

Faculté des sciences

Étude de l'effet du forçage astronomique sur les anoxies océaniques pour le climat actuel et celui du Dévonien

Mémoire présenté en vue de l'obtention du grade académique de
Master [120] en sciences physiques, finalité approfondie

Auteur : Justin Gérard

Promoteur : Michel Crucifix

Lecteurs : Thierry Fichet et Anne-Christine Da Silva

École de physique, ELIC

Année académique 2021-2022

Résumé

Ce mémoire a pour objectif l'étude du forçage astronomique sur le déclenchement et le maintien des anoxies océaniques pour le climat présent et celui du Dévonien. La raison de cette étude fait suite à la détection d'un lien entre les cycles de Milankovitch et les anoxies dans les enregistrements géologiques [Da Silva et al., 2020, Meyers et al., 2012]. Cependant, une compréhension profonde des mécanismes par lesquels le forçage astronomique peut interagir avec la concentration en oxygène dissout océanique est toujours manquante. De plus, la contribution de certains paramètres du forçage astronomique sur les événements d'anoxie océanique passés est encore largement débattue [De Vleeschouwer et al., 2014]. Pour étudier différents mécanismes, nous avons eu recours au modèle physique-biogéochimique de complexité intermédiaire cGENIE. Ce mémoire fournit un inventaire de plusieurs mécanismes pouvant avoir un impact potentiellement important sur l'oxygène dissout pour un océan actuel et passé. Avec le cadre de travail choisi pour le climat actuel, nous avons montré que le forçage astronomique possède un effet potentiellement important sur les niveaux d'oxygène océanique. Les résultats établis pour le Dévonien soulèvent par ailleurs une vraie question méthodologique sur comment diagnostiquer quantitativement l'importance relative des différents mécanismes impactant le déclenchement et le maintien des événements d'anoxie océanique de cette période.

Remerciements

Je souhaite remercier tous ceux qui m'ont aidé et soutenu directement et indirectement dans la réalisation de ce mémoire.

Je remercie mes parents, Sophie Mulatin et Renaud Gérard pour leurs encouragements, la correction et la relecture de mon manuscrit.

Je remercie mon grand-père Robert Gérard de m'avoir transmis son amour pour la physique et les mathématiques.

Je remercie Élise Françoisse pour son soutien, sa gentillesse et sa patience. Je la remercie également pour la relecture des premiers chapitres.

Je remercie mes enseignantes de secondaire Cathy Deroeux et Corinne Leyssen de m'avoir apporté leur soutien et leur passion à un moment de ma vie où j'en avais cruellement besoin. Sans leur rencontre, je ne serais très probablement pas là où j'en suis aujourd'hui.

Je remercie mes camarades Julie Vinesse, Jonathan Joret, Celia Duflou, Lucy Panier, Madeline Thomas, Arthur Rigaux, Jonathan Magéus et Auréline Staszak qui m'ont permis de me changer les idées entre deux journées de travail.

Je remercie mes co-mémorants de physique climatologique Noé Pirlet, Louis Castin et Annelies Sticker pour la solidarité qui a régné tout au long de cette année et avec qui nous sommes parvenus au bout du mémoire.

Je remercie mes amis Yannis Georis, Nicolas Robert, Arnaud Bacq et Benoît Van Vaerenbergh pour leurs conseils concernant le mémoire et pour l'entraide dont ils ont fait preuve durant toutes ces années.

Je remercie Lilian Vanderveken, Victor Couplet, Marina Martinez, Loïc Sablon et Sergio Rubin pour leur accueil amical dans l'équipe, leur convivialité, leurs conseils et leur intérêt pour mon travail. Tout particulièrement, je remercie Lilian Vanderveken d'avoir autant éveillé mon intérêt pour la climatologie.

Je remercie Pierre-Yves Barriat pour son aide lors de la prise en main des distributions UNIX et pour la résolution des problèmes informatiques rencontrés avec le serveur.

Je remercie Alexandre Pohl, David de Vleeschouwer et Hugues Goosse pour leur aide précieuse et les discussions pertinentes.

Je remercie Thierry Fichet et Anne-Christine Da Silva d'avoir accepté d'être les lecteurs de mon mémoire et pour leurs critiques constructives lors de la pré-défense.

Enfin, je remercie chaleureusement mon promoteur Michel Crucifix pour l'encadrement de ce mémoire. Je le remercie d'avoir toujours trouvé le temps nécessaire pour m'encadrer et d'avoir fait preuve d'autant de bienveillance à mon égard. Enfin, je le remercie de m'avoir proposé de rejoindre son équipe de recherche.

Table des matières

Résumé	i
Remerciements	ii
Table des figures	v
1 Introduction	1
2 État de l'art	3
2.1 Forçage astronomique	3
2.1.1 Excentricité	4
2.1.2 Précession	5
2.1.3 Obliquité	6
2.2 Anoxies océaniques	7
2.2.1 Un phénomène actuel important	10
2.2.2 Les anoxies dans le passé	12
2.2.3 Le Dévonien	14
2.3 Question scientifique	16
3 Description du modèle	18
3.1 Partie physique	18
3.1.1 Atmosphère	18
3.1.2 Océan	20
3.1.3 Glace de mer	21
3.2 Partie biogéochimique	22
3.2.1 Biogéochimie océanique (BIOGEM)	22
3.2.2 Composition chimique atmosphérique (ATCHEM)	24
3.2.3 Sédiment océanique (SEDGEM)	24
3.2.4 Altération des roches terrestres (ROKGEM)	25
3.3 Notre configuration de cGENIE	26
3.3.1 Le climat actuel	26
3.3.2 Le Dévonien	27
4 Climat présent	28
4.1 Insolation et état "proche-critique"	28
4.1.1 Le forçage astronomique dans cGENIE	28
4.1.2 Augmentation de la quantité de CO_2 atmosphérique	29

4.2	Anoxie océanique et forçage astronomique	31
4.2.1	Modification du forçage astronomique	32
4.2.2	Vue d'ensemble	34
4.3	Discussion	38
5	Climat du Dévonien	42
5.1	Concentration en oxygène au Dévonien	42
5.2	Circulation océanique et glace de mer	44
5.3	L'effet du forçage astronomique	46
5.4	Discussion	48
6	Conclusion	51
A	Matériel supplémentaire	53
	Bibliographie	54

Table des figures

2.1	Graphe de contour de l'insolation journalière moyenne (en $W m^{-2}$) au sommet de l'atmosphère en fonction de la latitude et des mois de l'année [Hartmann, 2015]. Ce type de carte est parfois appelé diagramme de Milankovitch.	4
2.2	Anomalie d'insolation journalière (en $W m^{-2}$) induite par la précession (gauche) et l'obliquité (droite). La moyenne annuelle pour chaque latitude est également indiquée. Les valeurs absolues sont en gris et les anomalies sont en couleurs. Ces figures ont été réalisées avec le package PALINSOL.	6
2.3	Anticorrélation entre les profils de l'oxygène dissout et du phosphate à une profondeur de 200 m. Cartes générées sur le site de "The World Ocean Atlas 2018 Figures". [Garcia et al., 2019] fournissent des informations supplémentaires sur ces données.	8
2.4	Concentration en oxygène dissout (en $\mu mol kg^{-1}$) d'une section dans l'Ouest de l'océan Atlantique en fonction de la profondeur (en m) et de la latitude. Le tracé exact se trouve en bas à droite de la figure. Ce graphe est tiré de la campagne GEOSECS (GEOchemical Ocean SEction Study) lancée dans le début des années 1970.	10
2.5	Distribution spatiale des anoxies (noir) et hypoxies (rouge) sur le plancher océanique de la mer Baltique. La distribution est une moyenne réalisée sur tous les mois de l'année [Carstensen et al., 2014].	11
2.6	Perte cumulative de l'oxygène dans la colonne d'eau engendrée par un changement de solubilité. Cette perte s'exprime comme un pourcentage du déclin d'oxygène observé depuis 1960 en fonction de la profondeur (en m) [Schmidtke et al., 2017].	12
2.7	Récapitulatif de l'évolution temporelle (en Ma) des conditions anoxiques généralisées (zone grisée) dans l'océan profond et l'océan de surface [Neretin, 2005].	13
2.8	La paléogéographie du Dévonien, vers -370 Ma. Les océans et les continents Gondwana (Gond), Sibéria (Sib), Laurentia (La) et Baltica (Ba) sont représentés [Barash, 2016].	15
3.1	Vision schématique de la relation entre les différents composants de GENIE (version antérieure de cGENIE) [Ridgwell et al., 2007].	19
3.2	Tour d'électron montrant le potentiel d'électrode de différentes paires d'oxydo-réductions (pas toutes prises en compte par le cGENIE) [Canfield et al., 2005].	24

3.3	Vision schématique de l'incorporation du module SEDGEM dans GENIE (version antérieure de cGENIE) [Ridgwell and Hargreaves, 2007].	25
3.4	Vision schématique de l'incorporation du module ROKGEM dans GENIE (version antérieure de cGENIE) [Colbourn et al., 2013].	26
3.5	Configuration continentale du Dévonien (-370 Ma). Les continents apparaissent en gris et l'océan en bleu.	27
4.1	Évolution mensuelle de l'intensité du forçage radiatif (en $W m^{-2}$) en fonction de la latitude pour différentes valeurs de précession avec une excentricité de 0.05 et une obliquité de 23.5°	29
4.2	Circulation méridienne de retournement atlantique (en Sv) en fonction de la profondeur et de la latitude pour différents niveaux de CO_2	30
4.3	Circulation méridienne de retournement pacifique (en Sv) en fonction de la profondeur et de la latitude pour différents niveaux de CO_2	31
4.4	Concentration en oxygène dissout (en $\mu mol kg^{-1}$) dans l'océan Atlantique pour différents forçages astronomiques. L'obliquité est fixée à 23.5°	32
4.5	Concentration en oxygène dissout (en $\mu mol kg^{-1}$) dans l'océan Pacifique pour différents forçages astronomiques. L'obliquité est fixée à 23.5°	33
4.6	Représentation schématique de l'état de l'océan Atlantique dans l'espace excentricité-précession. Chaque point du cercle représente une expérience différente et la couleur indique l'état de l'océan (bleue pour un océan oxique et rouge pour l'apparition d'une anoxie). La distance au centre correspond à la valeur d'excentricité e et l'angle à la longitude au périhélie ω . Les différentes régions (zone anoxique, incertaine et zone oxique) sont construites en reliant les points entre eux. Le cercle noir représente la valeur maximale d'excentricité utilisée lors des expériences. Les mois de l'année indiquent la période au cours de laquelle la Terre passe par son périhélie.	35
4.7	Évolution temporelle de la concentration moyenne en oxygène dissout (en $\mu mol kg^{-1}$) dans l'océan Atlantique. La couleur des courbes représente l'état de la circulation thermohaline atlantique, qui est soit active (bleue), soit arrêtée (rouge). La droite verticale noire représente la date moyenne d'arrêt des 20 expériences où la circulation s'est arrêtée.	36
4.8	Courbes d'hystérèse de la circulation profonde obtenues pour des modèles de complexité intermédiaire. La figure du haut regroupe les modèles d'océans simplifiés et celle du bas regroupe les modèles couplés avec un modèle d'océan global tridimensionnel. Les cercles montrent l'état climatique actuel pour chaque modèle [Rahmstorf et al., 2005].	38
4.9	Réplication de certaines expériences de la figure 4.6, mais les valeurs d'excentricité sont augmentées progressivement. Chaque point du cercle représente une expérience différente et la couleur indique l'état de l'océan (bleue pour un océan oxique et rouge pour l'apparition d'une anoxie). Les délimitations de la figure sont les zones oxique, anoxique et incertaine de la figure 4.6.	40

4.10	Évolution de la concentration en oxygène dissout (en $\mu\text{mol } kg^{-1}$) à l'équilibre dans l'océan Atlantique en fonction de la configuration astronomique. Les points en couleur sont les concentrations en oxygène à l'équilibre des expériences de la figure 4.9. Les courbes en pointillé noir sont les expériences qui ont subi l'inversion du forçage astronomique.	41
5.1	Profil vertical de la concentration en oxygène dissout (en $\mu\text{mol } kg^{-1}$) dans l'océan du Dévonien pour différentes concentrations de CO_2 (ligne) et de PO_4 (colonne), exprimées en multiple de la concentration préindustrielle.	43
5.2	Circulation méridienne de retournement (en Sv) de l'océan du Dévonien pour différentes concentrations de CO_2	44
5.3	Fraction de glace de mer et concentration de surface en oxygène dissout (en $\mu\text{mol } kg^{-1}$) en fonction de la concentration en CO_2 atmosphérique pour une configuration du Dévonien (-370 Ma).	45
5.4	Circulation méridienne de retournement et fraction de glace de mer en moyenne annuelle pour une configuration du Dévonien avec une concentration atmosphérique en CO_2 de 928 <i>ppm</i> [Valdes et al., 2021].	46
5.5	Représentation schématique de l'état océanique du Dévonien pour une configuration astronomique précise. La couleur bleue indique une augmentation moyenne de l'oxygène océanique de plus de $0.5 \mu\text{mol } kg^{-1}$ et la couleur rouge une diminution de plus de $0.5 \mu\text{mol } kg^{-1}$. La couleur jaune est attribuée aux expériences dont l'état d'équilibre est proche de l'état initial. Le point noir sur la figure (a) indique la configuration astronomique de la condition initiale.	47
5.6	Évolution temporelle de la fraction moyenne de glace de mer, de la température de surface (en $^{\circ}C$) et de la concentration moyenne en oxygène dissout (en $\mu\text{mol } kg^{-1}$) pour différentes valeurs d'obliquité. Chaque courbe est une moyenne réalisée sur toutes les configurations astronomiques possédant la même valeur d'obliquité.	49
5.7	Évolution temporelle de la concentration moyenne en PO_4 (en $\mu\text{mol } kg^{-1}$) pour différentes configurations astronomiques. Les couleurs plus claires ont une excentricité élevée et celles plus foncées ont une excentricité faible.	50

Chapitre 1

Introduction

Il existe une part d'incertitude dans toutes les disciplines scientifiques. Bien entendu, la climatologie n'échappe pas à cette réalité. Pour autant, il existe un grand nombre d'aspects du changement climatique actuellement en cours dont nous sommes certains (et certains qu'ils sont causés par l'humanité) [Vitousek, 1994]. L'une des plus connues est l'origine de l'augmentation rapide de la concentration en dioxyde de carbone (CO_2) dans l'atmosphère terrestre moderne qui est attribuée à l'humanité et constitue un sujet de préoccupation majeure [Lyons et al., 2014, Masson-Delmotte et al., 2021].

La plupart des espaces habitables propices à la vie sur Terre ne sont pas terrestres. En effet, plus de 90% du volume habitable se trouve dans les océans. Les écosystèmes qui y sont présents jouent un rôle clé dans la régulation du climat terrestre. L'océan absorbe de grandes quantités de chaleur (plus de 80% selon [Poloczanska et al., 2013]) et de CO_2 , atténuant l'effet du changement climatique dans l'atmosphère, mais ce phénomène expose les écosystèmes océaniques au réchauffement, à l'acidification, à la désoxygénation et à la modification des apports nutritifs [Levin and Le Bris, 2015]. Entre autres, les récifs coralliens qui sont indispensables pour une grande partie de la vie océanique¹, subissent d'importantes contraintes liées aux activités humaines [Hoegh-Guldberg et al., 2017]. En bref, la problématique environnementale liée aux océans est une thématique extrêmement large et complexe.

Dans le cadre de ce mémoire, nous nous limiterons au cas de la désoxygénation des océans, l'oxygène étant un élément chimique extrêmement précieux pour la vie. En effet, il est essentiel à la survie des animaux et régule les cycles globaux de plusieurs nutriments importants ainsi que celui du carbone. Lorsqu'un milieu est complètement dépourvu d'oxygène, on dit qu'il est anoxique. Quand cette anoxie se répand de manière intensive dans la colonne d'eau, l'océan subit un "évènement d'anoxie océanique". Les évènements d'anoxie océanique sont des évènements climatiques lourds de conséquences et certains d'entre eux sont même associés à des extinctions massives [Erbacher and Thurow, 1997]. À cause du réchauffement climatique, l'océan perd de l'oxygène à un rythme effréné, environ 2% sur les cinquante dernières années, augmentant considérablement le volume des eaux hypoxiques et anoxiques [Breitburg et al., 2018]. Cette diminution peut paraître insignifiante à première vue, mais elle est en réalité conséquente lorsqu'on considère les

1. Ils fournissent de la nourriture et un habitat à un grand nombre d'organismes, ainsi que de nombreux autres biens et services écologiques.

échelles de temps typiques de l’océan. L’océan possède des temps caractéristiques assez longs dont certains peuvent atteindre 1 000 ans pour la circulation thermohaline, voire 10 000 ans pour le temps d’équilibre du phosphate (PO_4) [Lenton and Watson, 2000]. Un évènement d’anoxie océanique d’origine naturelle prendrait donc des milliers d’années à se développer. Cependant, certains des processus actuels nous rappellent ceux ayant pu favoriser les évènements d’anoxie océanique par le passé [Watson, 2016].

Une compréhension profonde et précise des mécanismes pouvant expliquer le déclenchement et le maintien des évènements d’anoxie océanique est toujours manquante. Dans ce mémoire, nous étudierons la question suivante : quelles sont les interactions entre le forçage astronomique et la concentration en oxygène de l’océan ? Le choix du forçage astronomique est particulièrement pertinent, car il agit sur les échelles de temps de l’océan. De plus, la trace d’un lien entre la configuration astronomique et les anoxies est détectée dans les enregistrements géologiques [Da Silva et al., 2020, De Vleeschouwer et al., 2013, Meyers et al., 2012]. Toutes les notions liées au forçage astronomique et aux anoxies océaniques seront développées en détail dans le chapitre 2.

L’analyse de l’effet du forçage astronomique ne sera pas exclusivement réalisée pour une configuration climatique actuelle. En effet, une seconde période très différente sera également étudiée pour explorer la contribution de la concentration atmosphérique en oxygène et de la configuration continentale. Cette seconde période est le Dévonien, étant donné qu’il s’agit d’une période géologique particulièrement chaude possédant des concentrations élevées en CO_2 et ayant abrité une quantité importante d’évènements d’anoxie océanique, dont certains se sont maintenus sur des échelles de temps pouvant aller jusqu’au million d’années [Becker et al., 2020, Carmichael et al., 2019]. Il est possible de détecter ces évènements d’anoxie océanique, car ils correspondent à des épisodes d’enfouissement accru de carbone organique dans les sédiments marins, indiqués par le dépôt d’une roche riche en matière organique (le "black shale" qui sera appelé shale noir) et par la quantité de C^{13} dans le carbonate biogénique² [Handoh and Lenton, 2003]. Il s’agit donc d’une période judicieuse dont l’étude permettra de répondre aux préoccupations croissantes concernant l’anoxie future. Le chapitre 4 traitera de la configuration climatique actuelle et le chapitre 5 celle du Dévonien.

