (NO₃⁻), (E) ammonium (NH₄⁺) et (F) phosphate réactif soluble (PO₄³⁻). Les flux négatifs sont dirigés de l'eau surnageante vers le sédiment tandis que les flux positifs sont dirigés du sédiment vers l'eau surnageante.

Au début et à la fin de l'expérience ACIBIOS, les concentrations de DIC, TA ont été analysées dans les eaux interstitielles des différentes carottes de sédiment. Sous l'effet de l'acidification, les concentrations de DIC et TA ont presque doublé dans les eaux interstitielles des carottes acidifiées. Ces augmentations reflètent la dissolution d'une partie des carbonates sédimentaires.

Cette expérience nous a permis de tester nos différentes méthodes de prélèvements et d'analyses pour savoir si nous étions en capacité de quantifier la réponse biogéochimique des sédiments sous l'effet d'une forte acidification de l'eau de mer. Nos résultats démontrent que la dissolution des carbonates augmente dans des conditions acidifiées, mais que d'autres paramètres, tels que les processus redox microbiens, n'ont apparemment pas été affectés par la diminution du pH, du moins pendant la durée de notre expérience. La dissolution des carbonates sédimentaires et la production associée de TA peuvent potentiellement tamponner l'eau de fond, en fonction de l'intensité du flux de TA, du rapport TA/DIC, du mélange vertical et, par conséquent, du temps de résidence de l'eau de fond (Andersson and Mackenzie, 2012). Dans certaines conditions, le flux benthique de TA du sédiment vers l'eau surnageante pourrait atténuer l'effet de l'acidification des océans sur les écosystèmes benthiques.

3.3 Cas du Mississippi dans le golfe du Mexique

Le nord du golfe du Mexique connaît depuis des décennies une hypoxie saisonnière importante liée à l'eutrophisation du plateau continental alimentée par les apports en nutriments du fleuve Mississippi. Ces phénomènes sont renforcés par le réchauffement climatique qui intensifie la stratification thermohaline de colonne d'eau. La diminution du mélange vertical, principalement forcé par le vent, restreint la ventilation dans les eaux de fond qui finissent par s'appauvrir en O_2 jusqu'à atteindre l'hypoxie et l'anoxie pendant l'été (Rabalais and Turner, 2019). En concomitance avec la désoxygénation, les eaux de fond du plateau de Louisiane subissent une acidification côtière particulièrement intense (Cai et al., 2011) et liée à la respiration benthique de la MO (Fig. 29). Les sédiments jouent un rôle clé dans le maintien des eaux de fond hypoxiques et acidifiées (Wang et al., 2020), mais ce rôle n'est pas encore complètement compris.

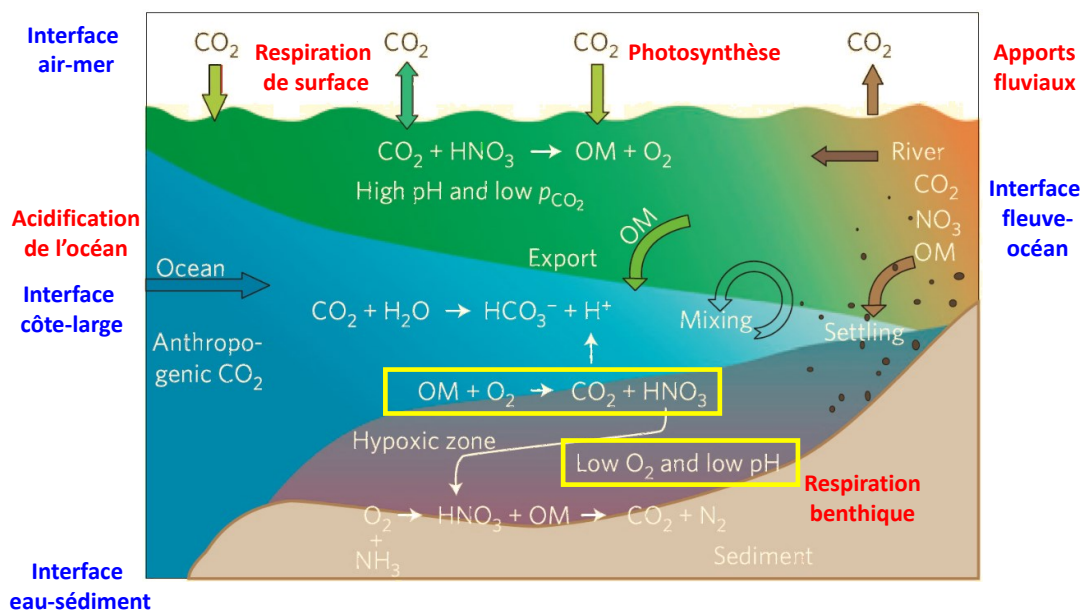
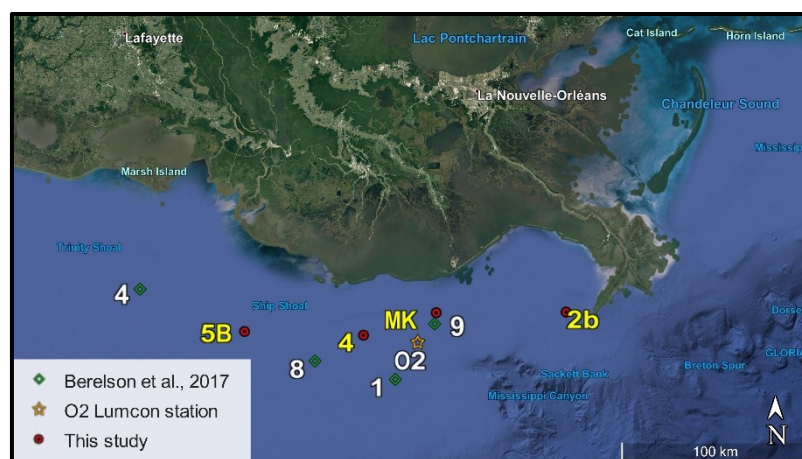


Figure 29 : Modèle conceptuel pour l'eutrophisation d'un grand panache fluvial en lien avec l'hypoxie et l'acidification des eaux de fond. Figure modifiée d'après Cai et al. (2011).

Dans le cadre de la thèse de Laurie Bréthous et d'un projet avec Martial Taillefert (Georgia Tech), nous avons pu échantillonner des sédiments sur le plateau de Louisiane situé au nord du Golfe du Mexique (Fig. 30). Au cours de l'été 2017, la surface de la zone hypoxique était la plus grande jamais enregistrée. Nous avons pu étudier 4 stations plus ou moins influencées par les apports fluviaux du système Mississippi-Atchafalaya et par l'hypoxie saisonnière sur le plateau continental (Rabouille et al., 2021) et 4 stations beaucoup plus profondes sur la marge (Owings et al., 2021).

Nous avons étudié les processus diagénétiques dans des eaux de fond normoxiques, hypoxiques et presque anoxiques en couplant des microprofils ampérométriques, potentiométriques et voltampérométriques avec des profils d'équilibre diffusif en couches minces (DET) à haute résolution et des analyses de l'eau interstitielle.



Station	Date	Lat (°N)	Long (°W)	Depth (m)	T _{BW} (°C)	S _{BW}	O _{2-BW} (μmol L ⁻¹)	pH _{T-BW}	TA _{BW} (μmol kg ⁻¹)	DIC _{BW} (μmol kg ⁻¹)
2b	Aug-6-2017	28°54.0	89°35.4	64.5	20.9	36.5	108.8 ± 0.2	7.88 ± 0.01	2,420 ± 4	2,218 ± 3
MK	Jul-26-2017	28°54.1	90°17.8	20.3	27.8	35.9	64.0 ± 0.5	7.78 ± 0.01	2,383 ± 4	2,184 ± 3
4	Jul-29-2017	28°47.7	90°41.5	19.2	28.8	35.8	106.2 ± 0.4	7.82 ± 0.01	2,389 ± 4	2,164 ± 3
5B	Aug-1-2017	28°48.6	91°20.3	15.4	28.8	34.2	17.6 ± 0.5	7.62 ± 0.01	2,366 ± 4	2,244 ± 3

Figure 30 : Carte du delta du Mississippi et principales caractéristiques des eaux de fonds (BW) pour les 4 stations échantillonnées lors de la mission GoM-2017 (Rabouille et al., 2021).

L'eau de fond à la station 5B est particulièrement pauvre en O₂ (17.6 mol L⁻¹) et son pH (7.62) est plus faible que celui des autres stations mieux oxygénées (pH>7,78). Les profils de pH *in situ* montrent des gradients très forts sous l'interface eau sédiment (Fig. 30). Ces profils de pH mesurés avec une résolution verticale de 100 μm ont été couplées avec les mesures de DIC effectuées sur les eaux interstitielles (tous les 2 cm) pour calculer les états de saturation de la calcite et de l'aragonite. Pour cela, nous avons fait l'hypothèse que le gradient de DIC était linéaire sous l'interface eau-sédiment. Les profils de saturation montrent que l'aragonite et la calcite sont sous-saturées dans la colonne sédimentaire des stations les moins profondes et les plus acides (MK, 4 et 5B). La désoxygénation et l'acidification des eaux fond sont donc des conditions favorables à la dissolution d'une partie des carbonates dans les premiers mm de la colonne sédimentaire.

À l'interface eau-sédiment, la consommation d'oxygène liée au recyclage de la matière organique était importante avec un flux diffusif d'oxygène (DOU) de 8 et 14 mmol m⁻² d⁻¹, sauf lorsque la concentration en oxygène était proche de l'anoxie (5 mmol m⁻² d⁻¹). À l'exception de la station 2b, située près de l'embouchure du Mississippi, la diminution de la concentration de sulfate dans les eaux interstitielles était limitée, avec une relativement faible augmentation du DIC, de TA, de l'ammonium et du phosphate en profondeur. Ces résultats suggèrent que les conditions hypoxiques ne favorisent pas la diagenèse anoxique comme on pouvait s'y attendre. Nous avons attribué la faible intensité de la diagenèse anoxique à un approvisionnement en matière organique de la colonne, qui pourrait être lié à la réduction de la bioturbation pendant les périodes hypoxiques en été.

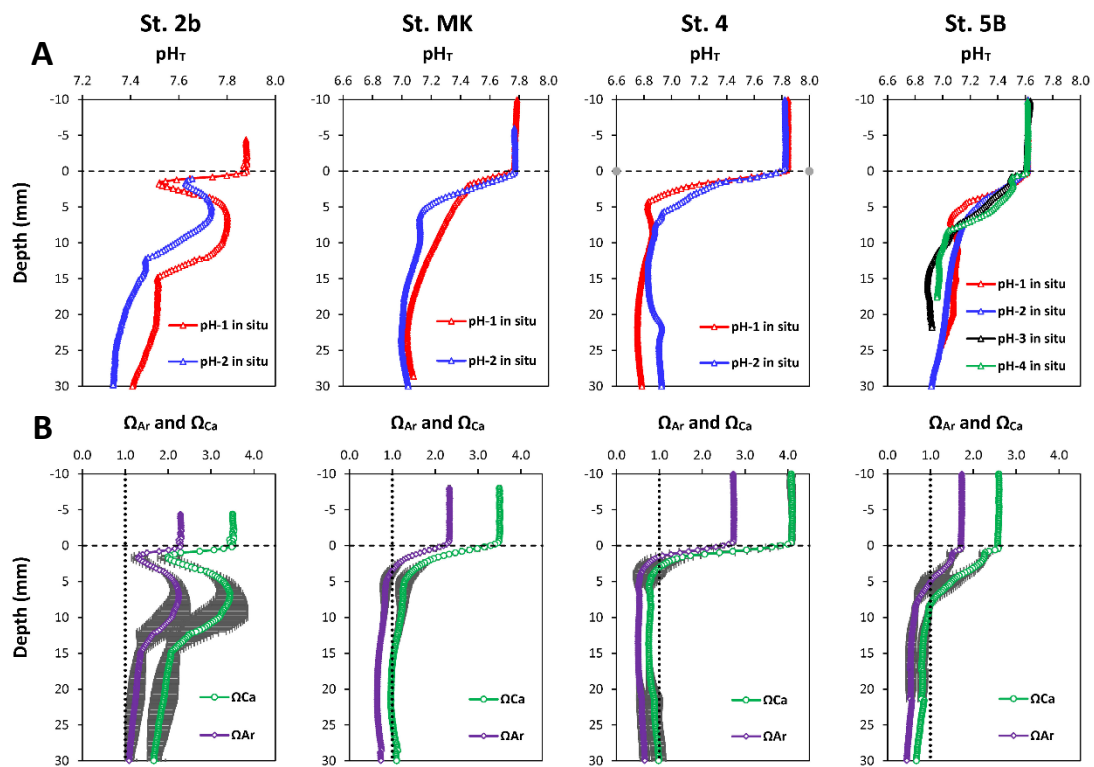


Figure 31 : Profils verticaux de pH à l'interface sédiments-eau mesurés *in situ* sur plateau de la Louisiane en juillet-août 2017. (B) État de saturation du carbonate de calcium par rapport à la calcite et à l'aragonite avec leurs incertitudes. La ligne verticale en pointillés ($\Omega=1$) représente la saturation en calcite ou en aragonite (Rabouille et al., 2021).

4. Perspectives scientifiques

Deux questions ont retenu plus particulièrement mon attention pour construire mes perspectives scientifiques :

- Quelles sont et seront les conséquences de l'acidification de l'océan sur la chimie des carbonates à l'interface eau-sédiment ?
- Quelle est la dynamique temporelle de la biogéochimie des sédiments, notamment dans le continuum fleuve-océan côtier ?

4.1 Le système des carbonates aux interfaces terre-mer et eau-sédiment

Les effets du recyclage benthique de la matière organique sur la dissolution des carbonates sédimentaires sont généralement mal connus (Jahnke et al., 1997; Mucci et al., 2000; Krumins et al., 2013). Pourtant, la dégradation de la MO a une influence directe sur la chimie des carbonates puisque la respiration bactérienne produit du DIC et entraîne une forte diminution du pH sous l'interface eau-sédiment. Or, le pH est le paramètre clef du système des carbonates et il est déterminant vis-à-vis de l'acidification des océans. De ce fait, le rôle des sédiments et de la diagenèse précoce sur la chimie des carbonates est largement sous-évalué. Le but de cet axe de recherche est de déterminer et de quantifier l'impact du recyclage du POC sur la chimie des carbonates à l'interface eau-sédiment. Cet axe s'intéresse également aux effets de l'acidification de l'océan sur la biogéochimie des sédiments côtiers.

Dans les systèmes RiOMars, l'acidification de l'eau de mer est renforcée par une forte stratification thermohaline, par l'eutrophisation et par une faible capacité tampon des eaux saumâtres. Divers processus influencent les propriétés acido-basiques des eaux estuariennes et côtières et donc la chimie des carbonates de ces milieux (Fig. 32).

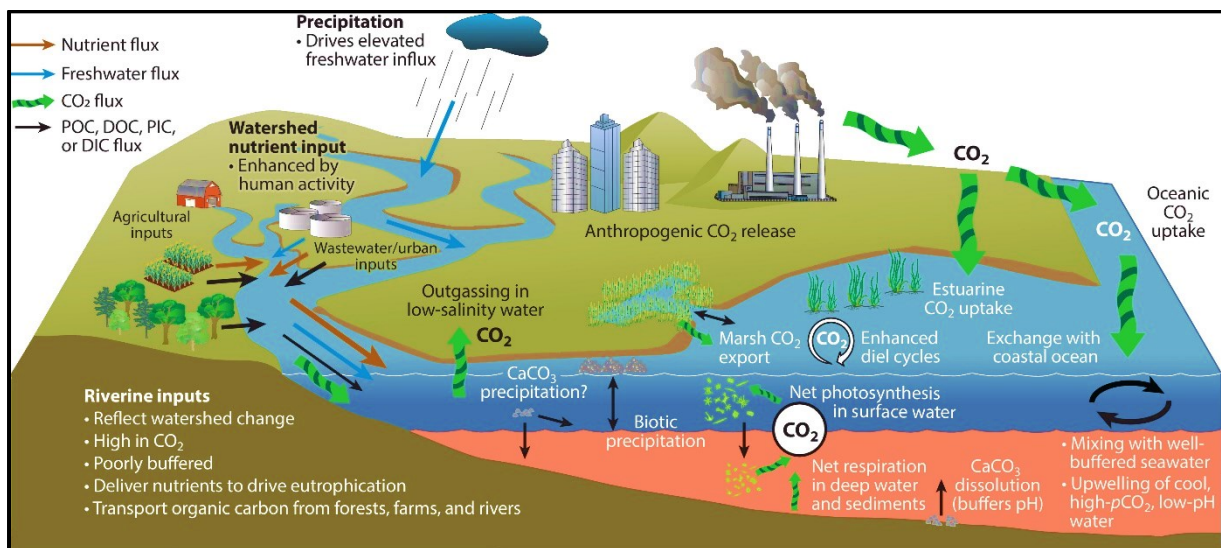


Figure 32 : Processus contrôlant la dynamique de la chimie des carbonates dans un système RiOMar (Cai et al., 2021).

Ces processus physiques, chimiques et biologiques incluent le mélange des eaux douces continentales avec les eaux de mer salées, les échanges de CO₂ à l'interface air-mer, les upwellings côtiers, la production biologique et les respirations bactériennes qui s'ensuivent, la dissolution du CaCO₃ et les flux de carbone à l'interface eau-sédiment (Cai et al., 2021).

Les eaux douces continentales sont souvent sursaturées en CO_2 et contribuent au dégazage de CO_2 vis-à-vis de l'atmosphère, notamment dans les eaux saumâtres des panaches fluviaux. Les eaux douces transportent des nutriments provenant des bassins versants qui fertilisent l'océan de surface. Sous l'effet de l'eutrophisation, la production primaire est souvent très intense dans les systèmes RiOMars, favorisant l'absorption de CO_2 dans les eaux de surface. Par la suite, la dégradation de cette MO fraîchement photosynthétisée entraîne une production élevée de CO_2 métabolique et une acidification plus intense dans les eaux plus profondes, où la respiration nette domine. L'acidification des eaux de fond induite par l'eutrophisation se conjugue à l'absorption élevée de CO_2 par l'océan et entraîne une acidification supplémentaire. Les échanges avec de l'eau de mer du large relativement bien tamponnée (bien que déjà modifiée par l'acidification des océans) peut moduler les changements de pH associés aux effets des bassins versants, tandis que la remontée d'eaux profondes, à faible pH et à forte teneur en CO_2 peut renforcer l'acidification. La dynamique spatiale et temporelle qui caractérise ces processus est essentielle à prendre en compte pour pouvoir comprendre les variations de $p\text{CO}_2$, de pH et la dissolution/précipitation du CaCO_3 le long du continuum fleuve-océan côtier.

4.1.1 Variations du pH dans les eaux de fond et dans les sédiments

Sous l'effet de l'eutrophisation et des apports de POC terrigène par les fleuves, certaines zones côtières subissent une désoxygénation et une acidification très intenses (Cai et al., 2011). Ces phénomènes sont amplifiés dans les eaux de fond et à l'interface eau-sédiment par la minéralisation benthique de la matière organique. Les eaux de fond côtières subissent donc une double acidification, liée à la dissolution du CO_2 anthropique dans l'océan et à la production de CO_2 métabolique par l'ensemble des bactéries aérobies et anaérobies (Sulpis et al., 2017). L'acidification de l'eau de mer provoque également une diminution des concentrations en ions carbonates (CO_3^{2-}) et abaisse le degré de saturation de la calcite et de l'aragonite. La dissolution des carbonates sédimentaires peut significativement contribuer aux flux benthiques de DIC et de TA (Rabouille et al., 2021; Rassmann et al., 2022). Les réactions diagénétiques impliquées dans ces flux sont encore mal contraintes. Dans le contexte de l'acidification des zones côtières, l'eutrophisation et la désoxygénation influencent ce phénomène de manière parfois opposée. Il est donc nécessaire d'étudier les effets de l'acidification des eaux de fond sur les écosystèmes marins et notamment sur le domaine benthique.

Très peu d'études se sont intéressées aux variations rapides du pH (de l'heure à quelques années) dans les eaux de fond côtières. Des mesures haute fréquence du pH *in situ* permettraient pourtant de déterminer les principaux facteurs biotiques et abiotiques qui contrôlent le pH des eaux de fond. A l'avenir, un capteur de pH SeaFET sera installé sur la station benthique du LSCE pour suivre la dynamique temporelle du pH dans l'eau de fond sur plusieurs mois. Le premier suivi débutera en octobre 2023 pour étudier les variations haute fréquence du pH de l'eau de fond face à l'embouchure du Rhône, au niveau de la bouée instrumentée MESURHO. Ces mesures permettront de mieux comprendre les variations du pH et la dynamique des carbonates à l'interface eau-sédiment. Deux sondes multi-paramètres, l'une placée en subsurface et l'autre à proximité du fond (20 m), mesurent à haute fréquence les paramètres environnementaux (température, salinité, O_2 , turbidité, chlorophylle a). Cette bouée est également équipée d'une station météorologique en surface et d'un courantomètre ADCP au fond. Tous ces paramètres sont indispensables pour connaître le contexte

environnemental des mesures *in situ* mais également pour suivre la dynamique temporelle de l'embouchure du Rhône.

Au-delà du suivi temporel du pH des eaux de fond, l'équipe OCEANIS utilise depuis plus de 20 ans un profileur benthique *in situ*, équipé de microélectrodes d' O_2 et de pH, qui permet de décrire très précisément les gradients à l'interface eau-sédiment lors des campagnes en mer. Jusqu'à présent, l'interprétation des profils de pH est restée souvent trop "superficielle" car les variations de pH dans les eaux interstitielles intègrent toute la complexité de la diagenèse précoce (Fig. 33). Sous l'interface eau-sédiment, la respiration de la MO produit du CO_2 métabolique qui augmente le DIC et diminue le pH. A l'opposé, la production d'alcalinité totale permet de tamponner les eaux interstitielles et donc de faire remonter le pH. Les réactions de dissolution/précipitation du $CaCO_3$ ont également une influence directe sur le pH des eaux de fond et des eaux interstitielles. La précipitation du $CaCO_3$ consomme 1 mole de DIC et 2 moles de TA ce qui fait augmenter la pCO_2 et diminuer le pH. A l'inverse, la dissolution de $CaCO_3$ produit 1 mole de DIC et 2 moles de TA, faisant diminuer la pCO_2 et augmenter le pH de l'eau de mer.

