



HAL
open science

Du rôle de la biogéochimie de la banquise dans les cycles biogéochimiques océaniques

Martin Vancoppenolle

► **To cite this version:**

Martin Vancoppenolle. Du rôle de la biogéochimie de la banquise dans les cycles biogéochimiques océaniques. Océanographie. Sorbonne Université, 2019. tel-02158445

HAL Id: tel-02158445

<https://hal.science/tel-02158445>

Submitted on 19 Jun 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Habilitation à Diriger des Recherches

Du rôle de la biogéochimie de la banquise dans les cycles biogéochimiques océaniques

Martin Vancoppenolle

Lille-Paris, le 14 juin 2019



Mélange de glaces flottantes au large de l'archipel du Svalbard (avril 2018)

Jury. Présidente : Pascale Bouruet-Aubertot (SU).

Rapporteurs : Frank Dehairs (VUB), Christophe Guinet (CEBC), Gerhard Krinner (IGE).

Examineurs : James Orr (LSCE), Hugues Goosse (UCL)

Préambule

Les régions polaires dégagent une émotion incroyable. Un mélange de beauté, de calme et d'éloignement. Quand j'y retourne, j'aime me dire que je m'y sens comme à la maison. Content de retrouver ce terrier froid, sec, blanc, bleu, silencieux mais chaleureux. Un milieu exotique, aux caractéristiques si en phase avec mes aspirations de vide astral. Il fait froid, le plus froid du monde. Il fait ou bien tout le temps noir, ou bien tout le temps jour. C'est immense et il n'y a personne. Fantastique.

Je m'intéresse aux océans et aux mers gelées et à tout ce qui y est relié de près ou de loin. J'ai été accroché par la modélisation – une partie de ma thèse consistait à développer un modèle de banquise – ma compétence principale. J'ai trop longtemps pensé que la modélisation pourrait capturer la réalité de façon absolue. Erreur, j'en ai rapidement perçu les limites : elle perd son sens sans une bonne appréciation des incertitudes et sans un questionnement scientifique approprié, ce qui ramène très rapidement aux observations.

Depuis une dizaine d'années déjà j'essaie de mieux comprendre la banquise et son rôle dans le Système Terre. En particulier, j'étudie les processus physiques, biologiques et chimiques dans la zone de glace des océans, à l'aide d'observations et de modèles numériques. Mes thèmes de recherche couvrent le rôle de la glace de mer dans le Système Terre, la représentation de la banquise dans les modèles de grande échelle, la thermodynamique de la banquise et les cycles biogéochimiques dans la zone de glace.

J'ai tenté d'utiliser l'HDR comme une occasion de proposer une synthèse originale de mes activités au cours de ma période LOCEAN allant au-delà de la simple compilation.

Je tiens à remercier tous les copains scientifiques qui m'ont accompagné dans ce cheminement et y ont grandement contribué. Notamment je pense là maintenant tout de suite à Gurvan Madec, Laurent Bopp, Sébastien Moreau, François Massonnet, Delphine Lannuzel, Klaus Meiners, Dirk Notz, Clément Rousset, Olivier Aumont, Hugues Goosse, Thierry Fichet, Jean-Louis Tison, Bruno Delille, François Fripiat, Marcel Babin, Marion Lebrun, Mathilde Jutras, Ludivine Conte, Guillaume Liniger, Frédéric Vivier, Antonio

Lourenço, Marie Kotovitch, Fanny Vanderlinden, Jacqueline Stefels, Nadja Steiner, Lisa Miller, le groupe BEPSII en général, Ed Blockley, Julie Deshayes, Claire Lévy, Christian Éthé, Jean-Benoît Charrassin, Rosina Grimm, et qui oublie-je bon sang ?

Je remercie aussi les membres du jury d'avoir accepté de relire mon texte, d'y avoir mis le temps, d'en souligner les incohérences et les défauts — permettant de l'améliorer.

Je veux enfin remercier la famille de me soutenir dans cette obsession permanente.

Résumé

La réponse du système climatique à plus de gaz à effet de serre est marquée par un réchauffement amplifié au niveau des pôles. Ainsi l'Arctique est la région terrestre qui se réchauffe le plus rapidement. Le déclin rapide de la banquise arctique – bien documenté par les données de télédétection – est l'un des marqueurs les plus spectaculaires de ce réchauffement, dont les conséquences imminentes sont de tout premier ordre. La situation de la banquise antarctique est plus complexe car à une variabilité spatiale et temporelle importante s'ajoute un manque aigu d'observations, mais on s'attend là-bas à un retrait aussi.

On a récemment documenté des processus biologiques et chimiques dans la zone de glace, représentés à la Figure 1, insoupçonnés jusqu'il y a peu, et qui pourraient d'après certains affecter les cycles biogéochimiques à l'échelle globale, et en changer nos compréhension et vision futures (Vancoppenolle et al., 2013a). Il paraît enfin clair qu'au retrait de la banquise sont associées des modifications plus globales dans l'environnement marin polaire, qui vont le modifier en profondeur et frapper de plein fouet des écosystèmes fragiles, formidables et uniques. Ce sont ces raisons, qui en tout ou partie motivent l'attention que reçoit la zone de banquise dans la littérature scientifique.

La réponse à la question de ce qui est important à grande échelle, donc détectable et pertinent pour le futur et la prise de décision, précède néanmoins souvent le nécessaire examen précis et objectif des faits, données et arguments disponibles, ce à quoi je me suis attaché. Dans ce mémoire, je pose les questions suivantes :

- La banquise et sa biogéochimie constituent-elles un élément négligé des cycles biogéochimiques globaux ?
- Quels sont les impacts du retrait de la banquise sur la biogéochimie marine dans la zone de glace ?
- Quelle représentation pour les processus de la zone de glace dans les modèles du Système Terre ?

Je tente d'y donner les éléments de réponse les plus pertinents que j'ai pu développer depuis mon entrée au CNRS fin 2011, avec un regard le moins subjectif possible. Ces activités ont constitué une bonne partie de mes activités scientifiques, mais pas la totalité.

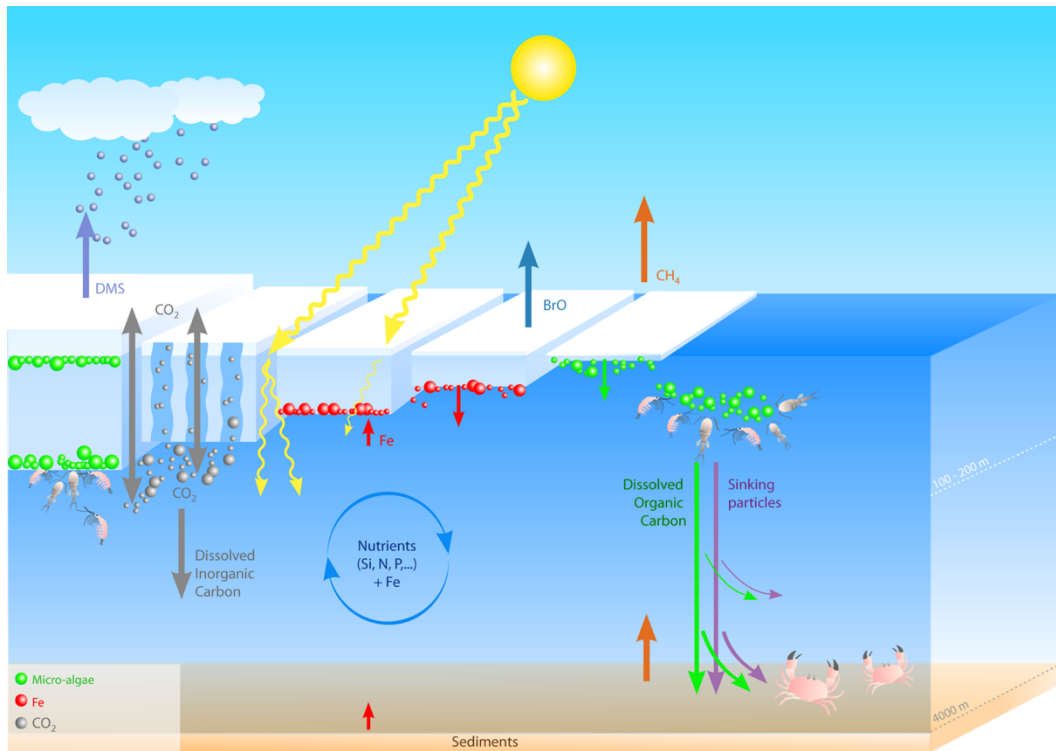


Figure 1. Représentation des processus biogéochimiques tels qu'il se présentent dans la zone de glace (Vancoppenolle et al., 2013a).

Je soutiens donc ici que les processus biogéochimiques dans la banquise n'ont qu'une importance limitée sur les cycles biogéochimiques globaux. Les processus ayant cours dans la glace elle-même sont généralement d'importance mineure, essentiellement suite à la taille limitée du réservoir banquise. J'expliquerai et nuancerai mes arguments sur base d'observations (Chapitre 2) et de simulations numériques (Chapitres 3, 4 et 5).

L'activité biologique dans la banquise rallonge la durée de la saison de production mais semble relativement limitée (Chapitre 6). Cela dit, nos connaissances le sont aussi, en grande partie à cause de la difficulté à acquérir des observations. La modélisation progresse mais plafonne peut-être un peu, en l'absence d'une bonne compréhension de la réalité de terrain (Vancoppenolle et Tedesco, 2017). J'explique aussi en quoi il reste difficile d'expliquer les grandes quantités de carbone organique produits dans la banquise côtière antarctique. Je montrerai comment la compilation de données historiques peut faire progresser nos connaissances. Je tenterai aussi de pointer les éléments scientifiques à investiguer pour progresser.

La banquise reste néanmoins un élément important du paysage et de l'environnement marins polaires qui sera marquée par des changements drastiques dans les décennies à venir avec d'importants impacts sur la biogéochimie marine, mais surtout par des mécanismes physiques (Chapitre 7). Je rappellerai notamment que l'augmentation prévue de la période d'eau libre devrait alléger la limitation en lumière subie par le plancton en

zone polaire (Vancoppenolle et al., 2013b), mais qu'elle devrait au moins en partie être compensée par une diminution des éléments nutritifs si la stratification s'accroît comme les modèles le prédisent. La production pélagique reste avant tout marquée par de larges incertitudes quant au rôle respectif de la lumière et des nutriments sur la production biologique.

Quant à la complexité requise pour une représentation des processus liés à biogéochimie de la banquise dans les modèles du Système Terre, elle dépend essentiellement de la question posée. Dans le cadre d'études de grande échelle, il n'y a à ce stade pas de raison de croire que nos modèles sont trop simples. Les modèles du Système Terre peuvent être traités d'inconsistants, peut-être manquent-ils parfois de réalisme, mais ces aspects semblent peu importants en regard d'autres sources d'incertitudes. En particulier, une incertitude observationnelle majeure se situe au niveau du volume de glace. Par contre, si l'on vise des études de processus, d'impacts environnementaux ou des prévisions à court terme, il est souvent souhaitable d'avoir accès à une description détaillée et fine de la banquise, qui pourrait bénéficier d'une révision partielle des modèles de grande échelle.

À titre personnel, je ressens beaucoup de honte d'appartenir à l'espèce qui semble en mesure d'endommager la froide beauté des régions polaires. Aussi, il me paraît primordial de documenter et de préserver tant que possible le patrimoine banquise dont nous disposons et d'éviter qu'il ne se volatilise avec le changement de climat.

Table

Préambule	2
Résumé.....	4
Table.....	8
Chapitre 1. Introduction	11
Chapitre 2. La biogéochimie de la banquise.....	13
2.1 Observer la biogéochimie de la banquise.....	14
Le carottage	14
Incorporation et transport des composés chimiques dans la glace	15
La collecte de saumure dans des puits (sackholes).....	16
Bases de données de grande échelle	16
2.2 Les nutriments.....	17
Des nutriments peu abondants mais rarement limitants.....	18
Les nutriments : généralement dissous mais pas seulement.....	19
2.3 La vie microbienne et les algues de glace.....	20
De la chlorophylle fortement concentrée dans un petit réservoir.....	20
Une saisonnalité objectivée	22
Une dynamique verticale dépendant du type de glace.....	23
L'échantillonnage : un point crucial.....	25
2.4 Le fer dans la banquise	25
2.5 Le carbone	28
2.6 Perspectives.....	31
Chapitre 3. Concentration et dilution des eaux de surface par gel et fonte.....	32
3.1 Dimensions du problème	32
3.2 Le fer	34
3.3 Les autres nutriments	35
3.4 Le carbone	36
3.5 Conclusion	37
Chapitre 4. Modélisation de la biogéochimie et des micro-algues de glace.....	38

4.1 Représentation de l'environnement de la banquise.....	39
Composition de la banquise.....	39
Évolution de la salinité : dynamique de la saumure	41
Éclairement dans et sous la glace.....	42
4.2 Traceurs biogéochimiques	43
Sources et puits biogéochimiques	44
Discrétisation verticale	45
4.3 Les mécanismes régissant les algues de glace.....	46
Un couplage convection-nutritifs-biomasse pendant la période de croissance.....	47
La température conditionne la structure verticale, la lumière la saisonnalité.....	48
Des couplages bio-optiques a priori faibles	48
4.4 Des incertitudes importantes.....	49
Des paramètres à ajuster à chaque simulation.....	50
Le paradoxe de la banquise côtière.....	50
4.5 Perspectives.....	52
Chapitre 5. Cycle du carbone et biogéochimie de la banquise	54
5.1 Le bilan du carbone dans la banquise	55
Quelle importance pour les flux air-glace de CO ₂ ?.....	55
Quelles incertitudes sur le bilan du carbone dans la banquise ?	57
5.2 Le modèle de Rysgaard et al pour la pompe à carbone de la banquise.....	58
5.3 Pourquoi la pompe à carbone de la banquise est faible ?.....	61
5.4 Perspectives.....	63
Chapitre 6. Production primaire nette des algues de glace.....	65
6.1 Univers des possibles.....	66
6.2 Calcul par communautés d'après Legendre et al. (1992).....	66
6.3 Modélisation des algues de glace.....	67
L'Arctique	67
L'Antarctique.....	68
6.4 Incertitudes et perspectives.....	69
Chapitre 7. Des changements dans l'environnement marin polaire.....	71

7.1 Production primaire dans la zone de glace Arctique	71
7.2 Décalage de la saison d'eau libre vers l'automne.....	73
7.3 Incertitudes sur le volume de la banquise arctique	74
7.4 Perspectives.....	75
Chapitre 8. Conclusions et Perspectives	76
Un faible impact de la biogéochimie de la banquise à l'échelle globale.....	76
Quelle représentation de la biogéochimie dans la glace dans les modèles du Système Terre ?	77
Quels changements suite au retrait de la banquise ?.....	77
Quelles directions futures de recherche ?.....	78
Épilogue.....	81
Bibliographie.....	82
Annexe.....	92
Curriculum vitae détaillé.....	92
A.1 Liste de Publications	95
A.1.1 Revues à comité de lecture.....	95
A.1.2 Chapitres de livres et ouvrages.....	99
A.1.3 Autres Publications	99
A.1.4 Communications invitées dans des congrès internationaux	99
A.1.5 Autres communications orales.....	100
A.2 Encadrement.....	102
A.3 Enseignement.....	103
A.4 Tâches administratives.....	103
Bibliographie choisie.....	106

Chapitre 1

Introduction

Par son volume et ses propriétés physico-chimiques, l'océan constitue un imposant réservoir d'éléments chimiques au sein de l'environnement terrestre. La glace de mer est absente des schémas classiques des mécanismes qui gouvernent l'absorption, la circulation, et le recyclage des éléments chimiques dans l'océan mondial. C'est le cas en particulier pour le cycle du carbone (Sabine et al. 2004; Ciais et al. 2013). **Est-ce que la banquise joue un rôle actif dans les cycles biogéochimiques océaniques ? Doit-on incorporer la banquise dans la vision synthétique de la biogéochimie marine ?** Des études récentes basées sur des mesures de terrain suggèrent que oui. Selon celles-ci, **il faudrait revoir notre vision des cycles biogéochimiques en zone polaire et intégrer une série de nouveaux processus dans nos modèles du Système Terre.**

Cette vision est défendue sur base des éléments suivants. La banquise abrite en son sein des inclusions de *saumure* propices à une vie microbienne active et dynamique. Plus généralement, chacun des éléments chimiques d'intérêt pour la biogéochimie marine présente une évolution régie par des processus spécifiques à la banquise (Vancoppenolle et al. 2013). C'est le cas pour le carbone, affecté par des flux air-glace substantiels, la vie microbienne dans la saumure, et une chimie particulière incluant la minéralisation du carbonate de calcium. C'est aussi vrai pour les macronutriments, en particulier les nitrates, les phosphates, et les silicates (Fripiat et al. 2017). C'est *a fortiori* le cas pour le fer, dont les concentrations peuvent atteindre des valeurs d'un à deux ordres de grandeur plus élevées que les valeurs observées dans l'océan (Lannuzel et al. 2016), pour des raisons encore mal comprises.

Les recherches basées sur l'analyse d'observations et la modélisation que j'ai menées avec mes collaborateurs tempèrent ces résultats : elles tendent à suggérer qu'à l'échelle globale, la glace de mer n'affecte que peu les cycles biogéochimiques océaniques, en soulignant toutefois une importance régionale notable.

Dans ce texte, je reprends l'essentiel des arguments avancés pour arriver à ce résultat. La base des arguments avancés dans ces études est relativement simple. La petite taille du

réservoir banquise et les volumes d'eau échangés donne une première explication. La faible efficacité des échanges entre océan superficiel et océan profond en fournit la seconde.

Je décris d'abord la base observationnelle : quelles sont les observations de la biogéochimie de la banquise, comment nos connaissances ont-elles progressé récemment ? J'y reprendrai notamment la vision à grande échelle développée dans le cadre des compilations d'observations que j'ai pu réaliser avec mes collègues de BEPSII. C'est l'objet du Chapitre 2.

Dans le Chapitre 3, je décris les effets de concentration et dilution des éléments chimiques dans l'océan de surface liés à la croissance et la fonte de la glace. J'y décris des simulations de grande échelle mettant en lumière pourquoi, vu les concentrations en traceurs biogéochimiques observées dans la banquise, ces effets sont généralement faibles. Elles montrent aussi pourquoi s'intéresser au rapport alcalinité-carbone et au fer dans la glace.

Le Chapitre 4 décrit les méthodes novatrices que j'ai développées pour modéliser la biogéochimie dans la glace. J'illustre en quoi elles ont fait progresser notre compréhension des mécanismes de développement des algues de glace, et en quoi elles restent limitées pour quantifier la production primaire.

Mes études liées au cycle du carbone sont décrites dans le Chapitre 5. J'y réfute un rôle de la banquise dans le cycle global du carbone. J'y explique comment nos simulations suggèrent une limitation des flux air-glace par des mécanismes physiques. J'y soutiens aussi que la pompe à carbone liée à la banquise ne peut qu'être faible d'après les modélisations globales et les observations dans l'océan de surface.

Au Chapitre 6, je présente quelques considérations sur l'estimation de la production primaire nette à grande échelle dans la banquise, et montre qu'elle se situe sous la barre des 200 Tg C par an, et plus probablement sous la barre des 100 Tg C par an, essentiellement à cause du faible volume de la banquise en regard de celui de l'océan.

Enfin, le Chapitre 7 présente une compilation d'études reliées aux changements dans l'environnement marin polaire, essentiellement réalisées à l'aide de modèle.

Chapitre 2

La biogéochimie de la banquise

Ces vingt dernières années, des observations dans la zone de glace ont montré l'existence de processus biologiques et chimiques actifs à l'intérieur même de la banquise. Ignorés des schémas de compréhension habituels, ces processus pourraient en modifier notre compréhension.

Quels sont ces processus ? Comment sont-ils quantifiés ? Les comprend-on suffisamment pour en développer une vision globale pertinente ? Ces questions restent la pierre d'achoppement majeure tant les observations sont peu nombreuses et entachées d'incertitude. En effet, observer la biogéochimie de la banquise requiert des méthodes d'investigation spécifiques et jusqu'ici peu développées, les contraintes logistiques sont importantes, les conditions d'échantillonnage compliquées, enfin cela prend du temps et coûte cher. Pour corser le tout, les processus à observer souffrent d'une variabilité spatiale importante, ce qui rend la recherche de signaux significatifs ardue.

Les difficultés d'observation constituent l'écueil le plus important au développement d'une compréhension de l'influence de la banquise sur les cycles biogéochimiques globaux. Cette absence d'une vision globale est marquée par l'absence de bases de données compilant les observations existantes. C'est dans cet esprit que je me suis attaché à promouvoir la compilation de données issues du carottage de glace de mer.

L'analyse de ces bases de données a requis de poser un cadre consistant, développé dans la Section 3.1. Elle a aussi nécessité le développement de méthodes de traitement de données propres. Grâce à ces activités, on a pu donner une première vision, sans précédent, des caractéristiques de grande échelle des micro-algues (2.2), des nutriments (2.3), et du fer (2.4) dans la banquise, surtout en Antarctique, où la communauté a réussi à se fédérer. C'est essentiellement via le prisme de ces analyses récentes que je vais décrire les processus biogéochimiques dans la banquise. À ce titre, la section sur le carbone (2.5) dont les éléments viennent de la littérature, constitue une exception.

Mes travaux décrits dans ce chapitre ont été réalisés dans le cadre du groupe de travail BEPSII, en particulier la 3^{ème} tâche dédiée aux bases de données, que j'ai codirigée. Ils ont été effectués en compagnie de nombreux collègues et amis spécialistes du terrain qui

m'ont initié à la mesure. Je pense à Klaus Meiners, Delphine Lannuzel, François Fripiat, Jean-Louis Tison, Bruno Delille et à bien d'autres encore.

2.1 Observer la biogéochimie de la banquise

Le carottage

Hormis quelques rares situations où la couleur de la glace détectée sur des images satellites peut indiquer l'activité biologique dans la glace (Lieser et al. 2015; DeJong et al. 2018), l'information sur l'abondance de composés biologiques et chimiques dans la glace de mer est le plus souvent obtenue par échantillonnage in situ, la technique la plus utilisée étant le carottage. La carotte extraite est sectionnée puis fondue, et le liquide résultant est analysé en laboratoire (Figure 2.1). Le protocole de traitement, spécifique à chaque composé, est sujet à débat, il est ainsi discuté et revu dans le cadre de BEPSII (Miller et al. 2015).

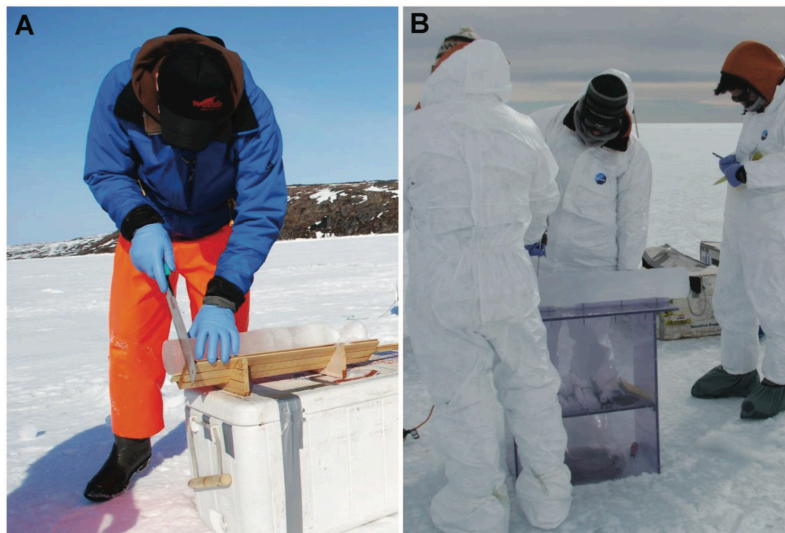


Figure 2.1 Traitement in situ de carottes de banquise, (A) suivant des méthodes propres pour la matière organique et (B) propres pour les métaux traces. D'après Miller et al. (2015), crédit photo T. Goossens.

La mesure résultant d'un carottage est une abondance (moles, masse, ...) par quantité unitaire de glace. On prendra ici comme mesure de référence de concentration $C(z)$ une abondance volumique, mesurée par m^3 de glace, et pour une série de profondeurs (z), correspondant à des sections de carottage. Une grandeur dérivée de telles mesures de concentration et fréquemment utilisée est le contenu surfacique total I [$./m^2$] d'un composé :

$$I = \int_0^h C(z) dz.$$

Le contenu surfacique total (ou plus simplement contenu) donne l'abondance d'un composé par unité de surface de glace, intégrée sur la totalité de l'épaisseur de la glace h . Ainsi, le contenu de *chl-a* étudié dans Meiners et al. (2012) est utilisé comme un proxy de la biomasse par unité de surface de glace. Il représente aussi l'abondance du composé qui serait libérée par unité de surface dans l'océan par la fonte totale de la glace.

La représentativité des profils de concentration ou du contenu d'un composé donné est mise à mal par une forte variabilité spatiale. Le paysage de la banquise est fondamentalement variable, en particulier les épaisseur de glace et de neige (Thorndike et al. 1975). Pour cette raison, les concentrations issues du carottage présentent une composante aléatoire importante. Par exemple, en réponse aux différences environnementales, en particulier l'éclairement, l'abondance d'algues est tellement inégale qu'elle peut varier d'un à deux ordres de grandeur sur des distances de quelques dizaines de mètres (Rysgaard et al. 2001). Comme on pourra le voir dans les différentes sections de ce chapitre, il faut donc traiter ces données avec précaution.

Incorporation et transport des composés chimiques dans la glace

Les composés biogéochimiques ont des modes d'incorporation et de transport spécifiques déterminants pour leur abondance dans la glace (Reeburgh 1984; Vancoppenolle et al. 2010, 2013). Le sel et les nutriments sont dissous dans la saumure. Pour ces composés dissous, la concentration peut être représentée par :

$$C = \phi C_{br},$$

avec ϕ la fraction de saumure et C_{br} la concentration du composé par unité de volume de saumure. Le transport des composés dissous est conditionné par les mouvements hydrodynamiques de la saumure et leurs caractéristiques partagent beaucoup d'éléments avec le sel, ce qui est le cas des nutriments (Fripiat et al. 2017).

Les composés gazeux, tels l'oxygène, l'argon ou le CO_2 (Moreau et al. 2014) sont à la fois dissous dans la saumure et incorporés dans des bulles gazeuses :

$$C = \phi C_{br} + C_{bub},$$

où C_{bub} représente la contribution des bulles. Ils se déplacent donc à la fois via la saumure et par la migration des bulles, qu'on comprend très mal. Les composés particuliers, comme la matière organique sont généralement figés dans la glace. Néanmoins, ils peuvent aussi s'y déplacer activement, comme certains types de flagellées.

La collecte de saumure dans des puits (sackholes)

L'échantillonnage par puits de saumure (*sackholes*, Figure 2.2) permet de donner une information au moins qualitative sur le mode d'incorporation et le transport des traceurs biogéochimiques. Cette méthode consiste à creuser un trou dans la glace jusqu'à une profondeur donnée mais sans toutefois atteindre l'eau sous-jacente. De cette façon, on laisse libre un trou dans la glace, qui peut collecter la saumure qui s'y introduit par percolation. Si la concentration mesurée $C_{sh} \approx C/\phi$, avec C la concentration retrouvée à partir d'une carotte suffisamment proche, correspondant à une gamme de profondeurs correspondantes, on aura alors une indication que le traceur est pratiquement dissous. Si au contraire $C_{sh} \ll C/\phi$, on aura alors l'indication d'un comportement à tendance particulière.

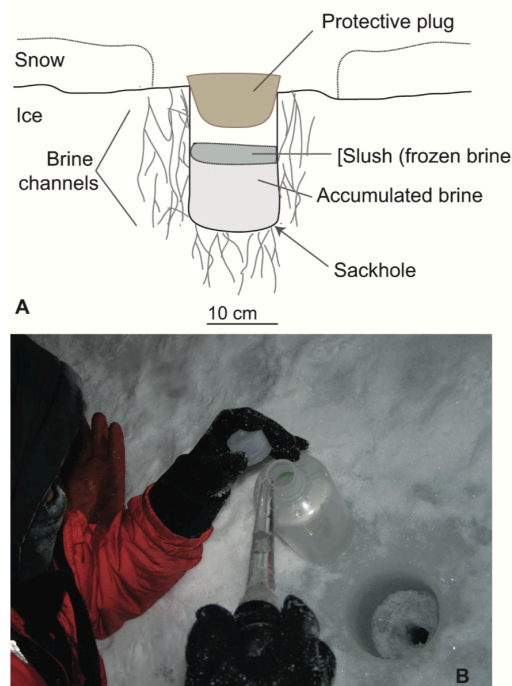


Figure 2.2 La méthode des puits (*sackhole*) pour l'échantillonnage de la saumure. D'après Miller et al. (2015).

Bases de données de grande échelle

Dans le cadre de BEPSII, on a réalisé l'analyse de 4 séries rassemblant jusqu'à 1300 carottes provenant de la banquise antarctique. Il a fallu développer des méthodes d'enregistrement et d'analyse de données standardisées. Pour l'enregistrement des données, on a utilisé un protocole existant d'enregistrement de données basé sur une feuille de calcul standard (Miller et al. 2015). J'ai aussi développé une série de routines de calcul pour automatiser les opérations standard et faciliter l'analyse (voir Figure 2.3).