Pour répondre à la question posée, nous avons utilisé le modèle physique-biogéochimique cGENIE (carbon-centric Grid ENabled Integrated Earth system model). Ce modèle de complexité intermédiaire simule une dynamique océanique et biogéochimique légèrement simplifiée. Une description complète du modèle, de ses composantes et des configurations utilisées pour nos expériences sera fournie au chapitre 3. L’impact sur les concentrations en oxygène océanique est évalué dans le modèle en fonction de l’augmentation du CO_2 atmosphérique, de la concentration en PO_4 océanique et de la modification de la configuration astronomique.

2. Biogénique fait référence à tout ce qui est produit ou provoqué par des organismes vivants.

Chapitre 2

État de l’art

2.1 Forçage astronomique

La principale source d’énergie disponible pour le système climatique est le rayonnement solaire incident, aussi appelé insolation (incoming solar radiation [Anna et al., 2021]). L’énergie électromagnétique reçue au sommet de l’atmosphère par unité de surface est une fonction de l’activité solaire, de la distance Terre-Soleil et de l’angle zénithal. Cette dernière quantité est définie comme l’angle que forme le rayonnement incident avec l’axe perpendiculaire à la surface et dépend de la latitude, de l’inclinaison de l’axe de rotation de la Terre par rapport à l’écliptique et de la déclinaison du Soleil¹. Cet apport d’énergie évolue au cours du temps, car les quantités dont il dépend ne sont pas constantes et agissent sur des échelles de temps différentes [Crucifix et al., 2006]. Si on place un capteur au sommet de l’atmosphère, il va détecter des variations diurnes dues au cycle jour/nuit et des variations saisonnières surtout entre l’été et l’hiver. Sur l’échelle de temps interannuelle, il détectera des variations dans la valeur de l’irradiance solaire totale engendrées par différents cycles d’activité solaire. Cette irradiance est définie comme l’énergie que recevrait une surface de 1 m^2 , perpendiculaire au rayonnement incident et située hors de l’atmosphère à une distance de 1 unité astronomique² du Soleil. Pour des périodes de l’ordre de 10 ka ³ à 1 Ma ⁴, notre capteur enregistrera des variations d’insolation causées par des changements dans la position de la Terre et de son inclinaison [Anna et al., 2021]. Sur des échelles de temps de l’ordre du milliard d’années, c’est à nouveau l’irradiance solaire totale qui engendre des variations dans les valeurs d’insolation, car le Soleil se dilate progressivement, libérant des quantités d’énergie plus importantes. Par exemple, au début de sa vie, le Soleil était approximativement 25% plus faible qu’aujourd’hui.

Le forçage astronomique fait référence à la variation de 3 quantités orbitales particulières, l’excentricité, la longitude au périhélie et l’obliquité, ce sont les paramètres de Milankovitch. Chacun de ces paramètres influence l’insolation de manière différente et est caractérisé par des périodes qui lui sont propres. Certains paramètres vont avoir un

-
1. La déclinaison du Soleil est l’angle entre le rayonnement incident et le plan de l’équateur terrestre.
 2. 1 unité astronomique correspond environ à 150 millions *km*.
 3. 1 ka équivaut à 10^3 années.
 4. 1 Ma équivaut à 10^6 années.

impact sur le bilan total d'énergie reçue par la Terre, alors que d'autres vont uniquement modifier la distribution de l'insolation annuelle. Leur variation quasi-périodique est le résultat des forces gravitationnelles qui s'exercent entre les différents objets du système solaire (essentiellement le Soleil et les planètes géantes). Un profil type d'insolation moyenne journalière reçue au sommet de l'atmosphère est représenté sur la figure 2.1. La Terre est actuellement dans une configuration où elle est plus proche du soleil pendant l'été de l'hémisphère Sud que pendant celui de l'hémisphère Nord. La conséquence est que le maximum d'insolation de l'hémisphère Sud est supérieur d'environ 7% à celui de l'hémisphère Nord (figure 2.1). Aux solstices d'été, l'insolation est plus importante aux hautes latitudes qu'à l'équateur alors que les angles zénithaux solaires deviennent conséquents aux hautes latitudes. Ces latitudes sont cependant soumises au jour polaire, période où le soleil ne descend pas sous l'horizon. Plus les latitudes sont hautes, plus ce phénomène dure longtemps⁵. C'est ce qui engendre des valeurs d'insolation journalière très élevées. En moyenne annuelle, ce sont bien les basses latitudes qui reçoivent le plus d'énergie : l'insolation annuelle moyenne au sommet de l'atmosphère au niveau des pôles est environ deux fois plus faible qu'à l'équateur [Hartmann, 2015].

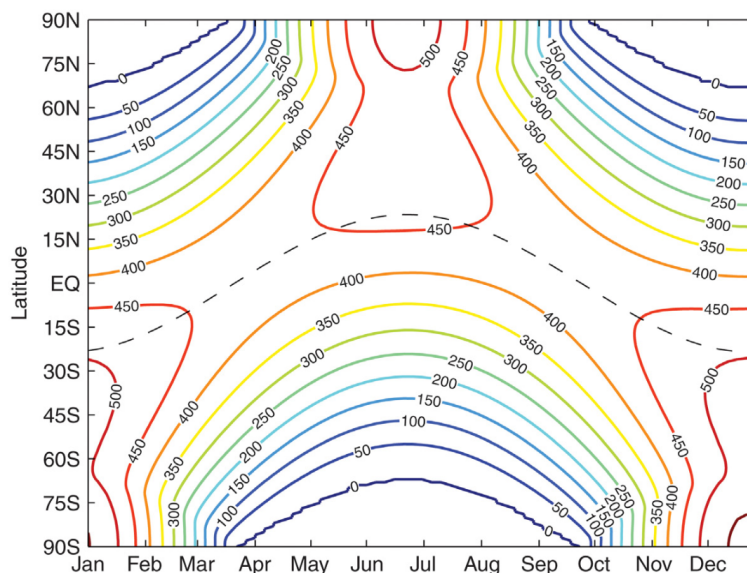


FIGURE 2.1 – Graphe de contour de l'insolation journalière moyenne (en $W m^{-2}$) au sommet de l'atmosphère en fonction de la latitude et des mois de l'année [Hartmann, 2015]. Ce type de carte est parfois appelé diagramme de Milankovitch.

2.1.1 Excentricité

L'excentricité, notée e , représente le caractère elliptique de la trajectoire d'un astre dans l'espace. Une orbite avec une excentricité nulle décrit un cercle et il n'y a ni périhélie ni aphélie. Le périhélie et l'aphélie sont respectivement le point le plus proche et le plus éloigné de l'orbite d'un astre autour du Soleil. Une excentricité qui appartient à l'intervalle

5. Le phénomène inverse, appelé nuit polaire, permet d'expliquer pourquoi l'insolation est nulle pour ces latitudes pendant parfois plusieurs mois.

$]0, 1[$ décrit un mouvement elliptique. Les lois de la gravitation stipulent que le Soleil doit se trouver sur l'un des deux foyers de l'ellipse décrite par la trajectoire de la Terre. La valeur de l'excentricité terrestre varie approximativement entre 0 et 0.05-0.06 et sa valeur actuelle (0.017) est assez faible. Le 4 janvier dernier, la Terre était à son périhélie. La distance Terre-Soleil était de 147 millions *km*. Cette distance sera de 152 millions *km* lorsque la Terre se trouvera à son aphélie qui aura lieu le 4 juillet de cette année. Les dates du périhélie et de l'aphélie évoluent au cours du temps et subissent également des variations. Par exemple en 2007, ils se sont produits le 3 janvier et 7 juillet respectivement et en 2029, ils se produiront le 2 janvier et 6 juillet respectivement. Une valeur élevée d'excentricité entraîne conjointement une diminution de la distance au périhélie et une augmentation de celle à l'aphélie. L'excentricité possède différents cycles dont les périodes sont approximativement 100 ka, 400 ka et 2.4 Ma.

L'excentricité est la seule variable du forçage astronomique à directement modifier la quantité totale d'énergie reçue par la Terre en 1 an. Les cycles d'excentricités induisent des variations de l'ordre de 0.5 W m^{-2} sur la moyenne annuelle d'insolation. Cependant, la variation de la valeur d'insolation annuelle est différente en fonction de la latitude. Elle est plus faible aux hautes latitudes qu'à l'équateur.

2.1.2 Précession

La Terre est soumise au phénomène de précession, comme les toupies, ce qui signifie que l'orientation de son axe de rotation varie au cours du temps. Ce phénomène, également appelé la précession luni-solaire, est engendré par les forces qu'exercent la Lune et le Soleil sur l'excès de masse équatoriale terrestre⁶. La rotation de la trajectoire elliptique de la Terre autour du Soleil est appelée précession planétaire. La précession climatique est la révolution de la longitude au périhélie, ou encore le mouvement de l'axe de la rotation de la Terre par rapport à l'orbite, et combine donc précession luni-solaire et précession planétaire. Cette précession climatique varie sur des périodes proches de 19 ka et 23 ka. Pour quantifier l'effet de la précession, on utilise la longitude au périhélie, notée ω , qui est souvent définie comme l'angle entre le périhélie de la Terre et le point vernal (équinoxe d'automne). Dans ces conditions, la valeur actuelle de la longitude au périhélie est d'environ 103° . Cependant, certains préfèrent définir la longitude au périhélie par rapport à l'équinoxe de printemps. Avec cette définition, la valeur actuelle est d'environ 283° . Dans ce mémoire, nous utiliserons la convention de l'équinoxe d'automne.

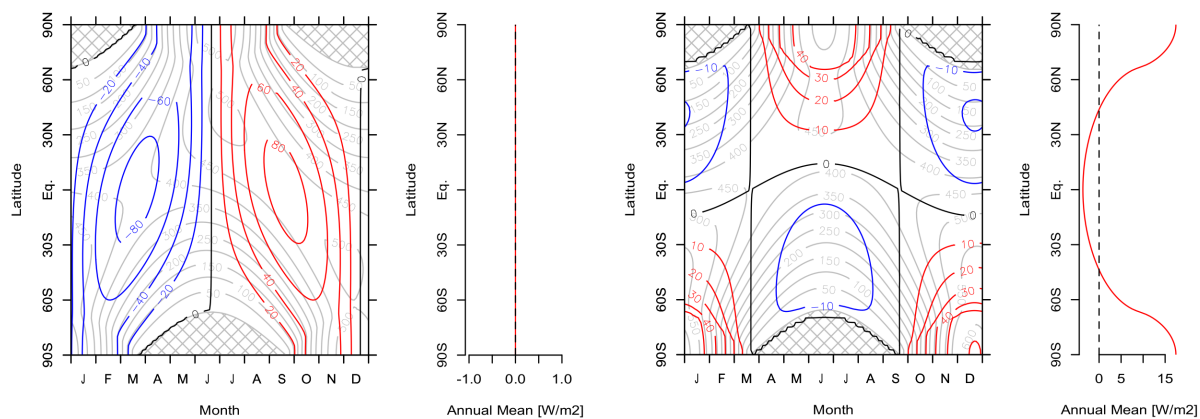
La modification de la valeur de la longitude au périhélie résulte en une redistribution de l'insolation saisonnière. Sur la figure 2.1, la Terre est dans une configuration où le contraste entre les saisons est plus important dans l'hémisphère Sud que l'hémisphère Nord. Tous les 11.5 ka (demi-cycle) la situation est inversée, car la longitude au périhélie prend des valeurs opposées sur le cercle trigonométrique. Par exemple, il y a environ 11.5 ka sa valeur était proche de 270° . À cette époque, l'hémisphère Nord subissait des étés avec une insolation particulièrement élevée et des hivers où elle était particulièrement faible. Dans l'hémisphère Sud, la situation est inversée, avec des insulations estivales et hivernales

6. Cet excès de masse est la conséquence de la rotation de la Terre qui lui donne une forme ellipsoïdale (légèrement aplatie au niveau des pôles).

respectivement plus faibles et plus élevées que la moyenne. L'excentricité joue un rôle important dans les changements d'insolation engendrés par la précession climatique. En effet, l'excentricité module l'impact de la précession climatique selon la relation $e \sin \omega$. Par conséquent, plus l'excentricité est faible, au plus l'impact de la précession le sera également. Pour une excentricité nulle, la précession n'a plus d'impact sur le forçage radiatif, alors que son effet sera maximal pour une valeur maximale d'excentricité.

2.1.3 Obliquité

L'obliquité est l'angle entre le plan de l'équateur et celui de l'écliptique. Elle mesure l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport à son orbite. Le fait que la Terre soit penchée a permis l'apparition des saisons. Si l'obliquité terrestre était nulle, les contours de l'insolation de la figure 2.1 seraient parfaitement symétriques entre l'hémisphère Nord et Sud. Au plus la valeur d'obliquité augmente, au plus les saisons sont prononcées, surtout pour les hautes latitudes, avec un maximum atteint pour une obliquité de 90° . Si l'obliquité continue à augmenter, les saisons perdent peu à peu en intensité pour finalement disparaître complètement lorsque l'obliquité atteint 180° . Si une telle valeur est atteinte, l'astre en question nous apparaît alors comme tournant dans l'autre sens (dans le sens des aiguilles d'une montre). C'est, par exemple, le cas de Vénus qui possède une obliquité de 177° . La valeur de l'obliquité terrestre était d'environ $23,44^\circ$ le 1^{er} janvier 2022 et prend essentiellement des valeurs comprises entre 22° et $24,5^\circ$. L'obliquité varie sur une période typique de 41 ka.



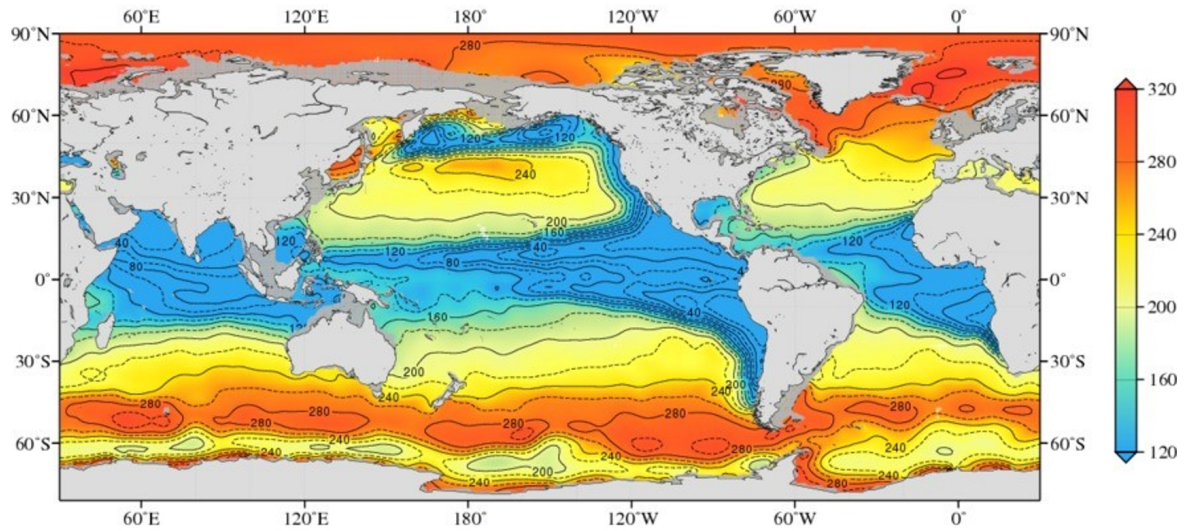
$W m^{-2}$ pour les hautes latitudes. L'anomalie d'insolation journalière et annuelle induite par la variation de la précession et de l'obliquité sont reprises sur la figure 2.2a et 2.2b respectivement.

2.2 Anoxies océaniques

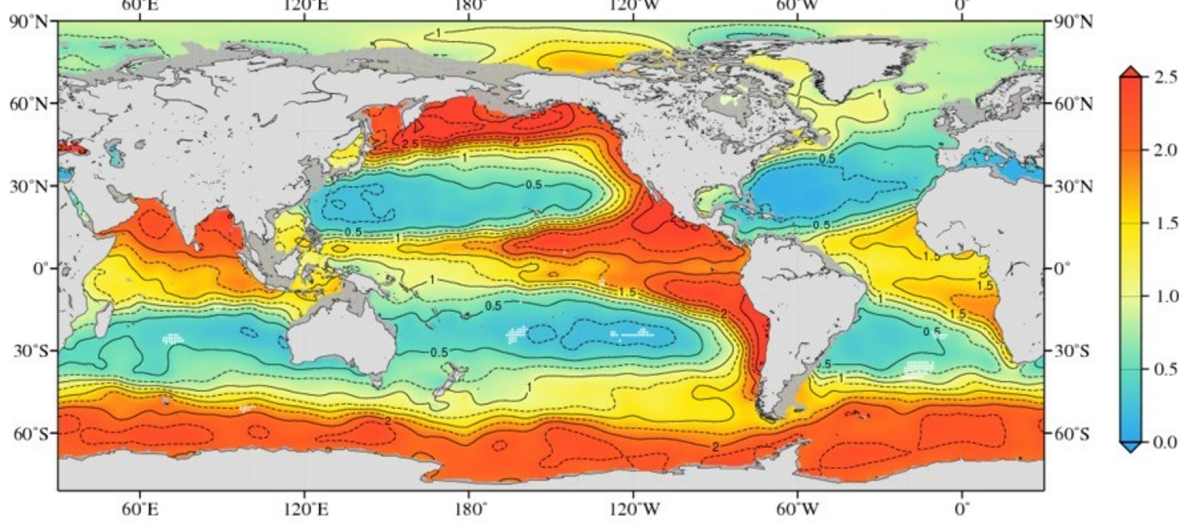
L'anoxie est définie en géosciences comme une situation environnementale dans laquelle l'abondance de molécules d'oxygène libre dans l'eau est nulle voir très proche de zéro. Dès lors, l'attribut anoxique peut s'appliquer à des échelles spatiales très différentes, de la flaque d'eau à des colonnes d'eau de plusieurs milliers de mètres, voire à l'océan tout entier. À l'opposé de l'anoxie, se trouve l'état oxique qui reflète la présence de molécules d'oxygène [Neretin, 2005]. Pour préciser le degré de la déficience en oxygène dissout, le terme hypoxie est généralement utilisé pour décrire les eaux avec une concentration $\leq 2 \text{ mg } L^{-1}$, soit approximativement $61 \mu\text{mol } kg^{-1}$ et correspond au seuil à partir duquel les animaux commencent à suffoquer. L'hypoxie se place entre les états anoxique et oxique. L'unité $\mu\text{mol } kg^{-1}$ est la plus couramment utilisée pour exprimer la concentration en oxygène dissout dans un liquide. Certains auteurs [Froelich et al., 1979, Crusius et al., 1996, Neretin, 2005] ajoutent parfois un niveau supplémentaire, l'état suboxique qui désigne les milieux avec une concentration en oxygène inférieure à environ $10 \mu\text{mol } kg^{-1}$. Cependant, dans la littérature, la plupart des auteurs se restreignent à trois états, les eaux oxiques, hypoxiques et anoxiques. Lorsque l'océan global subit une déficience généralisée de la concentration en oxygène dissout sur des échelles de temps qui peuvent aller de 10 ka à 1 Ma, on dit qu'il subit un évènement d'anoxie océanique ou OAE (Oceanix anoxic event). Ce genre d'évènement laisse souvent une trace visible dans les sédiments du plancher océanique [Wilson and Norris, 2001].