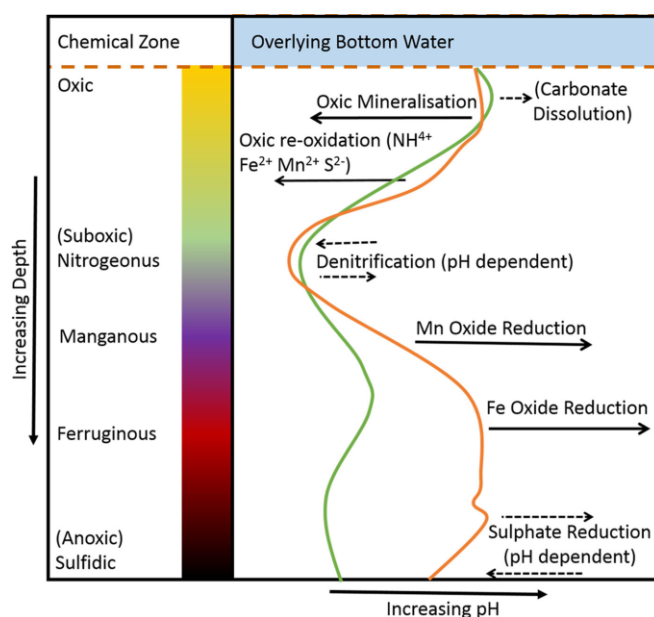


Figure 33 : Exemples de profils de pH dans les eaux interstitielles (lignes vertes et oranges) pour des sédiments sablo-vaseux montrant les principaux processus chimiques qui entraînent des variations de pH. Les processus qui ont une forte influence sur le pH sont représentés par une flèche pleine. Les flèches en pointillées indiquent les processus qui ont une influence plus faible sur le pH ou plus incertaine (Silburn et al., 2017).

L'interprétation des profils de pH pourrait grandement bénéficier de l'apport de la modélisation. Pour exemple, Soetaert et al. (2007) calculent les effets de différents processus biogéochimiques sur le pH de l'eau de mer et dans les sédiments. Certains processus, comme l'assimilation des nitrates, la réduction du fer et du manganèse et la dissolution de la calcite, tendent à faire augmenter le pH. Au contraire, d'autres processus comme la précipitation des carbonates et la plupart des réactions d'oxydation font baisser le pH. La plupart des réactions de respiration et l'oxydation anaérobie du méthane (AOM) convergent vers un pH compris entre 5,2 (respiration aérobie) et 7,9 (AOM).

A l'avenir, j'envisage de consacrer plus de temps à l'interprétation des profils de pH. N'étant pas spécialiste de la modélisation de la diagenèse précoce, j'envisage de mettre à contribution les collègues spécialistes du domaine. Ce travail s'appuiera sur l'utilisation et le développement d'un modèle 1-D de transport-réactif à l'état non-stationnaire (Nmor et al., 2022). Ce travail permettra de mieux caractériser les conditions biogéochimiques sous l'interface eau-sédiment qui, à long terme, conditionnent la qualité de l'enregistrement sédimentaires.

4.1.2 La dissolution/précipitation du CaCO_3 dans les sédiments côtiers

La question de la dissolution/précipitation des carbonates dans les sédiments a fait l'objet d'études récentes dans la perspective de l'acidification de l'océan (Sulpis et al., 2018; Boudreau et al., 2020; Sulpis et al., 2021). Une des manières de quantifier la dissolution ou la précipitation du CaCO_3 est liée à notre capacité à mesurer précisément les faibles variations de $[\text{Ca}^{2+}]$ dans l'eau de mer et les eaux interstitielles. Le calcium est un cation majeur de l'eau de mer et il est étroitement lié aux cycles biogéochimiques océaniques et en particulier aux réactions de précipitation/dissolution du CaCO_3 . En effet, la synthèse d'exosquelettes carbonatés par les organismes calcificateurs a une influence directe sur les équilibres chimiques du système des carbonates dans l'eau de mer (Fig. 34). Ces organismes sont directement impactés par l'acidification de l'eau de mer (Andersson et al., 2011; Kroeker et al., 2013).

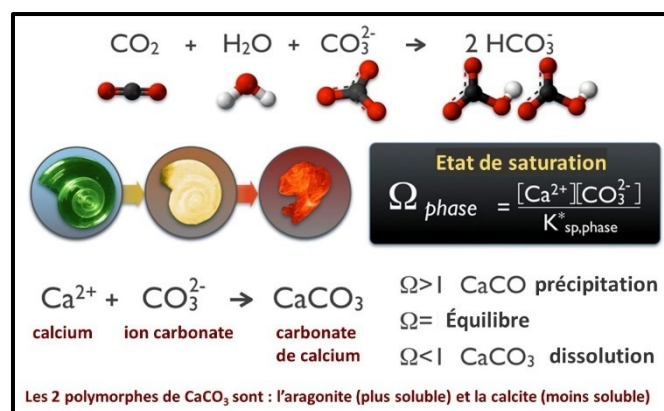


Figure 34 : Le système des carbonates sous l'effet de la précipitation/dissolution du CaCO_3 (Feely and Doney, 2011).

Par exemple, les foraminifères pélagiques et benthiques, souvent utilisés comme outil dans les reconstructions paléocéanographiques, précipitent le CaCO_3 pour construire leur test calcaire. Ils consomment donc des ions carbonates (CO_3^{2-}) et du Ca^{2+} . Ils participent activement à la contre-pompe des carbonates qui a tendance à faire diminuer le pH et à augmenter la $p\text{CO}_2$ de l'océan de surface. Après la mort des organismes, les exosquelettes carbonatés sédimentent dans la colonne d'eau et peuvent s'accumuler sur le fond des océans pour y former des sédiments riches en calcite/aragonite. Si l'état de saturation de l'eau de mer vis-à-vis de la calcite ou de l'aragonite (noté Ω) devient < 1 , une partie des carbonates peut alors se dissoudre sous forme de CO_3^{2-} et de Ca^{2+} , ce qui constitue un puits de CO_2 à long terme. La dissolution du CaCO_3 augmente lorsque les eaux sont froides, particulièrement riches en CO_2 et donc profondes. Dans les sédiments côtiers, la dégradation intense du carbone organique amplifie ce phénomène de dissolution car elle produit du CO_2 qui diminue très fortement le pH des eaux interstitielles et renforce l'effet de sous-saturation de l'aragonite et de la calcite.

L'interdépendance de ces réactions est encore mal contrainte, en particulier dans les sédiments, car les mesures faites sur les concentrations en Ca^{2+} ne sont pas assez précises.

Dans le cadre de la thèse de Jens Rassmann, des mesures de $[\text{Ca}^{2+}]$ ont été effectuées par ICP-AES au Pôle Spectrométrie Océan (Brest). Les résultats montrent une nette diminution du $[\text{Ca}^{2+}]$ dans les eaux interstitielles des sédiments du prodelta du Rhône (Fig. 35). A partir de 4 cm de profondeur, les conditions biogéochimiques favorisent la consommation du Ca^{2+} par la précipitation du CaCO_3 , principalement dans le domaine proximal (stations A, A' et Z par 20 m de profondeur).

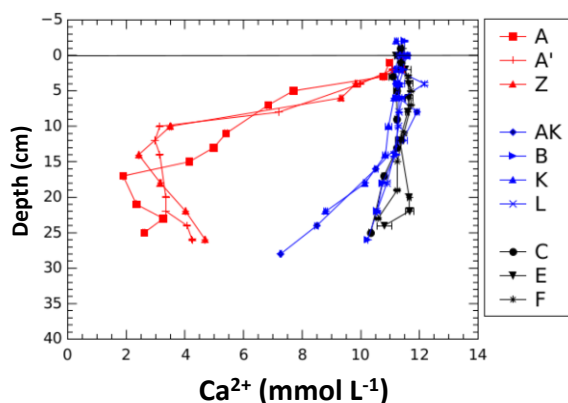


Figure 35 : Profils verticaux des concentrations en Ca^{2+} dissous dans les eaux interstitielles des sédiments du prodelta du Rhône, domaine proximal en rouge, prodeltaïque en bleu et distal en noir (Rassmann et al., 2016).

Cependant, cette étude ne nous a permis de conclure sur une possible dissolution des carbonates dans la couche oxygène des sédiments superficiels, là où les variations de pH sont les plus intenses ($\Delta\text{pH} = -0,7$). Nous avons été confrontés à un problème de résolution verticale au niveau de l'échantillonnage. D'un côté, la profondeur de pénétration de l' O_2 n'est que de quelques millimètres dans ces sédiments et, de l'autre, la résolution de nos prélèvements d'eaux porales est d'environ 2 cm. Pour échantillonner les eaux interstitielles à l'échelle du mm, il faudrait soit découper les carottes de sédiment plus finement soit utiliser des gels type DET ou DGT (Metzger et al., 2013). Par ailleurs, les mesures de $[\text{Ca}^{2+}]$ par ICP-AES n'étaient pas suffisamment précises ($>3\%$) pour pouvoir étudier finement la dissolution du CaCO_3 dans la couche oxygène des sédiments. Une meilleure précision sur la mesure du $[\text{Ca}^{2+}]$ est nécessaire pour notamment faire diminuer les incertitudes sur les calculs de l'état de saturation du CaCO_3 .

Dans le cadre du projet CaPorale, nous testons une nouvelle méthode pour la mesure du $[\text{Ca}^{2+}]$ dans l'eau de mer par chromatographie ionique (He et al., 2020). Cette méthode est en cours de validation et elle sera utilisée sur des échantillons prélevés sur le prodelta du Rhône en mai 2022 et sur le plateau de Louisiane en juillet 2022. Ces deux sites sont intéressants car ils présentent des conditions biogéochimiques très contrastées. Au niveau du prodelta du Rhône, les eaux interstitielles sont sur-saturées par rapport à la calcite et la précipitation du CaCO_3 a clairement été mise en évidence en profondeur dans la colonne sédimentaire. A l'opposé, les eaux interstitielles des sédiments du plateau de Louisiane sont sous-saturées par rapport à la l'aragonite et à la calcite, sous les effets combinés de l'hypoxie et de l'acidification, (Rabouille et al., 2021). Ces sous-saturations laissent présager une dissolution significative des carbonates sédimentaires sous l'interface eau-sédiment. L'analyse des nouveaux échantillons par chromatographie ionique devrait nous permettre de quantifier plus précisément les variations du $[\text{Ca}^{2+}]$. Ces variations nous renseigneront sur les réactions de dissolution/précipitation des

carbonates sédimentaires et nous permettront d'estimer les flux de DIC et TA associés à ces réactions. Ce projet fait pleinement partie de la thèse d'Éva Ferreira (ED-129) et Gaël Monvoisin (GEOPS) assure l'ingénierie et tous les aspects techniques associés à l'utilisation de la chromatographie ionique.

A terme, le projet CaPorale va permettre de renforcer les liens existants entre le LSCE et GEOPS et de créer de nouvelles synergies autour des mesures de $[Ca^{2+}]$, des réactions de précipitation/dissolution des carbonates et de l'impact de l'acidification des océans. Cette thématique transverse et ubiquiste couvre l'océan de surface jusqu'aux sédiments côtiers et profonds. Il fait également le lien entre les échelles de temps puisqu'il concerne les sédiments actuels et passés, et les impacts futurs causés par l'acidification de l'océan. Nos collègues travaillant sur les foraminifères et les coccolithophoridés sont également intéressés par ce développement analytique qui permettrait de mieux comprendre la qualité du message sédimentaire.

4.2 La signature isotopique du $\delta^{13}C$ -DIC

La composition isotopique du carbone ($\delta^{13}C$) est un outil puissant pour déterminer l'origine du carbone respiré et donc la source du POC (terrigène, fluvatile, marin...). La mesure simultanée et précise du DIC et du $\delta^{13}C$ -DIC est une approche efficace pour contraindre les processus contrôlant le cycle du carbone, la dynamique des carbonates (Su et al., 2019) et les flux de CO_2 dans les systèmes côtiers (Deng et al., 2022). Nous avons publié plusieurs articles sur les signatures isotopiques ($\delta^{13}C$ et $\Delta^{14}C$) du POC et du DIC pour les sédiments du prodelta du Rhône (Dumoulin et al., 2018; Pozzato et al., 2018; Dumoulin et al., 2022). Grâce au soutien du LSCE, l'équipe OCEANIS a pu acquérir en 2022 un nouvel analyseur de DIC couplé à un CRDS (Cavity Ring-Down Spectroscopy) G-2131i (PICARRO) permettant d'analyser sur le même échantillon la concentration en DIC et sa signature isotopique $\delta^{13}C$ -DIC. Les premiers tests effectués par Bruno Bombled et Éva Ferreira sont très encourageants. Cependant, l'absence de standard pour le $\delta^{13}C$ -DIC dans l'eau de mer et surtout stable dans le temps est un frein pour ce type d'analyse (Cheng et al., 2019). Après une phase de développement de standards "maisons" puis de calibration, nous appliquerons ces mesures sur les différents sites étudiés pour déterminer encore plus précisément l'origine du POC sédimentaire et du DIC produit dans les eaux interstitielles. Ces nouvelles mesures permettront de faire le lien entre l'origine de la matière organique sédimentaire, la respiration des bactéries, les variations de pH dans les eaux interstitielles et les flux de DIC à l'interface eau-sédiment.

4.3 La variabilité spatio-temporelle de la biogéochimie des sédiments

Les flux à l'interface fleuve-océan côtier présentent une forte variabilité temporelle puisque les crues saisonnières, qui ne durent que quelques jours par an, participent pour environ 80% des apports particuliers annuels à l'océan côtier. Lors des crues, les apports fluviaux sédimentent massivement à l'embouchure des fleuves favorisant ainsi l'enfouissement de la matière terrigène. En contrepartie, les tempêtes hivernales provoquent la remise en suspension des sédiments par l'action combinée des vagues et des courants. Les phénomènes de resuspension entraînent une importante relocalisation des particules et modifient profondément les conditions physico-chimiques du recyclage benthique de la matière organique.

Dans le cadre du changement climatique, une des questions émergentes porte sur l'impact qu'aurait une augmentation de la fréquence et de l'intensité des crues et des tempêtes sur les écosystèmes benthiques côtiers d'un point de vue biogéochimique, écologique et économique. Or, les perturbations climatiques risquent de modifier profondément le devenir des apports fluviaux dans l'océan côtier : modifications du régime hydrique des fleuves, multiplication des inondations, intensification de l'érosion, réchauffement des eaux côtières, augmentation des crises hypoxiques, phénomènes météorologiques plus intenses (IPCC, 2019). L'impact des crues et des tempêtes sur le cycle du carbone dans l'océan côtier est encore méconnu, en raison essentiellement des difficultés liées à la mesure haute fréquence des processus et des flux lors de ces événements. Il apparaît donc indispensable d'étudier l'impact de ces événements sur le devenir du carbone dans l'environnement côtier pour quantifier plus précisément les échanges de carbone à l'interface continent-océan.

La question de l'hétérogénéité (spatiale et temporelle) des sédiments (côtiers et profonds) est toujours une question épineuse... En effet, la question de la représentativité d'une carotte de sédiment souvent prélevée "à l'aveugle" dans un système très hétérogène est toujours délicate. Une des manières de répondre à cette question est de prélever sur un même site de nombreuses carottes et de multiplier le nombre d'analyses. Ce travail est indispensable mais il est très chronophage et coûteux. Il est aussi souhaitable d'effectuer des suivis dans le temps pour notamment suivre la réponse biogéochimique des sédiments à une perturbation. Ces événements peuvent correspondre à un dépôt important de POC faisant suite à une crue ou un bloom phytoplanctonique par exemple. Au contraire, les phénomènes d'érosion liés à une tempête ou à un chalutage contribuent de manière importante au remaniement de l'enregistrement sédimentaire.

Dans les sédiments, les séquences diagénétiques sont généralement considérées à l'état stationnaire, c'est-à-dire que les processus de transport, de consommation ou de production sont tous à l'état d'équilibre. Or, ces processus présentent des variations à hautes et basses fréquences liées surtout à la variabilité des apports de matière organique, à l'activité de la macrofaune et aux forçages hydro-sédimentaires (Sundby, 2006). A ma connaissance, aucune série de mesures permet d'évaluer précisément les états non-stationnaires de la diagénèse précoce. L'acquisition "haute fréquence" de mesures *in situ* et *ex situ* sur le moyen terme permettrait de quantifier la variabilité temporelle du recyclage benthique POC et ainsi de caractériser les réponses diagénétiques des sédiments côtiers en particulier lorsqu'ils sont forcés par les crues et les tempêtes. Ce genre d'étude apporterait des réponses significatives permettant de réduire une partie des incertitudes liées au cycle du carbone dans les zones côtières.

Dans le cadre du stage de M2 d'Éva Ferreira et de la Thèse de Stanley Nmor, nous avons effectué, avec les collègues du MOI, un suivi hivernal de la biogéochimie des sédiments du prodelta du Rhône. Pendant plus de 4 mois, des carottes de sédiment ont été prélevées tous les 15 jours à l'embouchure du Rhône. L'analyse des sédiments et des eaux interstitielles nous a permis de caractériser la variabilité temporelle des sédiments. Ce travail intensif a permis d'étudier la réponse biogéochimique du sédiment faisant suite à un dépôt de crue de 25 cm observé en janvier 2022. Ces résultats montrent clairement l'évolution temporelle des concentrations en DIC, en SO_4^{2-} et en CH_4 dans la colonne sédimentaire (Fig. 36). Ils permettent également de suivre dans le temps la profondeur de la SMTZ (Sulfate Méthane Transition Zone) et l'oxydation anaérobie du méthane.

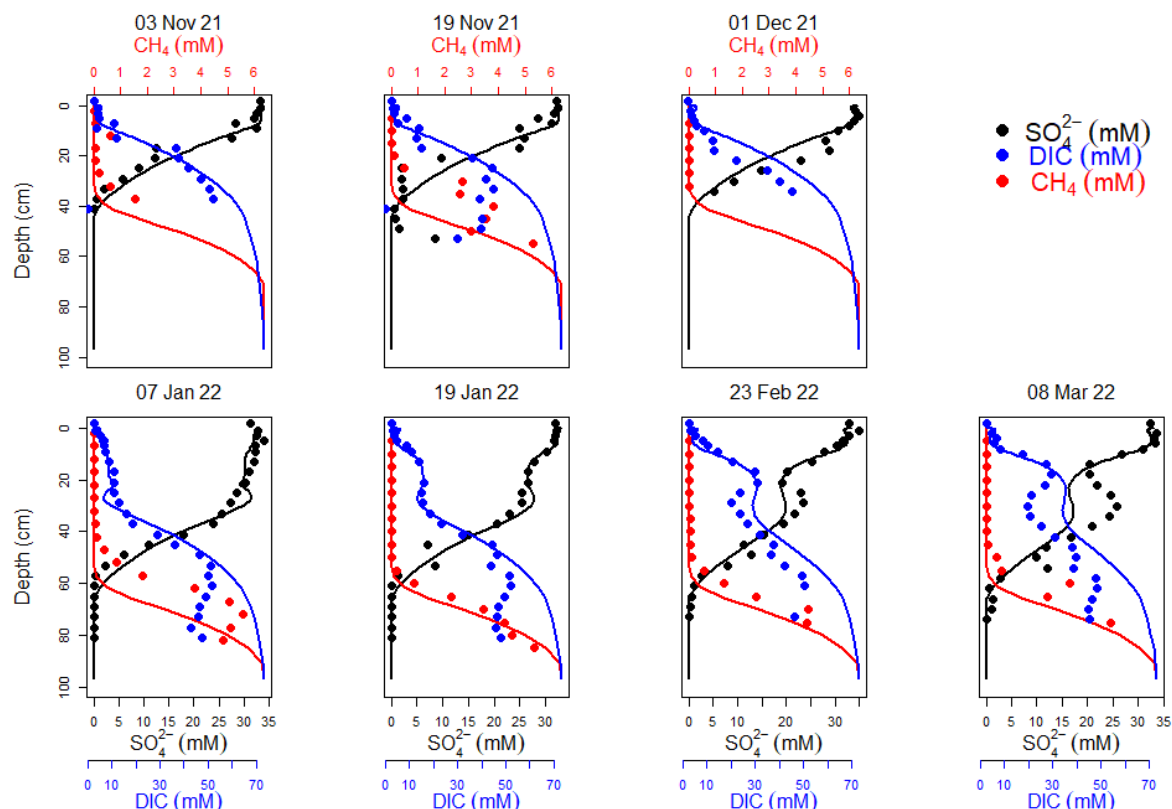


Figure 36 : Suivi temporel des concentrations en DIC, SO_4^{2-} et CH_4 dans les eaux interstitielles des sédiments du prodelta du Rhône prélevés à 20 m de profondeur entre novembre 2021 et mars 2022. La crue hivernale du Rhône (fin décembre 2021-début janvier 2022) a entraîné un dépôt d'environ 25 cm de sédiment sur le site d'étude.

La modélisation des processus diagénetiques est un outil quasi-indispensable tant le nombre de paramètres et de réactions à prendre en compte est grand. Sous l'impulsion de Christophe Rabouille et d'Éric Viollier, Stanley Nmor a développé au cours de sa thèse un modèle de transport-réactif 1D (FESDIA) à l'état non-stationnaire qui intègre les réactions d'oxydation-réduction (biotiques et abiotiques), et les équilibres chimiques dans les sédiments superficiels (Nmor et al., 2022). Ce modèle a démontré son efficacité pour reproduire fidèlement les données du suivi hivernal et pour calculer les taux de minéralisation du carbone organique intégré verticalement en fonction des principales voies de minéralisation (oxique, sulfato-réduction et méthanogenèse). Ce travail est un progrès considérable pour notre compréhension de la biogéochimie des sédiments côtiers surtout à l'état non-stationnaire. Prochainement, nous envisageons de poursuivre ces suivis "haute fréquence" en ajoutant les paramètres du système des carbonates (DIC, TA, pH) et en ciblant d'autres saisons. A l'avenir, nous essayerons d'intégrer le pH et les équations de dissolution et de précipitation du CaCO_3 dans le modèle FESDIA. A terme, nous souhaiterions essayer de couvrir un cycle annuel pour avoir une vue synoptique de la biogéochimie des sédiments côtiers dans un système RiOMar. Ce travail permettra de mieux caractériser les conditions biogéochimiques qui à long terme conditionnent la qualité de l'enregistrement sédimentaire et le cycle du carbone dans les sédiments marins côtiers.

4.4 Le projet Refuge-Arctic

Sous l'effet du réchauffement climatique, l'océan Arctique subit des transformations très profondes impactant le cycle du carbone et l'ensemble des écosystèmes continentaux et marins. La couverture de glace diminue, l'océan de surface se réchauffe, la stratification thermohaline augmente, le pH de l'eau de mer diminue ainsi que l'état de saturation de l'aragonite (Fig. 37). Tous ces phénomènes risquent de s'accélérer très fortement dans les décennies à venir, même si de nombreuses incertitudes demeurent (Terhaar et al., 2021).