- **bepestii_read_general**: Reads all files ice core general description
- **bepestii_read_profile**: Reads all file profile data for a given variable (eg chl-a in mg/m³) and integrate vertically (eg chl-a in mg/m²).
- **bepestii_interpol_cpl**: Interpolates variable 2 (eg Fe) onto nearby cores with variable 1 (eg chl-a)
- **bepestii_interpol_std**: Interpolates a profile onto a standard vertical grid
- **bepestii_brine**: Computes brine fraction and salinity given bulk salinity and temperature
- **bepestii_carb_csts**: Computes carbonate system equilibrium constants
- **bepestii_carb_convert**: Computes carbonate system from TA and pCO₂
- **bepestii_mm**: Computes monthly means from a series of cores

Figure 2.3 Les principales fonctions du package d'analyse [BEPESTII-ICA](#).

Ces méthodes ont été appliquées dans le cadre de 4 études dédiées aux paramètres clés de la biogéochimie dans la banquise antarctique (Tableau 2.1), dont les sections qui suivent reprennent les résultats essentiels. Il est notable qu'avant ces études, le nombre de carottes utilisées par étude dans la littérature était d'une vingtaine en moyenne. Nos travaux constituent par conséquent un progrès substantiel par rapport à l'état de l'art.

Tableau 2.1 Résumé des bases de données analysées dans le cadre de la 3^{ème} tâche du groupe de travail BEPESTII. N_c = nombre de carottes, N_s = nombre de sections, N_{sh} = nombre d'échantillons de type sackhole.

Référence	Paramètre	Type de glace	N_c	N_s	N_{sh}
<i>Meiners et al. (2012)</i>	Chl-a	<i>Pack ice</i>	1300	8247	n.a.
<i>Meiners et al. (2018)</i>	Chl-a	<i>Fast ice</i>	888	5718	n.a.
<i>Lannuzel et al. (2016)</i>	Fer	<i>Pack ice, fast ice</i>	150	736	28
<i>Fripiat et al. (2017)</i>	Nutriments	<i>Pack ice</i>	306	2639	93

2.2 Les nutriments

Tous les organismes, en ce compris les micro-organismes de la banquise, doivent avoir accès à une série d'éléments présents dans leur environnement, dénommés nutriments, nécessaires à l'élaboration de leurs composants structurels et fonctionnels. Les macro-nutriments sont ceux pour lesquels les besoins sont importants. Ils incluent l'azote inorganique dissous — sous forme de nitrate (NO₃⁻), nitrite (NO₂⁻) et d'ammonium (NH₄⁺) — et le phosphore inorganique dissous (phosphate ; PO₄³⁻). A ces deux grandes familles, on ajoute aussi la silice dissoute (essentiellement l'acide silicique ; Si(OH)₄), qui est utilisé surtout par les diatomées pour synthétiser leurs frustules (sorte de coque). Dans la banquise, la production est dominée par les diatomées (Arrigo et al. 2010), la silice est

considérée comme un élément potentiellement limitant (R. E. H. Smith et al. 1990). Au cours des dernières décennies, la mesure des nutriments a été réalisée de façon sporadique dans la banquise, à partir de sections de carottes fondues, typiquement par analyse colorimétrique, automatisée ou non. Dans le cadre de BEPSII, une base de données forte de plus de 300 carottes et 2500 échantillons (Fripiat et al. 2017) a été rassemblée dans le cadre de BEPSII, à l'aide de laquelle on a pu revisiter la dynamique des nutriments dans la banquise antarctique.

Des nutriments peu abondants mais rarement limitants

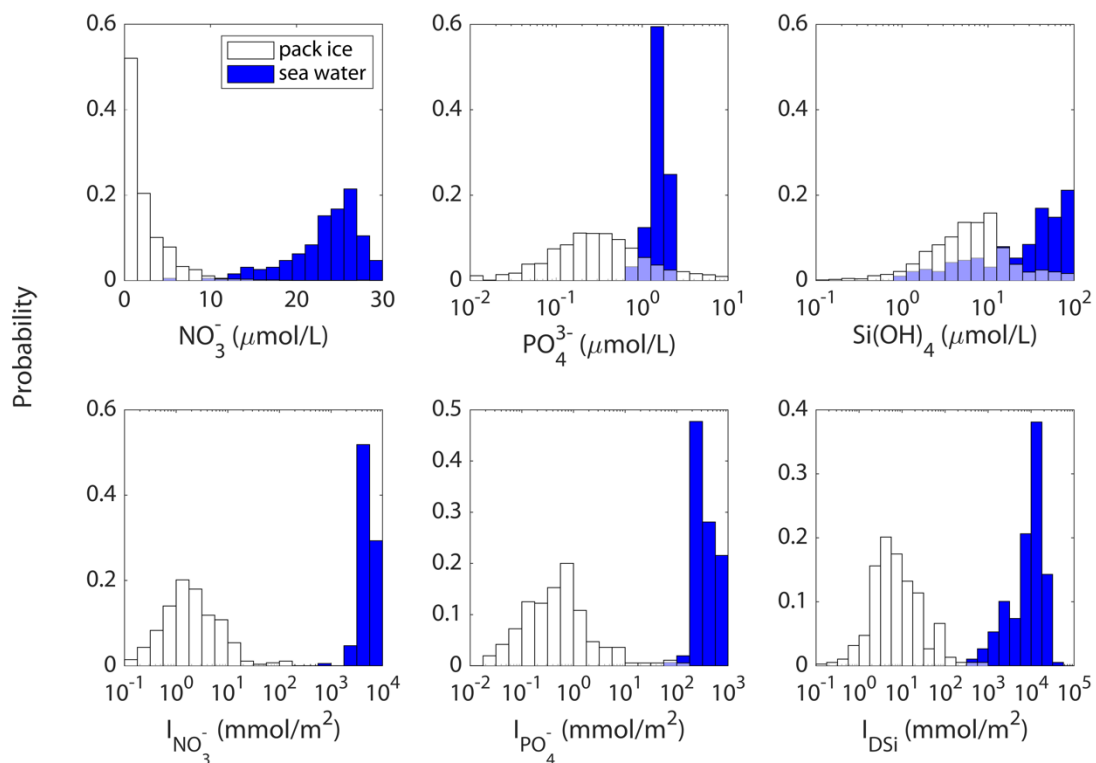


Figure 2.3 Histogrammes de concentrations (dessus) et de contenu (dessous) des trois principaux macro-nutriments dans la banquise dérivante de l'océan austral et dans la colonne d'eau. Les contenus dans l'eau de mer sont calculés sur les 300 premiers mètres, en considérant la couche de mélange et le réservoir de subsurface. Sources : la base de données BEPSII ($n=278$, Fripiat et al. 2017) pour la banquise dérivante ; et GLODAP_v2 (Olsen et al. 2016) restreinte aux latitudes sous 50°S pour la colonne d'eau ($n=191$).

Les concentrations en macro-nutriments dans la glace (C) sont typiquement d'un ordre de grandeur inférieures aux valeurs océaniques (Figure 2.3). C'est particulièrement vrai pour les nitrates, un peu moins pour les phosphates et les silicates. En l'absence d'apport ces nutriments sont rapidement consommés. Néanmoins, si les apports sont substantiels, les macro-nutriments ne sont généralement pas limitants. En effet, la concentration ressentie dans les inclusions liquides est bien plus importante que la valeur limitante (M. Vancoppenolle et al. 2013). En effet, les nutriments sont intégralement dissous dans la saumure, et que la concentration ressentie est de l'ordre de $C_{br} = C/\Phi$, avec Φ le volume de

saumure, typiquement inférieur à 10%. Des apports en nutriments efficaces sont considérés comme présents lorsque la glace est en croissance — soit par convection naturelle au voisinage de la base de la glace, soit par infiltration au voisinage de la surface.

En termes de stocks de macro-nutritifs, la banquise est un réservoir mineur voire négligeable en comparaison avec l’océan : les contenus en macro-nutritifs dans la banquise sont inférieurs de deux à quatre ordres de grandeur par rapport à la colonne d’eau (Figure 2.3). La finesse de la banquise, combinée à la relative faiblesse des concentrations, ne fait pas le poids face aux imposants réservoirs de sub-surface dans la colonne d’eau.

Les nutriments : généralement dissous mais pas seulement

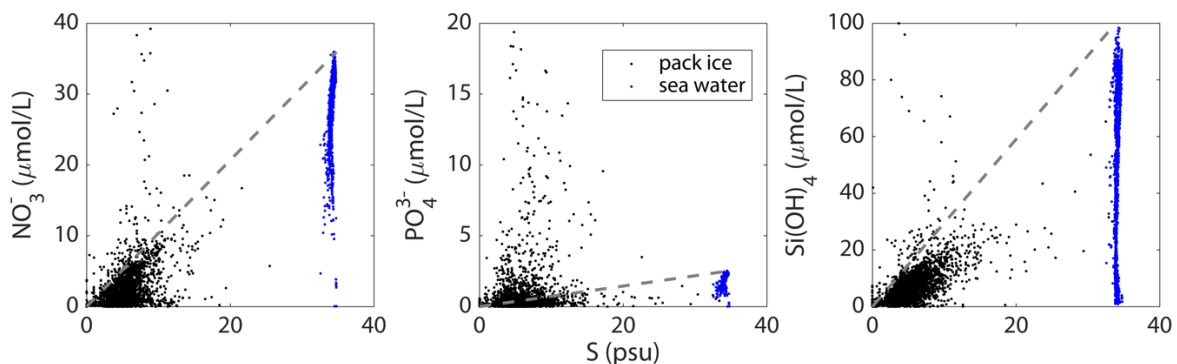


Figure 2.4 Relation entre les principaux nutriments et la salinité, issues d’échantillons de banquise dérivante et d’eau de mer dans l’Océan Austral. La ligne tiretée est la ligne dite de dilution. Elle a été dessinée à partir des maxima de concentrations observées dans l’eau de mer. Sources : la base de données BEPSII ($n=278$, Fripiat et al. 2017) pour la banquise dérivante ; et GLODAP_v2 (Olsen et al. 2016) restreinte aux latitudes sous 50°S pour la colonne d’eau ($n=191$).

Au premier ordre, les concentrations en macro-nutriments (C) dans la banquise suivent la salinité (S) (Figure 2.4) et s’alignent autour d’une ligne de dilution dans l’espace S - C . Ce comportement s’explique par un mode d’incorporation dans la glace dominé par la composante dissoute (Giannelli et al. 2001; Thomas et al. 2010). Dans ce contexte, la perte de sel et de nutriments par convection de saumure s’opère dès le début de la croissance de la glace, ce qu’on retrouve dans les modélisations couplant les nutriments à la dynamique de la saumure (M. Vancoppenolle et al. 2010). Les nutriments opèrent donc un lien entre la dynamique de la saumure et l’activité biologique dans la glace. Les déviations autour de la ligne de dilution sont essentiellement liées à la reminéralisation l’hiver, et à la consommation par les algues en croissance dès le retour de la lumière.

Pour les nitrates et la silice, l’analyse des données de puits de saumure (*sackholes*) revisités par Fripiat et al confirme ce comportement de type dissous : les concentrations mesurées dans la saumure C_{sh} sont du même ordre que les concentrations mesurées dans

les sections de carottes C , divisées par l'estimée de la fraction de saumure Φ . Pour l'ammonium et les phosphates, par contre, ce n'est pas le cas. Que l'ammonium soit aisément adsorbé sur la matière organique est un élément déjà relevé auparavant. Que les phosphates s'écartent de ce comportement dissous est un nouvel élément, qui reste à expliquer concrètement. On a postulé une assimilation préférentielle du phosphore dans les algues en croissance, combinée à un rejet d'azote dissous et à une adsorption de phosphate sur des complexes métaux-organiques.

2.3 La vie microbienne et les algues de glace

En présence de lumière et de nutriments, les inclusions de saumure sont propices au développement de communautés microbiennes, dominées par les algues de glace, dont il y a plusieurs moyens de caractériser la présence. Le marqueur le plus courant est la concentration en chlorophylle- a ($Chl-a$), un des principaux pigments utilisés pour la photosynthèse. Dans la banquise, la $Chl-a$ est typiquement mesurée à partir de sections de carottes de glace fondues, par filtration puis fluorimétrie. Cette mesure a été réalisée de façon routinière depuis une quarantaine d'années par les quelques équipes travaillant sur les écosystèmes sympagiques. Klaus Meiners et moi nous sommes attelés à rassembler et analyser ces données de $Chl-a$ pour la banquise antarctique, dans ses composantes dérivantes (*pack ice*, Meiners et al. 2012) et côtières (*fast ice*, Meiners et al. 2018). Ces compilations sont désormais publiques au sein des bases de données [ASPeCt-BIO](#)¹ et [AFIAC](#)².

De la chlorophylle fortement concentrée dans un petit réservoir

Les données AFIAC, ASPeCt et GLODAP_v2 (Tableau 2.2, Figure 2.5) montrent des concentrations en $Chl-a$ typiquement d'un ordre de grandeur plus élevées dans la banquise que dans l'eau de mer, avec des valeurs extrêmes nettement plus élevées. C'est la marque d'une photosynthèse nette, au sein d'une plate-forme stable permettant aux pigments de s'accumuler sans être dilués avec des eaux moins riches. Au contraire des nutriments, les communautés microbiennes ne sont pas dissoutes dans la saumure mais incorporées dans un biofilm organique attaché à la glace, ce qui explique la possibilité d'accumulation (Juhl et al 2011).

¹ ASPeCt: Antarctic Sea Ice Processes and Climate

² AFIAC : Antarctic Fast Ice Algal Chlorophyll- a

Tableau 2.2 Résumé des statistiques des bases de données ASPeCt-BIO et AFIAC, en termes de concentration en chlorophylle et du contenu associé, et comparées aux valeurs trouvées dans l'eau de mer tirées de la base de données GLODAP_v2, restreintes aux latitudes sous 50°S (Olsen et al. 2016).

Type d'échantillon	<i>I_{Chl-a}</i>		<i>Chl-a</i>	
	mg/m ²		µg/L	
	median	IQR	median	IQR
<i>Banquise dérivante</i>	3.0	6.8	3.0	9.0
<i>Banquise côtière</i>	4.4	9.9	1.4	7.6
<i>Eau de mer</i>	46.2	44.2	0.2	0.3

Le contenu intégré en chlorophylle est néanmoins d'un ordre de grandeur inférieur dans la banquise par rapport à la colonne d'eau : la zone biologiquement active, épaisse d'une centaine de mètres dans la colonne d'eau, surpasse de deux ordres de grandeur son équivalent dans la glace. Dans la glace, la couche biologiquement active est souvent bien moindre que l'épaisseur de la glace, elle-même de quelques mètres au maximum. La banquise peut donc être perçue comme un petit réservoir de matériel biologique fortement concentré.

Les contrastes entre banquise côtière et dérivante sont relativement faibles mais notables. La distribution de concentration en *Chl-a* est plus dispersée pour la banquise côtière que pour la banquise dérivante, ce qui reflète à la fois les très hautes concentrations qu'on peut trouver à la base de la banquise côtière, et leur faiblesse relative à l'intérieur de la glace. Le contenu intégré semble quant à lui légèrement plus élevé dans la banquise côtière, et peut atteindre dans certains cas des valeurs de l'ordre de 100 mg *Chla* / m², comparables à celles de l'eau de mer.

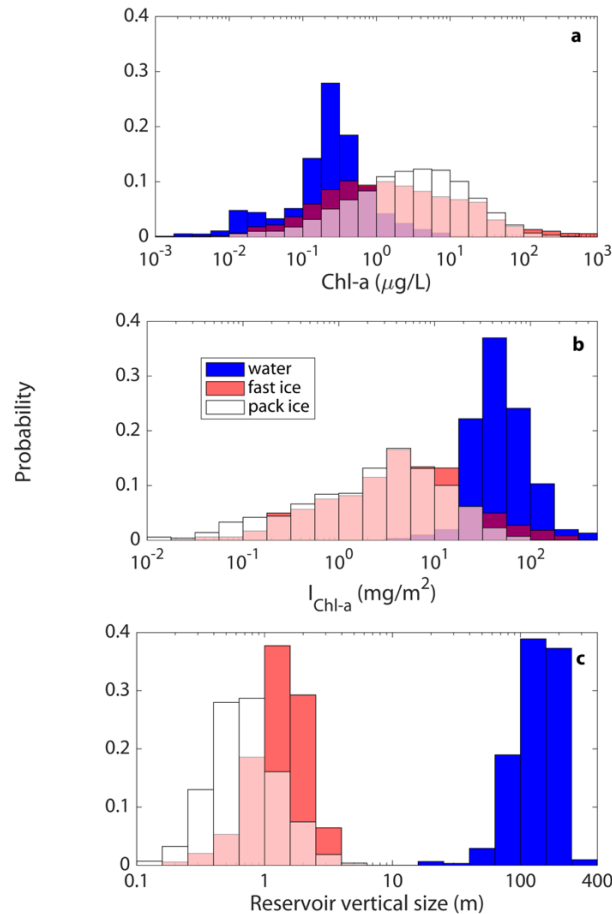


Figure 2.5 Histogrammes de fréquence **(a)** de la concentration en chlorophylle, **(b)** du contenu en chlorophylle, et **(c)** de l'épaisseur de la couche biologiquement active. La taille du réservoir correspond à l'épaisseur de la banquise mesurée par carottage, ou, pour la colonne d'eau, à la profondeur au-dessus de laquelle on trouve 95% du contenu en Chl-a. Sources : données GLODAP_v2 sous 50°S de latitude pour la colonne d'eau (Olsen et al. 2016), ASPeCt-BIO pour la banquise dérivante (Meiners et al. 2012), et AFIAC pour la banquise côtière (Meiners et al. 2018).

Une saisonnalité objectivée

Les bases de données AFIAC et ASPeCt-BIO donnent aussi une idée des variations saisonnières du contenu en *Chl-a* ; la Figure 2.6 les reprend. Toutes deux montrent des périodes préférentielles d'activité : le printemps, l'automne, pour les deux types de glace ; et aussi l'été, mais seulement pour la banquise dérivante. On n'a toutefois que très peu d'échantillons estivaux pour la banquise côtière, moment où celle-ci disparaît, chassée par les vents et les courants. On en a seulement un peu plus pour la banquise dérivante.

L'activité printanière est bien comprise et capturée par l'ensemble des modélisations (Saenz et Arrigo 2014; M. Vancoppenolle et Tedesco 2017). Elle correspond au retour de la lumière, et repose sur des apports en nutritifs par pompage convectif. Le pompage convectif est possible lorsque la glace est en croissance et optimal lorsque la glace est relativement chaude, ce qui est le cas au printemps (Jardon et al. 2013; Carnat et al. 2013).

L'existence d'une période d'activité automnale a surpris initialement, mais les conditions propices à l'activité biologique (lumière et pompage convectifs) sont réunies. LIM1D capture systématiquement cette période d'activité automnale (Lieser et al. 2015; Vancoppenolle et Tedesco 2017), où la lumière est moindre qu'au printemps, mais où la convection pénètre plus profondément dans la glace.

Quant à l'activité estivale dans la banquise dérivante, non seulement elle repose sur un faible nombre de carottes, mais de plus elle est mal comprise, en particulier au niveau des apports requis d'éléments nutritifs. Cette période d'activité n'est pas capturée par les modélisations existantes, certes peu nombreuses.

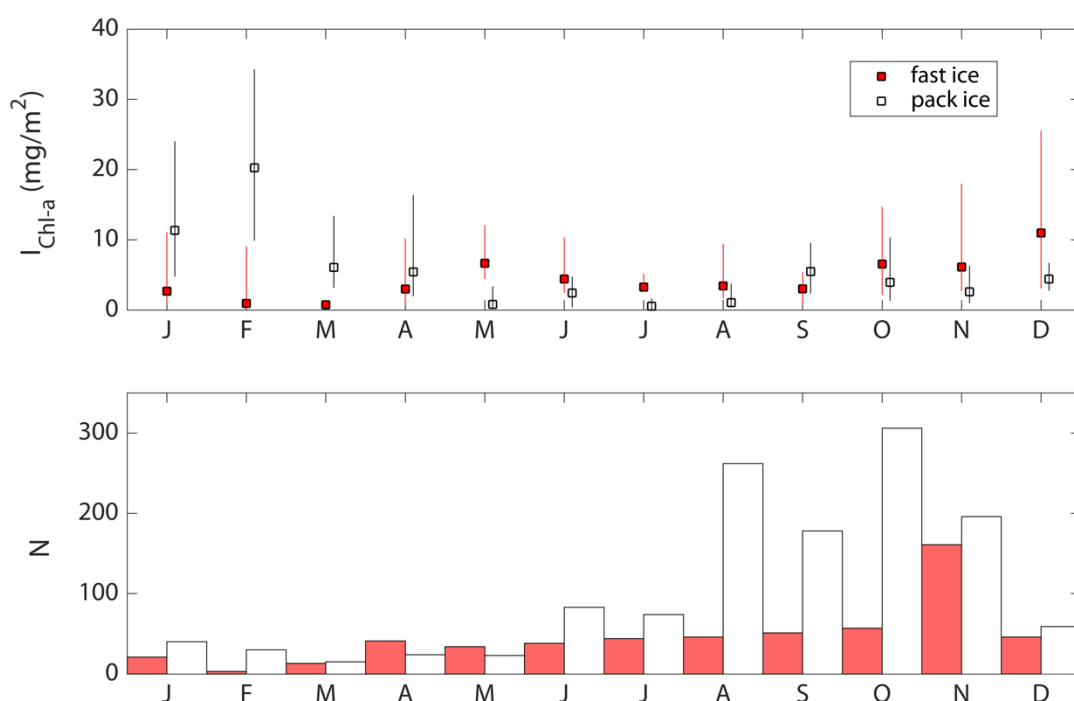


Figure 2.6 (dessus) Contenu de Chl-a, médiane et écart interquartile, issu des bases de données AFIAC (noir) et ASPeCt-BIO (bleu). **(dessous)** Nombre de données par mois d'échantillonnage. Données restreintes au carottes dites intégrables.

Une dynamique verticale dépendant du type de glace

La structure verticale de la chlorophylle est un autre élément qu'on a pu étudier de façon beaucoup plus systématique que précédemment, comme résumé à la Figure 2.7. La banquise côtière révèle de façon quasi systématique des communautés localisées à la base de la glace, et ce indépendamment de l'épaisseur de la glace. On voit là l'empreinte d'une banquise formée thermodynamiquement par gel de l'eau de mer à la base de la glace, sans intervention des processus de plissement ou d'infiltration d'eau de mer en surface. La seule région habitable est la base de la glace où la glace est suffisamment chaude, les inclusions de saumure peu salées, et la lumière suffisante.

La banquise dérivante présente par contre une structure verticale des profils de *Chl-a* beaucoup plus changeante, marquée par une dépendance en épaisseur qui lui est propre. Pour de la glace plus fine qu'environ un mètre, les communautés sont localisées au voisinage des interfaces, en premier lieu à la base de la glace, comme pour la banquise côtière et pour les mêmes raisons.

Le signal de surface suggère une contribution de l'infiltration et du regel d'eau de mer dans la base de la couche de neige. Ce processus plutôt spécifique à l'antarctique a deux effets positifs : il réchauffe drastiquement la banquise (Jutras et al. 2016), la rendant plus habitable. Il amène aussi des nutriments, directement et par convection.

Pour atteindre des épaisseurs au-delà du mètre, la glace ne peut qu'avoir subi des épisodes de plissement ou de chevauchement, dont l'impact sur la *Chl-a* donne des profils verticaux beaucoup plus homogènes verticalement.

On n'a pas encore complètement exploré les contrastes entre banquise côtière et banquise dérivante. L'examen rapide montre une réponse opposée de la chlorophylle intégrée à l'épaisseur de neige pour la banquise côtière et la banquise dérivante. La *Chl-a* augmente avec l'épaisseur pour la banquise dérivante alors qu'elle diminue pour la banquise côtière, suggérant des contributions liées à l'infiltration dans le premier cas et au transfert radiatif dans l'autre.

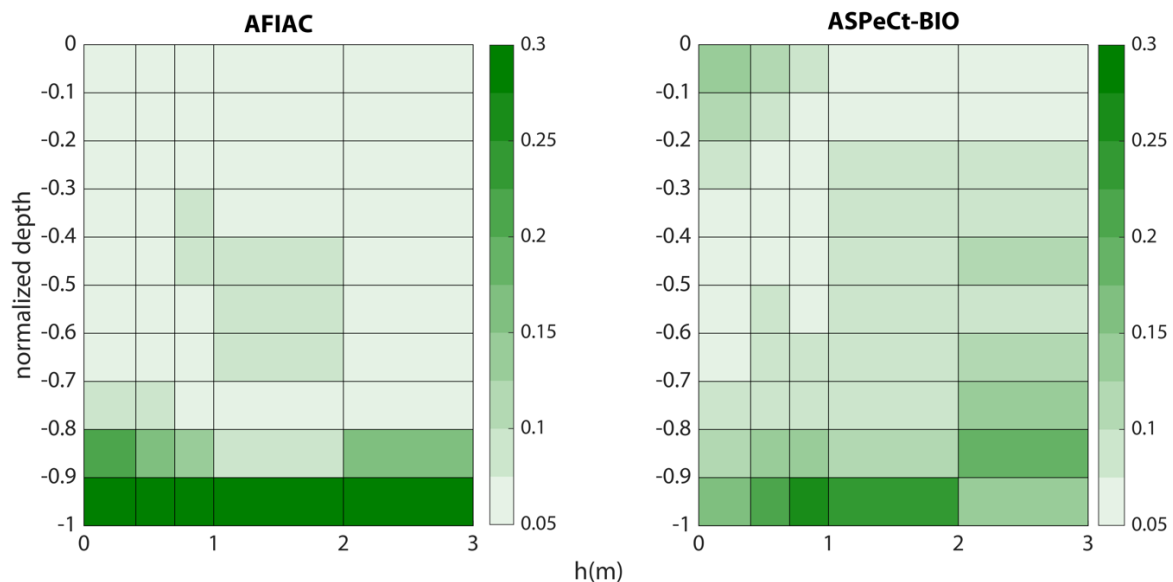


Figure 2.7 Distribution de la *Chl-a* dans la banquise antarctique, pour les 5 catégories d'épaisseur sélectionnées par Meiners et al. (2012) et 10 intervalles de profondeurs normalisées; dans la banquise côtière (gauche) et la banquise dérivante (droite). Le diagnostic montré correspond à la moyenne des concentrations en *Chl-a* normalisées par le contenu en chlorophylle. Ce diagnostic vaudrait zéro en l'absence systématique de

L'échantillonnage : un point crucial

Un élément transverse à ces deux bases de données est que malgré un saut de deux ordres de grandeurs en termes de nombre de carottes, l'échantillonnage reste maigre. Certaines saisons sont mal couvertes, en particulier l'été pour la banquise côtière — il reste peu de glace — et l'automne pour la banquise dérivante, où il y a eu peu de campagnes. Spatialement, certaines régions d'activité privilégiée sont bien couvertes en termes d'échantillons de banquise dérivante — comme la Mer de Ross ou la Péninsule Antarctique — d'autres ne le sont pas du tout, par exemple le secteur indien de l'Océan Austral. Les données de banquise côtière couvrent quant à elles surtout les stations de l'Antarctique de l'est, en particulier Syowa, Mc Murdo et les stations australiennes. L'ouest de l'Antarctique reste pratiquement non-documenté.

Par ailleurs, l'inconsistance du découpage vertical des carottes entre les différentes équipes de recherche est une source de difficultés dans l'analyse. L'utilisation du contenu intégré permet d'une certaine façon de dépasser ces inconsistances. Cependant, lorsque l'échantillonnage ne couvre pas l'ensemble de la carotte, ce qui est fréquent, le calcul du contenu intégré est substantiellement sous-estimé, en particulier l'hiver, ce qu'on a clairement montré dans Meiners et al. (2018). Dans la Figure 2.6, on n'a repris que les carottes dites *intégrables*, contenant suffisamment d'information pour en dériver le contenu intégré.

Enfin, l'absence fréquente de paramètres ancillaires renseignant les caractéristiques physiques de l'environnement, tels l'épaisseur de neige, la température ou la salinité, gênent fréquemment l'attribution indubitable des signaux détectés aux facteurs environnementaux.

2.4 Le fer dans la banquise

Un élément d'intérêt particulier dans le contexte de l'Océan Austral est le fer. Le fer est essentiel à la vie microbienne, il stimule la photosynthèse et l'assimilation des macronutriments. Le fer est très peu abondant dans l'Océan Austral, où il limite la croissance du plancton (Martin et al. 1990; Aumont et Bopp 2006; Boyd et al. 2007). Dans ce contexte, une possible fertilisation du plancton par la fonte de la banquise a été identifiée comme un élément potentiellement majeur de la phénologie du plancton dans l'Océan Austral (Sedwick et DiTullio 1997; Lannuzel et al. 2006; Lancelot et al. 2009). Au cours des deux dernières décennies, la mesure du fer dans la banquise a été réalisée de façon

occasionnelle dans la banquise, à partir de sections de carottes fondues. Comme pour tous les éléments traces, la mesure des différentes formes de fer fait appel à différentes techniques analytiques de pointe (Lannuzel et al. 2016). Dans la banquise, la mesure est encore plus délicate que dans la colonne d'eau, ce qui explique pourquoi les données sont si peu abondantes. Dans le cadre de BEPSII, une base de données forte de plus de 150 carottes et 736 échantillons (Lannuzel et al. 2016) a été rassemblée, à l'aide de laquelle on a pu revisiter la dynamique du fer dans la banquise antarctique. Je ne reprends ici que nos résultats liés au fer dissous, l'élément clé pour la biogéochimie marine.

La concentration en fer dissous dans la banquise dépasse les valeurs océaniques d'un à deux ordres de grandeur (Figure 2.8). Donc, bien que le fer limite la photosynthèse dans la colonne d'eau, ce n'est pas le cas dans la banquise, ce qui répond à la question de Thomas (2003) du pourquoi d'une banquise productive biologiquement dans le contexte d'une zone océanique relativement peu productive (HNLC³). En termes de stocks de Fer, la banquise contribue de façon notable au contenu en Fer dans 300 mètres supérieurs de la colonne d'eau, sans qu'on puisse conclure de façon ferme dans un contexte où les observations sont si peu nombreuses.