La biologie marine est l'un des principaux régulateurs de la concentration en oxygène océanique. La production primaire d'un milieu est définie comme le taux auquel l'énergie est convertie en substances organiques. La quasi-totalité de la production primaire océanique est engendrée par la consommation de nutriments comme le phosphate et le nitrate par des producteurs photosynthétiques (surtout le phytoplancton, une algue marine monocellulaire). La majorité de la production primaire océanique a lieu dans les couches les plus proches de la surface, car l'un de ses facteurs limitants est la présence de rayonnement solaire [Falkowski et al., 1998]. La matière organique particulaire résultant de la transformation des nutriments par le phytoplancton coule ensuite vers les niveaux inférieurs de l'océan. Cette matière organique est alors reminéralisée en nutriment par l'activité microbienne (respiration aérobie) en consommant de l'oxygène. Si la concentration en oxygène dissout diminue fortement, alors une partie de cette matière organique ne peut plus être reminéralisée et peut subsister au fond de l'océan. Là, elle pourra être enfouie et séquestrée dans les sédiments océaniques. À l'échelle de temps géologique, le shale noir, une roche sédimentaire riche en carbone organique, se forme lors des périodes anoxiques. Par exemple, l'accumulation des dépôts de shale noir au cours de certaines périodes du Crétacé⁷ est décrite comme faisant partie des évènements d'anoxie océanique.

7. Le Crétacé s'étend de -145 à -65.5 Ma et est notamment caractérisé par des températures polaires inhabituellement chaudes.



(a) Concentration en oxygène dissout (en $\mu\text{mol kg}^{-1}$).



(b) Concentration en phosphate (en $\mu\text{mol kg}^{-1}$).

FIGURE 2.3 – Anticorrélation entre les profils de l'oxygène dissout et du phosphate à une profondeur de 200 m. Cartes générées sur le site de "The World Ocean Atlas 2018 Figures". [Garcia et al., 2019] fournissent des informations supplémentaires sur ces données.

Il existe un lien étroit entre la quantité de nutriment disponible et la concentration en oxygène dissout. En règle générale, au plus la concentration des nutriments est importante, au plus la production primaire est intense, ce qui augmente la quantité de matière organique produite ainsi que leur reminéralisation, nécessitant une plus grande consommation d'oxygène. La figure 2.3 représente cette anticorrélation entre la concentration d'un nutriment, le phosphate et celle de l'oxygène dissout. Les géochimistes estiment que le phosphate est le nutriment limitant de la production primaire par le phytoplancton, car l'azote peut être directement utilisé depuis l'atmosphère si nécessaire [Watson, 2016]. Comme le phytoplancton pratique la photosynthèse, la production primaire est également limitée par l'abondance de rayonnement solaire. Bien que la figure 2.3 reflète l'importance

des nutriments dans la valeur de la concentration en oxygène, certaines régions (surtout en Antarctique) ne vérifient pas cette relation. La raison est que d'autres paramètres comme la température, l'activité biologique, la circulation océanique et la limitation par les oligo-nutriments (micro-nutriments⁸) comme le *Fe* influencent les réserves d'oxygène et de nutriments.

La circulation thermohaline est une circulation océanique à grande échelle induite par un gradient de densité qui est engendré par des gradients de température (thermo) et de salinité (haline). Lorsque les eaux chaudes et salées provenant des basses latitudes se propagent vers les pôles, elles se refroidissent et leur densité augmente, jusqu'à couler dans des sites de convection pour former la circulation profonde. Pour l'Atlantique, certains auteurs ont mis en évidence l'importance du refroidissement océanique intense ayant lieu à l'interface océan-atmosphère dans le processus de formation des eaux profondes [Goosse and Fichefet, 1999]. La circulation thermohaline, et par extension la température, ont donc un impact direct sur les niveaux d'oxygène océanique. Lorsque l'eau quitte la surface, elle emporte avec elle l'oxygène atmosphérique vers l'intérieur de l'océan (phénomène de ventilation). Un même volume d'eau est alors soumis à l'upwelling⁹ et remonte du phosphate et d'autres nutriments depuis l'océan profond. Le déplacement des eaux de surface engendré par la combinaison de l'effet de Coriolis et des forces de friction (vents) est appelé transport d'Ekman. Ce transport peut induire une divergence des eaux de surface, ce qui entraîne un phénomène appelé pompage d'Ekman, qui engendre l'upwelling¹⁰.

L'augmentation des températures sur le système climatique actuel a comme conséquences une diminution de la solubilité de l'oxygène dans l'eau et un affaiblissement de la circulation thermohaline. Ce dernier est lié à la réduction de la convection profonde, elle-même causée par les apports d'eau douce provenant de la fonte de la glace, les changements du cycle hydrologique et le réchauffement des eaux de surface [Gregory et al., 2005, Jahn and Holland, 2013, Latif et al., 2006]. Quand l'intensité de la circulation profonde s'affaiblit, la stratification de l'océan augmente et limite la quantité d'oxygène capable de pénétrer les couches inférieures de l'océan. A priori, un refroidissement peut densifier les eaux de surfaces et renforcer la circulation thermohaline. Mais, si la diminution de température s'intensifie, la glace de mer recouvrira une surface plus importante, ce qui limite aussi la quantité d'oxygène captée par l'océan et peut par ailleurs affaiblir la circulation. En effet, la présence de glace de mer agit comme une couche isolante entre l'atmosphère et l'océan et peut dans certains cas limiter la convection. Si la surface couverte par la glace de mer est très importante, ce qui survient surtout en période glaciaire, alors la chaleur amenée par la circulation en surface ne peut plus s'échapper et s'accumule sous la glace. Cette couche chaude engendre une stratification qui limite la convection. Lorsque cette chaleur parvient à s'échapper, elle fait rapidement fondre une bonne partie de la glace de mer et ravive la circulation. Ce phénomène fournit une explication pour les évènements de Dansgaard-Oeschger¹¹.

8. Un élément chimique nutritif nécessaire au développement des organismes vivants.

9. L'upwelling est une remontée d'eau.

10. Ce processus se manifeste pour des dépressions dans l'hémisphère Nord et pour des anticyclones dans l'hémisphère Sud. Dans les autres cas, le pompage d'Ekman engendre un downwelling.

11. Il s'agit d'une fluctuation climatique rapide dont une trentaine d'épisodes ont été détectés dans les

Une augmentation de la consommation de l'oxygène, que ce soit par apport de nutriment ou par un ralentissement du mélange et de la diffusion de l'oxygène dissout issu des eaux de surface, peut mener à un épuisement de l'oxygène dans la colonne d'eau pour les zones où la productivité primaire et l'activité microbienne sont élevées. Ces régions forment les zones de minimum d'oxygène (OMZ) [Neretin, 2005]. Pour un océan donné, il s'agit de la zone qui possède la concentration en oxygène dissout la plus basse. Ces concentrations peuvent varier d'environ $150 \mu\text{mol kg}^{-1}$ à moins de $61 \mu\text{mol kg}^{-1}$ et approchent même des conditions anoxiques dans certains endroits. Ces zones de minimum d'oxygène se manifestent généralement à des profondeurs entre 200 et 1000 m [Lalli and Parsons, 1997]. La zone de minimum d'oxygène de l'océan Atlantique est représentée sur la figure 2.4 et correspond approximativement aux isolignes 125-150 $\mu\text{mol kg}^{-1}$.

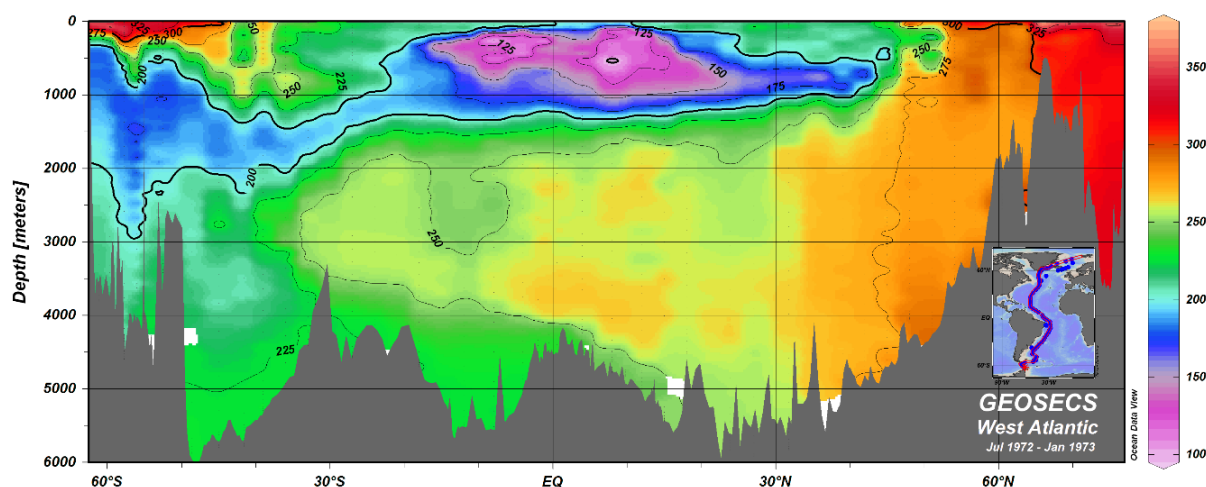


FIGURE 2.4 – Concentration en oxygène dissout (en $\mu\text{mol kg}^{-1}$) d'une section dans l'Ouest de l'océan Atlantique en fonction de la profondeur (en m) et de la latitude. Le tracé exact se trouve en bas à droite de la figure. Ce graphe est tiré de la campagne GEOSECS (GEOchemical Ocean SECTion Study) lancée dans le début des années 1970.

2.2.1 Un phénomène actuel important

Depuis au moins une cinquantaine d'années, la teneur en oxygène des eaux océaniques est en déclin, principalement à cause des activités humaines qui ont augmenté les températures globales et le rejet de nutriments (phosphate, nitrate, etc.) dans les eaux côtières. Ces changements ont accéléré la consommation d'oxygène par l'activité microbienne, réduit la solubilité de l'oxygène dans l'eau et diminué le réapprovisionnement en oxygène depuis l'atmosphère vers l'océan profond, ce qui entraîne une large gamme d'impacts biologiques et écologiques [Breitburg et al., 2018]. L'ajout de nutriments dans les rivières a engendré de l'eutrophisation (accumulation de nutriments) et des anoxies locales dans plusieurs centaines de régions côtières [Watson, 2016]. Sur ces cinquante dernières années, les zones de minimum d'oxygène des bassins océaniques se sont élargies d'environ 4.5 millions de km^2 (basé sur les eaux avec moins de $70 \mu\text{mol/kg}$ à une profondeur de 200 m) et le volume des eaux anoxiques a été multiplié par 4. On estime que les océans ont perdu 2%

carottes glaciaires du Groenland.

de leur concentration en oxygène sur cette période et les modèles suggèrent une diminution supplémentaire de 1 à 7% pour 2100 [Breitburg et al., 2018, Schmidtke et al., 2017]. La figure 2.5 représente la diminution de la concentration en oxygène de la mer Baltique entre 1974 et 2012. L'expansion des zones hypoxiques, mais surtout anoxiques y est spectaculaire.

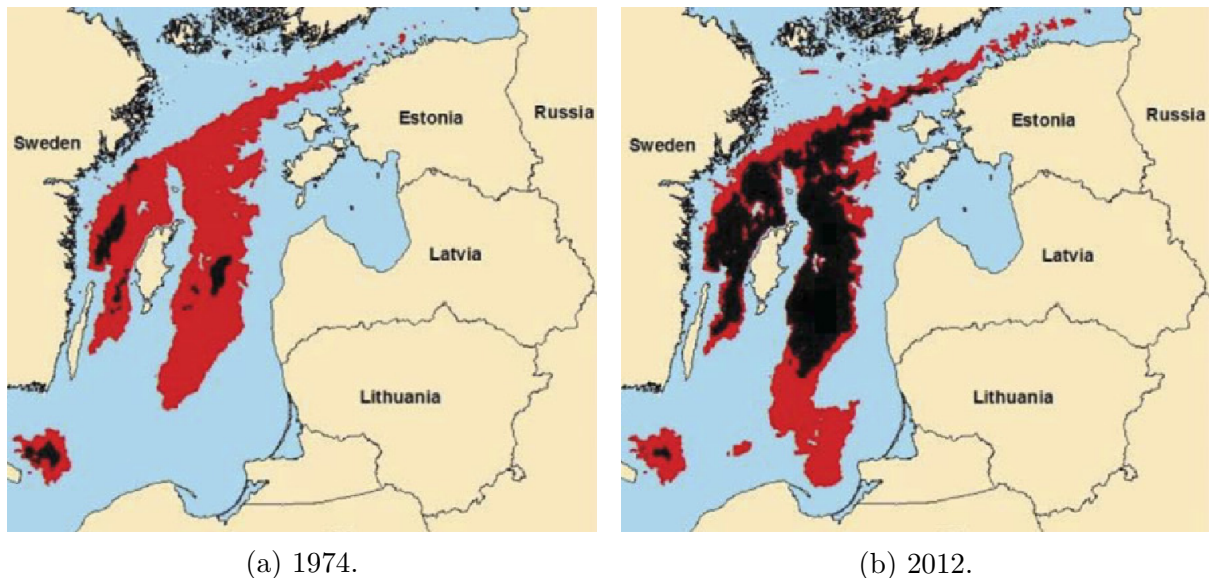


FIGURE 2.5 – Distribution spatiale des anoxies (noir) et hypoxies (rouge) sur le plancher océanique de la mer Baltique. La distribution est une moyenne réalisée sur tous les mois de l'année [Carstensen et al., 2014].

Un affaiblissement de la solubilité engendrée par une augmentation de la température induit des diminutions de la concentration en oxygène qui perdent en intensité avec la profondeur, figure 2.6. Au-dessus de 150 *m*, l'oxygène est souvent en sursaturation à cause de l'oxygène provenant de la photosynthèse réalisée par le phytoplancton (valeur de plus de 100% sur la figure 2.6). À ces profondeurs, la perte réelle d'oxygène n'est que la moitié de celle attendue théoriquement d'un changement de solubilité induit par un réchauffement, ce qui indique la présence de processus compensatoires qui augmentent la teneur en oxygène dans l'océan supérieur. Intégrée sur les 1 000 premiers mètres de l'océan global, environ 50% de la perte d'oxygène peut être attribuée à des changements de solubilité. Cette valeur passe à 25% pour 2 000 *m* et à 15% lorsqu'elle est intégrée sur toute la colonne d'eau [Schmidtke et al., 2017].

Ce réchauffement augmente également les processus métaboliques, ce qui accélère la consommation de l'oxygène. La décomposition de la matière organique se produit plus rapidement et la reminéralisation de cette matière organique est décalée vers les eaux moins profondes. Ce processus entraîne une redistribution spatiale plutôt qu'une perte nette d'oxygène sur tout l'océan. Les 85% restants de la perte actuelle en oxygène dissout seraient principalement causés par une augmentation de la stratification. En effet, elle réduit la ventilation et affecte les réserves de nutriments qui contrôlent la production de matière organique. Le réchauffement agit directement sur la stratification thermique et

renforce indirectement la stratification saline par ses effets sur la fonte de la glace et sur les précipitations. Une augmentation de la stratification affecte la circulation engendrée par les vents dans les premières centaines de mètres et ralentit la circulation profonde [Breitburg et al., 2018, Schmidtke et al., 2017].

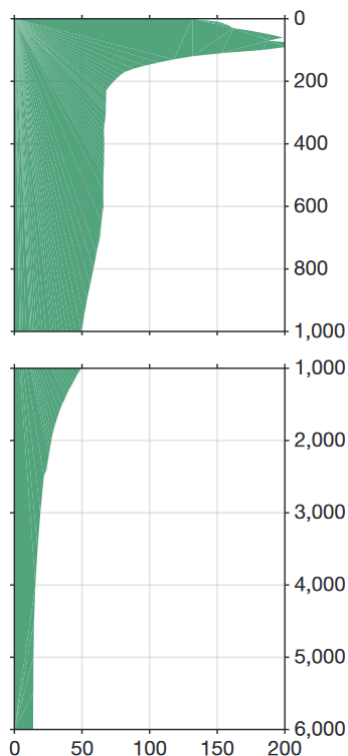


FIGURE 2.6 – Perte cumulative de l’oxygène dans la colonne d’eau engendrée par un changement de solubilité. Cette perte s’exprime comme un pourcentage du déclin d’oxygène observé depuis 1960 en fonction de la profondeur (en m) [Schmidtke et al., 2017].

Selon [Norris et al., 2013], il est peu probable qu’une extinction en surface survienne pour un système régi par les gaz à effet de serre. Cependant, les récifs et les fonds marins vont probablement subir de lourds impacts comme c’est déjà le cas pour la mer Baltique. Les écosystèmes marins sont sur le point de connaître un état de changement presque continu qui subsistera plus longtemps que les sociétés humaines modernes sur la Terre.

2.2.2 Les anoxies dans le passé

La vie marine est à un tournant de son histoire, mais obtenir une connaissance profonde des impacts du changement global d’origine anthropique sur les océans reste difficile. On peut cependant améliorer notre compréhension du système et de ses potentielles conséquences en étudiant le passé des océans et de ses anoxies [Norris et al., 2013]. Leur étude est d’autant plus pertinente que plusieurs grands événements d’extinction sont associés à des climats chauds et à des océans désoxygénés [Breitburg et al., 2018].