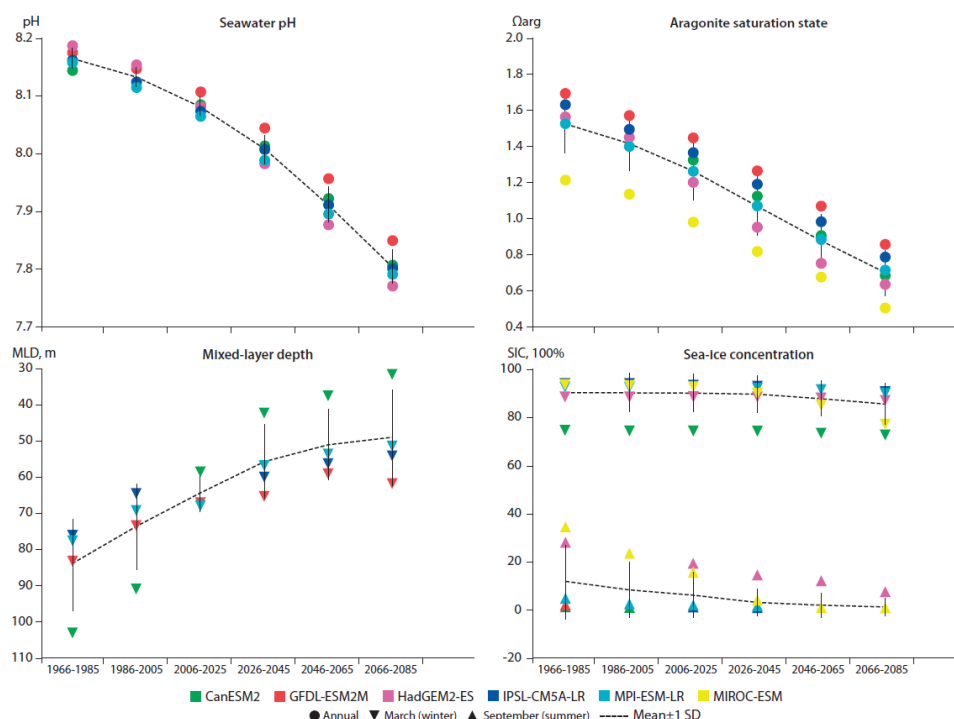


Figure 37 : Comparaison multi-modèle des moyennes bi-décennales du pH moyen annuel de l'océan de surface, de l'état de saturation de l'aragonite, de la profondeur maximale de la couche de mélange en mars et de la concentration de glace de mer en mars et en septembre dans le cadre du scénario RCP8.5 du GIEC pour la baie de Baffin (AMAP, 2018).

Dans ce contexte, les zones côtières de l'océan Arctique sont toujours difficiles d'accès et l'échantillonnage notamment des sédiments y est relativement rare. De ce fait, la biogéochimie des sédiments côtiers est encore très largement sous documentée dans ces zones. Sous la direction de Mathieu Ardyna (CNRS-IRL Takuvik), le projet Refuge-Arctic ambitionne d'explorer le dernier sanctuaire de glace de mer pluriannuelle, qui est situé au nord du Canada et du Groenland. Cette zone inclut la Mer de Lincoln qui abrite des écosystèmes endémiques uniques dépendant de la glace de mer. Les propriétés physiques, chimiques et biologiques de la mer de Lincoln sont cependant très mal connues. Le projet Refuge-Arctic a pour objectif de mieux comprendre comment le changement climatique influence les écosystèmes pélagiques et benthiques et les cycles biogéochimiques de l'océan Arctique. Pour cela, une expédition océanographique pionnière, à bord du brise-glace de recherche NGCC Amundsen, aura lieu entre mi-août et mi-octobre 2024 pour documenter cette région. Cette campagne débutera en mer de Baffin, puis elle remontera toute la côte ouest du Groenland jusqu'à atteindre la mer de

Lincoln. Lors de cette mission, nous échantillonnerons la colonne d'eau, les eaux de fond et les sédiments superficiels pour mesurer les principaux paramètres impliqués dans le recyclage benthique de la matière organique et dans le système des carbonates (pH, DIC et TA). Nous déterminerons l'origine et la réactivité du carbone organique par des mesures isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\Delta^{14}\text{C}$). Nous déterminerons les flux de DIC et TA à l'interface eau-sédiment générés par la diagenèse précoce et par la dissolution des carbonates sédimentaires. L'acidification de l'océan Arctique étant encore plus intense qu'ailleurs, nous anticipons des flux de dissolution particulièrement intenses. A terme, nous essayerons de projeter tous ces paramètres et ces flux dans le cadre d'un futur très incertain pour l'océan Arctique.

5. Conclusion

Dans la mesure du possible, je poursuivrai mes travaux de recherche pour mieux comprendre et quantifier les flux de carbone organique et inorganique à l'interface continent-océan. Je focaliserai mon travail sur la dynamique du système des carbonates à l'interface eau-sédiment sous l'effet de l'acidification des eaux de fonds. Ce travail se fera principalement sur des systèmes RiOMars où les effets de l'eutrophisation, de la désoxygénation et de l'acidification sont très contrastés (Rhône et Mississippi notamment). Toutefois, la nature dynamique des fleuves, des environnements côtiers et des marges continentales ajoute une complexité considérable à la nature déjà très hétérogène de ces systèmes. À l'heure actuelle, nous n'avons qu'une compréhension très générale des transformations et du devenir du carbone organique et inorganique dans l'océan côtier. Le défi futur est d'acquérir une compréhension qualitative et quantitative de ce qu'il advient de la matière organique terrigène et marine dans l'océan côtier. Pour progresser sur notre compréhension du cycle du carbone dans l'océan côtier sous l'effet du changement climatique, plusieurs domaines prioritaires de recherche contribueront à réduire les incertitudes sur les bilans de carbone. Tout d'abord, il est indispensable d'augmenter très significativement les données d'observation afin de mieux cerner la variabilité spatio-temporelle des flux de carbone dans l'océan côtier. Les zones RiOMars et les écosystèmes côtiers devraient être des cibles privilégiées en termes de couverture spatiale. Une meilleure connaissance de la variabilité temporelle des systèmes RiOMars est également indispensable. Pour exemple, on ne connaît pratiquement rien des tendances décennales des flux de carbone aux interfaces côtières. Il en va de même pour les évolutions biogéochimiques des systèmes pélagiques et benthiques côtiers sous les effets combinés du réchauffement, de l'eutrophisation, de la désoxygénation et de l'acidification. Il est donc urgent de recueillir de longues séries chronologiques d'observations qui permettront d'évaluer les modèles. Les modèles du système Terre ont généralement une résolution spatiale pas suffisamment fine pour pouvoir résoudre entièrement l'échelle fine de l'océan côtier. Par conséquent, l'amélioration de nos connaissances sur les systèmes côtiers nécessitera des approches couplées entre données et modèles et en intégrant des échelles locales, régionales et mondiales.

6. Curriculum Vitae

6.1 Fiche synthétique

Bruno LANSARD

Né le 24/12/1975, 47 ans, nationalité Française

Maître de conférences (section 37 du CNU)

Enseignement : Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines (UVSQ)

Recherche : Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE)
UMR 8212 : CNRS/CEA/UVSQ/IPSL/Université Paris-Saclay

Formation : Docteur en Sciences de l'Environnement Marin, spécialité : Biogéochimie Marine

Adresse pro : LSCE, CEA Saclay, Orme des Merisiers, bât. 714, bureau 7, 91191 Gif-sur-Yvette
☎ 01.69.08.00.87 / 06.02.25.36.35 ✉ bruno.lansard@lsce.ipsl.fr

Page perso : <https://www.lsce.ipsl.fr/Pisp/bruno.lansard/>

Situation actuelle	Maître de conférences à l'UVSQ et chercheur au LSCE, depuis septembre 2012	
Doctorat	2001-2004 : Distribution et remobilisation du plutonium dans les sédiments du prodelta du Rhône (Méditerranée Nord-Occidentale), Université Aix-Marseille II, Directeurs de thèse : Christian Grenz (CNRS) et Sabine Charmasson (IRSN)	
Post-doctorats	2004-2007 : CNRS-LSCE, Gif-sur-Yvette, France 2008-2010 : CRSNG-McGill University, Department of EPS, Montréal, Canada 2011-2012 : CNRS-LEGOS, Toulouse, France	
Mots clefs recherche	• Cycle du carbone aux interfaces côtières, biogéochimie marine et diagenèse précoce • Chimie des carbonates à l'interface eau-sédiment et dans l'Océan Arctique • Utilisation de micro-capteurs <i>in situ</i> et de traceurs isotopiques et radiogéniques	
Formations principales	• L1 et L3 Sciences de la Vie et de la Terre, L1 et L3 Géographie et Aménagement • M1 et M2 : STePE (parcours ECLAT, Climat & Médias, BSRP et ACC) et CLUES	
Enseignements principaux	• Dynamique des enveloppes fluides : océan, atmosphère, climat • Environnement et géosciences appliquées ; Télédétection • Cycle du carbone océanique	
Responsabilités principales	• Responsable du M2 Climat & Médias depuis mai 2019 • Membre élu du Conseil d'Administration de l'UVSQ depuis le 06/11/20 • Membre élu de la Commission de la Formation et de la Vie Universitaire (CFVU) et du Conseil Académique (CAc et CAc-FR) de l'UVSQ du 01/07/16 au 06/11/20 • Membre élu du Conseil de Laboratoire du LSCE du 01/10/14 au 11/10/21	
Encadrements	11 stagiaires de M2 et 3 doctorants	
Missions	Participation à 24 missions océanographiques côtières et hauturières (Archipel Arctique Canadien, Spitzberg, Méditerranée, Kerguelen, Ecosse, Saint-Laurent...)	
Publications de rangs A	Au total 47 publications (dont 15 depuis 2018) et 1 chapitre de livre	
Facteur d'impact (h)	Depuis 2003 24	Depuis 2018 17

ACTIVITES D'ENSEIGNEMENT et FOAD

- 2019 → Responsable académique du M2 Climat & Médias (journalistes / communicants). Formation en ligne et à distance soutenue par l'UVSQ, l'Université Paris-Saclay, l'IPSL et l'ESJ-Lille
- 2016 → Co-responsable du module Cycle du Carbone Océanique du M2 ECLAT, avec Stéphanie Duchamp-Alphonse (GEOPS), Université Paris-Saclay
- 2016 → Responsable du Module Expérimental 1 du M1 STePE, Université Paris-Saclay
- 2012 → Responsable de 2 modules de la L3 SVT (UFR des Sciences, EN502 et EN681) et co-responsable de 2 modules de L1 et L3 de Géographie (UFR SHS, EN103 et GEO614), avec Julien Delanoë (LATMOS)

ACTIVITES DE RECHERCHE

- 2022 → Responsable du projet CaPorale (Mesure du Ca^{2+} par chromatographie ionique) financé par l'IPSL
- 2016-17 Co-responsable du projet STeP (Storfjorden Polynya Multidisciplinary project) soumis aux appels d'offre du Chantier Arctique Français (INSU-LEFE), Eurofleets et Climate initiative de BNP Paribas.
- 2014-16 Responsable du projet ACIBIOS (Acidification de l'océan et impact sur la biogéochimie des sédiments côtiers) financé par l'IPSL
- 2012 → Chercheur « partenaire » impliqué dans plusieurs projets nationaux (LEFE, EC2CO, IRSN, PPR) sur la dynamique du carbone dans l'océan côtier (Méditerranée, Canada, Arctique, Spitzberg...)
- 2012 → Chercheur au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) dans l'équipe TCO, puis dans l'équipe PALEOCEAN et actuellement dans l'équipe OCEANIS

ACTIVITES COLLECTIVES & ADMINISTRATIVES

- 2020 → Membre élu du Conseil d'Administration (CA) de l'UVSQ
- 2016-20 Membre élu de la Commission de la Formation et de la Vie Universitaire (CFVU) de l'UVSQ
- 2016-20 Membre élu du Conseil Académique (CAc et CAc-FR) de l'UVSQ
- 2014-21 Membre élu du Conseil de Laboratoire (CL) du LSCE

RAYONNEMENT NATIONAL ET INTERNATIONAL

- 2016-18 Co-organisateur des journées scientifiques "Climat et Impacts" à l'Université Paris-Sud et co-chairman de la session 4 : Variabilités actuelle et passé du climat des hautes latitudes : rôle de la cryosphère, rétroactions et impacts
- 2014 Séjour invité à l'Université de McGill (Montréal, Canada), Department of Earth and Planetary Sciences par le Pr. Alfonso Mucci
- 2012 → Rapporteur de projets scientifiques nationaux (ANR, INSU-LEFE, IMéRA) et internationaux (NSF)
- 2012 Editeur invité pour un numéro spécial de la revue internationale : *Aquatic Geochemistry*, volume 18, Issue 6 : "A tribute to Bjørn Sundby and his zest for life and science"
- 2006 → Séminaires invités internationaux (2) et nationaux (4)
- 2004 → Reviewer d'articles dans des revues internationales à comité de lecture (JGR-Oceans, Biogeosciences, GRL, GCA, Marine Chemistry, Limnology & Oceanography, Frontiers, Continental Shelf Research...)

6.2 Curriculum Vitae détaillé

6.2.1 Éléments de carrière et contexte d'exercice

J'ai soutenu ma thèse intitulée : "Distribution et remobilisation du plutonium dans les sédiments du prodelta du Rhône (Méditerranée Nord-Occidentale)" à l'Université d'Aix-Marseille II, le 24 juin 2004. J'ai ensuite effectué 8 années de travaux postdoctoraux :

- **Post-doctorat CNRS** (de septembre 2004 à mai 2007) : "Integrating new technologies for the study of benthic ecosystem response to human activity: toward a Coastal Ocean Benthic Observatory", Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), Gif/Yvette.
- **Post-doctorat CRSNG** (de mars 2008 à avril 2010) : "Chimie des carbonates dans l'océan Arctique", Department of Earth and Planetary Sciences, Université McGill et GEOTOP, Montréal, Canada.
- **Post-doctorat CNRS** (de janvier 2011 à août 2012) : "Apports d'eau douce par les eaux souterraines en Méditerranée et âge des masses d'eaux sur le plateau des îles Kerguelen", Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), Université Paul Sabatier, Toulouse.

J'ai été recruté en qualité de Maître de Conférences (section 37 du CNU) à l'UVSQ en septembre 2012 et je suis actuellement à l'échelon 7 dans la classe dite "normale". Je tiens à souligner ici que l'activité d'enseignant-chercheur est particulièrement compliquée dans le cadre du multi-sites de l'UVSQ et de son intégration/fusion dans l'Université Paris-Saclay. Cette situation inextricable, qui va encore perdurer plusieurs années, est très anxiogène pour de nombreux collègues. L'éloignement géographique du LSCE par rapport aux différents lieux d'enseignement (UVSQ) est très compliqué à gérer en termes d'organisation, de stress, de fatigue, de perte de temps et de surcoût financier. Dans ce contexte, la construction de l'Université Paris-Saclay n'arrange rien et ne permet pas, à l'heure actuelle, de nous faciliter les tâches (surcouches administratives, dématérialisation totale, flux d'information incessant, nombreux "guichets" pour la formation et la recherche...). De plus, l'organisation "ultra-bureaucratique" de l'Université Paris-Saclay rend très difficile la communication, la coordination des équipes pédagogiques, la gestion des emplois du temps par les enseignants-chercheurs et surtout pour les étudiants.

6.2.2 Responsabilités à l'UVSQ et à l'Université Paris-Saclay

Depuis mon recrutement, j'enseigne les sciences du climat et de l'environnement, avec une spécialité sur le cycle du carbone dans l'océan et la biogéochimie marine, dans tous les niveaux de l'université. Les enseignements que je dispense sont principalement destinés aux étudiants **de l'UVSQ et de l'Université Paris-Saclay**. Mes connaissances et compétences sont basées sur la biologie, la chimie et la biogéochimie marine appliquées à l'étude des flux de carbone (organique et inorganique, dissous et particulaire, d'origine continentale et marine) dans l'océan. Cette thématique fait intervenir de nombreuses notions biologiques (production et minéralisation du carbone organique), chimiques (chimie organique, chimie des carbonates, diagenèse précoce) et physiques (dynamique de l'océan et dynamique sédimentaire). Elle fait aussi appel à des connaissances plus générales dans les domaines des sciences de l'environnement marin (eutrophisation, désoxygénation, acidification) et du climat. J'assure un service plein d'enseignement et je n'ai jamais fait de demande de CRCT ou de délégation CNRS. Par contre, j'ai obtenu un congé pour projet pédagogique (CPP) de 6 mois en février 2020.

J'ai enseigné dans **3 Licences** de l'UVSQ (Licence Sciences de la Vie et de la Terre (SVT), Licence Biologie, Licence Géographie et Aménagement) et dans **6 parcours de Masters** de l'UVSQ et de l'Université Paris-Saclay (Tableau 1) : **M1 STePE** (Sciences de la Terre et des Planètes,

Environnement), **M2 ECLAT** (Étude des Climats de la Terre), **M2 Climat & Médias** (Appréhender les Changements Climatiques, Environnementaux et Sociétaux), **M2 PEPs** (Physique, Environnement, Procédés), **M2 BSRP** (Bassins Sédimentaires, Ressources et Paléoclimat), **M2 ACC** (Adaptation aux Changements Climatiques : développement soutenable et environnement), et le **M2 CLUES** (Climate, Land Use, Ecosystem Services).

6.2.3 Enseignements en Licence

- Je suis responsable de deux modules de la L3 SVT de l'UVSQ : EN502 - Dynamiques des Enveloppes Terrestres (6 ECTS, S5) ; EN681 - Environnement et Géosciences Appliquées (3 ECTS, S6)
- J'ai été co-responsable de deux modules de la Licence Géographie et Aménagement de l'UVSQ : EN103 - Océan, Atmosphère, Climat (6 ECTS, S1) ; EN614 - Géomatique : Télédétection (6 ECTS, S6)

Tableau 1 : Répartition de mes heures d'enseignement (heure équivalent TD) à l'UVSQ depuis 2012.

Année	Licence (1 à 3)			Master (1 et 2)			Décharge*	Total
	CM	TD	TP	CM	TD	TP		
2012/13	29	39	11	11	5	29	64	187
2013/14	45	43	53	13	16	18	0	188
2014/15	44	49	53	14	3	30	0	193
2015/16	43	48	50	38	3	20	0	201
2016/17	43	48	42	34	4	20	0	189
2017/18	43	54	37	64	3	17	0	217
2018/19	45	55	30	64	6	14	0	214
2019/20	45	54	33	60	6	3	19	219
2020/21	34	18	18	63	6	0	23+96	257
2021/22	47	31	36	59	8	3	34	218
2022/23	27	27	18	59	10	3	34+20	198

*J'ai bénéficié d'une décharge de 64 h en 2012 lors de mon recrutement à l'UVSQ. Cette décharge n'a pas pu être prolongée en 2013 pour des raisons financières inhérentes à l'UVSQ. Depuis 2019, je bénéficie d'une décharge de 19 h en tant que responsable du M2 Climat & Médias. Cette décharge a augmenté progressivement avec le nombre croissant d'étudiants/apprenants qui suivent la formation. Elle s'élève actuellement à 34 h et à cela s'ajoute 20 h de tutorat. En 2021, j'ai obtenu un CPP pour renforcer et amplifier le M2 Climat & Médias (96 h).

6.2.4 Enseignements en Master

- Je suis responsable du module EN3017 - Module Expérimental 1 du **M1 STEPE** de l'Université Paris-Saclay. Ce module propose aux étudiants des travaux pratiques en biogéochimie, géophysique, géologie, chimie atmosphérique et traceurs isotopiques dans l'environnement (3 ECTS, S2).
- Je suis co-responsable, avec Stéphanie Duchamp-Alphonse, du module Cycle du Carbone présent et passé (3 ECTS, S1) du **M2 ECLAT** de l'Université Paris-Saclay.
- Je suis responsable du module M2ACC302 - Climate Foresight (3 ECTS, S1) du **M2 ACC** de l'Université Paris-Saclay. Ce master est proposé en e-learning avec des périodes de TD en présentiel. Responsable : Jean-Paul Vanderlinden.
- Suite à la COP21 de Paris en 2015, le LSCE, l'OVSQ, l'Université Paris-Saclay, et l'École Supérieure de Journalisme de Lille (ESJ-Lille) sont à l'origine de la création du **M2 ACCES** (Appréhender les Changements Climatiques, Environnementaux et Sociétaux). Depuis septembre 2017, le **M2 ACCES** est une formation à la fois originale, car co-produite par des scientifiques et des journalistes, et

innovante, car elle est dispensée entièrement à distance. Son objectif est de former les étudiants/journalistes/communicants de demain sur de nombreuses questions liées aux impacts des changements climatiques. Le M2 ACCES est proposé en formation initiale et en formation professionnelle mais uniquement à distance (e-learning).

- Depuis septembre 2019, j'ai pris la responsabilité académique du M2 ACCES, renommé [M2 Climat & Médias](#) dans le cadre du nouveau plan quinquennal de l'Université Paris-Saclay.
- Je suis co-responsable, avec Olivier Voizeux, du module EN2396 - Impacts du changement climatique sur le vivant (5 ECTS, S1) du **M2 Climat & Médias** de l'Université Paris-Saclay.

6.2.5 Projets pédagogiques

- Lauréat de l'AAP Transformer - Innovation Pédagogique 2023 de l'Université Paris-Saclay projet TIC-TAC : Transformer l'Information sur un Climat en Transformation : l'Anthropocène (35 k€).
- Lauréat de l'appel à projets formation de l'EUR IPSL-Climate Graduate School (IPSL-CGS) 2023 : M2 Climat & Médias : Stop ou Encore ! (21 k€).
- Lauréat de l'AAP formation de l'IPSL-CGS 2021 : Le climat est dans Laplace ! L'objectif du projet est à la fois de produire une émission de radio en partenariat avec l'IPSL et Radio Campus Paris et d'offrir une formation aux techniques de radio et à la médiation des sciences du climat aux étudiants de l'EUR-IPSL-CGS. Projet porté par Tiphaine Claveau, chargée de communication à l'IPSL (2 k€).
- Lauréat de l'AAP enseignement 2020 de la Graduate School Géosciences, Climat, Environnement, Planètes de l'Université Paris-Saclay. Projet RiBaMed : Elaboration d'un cours en ligne sur la régionalisation des impacts du changement climatique sur le bassin Méditerranéen (7 k€). Ce travail a été effectué en collaboration avec Joël Guiot (CEREGE) et Anaïs Marechal (journaliste scientifique indépendante).
- Lauréat de l'AAP de l'Agence Universitaire de la Francophonie (AUF) pour la formation ouverte et à distance (FOAD) 2019-2020 pour le M2 Climat Médias (10 k€). Un contrat de partenariat entre l'UVSQ et l'AUF, représenté par l'ANEUF (Ateliers Numériques de l'Espace Universitaire Francophone), a été signé en 2021.
- Lauréat de l'AAP formation de l'IPSL-CGS 2019 : M2 Climat & Médias (24 k€).
- Lauréat de l'AAP "TP Innovants" de l'Université Paris-Saclay (10 k€).