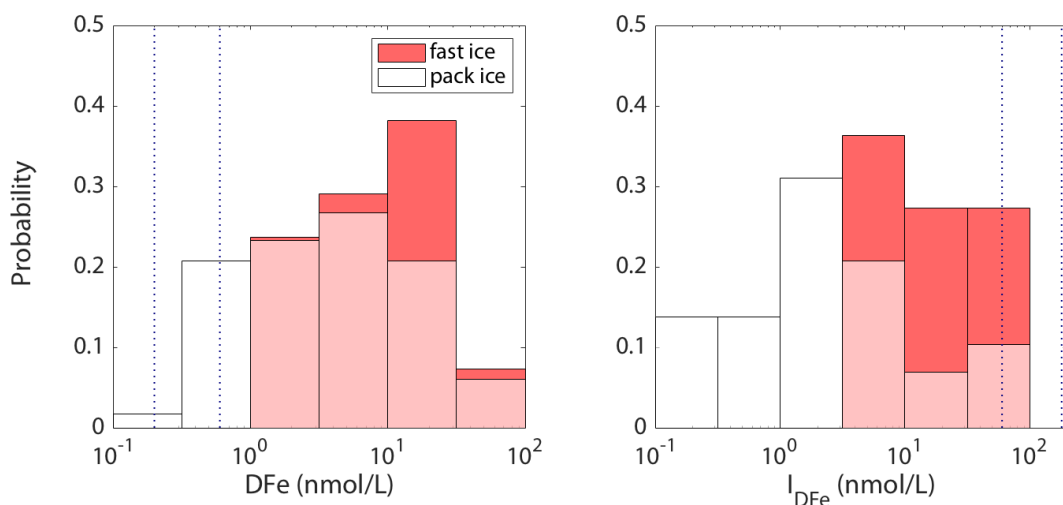


Figure 2.8 Histogrammes de probabilité de la concentration en Fer dissous (gauche) et de son contenu (droite) dans la banquise, dans ses composantes côtière et dérivante. On a aussi indiqué la gamme des valeurs plausibles dans la colonne d'eau, en supposant un réservoir s'étalant sur 300 m de profondeur. Sources : Lannuzel et al. (2016) pour la banquise ; Tagliabue et al. (2012) pour la colonne d'eau.

Au contraire de ce qu'on peut voir pour les macro-nutriments, les concentrations en fer dissous sont systématiquement et nettement au-dessus de la ligne de dilution (Figure 2.9). Une autre spécificité du fer dissous est que sa concentration en fer dissous, moyennée sur la verticale, augmente avec l'épaisseur — ce qui est à l'opposé du comportement de l'ensemble des autres éléments dissous. Enfin, les données issues des

³ HNLC = High-Nutrient Low-Chlorophyll zone ; zone riche en (macro-)nutriments et pauvre en Chl-a.

puits de saumure suggèrent une rupture nette avec le mode d'incorporation standard des traceurs dissous : les concentrations mesurées dans la saumure sont clairement inférieures à ce qu'on attendrait des concentrations observées à partir des sections de carottes de banquise (Lannuzel et al. 2016, en particulier la Figure 8 de l'article).

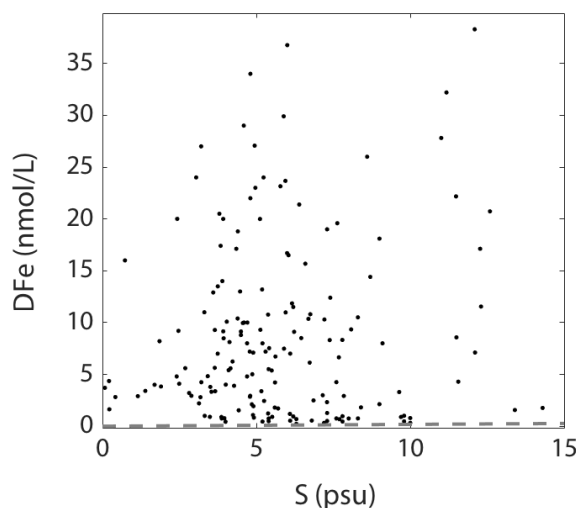


Figure 2.9 Relation entre la concentration en fer dissous et la salinité, issues d'échantillons de banquise dérivante et d'eau de mer dans l'Océan Austral. La ligne tiretée est la ligne dite de dilution. Elle a été dessinée à partir des maxima de concentrations observées dans l'eau de mer. Sources : la base de données BEPSII (Lannuzel et al. 2006) pour la banquise ; et Tagliabue et al. (2012) pour la colonne d'eau.

Pourquoi le fer dissous se comporterait-il de façon si différente des autres macronutriments ? La raison exacte reste difficile à déterminer formellement, d'autant plus que l'origine même du pool de fer dissous mesuré est difficile à identifier. Trois hypothèses sont retenues : (1) la moisson de fer dissous dans la colonne d'eau par des petits cristaux (dits de fraïsil) lors de leur ascension vers la banquise où ils s'accumulent ; (2) l'adsorption de fer sur le biofilm de matière organique à la base de la glace, (3) l'assimilation par les algues de glace en croissance. Les sources côtières et sédimentaire pourraient jouer un rôle déterminant, tant les concentrations semblent plus importantes dans la banquise côtière que dans la banquise dérivante (Lannuzel et al. 2016, leur Figure 5).

2.5 Le carbone

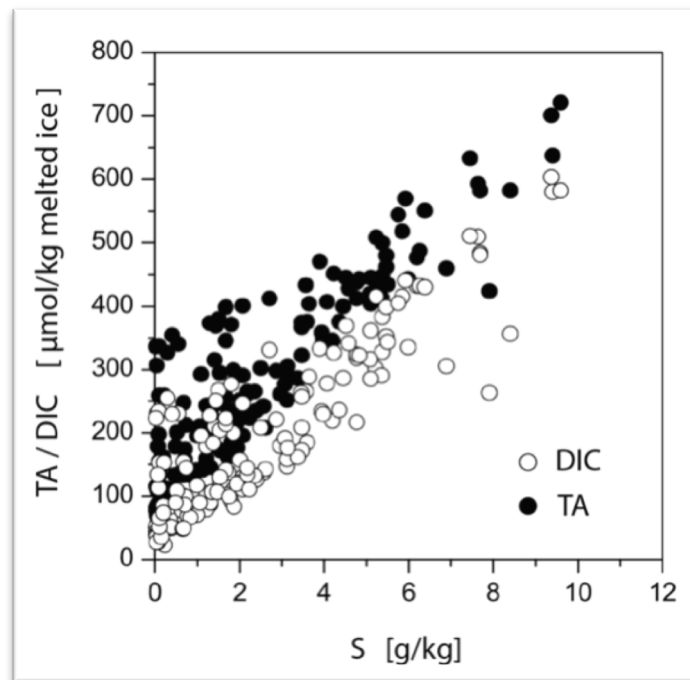


Figure 2.10 Mesures de carbone inorganique dissous (DIC) et de l'alcalinité totale (TA) dans des sections de carottes de glace de mer fondues (Rysgaard et al. 2009). Les échantillons proviennent de l'Océan Arctique (nord du Groenland, 15°W-0°E, 74°N-80°N), essentiellement l'été (juillet-septembre 2003-3006), et dans une moindre mesure au printemps (avril 2006).

La compréhension du cycle du carbone passe par la mesure du carbone, qui a été réalisée dans la banquise à plusieurs reprises, par différentes équipes. Le carbone est présent dans la glace, comme dans l'océan, sous forme inorganique et organique. Il n'y a à ce stade pas de compilation pour les grandeurs reliées au carbone dans la banquise, même si des projets de compilation sont en cours d'élaboration. Dans cette section, je discute quelque peu les mesures de carbone inorganique, d'alcalinité et de flux de CO_2 — nécessaires à la bonne compréhension du Chapitre 5.

Le carbone inorganique dissous (DIC) regroupe trois formes chimiques issues de la dissociation du CO_2 aqueux en bicarbonate et carbonate. La mesure de DIC, effectuée par coulométrie, est délicate. Du CO_2 peut s'échapper des échantillons, et il faut rapidement les placer dans des contenants hermétiques (Rysgaard et al. 2007). La mesure de DIC est généralement accompagnée d'une mesure de l'alcalinité totale (TA), indiquant la somme des charges des ions issus des acides faibles, et mesurée par titrage par un acide fort. Les mesures de DIC et de TA sont réalisées sur des sections de glace fondue, et représentent donc des valeurs de concentrations de type *bulk*.

À la Figure 2.10, reprise de (Rysgaard et al. 2009), la relation entre le DIC et la salinité évoque, comme pour les nutriments, un comportement essentiellement dissous. La

relation entre TA et salinité indique une augmentation du rapport TA / DIC aux basses salinités, jusqu'à 1,8 — soit bien plus que les valeurs typiques de ce rapport dans l'océan, autour de 1,1. Ce rapport TA/DIC élevé dans la glace pourrait, une fois transmis à l'océan via la fonte, renforcer la capacité de l'océan à absorber du CO₂. Ces rapports TA/DIC élevés ont été attribués initialement à la précipitation de carbonate de calcium, mais nos simulations suggèrent qu'ils pourraient aussi être issus d'une contribution d'un efflux de CO₂ depuis la glace (Moreau, Vancoppenolle, et al. 2015).

Passons alors à la mesure de flux air-glace de CO₂, dont des équipes indépendantes ont détecté des valeurs significatives. Les deux techniques utilisées, reprises à la Figure 2.11, sont les cloches (*bell chambers*, Delille 2006; Nomura et al. 2010) d'une part, et d'autre part la covariance des turbulences (Semiletov et al. 2004; Delille 2006; Nomura et al. 2010). Les deux techniques convergent quant au signe des flux. L'hiver, un efflux depuis la glace est lié aux hautes valeurs de la pression partielle du CO₂ (pCO_2) dans la saumure de surface, induites par la contraction progressive des inclusions. L'été, la dilution de glace pure dans la saumure y réduit la pCO_2 et implique un flux entrant vers la glace. Néanmoins, les deux techniques sont beaucoup moins consistantes en termes d'ordre de grandeur : quelques mmol/m²/jour pour les cloches, contre quelques dizaines pour la covariance des turbulences. On pourrait dire, sans certitude forte, que les cloches mesureraient la composante locale, diffuse des flux air-glace, alors que la covariance des turbulences en mesurerait la composante turbulente, sur une empreinte plus large. Cette contradiction n'est pas toutefois pas rassurante quant à notre compréhension des flux air-glace de CO₂.

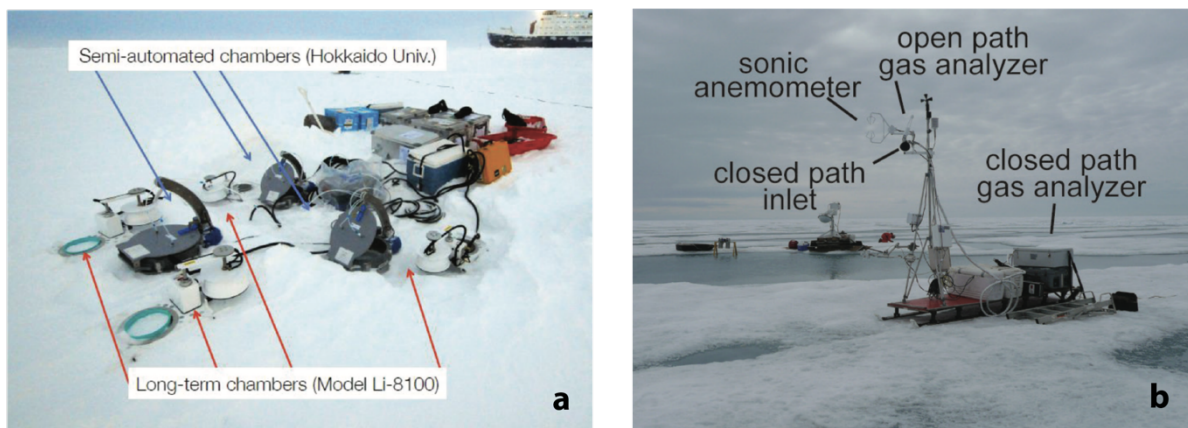


Figure 2.11. Systèmes d'instrumentation à la base des deux techniques principales de mesure des échanges air-glace de CO₂ (Miller et al. 2015). À gauche, la mesure par cloche capture la composante locale et diffuse des flux (crédit : Daiki Nomura). À droite, la mesure par covariance des turbulences, combinant des mesures à haute fréquence du vent vertical et de la pCO_2 , met en lumière la composante turbulente des flux, sur une empreinte spatiale beaucoup plus grande (crédit : Brent Else).

On a aussi observé des cristaux de carbonate de calcium dans la banquise, en Arctique et en Antarctique (Dieckmann et al. 2008; Dieckmann et al. 2010; Figure 2.12), sous la forme minérale de *l'ikaite*, dont la précipitation d'une mole permet de stocker une mole de carbone inorganique dissous (DIC) et pour deux moles d'alcalinité totale (TA). Il est difficile de quantifier l'abondance d'ikaite avec précision, car les cristaux se dissolvent rapidement dans les échantillons une fois fondus.

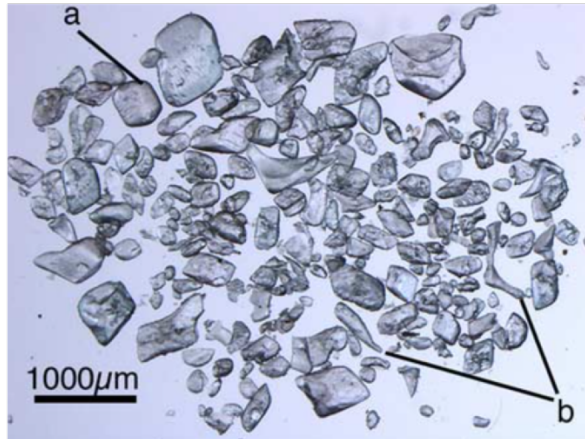


Figure 2.12 Cristaux de carbonate de calcium sous forme d'ikaite observés dans la banquise antarctique (Dieckmann et al. 2008).

Qu'en est-il des autres paramètres du système des carbonates ? On a l'habitude, dans l'eau de mer, de les calculer, à partir de TA et DIC (Zeebe et Wolf-Gladrow 2001). Dans la banquise, cette conversion est sujette à caution. D'abord il faut convertir les concentrations mesurées (C) en concentrations dans la saumure (C_{br}). Cela pose problème car TA et DIC ne sont pas entièrement dissous, mais en partie incorporés dans les cristaux d'ikaite, dont la quantité n'est pas connue avec précision. Une fois obtenues ces concentrations en TA et DIC dans la saumure, il faut pour retrouver les autres paramètres du système des carbonates (comme la pCO_2) faire appel à des constantes d'équilibre dont la valeur sous $0^\circ C$ n'a été déterminée que très récemment (Papadimitriou et al. 2018). Autant dire que dans la glace, le système des carbonates est assez mal contraint, en tous cas beaucoup moins bien que dans l'océan.

Terminons par une estimation assez grossière des stocks de carbone dans la banquise, comparés à ceux de l'océan, et calculés à partir des valeurs admises de DIC et de carbone organique particulaire (Tableau 2.3). D'après ce calcul, la masse de carbone stockée dans la banquise serait de l'ordre de 100 000 fois moindre que dans l'océan, ce qui correspond en gros au rapport de leurs volumes respectifs.

Tableau 1.3 Estimation des réservoirs de carbone dans le Système Terre selon la vision standard (Ciais et al. 2013) et estimations pour la banquise, en prenant des valeurs représentatives dans la banquise pour l'épaisseur, l'étendue et la concentration en carbone inorganique dissous (Rysgaard et al. 2009). Les chiffres en **bleu** négligent le carbone organique ; les chiffres en **vert** incluent une contribution de 3 gC/m^2 de carbone

particulaire, correspondant à la médiane de la production primaire annuelle par unité de surface dans la banquise (Arrigo 2016).

Réservoir	Pg C = 10 ¹⁵ g C	Source
Océan	38,000	(Ciais et al. 2013)
Atmosphère	589	
Végétation	450—650	
Banquise		
Arctique MY	0.050 (0.113)	3 m . 7×10 ¹² m ² . 200 × 10 ⁻³ mol/m ³ . 12 g/mol
Arctique FY	0.034 (0.058)	1 m . 8×10 ¹² m ² . 350 × 10 ⁻³ mol/m ³ . 12 g/mol
Antarctique	0.084 (0.144)	1 m . 20×10 ¹² m ² . 350 × 10 ⁻³ mol/m ³ . 12 g/mol
<i>Total</i>	0.17 (0.315)	

2.6 Perspectives

Dans ce chapitre, j'ai introduit dans un cadre revu une description de la dynamique des éléments biogéochimiques dans la banquise. Grâce à celui-ci et à l'élaboration de bases de données pour la banquise antarctique, on a pu identifier de façon nettement plus robuste qu'auparavant, certains des traits essentiels de la biogéochimie de la banquise antarctique, en donnant, je l'espère un aperçu plus clair des aspects de grande échelle.

Parmi ceux-ci, on retiendra que la banquise est un petit réservoir comparé à l'océan, mais que le matériel incorporé est régulièrement, en particulier dans le cas de la chlorophylle-a et du fer dissous, beaucoup plus concentré que dans l'océan sous-jacent.

On retiendra aussi que le rapport TA/DIC dans la glace semble plus élevé dans la glace que dans les eaux de surface, et pourrait renforcer leur capacité d'absorption de carbone suite à la fonte. Il m'a plu de réfléchir aux implications de grande échelle de ces quelques observations, ce que je vais détailler dans les chapitres qui suivent.

On notera néanmoins quelques menues limitations à la revue présentée ici. La plus claire est l'absence de compilations de données pour l'Arctique, ce qui est une limitation importante qui, je l'espère, pourra être traitée dans les années à venir. J'ai aussi passé outre la mesure de carbone organique particulaire / dissous, que je connais encore mal, mais dont mes collègues Florian Deman et François Fripiat ont commencé la compilation.

Chapitre 3

Concentration et dilution des eaux de surface par gel et fonte

La croissance de la glace retire à la fois de l'eau et des éléments chimiques à l'océan, alors que la fonte en libère. Ces effets dits de *concentration* et *dilution* sont d'une importance fondamentale pour la salinité, la densité des eaux froides des régions polaires et la circulation de l'océan. Qu'en est-il pour la biogéochimie marine ? Ces effets sont-ils aussi importants ?

Dans ce chapitre, je vais brièvement analyser le problème par une analyse relativement simple basée les ordres de grandeur des différents réservoirs, et une série de simulations avec le modèle d'océan global NEMO destinées à mettre en lumière ces effets. J'en déduirai que :

- la banquise représente un réservoir de fer dissous non-négligeable.
- la banquise représente un faible réservoir de nutriments, peu à même d'affecter la photosynthèse dans l'océan ;
- la valeur plus élevée du rapport TA/DIC dans la glace de mer que dans l'océan pourrait augmenter l'absorption de carbone par l'océan.

3.1 Dimensions du problème

Considérons le système composé d'une couche de mélange d'épaisseur h_m au-dessus de laquelle se trouve de la banquise dont le cycle saisonnier est stable. L'hiver se forme une couche de glace d'épaisseur h_i , qui fond d'une quantité équivalente l'été. La concentration d'un élément donné dans la couche de mélange est C_w . Les processus spécifiques à la banquise modifient cette valeur et donne une valeur C_i dans la glace.

Quel est impact de la formation et la fonte de glace sur la concentration en éléments dans l'océan sous-jacent ? Le changement de concentration dans la couche de mélange lié à la formation ou à la fonte de glace est de l'ordre de

$$|\Delta C_w| = (C_w - C_i) \frac{h_i}{h_w}.$$

Généralement, on a $C_i < C_w$ ce qui implique une augmentation de C_w lors de la croissance de la glace (effet dit de *concentration*) — et diminution équivalente lors de la fonte (effet de *dilution*).

Dans le Tableau 3.1 sont repris pour les principaux traceurs biogéochimiques, des valeurs représentatives de leurs concentrations dans la glace et dans l'eau de mer, le contenu en traceurs correspondant et enfin l'ampleur potentielle des effets de concentration-dilution donnée par le rapport $|\Delta C_w|/C_w$.

Tableau 2.1. Valeurs représentatives des concentrations [$./m^3$] des principaux traceurs biogéochimiques dans l'eau de mer (C_w) et dans la glace (C_i). Les valeurs océaniques sont issues du World Ocean Atlas (Garcia et al. 2010). Les valeurs dans la banquise sont de ^[1] Meiners and Michel (2016), ^[2] Lannuzel et al. (2016), ^[3] Rysgaard et al. (2009), ^[4] Fripiat et al. (2017), ^[5] Fransson et al. (2011). Les contenus [$./m^2$] sont rapportés en supposant une couche de mélange de 30 m de profondeur en Arctique et de 50 m en Antarctique, et une épaisseur de glace d'1 m, correspondant grossièrement à l'accumulation annuelle totale moyenne dans les deux hémisphères. NO_3 = nitrate, PO_4 = phosphate, $Si(OH)_4$ = acide silicique, DFe = fer dissous, TA = alcalinité totale, DIC = carbone inorganique dissous.

Arctic	C_w	C_i	I_w	I_i	$\Delta C_w/C_w$
	[$./m^3$]	[$./m^3$]	[$./m^2$]	[$./m^2$]	[%]
NO_3 [mmol]	3,5	$\sim 1 (< 5)$ ^[1]	105	1	2
PO_4 [mmol]	0,4	$\sim 0.2 (< 0,5)$ ^[1]	12	0.2	2
$Si(OH)_4$ [mmol]	7,0	$\sim 2 (< 5)$ ^[1]	210	2	2
DFe [μ mol]	1,5	~ 10 ^[2]	45	10	20
TA [mol]	2 100	~ 350 ^[3]	63 000	1050	3
DIC [mmol]	1 980	~ 300 ^[3]	59 400	900	3
Antarctic					
NO_3 [mmol]	25	$\sim 3 (< 8)$ ^[4]	1250	3	2
PO_4 [mmol]	2	$\sim 0.25 (< 1)$ ^[4]	100	0.25	2
$Si(OH)_4$ [mmol]	50	$\sim 5 (< 10)$ ^[4]	2 500	5	2
DFe [μ mol]	0,15	10 ± 15 ^[2]	7,5	10	130
TA [mmol]	2 400	~ 350 ^[5]	120 000	350	2
DIC [mmol]	2 200	~ 300 ^[5]	110 000	300	2

L'analyse du rapport $|\Delta C_w|/C_w$ suggère des effets de concentration-dilution liés à la banquise généralement faibles, sauf pour le fer dissous. À la base de ce constat : 1) suite au drainage de saumure essentiellement, les concentrations dans la banquise sont généralement plus faibles que dans l'océan ; 2) le volume de glace est faible par rapport à celui de la couche de mélange océanique.

Pour vérifier la validité de constat, j'ai réalisé des simulations de l'océan global dans ses composantes blanc-bleu-vert lors d'un séjour à Brest en 2013, jamais publiées mais dont qui ont influencé ma démarche par la suite. L'idée était d'inclure les effets de concentration-dilution au premier ordre, en spécifiant les concentrations dans la glace au moyen des valeurs contenues dans le Tableau 3.1, et de comparer les simulations avec une simulation de référence de laquelle ces effets sont absents, en supposant $C_w = C_i$. Ces résultats sont discutés dans les sections suivantes.

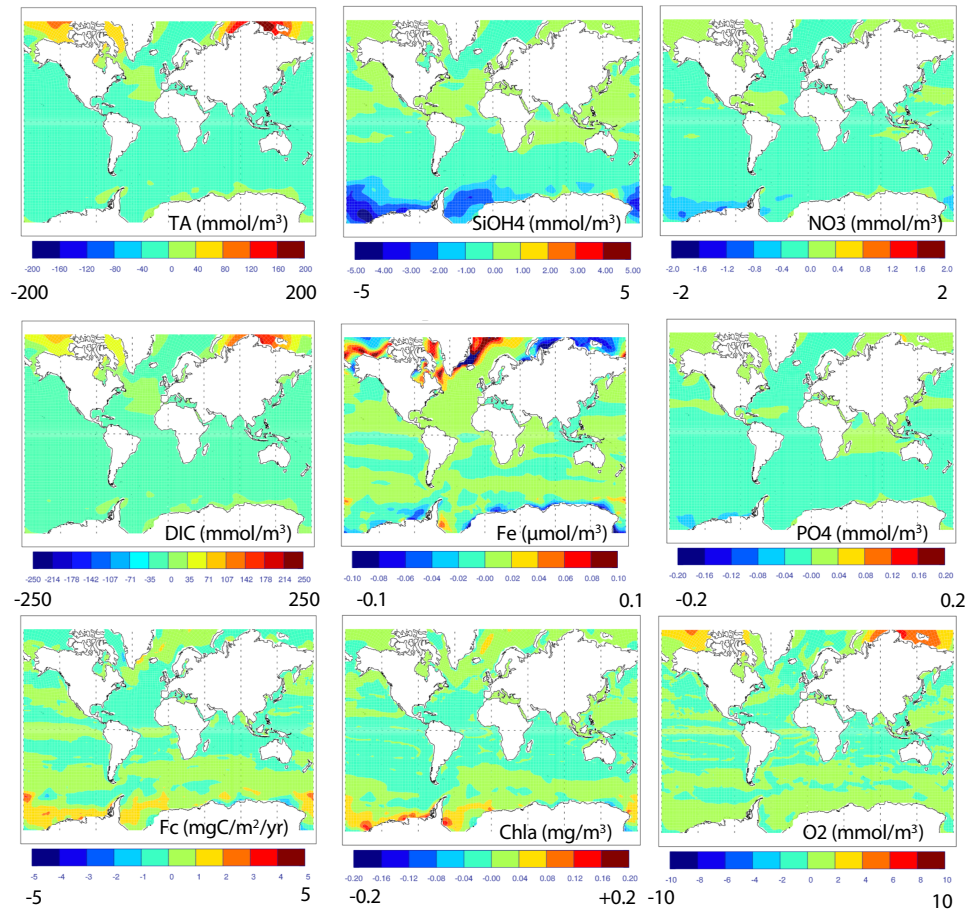


Figure 3.1. Anomalies moyennes annuelles de concentrations de surface des principaux marqueurs de la biogéochimie marine, en réponse aux effets de concentration-dilution liés à la banquise. Les données sont issues de la 50^e année de deux simulations, l'une incluant, l'autre négligeant ces effets. Ces simulations ont été réalisées avec NEMOv3.5, dans la configuration ORCA2-LIM-PISCES (Madec 2008). Résolution spatiale : 2°.

3.2 Le fer

Un premier élément consistant entre l'analyse du Tableau 3.1 et des simulations à la Figure 3.1 est l'importance potentielle du stockage de fer dans la banquise. Les réservoirs que constituent la banquise et l'océan sont d'importance équivalente ($I_i \approx I_w$) — donc la dynamique du fer dans la banquise est à même d'influencer les concentrations dans l'océan de façon notable, et ce au voisinage des deux pôles. Vu que $C_i > C_w$ on a pour le fer

l'opposé de l'effet concentration-dilution classique : la formation de glace réduit la concentration dans l'eau de mer, alors que la fonte augmente cette concentration.

Dans l'Océan Austral où le fer est limitant, la libération de fer lors de la fonte stimule la croissance du plancton, visible à la Figure 3.1 sur la moyenne annuelle de la *chl-a*, un effet prédit par Lannuzel et al. (2006) et étudié par Lancelot et al. (2009). Cette stimulation du plancton surtout due aux diatomées dans les simulations s'accompagne d'une consommation de nutriments réduisant les concentrations en acide silicique, nitrate, phosphate, visible sur les moyennes annuelles autour de l'Antarctique.

3.3 Les autres nutriments

Un deuxième élément consistant est la réponse généralement faible des concentrations en macro-nutriments aux effets de concentrations-dilution : les effets au large de l'Antarctique, sont attribuables à la libération de fer par la fonte mentionnés dans la section précédente et disparaissent lorsque l'accumulation de fer par la banquise est désactivée (Figure 3.2).

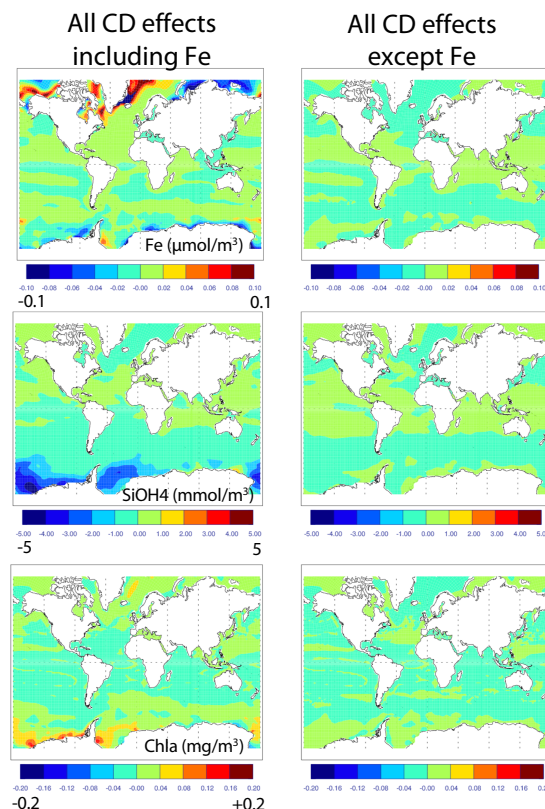


Figure 3.2. (colonne de gauche) Anomalies moyennes annuelles de concentrations des eaux de mer de surface en Fer, en acide silicique et en *chl-a*, en réponse aux effets de concentration-dilution liés à la banquise. **(colonne de droite)** Même chose, en excluant cependant les effets du fer (en imposant une concentration nulle en fer dans la glace). Les données sont issues de la 50^e année de simulations réalisées avec NEMOv3.5, configuration ORCA2-LIM-PISCES (Madec 2008). Résolution spatiale : 2°.