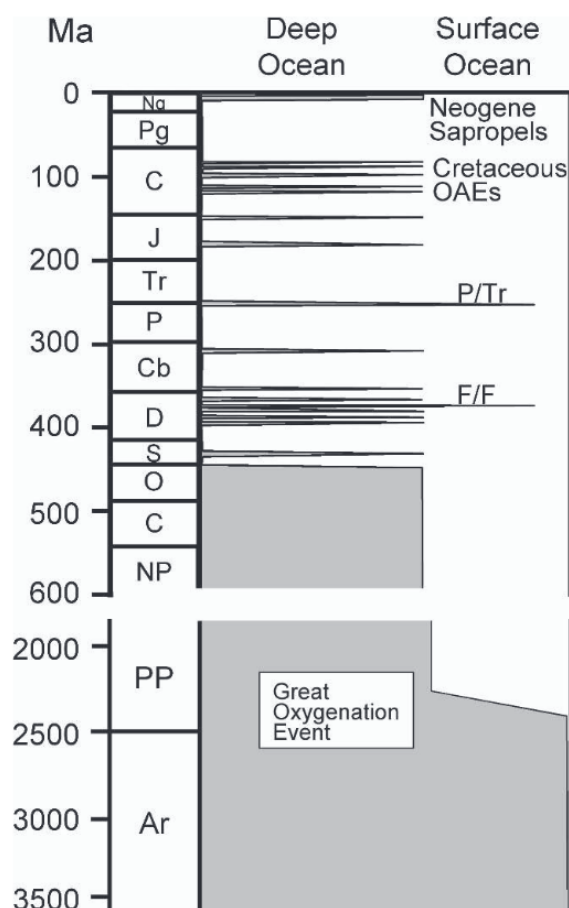


FIGURE 2.7 – Récapitulatif de l'évolution temporelle (en Ma) des conditions anoxiques généralisées (zone grisée) dans l'océan profond et l'océan de surface [Neretin, 2005].

L'histoire de la Terre s'étend sur approximativement 4.5 Ga¹². Durant cette période, le système climatique a énormément évolué. La plupart d'entre nous prennent notre monde riche en oxygène pour acquis et s'attendent à en trouver partout, car après tout, il constitue approximativement 21% de l'atmosphère moderne [Lyons et al., 2014]. Cependant, il est aujourd'hui admis que durant ses premières 2 Ga, la Terre possédait une concentration en oxygène atmosphérique inférieure à 0.001% de la concentration actuelle. Vers -2.32 Ga, la Terre subit "le grand événement d'oxygénation" qui élève la concentration atmosphérique à une valeur de l'ordre de 1% du niveau actuel. Un second épisode d'oxygénation débuta aux alentours de -800 Ma et permettra au système d'atteindre vers -550 Ma une concentration semblable, en ordre de grandeur, à la concentration actuelle [Ligrone, 2019, Neretin, 2005, Kump, 2008]. La conséquence directe d'une concentration en oxygène atmosphérique plus faible est la présence moins importante d'oxygène dissout dans les océans dûe à une pression partielle plus faible. L'océan profond et l'océan de surface possèdent donc des conditions anoxiques généralisées avant -2.32 Ga. Entre -2.32 Ga et -550 Ma, ces conditions s'appliquent uniquement à l'océan profond et après -550 Ma, l'océan global possède des conditions oxiques, mais est occasionnellement soumis à des événements d'anoxie océanique. Ces événements sont schématiquement repris sur la

12. 1 Ga équivaut à 10⁹ années.

figure 2.7. Plusieurs d'entre eux correspondent à certaines des plus grandes extinctions de masses du Phanérozoïque¹³, appelées les *Big Five*, comme la crise du Frasnien-Famennien (pendant le Dévonien) ou l'extinction du Permien-Trias [Neretin, 2005].

Cependant, les événements d'anoxie océanique ne sont pas associés à une fréquence particulière. En effet, certaines périodes de la figure 2.7 n'ont connu aucun événement anoxique important alors que d'autres en ont abrité plusieurs. Ce comportement suggère qu'un événement d'anoxie océanique n'est envisageable que lorsque le système se trouve dans un état particulier. Dans la suite de ce mémoire, un état favorisant le développement d'une anoxie ou d'un événement d'anoxie océanique sera qualifié de "proche-critique". Entre autres, la configuration continentale et les concentrations atmosphériques en oxygène et en CO_2 peuvent jouer un rôle important dans la détermination de ces états "proches-critique".

Au cours de son histoire, l'océan a souvent été anoxique dans des proportions plus ou moins importantes, ce qui suggère qu'il n'est jamais loin de basculer dans cet état. Pour Alfred Redfield, la persistance des zones de minimum d'oxygène permet de justifier cette suggestion. Redfield a montré que la quantité d'oxygène consommée par l'activité microbienne était presque égale à celle apportée par la circulation océanique. Dès lors, avec une légère augmentation de la quantité de phosphate, l'océan atteindrait l'hypoxie. Un doublement de la concentration en phosphate océanique suffirait à engendrer un événement d'anoxie océanique global [Watson, 2016].

2.2.3 Le Dévonien

Le Paléozoïque¹⁴ est une ère particulièrement intéressante pour l'étude des anoxies océaniques, car elle comprend le second épisode d'oxygénation et l'apparition des événements d'anoxie océanique. Le monde du Paléozoïque inférieur était caractérisé par une large surface continentale, nommée Gondwana, située au-dessus du pôle Sud et par plusieurs continents dispersés dans les basses et moyennes latitudes. Un niveau des mers globalement élevé a entraîné l'inondation d'importantes surfaces continentales et le dépôt de sédiments (shale noir). L'abondance de ces dépôts de shale noir aux périodes du Cambrien [Kimura and Watanabe, 2001], de l'Ordovicien, du Silurien [Pohl et al., 2017], du Dévonien et du Carbonifère¹⁵ [Walliser, 1996] sur une partie importante des continents suggère que la partie profonde de la colonne d'eau était déficiente en oxygène pendant la plupart du paléozoïque inférieur et moyen [Neretin, 2005].

Les périodes du Paléozoïque ont souvent été le théâtre de grands changements, comme la transition Ordovicien-Silurien ou la transition Permien-Trias. Le Dévonien occupe, quant à lui, une place éminente dans l'histoire de la Terre. Il fait partie des périodes qui ont accueilli l'un des 5 épisodes de véritable révolution dans l'évolution. Durant le Dévonien ont eu lieu les principales étapes de la colonisation des continents par les plantes,

13. Le Phanérozoïque s'étend de -541 Ma à aujourd'hui.

14. Le Paléozoïque est la première des trois ères du Phanérozoïque et s'étend de -541 à -251.9 Ma.

15. Ces périodes successives s'étendent respectivement de -541 à -485.4 Ma (Camb), de -485.4 à -443.4 Ma (Ordo), de -443.4 à -419.2 Ma (Silu), de -419.2 à -358.9 Ma (Dévo) et de -358.9 à -298.9 Ma (Carb).

modifiant l'albédo planétaire de façon significative¹⁶. Les forêts deviennent établies peu avant la fin du Dévonien Moyen [Becker et al., 2020]. Selon [Algeo and Scheckler, 1998], le développement de ces plantes terrestres et des processus d'érosion seraient à l'origine des événements d'anoxie océanique du Dévonien supérieur¹⁸.

Le Dévonien est la quatrième période du Paléozoïque qui s'étend sur environ 60 Ma et son climat chaud est principalement expliqué par des concentrations élevées en gaz à effet de serre. La plupart des continents actuels étaient regroupés dans un seul hémisphère (Sud), créant un océan géant appelé "Proto-Pacifique" ou Panthalassa [Becker et al., 2020] (figure 2.8). Une configuration continentale différente implique que la circulation océanique est également complètement modifiée. Le climat du Dévonien était donc très différent de celui que nous connaissons aujourd'hui. Il y faisait plus chaud et la concentration en oxygène atmosphérique était inférieure au niveau actuel. Cependant, les avis des auteurs divergent sur la quantité exacte d'oxygène présent dans l'atmosphère. Certains suggèrent que les niveaux étaient bas, entre 20 et 60% de la concentration actuelle [Bergman et al., 2004] alors que d'autres estiment qu'ils étaient proches de 100% de la valeur actuelle [Berner, 2009].

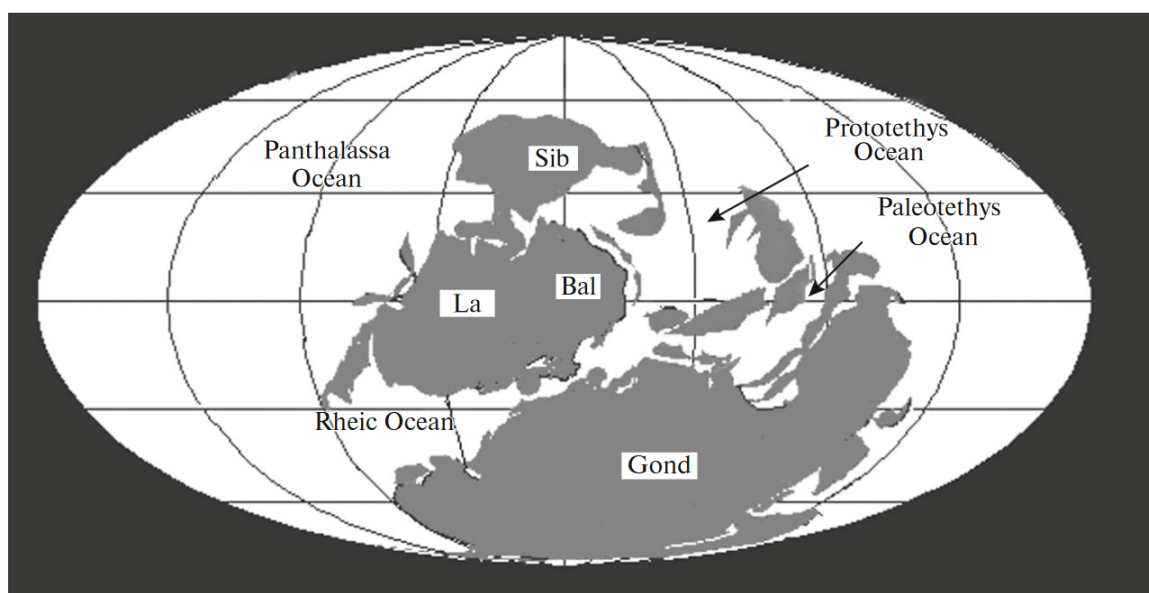


FIGURE 2.8 – La paléogéographie du Dévonien, vers -370 Ma. Les océans et les continents Gondwana (Gond), Sibéria (Sib), Laurentia (La) et Baltica (Ba) sont représentés [Barash, 2016].

Ce qui est certain, c'est que le Dévonien a connu un grand nombre d'événements d'anoxie océanique (un peu moins d'une trentaine selon [Becker et al., 2020]). Par

16. Les autres révolutions sont : l'origine de la vie, avant -3.5 Ga ; la formation des organismes métazoaires (les animaux), peu après -1 Ga ; la minéralisation du squelette, entre le Précambrien et le Phanézoïque ; et la propagation des mammifères et de la végétation pendant le Tertiaire¹⁷ inférieur [Walliser, 1996].

18. S'étend de -383 à -359 Ma.

exemple, durant le Dévonien supérieur, d'intenses changements environnementaux ont conduit à l'évènement d'extinction massive du Frasnien-Famennien qui décima la plupart des coraux des eaux chaudes. Pour certains scientifiques, l'anoxie des océans est en partie responsable de cette extinction [Bond and Wignall, 2008]. Bien que la crise du Frasnien-Famennien soit le sujet de nombreuses publications, elle n'est peut-être pas la plus grande extinction des invertébrés du Dévonien. Par exemple, l'extinction de masse de Hangenberg était au moins aussi sévère que celle du Frasnien-Famennien [Becker et al., 2020]. De multiples données géologiques du Dévonien suggèrent que l'effet du forçage astronomique peut être identifié dans les tendances climatiques à long terme. Cependant, une compréhension profonde des mécanismes par lesquels le forçage astronomique opère dans un climat comme celui du Dévonien est encore manquante. Par exemple, l'étude cyclostratigraphique¹⁹ à haute résolution réalisée pour des sections du Famennien indique que le dépôt de shale noir possède une période d'environ 2.4 Ma d'années, suggérant un lien étroit entre le cycle d'excentricité long (environ 2.4 Ma) et le développement d'anoxies océaniques [De Vleeschouwer et al., 2013]. Cependant, la contribution exacte des paramètres astronomiques est actuellement mal comprise. Par exemple, [De Vleeschouwer et al., 2014] suggèrent que les anoxies sont associées à des hautes valeurs d'excentricité et d'obliquité tandis que selon [Da Silva et al., 2020, De Vleeschouwer et al., 2017], ces anoxies apparaissent pour un minimum long d'excentricité. Par conséquent, comment et à quel point le forçage astronomique influence le déclenchement et le maintien des évènements d'anoxie océanique du Dévonien est une question très actuelle et encore largement débattue [De Vleeschouwer et al., 2014].

2.3 Question scientifique

L'objectif principal de ce mémoire est d'explorer l'impact du forçage astronomique sur le développement et le maintien des anoxies océaniques pour une configuration continentale et biologique actuelle et passée. L'idée centrale est que le forçage astronomique modifie la distribution saisonnière et annuelle de l'insolation, ce qui impacte les patterns de température et de précipitations à l'échelle planétaire. La littérature suggère deux hypothèses principales permettant de relier le forçage astronomique aux anoxies océaniques, avec beaucoup de variantes possibles.

La première hypothèse est la modification de l'intensité de la circulation thermohaline par les changements d'insolation pour agir sur la stratification de l'océan. Une stratification plus importante affecte la ventilation et la répartition spatiale des réserves de nutriments. Certaines simulations numériques de l'Éocène²⁰ supérieur, une autre période chaude, suggèrent que ce scénario est plausible [Lunt et al., 2011]. Cette hypothèse sera explorée pour la configuration climatique actuelle et le Dévonien.

La seconde hypothèse est la variation de l'inventaire des nutriments présents dans l'océan (essentiellement le PO_4) et des différents flux issus des continents, induisant une variation de la production primaire dans l'océan de surface, modifiant le taux d'utilisation

19. La cyclostratigraphie est la variation rythmique des dépôts sédimentaires résultant des changements paléoclimatiques induits par le forçage astronomique [Hinnov, 2013].

20. l'Éocène s'étend de -56 à -33.9 Ma.

de l'oxygène par la respiration microbienne. Cette hypothèse ne requiert aucune modification de la circulation océanique, car ces processus affectent les puits et les sources de l'oxygène dans l'océan et l'étendue des anoxies. L'analyse de données géologiques dans [Carmichael et al., 2019] suggèrent un mécanisme descendant (l'anoxie se propage depuis la surface vers le fond de l'océan) pour l'évènement d'anoxie océanique correspondant à l'extinction de masse du Frasnien-Famennien. [De Vleeschouwer et al., 2017] ont également suggéré que l'augmentation de l'excentricité a mobilisé les nutriments stockés dans le sol pendant la phase de basse excentricité. L'évènement d'anoxie océanique du Cénomanién-Turonien²¹ est un autre cas probable d'anoxie engendrée par un forçage descendant dans un climat chaud, mais durant le Crétacé [Monteiro et al., 2012]. Cette hypothèse sera testée dans le cadre d'une configuration du Dévonien et plus spécifiquement aux alentours de -370 Ma.

21. Ce sont les deux premiers étages du Crétacé supérieur.

Chapitre 3

Description du modèle

Pour chacune des principales composantes du système Terre, on discutera des approches de modélisation qui ont été choisies ainsi que les modèles correspondants inclus dans cGENIE. cGENIE appartient à la catégorie des modèles de complexité intermédiaire, qui occupent une place importante dans la hiérarchie des modèles climatiques selon la définition donnée par [Claussen et al., 2002]. En un sens, un modèle de complexité intermédiaire incarne le compromis entre haute résolution et le couplage de modèles simples très efficaces, mais idéalisés de l’atmosphère, de la circulation océanique et de nombreuses autres composantes du système climatique comme la biogéochimie et la glace de mer [Matsumoto et al., 2008].

cGENIE est constitué de plusieurs modules qui proviennent soit de la littérature (existence précédant cGENIE) et qui ont été adaptés selon les besoins, soit qui ont été spécifiquement développés pour être une partie de cGENIE. Les différents constituants peuvent être séparés en deux catégories, la partie physique avec les modèles d’atmosphère (EMBM), de circulation océanique (GOLDSTEIN) et de banquise (C-GOLDSTEIN), et la partie biogéochimique avec les modules de biogéochimie océanique (BIOGEM), de chimie atmosphérique (ATCHEM), de géochimie des sédiments (SEDGEM), d’érosion géochimique (ROKGEM). Il en existe d’autres, car cGENIE est régulièrement amélioré par l’ajout de nouveaux modules comme ECOGEM, un module qui simule directement la croissance et les interactions entre plusieurs espèces de plancton [Crichton et al., 2021, Lenton et al., 2007b, van de Velde et al., 2021, Ward et al., 2018].

3.1 Partie physique

3.1.1 Atmosphère

L’atmosphère est la composante du système Terre avec la plus petite échelle de temps intrinsèque. Dès lors, pour une modélisation précise (résolution complète des équations primitives), un pas de temps assez court est requis. Pour améliorer la rapidité du modèle, des simplifications telles que l’approximation quasi-géostrophique ou l’approche basée sur l’équilibre énergie-humidité (EMBM) permettent de remplacer l’atmosphère dynamique. Même si ces approximations s’accompagnent de prédictions moins précises, elles sont la principale approche pratique pour réaliser des intégrations sur des échelles de temps

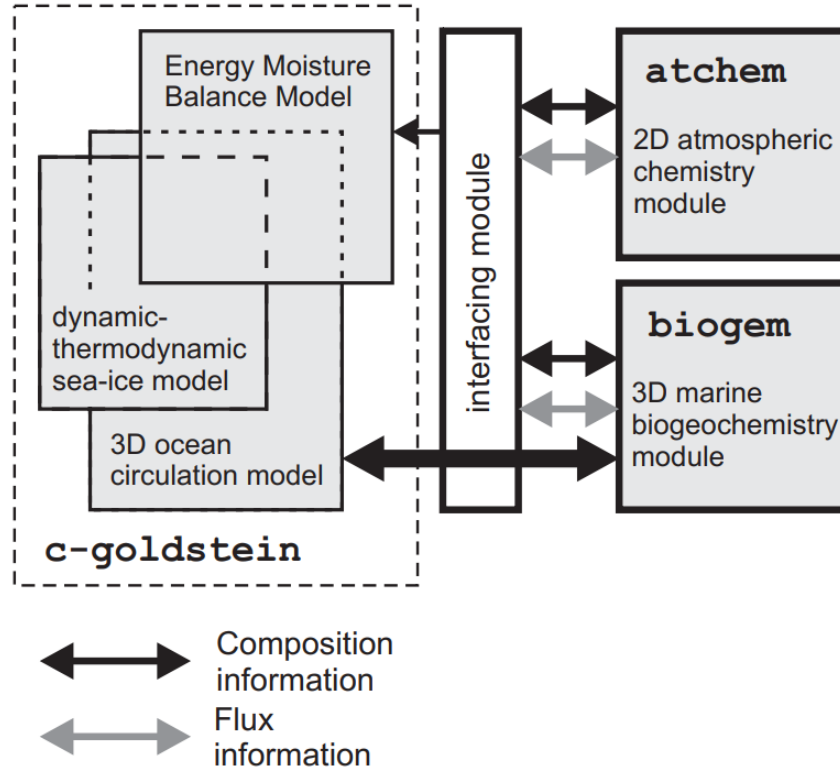


FIGURE 3.1 – Vision schématique de la relation entre les différents composants de GENIE (version antérieure de cGENIE) [Ridgwell et al., 2007].

plurimillénaires. Une alternative à ces approximations est l'utilisation d'un émulateur statistique. L'émulateur est calibré via un ensemble de simulations, avec des configurations différentes, obtenues avec un modèle de circulation globale (GCM). Cette méthode permet de mener diverses études climatiques à long terme, ce qui n'est pas possible avec d'autres techniques de modélisation aux mêmes échelles temporelles et spatiales [Lord et al., 2017]. cGENIE propose deux types de modèles atmosphériques différents : un modèle à équations primitives (IGCM3.1¹) et un modèle énergie-humidité. Le plus complexe des deux modèles (équations primitives) est capable de modéliser 1 000 ans en moins d'une semaine pour un seul CPU, mais le modèle d'équilibre énergie-humidité est plus rapide de deux ordres de grandeur [Lenton et al., 2007b].