6.3 Activité d'encadrement

6.3.1 Doctorat

- Thèse d'Éva Ferreira (UVSQ, ED129) au LSCE (à partir du 01/10/22) intitulée : "Effets de l'acidification de l'océan sur la dissolution/précipitation des carbonates dans les zones côtières", et co-encadrée par Christophe Rabouille.
- Thèse de Laurie Bréthous (UVSQ, ED129) au LSCE (du 01/11/16 au 01/03/19) intitulée : "Dynamique des échanges de carbone à l'interface eau-sédiment dans les milieux côtiers : importance des événements extrêmes et des processus anoxiques", et co-encadrée par Christophe Rabouille. L'étudiante a démissionné en mars 2019 pour des raisons personnelles.
- Thèse de Jens Rassmann (UVSQ, ED129) au LSCE (du 01/10/13 au 28/11/16). Sujet de thèse intitulé : "Le système des carbonates influencé par la diagenèse précoce dans les sédiments côtiers méditerranéens en lien avec l'acidification des océans", et co-encadrée par Christophe Rabouille.

- Participation au CSI de la thèse de Gaëlle Capitaine intitulée : “Etablir la traçabilité métrologique des mesures de l’acidification des eaux marines ”,co-encadrée par Paola Fisicaro (LNE) et Thibaut Wagener (MIO).
- Participation au CSI de la thèse d’Éleonora Fossile intitulée : “Ice-related environmental changes in Arctic fjords: new insights from benthic foraminifera”, co-encadrée par Hélène Howa et Maria-Pia Nardelli (LPG-BIAF/Université d’Angers). Examinateur lors de la soutenance de thèse le 04/05/22.

6.3.2 Stages / Mémoires de Master 2

- Josserond David (M2 Climat & Médias, UVSQ, 2021). Le sportif de haut niveau comme vecteur de communication et de sensibilisation au changement climatique : opportunités et limites. La création de la Kilian Jornet Fondation, 51 pages.
- Geoni Léon (M2 Climat & Médias, UVSQ, 2021). La presse jeunesse en 2021 : défis actuels et traitement médiatique des enjeux environnementaux, 40 pages.
- Le Glaunec Jordan (M2 ACCES, UVSQ, 2020). La médiation scientifique du réchauffement climatique sur YouTube, 69 pages.
- Giaccone Loïc (M2 ACCES, UVSQ, 2019). Etude de la couverture médiatique du changement climatique dans les régions de montagne, 38 pages.
- Raphael Anolex (M2 ACCES, UVSQ, 2019). Appréhension du phénomène des changements climatiques en milieu universitaire haïtien : cas des étudiants de l’Institut Supérieur de l’Environnement et de l’Aménagement du Territoire (ISEAT) du Campus Henry Christophe de l’Université d’État d’Haïti à Limonade (CHC-UEH-L), 32 pages.
- Le Ster Loïc (M2 WAPE, UPMC, 2019). Personnel Research Project: Carbon sink in Arctic environments: Analysis of a one-year time series of *in-situ* seawater biogeochemical parameters in Storfjorden (Svalbard), 24 pages.
- Rostani Ayda (M2 ACCES, UVSQ, 2018) et co-encadré par Sandra Flanagan (Total S.A.). Investigation of carbon sequestration by oyster and its acceptability, 39 pages.
- Garba-Hamidou Ismaïla (M2 ACCES, UVSQ, 2018). Impacts du changement climatique sur les ressources en eau au Sahel, 30 pages.
- Rassmann Jens (M2 Recherche P&E, Université Paris-Sud, 2013) au LSCE. Etude des processus influençant le système des carbonates à l’interface eau-sédiment dans l’océan côtier, 29 pages.
- Sanial Virginie (M2 Recherche OASC, Université Toulouse III, 2012) au LEGOS et co-encadré par Pieter Van Beek. Utilisation des isotopes du radium pour tracer et chronométrer les masses d’eau au large des îles Kerguelen et Crozet (Océan Austral), 44 pages.
- Cathalot Cécile (M2 Recherche, UPMC, 2006) au LSCE et co-encadré par Christophe Rabouille. Variabilité spatiale et temporelle du recyclage de la matière organique dans les sédiments du milieu côtier : impact d’une perturbation, 39 pages.

6.4 Responsabilités administratives à l’UVSQ

- Membre élu au Conseil d’Administration (CA) de l’UVSQ depuis le 06/11/20.
- Membre élu de la Commission de la Formation et de la Vie Universitaire (CFVU) de l’UVSQ du 01/07/16 au 06/11/20.
- Membre élu du Conseil Académique (CAc) et du Conseil Académique en Formation Restreinte (CAc-FR) de l’UVSQ du 01/07/16 au 06/11/20.
- Membre élu du Conseil de Laboratoire du LSCE du 01/10/14 au 11/10/21.

7. Bilan scientifique

7.1 Liste des publications dans des journaux de rang A

1. Ferreira E., Nmor S., **Lansard B.**, Bombled B., Regnier E., Grenz C., Monvoisin G., Gauthier C., Van Beek P., Viollier E., and Rabouille C. (*soumis*). Characterization of the benthic biogeochemical dynamics after flood events in the Rhône River prodelta: A Data-Model approach. *Limnology & Oceanography*.
2. Nmor S., Viollier E., Pastor L., **Lansard B.**, and Rabouille C. (*soumis*). Biogeochemical implication of massive episodic flood deposition: Model-Data integration. *Biogeosciences*.
3. Vivier F., Lourenço A., Michel E., Skogseth R., Rousset C., **Lansard B.**, Bouruet-Aubertot P., Boutin J., Bombled B., Cuypers Y., Crispi O., Dausse D., Le Goff H., Madec G., Vancoppenolle M., Van der Linden F., and Waelbroeck C. (2023). Summer hydrography and circulation in Storfjorden, Svalbard, following a record low winter sea-ice extent in the Barents Sea, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 128(2), e2022JC018648, <https://doi.org/10.1029/2022JC018648>
4. Dumoulin J.-P., Rabouille C., Pourtout S., Bombled B., **Lansard B.**, Caffy I., Hain S., Perron M., Sieudat M., Thellier B., Delqué-Količ E., Moreau C., and Beck L. (2022). Identification in pore waters of recycled sediment organic matter using the dual isotopic composition of carbon ($\delta^{13}\text{C}$ and $\Delta^{14}\text{C}$): New data from the continental shelf influenced by the Rhône River. *Radiocarbon*, <https://doi.org/10.1017/RDC.2022.71>
5. Nmor S., Viollier E., Pastor L., **Lansard B.**, Rabouille C. and Soetaert K. (2022). FESDIA (v1.0): Exploring temporal variations of sediment biogeochemistry under the influence of flood events using numerical modelling, *Geoscientific Model Development*, <https://doi.org/10.5194/gmd-2022-84>
6. Rabouille C., **Lansard B.**, Owings S.M., Rabalais N.N., Bombled B., Metzger E., Richirt J., Eitel E.M., Boever A., Beckler J., and Taillefer M. (2021). Early diagenesis in the hypoxic and acidified zone of the northern Gulf of Mexico: is organic matter recycling in sediments disconnected from the water column? *Frontiers in Marine Science*, 8(199). <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.604330>
7. Massicotte P., Amon R., Antoine D., Archambault P., Balzano S., Bélanger S., Benner R., Boeuf D., Bricaud A., Bruyant F., Chaillou G., Chami M., Charrière B., Chen J., Claustre H., Coupel P., Delsaut N., Doxaran D., Ehn J., Fichot C., Forget M.H., Fu P., Gagnon J., Garcia N., Gasser B., Ghiglione J.-F., Gorsky G., Gosselin M., Gourvil P., Gratton Y., Guillot P., Heipieper H.J., Heussner S., Hooker S.B., Huot Y., Jeanthon C., Jeffrey W., Joux F., Kawamura K., **Lansard B.**, Leymarie E., Link H., Lovejoy C., Marec C., Marie D., Martin J., Massé G., Matsuoka A., McKague V., Mignot A., Miller W.L., Miquel J.-C., Mucci A., Ono K., Ortega-Retuerta E., Panagiotopoulos C., Papakyriakou T., Picheral M., Piepenburg D., Prieur L., Raimbault P., Ras J., Reynolds R.A., Rochon A., Rontani J.-F., Schmechtig C., Schmidt S., Sempéré R., Shen Y., Song G., Stramski D., Stroud G., Tachibana E., Thirouard A., Tolosa I., Tremblay J.-É., Vahtilingom M., Vaultier D., Vaultier F., Volkman J. K., Vonk J. E., Xie H., Zheng G., and Babin M. (2020). The Malina oceanographic expedition: How do changes in ice cover, permafrost and UV radiation impact biodiversity and biogeochemical fluxes in the Arctic Ocean? *Earth System Science Data*, 2020, 1-43. <https://doi.org/10.5194/essd-13-1561-2021>
8. Ait Ballagh F.E., Rabouille C., Andrieux-Loyer F., Soetaert K., **Lansard B.**, Bombled B., Monvoisin G., Elkalay K., and Khalil K. (2021). Spatial variability of organic matter and phosphorus cycling in Rhône River prodelta sediments (NW Mediterranean Sea): a Model-Data Approach, *Estuaries and Coasts*. <https://doi.org/10.1007/s12237-020-00889-9>
9. Owings S.M., Bréthous L., Eitel E.M., Fields B.P., Boever A., Beckler J.S., Bombled B., **Lansard B.**, Metzger E., Rabouille C., and M. Taillefer (2021). Differential manganese and iron recycling and transport in continental margin sediments of the Northern Gulf of Mexico, *Marine Chemistry*, 229, 103908. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2020.103908>
10. Fossile E., Nardelli M.P., Jouini A., **Lansard B.**, Pusceddu A., Moccia D., Michel E., Péron O., Howa H., and M. Mojtahid (2020). Benthic foraminifera as tracers of brine production in Storfjorden "sea ice factory", *Biogeosciences*, 17, 1933–1953, 2020, <https://doi.org/10.5194/bg-17-1933-2020>
11. Rassmann J., Eitel E., Cathalot C., Brandily C., **Lansard B.**, Taillefer M., and C. Rabouille (2020). Benthic alkalinity and dissolved inorganic carbon fluxes in the Rhône River prodelta generated by decoupled aerobic and anaerobic processes, *Biogeosciences*, 17, 13-33 <https://doi.org/10.5194/bg-17-13-2020>
12. Ehn J.K., Reynolds R.A., Stramski D., Doxaran D., **Lansard B.**, and Babin M. (2019). Patterns of suspended particulate matter across the continental margin in the Canadian Beaufort Sea during summer, *Biogeosciences*, 16, 1583-1605. <https://doi.org/10.5194/bg-16-1583-2019>
13. Rassmann J., **Lansard B.**, Gazeau F., Guidi-Guilvard L., Pozzato L., Alliouane S., Grenz C., and Rabouille C. (2018). Impact of ocean acidification on the biogeochemistry and meiofaunal assemblage of carbonate-rich sediments: Results

- from core incubations (Bay of Villefranche, Mediterranean Sea), *Marine Chemistry*, 203: 112-119. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2018.05.006>
14. Pozzato L., Rassmann J., **Lansard B.**, Dumoulin J.-P., van Breugel P., and C. Rabouille (2018). Origin of remineralized organic matter in sediments from the Rhone River prodelta (NW Mediterranean) traced by $\Delta^{14}\text{C}$ and $\delta^{13}\text{C}$ signatures of pore water DIC. *Progress in Oceanography*, 163: 112-122. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.05.008>
 15. Mucci A., Levasseur M., Gratton Y., Martias C., Scarratt M., Gilbert D., Tremblay J.-É., Ferreyra G., and **Lansard B.** (2018). Tidally-induced variations of pH at the head of the Laurentian Channel, *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 75 (7): 1128-1141. <https://doi.org/10.1139/cjfas-2017-0007>
 16. Rassmann J., **Lansard B.**, Pozzato L., and Rabouille C. (2016). Carbonate chemistry in sediment pore waters of the Rhône River delta driven by early diagenesis (NW Mediterranean), *Biogeosciences*, 13: 5379-5394. <https://doi.org/10.5194/bg-13-5379-2016>
 17. Varela D., Brzezinski M., Beucher C., Jones J., Giesbrecht K., **Lansard B.**, and Mucci A. (2016). Heavy silicon isotopic composition of silicic acid and biogenic silica in Arctic waters over the Beaufort shelf and the Canada Basin, *Global Biogeochemical Cycles*, 30: 804-824. <https://doi.org/10.1002/2015GB005277>
 18. Sanial V., Van Beek P., **Lansard B.**, Souhaut M., Kestenare E., d'Ovidio F., Zhou M., and Blain S. (2015). Use of Ra isotopes to deduce rapid transfer of sediment-derived inputs off Kerguelen, *Biogeosciences*, 12: 14015-14030. <https://doi.org/10.5194/bg-12-1415-2015>
 19. Tremblay J.-É., Raimbault P., Garcia N., **Lansard B.**, Babin M., and Gagnon J. (2014). Impact of river discharge, upwelling and vertical mixing on the nutrient loading and productivity of the Canadian Beaufort Shelf. *Biogeosciences*, 11: 4853-4868. <https://doi.org/10.5194/bg-11-4853-2014>
 20. Sanial V., Van Beek P., **Lansard B.**, d'Ovidio F., Kestenare E., Souhaut M., Zhou M., and Blain S. (2014). Study of the phytoplankton plume dynamics off the Crozet Islands (Southern Ocean): A geochemical-physical coupled approach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119 (4): 2227-2237. <https://doi.org/10.1002/2013JC009305>
 21. Forest A., Coupel P., Else B., Nahavandian S., **Lansard B.**, Raimbault P., Papakyriakou T.N., Gratton Y., Fortier L., Tremblay J.-É., and Babin M. (2014). Synoptic evaluation of carbon cycling in Beaufort Sea during summer: contrasting river inputs, ecosystem metabolism and air-sea CO_2 fluxes. *Biogeosciences*, 11: 2827-2856. <https://doi.org/10.5194/bg-11-2827-2014>
 22. Else B., Galley R.J., **Lansard B.**, Barber D.G., Brown K., Miller L.A., Mucci A., Papakyriakou T.N., Tremblay J.-É., and Rysgaard S. (2013). Further observations of a decreasing atmospheric CO_2 uptake capacity in the Canada Basin (Arctic Ocean) due to sea ice loss, *Geophysical Research Letters*, 40 (6): 1132-1137. <https://doi.org/10.1002/grl.50268>
 23. Cathalot C., Rabouille C., Tisnérat-Laborde N., Toussaint F., Kerhervé P., Buscail R., Loftis K., Sun M.-Y., Tronczynski J., Azoury S., **Lansard B.**, Treignier C., Pastor L., and Tesi T. (2013). The fate of river organic carbon in coastal areas: a study in the Rhône River delta using multiple isotopic ($\delta^{13}\text{C}$, $\Delta^{14}\text{C}$) and organic tracers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 118: 33-55. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.05.001>
 24. Van Beek P., Souhaut M., **Lansard B.**, Bourquin M., Reyss J.-L., von Ballmoos P., and Jean P. (2013). LAFARA: a new underground laboratory in the French Pyrénées for ultra-low-level gamma-ray spectrometry. *Journal of Environmental Radioactivity*, 116: 152-158. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2012.10.002>
 25. Magen C., **Lansard B.** and Crowe S. (2012). Preface to Bjørn Sundby's Special Issue of Aquatic Geochemistry. *Aquatic Geochemistry*, 18 (6): 457-460. <https://doi.org/10.1007/s10498-012-9182-3>
 26. Cathalot C., **Lansard B.**, Hall P.O.J., Tengberg A., Almroth-Rosell E., Apler A., Calder L., Bell E., and Rabouille C. (2012). Influence of a fish farm on oxygen sediment uptake rates in the Loch Creran (Scotland). *Aquatic Geochemistry*, 18 (6): 515-541. <https://doi.org/10.1007/s10498-012-9181-4>
 27. Evrard O., van Beek P., Gateuille D., Pont V., Lefèvre I., **Lansard B.**, and Bonté P. (2012). Evidence of the radioactive fallout in France due to the Fukushima nuclear accident. *Journal of Environmental Radioactivity*, 114: 54-60. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2012.01.024>
 28. **Lansard B.**, Mucci A., Miller L.A., Macdonald R.W., and Gratton Y. (2012). Variability of water mass distribution in the southeastern Beaufort Sea determined by total alkalinity and $\delta^{18}\text{O}$ data. *Journal of Geophysical Research*, 117: C03003. <https://doi.org/10.1029/2011JC007299>
 29. Chierici M., Fransson A., **Lansard B.**, Miller L.A., Mucci A., Shadwick E., Thomas H., Tremblay J.-É., and Papakyriakou T.N. (2011). Impact of biogeochemical processes and environmental factors on the calcium carbonate saturation state in the Circumpolar Flaw Lead in the Amundsen Gulf, Arctic Ocean. *Journal of Geophysical research*, 116: C00G09. <https://doi.org/10.1029/2011JC007184>

30. Thomas H, Shadwick E., Dehairs F., **Lansard B.**, Mucci A., Navez J., Gratton Y., Prowe F., Chierici M., Fransson A., Papakyriakou T.N., Sternberg E., Miller L., Tremblay J.-É., and Monin C. (2011). Barium and carbon fluxes in the Canadian Arctic Archipelago. *Journal of Geophysical research*, 116: C00G08. <https://doi.org/10.1029/2011JC007120>
31. Goineau A., Fontanier C., Jorissen F., **Lansard B.**, Buscail R., Mouret A., Kerhervé P., Zaragosi S., Ernoult E., Artéro C., Anschutz P., Metzger E., and Rabouille C. (2011). Live (stained) benthic foraminifera from the Rhône prodelta (Gulf of Lion, NW Mediterranean): Environmental controls on a river-dominated shelf. *Journal of Sea Research*, 65 (1): 58-75. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2010.07.007>
32. Mucci A., **Lansard B.**, Miller L.A., and Papakyriakou T.N. (2010). CO₂ fluxes across the air-sea interface in the southeastern Beaufort Sea: the ice-free period. *Journal of Geophysical Research*. 115, C04003. <https://doi.org/10.1029/2009JC005330>
33. Mojtahid M., Jorissen F., **Lansard B.**, and Fontanier C. (2010). Microhabitat selection of benthic foraminifera in sediments off the Rhône River mouth (NW Mediterranean), *The Journal of Foraminiferal Research*, 40 (3): 231-246. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.40.3.231>
34. Rabouille C., Caprais J.-C., **Lansard B.**, Crassous P., Dedieu K., Reyss J.-L., and Khripounoff A. (2009). In situ measurements of sediment oxygen consumption and organic matter budget in the Southeast Atlantic continental margin close to the Congo Canyon. *Deep-Sea Research part I*, 56 (23): 2223-2238. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2009.04.005>
35. **Lansard B.**, Rabouille C., Grenz C., and Denis L. (2009). Benthic remineralization at the land-ocean interface: A case study of the Rhône River, Gulf of Lions. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 81 (4): 544-554. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2008.11.025>
36. Mojtahid M., Jorissen F., **Lansard B.**, Fontanier C., Bombled B., and Rabouille C. (2009). Spatial distribution of live benthic foraminifera in the Rhône prodelta: Faunal response to a continental-marine organic matter gradient. *Marine Micropaleontology*, 70: 177-200. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.12.006>
37. **Lansard B.**, Rabouille C., Denis L., and Grenz C. (2008). In situ oxygen uptake rates by sediment under the influence of the Rhône River. *Continental Shelf Research*, 28: 1501-1510. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.10.010>
38. Rabouille C., Conley D., Dai M., Cai W.-J., Chen C., **Lansard B.**, Green R., Yin K., Harrison P., Dagg M., and McKee B. (2008). Comparison of hypoxia among four river-coastal systems, the Changjiang (Yangtze River), Mississippi, Pearl River and Rhône. *Continental Shelf Research*, 28: 1527-1537. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.01.020>
39. Soltwedel T., **Lansard B.**, Gilbert F., Hasemann C., Bell E., Sablotny B., Eagle M., Kershaw P., and Rabouille C. (2008). An "Integrated Sediment Disturber" (ISD) to study the impact of repeated physical perturbations on sediment geochemistry and the small benthic biota. *Limnology and Oceanography Methods*, 6: 307-318. <https://doi.org/10.4319/lom.2008.6.307>
40. Fontanier C., Jorissen F.J., **Lansard B.**, Mouret A., Buscail R., Schmidt S., Kerhervé P., Buron F., Zaragosi S., Hunault G., Ernoult E., Artero C., Anschutz P., and Rabouille C. (2008). Live foraminifera from the open slope between Grand Rhône and Petit Rhône Canyons (NW Mediterranean). *Deep Sea Research Part I*, 55: 1532-1553. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2008.07.003>
41. **Lansard B.**, Charmasson S., Gascó C., Antón M.-P., Grenz C., and Arnaud M. (2007). Spatial and temporal variations of plutonium isotopes (²³⁸Pu and ^{239,240}Pu) in sediments off the Rhone River mouth (NW Mediterranean). *Science of the Total Environment*, 376: 215-227. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2007.01.069>
42. **Lansard B.**, Grenz C., Charmasson S., Schaaff E., and Pinazo C. (2006). Potential plutonium remobilisation linked to marine sediment resuspension: an estimate based on flume experiments. *Journal of Sea Research*, 55: 74-85. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2005.08.003>
43. Schaaff E., Grenz C., Pinazo C., and **Lansard B.** (2006). Field and laboratory measurements of sediment erodability: a comparison. *Journal of Sea Research*, 55: 30-42. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2005.09.004>
44. **Lansard B.**, Charmasson S., Eyrolle F., Arnaud M., and Grenz C. (2003). Plutonium isotopes remobilization from natural sediments (Gulf of Lions, Northwestern Mediterranean Sea): Estimation based on flume experiments. *American Institute of Physics*, 673: 99-101. <https://doi.org/10.1063/1.1594566>
45. Rabouille C., Denis L., Dedieu K., Stora G., **Lansard B.**, and Grenz C. (2003). Oxygen demand in coastal marine sediments: comparing in-situ microelectrodes and laboratory core incubations. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 285-286: 49-69. [https://doi.org/10.1016/S0022-0981\(02\)00519-1](https://doi.org/10.1016/S0022-0981(02)00519-1)
46. **Lansard B.**, Rabouille C., and Massias D. (2003). Variability in benthic oxygen fluxes during the winter-spring transition in coastal sediments: an estimation by in-situ microelectrodes and laboratory minielectrodes. *Oceanologica Acta*, 26 (3): 269-279. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(03\)00013-6](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(03)00013-6)

7.2 Chapitre de livre

47. Papakyriakou T.N., Carnat G., Chierici M., Delille B., Else B., Fransson A., Geilfus N.-X., **Lansard B.**, Miller L., Mucci A., Shadwick E., Thomas H., and Tison J.-L. (2012). Air-sea CO₂ exchange and carbon source/sink dynamics in the Southeast Beaufort Sea. In "On the Edge: From Knowledge to Action during the Fourth International Polar Year, Circumpolar Flaw Lead Study (2007-2008)": 109-122.