Le peu de sensibilité des macro-nutriments aux effets de concentration-dilution s'explique par la faiblesse générale des concentrations dans la glace et du volume de glace par rapport à celui de la couche de mélange, impliquant un contenu en nutriments dans la glace bien plus faible que dans l'océan ($I_i \ll I_w$). Les changements induits ne sont pas non plus suffisants pour affecter la photosynthèse et la chl-a.

3.4 Le carbone

Quant au cycle du carbone, sa réponse aux effets de concentration-dilution liés à la banquise est plus compliquée à cause des interactions avec les flux air-mer et la production biologique.

En termes de flux air-mer de carbone, la réponse la plus forte aux effets de concentration-dilution est attribuable à la stimulation de la production biologique en réponse à la libération de fer par la fonte de glace de mer.

Comme pour les nutriments, les effets de concentration-dilution liés aux faibles valeurs de DIC et TA dans la glace sont faibles tant que le rapport TA/DIC n'est pas modifié. Néanmoins, certaines observations montrant un rapport TA/DIC plus élevé dans la glace que dans l'océan. On a donc aussi testé l'importance de cet effet (Figure 3.3). Les changements dans les flux air-mer de carbone simulés induits par un rapport TA/DIC = 2 dans la glace (par rapport à une simulation avec TA/DIC = 1) ne sont pas négligeables.

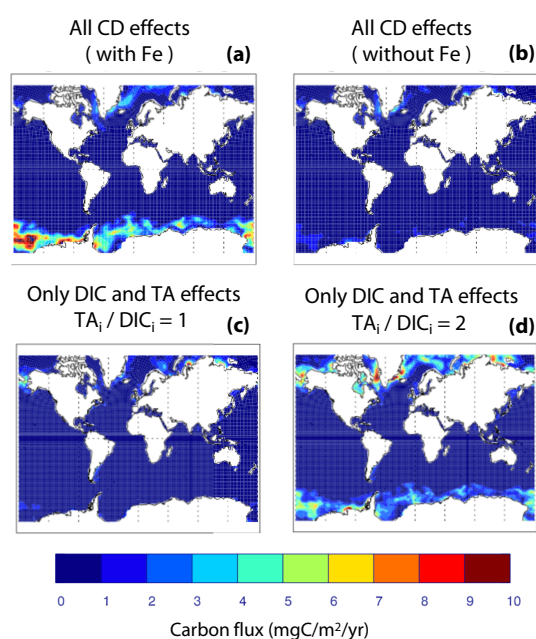


Figure 3.3. Maximum annuel des anomalies de flux de carbone, en réponse aux effets de concentration-dilution liés à la banquise, incluant (a) tous les traceurs, (b) tous les traceurs sauf le fer, (c) uniquement TA et DIC, avec TA/DIC= 1 dans la glace; (d) uniquement TA et DIC, avec TA/DIC=2 dans la glace.

3.5 Conclusion

Les effets de concentration-dilution liés à la glace de mer sur la biogéochimie marine sont généralement faibles. Ceci est attribué à la combinaison de faibles concentrations des traceurs dans la banquise et au faible volume de la banquise par rapport à la couche de mélange océanique. En l'absence d'une non-linéarité telle que celle liant la salinité de l'eau de mer et sa densité, ces effets sont d'importance bien moindre pour les traceurs biogéochimiques qu'ils ne le sont pour le sel.

Deux exceptions méritent d'être étudiées plus en détail. Il s'agit en premier lieu du fer qui s'accumule dans la glace en formation au lieu d'en être rejeté. Un impact sur la production planctonique à la marge de la glace avait déjà été mis en lumière par (Lancelot et al. 2009). En cela il se comporte de façon opposée aux autres traceurs. En collaboration avec Renaud Person et Olivier Aumont, on est occupé à revisiter l'impact du fer dans la banquise sur la production et l'export de carbone organique dans l'Océan Austral. Au second rang, le carbone, dont la réponse aux processus biogéochimiques dans la banquise pourrait être accentuée par la non-linéarité entre pCO_2 et rapport TA/DIC , qu'on étudiera au Chapitre 5.

Chapitre 4

Modélisation de la biogéochimie et des micro-algues de glace

Les observations du Chapitre 2 montrent des concentrations en *Chl-a* élevées dans la banquise malgré un contenu en *Chl-a* généralement faible, et parfois du même ordre que dans l'océan, en particulier dans la banquise côtière. Ceci suggère une production primaire dans la glace peut-être importante, mais notoirement compliquée à mesurer (Miller et al. 2015).

Peut-on alors simuler précisément la production primaire des algues de glace ? Quels sont les mécanismes de couplage entre l'environnement glaciaire, la chimie de la saumure et le développement des algues de glace ? Qu'est-ce qui explique la localisation et la saisonnalité des algues de glace ? En vue de mieux comprendre ces processus, leur lien avec la biogéochimie marine et d'améliorer leur représentation dans les modèles du Système Terre, j'ai mené le développement — avec une série de collègues — d'un modèle physique et biogéochimique de glace de mer. Ce modèle unique en son genre (LIM1D) permet de simuler, entre autres processus, l'évolution des algues de glace, en lien étroit avec l'environnement physique.

Les solutés, et en particulier les nutriments, sont couplés au transport de saumure, là où d'autres modèles imposent les flux de façon plus empirique. La localisation des algues de glace n'est pas confinée à la base de la banquise comme dans d'autres modèles, mais libre. Les algues de glace et les détritiques affectent le transfert radiatif, et rétroagissent donc sur la thermodynamique de la glace.

LIM1D a permis de comprendre certains mécanismes essentiels à la base du développement saisonnier des algues de glace. Néanmoins, l'analyse des simulations a aussi souligné les contradictions de notre compréhension, et notre capacité limitée à réaliser des prédictions quantitatives.

Dans ce chapitre, j'explique les principes de la représentation des processus biogéochimiques dans la banquise à la base de LIM1D, en me focalisant sur les algues de glace. J'illustre par quelques exemples ce que j'ai appris en chemin sur les mécanismes régissant la dynamique des algues de glace, et sur les incertitudes les affectant.

4.1 Représentation de l'environnement de la banquise

Les caractéristiques de l'environnement de la banquise pertinentes pour la biogéochimie sont la température, la composition chimique, et l'éclairement. Celles-ci sont généralement décrites dans un contexte thermodynamique où la dépendance verticale joue un rôle primordial. Les dimensions de la glace sont telles que les échanges de chaleur et de masse suivent essentiellement la direction verticale. Les modèles en processus de banquise s'inscrivent donc dans un cadre unidimensionnel, où l'on néglige les variations horizontales, et on se focalise sur l'évolution verticale.

Les concepts fondant la thermodynamique de LIM1D datent de quarante ans (G. A. Maykut et Untersteiner 1971) moyennant les modifications opérées par Bitz et Lipscomb (1999). Les deux variables d'état de la banquise sont la température T et la salinité S . Ici la salinité S est dite *bulk* — c'est celle de l'eau issue de la fonte d'un échantillon de glace de mer, typiquement une section de carotte. La base thermodynamique de LIM1D semble solide : les simulations de l'épaisseur de la glace et du profil vertical de température sont routinières et réalistes.

Aux fondements de la représentation thermodynamique de la banquise de LIM1D, se trouve la spécification en fonction de T et S des propriétés de la saumure (salinité et fraction de masse) dont le contrôle sur les propriétés physiques et biogéochimiques de la glace est fondamental.

Composition de la banquise

À l'équilibre thermodynamique des phases, la salinité de la saumure est à son point de congélation. En conséquence, la salinité S_{br} de la saumure est déterminée par la température. La relation entre S_{br} et T , est dite *courbe de liquidus*, et correspond à la réciproque du point de congélation :

$$S_{br} = S_{br}(T).$$

Supposant que l'ensemble du sel est dissous dans les inclusions liquides (Bitz et Lipscomb 1999), on obtient la fraction en masse ϕ de saumure :

$$\phi = \frac{S}{S_{br}(T)}.$$

Puisque la salinité des saumures est souvent beaucoup plus grande que la salinité *bulk*, on a que $\phi \ll 1$. La salinité des saumures étant contrainte par la température, le transport fluide fait évoluer la salinité moyenne et la fraction de saumure de concert.

Dans LIM1D, on utilise un point de congélation linéaire pour les processus physiques (Bitz et Lipscomb 1999), ce qui simplifie la résolution numérique de l'équation de la chaleur et est suffisant pour les problèmes liés à l'énergétique du système. Pour les processus biogéochimiques, qui dépendent sensiblement de la salinité de la saumure, on utilise un polynôme du troisième ordre (D. Notz et Worster 2009), qui reproduit bien les observations, jusqu'à environ -22°C . L'idée à terme est d'utiliser la même approche dans ces deux parties du modèle.

À l'aide d'observations et de modélisations chimiques avancées, on récemment réévalué la précision des calculs de la salinité de la saumure et de sa fraction en masse (Vancoppenolle et al. 2019). On a au passage évalué les expressions utilisées dans LIM1D, et montré qu'elles étaient raisonnablement précises. On a aussi montré comment améliorer la précision à basse température en prenant en compte la présence de minéraux, tout en assurant la consistance du formalisme avec l'équation d'état de référence de l'eau de mer (TEOS-10, Feistel 2008). Une illustration de ce travail, qui donne des pistes d'améliorations futures du modèle, est donnée à la Figure 4.1.

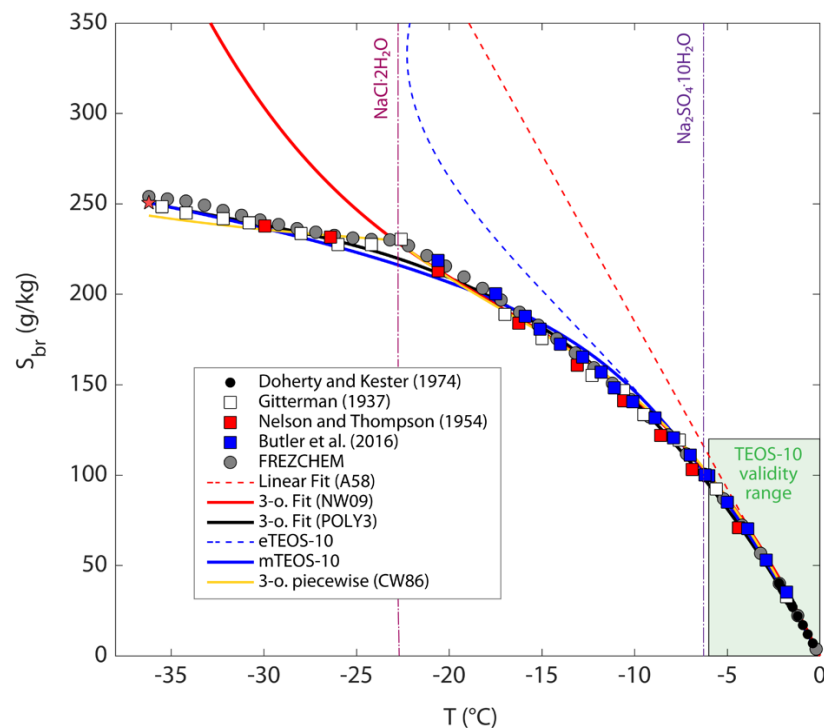


Figure 4.1. Différentes façons de spécifier la courbe de liquidus (lignes), donnant la salinité de la saumure à l'équilibre thermodynamique en fonction de la température, en comparaison aux observations disponibles (symboles). Cette courbe est la réciproque du point de congélation. LIM1D utilise pour l'instant l'approche linéaire pour la thermodynamique, et le polynôme du 3^{ème} ordre de Notz et Worster (2009) pour les processus biogéochimiques. À terme, on pourrait utiliser selon le contexte le polynôme de 3^{ème} ordre dérivé des observations (POLY3). On pourrait aussi utiliser l'approche en potentiel chimique de TEOS-10 (mTEOS-10). Tiré de Vancoppenolle et al. (2019).

Évolution de la salinité : dynamique de la saumure

Alors que la salinité des saumures est régie par l'équilibre thermodynamique des phases, la salinité dite *bulk* est régie par le transport fluide de saumure au travers de la matrice de glace, plus ou moins perméable selon la température. Sur ce thème, de nombreux progrès ont été effectués au cours des quinze dernières années. Dans LIM1D, on utilise une équation d'advection-diffusion (Vancoppenolle et al. 2010) :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -w \frac{\partial S_{br}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\bar{D} \frac{\partial S_{br}}{\partial z} \right).$$

w (m/s) est une vitesse de Darcy qui représente l'effet des mouvements de transport vertical liés à l'inondation par l'eau de mer en surface (*flooding*) et à la percolation d'eau douce en surface (*flushing*), alors que la diffusivité effective \bar{D} représente l'effet des mouvements de convections liés à l'instabilité de la saumure dans de la glace en croissance (*gravity drainage*). Cette approche donne des résultats généralement satisfaisants (Vancoppenolle et al. 2007; Vancoppenolle et al. 2010). La convection est essentielle car elle permet l'activité biologique, alors que la percolation semble l'interrompre. D'autres paramétrisations pour la convection ont été développées, notamment sur base d'approches purement advectives (Griewank et Notz 2013; Rees Jones et Worster 2014).

Il est important de bien jauger la confiance qu'on a dans la représentation du transport. C'est pourquoi, avec Max Thomas, que j'ai co-encadré en thèse à l'Université d'East Anglia, on a conçu et réalisé des expériences de laboratoire permettant de comparer les différentes paramétrisations de la convection de saumure (Figure 4.2). Dans l'ensemble, les différentes paramétrisations du transport de saumure permettent de représenter à la fois le sel et les traceurs. Néanmoins, l'analyse montre que les approches advectives sont non seulement mieux posées physiquement mais encore plus précises que les approches diffusives, tant pour la salinité que pour les traceurs. Les approches diffusives souffrent de la condition frontière en surface, qui impose à S et C de diminuer au cours du temps au voisinage de la surface.

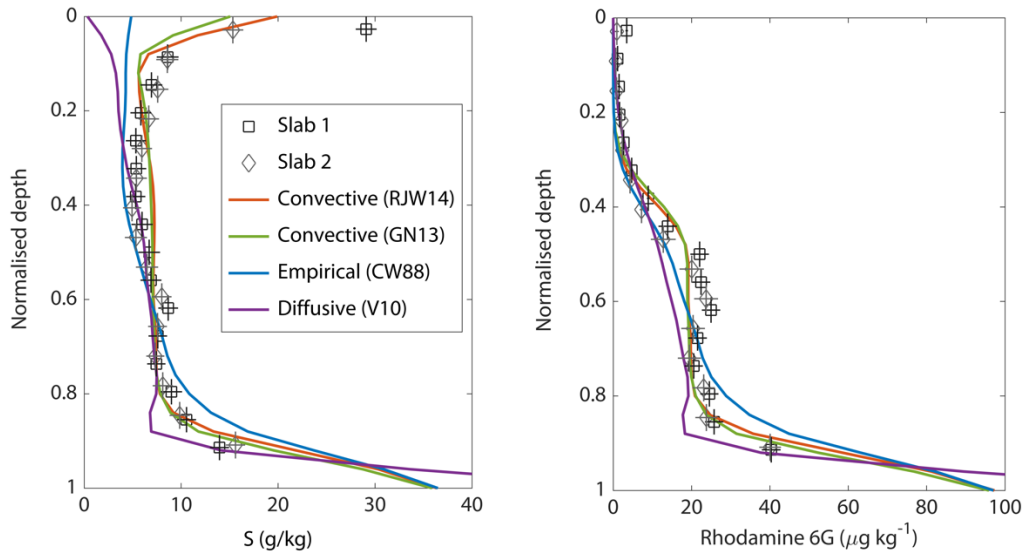


Figure 4.2. Profils verticaux de salinité (gauche) et concentration en rhodamine 6G (droite), dans le cadre d'expériences de croissance de glace de mer en laboratoire durant 9 jours à -20°C . Les observations issues du carottage de la glace sont représentées par les symboles ; les modélisations par les lignes. La rhodamine est un traceur passif coloré introduit et mélangé dans l'eau sous la glace après trois jours de croissance pour le découpler du sel. D'après Thomas (2019).

Éclaircissement dans et sous la glace

Un autre aspect d'importance pour le développement des algues est le transfert de la lumière à travers la banquise et son interaction avec les algues de glace. Pour calculer la lumière disponible, on utilise une loi de Beer-Lambert à deux niveaux, en supposant la présence d'une couche de surface fortement diffusante, et puis d'une couche moins diffusante située dessous. C'est une approche introduite par (Grenfell et Maykut 1977), qu'on a quelque peu modifiée, pour y inclure la transmission de rayonnement à travers la neige et les mares de fonte. Une spécificité notable présente dans LIM1D est que le coefficient d'atténuation est la somme des contributions de la glace pure, de la chlorophylle et des détritiques, ce qui introduit une rétroaction des algues de glace sur la thermodynamique.

Les coefficients utilisés dans cette loi de Beer-Lambert sont issus de la littérature et de l'analyse d'observations sans qu'ils aient été évalués en détail. Depuis peu, grâce au projet *Green Edge*, on dispose d'observations simultanées d'irradiance sous la glace et de l'état de la banquise, permettant l'évaluation précise du schéma de transfert radiatif. C'est un exercice réalisé par Marion Lebrun, dans le cadre de sa thèse que je co-encadre, et dont les résultats préliminaires sont présentés à la Figure 4.3. On y compare la transmittance du système glace-neige calculée par rapport aux observations. La transmittance est définie

comme le rapport entre les irradiances solaires transmise et incidente, et intègre donc à la fois les contributions du calcul de l'albédo de surface et de l'atténuation dans la glace.

La comparaison indique un accord raisonnable entre les observations et le calcul. Le calcul de LIM1D a tendance à la surestimation des faibles transmittances (en lien avec les propriétés de la neige épaisse ou de sa distribution), et à la sous-estimation des fortes transmittances (en lien avec les mares de fonte. On note aussi un impact relativement faible des algues de glace sur la transmittance, quel que soit le choix du coefficient d'absorption spécifique des algues de glace (a^*).

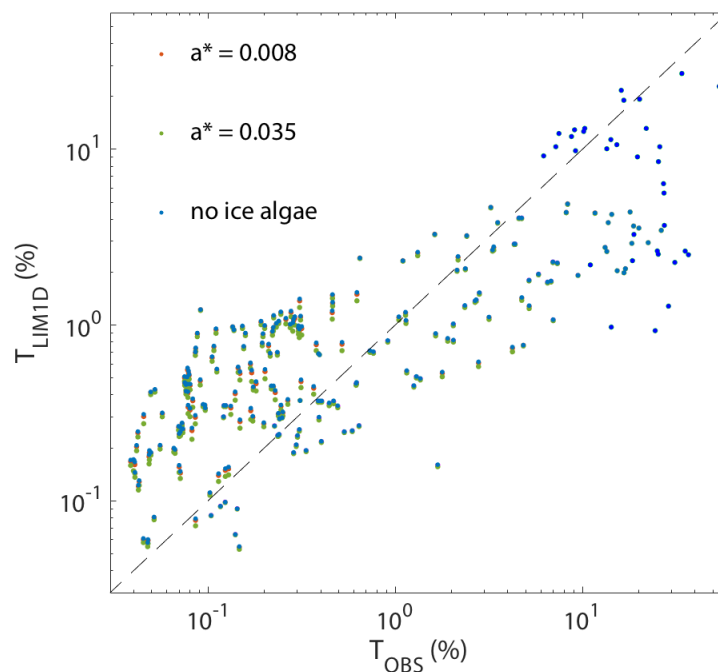


Figure 4.3. Évaluation de la transmittance calculée à partir des épaisseurs de la glace et de neige à l'aide de la loi de Beer-Lambert implémentée dans LIM1D, par rapport à des observations collectées dans la banquise côtière et dérivante de la Baie de Baffin, dans le cadre du projet GreenEdge, aux printemps 2015 et 2016.

4.2 Traceurs biogéochimiques

Comment dans ce contexte introduire une représentation des traceurs biogéochimiques qui soit idéalement couplée avec la représentation physique ? La représentation de la biogéochimie qu'on a choisie dans LIM1D se base sur le cadre défini dans le Chapitre 2. Une série de marqueurs de l'activité biologique, dits traceurs, quantifiés par des concentrations par unité de volume de glace $C(z,t)$, ont été incorporés au modèle. L'évolution de la quantité des différents traceurs biogéochimiques est séparée en processus physiques et biogéochimiques :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial C}{\partial t} \Big|_{\varphi} + \frac{\partial C}{\partial t} \Big|_{\beta}.$$

LIM1D calcule l'évolution de la concentration $C(z,t)$ de 13 traceurs biogéochimiques dans la glace (voir Figure 4.4) — représentant la dynamique des algues de glace, la chimie du carbone, la précipitation d'ikaite, et la dynamique des gaz. Récemment, on y a aussi incorporé le fer.

Un élément primordial est le choix du mode de transport, qui dépend du traceur concerné. Les solutés, par exemple les nutriments, se comportent comme le sel, et suivent une équation de transport identique à celle de la salinité. Les particules (comme les algues de glace) sont piégées dans la glace sans possibilité de se mouvoir. Les gaz, en plus d'être dissous, forment des bulles qui présentent des modes de transport spécifiques (Moreau et al. 2014; Moreau et al. 2015).

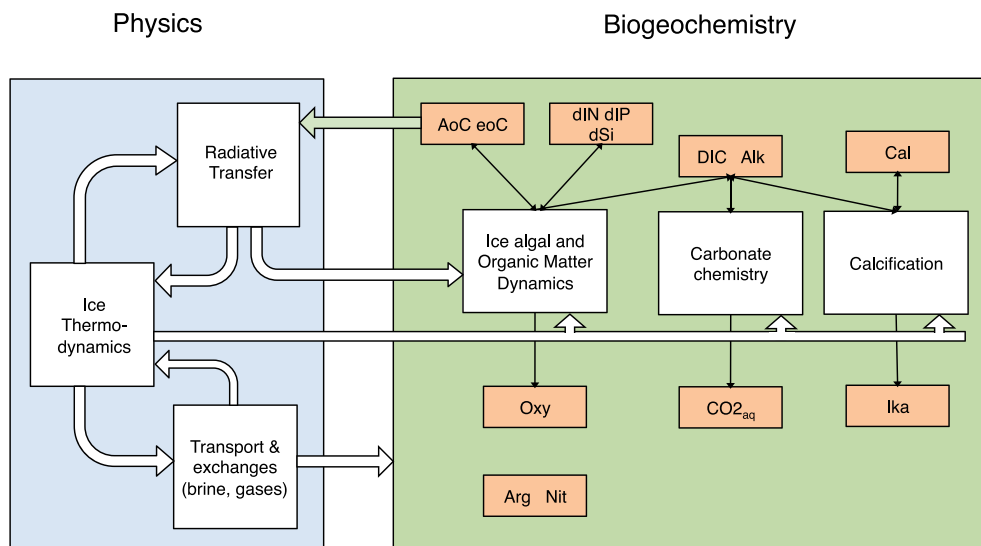


Figure 4.4. Structure du modèle LIM1D et des interactions bio-physiques qui y sont représentées. À gauche, les grandes composantes de physique, à droite, les différents réservoirs de la biogéochimie. AoC=Algal organic Carbon ; eoC=Detrital organic Carbon ; dIN=Dissolved Inorganic Nitrogen ; dIP=Dissolved Inorganic Phosphorus ; dSi=Dissolved Silica ; DIC=Dissolved Inorganic Carbon ; Alk=Total Alkalinity ; Cal=calcium ; Oxy=Oxygen, CO2aq : Aqueous CO2 ; Ika=ikaite ; Arg=Argon ; N=gaseous nitrogen.

Sources et puits biogéochimiques

Au-delà de l'influence des processus physiques, chaque traceur est affecté par des processus biologiques et chimiques propres, dont la spécification constitue une étape essentielle. Les communautés d'algues de LIM1D sont représentées dans un cadre classique de type NPD ou NP⁴, décrit en détail dans Vancoppenolle et Tedesco (2017). Je n'en reprends ici que les traits essentiels. On fait l'hypothèse, comme suggéré par

⁴ NPD = Nutrient-Phytoplankton-Detritus ; NP= Nutrient-Phytoplankton (Sarmiento et Gruber 2006).

l'observation, d'un faible broutage dans la glace (Nozais et al. 2001), négligeant le compartiment dit Z.

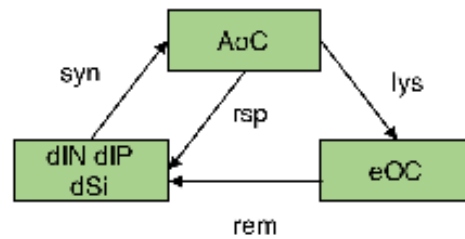


Figure 4.5. Représentation des algues de glace de type NP (gauche) et NPD (droite) dans LIM1D. *dIN*=Dissolved Inorganic Nitrogen; *dIP*=Dissolved inorganic Phosphorus; *dSi*=dissolved silica; *AoC*=Algal organic Carbon; *eOC*= detritic organic carbon. *syn*=synthesis; *rsp*=respiration; *lys*=lysis; *rem*=remineralization.

Le cycle de la croissance des algues est dans le cadre NPD représenté à l'aide de trois compartiments (voir Figure 4.5) :

- les nutriments dissous (l'azote, le phosphore et la silice dans LIM1D) ;
- les algues de glace ;
- la matière organique détritique (négligée dans le cadre NP).

La quantité d'algues et de détritiques est comptabilisée par leur concentration molaire en carbone (*aoC*, *eoC* ; mmol/m³). Les algues et les détritiques incorporent N, P et Si dans des proportions fixées par rapport au carbone dites rapports de Redfield. Une série de processus opèrent les échanges de masse entre les différents compartiments. Leur intensité respective est proportionnelle à la taille du réservoir duquel ils sont issus. Le taux de photosynthèse (*syn*) dépend de la lumière, de la température, de la salinité de la saumure et de l'abondance des nutriments ; en prenant en compte une acclimatation à la lumière par un ajustement du rapport chlorophylle-carbone. Les taux de respiration (*rsp*), de lyse (*lys*) et de reminéralisation (*rem*) dépendent de la température. Des paramètres à ajuster régulent l'intensité des processus et leurs dépendances à l'environnement. En tout le modèle comprend 16 paramètres à ajuster.

Discrétisation verticale

La façon dont les traceurs sont représentés verticalement constitue un autre choix à opérer. Dans LIM1D, la dimension verticale est divisée en un nombre libre de couches d'égale épaisseur (typiquement 10), et chacun des traceurs du modèle prend une valeur spécifique dans chacune des couches. Cette approche n'impose pas a priori la localisation des algues, et permet en principe de simuler sans restriction les différentes communautés présentes dans la glace (voir Figure 4.6 à droite).

Dans la littérature, on trouve deux autres façons de spécifier la localisation des algues de glace dans une couche biologiquement active. Dans beaucoup de modèles, la localisation des algues de glace est imposée au voisinage de la base de la glace, suivant l'approche de Lavoie et al. 2005 (à gauche sur la Figure 4.6), ce qui est motivé par des observations opérées dans la banquise côtière de l'Arctique canadien. Une autre approche est d'adopter une couche biologiquement active dynamique, évoluant avec la fraction de saumure (Tedesco et al. 2010, au centre).

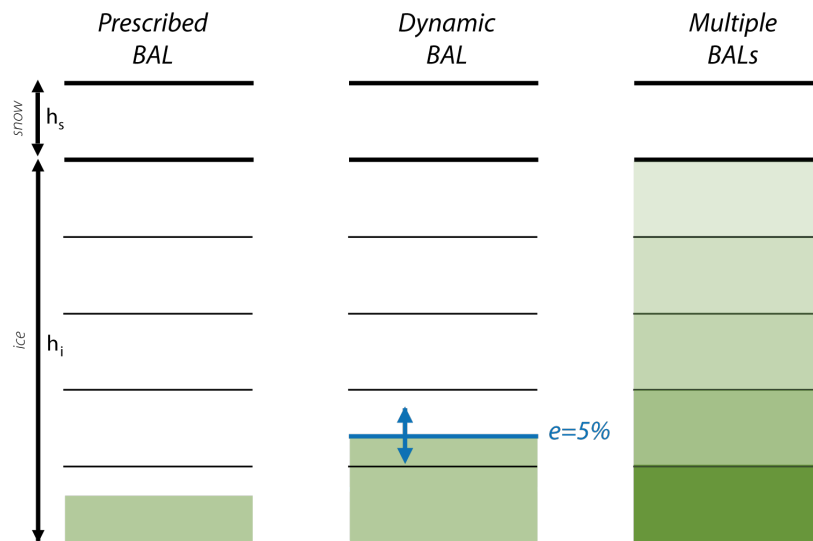


Figure 4.6. Les trois façons de représenter la localisation des algues de glace: à gauche, l'approche classique où la position des communautés est imposée au voisinage de la base ; au centre l'approche en couche active dynamique ; à droite l'approche multi-couches. D'après Vancoppenolle et Tedesco (2017).

4.3 Les mécanismes régissant les algues de glace

Qu'est-ce qui dans l'environnement glaciaire structure la localisation et la saisonnalité des algues de glace ? Quel est le rôle respectif des différents facteurs environnementaux ? Y a-t-il des mécanismes de couplage qui méritent d'être relevés ? Le développement et l'utilisation routinière de LIM1D à différents sites ont montré certains mécanismes régissant la dynamique des algues de glace et leur réponse aux changements saisonniers des caractéristiques de la banquise. Des expériences idéalisées réalisées avec LIM1D (Vancoppenolle et Tedesco 2017), illustrent bien les éléments de réponse à cette question (Figure 4.7).