Pour ce mémoire, on s'intéresse à des phénomènes sur des échelles de temps de l'ordre de 10 ka. C'est pourquoi le modèle d'équilibre énergie-humidité est sélectionné. Il s'agit d'un modèle bidimensionnel à une seule couche qui comprend le transport horizontal par advection et diffusion de la chaleur et de l'humidité dans l'atmosphère par les vents et le mélange. La moyenne annuelle ou mensuelle des champs de vent doit être fournie au modèle. Pour les précipitations, le modèle élimine instantanément toute l'humidité correspondant au surplus par rapport à un certain seuil d'humidité relative de telle sorte que l'humidité relative n'excède jamais un certain seuil appelé r_{max} (typiquement 85%

1. Il fut remplacé en 2015-2016 par PLAnet SIMulator (PLASIM), un autre modèle à équation primitive plus performant [Holden et al., 2016].

mais configurable). L'humidité relative est donc égale à r_{max} là où il y a des précipitations [Edwards and Marsh, 2005, Lenton et al., 2007b, Marsh et al., 2011].

Le modèle simule également les échanges de chaleur en surface avec l'océan, la glace de mer et le continent, selon l'équilibre entre le rayonnement solaire incident net (fonction de l'albédo), les flux de chaleur latente et sensible, le rayonnement terrestre réémis et le rayonnement planétaire infrarouge (fonction des gaz à effet de serre comme le CO_2 , H_2O , CH_4 , N_2O , etc.). Les échanges d'eau en surface avec l'océan, la glace de mer et le continent sont modélisés selon l'équilibre entre les précipitations, l'évaporation/sublimation et le ruissellement [Marsh et al., 2011].

Certaines modifications ont été apportées au modèle pour permettre l'activation par défaut d'un cycle saisonnier d'insolation (le rayonnement solaire incident est donc calculé pour chaque latitude en chaque point du cycle annuel) et pour permettre plus de choix de résolutions des latitudes. Le pas de temps pour mettre à jour les équations de ce modèle d'équilibre énergie-humidité est plus court que ceux utilisés pour l'océan et la glace de mer d'un facteur 5. Le module d'interface (figure 3.1) rend possible l'utilisation asynchrone des différents modèles et modules si bien que les pas de temps des modules peuvent être différents [Edwards and Marsh, 2005, Lenton et al., 2007b, Marsh et al., 2011].

Le modèle n'a pas de schéma hydrologique dynamique pour les terres émergées. La température est simplement posée comme égale à la température atmosphérique et l'évaporation est mise à zéro. Les précipitations sur les continents sont ajoutées aux cases côtières selon une carte de ruissellement [Edwards and Marsh, 2005].

3.1.2 Océan

Les modèles océaniques utilisés pour simuler le système Terre devraient idéalement être intégrés suffisamment longtemps pour atteindre un état d'équilibre de la circulation thermohaline à grande échelle. Typiquement, dans les modèles de circulation générale de l'océan global (basés sur les équations primitives), un pas de temps de 1 jour à basse résolution ($3-4^\circ$) permet de simuler environ 100 ans en un jour de calcul. Donc plusieurs semaines de calcul sont nécessaires pour atteindre l'équilibre de la circulation thermohaline. Différentes approches permettant d'améliorer le temps d'intégration ont été développées et le modèle de circulation océanique (GOLDSTEIN) de cGENIE utilise l'approche "frottement géostrophique" [Lenton et al., 2007b].

GOLDSTEIN est un modèle de complexité intermédiaire tridimensionnel, basé sur les équations planétaires géostrophiques, avec un terme de glissement linéaire dans les équations de dynamique horizontale. Les équations planétaires géostrophiques sont obtenues à partir des équations primitives (les équations de Boussinesq hydrostatiques avec force de Coriolis) lorsque le nombre de Rossby², le nombre de Burger³ et le nombre de Froude⁴ tendent vers 0. Il en résulte un système dit

2. Ce nombre compare les termes d'accélération au terme de Coriolis. Lorsque ce nombre est inférieur à 1, le terme de Coriolis domine les mouvements à grande échelle.

3. Ce nombre compare l'effet de rotation et de stratification et ce nombre peut être de l'ordre de 1.

4. Ce nombre mesure l'importance de la stratification. Si ce nombre est inférieur à 1, la stratification est importante.

"frottement-géostrophique", où la densité dépend, de manière non linéaire, des valeurs locales de température et de salinité. Ces valeurs obéissent séparément à des équations d'advection-diffusion et sont également sujettes à l'ajustement convectif. Plus d'informations sur les systèmes frottement-géostrophique peuvent être obtenues en [Bresch et al., 2006, Edwards and Shepherd, 2002, Edwards, 1996, Edwards et al., 1998, Samelson and Vallis, 1997].

En résumé, voici les processus explicitement représentés par GOLDSTEIN. Le transport horizontal et vertical de chaleur, de salinité et d'autres quantités spécifiées, comme les quantités biogéochimiques. Ce transport est simulé grâce à l'advection, à la convection et au mélange. L'échange de chaleur en surface avec l'atmosphère et la glace de mer, fourni par le couplage avec le modèle d'équilibre énergie-humidité (ou par un couplage avec une composante atmosphérique alternative) est appliqué comme une condition aux frontières. L'échange d'eau en surface avec l'atmosphère, la glace de mer ou le continent est traité de manière similaire à l'échange de chaleur. Le modèle prend en compte une dynamique en surface engendrée par la contrainte du vent zonale et méridionale aux endroits où les vitesses sont définies [Marsh et al., 2011].

Comme pour les autres composantes de cGENIE, certaines modifications ont été ajoutées avec le temps pour améliorer GOLDSTEIN. Premièrement, le calcul du débit barotrope a été raffiné pour permettre un nombre arbitraire d'îles (au départ le modèle ne considérait que l'Antarctique). Deuxièmement, une plus grande variété existe dans le choix de la résolution des latitudes. Trois méthodes différentes sont désormais disponibles grâce à une modification des équations. La résolution la plus courante est un espacement constant dans le sinus de la latitude (la surface des cellules augmente avec la latitude). Dernièrement, un ajustement a été effectué sur certains coefficients d'advection, car ils ne tenaient pas systématiquement compte de la courbure de la grille [Marsh et al., 2011].

Par défaut, GOLDSTEIN possède un pas de temps explicite d'environ 3.5 jours, ce qui correspond approximativement à 100 pas de temps par an. La résolution spatiale horizontale est par défaut de 36×36 cases et peut être étendue à 72×72 cases au besoin. Selon la verticale, il y a deux grilles différentes, l'une avec 8 niveaux et l'autre avec 16. L'espacement entre ces niveaux augmente logarithmiquement de 175 m à 1 420 m pour le modèle à 8 couches et de 80 m à 765 m pour le modèle à 16 couches [Edwards and Marsh, 2005, Lenton et al., 2007b].

3.1.3 Glace de mer

cGENIE comprend un modèle de glace de mer permettant différents niveaux de complexité pour la dynamique et la thermodynamique. Même si la charge de calcul de tout schéma de glace de mer bidimensionnel reste petite comparée au modèle tridimensionnel de l'océan, le degré de complexité possède des implications sur le réalisme des distributions de glace de mer simulées [Lenton et al., 2007b].

Pour la dynamique, trois options sont proposées. L'option la plus avancée n'est pertinente que si l'on utilise une haute résolution aux hautes latitudes, ce qui n'est pas

pertinent pour certaines résolutions de la latitude⁵. Une alternative moins coûteuse en temps de calcul est le mode de dérive libre avec la contrainte interne de la glace fixée à zéro. Cette option est utilisée dans C-GOLDSTEIN, qui est le modèle de glace de mer choisi dans cGENIE. Dans la dernière alternative, la glace de mer est simplement advectée grâce aux courants océaniques de surface et possède une diffusion horizontale [Lenton et al., 2007b, Marsh et al., 2011].

L'évolution de l'épaisseur de la glace de mer est simulée dans cGENIE soit en utilisant une thermodynamique neige-glace ou par un simple modèle d'équilibre thermique comprenant uniquement de la glace. C'est la deuxième option qui est utilisée dans le modèle C-GOLDSTEIN qui comprend donc une partie dynamique et thermodynamique, et simule explicitement les processus suivants : le transport horizontal de la concentration et de l'épaisseur de la glace de mer ; l'échange de chaleur en surface avec l'atmosphère, selon l'équilibre entre le rayonnement solaire entrant, les flux de chaleur latente et sensible et le rayonnement terrestre réémis ; l'échange de chaleur et d'eau douce avec l'océan, selon l'équilibre de fonte et de gel ; l'échange d'eau douce en surface entre l'atmosphère et l'océan. Les précipitations sont supposées aller directement dans l'océan en ignorant la glace et l'eau sublimée provenant de la surface de la glace de mer est directement ajoutée à l'atmosphère [Marsh et al., 2011, Lenton et al., 2007b].

3.2 Partie biogéochimique

3.2.1 Biogéochimie océanique (BIOGEM)

Ce qui fait principalement l'intérêt de cGENIE, c'est le module de biogéochimie marine BIOGEM. Il considère les transformations chimiques et biologiques (ainsi que la physique des matériaux solides qui coulent) pour une large gamme d'espèces chimiques représentées par des traceurs. Ces traceurs sont transportés dans les 3 dimensions spatiales par advection, diffusion et convection, de la même manière que pour la température et la salinité. Le modèle prend en compte plusieurs dizaines de traceurs différents, dont le carbone inorganique dissout (DIC), le phosphate PO_4 , l'alcalinité (ALK), le dioxygène O_2 , le nitrate NO_3 , le fer Fe , le carbone dans la matière organique dissoute (DOM C) ou encore le phosphore dans la matière organique dissoute (DOM P). Les isotopes de certaines espèces de traceurs sont suivis, permettant de calculer des quantités comme : $\delta^{13}C$, $\delta^{14}C$, $\delta^{15}N$, $\delta^{18}O$, etc. Des traceurs "particulaires" (solides) sont souvent associés aux traceurs dissout, comme le carbone organique particulaire (POC) (associé avec le carbone inorganique dissout) ou le carbonate de calcium $CaCO_3$ (associé avec le carbone inorganique dissout et l'alcalinité) [Lenton et al., 2007b, Ridgwell et al., 2007].

BIOGEM prend en compte le cycle biogéochimique du carbone et de certains nutriments comme le phosphore P , l'azote N , l'oxygène O et le soufre S , dont la distribution est déterminée par l'activité biologique (pompe biologique). Ces différents cycles ont été rassemblés pour fonder une méthode qui estime la production exportée en fonction

5. Comme celle avec un espacement constant dans le sinus de la latitude. En effet, pour cette résolution, l'espacement est plus important pour les hautes latitudes.

des concentrations des nutriments en surface, selon le principe énoncé par Ernst Maier-Reimer en 1993 : *Ce n'est conceptuellement pas un modèle de biologie dans l'océan, mais plutôt un modèle de flux chimiques induits biogéniquement*. Dans ce cas, on parle d'export biogénique [Maier-Reimer, 1993, Monteiro et al., 2012, Ridgwell et al., 2007].

Le temps de calcul augmente avec le nombre de traceurs, car les concentrations de chaque traceur doivent être mises à jour à chaque pas de temps. Dès lors, les manipulations biogéochimiques des champs de concentration des traceurs sont effectuées de manière asynchrone. L'itération de BIOGEM survient une fois tous les 2 (ou 5) pas de temps du modèle de circulation océanique. Le découplage n'a pas d'effet significatif sur les concentrations simulées, et ce même pour des événements assez extrêmes. Aujourd'hui, pour la configuration avec 16 couches océaniques, cGENIE emploie par défaut 96 pas de temps par an pour GOLDSTEIN et 48 pour BIOGEM (donc un rapport de 1 pour 2) [Ridgwell et al., 2007].

Les anciens schémas d'export biogénique utilisés dans cGENIE ne considéraient qu'un seul nutriment limitant (PO_4) la production biologique. Plus récemment, la limitation par le fer ($PO_4 + Fe$) a été rajoutée et une limitation additionnelle par l'azote ($PO_4 + N$) a également émergé pour explorer certains événements extrêmes. Les flux d'échange gazeux air-mer sont calculés comme des fonctions explicites de la vitesse du vent en utilisant les coefficients de solubilité et les vitesses de transfert des gaz qui dépendent des conditions environnementales [Lenton et al., 2007b, Monteiro et al., 2012, Ridgwell et al., 2007].

BIOGEM calcule la redistribution des concentrations des traceurs engendrée par l'absorption biologique des espèces dissoutes à la surface de l'océan, la redistribution des espèces particulières en train de couler et leur reminéralisation en espèces dissoutes en profondeur par l'activité microbienne. Cette suite d'opérations se produit rapidement par rapport au transport par la circulation à grande échelle de l'océan. Le flux résiduel de matière particulaire qui échappe à la reminéralisation et atteint le fond de la mer alimente le module sédimentaire (SEDGEM) ou, si ce dernier n'est pas choisi, est complètement reminéralisé et directement réinjecté dans les couches supérieures de l'océan [Lenton et al., 2007b].

L'océan moderne est oxygène partout avec la résolution spatiale du modèle. Cependant, la disponibilité de l'oxygène pourrait être insuffisante en fonction de la circulation océanique et de la configuration continentale. Pour élargir les applications du modèle aux climats et cycles biogéochimiques passés, la reminéralisation est limitée selon l'accès aux accepteurs d'électron (que l'on peut schématiquement observer sur la figure 3.2). Si l'oxygène dissout est épuisé et que NO_3 est défini comme le traceur actif dans le modèle, la dénitrification a lieu pour fournir l'oxydant nécessaire ($2NO_3^- \rightarrow N_2 + 3O_2$). Si NO_3 est lui aussi épuisé, et que SO_4^{2-} est sélectionné comme traceur actif, c'est la réduction de sulfate qui a lieu ($2H^+ + SO_4^{2-} \rightarrow H_2S + 2O_2$). Si plus aucune espèce d'accepteur d'électron n'est en concentration suffisante, c'est la reminéralisation de la matière organique particulaire (POM) qui est restreinte. La reminéralisation de la matière organique dissoute est traitée de manière analogue si la disponibilité de l'oxygène est insuffisante [Ridgwell et al., 2007].

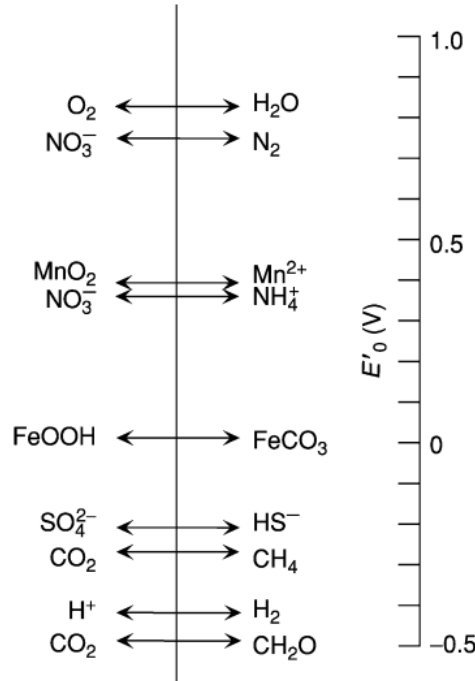


FIGURE 3.2 – Tour d’électron montrant le potentiel d’électrode de différentes paires d’oxydo-réductions (pas toutes prises en compte par le cGENIE) [Canfield et al., 2005].

3.2.2 Composition chimique atmosphérique (ATCHEM)

L’implémentation de ATCHEM est assez simple. Ce module consiste en une grille atmosphérique 36×36 bidimensionnelle qui enregistre la concentration des gaz atmosphériques (CO_2 , CH_4 , N_2 , O_2 , H_2S , etc.) ainsi que les propriétés isotopiques pertinentes ($\delta^{13}C$, $\delta^{14}C$, $\delta^{15}N$, $\delta^{18}O$, etc.). Ensuite, il utilise une routine pour mélanger l’atmosphère et homogénéiser la composition chimique entre les points de grille à chaque pas de temps [Lenton et al., 2007b, Ridgwell et al., 2007]. Ce module permet de calculer la pression partielle des différents constituants chimiques comme la pression partielle de l’oxygène pO_2 .

3.2.3 Sédiment océanique (SEDGEM)

Avec SEDGEM, cGENIE peut coupler interactivement les sédiments marins avec un océan tridimensionnel et la biogéochimie marine. Les sédiments sont traités comme un module optionnel, qui se situe sous l’océan et échange des matières de différents types avec le module de biogéochimie océanique. Un module sédimentaire distinct est attribué à chaque point de grille océanique. Le pas de temps pris pour SEDGEM peut être assez grand comme 20 fois celui de BIOGEM [Lenton et al., 2007b, Ridgwell and Hargreaves, 2007].