7.3 Communications orales (conférences nationales et internationales)

Pour des raisons personnelles, professionnelles et environnementales, j'ai fait le choix depuis 2012 de ne plus participer aux conférences internationales, nécessitant de prendre l'avion. Il s'agit principalement pour moi de limiter mon bilan carbone et d'éviter des dépenses non essentielles. J'attends donc avec impatience la mise en place des Massive Open Access Videoconferences.

1. **Lansard B.**, Bombled B., Rabouille C. et E. Viollier. Mesures de pH/DIC/TA à l'interface eau-sédiment et dans les eaux interstitielles. *Consortium d'Expertise Scientifique (CES) ODATIS CO₂/pH marin*, 31/03/22, Sorbonne Université - Campus Pierre et Marie Curie, Paris, France.
2. **Lansard B.**, Ramstein G., Aballain O., and S. Huet. Climat & Médias : l'enjeu de la formation des journalistes. *Journées Climats et Impacts 2020*, 23-25/11/20, Saclay, France.
3. **Lansard B.**, Mucci A., Brown K., and M. Babin. A multi-proxy study of the Mackenzie Shelf waters (Canadian Arctic). *The 22nd Goldschmidt Conference*, 24-29/06/12, Montréal, Canada.
4. **Lansard B.**, Sanial V., Van Beek P., Souhaut M., and F. d'Ovidio. What do we learn from radium isotopes about natural iron fertilization off Crozet and Kerguelen Islands, Southern Ocean? *4th International Ra-Rn workshop*, 03-08/06/12, Narragansett, USA.
5. **Lansard B.**, Mucci A., Gratton Y., Miller L.A., and H. Thomas. Chemical and physical properties of the surface mixed layer during first-year sea-ice formation in the Canadian Arctic. *IPY-2012 conference: From Knowledge to Action*, 22-27/04/12, Montréal, Canada.
6. **Lansard B.**, and A. Mucci. The relative contributions of freshwater inputs by the Mackenzie River and sea-ice melt to the seawater carbonate system. *7th ArcticNet Annual Scientific Meeting 2010*, 10-17/12/10, Ottawa, Canada.
7. **Lansard B.**, Mucci A., Miller L.A., Macdonald R.W., Papakyriakou T.N., and H. Thomas. Time trends in air-sea CO₂ fluxes in a changing Arctic climate, *MOCA-09*, 19-24/07/09, Montréal, Canada.
8. **Lansard B.**, Mucci A., Miller L.A., Macdonald R.W., Papakyriakou T.N., and H. Thomas. Water mass distribution on the Mackenzie Shelf and the Amundsen Gulf as determined by total alkalinity and $\delta^{18}\text{O}$ data, *Arctic Change 2008*, 09-12/12/08, Québec, Canada.
9. **Lansard B.**, Rabouille C., Denis L., and C. Grenz. Organic carbon mineralization in continental shelf sediments under the influence of the Rhone River inputs (NW Mediterranean). *ASLO 2007 Aquatic Sciences Meeting*, 04-09/02/07, Santa Fe, USA.
10. **Lansard B.**, and C. Rabouille. Coastal Ocean Benthic Observatories: the linkage between organic matter mineralization and sediment dynamics. *Oceanology International 06*, 21-23/03/06, Londres, Angleterre.
11. **Lansard B.**, Grenz C., and S. Charmasson. Tracing the dispersion of particles from the Rhone River to the Gulf of Lions using plutonium isotopes. *ASLO 2005 Summer Meeting*, 19-24/06/05 Saint-Jacques de Compostelle, Espagne.
12. **Lansard B.**, Rabouille C., Denis L., Bombled B., et C. Grenz. Recyclage du carbone organique mesuré *in situ* dans les sédiments du plateau continental sous l'influence du Rhône. *Actes du Colloque de Synthèse "Rhône-Méditerranée"*, 5-7/05/04, Marseille, France.
13. **Lansard B.**, Grenz C., et S. Charmasson. Utilisation des isotopes du plutonium comme traceur des apports solides du Rhône en Méditerranée : application à la zone prodeltaïque. *Actes du Colloque de Synthèse "Rhône-Méditerranée"*, 5-7/05/04, Marseille, France.
14. **Lansard B.**, Meulé S., Grenz C., et S. Charmasson. Dynamique sédimentaire et variations temporelles de la contrainte de cisaillement de fond face à l'embouchure du Rhône. *XXX^{ème} colloque de l'Union des Océanographes de France*, 8-10/09/03. Marseille, France.
15. **Lansard B.**, Charmasson S., Eyrolle F., and C. Grenz. Plutonium isotopes remobilization from natural sediment: estimation based on flume experiment. *Proceeding of Plutonium Futures - The Science 2003: A Topical Conference on Plutonium and Actinides*, 6-10/07/03. Albuquerque, New Mexico, USA.

7.4 Collaboration à des communications orales

16. Ferreira E., Rabouille C., Bombled B., Regnier E., **Lansard B.**, Nmor S., Viollier E., Verpy N., Grenz C., Monvoisin G., Gauthier C., and Van Beek P. (2023). Biogeochemical dynamics in deltaic sediments after a flood: a data-model approach in the Rhône River prodelta. ASLO Aquatic Sciences Meeting 2023, 4-9/06/23 · Palma de Mallorca, Espagne
17. Nmor S., Viollier E., Pastor L., **Lansard B.**, Soetaert K., and C. Rabouille (2022). Effect of flood events on sediment biogeochemistry, Ocean Sciences Meeting 2022, 24/02-03/03/22, online conference.
18. Rabouille C., **Lansard B.**, Rabalais N.N., Owings S.M., Rassmann J., Bombled B., Metzger E., Beckler J. and M. Taillefert. Interface versus internal recycling of organic matter in coastal sediments: a case study from two RioMars: The Louisiana shelf and the Rhône prodelta. Goldschmidt 2021, 4-9/07/21, Lyon, France.
19. Owings S.M., Bréthous L., Eitel E.M., Fields B.P., Boever A., Beckler J.S., Metzger E., Bombled B., Richirt J., **Lansard B.**, Rabouille C., and M. Taillefert. Effect of sediment inputs from the Mississippi River on diagenetic processes across the Northeastern Gulf of Mexico continental margin. Ocean Sciences Meeting, 16-21/02/20, San Diego, USA.
20. Rabouille C., **Lansard B.**, Owings S.M., Bombled B., Metzger E., Bréthous L., Eitel E.M., Beckler J.S., and M. Taillefert. Early diagenesis in hypoxic zones of the Northern Gulf of Mexico: A disconnection between water column and sediment reactivities. Ocean Sciences Meeting, 16-21/02/20, San Diego, USA.
21. Bréthous L., Rabouille C., **Lansard B.**, Bombled B., Toussaint F., Kombo J., Abchiche A., Aouji O., and G. Buchholtz. Spatio-temporal variability of the sediment oxygen demand in deltaic region: long term observations from an in situ autonomous profiler. Ocean Sciences Meeting, 11-16/03/18, Portland, USA.
22. Rabouille C., Rassmann J., Eitel E., Cathalot C., Brandily C., Bombled B., **Lansard B.**, and M. Taillefert. Benthic alkalinity fluxes in the Rhône river prodelta indicating decoupled aerobic and anaerobic processes. Ocean Sciences Meeting, 11-16/03/18, Portland, USA.
23. Nardelli M.P., Jouini A., Howa H., **Lansard B.**, Michel E., Baltzer A., and M. Mojtahid. Reconstructing historical changes in sea-ice production at in the Storfjorden polynya (Svalbard): benthic foraminifera as proxies of brine-enriched shelf waters. Arctic Frontiers, 21-26/01/18, Tromsø, Norway.
24. Rassmann J., Eitel E., Cathalot C., Brandily C., **Lansard B.**, Taillefert M., and C. Rabouille. Benthic fluxes indicating uncoupled aerobic and anaerobic processes in the Rhône River prodelta, 27th Goldschmidt Conference, 13-18/08/17, Paris, France.
25. Rabouille C., Pozzato L., Toussaint F., Cathalot C., Rassmann J., **Lansard B.**, Laborde N., Moriarty J., and C. Harris. Origin of organic matter and temporal variability of carbon recycling in deltaic sediments at different time scales: an example in the Rhône River Delta, 14th International Estuarine Biogeochemistry Symposium (IEBS), 04-07/06/17, Rimouski, Canada.
26. Rassmann R., Rabouille C., Taillefert M., Eitel E., Bombled B., Pozzato L., and **B. Lansard**. Alkalinity fluxes across the sediment-water interface from anoxic sediments in the Rhône River Delta (NW Mediterranean), 14th International Estuarine Biogeochemistry Symposium (IEBS) 04-07/06/17, Rimouski, Canada.
27. Rabouille C., **Lansard B.**, Rassmann R., Pozzato L., Taillefert M., Eitel E., Abchiche A., Moriarty J., and C. Harris. Sediment carbon and oxygen cycling and its temporal variations at the continent-ocean interface. EGU 2017, 23-28/04/17, Vienna, Austria.
28. Rassmann J., Rabouille C., Toussaint F., Cathalot C., Abchiche A., Aouji O., Buchholtz G., Tisnérat-Laborde N. and **B. Lansard**. Observing oxygen dynamics and carbon recycling in deltaic sediments at different timescales using in situ methods: an example from the Rhone River delta. 25^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, 24-28/10/16, Caen, France.
29. Rassmann J., Gazeau F., **Lansard B.**, Grenz C., Rabouille C., Alliouane S., Pozzato L. and B. Bombled. Impact of ocean acidification on the carbonate system at the sediment-water interface: A sediment incubation experiment at Villefranche-sur-Mer (NW Mediterranean), 17-22/04/16, EGU 2016, Vienna, Austria.
30. Rassmann J., Rabouille C., Taillefert M., Eitel E., Bombled B., and **B. Lansard**. Quantifying chemical fluxes across the sediment-water interface and their impact on the carbonate system: A case study at the Rhône River mouth (NW Mediterranean), 17-22/04/2016, EGU 2016, Vienna, Austria.
31. Rassmann J., Rabouille C., Toussaint F., Cathalot C., Tisnérat-Laborde N., and **B. Lansard**. Carbon recycling in deltaic sediments: variations at different timescales in the Rhone River delta. Ocean Sciences Meeting, 21-26/02/16, New Orleans, USA.

32. Rabouille C., Toussaint F., Cathalot C., Rassmann J., **Lansard B.**, Tisnerat-Laborde N., Moriarty J., and C. Harris. Temporal variability of carbon recycling in deltaic sediments at different time scales: An example from the Rhône river delta, Goldschmidt 2015, 16-21/08/15, Prague, Czech Republic.
33. Sanial V., van Beek P., **Lansard B.**, Souhaut M., Kestenare E., Dehairs F., Jacquet S., d'Ovidio F., Meng Z., and S. Blain. What have we learned from Ra isotopes about the natural iron fertilization offshore from the Crozet and Kerguelen Islands? Goldschmidt 2015, 16-21/08/15, Prague, Czech Republic.
34. Rassmann J., Rabouille C., **Lansard B.**, Pozzato L., Bombled B., and J.-P. Dumoulin. The carbonate system at the sediment-water interface forced by early diagenesis: a case study at the Rhône river delta. ASLO - Aquatic Sciences Meeting, 22-27/02/15, Granada, Spain.
35. Rao A., Chaillou G., Couturier M., Joly S., **Lansard B.**, Mucci A., Neumeier U., and J. Rassmann. Does long distance electron transport in sediments occur in the Estuary and Gulf of St. Lawrence? 13^{ème} Assemblée Générale Annuelle de Québec-Océan, 17-19/11/14, Rivière-du-Loup, Canada.
36. van Beek P., Sanial V., **Lansard B.**, Souhaut M., Kestenare E., D'Ovidio F., Zhou M., and S. Blain. Study of the Natural Iron Fertilization off Crozet and Kerguelen Islands (Southern Ocean) Using Radium Isotopes as Tracers, Goldschmidt, 25-30/08/14, Florence, Italy.
37. Michel E., Vivier F., **Lansard B.**, Waelbroeck C., Lourenço A., Bouruet-Aubertot P., Vancoppenolle M., Cuypers Y., Boutin J., Madec G., Weill A., Schiebel R., Rousset C., Bopp L., Eymard L., Merlivat L., Benshila R., Howa H., Dokken T., Fer I., Rasmussen T., Chierici M., and A. Fransson. Physical processes associated to brine formation and the influence of brine on carbon fluxes and deep ocean circulation (Storfjorden), The Changing Arctic and sub-Arctic Marine Environment: Proxy and Model Based Reconstructions, 04-06/02/14, Talence, France.
38. Cullen J.T., Zhou Z., **Lansard B.**, and A. Mucci. Dissolved Iron in the Beaufort Sea and Canada Basin, Arctic Ocean. Gordon Research Conference (Chemical Oceanography), 4-9/08/13, University of New England, Biddeford ME, USA.
39. Toussaint F., Rabouille C., Tisnerat-Laborde N., Cathalot C., **Lansard B.**, Bombled B., Kerhervé P., Buscail R., Verney R., and I. Pairaud. Particulate organic carbon in the Rhône River delta: Its origin and mineralization under different flow regimes including flood and storms. 40th CIESM Congress, Vol. 40, p146, 28/10-01/11/13, Marseille, France.
40. Forest A., Babin M., Else B., Coupel P., Nahavandian S., **Lansard B.**, Raimbault P., Stemmann L., Papakyriakou T.N., Gratton Y., Fortier L., and J.-E. Tremblay. Bilan comparatif du métabolisme d'écosystème et des flux air-océan de CO₂ en mer de Beaufort : le projet Malina, Colloque National 2013, Arctique : les grands enjeux scientifiques, 03-05/06/13, Paris, France.
41. Michel E., **Lansard B.**, Waelbroeck C., Vivier F., Lourenco A., Bouruet-Aubertot P., Cuypers Y., Eymard E., Vancoppenolle M., Rousset C., Madec G., Benshila R., et L. Bopp. L'influence de la formation des brines sur les flux de carbone et sur les rapports du isotopiques du carbone et de l'oxygène de l'eau de mer et des foraminifères, Colloque National 2013, Arctique : les grands enjeux scientifiques, 03-05/06/13, Paris, France.
42. Toussaint F., Rabouille C., Bombled B., Cathalot C., **Lansard B.**, Abchiche A., Aouji O., and G. Buschholz. Time series of oxygen demand in deltaic sediments obtained by a new benthic station: the Rhône delta (NW Mediterranean Sea), European Geosciences Union, General Assembly 2013, 07-12/04/13, Vienne, Autriche.
43. Forest A., Babin M., Coupel P., Nahavandian S., Else B., **Lansard B.**, Ortega E., Raimbault P., Stemmann L., Joux F., Papakyriakou T.N., Gratton Y., Tremblay J.-É., and L. Fortier. Carbon fluxes in Arctic marine ecosystems: an attempt to link biogeochemistry with food web energetics through ecosystem level analyses and modelling, Gordon Research Conference on Polar Marine Science, 10-15/03/13, Ventura, CA, USA.
44. Sanial V., van Beek P., **Lansard B.**, Souhaut M., Kestenare E., Zhou M., and F. d'Ovidio. Use of the radium quartet to study the natural iron fertilization off Crozet and Kerguelen Islands (Southern Ocean), ASLO 2013 Aquatic Sciences Meeting, 17-22/02/13, New Orleans, USA.
45. Else B.G.T., Galley R.J., **Lansard B.**, Barber D.G., Brown K., Miller L.A., Mucci A., Papakyriakou T.N., Tremblay J.-É., and S. Rysgaard. Sea ice loss and the changing atmospheric CO₂ uptake capacity of the Arctic Ocean: Insights from the southeastern Canada Basin. 8th ArcticNet Annual Scientific Meeting 2012, 10-14/12/12, Vancouver, Canada.
46. Sanial V., **Lansard B.**, van Beek P., and F. d'Ovidio. Tracing natural iron inputs from Kerguelen and Crozet Islands (Southern Ocean) using radium isotopes, Land-Ocean Connectivity - from hydrological to ecological understanding of groundwater effects in the coastal zone. A Europole Mer Gordon-like Conference, 25-27/09/12, L'Aber Wrac'h, France.
47. Cathalot C., Tisnerat-Laborde N., Buscail R., Kerhervé P., Treignier C., **Lansard B.**, and C. Rabouille. Origin and spatial distribution of the organic carbon from the Rhone River in the Mediterranean: A multitracer approach ($\Delta^{14}\text{C}$, $\delta^{13}\text{C}$). 21th International Radiocarbon Conference 09-13/07/12, Paris, France.

48. Sahlin J., Mostafavi M.A., Forest A., Babin M., and **B. Lansard**. 3D geospatial modelling and visualization for marine environment: Study of the marine pelagic ecosystem of the south-eastern Beaufort Sea, Canadian Arctic. Proceedings of the 7th international 3DGeoInfo conference, International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Volume XXXVIII-4/C26. 16-17/05/12, Québec, Canada.
49. Thomas H., Shadwick E., Chierici M., Dehairs F., Fransson A., Gratton Y., **Lansard B.**, Michel C., Miller L.A., Mucci A., Navez J., Papakyriakou T.N., and J.-É. Tremblay. Carbon Cycling in the Canadian Archipelago. IPY meeting, 18/02/10, Ottawa, Canada.
50. Cathalot C., Buscail R., Ghiglione J.F., Joux F., Kerherve P., **Lansard B.**, Tisnerat-Laborde N., Treignier C., and C. Rabouille. The fate of the Rhone River delivery to the coastal ocean: investigating the seasonal pattern. ASLO 2009, Aquatic Sciences Meeting, 25-30/01/09, Nice, France.
51. Goineau A., Fontanier C., Jorissen F., Buscail R., **Lansard B.**, Kerhervé P., Artero C., Rabouille C., Ernoult E., and E. Metzger. Decimetric scale spatial variability of live (stained) benthic foraminifera from the Rhone prodelta (Northwestern Mediterranean). ASLO 2009, Aquatic Sciences Meeting, 25-30/01/09, Nice, France.
52. Fontanier C., Goineau A., Jorissen F.J., **Lansard B.**, Mouret A., Buscail R., Schmidt S., Kerhervé P., Buron F., and S. Zaragosi. The Behemoth cruise: A multidisciplinary ecological investigation of live foraminiferal communities in the Gulf of Lions (NW Mediterranean). ASLO 2009, Aquatic Sciences Meeting, 25-30/01/09, Nice, France.
53. Cathalot C., Buscail R., Deflandre B., Grémare A., **Lansard B.**, Metzger E., Pastor L., Viollier E., and C. Rabouille. The fate of the Rhône River delivery to the coastal ocean: bottom water and sediment recycling coupling. 2008 Ocean Sciences Meeting 2-7/03/08, Orlando, USA.
54. Rabouille C., **Lansard B.**, Soltwedel T., Kershaw P., and L. Damgaard. Perturbation of carbon recycling in sediments of the coastal ocean: the need to account for spatial and temporal variability. ASLO 2007 Aquatic Sciences Meeting, 04-09/02/07, Santa Fe, USA.
55. Hasemann C., Fiesoletti F., **Lansard B.**, Sablotny B., Spagnoli F., and T. Soltwedel. New technologies to study effects of physical disturbances at the sediment-water interface: The development of an "Integrated Sediment Disturber" (ISD). ASLO 2007 Aquatic Sciences Meeting, 04-09/02/07, Santa Fe, USA.
56. Rabouille C., **Lansard B.**, Estournel C., Naudin J.-J., and O. Radakovitch. RiOMar.fr: Fate of organic carbon and nutrient at the interface between the Rhone river and the Mediterranean Sea. 1st Mediterranean-HyMeX workshop, 9-11/01/2007. Toulouse, France.
57. Rabouille C., **Lansard B.**, Bombled B., Denis L., Grenz C., and P. Kershaw. The fate of the Rhone River carbon delivery to the coastal ocean: the need of benthic observatories within RiOMar. LOICZ II Inaugural Open Science Meeting, 27-29/06/05, Egmond aan Zee, Pays bas.
58. Rabouille C., **Lansard B.**, Grenz C., and L. Denis. Transformation of organic matter in the sediment of a continental shelf region under the influence of the Rhone River. An International Symposium of Coastal Ecosystem Responses to Changing Nutrient Inputs from Large Temperate and Subtropical Rivers, 29/05-1/06/05, Xiamen, Chine.
59. Grenz C., **Lansard B.**, Charmasson S., and O. Radakovitch. The potential impact of resuspension processes on the transport dynamics of organic matter in the Rhone River delta system. An international symposium of coastal ecosystem responses to changing nutrient inputs from large temperate and sub-tropical rivers, 29/05-1/06/05, Xiamen, Chine.
60. Denis L., Desroy N., Janson A., Rauch M., Grenz C., **Lansard B.**, and C. Rabouille. Determination of benthic mineralization processes and consequences for the Bay of Seyne system. 38^{ème} colloque de l'Estuarine Coastal and Science Association, 13-17/09/04, Rouen, France.
61. Rabouille C., Denis L., **Lansard B.**, Bombled B., and C. Grenz. Benthic biogeochemistry measured in situ in a continental shelf region under the influence of the Rhone River. Ocean Science Meeting, 26-30/01/04, Portland, USA.
62. Rabouille C., Denis L., **Lansard B.**, and C. Grenz. Oxygen demand in coastal marine environments: comparing *in-situ* microelectrodes and laboratory core incubations. Benthic Dynamics: *in-situ* surveillance of the sediment-water interface, 25-29/03/02. Aberdeen, Écosse.
63. Bell E., Apitz S.E., Breuer E., Damgaard L., Gilbert F., Glud R., Hall P.O.J., Jamieson A., Kershaw P., **Lansard B.**, Nickell L., Parker R., Rabouille C., Shimmield G., Solan M., Soltwedel T., Spagnoli F., Stahl H., Tengberg A., Walpersdorf E., and U. Witte (2008) Integrating new technologies for the study of benthic ecosystems response to human activity: Towards a Coastal Ocean Benthic Observatory (COBO). Proceedings of the Italian Association of Oceanology and Limnology, 19 (1): 73-78.