Ces expériences visent à simuler le développement des algues de glace au cours d'une saison de croissance et de fonte de banquise dérivante de l'Antarctique. À partir d'une simulation incluant l'ensemble des facteurs et évaluée face à quelques observations, on a progressivement retiré de la photosynthèse la contribution des facteurs limitants.

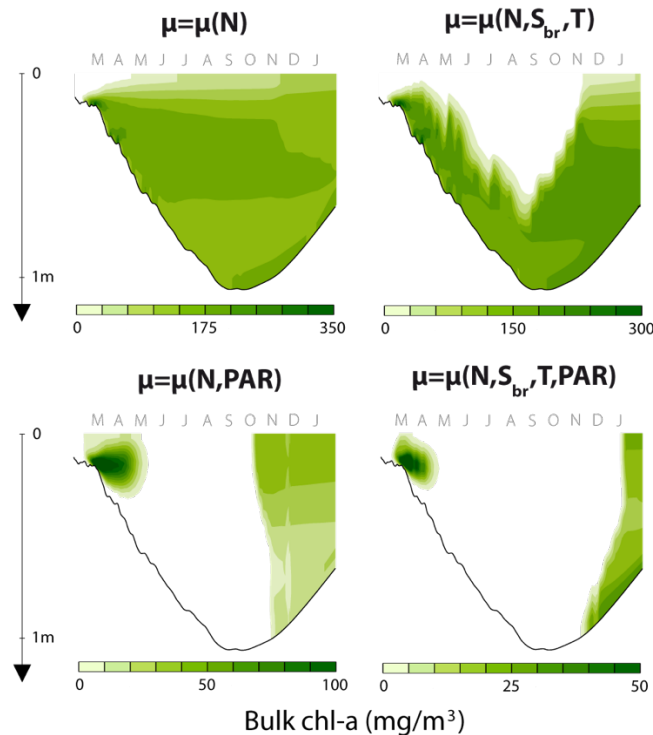


Figure 4.7. Concentration en Chl-a simulée par LIM1D dans le cadre d'expériences visant à simuler le développement des algues de glace dans la banquise antarctique. Chacun des panneaux représente une simulation, pour lesquelles la photosynthèse est fonction de (a) les nutriments seuls ; (b) les nutriments, la salinité de la saumure et la température ; (c) les nutriments et la lumière (PAR) ; et (d) les quatre facteurs susmentionnés.

Un couplage convection-nutritifs-biomasse pendant la période de croissance

En l'absence d'autres limitations à la croissance des algues que celle des nutriments, les concentrations en chlorophylle atteignent jusqu'à 300 mg *Chl-a* / m³, sans structure verticale, ce qui est irréaliste. Durant la période de croissance, les concentrations en nutriments dans la saumure sont alors inférieures à celles de l'eau de mer, et la convection ramène des nutriments dans la glace. Au début de l'été, une fois que la température de la surface rejoint et dépasse celle de la base de la glace, la stratification de la saumure devient neutre, l'accumulation de biomasse s'arrête et l'activité des algues ne peut se perpétuer que par le recyclage des nutriments issu des détritits.

Cette expérience illustre bien comment la combinaison d'algues fixes attachées à la glace et des nutriments mobiles, en présence de convection, permet d'accumuler efficacement

la matière organique dans la glace (Vancoppenolle et al. 2010; Vancoppenolle et Tedesco 2017).

La température conditionne la structure verticale, la lumière la saisonnalité

L'ajout des effets de la salinité de la saumure et de la température introduit une structure verticale et un peu de saisonnalité. Le haut de la glace, trop froid et où la saumure est trop salée, devient inhabitable l'hiver. Comme la salinité de la saumure est déterminée par la température, les effets de ces deux variables sont couplés. En pratique, ces deux variables ensemble déterminent une zone d'habitabilité dans la glace, correspondant à des températures situées entre -3,5 et -0,5°C. L'ajout des effets de lumière introduit de la saisonnalité, mais avec une structure verticale avec plus de chlorophylle au voisinage de la surface opposée à l'observation.

C'est seulement en combinant l'ensemble des facteurs qu'on obtient une saisonnalité et une structure verticale réaliste du développement des algues de glace, caractérisée par deux périodes d'activité, en automne, puis le printemps et l'été ; en accord avec les observations (Meiners et al. 2012).

Des couplages bio-optiques a priori faibles

Les algues modifient la propagation de la lumière à travers la glace, ce qui pourrait donner lieu à diverses formes d'interactions entre les algues de glace à différentes profondeurs, ainsi qu'entre les algues et leur environnement. Néanmoins, dans la banquise, de tels couplages bio-optiques sont faibles — et les différences dans les caractéristiques physiques de la glace, dans des simulations avec ou sans biologie, sont minimes.

Éliminons d'emblée l'idée d'un effet éventuel des algues de glace sur l'albédo, notable pour les calottes glaciaires continentales (Yallop et al. 2012; Benning et al. 2014) mais improbable dans la banquise et jamais reporté expérimentalement. En effet les algues de glace se situent le plus souvent près de la base, soit loin de la surface de la glace (Leu et al. 2015; Meiners et al. 2012, 2018). De plus, dans les cas moins fréquents où des algues de glace sont présentes au voisinage de la surface, elles sont associées à une épaisse couche de neige, qui rétrodiffuse l'essentiel du rayonnement avant qu'il n'atteigne les algues.

Cela dit d'autres phénomènes de couplage pourraient émerger de l'absorption par les algues de glace du rayonnement solaire transmis (Maykut et Grenfell 1975; Palmisano et al. 1987; Perovich et al. 1993). Mentionnons d'abord l'auto-ombrage (*self-shading*), par lequel des algues tellement abondantes dans le haut de la glace feraient de l'ombre à leurs

congénères situées au-dessous d'elles, gênant leur développement (Smith et al. 1988). Un deuxième phénomène de couplage est le chauffage de la glace par l'absorption de rayonnement par les algues (Zeebe et al. 1996).

L'intensité de ces deux couplages est généralement faible, voire très faible (Vancoppenolle et Tedesco 2017), ce qui se comprend facilement en considérant la valeur de l'absorption spécifique de la *Chl-a* (a^*), comprise entre 0.005 et 0.02 $\text{m}^{-1}/(\text{mg Chl-a} \cdot \text{m}^{-3})$, voir par exemple Wongpan et al. (2018), repris à la Figure 4.8.

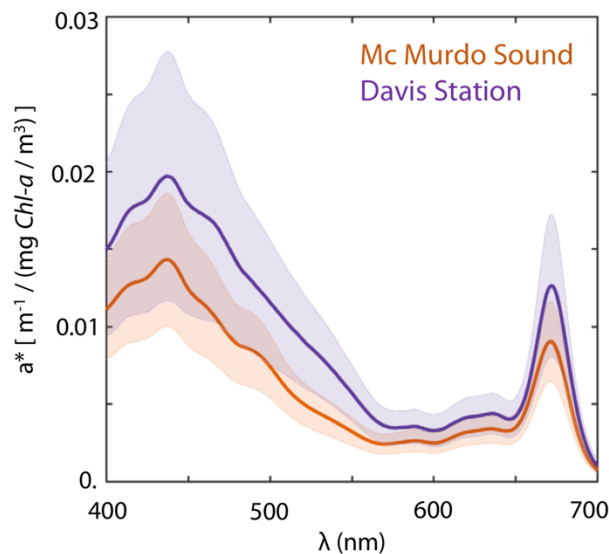


Figure 4.8. Coefficient d'absorption spectrale des algues de glace par unité de concentration en *Chl-a*, issue d'échantillons prélevés dans la banquise côtière Antarctique. D'après Wongpan et al. (2018).

En conséquence, à des concentrations en chlorophylle de l'ordre de $10 \text{ mg} / \text{m}^3$, l'atténuation par la chlorophylle n'atteint grand maximum qu'un cinquième de l'atténuation liée à la glace pure ($\kappa_i = 1 \text{ m}^{-1}$, Light et al. 2008). L'auto-ombrage a néanmoins un rôle important de garde-fou — il empêche le développement de biomasses au-delà de quelques centaines de $\text{mg Chl-a} / \text{m}^2$. C'est pour des raisons similaires que l'impact des algues de glace sur la transmission totale de lumière vers l'océan est lui aussi faible.

4.4 Des incertitudes importantes

On a donc pu développer une compréhension qualitative des mécanismes régissant le développement des algues de glace. Néanmoins, l'évaluation quantitative indique de sérieuses limites à notre compréhension, dont je détaille les principales dans cette section.

Des paramètres à ajuster à chaque simulation

L'expérience montre qu'il est difficile de simuler l'activité biologique dans la glace en des sites différents avec les mêmes paramètres. Chaque nouvelle expérience requiert la calibration spécifique d'un certain nombre de paramètres, en particulier les taux d'activité et de l'adaptation à la lumière.

Ce constat, qu'on peut faire aussi dans les simulations effectuées avec le modèle plus simple de (Lavoie et al. 2005) pour deux sites voisins de quelques centaines de mètres tout au plus, suggère que les modélisations s'approchent parfois plus de la régression statistique que de la modélisation mécanistique. Cela pointe des limites fondamentales dans notre compréhension et nos capacités d'observation, préexistant aux problèmes des modèles.

Le paradoxe de la banquise côtière

Un exemple assez criant des limites de nos connaissances et de notre compréhension est donné par la banquise côtière antarctique. C'est dans celle-ci que les communautés d'algues de glace les plus dynamiques de la planète sont observées. Le contenu en chlorophylle, concentré surtout à la base de la glace (Figure 4.9) peut atteindre quelques centaines de mg / m^2 , surpassant d'un à deux ordres ce qu'on mesure dans la banquise dérivante. Plus surprenant encore, cette accumulation spectaculaire de biomasse s'accompagne d'une augmentation des contenus de tous les nutriments, en particulier N et P, alors qu'on s'attendrait logiquement à une diminution.



Figure 4.9. Photographie de la base d'une carotte de glace échantillonnée à Cap Evans. On distingue la présence des filaments. D'après (Conte 2016).

Ce genre de configurations n'est pas du tout simulable par LIM1D, comme on l'a étudié dans le cadre du mémoire de stage de Ludivine Conte (Conte 2016), que j'ai coencadré avec mon collègue Bruno Delille (Université de Liège), dans une tentative de reproduire des observations réalisées à Cap Evans, au voisinage de McMurdo, dans la banquise côtière antarctique.

La physique de la glace à Cap Evans est simulée de façon assez précise. Par contre, l'activité des algues de glace est simulée de façon très peu réaliste (Figure 4.10). LIM1D simule un début d'activité des algues de glace mi-octobre, rapidement inhibée par une limitation drastique des nutriments (en particulier l'azote), impossible à lever malgré diverses tentatives, incluant :

- le remplacement du schéma de transport de saumure diffusif de LIM1D par la paramétrisation advective de (Griewank et Notz 2013) ;
- l'introduction de mécanismes du découplage de l'azote et du phosphore par rapport au carbone ;
- une prise en compte de l'incorporation de filaments suspendus sous la glace lors de la formation de la glace.

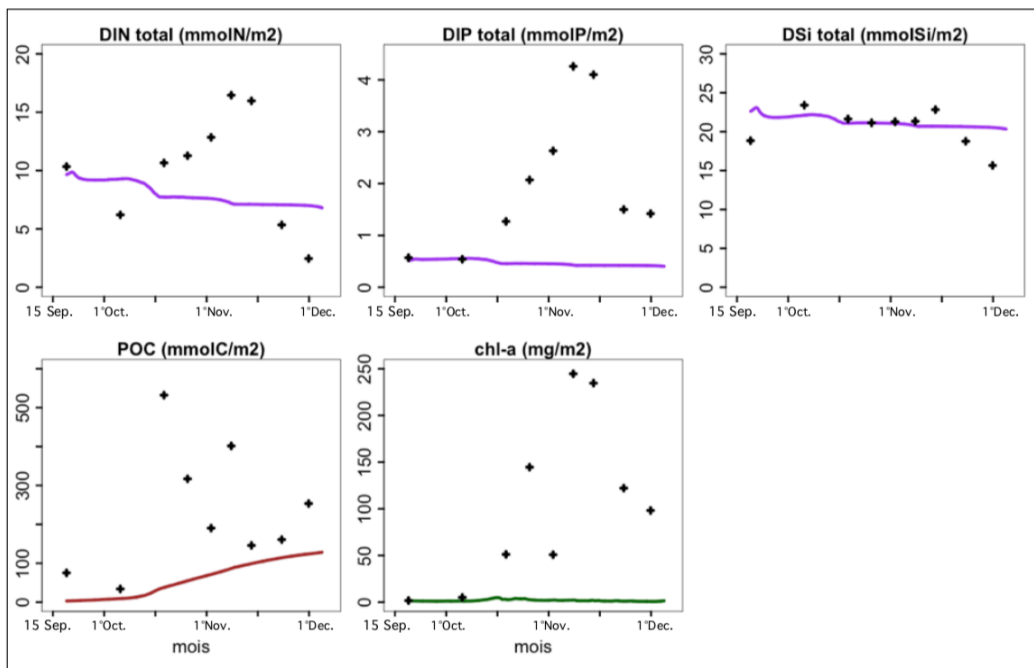


Figure 4.10. Contenu en nutriments, du carbone organique particulaire et de la Chl-a, observés (symboles) et simulés par LIM1D (lignes) au site d'échantillonnage du projet YROSLAE, situé à Cap Evans, au voisinage de la baie de McMurdo, dans la banquise côtière antarctique. D'après (Conte 2016).

Il y a donc d'autres raisons, à cette inaptitude de LIM1D, qui va au-delà du simple défaut, à simuler la réalité. Quelles pourraient-elles être ? Il y a deux paradoxes à expliquer, le premier pour les physiciens, le second pour les biogéochimistes.

Comment introduire autant de nutriments dans la banquise ? Les nutriments transportés dans la banquise par les deux schémas de convection de saumure sont largement insuffisants, environ d'un ordre de grandeur, alors que les profils de salinité sont très bien simulés. On pourrait imaginer l'absence d'un mécanisme physique n'affectant que peu la salinité de la glace, mais augmentant l'intensité du mélange au voisinage de la base de la glace. Ce mécanisme pourrait être la convection forcée de saumure, issue du cisaillement du courant sous la glace (Neufeld et Wettlaufer 2008), absente du modèle, et dont il m'est difficile de prédire l'efficacité. Il pourrait être lié à la marée ou au courant de retour issu de la circulation sous l'ice-shelf voisin. Il y a une autre alternative qui ne ferait pas appel à un mécanisme physique : les algues de glace accèderaient directement aux nutriments de la colonne d'eau via les filaments, dont le développement consisterait une adaptation à cet environnement spécifique.

Comment arriver à accroître à la fois la biomasse et les nutriments ? Une idée en cours d'élaboration est que la matière organique sous la glace formerait un biofilm (Stewart et Franklin 2008) qui permettrait, par un découplage à petite échelle des activités auto- et hétérotrophes, d'augmenter à la fois nutriments et biomasse (Roukaerts 2018).

La configuration reportée à Cap Evans en 2012 n'est pas unique. En d'autres sites d'échantillonnage de la banquise côtière antarctique, une accumulation simultanée de biomasse et de nutriments a été rapportée (Conte 2016; Roukaerts 2018). Parvenir expliquer cette dynamique spécifique augmenterait grandement notre compréhension des algues de glace, et en même temps notre confiance dans la capacité des modèles à les simuler.

4.5 Perspectives

Dans ce chapitre, j'ai présenté ma vision des mécanismes à la base du développement des algues de glace, et de comment on peut les représenter dans le contexte de modélisation en processus de la banquise. Nos simulations suggèrent un contrôle important des caractéristiques physiques de l'environnement sur le développement des algues de glace. Par contre, les rétroactions de l'activité biologique sur l'environnement glaciaire semblent généralement faibles.

J'ai aussi tenté d'illustrer l'utilité de la modélisation pour la biogéochimie de la glace de mer, dans un contexte d'observations peu abondantes. La capacité prédictive des modèles est faible, même rétrospectivement : on en sait probablement trop peu. Dès lors, l'utilité des modèles est principalement de rejeter des idées improbables, de mettre le doigt sur

des problèmes, ou de proposer des mécanismes plausibles, moins de réaliser des prédictions quantitatives.

Une difficulté récurrente est le peu de séries temporelles d'observations dont les signaux fussent réellement interprétables, ce qui pointe vers des problèmes d'échantillonnage. Les programmes à venir, comme MOSAIC, devraient permettre de remédier à ce problème. L'autre difficulté est notre imparfaite compréhension du développement des algues de glace dans les différents sous-biomes, qui empêche la formulation et l'élaboration de modélisations plus efficaces.

LIM1D a été étendu pour traiter d'autres problèmes que celui des algues, notamment celui du cycle du carbone, ce que je développerai un peu plus dans le prochain chapitre, dans le cadre de mes études sur le cycle du carbone dans les océans polaires.

Chapitre 5

Cycle du carbone et biogéochimie de la banquise⁵

Les schémas classiques du cycle du carbone océanique comptent trois pompes à carbone, dites pompes *de solubilité*, *biologique*, et *des carbonates* (Sarmiento et Gruber 2006). Qu'en est-il d'un rôle éventuel de la zone de glace ? Le réservoir dans la banquise est *a priori* quantité négligeable par rapport aux autres réservoirs connus que sont l'océan, l'atmosphère et la végétation terrestre (voir Chapitre 2, Section 2.5). On sait toutefois que la banquise contribue à la formation d'eau antarctique de fond (Goosse et Fichefet 1999; Ferrari et al. 2014), riche en CO₂ (Hoppema et Anderson 2007). Il semble aussi que la banquise puisse jouer un rôle d'écran aux échanges océan-atmosphère du CO₂ (Stephens et Keeling 2000; Morales Maqueda et Rahmstorf 2002). Pour le reste, la banquise est absente de nos schémas de compréhension du cycle du carbone.

Les processus biogéochimiques récemment mis en lumière dans la banquise et décrits au Chapitre 2, pourraient jouer un rôle actif dans le cycle du carbone. Il y a ces flux air-glace de carbone relativement importants qui ont été mesurés, mais inconsistants suivant la technique de mesure. Et puis il y a cette pompe à carbone spécifique à la banquise Rysgaard et al. (2011) chiffrée à plusieurs centaines de téragrammes de carbone par an, ce qui serait loin d'être négligeable. Cette *sea ice carbon pump* serait liée à une séquestration efficace du carbone libéré dans l'océan de surface par la formation de la glace et à des rapports TA/DIC élevés dans l'eau issue de la fonte de la banquise.

Dans ce chapitre, je passerai en revue les différents éléments que nous avons mis au jour en défaveur d'un impact global de la banquise sur le cycle du carbone, réfutant à la fois une origine glaciaire des flux de carbone mesurés par covariance des turbulence, et l'efficacité de la pompe à carbone liée à la banquise décrite par Rysgaard et al. (2011). Les aspects liés à la production primaire seront traités dans le Chapitre 6.

⁵ Ce chapitre a grandement bénéficié de la contribution de Sébastien Moreau. J'en profite pour le remercier.

5.1 Le bilan du carbone dans la banquise

Ces nouveaux processus pourraient-ils changer notre compréhension du puits de carbone océanique ? Avant de répondre à cette question, on a jugé bon de tenter d’objectiver le bilan carbone dans la banquise et de lever de nombreuses ambiguïtés sur les différents contributeurs du bilan du carbone dans la banquise, dont l’importance respective est très mal contrainte. Il y a en particulier l’incertitude majeure sur les flux air-glace de carbone. Afin de mieux comprendre ces processus et réduire les incertitudes associées, on en a introduit une représentation dans LIM1D (Moreau et al. 2015), considérant en particulier :

- la croissance et la fonte de la glace ;
- la dynamique des saumures (Vancoppenolle et al. 2010) ;
- la dissociation du CO₂ dans la saumure (Zeebe et Wolf-Gladrow 2001) ;
- les flux air-glace de CO₂ ;
- la précipitation de carbonate de calcium ;
- les algues de glace (Vancoppenolle et Tedesco 2017) ;
- la nucléation et la dissolution de bulles de gaz (Moreau et al. 2014).

On a produit deux simulations de l’évolution de ces mécanismes, visant à reproduire les réalités observées respectivement sur le terrain et en laboratoire. L’évaluation du modèle montre des processus simulés raisonnablement réalistes et des résultats comparables aux observations disponibles de DIC, d’alcalinité totale, de pCO₂ et d’ikaite dans la glace.

Quelle importance pour les flux air-glace de CO₂ ?

Tableau 5.1. Différentes estimations du puits de carbone dans la zone polaire en océan ouvert (Takahashi et al. 2009) et dans la banquise (B. Delille et al. 2014).

Puits de carbone océanique	PgC	
Océan		
> 50°N	0.03	Net annuel (1979-2005), mesures pCO ₂ océanique (Takahashi et al. 2009)
< 50°S	0.05	
Banquise		
Antarctique	0.03	Sep-Déc, 1997-2007 (B. Delille et al. 2014), modèle
<i>Efflux hivernal (banquise)</i>		
Banquise Arctique		
<i>Bell Chambers</i>	0.05	1 mmol/m ² /jour durant 9 mois sur 15×10 ⁶ km ²
<i>Covariance des turbulences</i>	0.90	20 mmol/m ² /jour durant 6 mois sur 15×10 ⁶ km ²
Banquise Antarctique		
<i>Bell Chambers</i>	0.04	1 mmol/m ² /jour durant 6 mois sur 20×10 ⁶ km ²
<i>Covariance des turbulences</i>	0.80	20 mmol/m ² /jour durant 6 mois sur 20×10 ⁶ km ²

La question de l'amplitude des flux air-glace est importante. Le Tableau 5.1 ci-dessus reprend différentes estimations des flux air-mer de carbone dans les régions polaires, en regard d'un calcul grossier de l'efflux hivernal lié à la banquise, en prenant en compte les mesures issues des chambres et des systèmes de covariance des turbulences. Cette comparaison suggère une contribution des flux air-glace du même ordre de grandeur que la moyenne. C'est une idée qu'on a défendue dans (Delille et al. 2014), sur base de calculs intégrés des flux air-glace de carbone (au printemps austral), à partir de leur relation à la température de l'interface glace-neige. Cette relation déduite des mesures issues des chambres a été introduite dans le modèle d'océan-glace à grande échelle NEMO. De tels calculs ne sont toutefois pas physiquement consistants : le carbone n'y est pas conservé, et il n'y a pas de limitation physique au carbone qui peut s'échapper ou rentrer dans la glace.

Les simulations de (Moreau et al. 2015) avec LIM1D apportent des contraintes physiques importantes à ajouter à ces estimations de flux air-glace. Il y a d'abord une contrainte forte imposée par les stocks hivernaux de DIC, liée à la faiblesse du transport de saumure dans le tiers supérieur de la glace. Il est utile de rappeler quelques ordres de grandeur. Rapporté sur 9 mois à l'ensemble du pack Arctique, un efflux de l'ordre de 20 mmol/m²/jour tel que suggéré par la covariance des turbulences correspondrait à environ dix fois le stock de carbone disponible dans la glace — et paraît difficilement soutenable. La mesure des cloches — environ 1 mmol/m²/jour — semble plus plausible, correspondant à la moitié des stocks de carbone. Les flux qu'on a simulés plafonnent à un rapport d'un pour dix. La Figure 5.1, tirée de (Moreau et al. 2015) illustre cette limitation : on a beau tenter d'augmenter l'efflux de CO₂ (courbe bleue) en diminuant l'épaisseur prescrite de la couche limite diffusive, les flux n'augmentent plus. L'été, les flux entrants sont aussi limités, cette fois par le gradient air-saumure de pCO₂, qui atteint son maximum lorsque la pCO₂ dans la saumure vaut zéro.

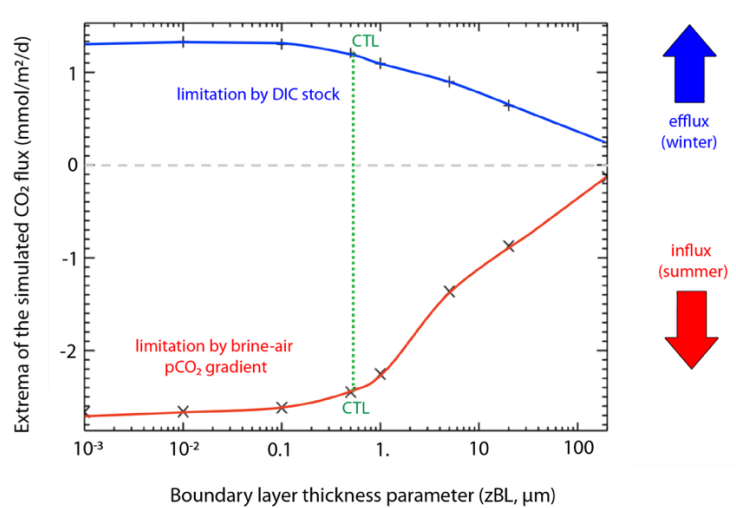


Figure 5.1 Sensibilité des extrema du flux glace-air de CO_2 au paramètre spécifiant l'épaisseur de la couche limite de saumure (Moreau, Vancoppenolle, et al. 2015). La valeur choisie pour la simulation de contrôle est donnée en vert. L'hiver, une augmentation de z_{BL} ne mène qu'à une augmentation limitée de l'efflux depuis la glace à cause de la limitation du flux par les stocks disponibles de carbone. L'été, la valeur de l'influx est limitée par les gradients de pCO_2 à l'interface saumure-atmosphère.

Quelles incertitudes sur le bilan du carbone dans la banquise ?

Pour la majorité des mécanismes simulés, il s'agissait de la première tentative de les représenter dans un modèle. Dès lors, l'incertitude sur les mécanismes simulés est une critique immédiate de nos simulations, en particulier sur les flux air-glace de CO_2 , les algues de glace et la chimie des carbonates. Pour évaluer l'importance de ces incertitudes, on a effectué de nombreuses expériences de sensibilité aux paramètres clés. Ces expériences n'ont pas montré de variation notable du bilan du DIC dans la glace.

Le contenu en DIC dans la glace (I^{DIC} , mmol DIC m^{-2}) simulé indique un bilan largement dominé par l'accumulation de DIC liée à la croissance de glace (*growth and melt*; GM) et le rejet lié au drainage de saumure (*brine rejection*; BR), alors que les flux air-glace, l'activité biologique, et la précipitation et la dissolution d'ikaite sont d'importance moindre (Figure 5.2). Autrement dit, le DIC suit essentiellement le sel dans la glace, et le bilan carbone en première approximation se réduit à deux termes :

$$\frac{\partial I^{DIC}}{\partial t} = GM + BR. \quad (1)$$

Le terme de croissance et fonte (GM) est une source de DIC pour la glace, et le drainage de saumure (BD), par circulation convective en hiver et percolation en été en est un puits. Il est remarquable que les termes importants du bilan sont les mieux contraints: la croissance et la fonte de glace sont bien comprises depuis Maykut et Untersteiner (1971) et la désalinisation de la glace simulée a été étudiée en détail au cours des quinze

dernières années (voir entre autres Notz et Worster 2009; Vancoppenolle et al. 2009; Hunke et al. 2011).

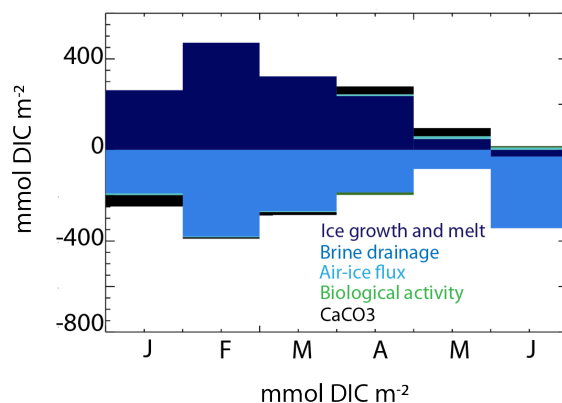


Figure 5.2. Bilan carbone simulé dans la banquise par LIM1D dans la banquise côtière de Point Barrow, Alaska (Moreau, Vancoppenolle, et al. 2015).

Un dernier aspect renforçant encore la confiance dans les simulations réalisées est que le rapport TA/DIC simulé – situé entre 1 et 1,8 et augmentant vers la surface – est consistant avec les mesures de Rysgaard et al. (2009). L'analyse de nos simulations pointe une différence notable par rapport aux discours précédents : l'efflux de CO_2 serait principalement responsable, pas la précipitation d'ikaite, comme couramment suggéré dans la littérature (Rysgaard et al. 2009).

Il est à noter que si les simulations de Moreau et al. (2015) donnent un bon premier aperçu du bilan carbone dans la glace, elles pourraient en donner une vue biaisée. En particulier, la production primaire de quelques dizaines de mg de C par an semble particulièrement faible et pas nécessairement représentative de l'ensemble de la zone de glace.

5.2 Le modèle de Rysgaard et al pour la pompe à carbone de la banquise

Quelles sont les implications des processus du cycle du carbone dans la zone de glace pour le puits de carbone océanique ? Sur base d'observations de DIC et de TA dans la glace (Rysgaard et al. 2007, 2009) reprises au Chapitre 2, Figure 2.10, Rysgaard et al. 2011, ci-après R11, ont proposé un modèle conceptuel suggérant que le cycle saisonnier de la banquise s'accompagne d'une séquestration efficace de carbone vers les profondeurs marines, conférant à la zone de glace une contribution spécifique à la pompe à carbone océanique (la *sea ice carbon pump*). Il est utile de reprendre d'abord quelque peu ce modèle et ses motivations, pour ensuite expliquer en quoi nos simulations l'ont remis en question.