Les sédiments sont constitués d’une seule couche de surface et d’un empilement de couches de stockage. La couche de surface représente la zone dans laquelle la composition des solides est efficacement homogénéisée avec la profondeur et où se déroulent les processus diagénétiques (processus par lequel les sédiments sont transformés en

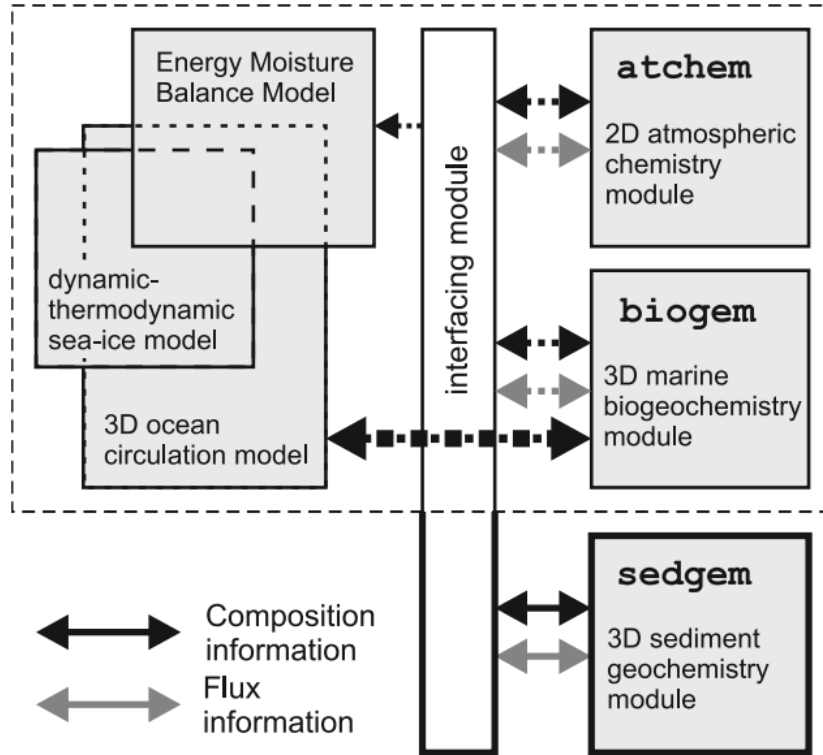


FIGURE 3.3 – Vision schématique de l’incorporation du module SEDGEM dans GENIE (version antérieure de cGENIE) [Ridgwell and Hargreaves, 2007].

roche) primaires (tel que la dissolution des carbonates). Les couches de stockage fournissent un enregistrement synthétique des changements biogéochimiques et climatiques qui se produisent dans l’océan et peuvent être directement comparés aux carottes paléocéanographiques. Un transfert diffusif est prescrit pour représenter le mélange vertical des solides dus à l’activité biologique à des profondeurs sous la couche de surface [Lenton et al., 2007b, Ridgwell and Hargreaves, 2007].

Dans cGENIE les océans sont bien plus soignés que les continents. Cependant, le modèle est en constante évolution et certains modules tentent d’améliorer la physique des continents. C’est par exemple le cas de ROKGEM, un module spécifique à l’érosion des roches terrestres qui fut rajouté en 2013 [Colbourn et al., 2013].

3.2.4 Altération des roches terrestres (ROKGEM)

ROKGEM est un module d’érosion terrestre du cycle du carbone, du calcium et de l’alcalinité avec des rétroactions climatiques. Il est incorporé dans cGENIE et les modules biogéochimiques de la manière décrite par la figure 3.4. Les flux d’ions de calcium provenant de l’érosion du carbonate ou du silicate sont soit fournis sous la forme de moyennes globales et éventuellement divisés par la surface du continent (0-dimension) ou bien calculés explicitement, en fonction des données lithologiques et du ruissellement (2-dimensions). Ces flux sont modulés par des rétroactions avec la température, le ruissellement, la productivité et sont acheminés vers les côtes [Lenton et al., 2007b].

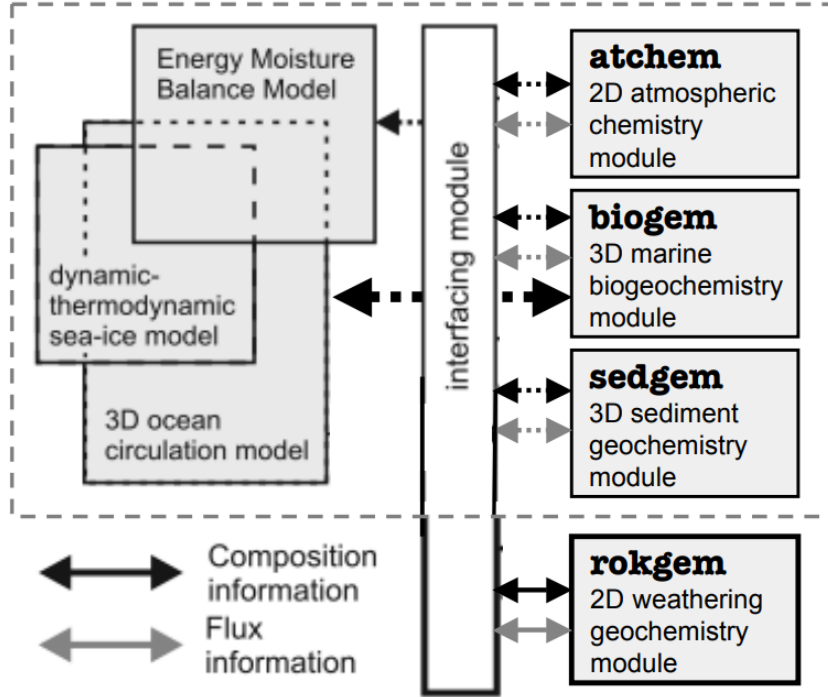


FIGURE 3.4 – Vision schématique de l’incorporation du module ROKGEM dans GENIE (version antérieure de cGENIE) [Colbourn et al., 2013].

3.3 Notre configuration de cGENIE

L’un des grands avantages de cGENIE, c’est son adaptabilité. En effet, pour chaque expérience, il est possible de choisir d’activer ou non n’importe quel module et traceur, ainsi que plusieurs processus physiques majeurs comme le cycle saisonnier ou la réponse climatique à un changement de CO_2 (rétroaction). Il est également possible de modifier n’importe quelle condition initiale, soit directement en les imposant dans les fichiers de l’expérience, soit en spécifiant lors du lancement de la simulation une autre expérience comme point de départ.

3.3.1 Le climat actuel

Pour le climat actuel, nous nous restreindrons à une configuration de cGENIE très élémentaire, similaire à celle de [Crichton et al., 2021] dont la production de phosphate n’est pas dépendante de la température (la plus simple). Cette configuration comprend l’utilisation des modules EMBM, GOLDSTEIN, C-GOLDSTEIN, BIOGEM et ATCHEM et d’une vingtaine de traceurs biogéochimiques dont le plus important est la concentration en oxygène dissout. La résolution de la grille est $36 \times 36 \times 16$ où l’espacement dans le sinus de la latitude est constant. Cette caractéristique permet d’avoir des cases d’aires identiques lorsque l’espacement entre les longitudes est constant. Les cycles saisonniers sont activés ainsi que la réponse climatique lors d’une modification de la concentration en CO_2 . Les conditions initiales conservent leur valeur par défaut.

3.3.2 Le Dévonien

Pour le Dévonien, nous avons fait appel à Alexandre Pohl, un expert de cGENIE spécialisé dans l'étude du Phanérozoïque. Il a accepté de partager avec nous certaines de ses configurations permettant d'adapter le modèle à une période aux alentours de -370 Ma. Chaque configuration possède un niveau de CO_2 différent, car A.Pohl a adapté certaines conditions aux frontières comme les champs de vent et d'albédo selon la concentration en CO_2 grâce au modèle de circulation globale FOAM (Fast Ocean Atmosphere Model). Ces nouvelles valeurs viennent remplacer les valeurs par défaut du modèle. La topographie (voir figure 3.5) et la biologie ont également été adaptées pour correspondre avec la période du Dévonien. Les modules, les traceurs, la résolution de la grille, les cycles saisonniers et les rétroactions restent inchangés par rapport au climat actuel.

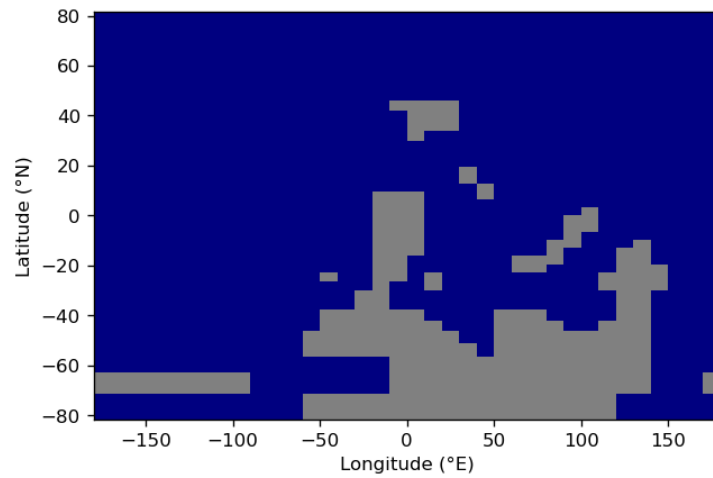


FIGURE 3.5 – Configuration continentale du Dévonien (-370 Ma). Les continents apparaissent en gris et l'océan en bleu.

Chapitre 4

Climat présent

4.1 Insolation et état "proche-critique"

4.1.1 Le forçage astronomique dans cGENIE

Les expériences réalisées dans ce chapitre ont eu pour but de se familiariser avec le forçage astronomique et son implémentation dans cGENIE pour une configuration du climat présent. La composition chimique océanique de ces expériences a ensuite été analysée. L'objectif est d'observer si la concentration en oxygène dissout évolue sous l'influence du changement du forçage astronomique. Dans toutes les expériences réalisées, le forçage astronomique est considéré comme constant pendant toute la durée de l'expérience, qui est de 10 ka sauf si explicitement mentionné. Avoir un forçage astronomique constant n'est pas très réaliste, surtout pour la précession qui varie pratiquement d'une phase à son opposée sur une période de 10 ka, mais cela permet de déterminer un régime stationnaire. De plus, cela facilite l'identification du rôle relatif de chaque composante du forçage astronomique. Les résultats pour les variations de la précession sont repris sur la figure 4.1 où ω est la longitude au périhélie. Comme l'excentricité module la précession, une valeur élevée d'excentricité permet à la précession de causer des variations d'insolations plus importantes.

Nous avons ensuite mené un exercice de vérification. Il sert à déterminer la compatibilité des valeurs théoriques et expérimentales de l'insolation liées à la variation des paramètres astronomiques. La différence d'insolation en moyenne annuelle entre les expériences avec $\omega = 90^\circ$ (périhélie en décembre) et $\omega = 270^\circ$ (périhélie en juin) de la figure 4.1 est inférieure à environ 0.003 W m^{-2} pour chaque case alors qu'elle devrait être nulle en théorie. Cependant, les valeurs calculées numériquement et théoriquement sont compatibles, car leur différence est négligeable¹. La différence d'insolation entre les expériences avec $e = 0$ avec $e = 0.05$ où e est l'excentricité, passe à 1.28 W m^{-2} . Cette différence de 1.28 W m^{-2} est environ 3 fois supérieure à la valeur théorique 0.4 W m^{-2} ². Dans cGENIE, une modification de la précession n'engendre donc pas de changement dans la quantité totale d'énergie reçue par la Terre, mais cette quantité est bien modifiée

1. Il est très probable que cette différence résulte d'un artefact numérique.

2. Cette valeur est obtenue avec la formule $W = \frac{S_0}{4} \frac{1}{\sqrt{1-e^2}}$ avec W l'insolation totale reçue au sommet de l'atmosphère et S_0 la constante solaire [Milankovitch, 1941].

lorsque l'excentricité évolue, ce qui est cohérent avec la théorie de l'insolation établie au chapitre 2.

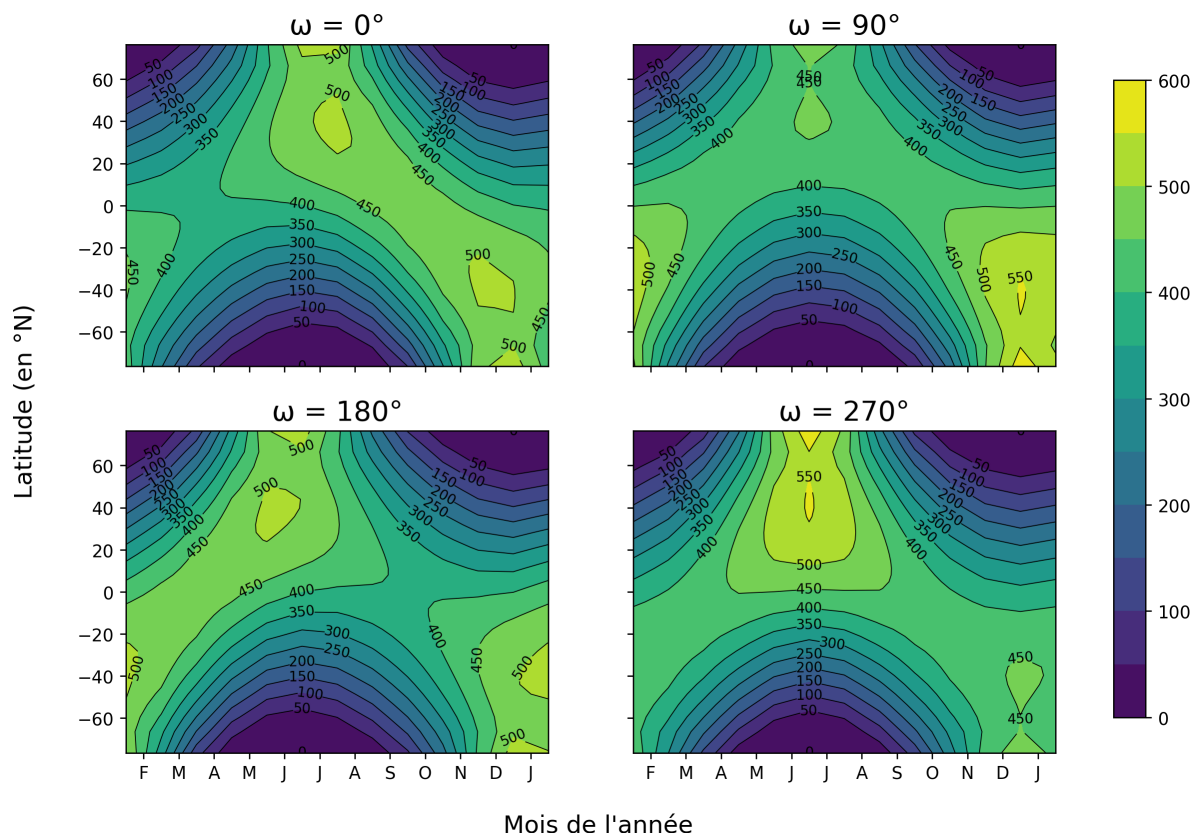


FIGURE 4.1 – Évolution mensuelle de l'intensité du forçage radiatif (en $W m^{-2}$) en fonction de la latitude pour différentes valeurs de précession avec une excentricité de 0.05 et une obliquité de 23.5° .

4.1.2 Augmentation de la quantité de CO_2 atmosphérique

Avec les conditions atmosphériques actuelles et la résolution assez grossière de cGENIE, il est impossible d'obtenir des anoxies globales et même locales, à moins de choisir des valeurs complètement absurdes pour les paramètres astronomiques. Pour se placer dans un contexte où le système est plus sensible à la variation des paramètres astronomique, nous avons augmenté la concentration en CO_2 atmosphérique, afin d'affaiblir la circulation thermohaline atlantique. Une série d'expériences est réalisée où l'objectif de chacune d'entre elles est d'amener le système de n à $n + 1$ fois (avec $n \in \mathbb{N}$) la concentration préindustrielle en CO_2 atmosphérique qui est de 278 ppm. L'augmentation du CO_2 se fait lentement et linéairement sur une période de 5 ka, puis le système évolue vers un équilibre pendant encore 5 ka. L'augmentation est lente, car la vitesse de croissance des niveaux de CO_2 possède un impact direct sur la trajectoire de l'intensité de la circulation thermohaline. Ainsi, lorsqu'on amène instantanément le système de 2 à 4 fois le CO_2 préindustriel, on précipite la circulation thermohaline atlantique vers son état arrêtée alors

qu'elle est encore présente si cette augmentation est lente. De plus, lorsque cette circulation est arrêtée, une simple inversion du forçage³ ne suffit pas toujours à la relancer. Ces expériences montrent que dans cGENIE, il existe un phénomène de bistabilité de la circulation thermohaline, c'est-à-dire que deux états stables différents coexistent pour un même forçage [Lenton et al., 2007a]. Cette notion sera plus amplement développée lors de la discussion des résultats (section 4.3).

Enfin, lors du lancement d'une expérience, cGENIE pose la plupart des quantités comme la température, la densité ou encore les courants océaniques à zéro si aucune autre condition initiale n'est spécifiée. Une expérience est donc réalisée avec une concentration en CO_2 de 278 ppm sur 30 ka pour que chaque variable du système puisse atteindre l'équilibre. L'état d'équilibre de cette simulation sert de condition initiale pour la série d'expériences. Dans toutes ces simulations, le forçage astronomique est identique. L'excentricité est nulle, l'obliquité est de 23.5° et la valeur de la longitude au périhélie est de 0°, mais n'influence pas l'insolation du fait de l'excentricité nulle.

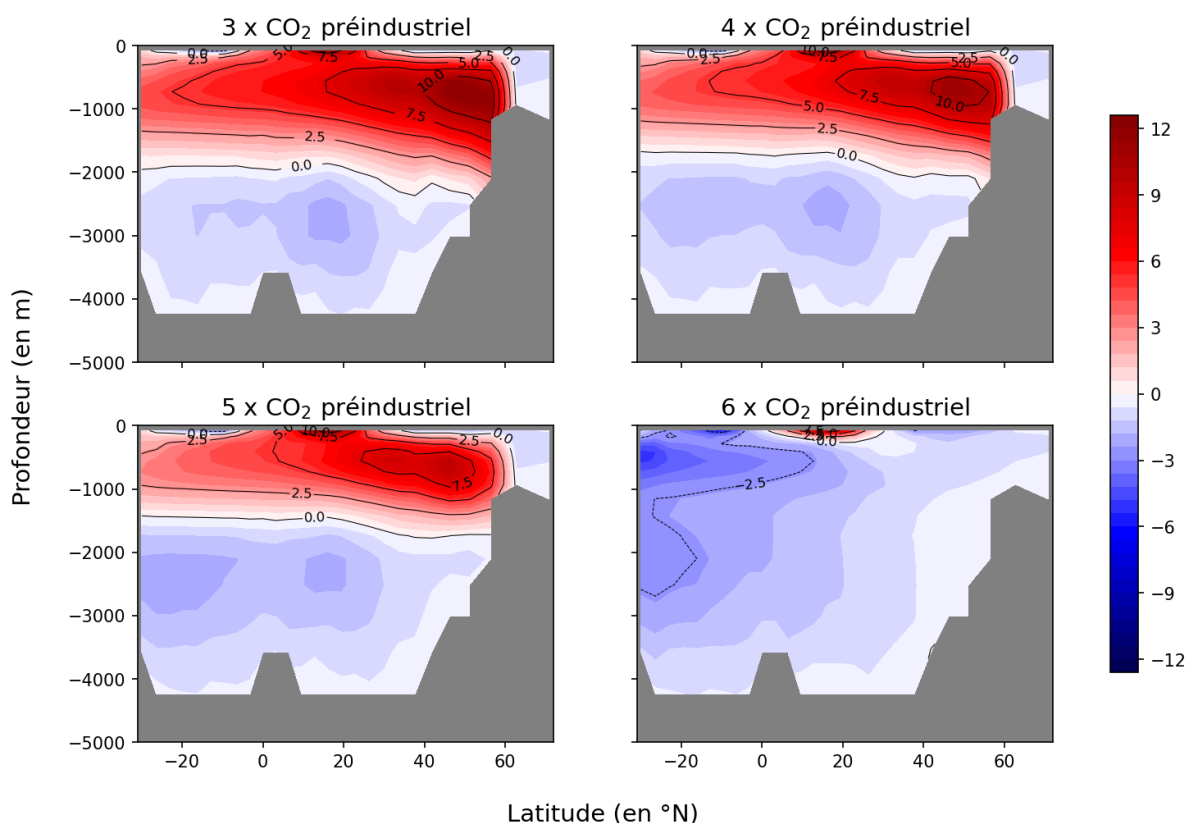


FIGURE 4.2 – Circulation méridienne de retournement atlantique (en Sv) en fonction de la profondeur et de la latitude pour différents niveaux de CO_2 .