7.5 Communications affichées

1. Fossile E., Mojtahid M., Howa H., **Lansard B.**, Michel E., Peron O., and M.-P Nardelli. Benthic foraminifera as proxies of brine shelf waters (Svalbard, Norway). Journées Scientifiques Climat et Impacts, Université Paris-Sud, 29-30/11/18. Orsay, France.
2. Mojtahid M., Jouini A., Howa H., **Lansard B.**, Michel E., Péron O., Baltzer A., and M.-P Nardelli. Benthic foraminiferal dissolution index for marine sediments in the Svalbard (Storfjorden). Arctic Frontiers. 21-26/01/2018, Tromsø, Norvège.
3. Rassmann J., **Lansard B.**, Gazeau F., Guidi-Guilvard L., Pozzato L., Alliouane S., Grenz C., and C. Rabouille. Impact of ocean acidification on biogeochemistry and meiofaunal assemblage of carbonate-rich sediments: results from core incubations (Bay of Villefranche, NW Mediterranean Sea), 14th International Estuarine Biogeochemistry Symposium (IEBS), 04-07/06/17, Rimouski, Canada.
4. **Lansard B.**, Mucci A., Brown K., and M. Babin. A multi-proxy study of the Mackenzie Shelf waters (Canadian Arctic). The 22nd Goldschmidt Conference, 24-29/06/12, Montréal, Canada.
5. **Lansard B.**, Mucci A., Miller L.A., Macdonald R.W., and Y. Gratton. Winter variability of carbonate system parameters in the water column of Franklin bay (Canadian Arctic, CASES winter station). Arctic Change 2008, 09-12/12/08, Québec, Canada.
6. **Lansard B.**, Rabouille C., Deflandre B., Jezequel D., Duchêne J.C., Blomblet B., et A. Grémare. Etude de la micro-hétérogénéité spatiale de l'oxygène et du pH dans les sédiments côtiers du site MESO (Banyuls sur mer) : comparaison des mesures *in situ* et *ex situ*. Colloque du PNEC, 26-28/06/2006, IFREMER Nantes, France.
7. **Lansard B.**, Grenz C., Charmasson S., et M. Arnaud. Le prodelta du Rhône : une zone de stockage stratégique ? Colloque de restitution du CIRMED, 19-20/01/06, Marseille, France.
8. Rabouille C., **Lansard B.**, Denis L., Bombled B., et C. Grenz. MINERCOT : Recyclage du carbone organique mesuré *in situ* dans les sédiments du plateau continental sous l'influence du Rhône. Colloque de restitution du CIRMED, 19-20/01/06, Marseille, France.
9. Grenz C., Rabouille C., **Lansard B.**, Bombled B., Denis L., and P. Kershaw. The fate of the Rhone river delivery to the coastal ocean: towards the use of Coastal Ocean Benthic Observatories (COBO). ASLO Summer meeting, 19-24/06/05 Saint-Jacques de Compostelle, Espagne.

7.6 Liste des rapports scientifiques

1. Rabouille C., **Lansard B.**, Viollier E. et S. Nmor (2023). CarboChalu : Impact du chalutage de fond sur le cycle du carbone sur les plateaux continentaux. Contrat d'expertise passé avec l'Union des Armateurs à la Pêche de France (UAPF) pour "France Filière Pêche : Enjeux immédiats 2021", 42 p.
2. **Lansard B.** (2004). Distribution et remobilisation du plutonium dans les sédiments du prodelta du Rhône. Thèse de l'Université d'Aix-Marseille II, 180 p. Thèse en ligne : <http://tel.archives-ouvertes.fr/docs/00/04/72/94/PDF/tel-00007417.pdf>
3. **Lansard B.** (2002). Étude des processus de remobilisation des sédiments de la zone marine du proche delta du Rhône. Contrat CEA-CNRS n°30000390-30000391, rapport final, 45 p.
4. **Lansard B.** (2000). Étude du recyclage de la matière organique dans les sédiments côtiers superficiels : quantification à l'aide de mesures *in situ*. Rapport de stage de DEA, Université d'Aix-Marseille II, 39 p.
5. **Lansard B.** (1999). Étude de colonisation de substrats durs placés sur des sites hydrothermaux du point triple des Açores (Ride médio-Atlantique). Rapport de stage de Maîtrise (UBO-IUEM) réalisé à l'IFREMER sous la direction de D. Desbruyères.

7.7 Liste des séminaires invités

1. **Lansard B.**, Mucci A., Miller L.A., Thomas H., and T.N. Papakyriakou. Variabilité saisonnière des carbonates et flux de CO₂ dans l'océan Arctique, LSCE, 02/02/12, Gif-sur-Yvette.
2. **Lansard B.**, Mucci A., Miller L.A., Thomas H., and T.N. Papakyriakou. Variabilité saisonnière des carbonates et flux de CO₂ dans l'océan Arctique, IUEM/LEMAR, 24/09/09, Brest.
3. **Lansard B.**, Mucci A., Miller L.A., Macdonald R.W., Papakyriakou T.N., and H. Thomas. An overview of the CASES and CFL expeditions (2002-2008): The carbonate system in the Arctic Ocean. Department of Earth & Planetary Sciences, McGill University, 17/04/09, Montréal.

4. **Lansard B.**, Rabouille C., et C. Grenz. Le devenir des apports du Rhône en Méditerranée, approche pluridisciplinaire : traceurs isotopiques et mesures *in situ*. Séminaire au Laboratoire des Bio-Indicateurs Actuels et Fossiles, Université d'Angers, 08/12/05, Angers.
5. **Lansard B.**, Rabouille C., Grenz C., et S. Charmasson. Transferts Continent-Océan : étude du devenir des apports du Rhône en Méditerranée par une approche pluridisciplinaire (traceurs isotopiques et mesures *in situ*). LSCE, 17/11/05, Gif-sur-Yvette.
6. **Lansard B.**, Grenz C., and S. Charmasson. Sediments off the Rhone River mouth: A source of plutonium for the Gulf of Lions? Laboratoire d'Environnement Marin de l'Agence Internationale à l'Energie Atomique (AIEA-MEL), 10/10/03, Monaco.

7.8 Projets et programmes scientifiques

Le travail expérimental en laboratoire et sur le terrain nécessite des réponses régulières à des appels à projets scientifiques, autant pour le fonctionnement quotidien du laboratoire que pour les développements sous la forme de nouveaux équipements, et pour les missions en mer. Depuis mon recrutement au LSCE, j'ai (co)-porté et assuré la responsabilité scientifique de 3 projets et j'ai contribué à 2 autres projets (MissRhoDia et DelatRhône) :

- Responsable du projet **CaPorale** (Implantation d'une nouvelle technique de mesure de la concentration de calcium $[Ca^{2+}]$ dissous dans l'eau de mer par chromatographie ionique) financé par l'IPSL (14,4 k€) en 2022. Ce projet s'inscrit dans le cadre de la thèse d'Eva Ferreira en collaboration avec Gaël Monvoisin (GEOPS, Orsay).
- Co-responsable, avec Frédéric Vivier (LOCEAN) et Elisabeth Michel (LSCE), du projet **STeP** (Storfjorden Polynya Multidisciplinary project) soumis aux appels d'offre du Chantier Arctique Français (INSU-LEFE) et du projet B4DGEL soumis au programme Climate Initiative de la fondation BNP Paribas.
- Responsable du projet **ACIBIOS** (Impact de l'acidification des océans sur la biogéochimie des sédiments côtiers) financé par l'IPSL en 2015 et 2016 (13,9 k€) en. Ce projet s'inscrivait dans le cadre de la thèse de Jens Rassmann et a été effectué en collaboration avec Frédéric Gazeau (LOV, Villefranche-sur-Mer).

Mes activités de recherche ont également bénéficié du support logistique et financier des programmes nationaux et internationaux suivants :

7.8.1 Programmes nationaux

- SEDIFOS (PNEC) : Etude des sédiments du Golfe de Fos (PI : C. Grenz)
- MINERCOT (PNEC) : Minéralisation de la matière organique dans les sédiments marins côtiers (PI : C. Rabouille)
- MESO (PNEC) : Micro-heterogeneity at the sediment-water interface in coastal marine sediments (PI : B. Deflandre)
- CHACCRA (INSU-EC2CO) : Climate and human - induced alterations in carbon cycling at the river-sea connection (PI : C. Rabouille)
- RiOMar.fr (ANR) : River-dominated Ocean Margins, version française (PI : C. Rabouille)
- MissRhoDia (INSU/LEFE et EC2CO) : Hypoxie et acidification côtières : influence de la diagenèse précoce et des échanges eau-sédiment dans les zones du Rhône (Golfe du Lion) et du Mississippi (Golfe du Mexique) (PI : C. Rabouille)
- DeltaRhône (EC2CO 2020) : Bilan de matière particulaire, de carbone et de microplastiques dans le delta du Rhône, sous l'influence des événements extrêmes (PI : C. Rabouille)
- RiOMar (PPR Océan & Climat) : Observer et anticiper l'évolution des zones côtières françaises sous influence des fleuves au 21^e siècle (PI : C. Rabouille). <https://www.ocean-climat.fr/Les-actions-et-projets/Les-projets-de-recherche/RIOMAR>

7.8.2 Participation à des programmes internationaux

- REMOTRANS (FIGE-CT-2000-00085) : Processes regulating remobilisation, bioavailability and translocation of radionuclides in marine sediments https://cordis.europa.eu/project/rcn/52925_fr.html
- BIOFLOW (EVR1-CT-2001-20008) : Flume facility co-operation network for biological benthic boundary layer research https://cordis.europa.eu/project/rcn/59917_en.html
- OAEERRE (EVK3-CT-1999-00002) : Oceanographic applications to eutrophication in regions of restricted exchange (PI : Paul Tet) <http://www.oaerre.napier.ac.uk>
- COBO : Integrating new technologies for the study of benthic ecosystem response to human activity: towards a Coastal Ocean Benthic Observatory (PI : G. Shimmield et C. Rabouille) https://cordis.europa.eu/project/rcn/74276_fr.html
- MALINA : Impact of climate change on light-related carbon fluxes in the Arctic Ocean (PI : M. Babin) <http://malina.obs-vlfr.fr/index.html> et https://cordis.europa.eu/result/rcn/47447_fr.html
- KEOPS-2 : Kerguelen ocean plateau exchange study (PI : S. Blain et B. Quéguiner) http://www.mio.univ-amu.fr/~queguiner/KEOPS_2.html
- IPY-CFL : International Polar Year - Canadian Flaw Lead (PI : D. Barber) <http://umanitoba.ca/ccos/research/cfl.html>
- ARCTICNET a Network of Centres of Excellence of Canada (PI : L. Fortier) <http://www.arcticnet.ulaval.ca/>
- STeP : Storfjorden Polynya Multidisciplinary project (PI : F. Vivier, E. Michel et **B. Lansard**) <http://ilsremontentletemps.inflexion.info/?q=node/10>

7.9 Campagnes océanographiques

J'ai eu la chance de participer à 24 campagnes océanographiques, allant de 2 à 56 jours, en Méditerranée, en Écosse, dans l'Archipel Arctique Canadien, au Spitzberg et aux îles Kerguelen. Je remercie toutes celles et ceux qui m'ont fait confiance et qui m'ont donné l'opportunité de participer à des missions océanographiques extraordinaires. Grâce à vous tous, un rêve de gosse c'est réalisé !

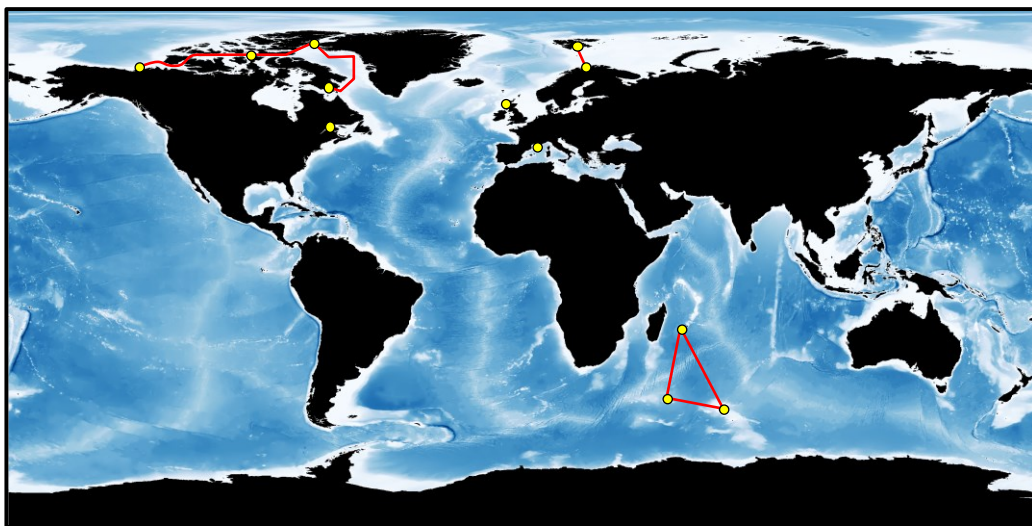


Figure 38 : Carte présentant mes principales missions océanographiques

1. **DetlaRhône** : Golfe du Lion - N/O Téthys II du 18/05/22 au 28/05/22, chef de mission C. Rabouille. <https://dyneco.ifremer.fr/Nos-equipes/DHYSED/Recherche/Projets/DELTA-RHONE>
2. **MissRhoDia 2** : Golfe du Lion - N/O Téthys II du 20/05/18 au 02/06/18, chef de mission C. Rabouille. <https://doi.org/10.17600/18000473>
3. **STeP-recup 2017** : Storfjorden (Svalbard) - N/O Pourquoi Pas ? du 27/09/17 au 30/10/17, chef de mission E. Michel et F. Vivier. Prélèvements hydrologiques, profils CTD, mesures in situ (sonde NKE et pH SeaFET), carottage,

échantillonnage des eaux interstitielles, chimie des carbonates : mesures de l'alcalinité totale, du DIC et du pH de l'eau de mer.

4. **STeP 2016** : Storfjorden (Svalbard) - N/O Atalante du 10/07/16 au 22/07/16, chefs de mission E. Michel et F. Vivier. Prélèvements hydrologiques, profils CTD, mesures *in situ* (sonde NKE et pH SeaFET), carottage, échantillonnage des eaux interstitielles, chimie des carbonates : mesures de l'alcalinité totale, du DIC et du pH de l'eau de mer. <http://ilsremontentletemps.inflexion.info/?q=node/3>
5. **CORIOLIS 2014** : Estuaire du Saint Laurent (Canada) – R/V Coriolis II du 02/06/14 au 11/06/14, chef de mission A. Mucci. Prélèvement hydrologiques, profils CTD, mesures *in situ*, carottage, échantillonnage des eaux interstitielles, chimie des carbonates : mesures de l'alcalinité totale, du DIC et du pH de l'eau de mer.
6. **DICASE** : Golfe du Lion - N/O Téthys II du 02/06/14 au 11/06/14, chef de mission **B. Lansard**. Prélèvement hydrologiques, profils CTD, mesures *in situ*, carottage, échantillonnage des eaux interstitielles, chimie des carbonates : mesures de l'alcalinité totale, du DIC et du pH de l'eau de mer. <http://dx.doi.org/10.17600/14007100>
7. **CARBODELTA 2** : Golfe du Lion - N/O Téthys II du 24/04/13 au 01/05/13, chef de mission C. Rabouille. Mesures *in situ*, carottage, échantillonnage des eaux interstitielles, Chimie des carbonates : mesures de l'alcalinité totale, du DIC et du pH de l'eau de mer. <http://dx.doi.org/10.17600/13450060>
8. **KEOPS 2** - Îles Kerguelen - Marion Dufresne du 02/10 au 31/11/11, chef de mission B. Quéguiner. Apports des isotopes du radium au traçage et à la datation des masses d'eaux océaniques. http://www.mio.univ-amu.fr/~queguiner/KEOPS_2.html
9. **ARCTICNET Leg4a** - Archipel Canadien Arctique - brise-glace CCGS Amundsen du 08/10 au 06/11/09, chef de mission K. Levesque. Chimie des carbonates : mesures de l'alcalinité totale et du pH et calculs du carbone inorganique total et $p\text{CO}_2$.
10. **MALINA** - Mer de Beaufort et fleuve Mackenzie - brise-glace CCGS Amundsen du 30/07 au 29/08/09, chef de mission M. Babin. Chimie des carbonates : mesures de l'alcalinité totale et du pH et calculs du carbone inorganique total et $p\text{CO}_2$. http://malina.obs-vlfr.fr/about_us.html
11. **RIOMAR 1** - Golfe du Lion - N/O Téthys II du 16 au 31/05/07, chef de mission C. Rabouille. Carottier multitube, profileur benthique *in situ*, SPI (Sediment Profiler Imagery), échantillonnage de la macrofaune. Programmes. <http://dx.doi.org/10.17600/7450020>
12. **BEHEMOTH** - Golfe du Lion - N/O Téthys II du 24/08 au 3/09/06, chef de mission C. Fontanier. Carottier multitube, échantillonnage des eaux interstitielles, mesures à bord de profils d'oxygène à l'interface eau-sédiment par microélectrodes. <http://dx.doi.org/10.17600/6450060>
13. **COBO 1** - Loch Creran (Ecosse) - N/O Calanus du 30/04 au 14/05/06, chef de mission C. Rabouille, déploiement de l'ISD (Integrated Sediment Disturber) et mesures O_2 , pH H_2S par microprofileur benthique. https://cordis.europa.eu/project/rcn/74276_fr.html
14. **COBOTECH** - Golfe de Fos - N/O Téthys II du 9/03 au 13/03/06, chef de mission : **B. Lansard**. Essais technologiques et optimisation d'un perturbateur intégré de sédiment à un profileur benthique. Programme européen COBO.
15. **MESO 3** : Baie de Banyuls - N/O Néréis II du 19/09 au 23/09/05, chef de mission : A. Grémare. Mesures *in situ* de l'oxygène à l'interface eau-sédiment, Profileur benthique et optode.
16. **MINERCOT 2** - Prodelta du Rhône - N/O Téthys II du 10/06 au 16/06/05, chef de mission C. Rabouille. Etudes *in situ* de la demande en oxygène des sédiments situés face à l'embouchure du Rhône à l'aide d'un profileur benthique autonome. Mesures de C.O. , N_{tot} , $\delta^{13}\text{C}$...
17. **REMORA 3** - Golfe du Lion - N/O L'Europe du 12/10 au 5/11/02, chef de mission M. Arnaud. Carottier multitube, carottier USNEL et rosette CTD.
18. **MINERCOT 1** - Prodelta du Rhône - N/O Téthys II du 17/06 au 22/06/02, chef de mission C. Rabouille. Essais technologiques d'un profileur benthique autonome.
19. **INTERPOL** - Golfe du Lion - N/O L'Europe du 17/04 au 3/05/02, chef de mission X. Durrieu de Madron. Carottier multitube et rosette CTD. Programme européen INTERPOL.
20. **RHONAWAC** - Embouchure du Rhône - N/O Antédon les 29/04 et 19/06/02, chef de mission **B. Lansard**. Déploiement et récupération d'une station benthique instrumentée : ADCP (mesures *in situ* de la houle et des courants), capteur de pression, turbidimètres...
21. **REMORA 2** - Prodelta du Rhône - N/O L'Europe du 11/11 au 17/11/01, chef de mission M. Arnaud. Carottier Kullenberg, carottier multitube et rosette CTD.

22. **MODELFOS 2** - Golfe de Fos - N/O Téthys II du 9/05 au 18/05/01, chef de mission C. Grenz. Carottier multitube, ADCP, rosette CTD, sonde multi-paramètres SBE19.
23. **REMORA 1** - Prodelta du Rhône - N/O L'Europe du 17/03 au 23/03/01, chef de mission M. Arnaud. Carottier multitube et rosette CTD. Programme européen REMOTRANS.
24. **MODELFOS 1** - Golfe de Fos - N/O Pr George Petit du 4/10 au 12/10/00, chef de mission C. Grenz. Carottier multitube, profileur benthique, rosette CTD, bouée hydrométéorologique, courantomètres, sonde multi-paramètres SBE19. Programme européen OAERRE.

7.10 Comités d'évaluation scientifique et jury de sélection

- Évaluateur pour des revues internationales de rang A : *Journal of Geophysical Research-Oceans* (3), *Continental Shelf Research* (2), *Estuarine, Coastal and Shelf Science* (2), *Marine Chemistry* (1), *Geophysical Research Letters* (1), *Biogeosciences* (1), *Limnology & Oceanography* (1), *Advances in Geosciences* (1), *Geochimica et Cosmochimica Acta* (1), *Frontiers in Marine Ecosystem Ecology* (1).
- Depuis mon recrutement à l'UVSQ, j'ai mis un peu de côté cette activité de reviewer, certes fondamentale et essentielle pour la science, mais tellement chronophage quand elle est bien faite.
- Éditeur invité pour un numéro spécial de la revue internationale : *Aquatic Geochemistry*, volume 18, Issue 6, November 2012: "A tribute to Bjørn Sundby and his zest for life and science". <https://link.springer.com/journal/10498/volumes-and-issues/18-6>
- Évaluateur pour des projets soumis à l'ANR et l'INSU-LEFE (4 projets au total).
- Évaluateur pour des demandes de campagne à la mer : Commission Nationale Flotte Côtière (CNFC) et Commission Nationale Flotte Hauturière (CNFH). (3 demandes de campagnes).
- Évaluateur pour une demande de bourse CIFRE : "Établir la traçabilité métrologique des mesures de l'acidification des eaux marines" au Laboratoire national de métrologie et d'essais (LNE) et à l'Institut Méditerranéen d'Océanologie (MIO).
- Évaluateur pour la NSF du projet : Long-term Observations in the Switchyard Region of the Arctic Ocean - Arctic Observing Network Program, Proposal No. 1504406, PI : Pr Peter Schlosser, <http://www.ldeo.columbia.edu/Switchyard>
- Évaluateur pour l'IMéRA: accueil de chercheurs étrangers à l'institut d'études avancées d'Aix-Marseille (dossier du Dr Peter Cook).
- Évaluateur pour l'attribution des bourses de stage à l'international de l'Université Paris-Saclay (année 2022).
- Participation à un jury de sélection pour un poste d'enseignant-chercheur contractuel au LPG-BIAF de l'Université d'Angers (juin 2020). Présidente du jury : Pr Hélène Howa.
- Participation à un jury de sélection pour un poste de maître de conférences à l'UVSQ (poste n°4297) en géochimie isotopique océanique au LSCE (juin 2023). Présidente du jury : Pr Valérie Daux.