La première observation à la base du modèle de R11 est la faiblesse des concentrations en carbone inorganique dissous (DIC) dans la banquise. R11 en déduisent que le gel d'eau de mer génère des eaux riches en carbone inorganique dissous (DIC). Denses, ces eaux plongeraient sous la couche de mélange hivernale, impliquant un export de carbone, qui, intégré annuellement et sur la zone de banquise, peut s'écrire comme suit :

$$X = \alpha M_i M_c (DIC_w - DIC_i) 10^{-18} \text{ Tg C.} \quad (2)$$

M_i est la masse de glace formée annuellement et globalement, M_c est la masse molaire du carbone. DIC_w et DIC_i correspondent respectivement à des valeurs typiques de la concentration en DIC ($\mu\text{mol/kg}$) dans la couche de mélange et dans la glace. R11 postulent la subduction de l'entièreté des eaux denses issues de la formation de la glace ($\alpha=100\%$), ce qui emporterait chaque année en profondeur 138 Tg C dans la zone Arctique et 186 Tg C dans la zone de glace Antarctique, comme représenté dans le panneau supérieur gauche de la Figure 5.3. Cet export de carbone est extrêmement important. Néanmoins on expliquera plus loin en quoi une efficacité totale ou même importante de l'export de carbone est remise en cause par les observations de DIC sous la glace, et par deux modèles d'océan global.

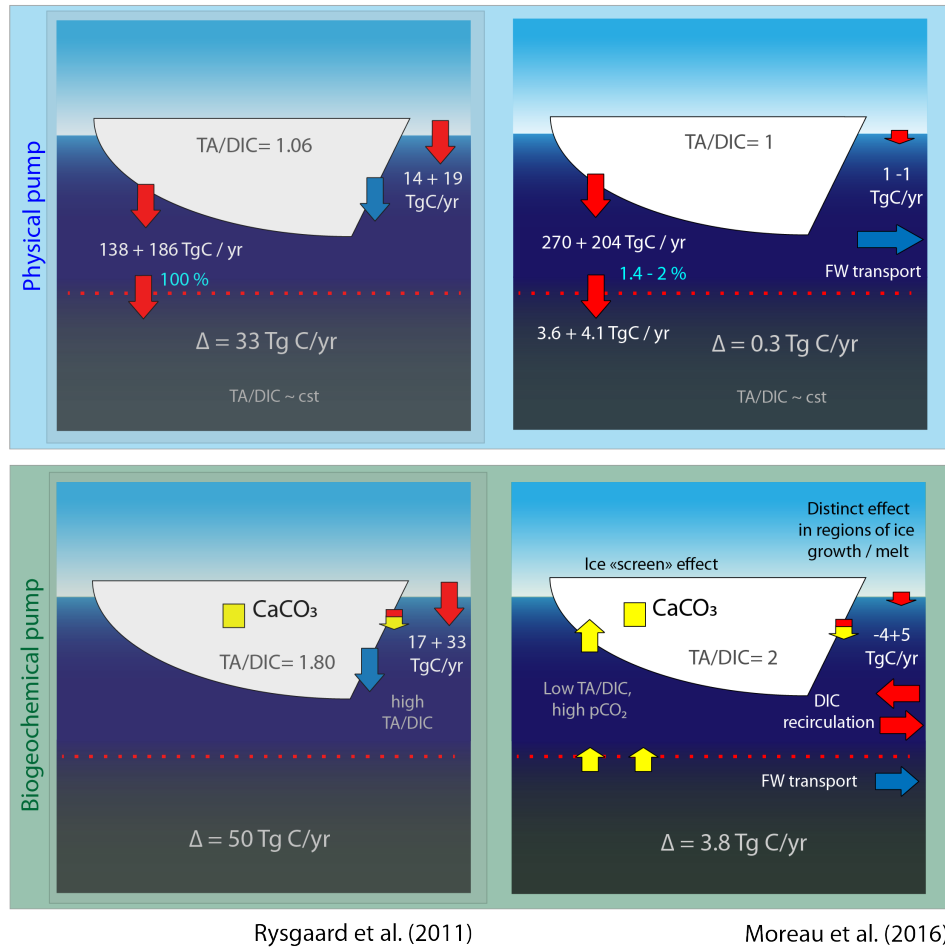


Figure 5.3. Comparaison de la pompe à carbone liée à la glace de mer d'après la vision de Rysgaard et al. (2011) et celle de Moreau et al. (2016). Les panneaux du dessus réfèrent à la partie physique des processus ($TA/DIC \sim 1$), ceux du dessous incorporent l'effet des processus biogéochimiques ($TA/DIC \sim 1.8$). Les chiffres de gauche correspondent à l'Arctique, ceux de droite à l'Antarctique.

Avec une telle hypothèse sur l'export hivernal de carbone, la fonte de glace laisse des eaux nettement appauvries en DIC . Lors de la saison d'eau libre, ces eaux absorberaient le carbone nécessaire à rétablir la valeur initiale de la pression partielle de CO_2 ($p_{CO_2}^0$), donnant une absorption estivale de carbone atmosphérique par l'océan, de l'ordre de :

$$F = M_w [DIC(T, S^m, TA^m, p_{CO_2}^0) - DIC(T, S^m, TA^m, p_{CO_2}^m)] 10^{-18} \text{ Tg C.} \quad (3)$$

M_w est la masse d'eau dans la couche de mélange, supposée d'une épaisseur constante de 50 m, T est la température de congélation. La salinité et l'alcalinité de l'eau de mer sont prises après de la fonte de glace (indice m) en supposant l'incorporation des éléments issues de la fonte de glace et la subduction d'une masse d'eau correspondant à la fonte de la glace sous la couche de mélange. En supposant des rapports TA/DIC identiques dans la glace et l'océan, l'équation (3) donne une absorption annuelle de $14+19 = 33 \text{ Tg C}$ dans les eaux superficielles englacées de l'Arctique et de l'Antarctique. Cette absorption constitue

la partie considérée comme purement physique de la pompe à carbone liée à la banquise, décrite dans le panneau supérieur gauche de la Figure 5.3.

Intervient ici un deuxième élément issu des observations : les observations de Rysgaard et al (2009) indiquent un rapport entre les concentrations en TA et DIC dans la banquise atteignant jusqu'à 1,8 — bien plus que le rapport 1,05 typique de l'eau de mer. De telles valeurs peuvent s'expliquer par l'activité biologique, la précipitation d'ikaite, ou encore par les flux air-glace de carbone. Si l'on suppose que ces observations sont représentatives, la fonte de glace impliquerait une *alcalinisation* des eaux de surface, favorisant l'absorption de carbone par les eaux estivales. Prenant en compte cet effet, R11 prédisent une absorption océanique totale de 83 Tg C par an, sommée sur les 2 hémisphères, soit environ 40% du puits de carbone anthropique en zone polaire. Cette contribution cumule les contributions physiques et biogéochimiques et est reprise dans le panneau inférieur gauche de la Figure 5.3.

5.3 Pourquoi la pompe à carbone de la banquise est faible ?

Le modèle de R11 repose sur des hypothèses discutables, il néglige des processus, et ne ferme pas le bilan du carbone. On peut dès lors douter de la plausibilité des chiffres et des mécanismes avancés. Pour progresser, on a réalisé et analysé des simulations du cycle du carbone avec un modèle d'océan global visant à évaluer l'intensité des mécanismes de la pompe à carbone dans la zone de glace (Moreau et al. 2016) — menant à des chiffres drastiquement à la baisse, dont les principaux sont repris dans la colonne de droite de la Figure 5.3.

L'efficacité de l'export hivernal de carbone sous la glace est limitée

Le principal enseignement tiré des simulations est l'efficacité très limitée de l'export en profondeur du carbone mobilisé par la formation de la glace. Les simulations confirment bien la mobilisation de quelques centaines de Tg de C dans la couche de mélange suite à la formation de la glace. Par contre, l'export de ce carbone simulé par le modèle, est bien moins efficace que supposé par R11. L'analyse des simulations indique une fourchette de 1.4 à 2% pour l'efficacité de l'export de carbone lié à la croissance de la glace.

On pourrait contester la capacité du modèle utilisé à simuler l'export de carbone en profondeur, néanmoins deux faits viennent en renforcer la crédibilité. Un, des simulations indépendantes réalisées avec un autre modèle suggèrent un export de carbone hivernal d'une efficacité similaire, située entre 0.6 et 3.1% (Grimm et al. 2016). Deux, nos simulations diffèrent du modèle de R11 quant au cycle saisonnier du DIC sous la couche de mélange. En accord au moins qualitatif avec les observations (Legge et al. 2015, Figure

5.4; Williams et al. 2018), nos simulations indiquent une augmentation nette du DIC dans la couche de mélange de quelques dizaines de $\mu\text{mol}/\text{kg}$ durant le gel. Or, cette augmentation hivernale est conditionnée par une faible efficacité de l'export de carbone — donc rigoureusement absente du modèle de R11.

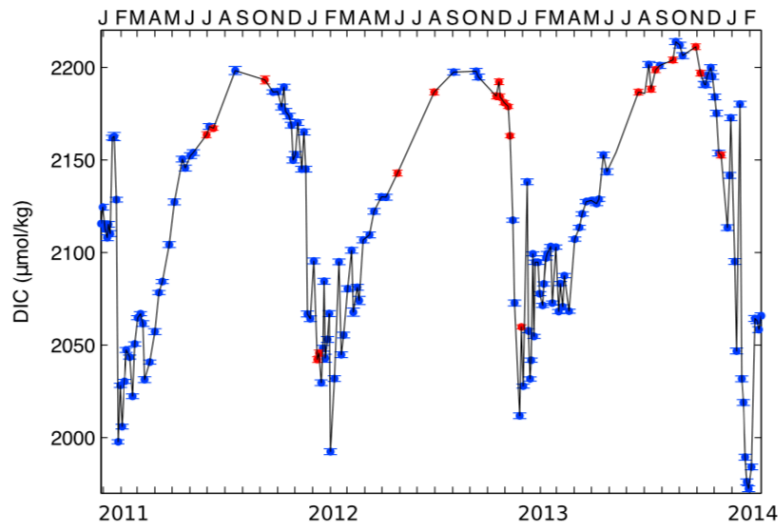


Figure 3.4 Concentration en DIC dans la couche de mélange océanique au large de la station Rothera sur la côte ouest de la Péninsule Antarctique, dans la zone de banquise (Legge et al. 2015). L'amplitude observée du cycle saisonnier est en contradiction avec l'hypothèse d'un export fortement efficace des eaux riches en carbone vers les profondeurs.

L'absorption de carbone par les eaux libres est limitée

La deuxième différence entre nos simulations et R11 est une conséquence de la première. Sans un export hivernal efficace de carbone vers les profondeurs, la fonte de glace rend la composition de l'eau de mer proche de ce qu'elle était avant le gel. En conséquence, le déséquilibre en DIC que pourraient combler durant l'été les flux air-mer de carbone est bien là, mais il est bien plus faible qu'attendu. Cette faiblesse limite la capacité d'absorption de carbone des eaux libres de glace à quelques Tg C par an tout au plus, et ce tant d'après nos simulations que d'après celles de Grimm et al. (2016), contre plusieurs dizaines de Tg C dans R11.

Quant à l'impact d'un rapport TA/DIC plus élevé dans la banquise que dans l'eau de mer, là encore nos simulations confirment le mécanisme proposé par R11, mais en limitent fortement la portée. On a bien l'intensification attendue des flux air-mer estivaux, mais elle est d'ampleur bien plus faible que prédite par R11. C'est encore l'absence d'une dilution nette efficace par la fonte de glace qui justifie cette différence.

Le transport horizontal comme terme de fermeture du bilan carbone

Le troisième élément notable mis en avant par la modélisation et dont l'importance avait été omise par R11 est la nécessité de fermer le bilan du carbone en zone englacée — ce que dans les simulations on a attribué au transport horizontal. Nos simulations indiquent que le bilan du carbone dans la couche de mélange à l'équilibre peut s'écrire comme suit :

$$-NS - X + F + T = 0. \quad (\text{Tg C}) \quad (4)$$

Les différents contributeurs sont :

- la subduction nette (NS) résultant de l'entraînement hivernal et de la subduction estivale liés au déplacement de la couche de mélange (supposée d'épaisseur constante).
- l'export hivernal sous la couche de mélange (X) ;
- les flux air-mer (F) ;
- le transport horizontal (T) ;

Ce modèle simple revu constitue une excellente approximation de nos simulations (Tableau 5.2). Là où R11 ne considèrent que les flux air-mer (F) et l'export (X), on y ajoute la subduction (NS) et le transport horizontal (T). L'hypothèse d'une efficacité à 100% impliquerait un transport horizontal de 126 Tg C par an dans les zones polaires, à la mesure de l'export en profondeur généré, transport horizontal qui tombe à 4.8 Tg C dans le cas d'un export de 2% (Tableau 5.2).

	<i>-NS</i>	<i>-X</i>	<i>F</i>	<i>T</i>
$\alpha = 100\%$ (R11)	0	-138	12.2	126
$\alpha = 2\%$	-2.5	-2.8	0.5	4.8
<i>Moreau et al (2016)</i> — $\alpha = 1.4\%$	-1	-3.6	1	3.6

Table 5.5. Un exemple de calcul du bilan carbone à partir de l'équation (4), dans la zone de glace Arctique, en supposant $TA_i/DIC_i=1.06$ et sur base des valeurs utilisées par R11 (leur Table 1) pour la masse de glace, la masse d'eau. La troisième ligne correspond au diagnostic issu des simulations de Moreau et al. (2016).

5.4 Perspectives

D'après toutes les sources qu'on a en main, observations, simulations, la banquise n'affecte pas ou peu le cycle du carbone à l'échelle globale par les processus biogéochimiques.

Un premier élément mis en lumière par nos travaux est que les flux air-glace peuvent difficilement atteindre des valeurs importantes, car ils ont des limitations physiques comme les stocks de DIC ou les gradients air-saumure de pCO_2 .

Deuxièmement, la pompe à carbone liée à la glace de mer est probablement loin d'avoir l'efficacité présentée par R11. Le modèle de R11 doit donc être revu en y incorporant l'efficacité de l'export hivernal de carbone, dont la valeur se situerait autour de 2% au lieu des 100% supposés par R11. Cela dit, des effets régionaux remarquables de la présence de la banquise sont néanmoins attendus d'après les études de Moreau et al. (2016) et de Grimm et al. (2016), notamment dans les régions de formation / fonte nette de glace. Par ailleurs, la contribution du carbone organique produit dans la banquise pourrait s'avérer notable. C'est ce qu'on va étudier dans le prochain chapitre.

Chapitre 6

Production primaire nette des algues de glace

Quelle est la production primaire nette annuelle (NPP_i) liée aux algues de glace, à l'échelle globale ? Cette question, est importante, non seulement pour le cycle du carbone, mais encore à la compréhension de l'impact du retrait de la banquise sur la biogéochimie et les écosystèmes marins, taraude les biogéochimistes depuis qu'on connaît l'existence de vie microbienne dans la banquise. NPP_i peut s'exprimer comme la production primaire nette par unité de volume à un endroit donné et un instant t (pp_v , gC/m³/s), intégrée sur le volume de la banquise et sur une année :

$$NPP_i = \int_{1 \text{ an}} \int_V pp_v(\vec{x}, t) dV dt .$$

Quantifier NPP_i requiert donc de caractériser à la fois la distribution d'épaisseur de la banquise, et l'activité biologique dans la glace, à l'échelle globale et en toutes saisons. Le volume de la banquise et des valeurs réalistes d'activité photosynthétique dans la glace, contraignent fortement la valeur maximum plausible de NPP_i .

C'est Louis Legendre, Professeur émérite à la Sorbonne, qui le premier, sur base des quelques observations disponibles à l'époque, calcula NPP_i en découpant la banquise en différentes communautés, suggérant entre 72 et 133 TgC/an (Legendre et al. 1992) — soit un à deux ordres de grandeur de moins que la contribution des eaux des océans polaires à la production primaire nette annuelle.

Les estimations de *Legendre et al* font néanmoins appel à des hypothèses fortes et souffrent d'incertitudes importantes. Des estimations alternatives de NPP_i sont entretemps venues de modèles numériques, donnant entre 38,8 et 78,7 TgC/an. Il faut toutefois reconnaître que les modèles, loin d'être réalistes — pour ce qu'on connaît de la réalité, ne sont pas nécessairement plus fiables — que les calculs empiriques. Réduire les incertitudes sur NPP_i passe donc par une amélioration des modèles, ce qui repose sur une meilleure compréhension des processus.

Dans ce chapitre, je revisite les quantifications de la production primaire dans la banquise. J'explique pourquoi je pense qu'elle ne devrait pas excéder 200 TgC par an à l'échelle globale, probablement sous 100 TgC par an, et où se situent les incertitudes possibles.

6.1 Univers des possibles

L'estimée la plus simple de la production primaire nette annuelle dans la banquise est obtenue par le produit de l'étendue de la banquise (A) par une valeur représentative de la production primaire annuelle par unité de surface ($\langle pp_s \rangle$, gC/m²/an) :

$$NPP_i = (A_{Arc} + A_{Antar}) \cdot \langle pp_s \rangle.$$

Je vais supposer que $\langle pp_s \rangle$ vaut environ 3 gC/m²/an, valeur médiane issue de la revue de la littérature réalisée par Arrigo (2016), qui s'avère aussi être la production primaire simulée au cours d'une saison par LIM1D dans le cas test présenté dans Vancoppenolle et Tedesco (2017). Dans ce cas on obtient 45 Tg C/an en Arctique et 60 Tg C/an en Antarctique — soit un total de 105 TgC/an — en supposant respectivement 15 et 20 millions de km² d'étendue de glace dans l'Arctique et l'Antarctique. En admettant des valeurs plausibles pour $\langle pp_s \rangle$ situées entre 1 et 5 gC/m²/an, NPP_i serait située entre 35 et 175 Tg C/an, limites qui paraissent difficiles à dépasser en l'état actuel des connaissances et que respectent l'ensemble des estimations disponibles à l'heure actuelle (Tableau 6.1).

Tableau 6.1 Estimations de la production primaire annuelle intégrée dans les océans polaires (tiré de Vancoppenolle et Tedesco 2017).

	Primary production (TgC year ⁻¹)	Method	Source
Arctic sea ice	9–73	Observation-based	Legendre et al. (1992)
	15.1	Model (1992)	Deal et al. (2011)
	21.3	Model (1998–2007)	Jin et al. (2012)
	43	Model (1980–1999)	Dupont (2012)
Arctic Ocean (>66°N)	993	Satellite net PP	Hill et al. (2013)
	441–585	Satellite net PP	Arrigo & van Dijken (2011)
Antarctic sea ice	63–70	Observation-based	Legendre et al. (1992)
	35.7	Model (1989–1990)	Arrigo et al. (1997)
	23.7	Model (2005–2006)	Saenz & Arrigo (2014)
Southern Ocean (>50°S; sea ice zone)	1949; 180	Satellite net PP	Arrigo et al. (2008)

6.2 Calcul par communautés d'après Legendre et al. (1992)

Legendre et al. (1992) ont réalisé ce genre d'estimation empirique, en prenant en compte les spécificités des différentes communautés du biome banquise, et exprimant NPP_i comme une somme des contributions des différentes communautés de l'Arctique et de l'Antarctique, proportionnelles à leur surface respective (A_c) :

$$NPP_i = \sum_c A_c \langle pp_{s,c} \rangle.$$

Puisque le carbone organique produit dans la glace y reste, la production primaire annuelle par unité de surface ($\langle pp_{s,c} \rangle$, gC/m²/an) pour chacune des communautés paraît assimilable aux maxima des stocks de carbone organique particulaire (*POC*, gC/m²). Les différentes communautés retenues par Legendre et al à NPP_i sont, en Arctique :

- la glace saisonnière ($0.6 - 7 \times 10^6$ km²) : 6—70 TgC/an ;
- la glace pérenne (5 km²) : 3 TgC/an.

En Antarctique, sont retenues :

- les communautés de surface (10×10^6 km²) : 40 TgC/an ;
- les communautés de franc-bord (2.5×10^6 km²) : 20 TgC/an ;
- les communautés internes (20×10^6 km²) : 1,6 TgC/an ;
- les communautés de la base de la glace dans la banquise côtière ($0,3 \times 10^6$ km²) : 1,6—8,4 TgC/an .

Ces estimations donnent 9—63 TgC/an en Arctique et 63—70 TgC/an pour l'Antarctique, soit 72—133 TgC/an à l'échelle globale, dans la fourchette des possibles (35—175 TgC/an). Elles prêtent le flanc à la critique, par le choix des communautés elles-mêmes, de leur étendue, et de leur production primaire spécifique.

On peut notamment relever, en regard de l'analyse des communautés qu'on a effectuée sur base des données de *Chl-a* issues du carottage (Meiners et al. 2012) que les communautés de surface et de la base semblent respectivement sur- et sous- représentées par rapport à leur contributions présumées (resp. 27 et 56 %). Il semble aussi que la superficie de la banquise côtière est sous-estimée d'un facteur deux (Fraser et al. 2012).

6.3 Modélisation des algues de glace

On a l'habitude d'utiliser la modélisation pour objectiver ce genre d'estimations à grande échelle. Dans le cas des algues de glace, différents groupes ont développé des modèles numériques.

L'Arctique

En Arctique, trois groupes de modélisation différents ont réalisé des estimations (Deal et al. 2011; Dupont 2012; Jin et al. 2012) mais en se basant sur une approche similaire (Lavoie et al. 2005), imposant la localisation des communautés microbiennes dans une couche de quelques centimètres d'épaisseur à la base de la glace, supposant des apports continus en nutriments, donnant de 15,1 à 43 Tg C/an. Ces estimations indiquent une

faible productivité ($\sim 1 \text{ gC/m}^2/\text{an}$) de la banquise pérenne en accord avec les arguments de Legendre et al (1992). En cela, le modèle de Deal et al. (2011) est représentatif (Figure 6.1). Pour la banquise saisonnière, les différents modèles donnent des valeurs de pp_s typiquement inférieures aux $10 \text{ gC/m}^2/\text{an}$ supposés par Legendre et al. (1992), mais ces dernières assimilent la présence de *Melosira arctica* — et ses longs filaments emblématiques s'étirant jusqu'à quelques mètres sous la glace — à de la production dans la banquise, alors qu'on les assimile plutôt à des algues pélagiques aujourd'hui.

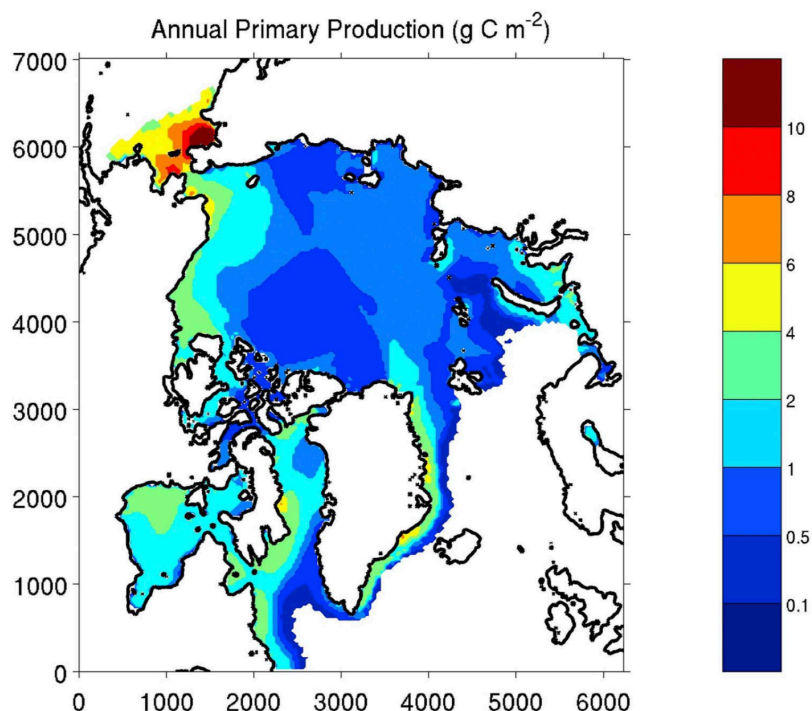


Figure 6.1. Distribution spatiale de la production primaire annuelle par unité de surface pour l'un des modèles de grande échelle d'algues de glace en Arctique, pour l'année 1992 (Deal et al. 2011).

Les modélisations et les calculs empiriques ont en commun d'ignorer les communautés de surface et des crêtes de compression, qui pourraient jouer un rôle équivalent à celui des communautés situées à la base de la glace (Fernández-Méndez et al. 2018). Un autre problème de ces modélisations, et qu'elles représentent mal la banquise côtière, dont on sait qu'elle est plus productive que la banquise dérivante (Leu et al. 2015). Ensemble, ces deux éléments pourraient jusqu'à disons doubler NPP_i en Arctique, par rapport aux modélisations actuelles.

L'Antarctique

En Antarctique, seul un groupe a produit des estimations de la production primaire dans la banquise, de 23,7 à 35,7 Tg C/an (Arrigo et al. 1997; Saenz et Arrigo 2014). Leur modèle est adapté à l'Antarctique, basé sur une dynamique multi-couches, et reposant sur

une dynamique des nutriments couplée avec la saumure. La production primaire annuelle simulée dans leurs simulations les plus récentes (Saenz et Arrigo 2014) se situe entre 0 et 5 gC/m², alors qu'une bonne partie du pack semble produire relativement peu (Figure 6.2). Au niveau des communautés contribuant à la production primaire, la différence par rapport aux estimations de Legendre et al est importante : 80% de la production provient de la base de la glace dans les simulations de Saenz et Arrigo. Comme ce modèle est unique en son genre et pas toujours en accord avec les observations disponibles, il est difficile de jauger précisément la confiance qu'on peut y mettre. Le cycle saisonnier de la *Chl-a* ressemble aux données de la climatologie ASPeCT-BIO (Meiners et al. 2012). Par contre, les communautés de surface et internes semblent moins actives que dans les observations, parce qu'elles sont limitées en nutriments. De plus, la banquise côtière, pas vraiment simulée par le modèle, ne contribue pas à la production primaire annuelle. On note aussi une tendance des régions de glace fine dans les polynyes à produire beaucoup de matière organique, ce qui vient s'ajouter à des observations satellitaires de banquise verte dans ces régions (Lieser et al. 2015; DeJong et al. 2018) et pourrait s'avérer réaliste.

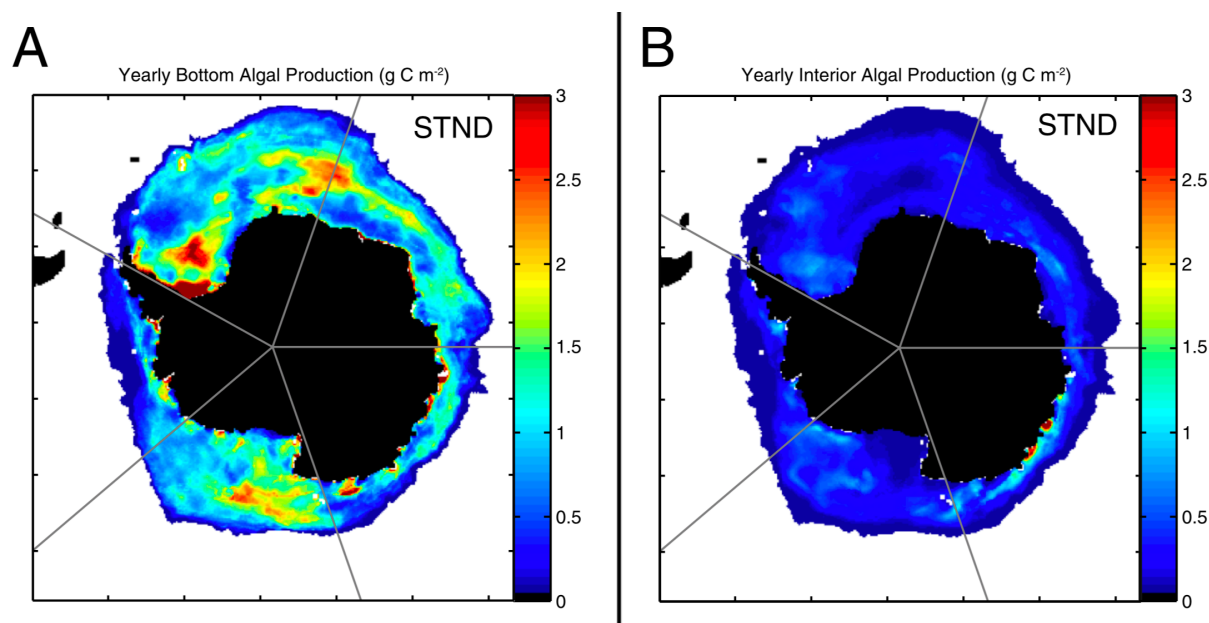


Figure 6.2. Production primaire annuelle par unite de surface simulée dans le modèle de Saenz et Arrigo (2014), pour les communautés à la base de la glace (gauche), et pour les communautés de surface et internes.

6.4 Incertitudes et perspectives

La banquise, dans l'état actuel des connaissances, produit entre 35 et 175 Tg C par an, vraisemblablement autour de 100 TgC par an, et pas plus que 200 TgC par an. Soit bien moins que les océans polaires, moins de 5%. Réduire les incertitudes sur ce nombre — petit — pourrait s'opérer de différentes manières.

Il y a en premier lieu les incertitudes sur le volume de la banquise qui restent d'un facteur trois environ en Arctique (Massonnet et al. 2018) et peut-être autant en Antarctique (Williams et al. 2014). Parce que le volume de glace détermine le domaine sur lequel peut s'opérer la production, les incertitudes sur le volume d'une importance directe sur la production primaire nette dans la banquise.