La circulation méridienne de retournement atlantique (mesurée par la fonction de courant, exprimée en Sv ⁴) des expériences avec 3, 4, 5 et 6 fois la concentration préindustrielle

3. Par exemple, passer de 4 à 2 fois les niveaux préindustriels.

4. 1 Sv équivaut à un débit de $10^6 m^3 s^{-1}$.

en CO_2 est représentée sur la figure 4.2. Cette circulation, souvent abrégée en AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation), désigne la circulation qui transporte les eaux de surface de l'Atlantique Nord vers l'océan profond et la circulation engendrée par l'apport de cette masse d'eau, appelée circulation Nord Atlantique profonde (NADW : North Atlantic Deep Water). Plus les niveaux de CO_2 sont élevés, au moins l'AMOC est importante, car le gradient vertical de la colonne d'eau diminue. Dans certains cas, cela peut même mener à l'arrêt de l'AMOC (figure 4.2, simulation avec 6 fois le CO_2 préindustriel⁵). Parmi les circulations encore présentes, il y a la circulation de surface engendrée par les vents et le courant provenant de la formation des eaux antarctiques de fond (AABW : Antarctic Bottom Water). La circulation méridienne de retournement pacifique ne subit aucune modification importante pour les niveaux de CO_2 étudiés (voir figure 4.3).

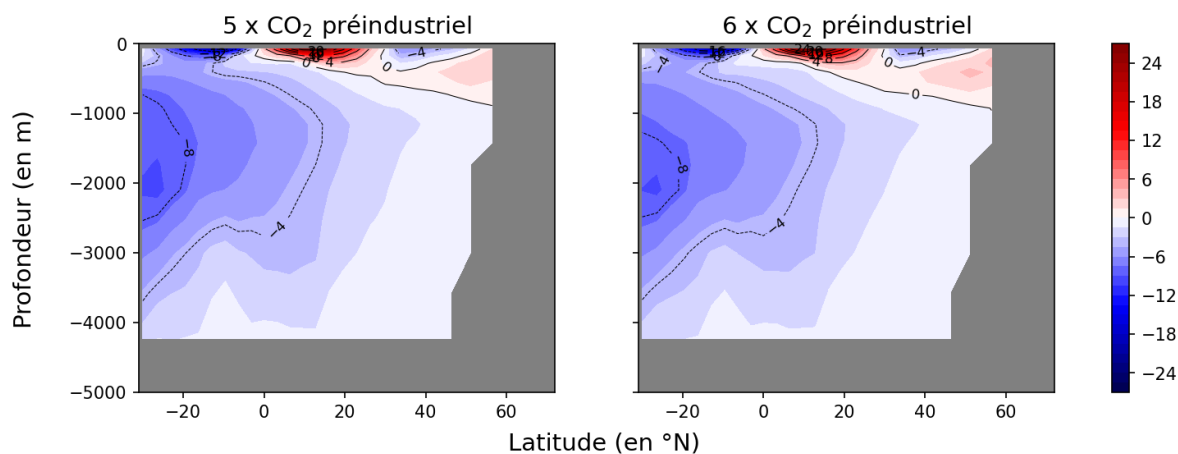


FIGURE 4.3 – Circulation méridienne de retournement pacifique (en Sv) en fonction de la profondeur et de la latitude pour différents niveaux de CO_2 .

4.2 Anoxie océanique et forçage astronomique

La simulation à 5 fois le CO_2 préindustriel est particulière, car la circulation thermohaline de l'Atlantique est toujours présente, mais elle est prête à s'arrêter. L'état d'équilibre de cette expérience va devenir notre nouvelle condition initiale pour les simulations qui se concentrent sur la modification du forçage astronomique. Cette démarche fait suite à l'observation sur la fréquence des événements d'anoxie océanique établie dans le chapitre précédent. Cette condition initiale fait office de point "proche-critique" du système. Dans cGENIE, l'AMOC s'arrête entre 5 et 6 fois le CO_2 préindustriel, mais d'autres modèles peuvent obtenir d'autres valeurs. L'analyse multimodèle réalisée par [Gregory et al., 2005] a permis de montrer que l'intensité de la circulation thermohaline décroît lorsque le CO_2 augmente. Mais aucun des modèles étudiés ne possède une AMOC arrêtée pour 4 fois CO_2 malgré une augmentation rapide et une haute concentration finale. Ces résultats suggèrent que la circulation thermohaline dans cGENIE est particulièrement sensible à

5. Par la suite, l'arrêt de la circulation atlantique sous-entendra un comportement similaire à la simulation avec 6 fois le CO_2 préindustriel de la figure 4.2.

l'augmentation du CO_2 . Cependant, l'objectif est de rendre le système sensible à la variation du forçage astronomique et non de déterminer une valeur précise de la concentration en CO_2 qui engendre l'arrêt de l'AMOC⁶. Dans ce chapitre, la modification de la configuration astronomique impliquera uniquement des variations dans les valeurs d'excentricité et de précession.

4.2.1 Modification du forçage astronomique

La figure 4.4 représente la coupe latitudinale⁷ de l'oxygène dissout dans l'océan Atlantique obtenue pour différents forçages astronomiques. Pour qu'une case du modèle soit considérée comme anoxique, sa concentration doit être inférieure à $0.1 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Cette valeur arbitraire⁸ est choisie, car cGENIE n'obtient jamais une concentration exactement nulle, mais des valeurs très faibles de l'ordre de 10^{-2} , 10^{-4} et parfois $10^{-8} \mu\text{mol kg}^{-1}$. Dans certaines cases, le modèle atteint même des valeurs très légèrement négatives, il s'agit d'artefacts numériques.

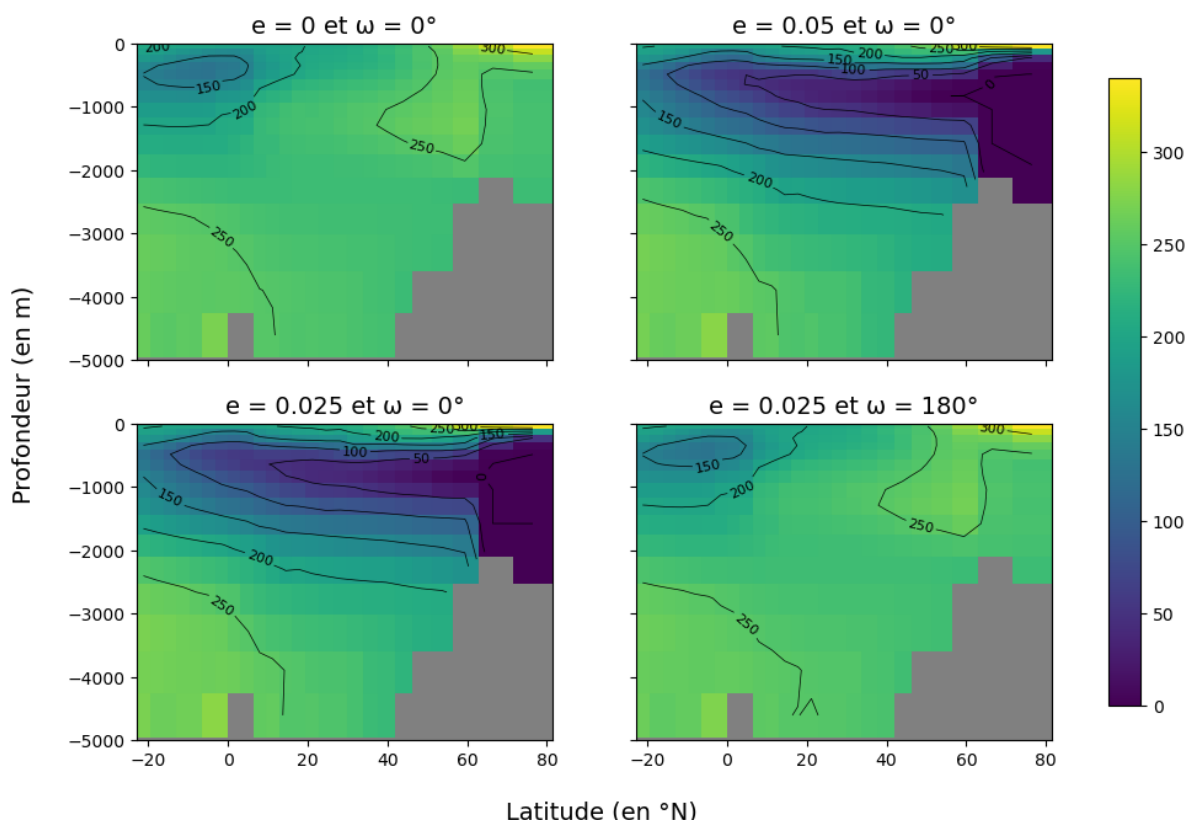


FIGURE 4.4 – Concentration en oxygène dissout (en $\mu\text{mol kg}^{-1}$) dans l'océan Atlantique pour différents forçages astronomiques. L'obliquité est fixée à 23.5° .

6. Par exemple, si l'AMOC s'était arrêtée entre 6 et 7 fois le CO_2 préindustriel dans cGENIE, la condition initiale aurait été l'état d'équilibre de la simulation avec 6 fois le CO_2 préindustriel.

7. Nous avons moyenné sur les valeurs de longitude.

8. Le seuil pourrait, par exemple, être abaissé à $0.01 \mu\text{mol kg}^{-1}$ sans engendrer un changement important dans le nombre de case anoxique.

Nous introduisons la notation caractérisée par le couplet (e, ω) qui représente la valeur de l'excentricité et de la longitude au périhélie d'une expérience. Dans les expériences $(0.05, 0^\circ)$ et $(0.025, 0^\circ)$, on constate le développement d'une anoxie importante située principalement entre 250 et 1000 m de profondeur et dans toute la colonne d'eau pour les latitudes supérieures à environ 65°N . L'une de ces anoxies survient uniquement par une modification de la valeur de l'excentricité et l'autre par un changement simultané de l'excentricité et de longitude au périhélie. Dans les deux autres expériences, l'océan Atlantique reste oxique partout et la zone de minimum d'oxygène est toujours présente. Cependant, cette zone apparaît plus faible qu'elle ne l'est en réalité à cause de la moyenne réalisée sur les longitudes. Cette moyenne permet néanmoins d'obtenir un comportement plus représentatif de l'ensemble des modifications à l'oeuvre dans l'océan Atlantique, même si elle affecte l'intensité de certaines structures spatiales.

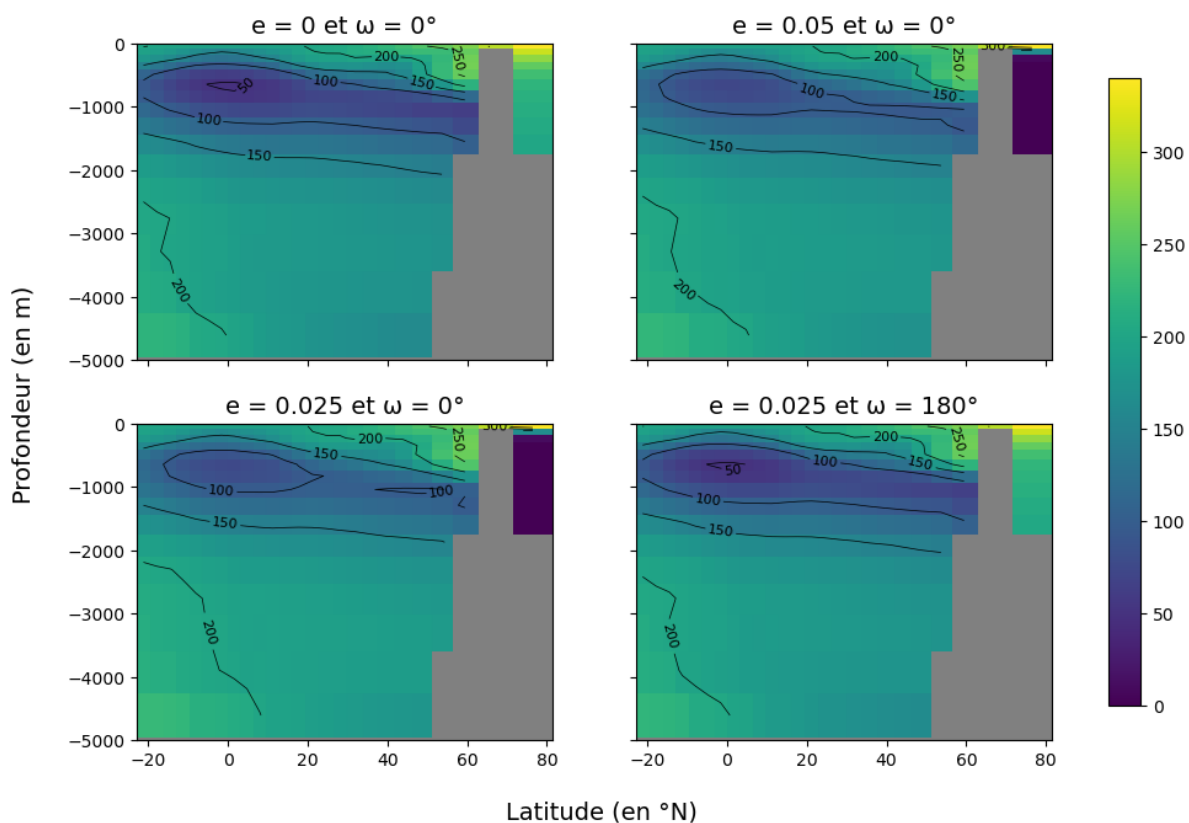


FIGURE 4.5 – Concentration en oxygène dissout (en $\mu\text{mol kg}^{-1}$) dans l'océan Pacifique pour différents forçages astronomiques. L'obliquité est fixée à 23.5° .

La moyenne longitudinale de l'oxygène dissout dans l'océan Pacifique est reprise sur la figure 4.5. Pour les mêmes configurations astronomiques que pour la figure 4.4, une anoxie se développe dans la colonne d'eau la plus au Nord. Cette colonne sera ignorée par la suite, car elle appartient à l'océan Arctique qui est directement impacté par l'état de l'océan Atlantique. Lorsque l'anoxie se développe dans le Nord de l'océan Atlantique, elle se propage également dans l'océan Arctique, expliquant pourquoi la colonne devient anoxique pour les mêmes configurations astronomiques que l'Atlantique. La concentration

en oxygène de l'océan Pacifique conserve un profil similaire, car sa circulation méridienne de retournement n'est pratiquement pas modifiée par la configuration astronomique.

La même analyse a été appliquée à l'océan Austral et des graphes semblables aux figures 4.4 et 4.5 ont été construits. Cependant, nous n'observons aucune variation significative de la concentration en oxygène dissout, ni pour la modification du forçage astronomique, ni pour celui de la concentration en CO_2 atmosphérique. Deux raisons permettent d'expliquer ce phénomène. La première est la moyenne longitudinale qui est réalisée sur l'entièreté des 36 cases du modèle, ce qui renforce le lissage des structures spatiales. La seconde est le maintien de la circulation thermohaline antarctique pour toutes les configurations atmosphériques et astronomiques considérées, permettant un réapprovisionnement en oxygène de l'océan profond. De plus, la propagation des eaux antarctiques de fond dans tous les bassins qui possèdent une connexion avec l'océan Austral permet aux étages inférieurs des océans Atlantique et Pacifique de rester oxiques (voir figures 4.4 et 4.5).

L'océan Austral et l'océan Atlantique (lorsque ce dernier ne développe pas d'anoxie) contiennent en moyenne une concentration en oxygène dissout qui est supérieure de plus $50 \mu\text{mol kg}^{-1}$ à celle du Pacifique. Dans cette configuration, l'océan Pacifique est donc un bassin particulièrement désoxygéné. Cependant, lorsque l'océan Atlantique subit une anoxie locale par arrêt de la circulation thermohaline atlantique, sa concentration moyenne atteint une valeur proche de celle de l'océan Pacifique. La légère augmentation de concentration moyenne que subissent les expériences $(0.05, 0^\circ)$ et $(0.025, 0^\circ)$ de la figure 4.5 reste un phénomène mal compris. Ces deux expériences possèdent une température de surface dans l'hémisphère Sud plus importante que les expériences $(0, 0^\circ)$ et $(0.025, 180^\circ)$. Cette anomalie positive de température résulte en une fraction de glace de mer moins importante. Dans cGENIE, la glace de mer agit comme une couche très isolante empêchant l'oxygène de pénétrer dans l'océan⁹. Il est alors possible que la fonte de cette glace de mer engendre une oxygénation qui est progressivement propagée vers l'océan Pacifique grâce à la circulation océanique.

Ces premiers résultats montrent que les modifications de la configuration astronomique peuvent engendrer des variations d'insolation suffisamment importantes pour permettre l'arrêt de la circulation thermohaline atlantique et le développement d'une anoxie locale, lorsque le système se trouve dans un état "proche-critique". Ces variations d'insolation ne permettent cependant pas d'engendrer un changement conséquent dans la quantité d'oxygène présente dans les océans Pacifique et Austral.