8. Table des figures et tableaux

Figure 1 : Le cycle global du carbone (Friedlingstein et al., 2022).....	3
Figure 2 : Les pompes à carbone de l'océan (https://ocean-climate.org).....	4
Figure 3 : Représentation du cycle du carbone dans l'océan et ses différentes connexions avec les cycles de l'oxygène, de l'azote et du phosphore. D'après Gruber (2008) et modifiée par B. Quéguiner.....	5
Figure 4 : Illustration des principaux effets du changement climatique sur l'océan et la cryosphère (IPCC, 2019).	6
Figure 5 : Synthèse des risques et impacts régionaux observés dans l'océan (IPCC, 2019).....	7
Figure 6 : Représentation des effets du changement climatique et des activités anthropiques sur la biogéochimie des océans. Ces effets peuvent être directs, via les flux de matières apportés à l'océan (flèches rouges, bleues et vertes), ou indirects, via le changement climatique et les modifications de la circulation océanique (flèches noires). Les flèches grises indiquent les interconnexions entre les dynamiques biogéochimiques de l'océan (Doney, 2010). 8	
Figure 7 : Processus qui affectent le cycle du carbone organique et inorganique et les flux dissous et particuliers associés dans les principaux écosystèmes côtiers. (a) Processus naturels et anthropiques qui affectent les apports de carbone terrigène à l'océan côtier. (b) Principaux processus qui déterminent les puits et les sources de carbone, d'origine terrigène, fluviale ou marine, dans les estuaires. (c) Représentation d'un système côtier influencé par un fleuve (River-dominated Ocean Margins : RiOMars) (Bauer et al., 2013).....	9
Figure 8 : Schéma conceptuel des échanges de CO ₂ à l'interface air-mer (a) et des principaux processus physiques et biogéochimiques dans l'océan côtier (b), mettant en évidence le transport de matière entre le continent, le plateau continental et l'océan ouvert (Dai et al., 2022).	11
Figure 9 : Représentation schématique et séquentielle des principaux forçages physiques, chimiques et biologiques qui déterminent le devenir de la matière organique particulaire (POM) à l'interface eau-sédiment. La POM a une origine soit terrigène, plutôt récalcitrante, soit marine, et donc plus labile.....	13
Figure 10 : (a) Distribution verticale des accepteurs d'électrons utilisés lors des différents métabolismes de respiration microbienne et (b) zonation redox correspondante dans les sédiments (Canfield and Thamdrup, 2009).....	14

Figure 11 : (a) Exemples de profils verticaux des réactions d'oxydoréduction pour les sédiments d'un plateau carbonaté situé à 75 m de profondeur. Oxydation totale du POC (—), oxydation aérobie du C (—), dénitrification (- - -), réduction du fer (.....), réduction des sulfates (- - -), nitrification (- · - ·), oxydation du Fe(II) (+) et oxydation du sulfure (..x..). (b) Profils du pH des eaux interstitielles pour 25% (- · - ·), 50% (- - -), 100% (—) et 150% (.....) du flux de POC de référence. (c) Profils verticaux de DIC (—) et AT (- - -) des eaux interstitielles. (d) Profils verticaux de l'état de saturation de la calcite pour une concentration de DIC de l'eau de mer de référence (—) et pour un scénario d'acidification des océans à +5% de DIC (....) (Krumins et al., 2013).....

Figure 12 : Facteurs environnementaux influençant le cycle du carbone dans l'océan Arctique (Ardyna and Arrigo, 2020).....

Figure 13 : Principaux processus liés au cycle du carbone et des carbonates dans les mers épicontinentales de l'océan Arctique (Capelle et al., 2020).....

Figure 14 : Distribution spatiale de la $p\text{CO}_2$ (μatm) dans la couche de surface (0-30m) pendant le programme CASES (Mucci et al., 2010).....

Figure 15 : Variations saisonnières de l'alcalinité totale (TA) et du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer en fonction de la salinité et la $p\text{CO}_2$. Les différentes masses d'eaux sont indiquées comme suit : Mackenzie Water (MW) ; Sea Ice Melt (SIM) ; Polar Mixed Layer (PML). Résultats de la campagne MALINA effectué sur la plateau continental du Mackenzie en août 2009 (Lansard et al., 2012).....

Figure 16 : Contributions relatives de l'eau du fleuve Mackenzie (A) et de l'eau issue de la fonte de la glace de mer (B) dans la couche de mélange par rapport à l'Upper Halocline Water (en %). Distribution de la $p\text{CO}_2$ (μatm) dans la couche de mélange océanique (C). Ces images ont été produites avec Google Earth™, G-E Graph et l'image satellite MODIS du 21/08/2009 (Terra 250m True Color, Earth Data, Arctic Mosaic, NASA).

Figure 17 : Représentation du réseau trophique et des forçages environnementaux qui déterminent le métabolisme et les flux océan-atmosphère de CO₂ sur le plateau continental du Mackenzie en mer de Beaufort (Forest et al., 2014).....

Figure 18 : (a) Carte bathymétrique de l'archipel du Svalbard, (b) dynamique saisonnière du Storfjorden montrant l'influence de l'hivers sur la formation de la glace de mer, le rejet de saumures (brines) et la formation des eaux denses (BSW) qui s'accumulent au fond des bassins profonds du fjord (Fossile et al., 2020).....

Figure 19 : Diagramme température potentielle-salinité pour toutes les stations au nord du seuil de Storfjorden à

77°N. La couleur indique la concentration en oxygène dissous ($\mu\text{mol kg}^{-1}$). Les acronymes font référence aux différentes masses d'eaux présentes dans la région (Vivier et al., 2023)..... 26

Figure 20 : Profils verticaux d'O₂ dissous et de pH_T à l'interface eau-sédiment mesurés *ex-situ* sur des carottes d'interface prélevées lors de la mission STEP 2016 (Fossile et al., 2020). 26

Figure 21 : Illustrations des appareils de mesure utilisés par l'équipe OCEANIS pour quantifier les paramètres du système des carbonates..... 27

Figure 22. Profils verticaux de (A) pH_T, (B) DIC (noir) et TA (rouge), (C) SO₄²⁻ et (D) état de saturation de la calcite (Ω_{Ca}) dans les eaux interstitielles des sédiments du prodelta du Rhône. Pour une meilleure visibilité des profils, les échelles ont été ajustées pour chaque paramètre en fonction du domaine (Rassmann et al., 2016). 29

Figure 23 : Effets des principales réactions de la diagenèse précoce sur le système des carbonates (TA/DIC, pH et Ω) dans les eaux interstitielles des sédiments (Rassmann et al., 2016)..... 30

Figure 24 : Flux totaux de DIC et TA et flux diffusifs O₂ à l'interface eau-sédiment mesurées lors de la mission AMOR-B-Flux. Un flux positif est orienté du sédiment vers l'eau de fond alors qu'un flux négatif est dirigé de l'eau de fond vers le sédiment (Rassmann et al., 2020). 30

Figure 25 : Modèle conceptuel faisant le lien entre l'enfouissement du sulfure de fer (FeS) et les flux d'alcalinité totale (TA) dans les sédiments côtiers avec (a) un taux de sédimentation et un flux de carbone organique (OC) faibles (en noir) et (b) un taux de sédimentation et un flux d'OC élevés (en rouge). L'alcalinité totale produite en profondeur dans des conditions anoxiques diffuse vers le haut en direction de la couche oxygène où elle est consommée lors de la réoxydation du Fe²⁺ et du H₂S par l'O₂ (noir). Si la précipitation de FeS est importante, le fer réduit et les métabolites sulfurés produits lors de la respiration anoxique ne sont pas réoxydés par l'O₂ et la TA produite peut alors diffuser et atteindre les eaux de fond (rouge). L'intensité du flux de TA à l'interface eau-sédiment est indiquée par l'épaisseur de la flèche. 31

Figure 26 : Schéma et photos de l'expérience ACIBIOS pour étudier les effets de l'acidification de l'eau de mer sur la biogéochimie des sédiments de la baie de Villefranche-sur-Mer (Rassmann et al., 2018). 32

Figure 27 : Profils verticaux d'oxygène et de pH mesurés pendant l'expérience ACIBIOS pour des sédiments non-acidifiés (en bleu) et des sédiments acidifiés (en rouge). 32

Figure 28 : Flux totaux à l'interface eau-sédiment mesurés lors des incubations (12h) pour des carottes de sédiments dont l'eau surnageante est non-acidifiée (NAC en bleu) et

acidifiée (AC en rouge). (A) Flux d'O₂, (B) DIC, (C) TA, (D) nitrate (NO₃⁻), (E) ammonium (NH₄⁺) et (F) phosphate réactif soluble (PO₄³⁻). Les flux négatifs sont dirigés de l'eau surnageante vers le sédiment tandis que les flux positifs sont dirigés du sédiment vers l'eau surnageante. 33

Figure 29 : Modèle conceptuel pour l'eutrophisation d'un grand panache fluvial en lien avec l'hypoxie et l'acidification des eaux de fond. Figure modifiée d'après Cai et al. (2011). 34

Figure 30 : Carte du delta du Mississippi et principales caractéristiques des eaux de fonds (BW) pour les 4 stations échantillonnées lors de la mission GoM-2017 (Rabouille et al., 2021). 35

Figure 31 : Profils verticaux de pH à l'interface sédiments-eau mesurés *in situ* sur plateau de la Louisiane en juillet-août 2017. (B) État de saturation du carbonate de calcium par rapport à la calcite et à l'aragonite avec leurs incertitudes. La ligne verticale en pointillés ($\Omega=1$) représente la saturation en calcite ou en aragonite (Rabouille et al., 2021). 36

Figure 32 : Processus contrôlant la dynamique de la chimie des carbonates dans un système RiOMar (Cai et al., 2021). 37

Figure 33 : Exemples de profils de pH dans les eaux interstitielles (lignes vertes et oranges) pour des sédiments sablo-vaseux montrant les principaux processus chimiques qui entraînent des variations de pH. Les processus qui ont une forte influence sur le pH sont représentés par une flèche pleine. Les flèches en pointillées indiquent les processus qui ont une influence plus faible sur le pH ou plus incertaine (Silburn et al., 2017). 39

Figure 34 : Le système des carbonates sous l'effet de la précipitation/dissolution du CaCO₃ (Feely and Doney, 2011). 40

Figure 35 : Profils verticaux des concentrations en Ca²⁺ dissous dans les eaux interstitielles des sédiments du prodelta du Rhône, domaine proximal en rouge, prodeltaïque en bleu et distal en noir (Rassmann et al., 2016). 41

Figure 36 : Suivi temporel des concentrations en DIC, SO₄²⁻ et CH₄ dans les eaux interstitielles des sédiments du prodelta du Rhône prélevés à 20 m de profondeur entre novembre 2021 et mars 2022. La crue hivernale du Rhône (fin décembre 2021-début janvier 2022) a entraîné un dépôt d'environ 25 cm de sédiment sur le site d'étude. 44

Figure 37 : Comparaison multi-modèle des moyennes bi-décennales du pH moyen annuel de l'océan de surface, de l'état de saturation de l'aragonite, de la profondeur maximale de la couche de mélange en mars et de la concentration de glace de mer en mars et en septembre dans

le cadre du scénario RCP8.5 du GIEC pour la baie de Baffin
(AMAP, 2018)..... 45

Figure 38 : Carte présentant mes principales missions
océanographiques 62

9. Références bibliographiques

- Aller, R.C., 1998. Mobile deltaic and continental shelf muds as suboxic, fluidized bed reactors. *Marine Chemistry*, 61(3-4): 143-155.
- AMAP, 2018. Assessment 2018: Arctic ocean acidification. arctic monitoring and assessment programme, Tromsø, Norway.
- AMAP, 2021. Arctic climate change update 2021: Key trends and impacts. summary for policy-makers, Tromsø, Norway.
- Anderson, L.G., Falck, E., Jones, E.P., Jutterström, S. and Swift, J.H., 2004a. Enhanced uptake of atmospheric CO₂ during freezing of seawater: A field study in Storfjorden, Svalbard. *Journal of Geophysical Research*, 109(C06004): doi: 10.1029/2003JC002120
- Anderson, L.G., Jutterström, S., Kallin, S., Jones, E.P. and Björk, G., 2004b. Variability in river runoff distribution in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 109(C01016): doi: 10.1029/2003JC001773
- Andersson, A.J. and Mackenzie, F.T., 2012. Revisiting four scientific debates in ocean acidification research. *Biogeosciences*, 9(3): 893-905.
- Andersson, A.J., Mackenzie, F.T. and Gattuso, J.-P., 2011. Effects of ocean acidification on benthic processes, organisms, and ecosystems. In: J.-P. Gattuso and L. Hansson (Editors), *Ocean Acidification*. Oxford University Press, Oxford, pp. 326p.
- Ardaya, M. and Arrigo, K.R., 2020. Phytoplankton dynamics in a changing Arctic Ocean. *Nature Climate Change*, 10(10): 892-903.
- Arndt, S. et al., 2013. Quantifying the degradation of organic matter in marine sediments: A review and synthesis. *Earth-Science Reviews*, 123: 53-86.
- Bates, N.R. and Mathis, J.T., 2009. The Arctic Ocean marine carbon cycle: evaluation of air-sea CO₂ exchanges, ocean acidification impacts and potential feedbacks. *Biogeosciences*, 6: 2433-2459, doi: 10.5194/bg-6-2433-2009
- Bauer, J.E. et al., 2013. The changing carbon cycle of the coastal ocean. *Nature*, 504(7478): 61-70.
- Bellerby, R.G.J., 2017. Ocean acidification without borders. *Nature Climate Change*, 7: 241.
- Benner, R., 2004. What happens to terrestrial organic matter in the ocean? *Marine Chemistry*, 92(1-4): 307-310.
- Berner, R.A., 1980. Early diagenesis: A theoretical approach. Princeton University Press, 241 pp.
- Berner, R.A., 1982. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in the modern ocean: its geochemical and environmental significance. *American Journal of Science*, 282: 451-473.
- Bianchi, T.S., 2011. The role of terrestrially derived organic carbon in the coastal ocean: A changing paradigm and the priming effect. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108(49): 19473-19481.
- Borges, A.V., Delille, B. and Frankignoulle, M., 2005. Budgeting sinks and sources of CO₂ in the coastal ocean: Diversity of ecosystems counts. *Geophysical Research Letters*, 32: L14601.
- Borges, A.V., Schiettecatte, L.S., Abril, G., Delille, B. and Gazeau, F., 2006. Carbon dioxide in European coastal waters. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 70(3): 375-387.
- Boudreau, B.P., Sulpis, O. and Mucci, A., 2020. Control of CaCO₃ dissolution at the deep seafloor and its consequences. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 268: 90-106.
- Bourgeois, T. et al., 2016. Coastal-ocean uptake of anthropogenic carbon. *Biogeosciences*, 13(14): 4167-4185.
- Boyd, P.W., Claustre, H., Levy, M., Siegel, D.A. and Weber, T., 2019. Multi-faceted particle pumps drive carbon sequestration in the ocean. *Nature*, 568(7752): 327-335.
- Breitburg, D. et al., 2018. Declining oxygen in the global ocean and coastal waters. *Science*, 359(6371): eaam7240.
- Burdige, D.J., 2007. Preservation of organic matter in marine sediments: Controls, mechanisms, and an imbalance in sediment organic carbon budgets? *Chemical Reviews*, 107(2): 467-485.
- Cai, W.-J., 2011. Estuarine and coastal ocean carbon paradox: CO₂ sinks or sites of terrestrial carbon incineration? *Annual Review of Marine Science*, 3: 123-145.
- Cai, W.-J. et al., 2021. Natural and anthropogenic drivers of acidification in large estuaries. *Annual Review of Marine Science*, 13(1): 23-55.
- Cai, W.-J. et al., 2011. Acidification of subsurface coastal waters enhanced by eutrophication. *Nature Geoscience*, 4(11): 766-770.
- Canfield, D.E. et al., 1993a. Pathways of organic carbon oxidation in three continental margin sediments. *Marine Geology*, 113(1-2): 27-40.
- Canfield, D.E. and Thamdrup, B., 2009. Towards a consistent classification scheme for geochemical environments, or, why we wish the term 'suboxic' would go away. *Geobiology*, 7(4): 385-392.
- Canfield, D.E., Thamdrup, B. and Hansen, J.W., 1993b. The anaerobic degradation of organic matter in Danish coastal sediments: Iron reduction, manganese reduction, and sulfate reduction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(16): 3867-3883.
- Cathalot, C. et al., 2012. Spatial and Temporal Variability of Benthic Respiration in a Scottish Sea Loch Impacted by Fish Farming: A Combination of In Situ Techniques. *Aquatic Geochemistry*, 18(6): 515-541.
- Cathalot, C. et al., 2013. The fate of river organic carbon in coastal areas: A study in the Rhône River delta using multiple isotopic ($\delta^{13}\text{C}$, $\Delta^{14}\text{C}$) and organic tracers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 118(0): 33-55.
- Chen, C.-T.A. and Borges, A.V., 2009. Reconciling opposing views on carbon cycling in the coastal ocean: Continental shelves as sinks and near-shore ecosystems as sources of atmospheric CO₂. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(8-10): 578-590.
- Cheng, L. et al., 2019. An international intercomparison of stable carbon isotope composition measurements of dissolved inorganic carbon in seawater. *Limnology and Oceanography: Methods*, 17(3): 200-209.
- Chierici, M. et al., 2011. Impact of biogeochemical processes and environmental factors on the calcium carbonate saturation state in the Circumpolar Flaw Lead in the Amundsen Gulf, Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 116: C00G09.
- Clayton, T.D. and Byrne, R.H., 1993. Spectrophotometric seawater pH measurements: total hydrogen ion concentration scale calibration of m-cresol purple and at-sea results. *Deep Sea Research Part I*, 40: 2115-2129.
- Costanza, R. et al., 1997. The value of the world's ecosystem services and natural capital. *Nature*, 387: 253-260.
- Dagg, M., Benner, R., Lohrenz, S. and Lawrence, D., 2004. Transformation of dissolved and particulate materials on continental shelves influenced by large rivers: plume processes. *Continental Shelf Research*, 24(7-8): 833-858.
- Dai, A., Luo, D., Song, M. and Liu, J., 2019. Arctic amplification is caused by sea-ice loss under increasing CO₂. *Nature Communications*, 10(1): 121.
- Dai, M. et al., 2022. Carbon Fluxes in the Coastal Ocean: Synthesis, Boundary Processes, and Future Trends. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 50(1): 593-626.
- Deng, X. et al., 2022. Performance evaluations and applications of a $\delta^{13}\text{C}$ -DIC analyzer in seawater and estuarine waters. *Science of The Total Environment*, 833: 155013.
- Dickson, A.G., Sabine, C.L. and Christian, J.R., 2007. Guide to best practices for ocean CO₂ measurement. *PICES Special Publication 3; IOCCP Report 8*: 191 pp.
- Doney, S.C., 2010. The growing human footprint on coastal and open-ocean biogeochemistry. *Science*, 328(5985): 1512-1516.
- Doney, S.C., Fabry, V.J., Feely, R.A. and Kleypas, J.A., 2009. Ocean acidification: The other CO₂ problem. *Annual Review of*