En second lieu vient la distribution des différents sous-biomes dans les modèles, ce qui est loin d'être évident. Ainsi, des pans importants de la banquise, comme la banquise côtière et les crêtes de compressions, sont assez mal documentés et mal ou pas du tout simulés.

Ensuite, la dynamique des algues de glace est aussi mal comprise à l'intérieur des différents biomes. Mieux la comprendre pourrait passer par une analyse des données existantes, ou par la conception de nouvelles expériences de terrain. On pense en particulier à la banquise côtière et à la glace de *platelet* qui sont connues pour leur importante productivité mais qui restent incomprises à l'heure actuelle.

Chapitre 7

Des changements dans l'environnement marin polaire

Les chapitres précédents ont exploré le rôle possible de la biogéochimie de la banquise, en suggérant un impact relativement faible. En complément à ces études, j'ai exploré le possible rôle de changements dans l'environnement des océans polaires, comme médiateur physique de changements dans la biogéochimie marine. Ces études sont effectuées notamment dans le cadre de la thèse de Marion Lebrun, focalisée sur la dynamique plancton dans la zone de glace arctique.

Je reprends ici les résultats de trois études dédiées à des mécanismes de changements dans la zone de glace. Ces études illustrent bien l'ampleur des changements attendus dans l'environnement marin polaire et l'origine des incertitudes souvent attribuable au manque d'observations.

7.1 Production primaire dans la zone de glace Arctique

Quel futur pour la production primaire dans les eaux de l'Océan Arctique ? C'est une question de base qu'on a traitée avec les simulations CMIP5, explorant les changements de production primaire annuelle intégrée sur l'Arctique, défini ici comme la zone marine au-delà de 66°N (Vancoppenolle et al. 2013).

Les modèles représentent en moyenne raisonnablement bien la productivité primaire arctique (NPP) sur la période récente. Toutefois, ils s'opposent quant au signe du changement futur. La plupart des modèles prévoient une augmentation initiale de la NPP liée à la réduction de la limitation en lumière suite au retrait de la glace. Les modèles capables de soutenir l'augmentation liée au retrait de la glace en termes de nutriments voient une augmentation de la productivité primaire, alors que dans les autres modèles, elle diminue (Figure 7.1).

La limitation en nutritifs dans les modèles est essentiellement liée aux niveaux initiaux de nutritifs, différant largement entre les modèles, et résultant de longs *spin-ups* difficilement contrôlables. De plus l'observation ne permet pas de discriminer les bons des mauvais modèles en termes de concentration en nutritifs — les observations sont insuffisantes.

Par contre vu que les différents modèles sont régis par les mêmes mécanismes, si on résout cette incertitude sur les nutritifs, on réconciliera les projections.

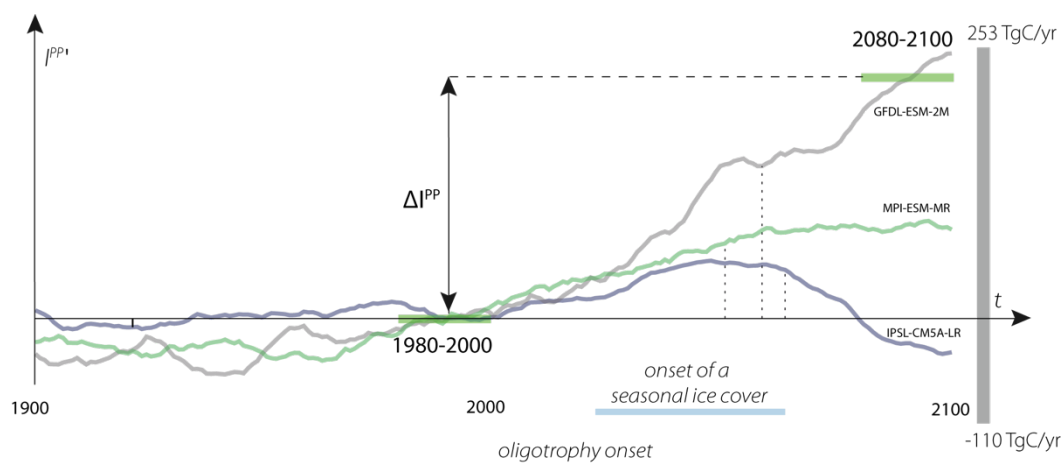


Figure 7.1 Évolution de la production primaire annuelle d'après trois modèles emblématiques. Tiré de Vancoppenolle et al. (2013)

Il est éclairant de constater que cette incapacité des modèles de s'accorder sur le futur de la production primaire en Arctique reflète à peu de choses près les opinions des spécialistes, que je me suis amusé à compiler lors d'un sondage à une conférence internationale (Figure 7.2). Les incertitudes des modèles sont souvent en rapport avec une faible compréhension, caractérisée par un faible niveau de consensus entre spécialistes.

	Arctic (>66°N)	Southern Ocean (>50°S)
+	58 %	33 %
-	42 %	29 %
no change	0 %	12,5 %
no answer	0 %	25 %
net	+	0

24 individuals sampled,
10 Arctic specialists
6 Antarctic specialists
8 with expertise in both regions

% individuals favouring each hypothesis

Figure 7.2. Résultat d'un sondage d'opinion réalisé parmi des spécialistes quant à la plausibilité d'une augmentation de la production primaire nette dans les deux régions polaires, réalisé et présenté lors de la Gordon Research Conference on Polar Marine Ecosystems (Vancoppenolle 2013).

7.2 Décalage de la saison d'eau libre vers l'automne

La saisonnalité de la banquise est un autre aspect fondamental pour la biogéochimie et les écosystèmes marins. Des changements de saisonnalité associés au retrait de la glace sont observés en Arctique, en particulier une augmentation de la saison d'eau libre (Stammerjohn et al. 2012). Dans le cadre de la thèse de Marion Lebrun, on a voulu en documenter le futur et comprendre les mécanismes associés.

L'évolution dans CMIP5 de la saison libre de glace (Figure 7.3) suggère non seulement une augmentation, mais encore un décalage vers l'automne, consistant entre tous les modèles retenus pour l'analyse. On retrouve aussi ce décalage dans des simulations réalisées à l'aide d'un modèle thermodynamique de glace de mer parmi les plus simples (Semtner 1976). Le décalage vers l'automne de la saison libre de glace semble donc être un trait basique de la réponse thermodynamique du système glace-océan.

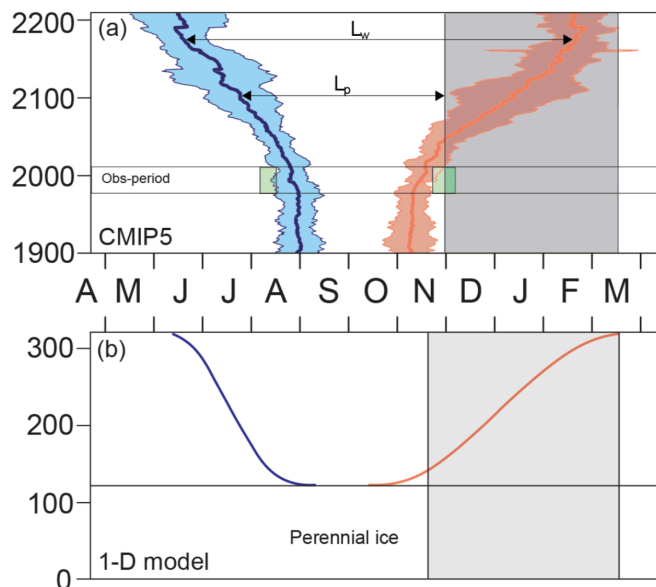


Figure 7.3. Évolution de la date de retrait de la glace (bleu) et de la date de prise en glace (rouge), sur la bande 70-80°N dans les simulations CMIP5 (dessus), et dans un modèle thermodynamique de glace de mer force par une augmentation du rayonnement infrarouge incident.

On a étudié ce mécanisme dans un cadre d'analyse des rétroactions révisé et adapté aux régions polaires (Goosse et al. 2018), en l'appliquant au modèle de Semtner (1976). Ainsi, on a expliqué le décalage vers l'automne par une combinaison de rétroactions, positives l'été, et négatives l'hiver. Les rétroactions estivales résultent de l'absorption de rayonnement solaire par l'océan plus rapide que la perte infrarouge à la fin de l'été. La faiblesse des rétroactions hivernales est due à une longue période de croissance et à la relation inverse entre épaisseur de glace et taux de croissance. Toutes ces rétroactions semblent en tous cas suffisamment simples pour être capturées par l'ensemble des modèles CMIP5.

Cette étude fournit une première analyse de ce comportement, qui semble robuste, mais appelle un diagnostic précis du bilan d'énergie dans la zone de glace pour mieux comprendre les mécanismes, en particulier les changements de court terme.

7.3 Incertitudes sur le volume de la banquise arctique

Un troisième aspect de l'environnement des océans polaires qui retient mon attention dans le cadre de ce texte a trait aux incertitudes sur les projections futures de l'état de la banquise arctique. Ces incertitudes sur l'état futur de la banquise feraient en grande partie suite aux incertitudes observées sur le volume de glace, bien plus qu'aux incertitudes liées aux caractéristiques des modèles. C'est du moins ce qu'on a conclu dans le cadre d'un travail mené par François Massonnet.

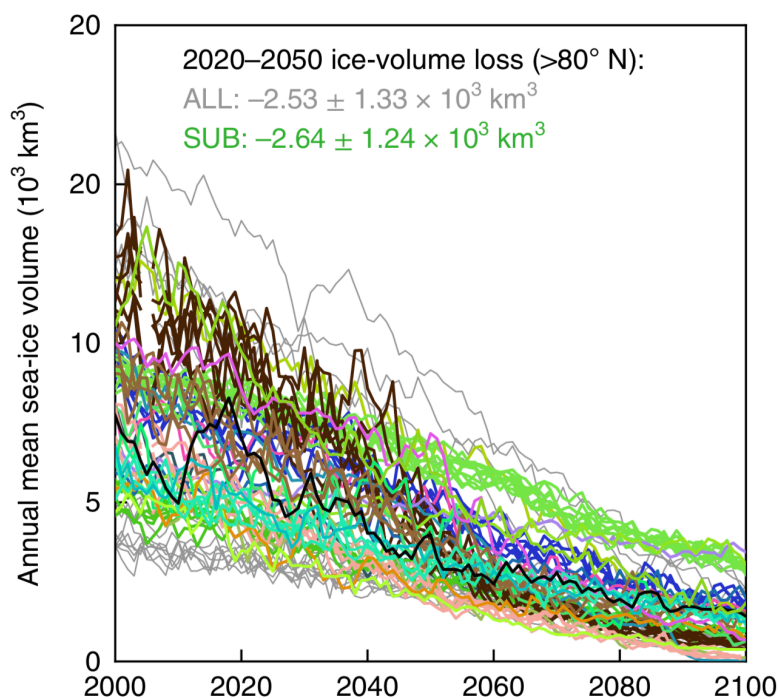


Figure 7.3. Évolution future du volume de la banquise d'après les modèles CMIP5 (Massonnet et al. 2018). Les simulations incompatibles avec les observations sont en gris. Elles sont relativement peu nombreuses suite aux importantes incertitudes sur le volume de glace arctique contemporain.

Ce résultat dérive d'une analyse du rôle de la complexité des modèles de glace sur la qualité de leurs simulations dans un contexte couplé. Dans un cadre dit *forcé* dans lequel l'évolution de l'atmosphère est imposée, il a été montré que plus de physique dans le modèle impliquait de meilleures simulations climatiques de la banquise (Massonnet et al. 2011). Toutefois, dans un cadre couplé, les effets de la complexité de la représentation physique de la banquise y sont indétectables, dans le cadre d'une analyse fine des processus de croissance et de fonte de glace (Massonnet et al. 2018).

En regard, les autres sources d'incertitude, en particulier l'erreur d'observation sur le volume de glace, dominant dans le cadre des projections climatiques, plus ouvert que celui des simulations *forcées*.

7.4 Perspectives

Les changements dans l'environnement des océans polaires comptent parmi les éléments les plus importants pour le futur de la biogéochimie et des systèmes marins. Il reste beaucoup d'éléments à comprendre quant aux détails futurs des changements du paysage glaciaire et des caractéristiques physiques de l'environnement marin polaire.

Cette compréhension repose sur une bonne caractérisation des océans englacés par l'observation. Elle repose aussi sur une confiance accrue dans les modèles de grande échelle qui peut être améliorée.

Chapitre 8

Conclusions et Perspectives

Un faible impact de la biogéochimie de la banquise à l'échelle globale

Quel sont les impacts de la biogéochimie de la banquise sur l'océan ? Toutes les observations et les modélisations décrites dans ce texte suggèrent une faible contribution de la biogéochimie de la banquise aux cycles biogéochimiques océaniques à l'échelle planétaire.

Cette faible contribution est due au volume de la banquise, petit en regard de celui de l'océan, réduisant les effets intégrés d'une dynamique biogéochimique dans la glace parfois plus vigoureuse que dans l'océan. Les données *in situ* issues de la zone Antarctique sont claires. Les apports en nutriments par la fonte de glace sont négligeables : le réservoir de nutriments dans la banquise est de trois à cinq ordres de grandeur inférieur au réservoir de subsurface des eaux sous-jacentes. La production primaire des algues de glace est, d'après ce qu'on en sait, faible — probablement bien en-dessous de 200 Tg C par an, soit (au moins) dix fois moins que la contribution des eaux de la zone de glace à la production primaire nette. Enfin, la séquestration des eaux enrichies en carbone par le gel sous la couche de mélange n'est pas efficace, réfutant l'idée d'une *sea ice carbon pump* (Rysgaard et al. 2011) importante à l'échelle globale.

En comparaison, les impacts de la banquise sur la biogéochimie marine via des mécanismes physiques semblent beaucoup plus efficaces. On pense au rôle de la présence et du type de glace sur l'éclairement et la production primaire, ou encore aux liens entre gel, formation d'eau et séquestration de carbone dans les polynies (Hoppema et Anderson 2007).

Une exception possible à ce tableau pourrait être la libération de quantités importantes de fer par la fonte de glace dans l'Océan Austral (Lannuzel et al. 2007), dont l'impact sur l'activité biologique sur l'activité planctonique doit être mieux compris. À l'échelle régionale, l'influence de la banquise est néanmoins notable, en particulier sur le cycle

saisonnier de la composition des eaux de surface (Legge et al. 2015), ou comme réserve hivernale de carbone organique pour les organismes situés plus haut dans la pyramide alimentaire.

Quelle représentation de la biogéochimie dans la glace dans les modèles du Système Terre ?

Comment représenter les processus biogéochimiques de la banquise dans les modèles du Système Terre ? Faudrait-il utiliser une représentation telle que celle du modèle LIM1D. C'est bien entendu possible, mais est-ce utile ? Il est difficile de s'en convaincre à ce stade. Un, les impacts attendus sur la biogéochimie marine sont faibles. Deux, les rétroactions physiques sur la glace le sont aussi. Trois, le réalisme des processus simulés est limité — en fait on les connaît assez mal.

Le choix opéré pour CMIP6 dans le modèle du climat de l'IPSL est de prescrire une valeur constante pour la concentration des différents traceurs chimiques dans la glace — comme décrit dans le Chapitre 4. En parallèle, on a développé une représentation spécifique de la dynamique du fer dans la glace, en cours de test⁶. Une solution serait peut-être d'incorporer une version simplifiée de LIM1D capable de simuler les effets de premier ordre et de donner des estimations alternatives de la production primaire nette dans la banquise.

Quels changements suite au retrait de la banquise ?

Le retrait de la banquise arctique, entièrement lié à l'augmentation de CO₂ atmosphérique (Notz et Stroeve 2016) est le changement le plus important notable à venir dans les prochaines décennies dans les océans polaires. On n'a pas à l'heure actuelle de raison de croire que la biogéochimie de la banquise pourrait intervenir dans ces changements de façon significative. Les changements dans la biogéochimie de la colonne d'eau, seront

⁶ C'est un travail effectué par Renaud Person, en collaboration avec Olivier Aumont dans le cadre du projet SOBUMS.

essentiellement induits par des changements dans les caractéristiques physiques de la glace et de l'océan.

Une connaissance des détails des changements à venir de ces caractéristiques est en train d'émerger. L'étendue et l'épaisseur de la banquise vont continuer à diminuer. La saisonnalité de la glace va s'accroître : la surface de la glace saisonnière va augmenter, la saison d'eau libre va augmenter et pourrait se décaler vers l'automne. La dérive de la glace pourrait s'accroître. À ces changements dans la banquise, s'ajouteront des modifications dans l'océan, comme une stratification accrue et des changements de circulation, plus difficiles à prévoir.

Il est difficile de dire quel seront les changements à long terme, parfois même leur signe, dans la biogéochimie de la zone de glace, tant les facteurs influents sont nombreux et mal documentés par l'observation. Ainsi, à court terme, l'activité biologique de l'Océan Arctique pourrait augmenter, suite à l'augmentation de l'éclairement impliquant une utilisation plus complète des nutriments. Néanmoins, à long terme, cette augmentation de productivité biologique pourrait être inhibée par des effets de circulation océanique et de stratification, car ce sont eux qui contrôlent l'abondance des nutriments (Vancoppenolle et al. 2013). On pourrait en dire autant de l'évolution du puits de carbone océanique en Arctique, soumis à des influences contradictoires (Manizza et al. 2013).

Quelles directions futures de recherche ?

Quels enjeux et directions futurs pour la recherche dans les océans polaires ? À la lumière de conclusions de ce travail, je vois ces quelques **grandes questions** émerger :

1. *Comment mieux caractériser et comprendre le paysage glaciaire et les caractéristiques des océans polaires ?*
2. *Quels changements y attendre en réponse à plus de CO₂ dans l'atmosphère ?*
3. *Quels mécanismes de couplage entre la physique et la biogéochimie ?*
4. *Comment faire progresser les systèmes de modélisation et d'observation ?*

Les changements dans la biogéochimie marine de la zone de glace semblent essentiellement régis par une réponse à la physique. Il convient donc de caractériser et comprendre au mieux l'environnement marin polaire et sa réponse au CO₂.

Sources. Croiser les différentes sources d'information est d'après mon expérience particulièrement utile. Les simulations disponibles, en particulier CMIP6, pourraient nous en apprendre beaucoup sur l'environnement de la banquise. En effet CMIP6 est beaucoup plus détaillé quant à sa description de la glace (Notz et al. 2016) et de l'océan (Griffies et al. 2016) que CMIP5. Les données satellites donnent aussi des informations de plus en

plus pointues, comme l'épaisseur de la neige, la température de surface, la surface de banquise côtière (Fraser et al. 2012; Kilic et al. 2019). Les données in situ sont largement sous-utilisées, en particulier les données issues du carottage de glace de mer (K. M. Meiners et al. 2012) et les données hydrographiques (Olsen et al. 2016). Les données issues des flotteurs (Williams et al. 2018), des bouées autonomes (Richter-Menge et al. 2006) et des éléphants de mer (Guinet et al. 2014), sont aussi à considérer comme des sources potentiellement très utiles.

À **grande échelle**, une thématique d'intérêt est la saisonnalité de la glace. C'est un sujet important en termes d'impacts, couplant la dynamique de la glace et de l'océan. Les études en Arctique montrent des signaux clairs et une dynamique intéressante (Lebrun et al. 2019). J'aimerais progresser sur la compréhension des mécanismes de changement, et aussi étudier l'Antarctique⁷. Il y a d'autres paramètres de l'environnement glaciaire dont l'étude serait pertinente pour la biogéochimie et les écosystèmes marins. Je pense à l'éclairement dans la zone de glace (traité dans la thèse de Marion Lebrun), à la neige, et à la température dans la glace que j'ai commencé à étudier (Vancoppenolle et al. 2016).

J'aimerais aussi explorer la **dynamique spécifique à différents sous-biomes** de la banquise, comme par exemple la glace dite *de platelet*, cette forme de glace très poreuse spécifique aux côtes antarctiques et extrêmement productive biologiquement (Günther et Dieckmann 1999). On a réalisé récemment qu'il était simple de la représenter de façon physiquement réaliste dans les modèles de glace, moyennant quelques modifications simples (Pat Wongpan 2018). On pourrait en étudier la dynamique de grande échelle, et peut-être expliquer sa grande productivité biologique.

L'étude de certains **processus de couplage biologie-physique** dans la zone de glace pourraient nous aider à mieux comprendre le fonctionnement la biogéochimie des océans polaires. En voici quelques-uns :

- (i) *Le couplage éclairement-photosynthèse dans la zone de glace* (thèse Marion Lebrun). Vu la présence de chenaux, et la forte acclimatation du plancton polaire aux faibles lumières, peut-on considérer la zone de glace comme limitée en lumière ? Est-ce que l'augmentation récente présumée de l'activité biologique en Arctique (Arrigo et Dijken 2011) est bien réelle ?
- (ii) *Le couplage température – production biologique dans la banquise*. On sait que la température contraint fortement la localisation des algues de glace. La banquise antarctique étant bien plus chaude que la banquise arctique, ce couplage pourrait aider induire des différences de production biologique entre

⁷ Cfr le sujet de thèse soumis à l'Ecole Doctorale « Réponse saisonnière de la banquise à l'augmentation anthropique de CO₂ atmosphérique ».

Arctique et Antarctique. J'ai commencé à explorer ce thème à partir des bases de données issues du carottage et de NEMO.

- (iii) Le couplage nutritifs-biomasse dans la banquise côtière antarctique (voir Chapitre 3).

Comment continuer le **développement des systèmes de modélisation** ? Je consacre une bonne partie de mon temps à contribuer au développement d'outils communautaires de modélisation, bien entendu en collaboration avec d'autres. Le développement des modèles est extrêmement coûteux en temps humain et en énergie. Dans le cas de la glace de mer, l'absence de stratégie à l'échelle européenne impliquait d'importantes duplications. C'est dans cette perspective que j'ai poussé pour l'adoption d'un modèle communautaire de glace de mer⁸ à l'échelle européenne, effective depuis 2017. Ouvrir les choix de développement à une plus grande communauté permettra de renforcer le modèle par les contributions de nombreux experts, de réduire les duplications coûteuses en temps humain et libérer du temps pour les analyses scientifiques.

À titre personnel, dans ce cadre, je souhaite contribuer à **augmenter la confiance** dans les systèmes de modélisation de la banquise, en particulier au niveau des processus thermodynamiques et radiatifs, les plus importants pour la biogéochimie et les écosystèmes. J'aimerais avancer sur une uniformisation dans NEMO des formulations thermodynamiques entre l'océan, la banquise et les autres formes de glace, en accord avec les standards internationaux. À ce titre, les idées présentées dans Vancoppenolle et al. (2019) constituent un premier pas.

Une méthode que je trouve particulièrement efficace pour réduire les incertitudes sur les modélisations est d'**évaluer** directement les **paramétrisations** des modèles par des **expériences dédiées**. On a par exemple utilisé des expériences en laboratoire pour examiner les représentations modélisées de la formation de glace blanche (Jutras et al. 2016) ou de la dynamique de la saumure (Thomas, 2019). Je vais poursuivre dans cette voie autant que possible.

Les limites fondamentales de notre compréhension sont surtout posées par l'observation. Je pense en particulier au volume de la banquise qui reste incertain à un facteur trois près, gênant grandement notre compréhension de nombreux aspects de la dynamique de la banquise à grande échelle (Massonnet et al. 2018). Je pense aussi à la relative méconnaissance de la production primaire et de la biomasse de la banquise. Ainsi, augmenter la capacité des systèmes d'observations dans la zone de glace me semble absolument nécessaire. Je devrais continuer à consacrer une partie de mon énergie à

⁸ SI³=Sea Ice Modelling Integrated Initiative.

promouvoir avec les équipes du LOCEAN le développement et le déploiement d'instruments dédiés à la mesure de l'épaisseur et de la biomasse dans la banquise, au sein de plates-formes autonomes et de balises instrumentées pour animaux marins⁹, dont le rapport taux d'échantillonnage-coût constitue un énorme avantage. Il faudrait aussi, mais ça ne dépend pas que de moi, parvenir à rassembler les données biogéochimiques issues du carottage en Arctique, comme on a pu le faire pour l'Antarctique.

Épilogue

Les travaux que j'ai présentés tempèrent le rôle qu'on a parfois, moi compris, voulu prêter à la banquise en tant acteur central des cycles biogéochimiques. Les travaux réalisés jusqu'ici ont été fondamentaux pour construire cette compréhension. Il n'est pas nécessaire de surfaire l'importance de la banquise pour motiver son étude. Elle reste ce milieu magnifique, siège de formes de vie uniques en cours d'annihilation par les activités humaines. C'est bien suffisant pour nous rendre responsables d'en documenter le fonctionnement et d'encourager sa conservation.

⁹ Je pense ici à la bouée Ice-T développée par F. Vivier et A. Lourenço ; et aux balises développées dans le cadre du projet SENSEI par J.-B. Charrassin et C. Guinet.

Bibliographie

Arrigo, K. R., et G. van Dijken. 2011. « Secular trends in Arctic Ocean net primary production ». *J. Geophys. Res.*, 116. <https://doi.org/10.1029/2011JC007151>.

Arrigo, K. R., T. Mock, et M. P. Lizotte. 2010. « Primary producers and sea ice ». In *Sea Ice (Second edition)*, édité par D. N. Thomas et G. S. Dieckmann, 283–325. Wiley-Blackwell.

Arrigo, K., D. L. Worthen, M. P. Lizotte, P. Dixon, et G. Dieckmann. 1997. « Primary production in Antarctic sea ice ». *Science* 276: 394-97.

Arrigo, Kevin R. 2016. « Sea Ice as a Habitat for Primary Producers ». In *Sea Ice*, 352-69. John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781118778371.ch14>.

Aumont, O., et L. Bopp. 2006. « Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies ». *Global Biogeochemical Cycles* 20. <https://doi.org/10.1029/2005GB002591>.

Benning, Liane G., Alexandre M. Anesio, Stefanie Lutz, et Martyn Tranter. 2014. « Biological Impact on Greenland's Albedo ». *Nature Geoscience* 7 (10): 691. <https://doi.org/10.1038/ngeo2260>.

Bitz, C. M., et W. H. Lipscomb. 1999. « An energy-conserving thermodynamic model of sea ice ». *Journal of Geophysical Research* 104: 15,669-15,677.

Boyd, P. W., T. Jickells, C. S. Law, S. Blain, E. A. Boyle, K. O. Buesseler, K. H. Coale, et al. 2007. « Mesoscale Iron Enrichment Experiments 1993-2005: Synthesis and Future Directions ». *Science* 315: 612–617. <https://doi.org/10.1126/science.1131669>.

Carnat, G., T. Papakyriakou, N.-X. Geilfus, F. Brabant, B. Delille, M. Vancoppenolle, G. Gilson, J. Zhou, et J.-L. Tison. 2013. « Investigations on Arctic first-year sea ice physical and textural properties in the Amundsen Gulf, November 2007 until June 2008 ». *Journal of Glaciology* 59: 819–837.

Ciais, P., C. Sabine, G. Bala, L. Bopp, V. Brovkin, J. Canadell, A. Chhabra, et al. 2013. « Carbon and Other Biogeochemical Cycles ». In *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, 465--570. Cambridge, UK: Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley.

Conte, L. 2016. « Modélisation de la dynamique d'une efflorescence printanière dans la glace de mer côtière en mer de Ross (Antarctique) ». Rapport de Mémoire. Université de Liège.

Deal, C., M. Jin, S. Elliott, E. Hunke, M. Maltrud, et N. Jeffery. 2011. « Large-scale modeling of primary production and ice algal biomass within Arctic sea ice in 1992 ». *Journal of Geophysical Research* 116. <https://doi.org/10.1029/2010JC006409>.

DeJong, Hans B., Robert B. Dunbar, et Evan A. Lyons. 2018. « Late Summer Frazil Ice-Associated Algal Blooms around Antarctica ». *Geophysical Research Letters* 45 (2): 826-33. <https://doi.org/10.1002/2017GL075472>.

- Delille, B., M. Vancoppenolle, N.-X. Geilfus, B. Tilbrook, D. Lannuzel, V. Schoemann, S. Becquevort, et al. 2014. « Southern Ocean CO₂ sink: the contribution of the sea ice ». *Journal of Geophysical Research* 119. <https://doi.org/10.1002/2014JC009941>.
- Delille, Bruno. 2006. « Inorganic carbon dynamics and air-ice-sea CO₂ fluxes in the open and coastal waters of the Southern Ocean ». Université de Liège.
- Dieckmann, G. S., G. Nehrke, C. Uhlig, J. Göttlicher, S. Gerland, M. A. Granskog, et D. N. Thomas. 2010. « Brief Communication: Ikaite (CaCO₃.6H₂O) Discovered in Arctic Sea Ice ». *The Cryosphere* 4 (2): 227-30. <https://doi.org/10.5194/tc-4-227-2010>.
- Dieckmann, G.S., Gernot Nehrke, Stathys Papadimitriou, Jörg Göttlicher, Ralph Steininger, Hilary Kennedy, Dieter Wolf-Gladrow, et David N. Thomas. 2008. « Calcium Carbonate as Ikaite Crystals in Antarctic Sea Ice ». *Geophysical Research Letters* 35 (8). <https://doi.org/10.1029/2008GL033540>.
- Dupont, Frédéric. 2012. « Impact of sea-ice biology on overall primary production in a biophysical model of the pan-Arctic Ocean ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 117 (C8). <https://doi.org/10.1029/2011JC006983>.
- Feistel, R. 2008. « A Gibbs function for seawater thermodynamics for 6 to 80°C ». *Deep Sea Research (I)* 55: 1639–1671.
- Fernández-Méndez, Mar, Lasse M. Olsen, Hanna M. Kauko, Amelie Meyer, Anja Rösel, Ioanna Merkouriadi, Christopher J. Mundy, et al. 2018. « Algal Hot Spots in a Changing Arctic Ocean: Sea-Ice Ridges and the Snow-Ice Interface ». *Frontiers in Marine Science* 5. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00075>.
- Ferrari, Raffaele, Malte F. Jansen, Jess F. Adkins, Andrea Burke, Andrew L. Stewart, et Andrew F. Thompson. 2014. « Antarctic Sea Ice Control on Ocean Circulation in Present and Glacial Climates ». *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111 (24): 8753-58. <https://doi.org/10.1073/pnas.1323922111>.
- Fransson, Agneta, Melissa Chierici, Patricia L. Yager, et Walker O. Smith. 2011. « Antarctic Sea Ice Carbon Dioxide System and Controls ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 116 (C12). <https://doi.org/10.1029/2010JC006844>.
- Fraser, A. D., R. A. Massom, K. J. Michael, B. K. Galton-Fenzi, et J. L. Lieser. 2012. « East Antarctic Landfast Sea Ice Distribution and Variability, 2000–08 ». *J. Climate* 25: 1137–1156.
- Fripiat, F., K. M. Meiners, M. Vancoppenolle, S. F. Ackley, K. R. Arrigo, G. Carnat, S. Cozzi, et al. 2017. « Macro-nutrient concentrations in Antarctic pack ice: Overall patterns and overlooked processes ». *Elementa* 5-13: 1-24.
- Garcia, H. E., R. A. Locarnini, T. P. Boyer, J. I. Antonov, M. M. Zweng, O. K. Baranova, et D. R. Johnson. 2010. « World Ocean Atlas 2009, Volume 4: Nutrients (phosphate, nitrate, silicate) ». U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Giannelli, V., D. N. Thomas, C. Haas, G. Kattner, H. Kennedy, et G. S. Dieckmann. 2001. « Behaviour of dissolved organic matter and inorganic nutrients during experimental sea-ice formation ». *Annals of Glaciology* 33: 317-21.

Goosse, H., et T. Fichefet. 1999. « Importance of ice-ocean interactions for the global ocean circulation: a model study ». *Journal of Geophysical Research* 104: 23337-55.

Goosse, Hugues, Jennifer E. Kay, Kyle C. Armour, Alejandro Bodas-Salcedo, Helene Chepfer, David Docquier, Alexandra Jonko, et al. 2018. « Quantifying Climate Feedbacks in Polar Regions ». *Nature Communications* 9 (1): 1919. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04173-0>.

Grenfell, T. C., et G. A. Maykut. 1977. « The optical properties of ice and snow in the Arctic Basin ». *Journal of Glaciology* 18: 445-63.

Griewank, Philipp, et Dirk Notz. 2013. « Insights into brine dynamics and sea-ice desalination from a 1D model study of gravity drainage ». *J. Geophys. Res.*

Griffies, Stephen M., Gokhan Danabasoglu, Paul J. Durack, Alistair J. Adcroft, V. Balaji, Claus W. Böning, Eric P. Chassignet, et al. 2016. « OMIP Contribution to CMIP6: Experimental and Diagnostic Protocol for the Physical Component of the Ocean Model Intercomparison Project ». *Geoscientific Model Development* 9 (9): 3231-96. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3231-2016>.

Grimm, R., D. Notz, R. N. Glud, S. Rysgaard, et K. D. Six. 2016. « Assessment of the Sea-Ice Carbon Pump: Insights from a Three-Dimensional Ocean-Sea-Ice-Biogeochemical Model (MPIOM/HAMOCC) ». *Elem Sci Anth* 4 (0): 000136. <https://doi.org/10.12952/journal.elementa.000136>.

Guinet, Christophe, Jade Vacquié-Garcia, Baptiste Picard, Guillaume Bessigneul, Yves Lebras, Anne Cécile Dragon, Morgane Viviant, John P. Y. Arnould, et Frédéric Bailleul. 2014. « Southern Elephant Seal Foraging Success in Relation to Temperature and Light Conditions: Insight into Prey Distribution ». *Marine Ecology Progress Series* 499 (mars): 285-301. <https://doi.org/10.3354/meps10660>.

Günther, Sven, et Gerhard S. Dieckmann. 1999. « Seasonal Development of Algal Biomass in Snow-Covered Fast Ice and the Underlying Platelet Layer in the Weddell Sea, Antarctica ». *Antarctic Science* 11 (3): 305-15. <https://doi.org/10.1017/S0954102099000395>.

Hoppema, M., et L. G. Anderson. 2007. « Chapter 6 Biogeochemistry of Polynyas and Their Role in Sequestration of Anthropogenic Constituents ». In *Elsevier Oceanography Series*, édité par W. O. Smith et D. G. Barber, 74:193-221. Polynyas: Windows to the World. Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(06\)74006-5](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(06)74006-5).

Hunke, E. C., D. K. Notz, A. Turner, et M. Vancoppenolle. 2011. « The multi-phase physics of sea ice: a review for modellers ». *The Cryosphere* 5: 989–1009.

Jardon, F. P., F. Vivier, M. Vancoppenolle, A. Lourenço, P. Bouruet-Aubertot, et Y. Cuypers. 2013. « Full-depth desalination of warm sea ice ». *Journal of Geophysical Research* 118 (1): 435–447. <https://doi.org/10.1029/2012JC007962>.

Jin, Meibing, Clara Deal, Sang H. Lee, Scott Elliott, Elizabeth Hunke, Mathew Maltrud, et Nicole Jeffery. 2012. « Investigation of Arctic sea ice and ocean primary production for the period 1992–2007 using a 3-D global ice–ocean ecosystem model ». *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, Biogeochemical studies from the Chinese National Arctic Research Expeditions (CHINAREs), 81-84 (décembre): 28-35. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2011.06.003>.

- Juhl, Andrew R., Christopher Krembs, et Klaus M. Meiners. 2011. « Seasonal Development and Differential Retention of Ice Algae and Other Organic Fractions in First-Year Arctic Sea Ice ». *Marine Ecology Progress Series* 436 (août): 1-16. <https://doi.org/10.3354/meps09277>.
- Jutras, M., M. Vancoppenolle, A. Lourenço, F. Vivier, G. Carnat, G. Madec, C. Rousset, et J.-L. Tison. 2016. « Thermodynamics of slush and snow ice formation on sea ice ». *Deep-Sea Research II* 131: 75–83. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2016.03.008>.
- Kilic, Lise, Rasmus Tage Tonboe, Catherine Prigent, et Georg Heygster. 2019. « Estimating the Snow Depth, the Snow–Ice Interface Temperature, and the Effective Temperature of Arctic Sea Ice Using Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 and Ice Mass Balance Buoy Data ». *The Cryosphere* 13 (4): 1283-96. <https://doi.org/10.5194/tc-13-1283-2019>.
- Lancelot, C., A. de Montety, H. Goosse, S. Becquevort, V. Schoemann, B. Pasquer, et M. Vancoppenolle. 2009. « Spatial distribution of the iron supply to phytoplankton in the Southern Ocean: a model study ». *Biogeosciences* 6: 2861–2878.
- Lannuzel, D., J. de Jong, V. Schoemann, A. Trevena, J.-L. Tison, et L. Chou. 2006. « Development of a sampling and flow injection analysis technique for iron determination in the sea ice environment ». *Analytica Chimica Acta* 556: 476-83. <https://doi.org/10.1016/j.aca.2005.09.059>.
- Lannuzel, D., V. Schoemann, J. de Jong, J.-L. Tison, et L. Chou. 2007. « Distribution and biogeochemical behaviour of iron in the East Antarctic sea ice ». *Marine Chemistry* 106: 18–32. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2006.06.010>.
- Lannuzel, D., M. Vancoppenolle, P. van der Merwe, J. de Jong, K. M. Meiners, M. Grotti, J. Nishioka, et V. Schoemann. 2016. « Iron in sea ice: Review and new insights ». *Elementa* 4: 000131.
- Lavoie, D., K. Denman, et C. Michel. 2005. « Modeling ice algal growth and decline in a seasonally ice-covered region of the Arctic (Resolute Passage, Canadian Archipelago) ». *Journal of Geophysical Research* 110. <https://doi.org/10.1029/2005JC002922>.
- Lebrun, Marion, Martin Vancoppenolle, Gurvan Madec, et François Massonnet. 2019. « Arctic Sea-Ice-Free Season Projected to Extend into Autumn ». *The Cryosphere* 13 (1): 79-96. <https://doi.org/10.5194/tc-13-79-2019>.
- Legendre, L., S. F. Ackley, G. S. Dieckmann, B. Gulliksen, R. Horner, T. Hoshiai, I. A. Melnikov, W. S. Reeburgh, M. Spindler, et C. W. Sullivan. 1992. « Ecology of sea ice biota. 2. Global significance ». *Polar Biology* 12: 429–444.
- Legge, Oliver J., Dorothee C. E. Bakker, Martin T. Johnson, Michael P. Meredith, Hugh J. Venables, Peter J. Brown, et Gareth A. Lee. 2015. « The Seasonal Cycle of Ocean-Atmosphere CO₂ Flux in Ryder Bay, West Antarctic Peninsula ». *Geophysical Research Letters* 42 (8): 2934-42. <https://doi.org/10.1002/2015GL063796>.
- Leu, E., C. J. Mundy, P. Assmy, K. Campbell, T. M. Gabrielsen, M. Gosselin, T. Juul-Pedersen, et R. Gradinger. 2015. « Arctic spring awakening – Steering principles behind the phenology of vernal ice algal blooms ». *Progress in Oceanography*, Overarching perspectives of contemporary and future ecosystems in the Arctic Ocean, 139 (décembre): 151-70. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.07.012>.

- Lieser, J, M. A. J. Curran, A. R. Bowie, A. T. Davidson, S. J. Doust, A. D. Fraser, B. K. Galton-Fenzi, et al. 2015. « Antarctic slush-ice algal accumulation not quantified through conventional satellite imagery: Beware the ice of March ». *The Cryosphere Discussions* 9: 6187–6222.
- Light, B., T. C. Grenfell, et D. K. Perovich. 2008. « Transmission and absorption of solar radiation by Arctic sea ice during the melt season ». *Journal of Geophysical Research* 113.
<https://doi.org/10.1029/2006JC003977>.
- Madec, G. 2008. « NEMO reference manual, ocean dynamics component : NEMO-OPA. Preliminary version ». Note du Pole de modélisation No 27 ISSN No 1288-1619. Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France.
- Manizza, M., M. J. Follows, S. Dutkiewicz, D. Menemenlis, C. N. Hill, et R. M. Key. 2013. « Changes in the Arctic Ocean CO₂ sink (1996–2007): A regional model analysis ». *Global Biogeochemical Cycles* 27 (4): 1108-18.
<https://doi.org/10.1002/2012GB004491>.
- Maqueda, M. A. Morales, et S. Rahmstorf. 2002. « Did Antarctic sea ice expansion cause glacial CO₂ decline? » *Geophysical Research Letters* 29.
- Martin, John H., Steve E. Fitzwater, et R. Michael Gordon. 1990. « Iron deficiency limits phytoplankton growth in Antarctic waters ». *Global Biogeochemical Cycles* 4 (1): 5-12.
<https://doi.org/10.1029/GB004i001p00005>.
- Massonnet, F., T. Fichefet, H. Goosse, M. Vancoppenolle, P. Mathiot, et C. König-Beatty. 2011. « On the influence of model physics on simulations of Arctic and Antarctic sea ice ». *The Cryosphere* 5: 687–699.
<https://doi.org/10.5194/tc-5-687-2011>.
- Massonnet, François, Martin Vancoppenolle, Hugues Goosse, David Docquier, Thierry Fichefet, et Edward Blanchard-Wrigglesworth. 2018. « Arctic Sea-Ice Change Tied to Its Mean State through Thermodynamic Processes ». *Nature Climate Change* 8 (7): 599-603. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0204-z>.
- Maykut, G. A., et N. Untersteiner. 1971. « Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice ». *Journal of Geophysical Research* 76: 1550-75.
- Maykut, Gary A., et Thomas C. Grenfell. 1975. « The Spectral Distribution of Light beneath First-Year Sea Ice in the Arctic Ocean ». *Limnology and Oceanography* 20 (4): 554-63.
<https://doi.org/10.4319/lo.1975.20.4.0554>.
- Meiners, K. M., M. Vancoppenolle, G. Carnat, G. Castellani, B. Delille, D. Delille, G. S. Dieckmann, et al. 2018. « Chlorophyll-a in Antarctic Landfast Sea Ice: A First Synthesis of Historical Ice Core Data ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123 (11): 8444-59. <https://doi.org/10.1029/2018JC014245>.
- Meiners, K. M., M. Vancoppenolle, S. Thanassekos, G. S. Dieckmann, D. Thomas, J.-L. Tison, K. R. Arrigo, et al. 2012. « Chlorophyll a in Antarctic sea ice from historical ice core data ». *Geophysical Research Letters* 39.
<https://doi.org/10.1029/2012GL053478>.
- Meiners, Klaus M., et Christine Michel. 2016. « Dynamics of Nutrients, Dissolved Organic Matter and Exopolymers in Sea Ice ». In *Sea Ice*, 415-32. John Wiley & Sons, Ltd.
<https://doi.org/10.1002/9781118778371.ch17>.

- Miller, L. A., F. Fripiat, B. T. T. Else, J. Bowman, K. A. Brown, R. E. Collins, M. Ewert, et al. 2015. « Methods for Biogeochemical Studies of Sea Ice: The State of the Art, Caveats, and Recommendations ». *Elementa* 3: 000038. <https://doi.org/10.12952/journal.elementa.000038>.
- Moreau, S., H. Kaartokallio, M. Vancoppenolle, J. Zhou, M. Kotovich, G. S. Dieckmann, D. N. Thomas, J.-L. Tison, et B. Delille. 2015. « Closing the O₂ budget under sea ice: An experimental and modelling approach ». *Elementa* 3:000080. <https://doi.org/10.12952/journal.elementa.000080>.
- Moreau, S., M. Vancoppenolle, L. Bopp, O. Aumont, G. Madec, B. Delille, J.-L. Tison, P.-Y. Barriat, et H. Goose. 2016. « Assessment of the sea-ice carbon pump: Insights from a three-dimensional ocean-sea-ice biogeochemical model (NEMO-LIM-PISCES) ». *Elementa* 4: 000122.
- Moreau, S., M. Vancoppenolle, B. Delille, J.-L. Tison, J. Zhou, M. Kotovitch, D. N. Thomas, N.-X. Geilfus, et H. Goosse. 2015. « Drivers of inorganic carbon dynamics in first-year sea ice: A model study ». *J. Geophys. Res.* 120. <https://doi.org/10.1002/2014JC010388>.
- Moreau, S., M. Vancoppenolle, J. Zhou, J.-L. Tison, B. Delille, et H. Goosse. 2014. « Modelling argon dynamics in first-year sea ice ». *Ocean Modelling* 73: 1-18. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.10.004>.
- Neufeld, Jerome A., et J. S. Wettlaufer. 2008. « Shear-Enhanced Convection in a Mushy Layer ». *Journal of Fluid Mechanics* 612 (octobre): 339-61. <https://doi.org/10.1017/S0022112008002991>.
- Nomura, D., H. Yoshikawa-Inoue, T. Toyota, et K. Shirasawa. 2010. « Effects of snow, snowmelting and refreezing processes on air-sea-ice CO₂ flux ». *Journal of Glaciology* 56: 262-270.
- Notz, D., A. Jahn, M. Holland, E. Hunke, F. Massonnet, J. Stroeve, B. Tremblay, et M. Vancoppenolle. 2016. « The CMIP6 Sea-Ice Model Intercomparison Project (SIMIP): understanding sea ice through climate-model simulations ». *Geoscientific Model Development* 9 (9): 3427-3446.
- Notz, D. K., et J. Stroeve. 2016. « Observed Arctic sea-ice loss directly follows anthropogenic CO₂ emission ». *Science* 354: 747-750.
- Notz, D., et M. G. Worster. 2009. « Desalination processes in sea ice ». *Journal of Geophysical Research* 114. <https://doi.org/10.1029/2008JC004885>.
- Nozais, Christian, Michel Gosselin, Christine Michel, et Guglielmo Tita. 2001. « Abundance, Biomass, Composition and Grazing Impact of the Sea-Ice Meiofauna in the North Water, Northern Baffin Bay ». *Marine Ecology Progress Series* 217 (juillet): 235-50. <https://doi.org/10.3354/meps217235>.
- Olsen, Are, Robert M. Key, Steven van Heuven, Siv K. Lauvset, Anton Velo, Xiaohua Lin, Carsten Schirnack, et al. 2016. « The Global Ocean Data Analysis Project Version 2 (GLODAPv2) – an Internallyconsistent Data Product for the World Ocean ». *Earth System Science Data* 8 (2): 297-323. <https://doi.org/10.5194/essd-8-297-2016>.
- Palmisano, Anna C., Janice Beeler SooHoo, Richard L. Moe, et Cornelius W. Sullivan. 1987. « Sea ice microbial communities. VII. Changes in under-ice spectral irradiance during the development of Antarctic sea ice microalgal communities ». *Marine Ecology Progress Series* 35 (1/2): 165-73.

- Papadimitriou, Stathys, Socratis Loucaides, Victoire M. C. Rérolle, Paul Kennedy, Eric P. Achterberg, Andrew G. Dickson, Matthew Mowlem, et Hilary Kennedy. 2018. « The stoichiometric dissociation constants of carbonic acid in seawater brines from 298 to 267 K ». *Geochimica et Cosmochimica Acta* 220 (janvier): 55-70. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.09.037>.
- Perovich, D. K., G. F. Cota, G. A. Maykut, et T. C. Grenfell. 1993. « Bio-optical observations of first-year arctic sea ice ». *Geophysical Research Letters* 20: 1059-62.
- Reeburgh, W. S. 1984. « Fluxes associated with brine motion in growing sea ice ». *Polar Biology* 3: 29-33.
- Rees Jones, D. W., et M. G. Worster. 2014. « A physically based parameterization of gravity drainage for sea-ice modeling ». *Journal of Geophysical Research* 119: 5599–5621. <https://doi.org/10.1002/2013JC009296>.
- Richter-Menge, Jacqueline A., Donald K. Perovich, Bruce C. Elder, Keran Claffey, Ignatius Rigor, et Mark Ortmeier. 2006. « Ice Mass-Balance Buoys: A Tool for Measuring and Attributing Changes in the Thickness of the Arctic Sea-Ice Cover ». *Annals of Glaciology* 44: 205-10. <https://doi.org/10.3189/172756406781811727>.
- Roukaerts, A. 2018. « Novel insights in nitrogen and carbon biogeochemistry of Antarctic sea ice: the potential role of a microbial biofilm ». Vrije Universiteit Brussel.
- Rysgaard, S., J. Bendtsen, L. T. Pedersen, H. Ramløv, et R. N. Glud. 2009. « Increased CO₂ Uptake Due to Sea Ice Growth and Decay in the Nordic Seas ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 114 (C9). <https://doi.org/10.1029/2008JC005088>.
- Rysgaard, S., Jørgen Bendtsen, Bruno Delille, Gerhard S. Dieckmann, Ronnie N. Glud, Hilary Kennedy, John Mortensen, Stathys Papadimitriou, David N. Thomas, et Jean-Louis Tison. 2011. « Sea ice contribution to the air–sea CO₂ exchange in the Arctic and Southern Oceans ». *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology* 63 (5): 823-30. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2011.00571.x>.
- Rysgaard, S., R. N. Glud, M. K. Sejr, J. Bendtsen, et P. B. Christensen. 2007. « Inorganic carbon transport during sea ice growth and decay: A carbon pump in polar seas ». *Journal of Geophysical Research* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JC003572>.
- Rysgaard, S., M. Kühl, R. Nøhr Glud, et J. W. Hansen. 2001. « Biomass, production and horizontal patchiness of sea ice algae in a high-Arctic fjord (Young Sound, NE Greenland) ». *Marine Ecology Progress Series* 223: 15–26.
- Sabine, C. L., R. A. Feely, N. Gruber, R. M. Key, K. Lee, J. L. Bullister, R. Wanninkhof, et al. 2004. « The Oceanic Sink for Anthropogenic CO₂ ». *Science* 305: 367–371.
- Saenz, Benjamin T., et Kevin R. Arrigo. 2014. « Annual primary production in Antarctic sea ice during 2005–2006 from a sea ice state estimate ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 119 (6): 3645-78. <https://doi.org/10.1002/2013JC009677>.
- Sarmiento, J. L., et N. Gruber. 2006. *Ocean biogeochemical dynamics*. Princeton University Press.

- Sedwick, Peter N., et Giacomo R. DiTullio. 1997. « Regulation of Algal Blooms in Antarctic Shelf Waters by the Release of Iron from Melting Sea Ice ». *Geophysical Research Letters* 24 (20): 2515-18. <https://doi.org/10.1029/97GL02596>.
- Semiletov, I., A. Makshtas, et S. Akasofu. 2004. « Atmospheric CO₂ balance: The role of Arctic sea ice ». *Geophysical Research Letters* 31. <https://doi.org/10.1029/2003GL017996>.
- Semtner, A. J. 1976. « A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate ». *Journal of Physical Oceanography* 6: 379-89.
- Smith, Ralph E. H., Jeff Anning, Pierre Clement, et Glenn Cota. 1988. « Abundance and production of ice algae in Resolute Passage, Canadian Arctic ». *Marine Ecology Progress Series* 48 (3): 251-63.
- Smith, Ralph E. H., W. Glen Harrison, Leslie R. Harris, et Alex W. Herman. 1990. « Vertical Fine Structure of Particulate Matter and Nutrients in Sea Ice of the High Arctic ». *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 47 (7): 1348-55. <https://doi.org/10.1139/f90-154>.
- Stammerjohn, S., R. Massom, D. Rind, et D. Martinson. 2012. « Regions of rapid sea ice change: An inter-hemispheric seasonal comparison ». *Geophys. Res. Lett.* 39. <https://doi.org/10.1029/2012GL050874>.
- Stephens, B. B., et R. F. Keeling. 2000. « The influence of Antarctic sea-ice on glacial-interglacial CO₂ variations ». *Nature* 404: 171-174.
- Stewart, Philip S., et Michael J. Franklin. 2008. « Physiological Heterogeneity in Biofilms ». *Nature Reviews. Microbiology* 6 (3): 199-210. <https://doi.org/10.1038/nrmicro1838>.
- Tagliabue, A., T. Mtshali, O. Aumont, A. R. Bowie, M. B. Klunder, A. N. Roychoudhury, et S. Swart. 2012. « A Global Compilation of Dissolved Iron Measurements: Focus on Distributions and Processes in the Southern Ocean ». *Biogeosciences* 9 (6): 2333-49. <https://doi.org/10.5194/bg-9-2333-2012>.
- Takahashi, T., S. C. Sutherland, R. Wanninkhof, C. Sweeney, R. A. Feely, D. W. Chipman, B. Hales, et al. 2009. « Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂ and net sea-air CO₂ flux over the global oceans ». *Deep Sea Research (II)* 56: 554-577. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.12.009>.
- Tedesco, L., M. Vichi, J. Haapala, et T. Stipa. 2010. « A dynamic biologically-active layer for numerical studies of the sea ice ecosystem ». *Ocean Modelling* 35 (1-2): 89-104. <https://doi.org/doi:10.1016/j.ocemod.2010.06.008>.
- Thomas, D. N., S. Papadimitriou, et C. Michel. 2010. « Biogeochemistry of sea ice ». In *Sea Ice (Second Edition)*, édité par D. N. Thomas et G. S. Dieckmann, 425-467. Wiley-Blackwell.
- Thomas, David N. 2003. « Iron Limitation in the Southern Ocean ». *Science* 302 (5645): 565-66. <https://doi.org/10.1126/science.302.5645.565c>.
- Thomas, Max. 2019. « Brine and pressure dynamics in growing sea ice: measurements and modelling in the Roland von Glasow air-sea-ice chamber ». School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich, UK.

- Thorndike, A. S., D. A. Rothrock, G. A. Maykut, et R. Colony. 1975. « The thickness distribution of sea ice ». *Journal of Geophysical Research* 80: 4501-13.
- Vancoppenolle, M. 2013. « Linking Ecological Responses and Models from Contemporary Observations: introduction to the session ». *Gordon Research Conference on Polar Marine Ecosystems, Ventura, CA, March (invited)*.
- Vancoppenolle, M., C. M. Bitz, et T. Fichefet. 2007. « Summer landfast sea ice desalination at Point Barrow : Model and Observations ». *Journal of Geophysical Research* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JC003493>.
- Vancoppenolle, M., T. Fichefet, et H. Goosse. 2009. « Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 2. Sensitivity to salinity processes ». *Ocean Modelling* 27 (1-2): 54-69. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.11.003>.
- Vancoppenolle, M., H. Goosse, A. de Montety, T. Fichefet, B. Tremblay, et J.-L. Tison. 2010. « Modeling brine and nutrient dynamics in Antarctic sea ice: the case of dissolved silica ». *Journal of Geophysical Research* 115 (C2). <https://doi.org/10.1029/2009JC005369>.
- Vancoppenolle, M., K. M. Meiners, C. Michel, L. Bopp, F. Brabant, G. Carnat, B. Delille, et al. 2013. « Role of sea ice in global biogeochemical cycles: Emerging views and challenges ». *Quaternary Science Reviews* 79: 207-230.
- Vancoppenolle, M., M. Raphael, C. Rousset, F. Vivier, Moreau S., B. Delille, et J.-L. Tison. 2016. « Contrasting Arctic and Antarctic sea ice temperatures ». *European Geosciences Union General Assembly (oral, presenting author), 18-22 April 2016*.
- Vancoppenolle, M., et L. Tedesco. 2017. « Numerical models of sea ice biogeochemistry ». In *Sea Ice, 3rd edition*, édité par D. N. Thomas, 492-515. Wiley-Blackwell. <https://www.wiley.com/en-fr/Sea+Ice,+3rd+Edition-p-9781118778388>.
- Vancoppenolle, Martin, Laurent Bopp, Gurvan Madec, John Dunne, Tatiana Ilyina, Paul R. Halloran, et Nadja Steiner. 2013. « Future arctic ocean primary productivity from CMIP5 simulations: Uncertain outcome, but consistent mechanisms ». *Global Biogeochemical Cycles* 27: 605-619. <https://doi.org/10.1002/gbc.20055>.
- Vancoppenolle, Martin, Gurvan Madec, Max Thomas, et Trevor J. McDougall. 2019. « Thermodynamics of Sea Ice Phase Composition Revisited ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 0 (ja). <https://doi.org/10.1029/2018JC014611>.
- Williams, G., T. Maksym, J. Wilkinson, C. Kunz, C. Murphy, P. Kimball, et H. Singh. 2014. « Thick and deformed Antarctic sea ice mapped with autonomous underwater vehicles ». *Nature Geoscience*. <https://doi.org/10.1038/NNGEO2299>.
- Williams, N. L., L. W. Juranek, R. A. Feely, J. L. Russell, K. S. Johnson, et B. Hales. 2018. « Assessment of the Carbonate Chemistry Seasonal Cycles in the Southern Ocean From Persistent Observational Platforms ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123 (7): 4833-52. <https://doi.org/10.1029/2017JC012917>.
- Wongpan, P., K. M. Meiners, P. J. Langhorne, P. Heil, I. J. Smith, G. H. Leonard, R. A. Massom, L. A. Clementson, et T. G. Haskell. 2018. « Estimation of Antarctic Land-Fast Sea Ice Algal Biomass and Snow Thickness From

Under-Ice Radiance Spectra in Two Contrasting Areas ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123 (3): 1907-23. <https://doi.org/10.1002/2017JC013711>.

Wongpan, Pat. 2018. « Columnar Ice versus Platelet Ice: Differences, Consequences, and Significance ». Thesis, University of Otago. <https://ourarchive.otago.ac.nz/handle/10523/8094>.

Yallop, Marian L., Alexandre M. Anesio, Rupert G. Perkins, Joseph Cook, Jon Telling, Daniel Fagan, James MacFarlane, et al. 2012. « Photophysiology and Albedo-Changing Potential of the Ice Algal Community on the Surface of the Greenland Ice Sheet ». *The ISME Journal* 6 (12): 2302-13. <https://doi.org/10.1038/ismej.2012.107>.

Zeebe, R. E., H. Eicken, D. H. Robinson, D. Wolf-Gladrow, et G. S. Dieckmann. 1996. « Modeling the heating and melting of sea ice through light absorption by microalgae ». *Journal of Geophysical Research* 101: 1163-81.

Zeebe, R. E., et D. Wolf-Gladrow. 2001. *CO₂ in seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes*. Édité par D. Halpern. Oceanography Series 65. Elsevier, Amsterdam.

Bibliographie choisie

Vancoppenolle, M., Meiners, K. M., C. Michel et al. Role of sea ice in global biogeochemical cycles: Emerging views and challenges. *Quaternary Science Reviews*, 79:207–230, 2013.

Vancoppenolle, M. et al. Future Arctic ocean primary productivity from CMIP5 simulations: Uncertain outcome, but consistent mechanisms. *Global Biogeochemical Cycles*, 27:605–619, 2013a.

Moreau, S., Vancoppenolle, M. et al. Assessment of the sea-ice carbon pump: Insights from a three-dimensional ocean-sea-ice biogeochemical model (NEMO-LIM-PISCES). *Elementa*, 4:000122, 2016.

Vancoppenolle, M. and L. Tedesco. Numerical models of sea ice biogeochemistry. In D. N. Thomas, editor, *Sea Ice, 3rd edition*, pages 492–515. Wiley-Blackwell, 2017.

Meiners, K. M., Vancoppenolle, M., et al. Chlorophyll-a in Antarctic Landfast Sea Ice: A First Synthesis of Historical Ice Core Data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018.