- Marine Science, 1(1): 169-192, doi:10.1146/annurev.marine.010908.163834
- Dumoulin, J.P. et al., 2018. Isotopic Signature ($\delta^{13}\text{C}$, $\Delta^{14}\text{C}$) of DIC in Sediment Pore Waters: An Example from the Rhone River Delta. *Radiocarbon*, 60(5): 1465-1481.
- Dumoulin, J.P. et al., 2022. Identification in pore waters of recycled sediment organic matter using the dual isotopic composition of carbon ($\delta^{13}\text{C}$ and $\Delta^{14}\text{C}$): new data from the continental shelf influenced by the Rhône River. *Radiocarbon*, 64(6): 1617-1627.
- Ehn, J.K. et al., 2019. Patterns of suspended particulate matter across the continental margin in the Canadian Beaufort Sea during summer. *Biogeosciences*, 16(7): 1583-1605.
- Else, B.G.T. et al., 2013. Further observations of a decreasing atmospheric CO_2 uptake capacity in the Canada Basin (Arctic Ocean) due to sea ice loss. *Geophysical Research Letters*, 40: 1-6, doi: 10.1002/grl.50268
- Etcheber, H. et al., 2007. Particulate organic carbon in the estuarine turbidity maxima of the Gironde, Loire and Seine estuaries: origin and lability. *Hydrobiologia*, 588(1): 245-259.
- Feely, R.A. and Doney, S.C., 2011. Ocean Acidification: The Other CO_2 Problem. *ASLO Web Lectures*, 3(1): 1-59.
- Fontanier, C. et al., 2008. Live foraminifera from the open slope between Grand Rhône and Petit Rhône Canyons (Gulf of Lions, NW Mediterranean). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55(11): 1532-1553.
- Forest, A. et al., 2014. Synoptic evaluation of carbon cycling in the Beaufort Sea during summer: contrasting river inputs, ecosystem metabolism and air-sea CO_2 fluxes. *Biogeosciences*, 11(10): 2827-2856, doi: 10.5194/bg-11-2827-2014
- Fossile, E. et al., 2020. Benthic foraminifera as tracers of brine production in the Storfjorden "sea ice factory". *Biogeosciences*, 17(7): 1933-1953.
- Freitas, F.S. et al., 2021. New insights into large-scale trends of apparent organic matter reactivity in marine sediments and patterns of benthic carbon transformation. *Biogeosciences*, 18(15): 4651-4679.
- Friedlingstein, P. et al., 2022. Global Carbon Budget 2022. *Earth Syst. Sci. Data*, 14(11): 4811-4900.
- Froelich, P.N. et al., 1979. Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43: 1075-1090.
- Gazeau, F., Smith, S.V., Gentili, B., Frankignoulle, M. and Gattuso, J.-P., 2004. The European coastal zone: characterization and first assessment of ecosystem metabolism. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 60(4): 673-694.
- Goineau, A. et al., 2011. Live (stained) benthic foraminifera from the Rhône prodelta (Gulf of Lion, NW Mediterranean): Environmental controls on a river-dominated shelf. *Journal of Sea Research*, 65(1): 58-75.
- Goñi, M.A. and Hedges, J.I., 1995. Sources and reactivities of marine-derived organic matter in coastal sediments as determined by alkaline CuO oxidation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(14): 2965-2981.
- Goñi, M.A. et al., 2013. Distribution and sources of organic matter in surface marine sediments across the North American Arctic margin. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(9): 4017-4035.
- Gordon, E.S. and Goñi, M.A., 2003. Sources and distribution of terrigenous organic matter delivered by the Atchafalaya River to sediments in the northern Gulf of Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(13): 2359-2375.
- Gruber, N., 2008. The marine nitrogen cycle: Overview and challenges. In: Capone D.G., Bronk D.A., M.R. M and C. E.J. (Editors), *Nitrogen in the marine environment* (Second Edition). Academic Press, Burlington, pp. 50.
- Gruber, N. et al., 2019. The oceanic sink for anthropogenic CO_2 from 1994 to 2007. *Science*, 363(6432): 1193-1199.
- Hartnett, H.E., Keil, R.G., Hedges, J.I. and Devol, A., 1998. Influence of oxygen exposure time on organic carbon preservation in continental margin sediments. *Nature*, 391: 572-575.
- He, H., Li, Y., Wang, S., Ma, Q. and Pan, Y., 2020. A high precision method for calcium determination in seawater using ion chromatography. *Frontiers in Marine Science*, 7:231: doi: 10.3389/fmars.2020.00231
- Hedges, J.I. and Keil, R.G., 1995. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Marine Chemistry*, 49(2-3): 81-115.
- Hedges, J.I., Keil, R.G. and Benner, R., 1997. What happens to terrestrial organic matter in the ocean? *Organic Geochemistry*, 27(5-6): 195-212.
- IPCC, 2019. IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. In: H.-O. Pörtner et al. (Editors), pp. 765.
- Jahnke, R., 2010. Global synthesis. In: K.K. Liu, L. Atkinson, R. Quinones and L. Talaure-McManus (Editors), *Carbon and nutrient fluxes in continental margins*. Springer, pp. 597-615.
- Jahnke, R.A., Craven, D.B., McCorkle, D.C. and Reimers, C.E., 1997. CaCO_3 dissolution in California continental margin sediments: the influence of organic matter remineralization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(17): 3587-3604.
- Kandasamy, S. and Nagender Nath, B., 2016. Perspectives on the Terrestrial Organic Matter Transport and Burial along the Land-Deep Sea Continuum: Caveats in Our Understanding of Biogeochemical Processes and Future Needs. *Frontiers in Marine Science*, 3.
- Kroeker, K.J. et al., 2013. Impacts of ocean acidification on marine organisms: quantifying sensitivities and interaction with warming. *Global Change Biology*, 19(6): 1884-1896.
- Krumins, V., Gehlen, M., Arndt, S., Van Cappellen, P. and Regnier, P., 2013. Dissolved inorganic carbon and alkalinity fluxes from coastal marine sediments: model estimates for different shelf environments and sensitivity to global change. *Biogeosciences*, 10(1): 371-398.
- Lannuzel, D. et al., 2020. The future of Arctic sea-ice biogeochemistry and ice-associated ecosystems. *Nature Climate Change*, 10(11): 983-992.
- Lansard, B. et al., 2007. Spatial and temporal variations of plutonium isotopes (^{238}Pu and $^{239,240}\text{Pu}$) in sediments off the Rhone River mouth (NW Mediterranean). *Science of The Total Environment*, 376(1-3): 215-227.
- Lansard, B., Grenz, C., Charmasson, S., Schaaff, E. and Pinazo, C., 2006. Potential plutonium remobilisation linked to marine sediment resuspension: First estimates based on flume experiments. *Journal of Sea Research*, 55(1): 74-85.
- Lansard, B., Mucci, A., Miller, L.A., Macdonald, R.W. and Gratton, Y., 2012. Seasonal variability of water mass distribution in the southeastern Beaufort Sea determined by total alkalinity and $\delta^{18}\text{O}$. *Journal of Geophysical Research*, 117(C3): C03003.
- Lansard, B., Rabouille, C., Denis, L. and Grenz, C., 2008. In situ oxygen uptake rates by coastal sediments under the influence of the Rhône River (NW Mediterranean Sea). *Continental Shelf Research*, 28(12): 1501-1510.
- Lansard, B., Rabouille, C., Denis, L. and Grenz, C., 2009. Benthic remineralization at the land-ocean interface: A case study of the Rhône River (NW Mediterranean Sea). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 81(4): 544-554.
- Lansard, B., Rabouille, C. and Massias, D., 2003. Variability in benthic oxygen fluxes during the winter-spring transition in coastal sediments: an estimation by in situ micro-electrodes and laboratory mini-electrodes. *Oceanologica Acta*, 26(3): 269-279.
- Laruelle, G.G. et al., 2018. Continental shelves as a variable but increasing global sink for atmospheric carbon dioxide. *Nature Communications*, 9(1): 454.
- Mackenzie, F.T., Andersson, A.J., Arvidson, R.S., Guidry, M.W. and Lerman, A., 2011. Land-sea carbon and nutrient fluxes and coastal ocean CO_2 exchange and acidification: Past, present, and future. *Applied Geochemistry*, 26, Supplement: S298-S302.

- Mackenzie, F.T., Andersson, A.J., Lerman, A. and Ver, L.M., 2005. Boundary exchanges in the global coastal margin: Implications for the organic and inorganic Carbon cycles. In: A.R. Robinson and K.H. Brink (Editors), *The Sea*. Harvard Univ. Press, pp. 193–225.
- McClelland, J.W. et al., 2016. Particulate organic carbon and nitrogen export from major Arctic rivers. *Global Biogeochemical Cycles*, 30(5): 629–643.
- McGuire, A.D. et al., 2009. Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change. *Ecological Monographs*, 79(4): 523–555.
- McGuire, A.D. et al., 2016. Variability in the sensitivity among model simulations of permafrost and carbon dynamics in the permafrost region between 1960 and 2009. *Global Biogeochemical Cycles*, 30(7): 1015–1037, doi: 10.1002/2016gb005405
- McKee, B.A., Aller, R.C., Allison, M.A., Bianchi, T.S. and Kineke, G.C., 2004. Transport and transformation of dissolved and particulate materials on continental margins influenced by major rivers: benthic boundary layer and seabed processes. *Continental Shelf Research*, 24(7–8): 899–926.
- Meier, W.N. and Stroeve, J., 2022. An updated assessment of the changing Arctic sea ice cover. *Oceanography*, 35(3–4): 10–19.
- Metzger, E. et al., 2013. Millimeter-scale alkalinity measurement in marine sediment using DET probes and colorimetric determination. *Water Research*, 47: 5575–5583.
- Milliman, J. and Farnsworth, K., 2011. River discharge to the coastal ocean – A global synthesis.
- Mojtahid, M. et al., 2009. Spatial distribution of live benthic foraminifera in the Rhône prodelta: Faunal response to a continental-marine organic matter gradient. *Marine Micropaleontology*, 70(3–4): 177–200.
- Mosley, L.M., Husheer, S.L.G. and Hunter, K.A., 2004. Spectrophotometric pH measurement in estuaries using thymol blue and m-cresol purple. *Marine Chemistry*, 91(1–4): 175–186.
- Mucci, A., Lansard, B., Miller, L.A. and Papakyriakou, T., 2010. CO₂ fluxes across the air-sea interface in the southeastern Beaufort Sea: Ice-free period. *Journal of Geophysical Research*, 115(C04003): doi: 10.1029/2009JC005330
- Mucci, A. et al., 2000. The fate of carbon in continental shelf sediments of eastern Canada: a case study. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 47(3–4): 733–760.
- Nmor, S.I. et al., 2022. FESDIA (v1.0): exploring temporal variations of sediment biogeochemistry under the influence of flood events using numerical modelling. *Geosci. Model Dev.*, 15(19): 7325–7351.
- Orr, J.C., 2011. Recent and future changes in ocean carbonate chemistry. In: J.-P. Gattuso and L. Hansson (Editors), *Ocean acidification*. Oxford University Press, Oxford, pp. 41–66.
- Orr, J.C. et al., 2005. Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*, 437(7059): 681–686.
- Owings, S.M. et al., 2021. Differential manganese and iron recycling and transport in continental margin sediments of the Northern Gulf of Mexico. *Marine Chemistry*, 229: 103908.
- Passow, U. and Carlson, C.A., 2012. The biological pump in a high CO₂ world. *Marine Ecology Progress Series*, 470: 249–272.
- Pierrot, D., Lewis, E. and Wallace, D.W.R., 2006. MS Excel program developed for CO₂ system calculations. . ORNL/CDIAC-105a. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Tennessee. .
- Pitcher, G.C. et al., 2021. System controls of coastal and open ocean oxygen depletion. *Progress in Oceanography*, 197: 102613.
- Polyakov, I.V. et al., 2017. Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean. *Science*, 356(6335): 285–291.
- Pozzato, L. et al., 2018. Origin of remineralized organic matter in sediments from the Rhone River prodelta (NW Mediterranean) traced by $\Delta^{14}\text{C}$ and $\delta^{13}\text{C}$ signatures of pore water DIC. *Progress in Oceanography*, 163: 112–122.
- Rabalais, N.N. and Turner, R.E., 2019. Gulf of Mexico Hypoxia: Past, Present, and Future. *Limnology and Oceanography Bulletin*, 28(4): 117–124.
- Rabouille, C. et al., 2009. Organic matter budget in the Southeast Atlantic continental margin close to the Congo Canyon: In situ measurements of sediment oxygen consumption. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(23): 2223–2238.
- Rabouille, C. et al., 2008. Comparison of hypoxia among four river-dominated ocean margins: The Changjiang (Yangtze), Mississippi, Pearl, and Rhone rivers. *Continental Shelf Research*, 28(12): 1527–1537.
- Rabouille, C. et al., 2003. Oxygen demand in coastal marine sediments: comparing in situ microelectrodes and laboratory core incubations. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 285–286: 49–69.
- Rabouille, C. et al., 2021. Early Diagenesis in the Hypoxic and Acidified Zone of the Northern Gulf of Mexico: Is Organic Matter Recycling in Sediments Disconnected From the Water Column? *Frontiers in Marine Science*, 8(199).
- Ramesh, R. et al., 2015. Land–Ocean Interactions in the Coastal Zone: Past, present & future. *Anthropocene*, 12: 85–98.
- Rantanen, M. et al., 2022. The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979. *Communications Earth & Environment*, 3(1): 168.
- Rassmann, J. et al., 2020. Benthic alkalinity and dissolved inorganic carbon fluxes in the Rhône River prodelta generated by decoupled aerobic and anaerobic processes. *Biogeosciences*, 17(1): 13–33.
- Rassmann, J. et al., 2018. Impact of ocean acidification on the biogeochemistry and meiofaunal assemblage of carbonate-rich sediments: Results from core incubations (Bay of Villefranche, NW Mediterranean Sea). *Marine Chemistry*, 203: 102–119.
- Rassmann, J., Lansard, B., Pozzato, L. and Rabouille, C., 2016. Carbonate chemistry in sediment porewaters of the Rhône River delta driven by early diagenesis (northwestern Mediterranean). *Biogeosciences*, 13(18): 5379–5394.
- Raymond, P.A. and Bauer, J.E., 2001. Use of ^{14}C and ^{13}C natural abundances for evaluating riverine, estuarine, and coastal DOC and POC sources and cycling: a review and synthesis. *Organic Geochemistry*, 32(4): 469–485.
- Raymond, P.A. et al., 2004. Controls on the variability of organic matter and dissolved inorganic carbon ages in northeast US rivers. *Marine Chemistry*, 92(1–4): 353–366.
- Regnier, P., Resplandy, L., Najjar, R.G. and Ciais, P., 2022. The land-to-ocean loops of the global carbon cycle. *Nature*, 603(7901): 401–410.
- Resplandy, L., Hogikyan, A., Bange, H.W. and al., e., 2023. A Synthesis of Global Coastal Ocean Greenhouse Gas Fluxes. Authorea: doi: 10.22541/essoar.168182303.39621839/v1
- Robert-Baldo, G.L., Morris, M.J. and Byrne, R.H., 1985. Spectrophotometric determination of seawater pH using phenol red. *Analytical Chemistry*, 57: 2564–2567.
- Sabine, C.L. et al., 2004. The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science*, 305: 367–371.
- Sanial, V. et al., 2014. Study of the phytoplankton plume dynamics off the Crozet Islands (Southern Ocean): A geochemical-physical coupled approach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(4): 2227–2237.
- Sanial, V. et al., 2015. Use of Ra isotopes to deduce rapid transfer of sediment-derived inputs off Kerguelen. *Biogeosciences*, 12(5): 1415–1430.
- Sigman, D.M. and Hain, M.P., 2012. The Biological Productivity of the Ocean. *Nature Education Knowledge*, 3(10): 21.
- Silburn, B. et al., 2017. Benthic pH gradients across a range of shelf sea sediment types linked to sediment characteristics and seasonal variability. *Biogeochemistry*, 135(1): 69–88.

- Skogseth, R., Smedsrud, L.H., Nilsen, F. and Fer, I., 2008. Observations of hydrography and downflow of brine-enriched shelf water in the Storfjorden polynya, Svalbard. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C8).
- Soetaert, K., Hofmann, A.F., Middelburg, J.J., Meysman, F.J.R. and Greenwood, J., 2007. The effect of biogeochemical processes on pH. *Marine Chemistry*, 105(1-2): 30-51.
- Soltwedel, T. et al., 2008. An "Integrated Sediment Disturber" (ISD) to study the impact of repeated physical perturbations on sediment geochemistry and the small benthic biota. *Limnology and Oceanography: Methods*, 6: 307-318.
- Su, J. et al., 2019. Simultaneous determination of dissolved inorganic carbon (DIC) concentration and stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$ -DIC) by Cavity Ring-Down Spectroscopy: Application to study carbonate dynamics in the Chesapeake Bay. *Marine Chemistry*, 215: 103689.
- Sulpis, O. et al., 2018. Current CaCO_3 dissolution at the seafloor caused by anthropogenic CO_2 . *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(46): 11700-11705.
- Sulpis, O., Jeansson, E., Dinauer, A., Lauvset, S.K. and Middelburg, J.J., 2021. Calcium carbonate dissolution patterns in the ocean. *Nature Geoscience*, 14(6): 423-428.
- Sulpis, O., Lix, C., Mucci, A. and Boudreau, B.P., 2017. Calcite dissolution kinetics at the sediment-water interface in natural seawater. *Marine Chemistry*, 195: 70-83.
- Sundby, B., 2006. Transient state diagenesis in continental margin muds. *Marine Chemistry*, 102(1-2): 2-12.
- Takahashi, T. et al., 2009. Climatological mean and decadal change in surface ocean $p\text{CO}_2$, and net sea-air CO_2 flux over the global oceans. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(8-10): 554-577.
- Terhaar, J., Torres, O., Bourgeois, T. and Kwiatkowski, L., 2021. Arctic ocean acidification over the 21st century co-driven by anthropogenic carbon increases and freshening in the CMIP6 model ensemble. *Biogeosciences*, 18(6): 2221-2240.
- Thomas, H. et al., 2009. Enhanced ocean carbon storage from anaerobic alkalinity generation in coastal sediments. *Biogeosciences*, 6(2): 267-274.
- Thomas, H. et al., 2011. Barium and carbon fluxes in the Canadian Arctic Archipelago. *Journal of Geophysical Research*, 116: C00G08.
- Timmermans, M.-L., Toole, J. and Krishfield, R., 2018. Warming of the interior Arctic Ocean linked to sea ice losses at the basin margins. *Science Advances*, 4(8): eaat6773.
- Tremblay, J.É. et al., 2014. Impact of river discharge, upwelling and vertical mixing on the nutrient loading and productivity of the Canadian Beaufort Shelf. *Biogeosciences*, 11(17): 4853-4868, doi: 10.5194/bg-11-4853-2014
- Tsunogai, S., Watanabe, S. and Sato, T., 1999. Is there a "continental shelf pump" for the absorption of atmospheric CO_2 ? *Tellus B*, 51(3): 701-712.
- Varela, D.E. et al., 2016. Heavy silicon isotopic composition of silicic acid and biogenic silica in Arctic waters over the Beaufort shelf and the Canada Basin. *Global Biogeochemical Cycles*, 30(6): 804-824.
- Viollier, E. et al., 2003. Benthic biogeochemistry: state of the art technologies and guidelines for the future of in situ survey. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 285-286: 5-31.
- Vivier, F. et al., 2023. Summer Hydrography and Circulation in Storfjorden, Svalbard, Following a Record Low Winter Sea-Ice Extent in the Barents Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 128(2): e2022JC018648.
- Wang, H. et al., 2020. Benthic respiration in hypoxic waters enhances bottom water acidification in the Northern Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(10): e2020JC016152.
- Ward, N.D. et al., 2020. Representing the function and sensitivity of coastal interfaces in Earth system models. *Nature Communications*, 11(1): 2458.
- Worden, A.Z. et al., 2015. Rethinking the marine carbon cycle: Factoring in the multifarious lifestyles of microbes. *Science*, 347(6223): 1257594.
- Yamamoto-Kawai, M., Tanaka, N. and Pivovarov, S., 2005. Freshwater and brine behaviors in the Arctic Ocean deduced from historical data of $\delta^{18}\text{O}$ and alkalinity (1929-2002 A.D.). *Journal of Geophysical Research*, 110(C10003).

10. Annexe : cinq publications les plus significatives des travaux

1. Rabouille C., **Lansard B.**, Owings S.M., Rabalais N.N., Bombled B., Metzger E., Richirt J., Eitel E.M., Boever A., Beckler J., and M. Taillefert (2021). Early diagenesis in the hypoxic and acidified zone of the northern Gulf of Mexico: is organic matter recycling in sediments disconnected from the water column? *Frontiers in Marine Science*, 8(199). <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.604330>
2. Rassmann, J., **Lansard, B.**, Gazeau, F., Guidi-Guilvard, L., Pozzato, L., Alliouane, S., Grenz, C. and C. Rabouille (2018). Impact of ocean acidification on the biogeochemistry and meiofaunal assemblage of carbonate-rich sediments: Results from core incubations (Bay of Villefranche, NW Mediterranean Sea). *Marine Chemistry*, 203: 102-119. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2018.05.006>
3. **Lansard, B.**, Mucci, A., Miller, L.A., Macdonald, R.W. and Y. Gratton (2012). Seasonal variability of water mass distribution in the southeastern Beaufort Sea determined by total alkalinity and $\delta^{18}\text{O}$. *Journal of Geophysical Research*, 117(C3): C03003. <https://doi.org/10.1029/2011JC007299>
4. Mucci, A., **Lansard, B.**, Miller, L.A. and T. Papakyriakou (2010). CO₂ fluxes across the air-sea interface in the southeastern Beaufort Sea: Ice-free period. *Journal of Geophysical Research*, 115(C04003). <https://doi.org/10.1029/2009JC005330>
5. **Lansard, B.**, Rabouille, C., Denis, L. and C. Grenz (2009). Benthic remineralization at the land-ocean interface: A case study of the Rhône River (NW Mediterranean Sea). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 81(4): 544-554. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2008.11.025>

Titre : Le cycle du carbone aux interfaces côtières sous les effets du changement climatique

Mots clés : océan côtier, sédiment, carbone, oxygène, carbonate, diagenèse précoce, eutrophisation, hypoxie, acidification

Résumé : Les zones côtières sont particulièrement vulnérables aux multiples effets du changement climatiques et aux pressions anthropiques. La stratification thermohaline des eaux de surface, l'eutrophisation, la désoxygénation et l'acidification des eaux de fond sont à l'origine de multiples facteurs de stress. Dans ce contexte, le cycle du carbone subit de nombreuses perturbations et le rôle de l'océan côtier en termes de puits ou de sources de carbone est toujours très incertain. La composante sédimentaire de ces milieux hétérogènes et peu profonds est à la fois complexe, relativement peu documentée et particulièrement variable dans l'espace et le temps. Ce travail présente l'état des connaissances sur le cycle du carbone aux interfaces côtières. Il porte une attention particulière sur la biogéochimie des sédiments et sur l'acidification de l'océan, avec un focus spécial sur la diagenèse précoce et le système des carbonates à l'interface eau-sédiment. Ces problématiques sont abordées sur 3 systèmes RiOMars (River-dominated Ocean Margins) avec des caractéristiques très contrastées :

(i) dans l'océan Arctique avec le fleuve Mackenzie et la mer de Beaufort, (ii) en Méditerranée avec le Rhône et ses sédiments prodeltaïques, et (iii) le nord du golfe du Mexique sous l'influence du Mississippi. Sous l'interface eau-sédiment, la caractérisation des processus de minéralisation (oxique et anoxique) et leurs interactions avec le système des carbonates permettent de mieux comprendre les flux benthiques de carbone inorganique dissous (DIC) et d'alcalinité totale (TA). Sous l'effet de l'acidification des océans, la dissolution des carbonates sédimentaires pourrait bien augmenter dans les systèmes RiOMars. A l'interface eau-sédiment, les flux de DIC renforcent l'acidité des eaux de fond alors que les flux de TA tamponnent les eaux de fond. Ce travail est le fruit d'un travail d'équipe résultant du co-encadrement de 3 thèses et de plusieurs stages de M2. Nos résultats contribuent à mieux comprendre le rôle des zones côtières, en général, et des sédiments, en particulier, vis à vis du cycle du carbone à l'interface continent-océan.

Title : The carbon cycle in the coastal zone under the effects of climate change

Keywords : coastal ocean, sediment, carbon, oxygen, carbonate, early diagenesis, eutrophication, hypoxia, acidification

Abstract : Coastal zones are particularly vulnerable to the multiple effects of climate change and anthropogenic pressures. Thermohaline stratification of surface waters, eutrophication, deoxygenation and acidification of bottom waters are at the origin of multiple stress factors. In this context, the carbon cycle is undergoing numerous disturbances, and the role of the coastal ocean as a carbon sink or source is still very uncertain. The sedimentary component of these shallow, heterogeneous environments is complex, relatively undocumented and particularly variable in space and time. This manuscript presents the state of knowledge on the carbon cycle at coastal interfaces. It pays a particular attention to sediment biogeochemistry and ocean acidification, with a special focus on early diagenesis and the carbonate system at the sediment-water interface. These issues are addressed on 3 main RiOMars (River-dominated Ocean Margins) systems with very contrasting characteristics: (i) in the Arctic Ocean

with the Mackenzie River and the Beaufort Sea, (ii) in the Mediterranean with the Rhône River and its prodeltaic sediments, and (iii) in the northern Gulf of Mexico under the influence of the Mississippi River. Below the water-sediment interface, the characterization of mineralization processes (oxic and anoxic) and their interactions with the carbonate system provide a better understanding of benthic fluxes of dissolved inorganic carbon (DIC) and total alkalinity (TA). Under the influence of ocean acidification, dissolution of sedimentary carbonates may well increase in RiOMars systems. At the sediment-water interface, DIC fluxes enhance the acidity of bottom waters, while TA fluxes buffer bottom waters. This work is the fruit of teamwork resulting from the co-supervision of 3 PhD theses and several M2 internships. Our results contribute to a better understanding of the role of coastal zones, in general, and sediments, in particular, in the carbon cycle at the continent-ocean interface.