4.2.2 Vue d'ensemble

Les expériences menées jusqu'à présent soutiennent l'hypothèse que l'impact du forçage astronomique peut jouer un rôle sur le développement des anoxies océaniques. Cependant, ces expériences ne fournissent pas une vue d'ensemble de l'influence de l'excentricité et de la précession. Nous avons réalisé un ensemble de 29 expériences avec des forçages

9. Le lien entre glace de mer et concentration en oxygène sera plus amplement développé dans le chapitre 5.

astronomiques différents. Pour chaque expérience, des graphes similaires aux figures 4.2 et 4.4 sont réalisés et la concentration moyenne en oxygène est étudiée pour déterminer si une expérience reste oxique ou développe un comportement anoxique. Les résultats de ces simulations sont synthétisés sur la figure 4.6 et forment une carte excentricité-précession. La délimitation des différentes zones résulte d’une approche qualitative qui permet de représenter approximativement la région oxique et anoxique dans l’espace des paramètres astronomiques. Ces deux zones sont séparées par une région frontière, la zone incertaine.

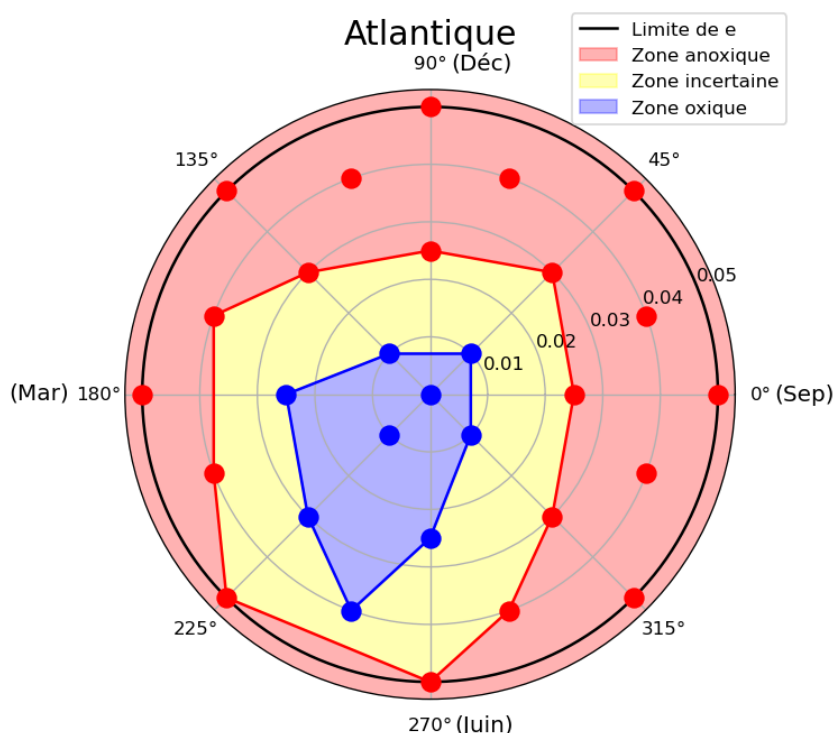


FIGURE 4.6 – Représentation schématique de l’état de l’océan Atlantique dans l’espace excentricité-précession. Chaque point du cercle représente une expérience différente et la couleur indique l’état de l’océan (bleue pour un océan oxique et rouge pour l’apparition d’une anoxie). La distance au centre correspond à la valeur d’excentricité e et l’angle à la longitude au périhélie ω . Les différentes régions (zone anoxique, incertaine et zone oxique) sont construites en reliant les points entre eux. Le cercle noir représente la valeur maximale d’excentricité utilisée lors des expériences. Les mois de l’année indiquent la période au cours de laquelle la Terre passe par son périhélie.

Avant d’étudier précisément l’effet des paramètres astronomiques, on propose d’explorer le lien étroit qui existe entre l’arrêt de la circulation thermohaline atlantique et le développement d’une anoxie océanique. À cette fin, on propose d’étudier l’évolution temporelle de la diminution de la concentration en oxygène par rapport à la date d’arrêt de la circulation, si celle-ci existe. Lors de la simulation des 29 expériences, cGENIE a sauvegardé l’état du système tous les 1 ka¹⁰. Cela permet d’observer l’évolution du sys-

10. Cela ne signifie pas que le modèle possède un pas de temps de 1 ka, mais qu’il enregistre la valeur de ses variables dans un fichier une fois tous les 1 ka.

tème au cours du temps, même si la résolution temporelle est assez grossière¹¹. Cette évolution temporelle de la concentration moyenne en oxygène dissout et de la circulation méridienne de retournement moyenne de l'océan Atlantique sont reprises sur la figure 4.7. Chaque courbe représente soit l'une des 29 expériences (courbe solide), soit l'état moyen de l'AMOC (courbe avec tirets). La couleur des courbes fait également référence à l'état oxique ou anoxique du bassin Atlantique (même code couleur que la figure 4.6). La date moyenne d'arrêt de l'AMOC est estimée à environ 2 ka. La figure 5.2 montre que l'arrêt de la circulation précède systématiquement l'importante diminution d'oxygène.

Dès lors, le lien entre circulation méridienne de retournement et anoxie apparaît clairement. Lorsque cette circulation s'arrête, la concentration en oxygène diminue rapidement et cette diminution se poursuit sur plusieurs ka. Par ailleurs, toutes les expériences dont la concentration en oxygène reste élevée possèdent une circulation encore active. Les résultats de la figure 4.7 renforcent l'hypothèse d'un lien de cause à effet, étant donné que l'arrêt de la circulation survient avant l'importante diminution de la concentration moyenne en oxygène. Dès lors, pour comprendre quel est l'impact du forçage astronomique sur le développement d'une anoxie dans l'Atlantique Nord, il est nécessaire d'étudier l'influence de ce forçage sur la circulation thermohaline atlantique.

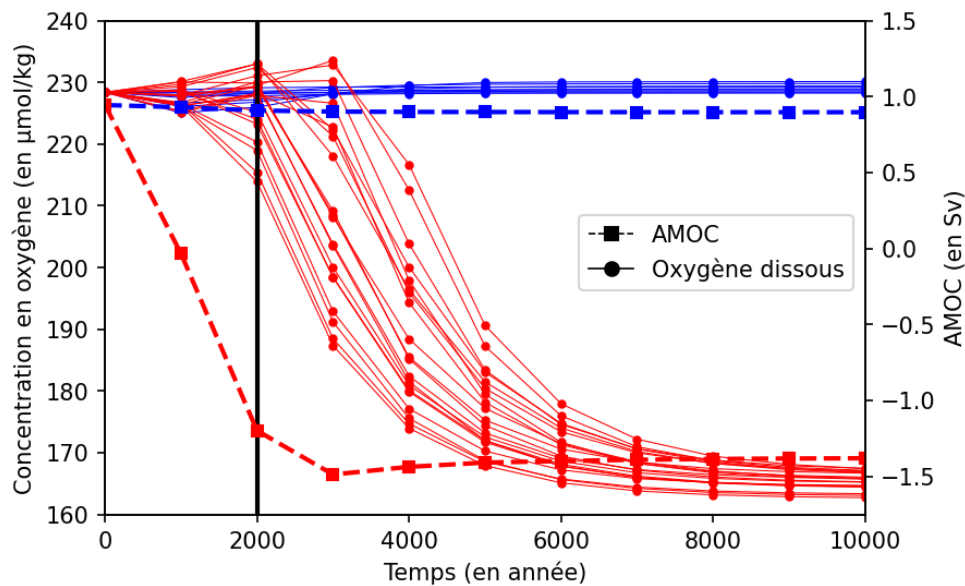


FIGURE 4.7 – Évolution temporelle de la concentration moyenne en oxygène dissout (en $\mu\text{mol kg}^{-1}$) dans l'océan Atlantique. La couleur des courbes représente l'état de la circulation thermohaline atlantique, qui est soit active (bleue), soit arrêtée (rouge). La droite verticale noire représente la date moyenne d'arrêt des 20 expériences où la circulation s'est arrêtée.

Un autre résultat que nous fournit la figure 4.7 concerne la qualité des équilibres des expériences. Dans toutes les expériences, le système démarre de conditions initiales, puis

11. Il est possible d'opter pour une meilleure résolution, mais les fichiers contenant les sorties du modèle deviennent plus difficiles à stocker.

subit une phase transitoire et converge finalement vers un nouvel équilibre qui peut être différent en fonction de la perturbation. Il est alors envisageable que l'équilibre ne soit pas atteint en 10 ka et qu'un temps de calcul plus long soit nécessaire pour que le système converge. Or, la figure 4.7 montre que la grande majorité des expériences atteignent leur équilibre en 10 ka. Certaines expériences ne sont pas encore tout à fait à l'équilibre, mais en sont très proches. Augmenter le temps de simulation pour observer des variations de la concentration moyenne en oxygène inférieures à $1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ n'a pas été jugé pertinent¹². Dans notre cas, le système admet clairement deux équilibres stables très différents qui correspondent aux deux états de l'AMOC (active ou arrêtée). Les différences restantes peuvent s'expliquer par une légère modification de la solubilité de l'oxygène¹³.

Nous voudrions connaître la raison physique de l'arrêt de la circulation thermohaline atlantique dans cGENIE. Malheureusement, les sorties du modèle dans sa configuration standard ne contiennent pas le bilan entre les précipitations et l'évaporation (P - E). Ce bilan est important pour le diagnostic, car il s'agit du principal régulateur de la salinité océanique. Il est donc difficile de déterminer si l'origine de l'arrêt de cette circulation profonde est thermique ou saline. Dans cGENIE, la circulation thermohaline est gouvernée par deux régimes différents. Avant 500 m de profondeur, le gradient vertical de la température et de la salinité sont positifs. Avoir un gradient positif de température signifie que les eaux plus chaudes (moins denses) se trouvent en dessous des eaux plus froides (plus denses) et qu'un mouvement vertical peut se développer. Un gradient vertical positif de salinité signifie que les eaux moins denses sont au-dessus des eaux plus denses n'induisant pas un mouvement vertical. Pour ces profondeurs, c'est le gradient vertical de température qui permet d'assurer la circulation thermohaline atlantique. Après environ 500 m, les deux gradients deviennent négatifs et la circulation thermohaline est désormais maintenue grâce au gradient vertical de salinité. En combinant ces résultats avec ce que nous comprenons du modèle, l'hypothèse la plus vraisemblable est que l'arrêt soit initié par la diminution du gradient vertical de température et que ce nouvel état est ensuite renforcé par l'inversion du gradient vertical de salinité.

Discutons maintenant de l'effet de la configuration astronomique sur le système. Le rôle de l'excentricité sur les anoxies est assez direct. Dans cGENIE, pour une longitude au périhélie fixe, plus la valeur de l'excentricité est élevée, plus l'océan subit un réchauffement global important, car le système reçoit plus d'énergie. Ce réchauffement induit un affaiblissement de l'AMOC par diminution du gradient vertical de température. Dans certains cas, la diminution de ce gradient vertical est suffisamment importante que pour induire un arrêt de la circulation océanique et donc l'apparition d'une anoxie locale située dans l'Atlantique Nord. Sur la figure 4.6, les expériences avec une excentricité de 0.04 développent presque toutes une anoxie et celles avec une excentricité de 0.05 sont toutes anoxiques. À l'inverse, pour une excentricité nulle ou de 0.01, aucune expérience ne développe d'anoxie. De plus, l'augmentation de l'excentricité conduit le système de la zone oxique à la zone incertaine, puis de cette zone incertaine à la zone anoxique (toujours dans cet ordre).

12. La plus grande variation de concentration observée entre 9 et 10 ka est d'environ $0.61 \mu\text{mol kg}^{-1}$.

13. Chaque configuration astronomique induit une modification différente de la température de l'océan.

L'effet de la précession est moins évident, car celui-ci est également dépendant de la valeur de l'excentricité. Lorsque la longitude au périhélie prend des valeurs dans la partie supérieure du cercle (ω proche de 90° , c'est-à-dire périhélie aux environs du mois de décembre), le modèle simule un réchauffement plus important que quand ω est proche de 270° ¹⁴. De plus, les eaux de surface sont légèrement plus chaudes lorsque la longitude au périhélie est plus proche de 0° que de 180° (partie droite du cercle sur la figure 4.6). Comme l'excentricité module la précession, ces différents effets sont accentués pour des hautes valeurs d'excentricité. Cependant, dans la configuration choisie ici, l'effet de l'excentricité domine celui de la précession. Dès lors, la précession ne fait que retarder ou précipiter l'arrêt de la circulation océanique qui survient systématiquement quand l'excentricité atteint 0.05. Toutes ces raisons expliquent pourquoi la zone oxique de la figure 4.6 est excentrée dans la direction inférieure gauche de la carte excentricité-précession et complètement encerclée par la zone anoxique.

4.3 Discussion

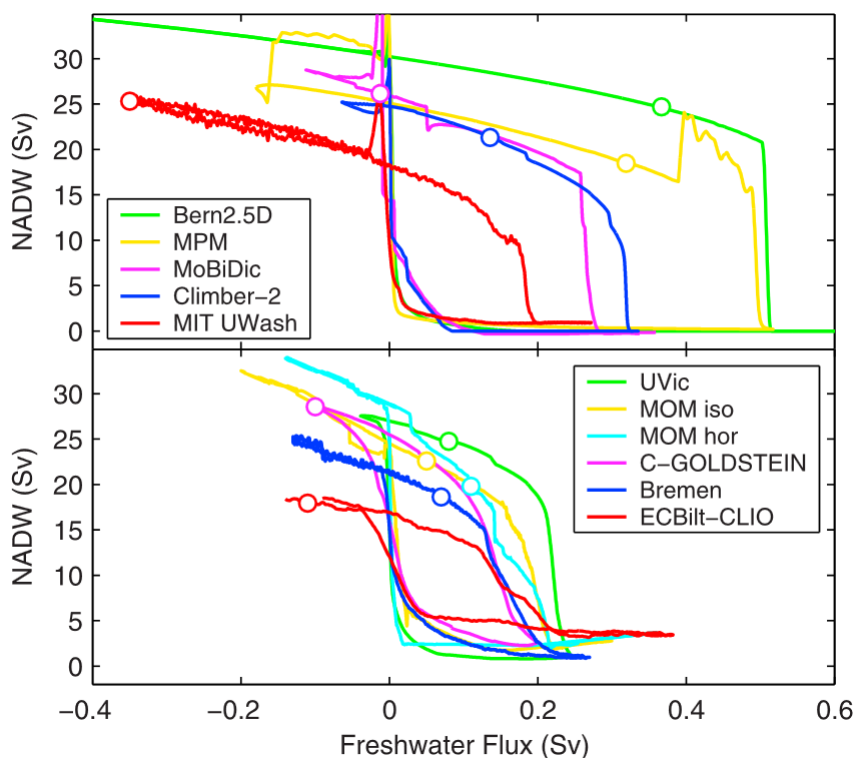


FIGURE 4.8 – Courbes d'hystérèse de la circulation profonde obtenues pour des modèles de complexité intermédiaire. La figure du haut regroupe les modèles d'océans simplifiés et celle du bas regroupe les modèles couplés avec un modèle d'océan global tridimensionnel. Les cercles montrent l'état climatique actuel pour chaque modèle [Rahmstorf et al., 2005].

Pour notre cadre de travail spécifique, il est désormais établi que le forçage astro-

14. Certaines expériences simulent même parfois un léger refroidissement lorsque la longitude au périhélie est proche de cette valeur.

nomique est capable de déclencher une anoxie océanique. Revenons maintenant sur le phénomène de bistabilité de la circulation thermohaline, notion qui avait été introduite dans la section 4.1.2. Ce comportement de la circulation thermohaline a été identifié dans de nombreux modèles [Stocker and Schmittner, 1997]. Il a notamment été étudié dans le cadre des modèles de complexités intermédiaires, que l'on peut observer sur la figure 4.8 [Rahmstorf et al., 2005]. Tous les modèles de cette figure montrent un comportement d'hystérèse dans la réponse de la circulation thermohaline au forçage d'eau douce. Parmi ces modèles, on reconnaît C-GOLDSTEIN, qui est le modèle physique utilisé dans cGENIE. L'hystérèse décrit un système où les états dépendent de leur histoire. On dit que le système a une mémoire. C'est particulièrement évident pour la courbe de MIT UWash où la circulation s'arrête pour un forçage d'environ $0.2 Sv$, mais ne reprend que lorsque le forçage approche $0 Sv$. La bistabilité et l'hystérèse sont des phénomènes différents mais liés. Si un système est bistable, il présentera de l'hystérèse, mais l'inverse n'est pas toujours vrai. La circulation thermohaline dans cGENIE présente un phénomène de bistabilité [Lenton et al., 2007a, Marsh et al., 2004]. Elle est donc également soumise au phénomène d'hystérèse.

Il est désormais nécessaire de comprendre comment cette bistabilité se manifeste dans la réponse au forçage astronomique. Dans les expériences présentées dans ce chapitre, le changement de paramètres astronomiques est imposé instantanément (sur une seule itération). Il est alors possible que ce changement brusque induise une perturbation suffisamment importante pour précipiter le système vers l'état arrêté de la circulation thermohaline atlantique¹⁵. Pour le vérifier, 40 nouvelles expériences sont réalisées par série de 8 où l'excentricité augmente plus lentement. Pour une longitude au périhélie fixe, l'état d'équilibre de l'expérience avec $e = 0.01$ sert de condition initiale à l'expérience avec $e = 0.02$. Ensuite, l'état d'équilibre de cette expérience devient la condition initiale pour l'expérience avec $e = 0.03$ et ainsi de suite jusqu'à atteindre $e = 0.05$. Les résultats sont repris sur la figure 4.9. Aucun point bleu (océan oxique) n'appartient à la zone anoxique et aucun point rouge (anoxie locale) n'appartient à la zone oxique. Par conséquent, aucun point n'entre en contradiction avec les zones établies précédemment. Les points qui sont dans la zone d'incertitude nous permettent de raffiner l'étendue respective des zones oxique et anoxique. Ces résultats confirment l'hypothèse que ce n'est pas le caractère instantané de la modification des paramètres astronomiques qui cause l'arrêt de la circulation thermohaline atlantique.

Nous allons maintenant explorer l'effet mémoire du système. Pour cela, un autre type d'expérience est réalisé, celui de la réaction du système suite à une inversion du forçage astronomique. La question est de savoir si l'anoxie se résorbe d'une quelconque manière suite à cette inversion. Les expériences de la figure 4.9 avec une excentricité de 0.05 ont subi cette inversion du forçage. Pour rappel, la condition initiale de la série des 40 expériences est l'équilibre de la simulation à 5 fois CO_2 et $e = 0$. Dès lors, les expériences d'inversion du forçage posséderont une valeur d'excentricité nulle. Ces expériences ont toutes développé une anoxie située dans l'Atlantique Nord. La figure 4.10 montre l'évolution de la concentration en oxygène dissout à l'équilibre en fonction du forçage astronomique. Cette représentation démontre la bistabilité du système pour le forçage $e = 0$

15. Comme c'était le cas avec l'augmentation du CO_2 atmosphérique.

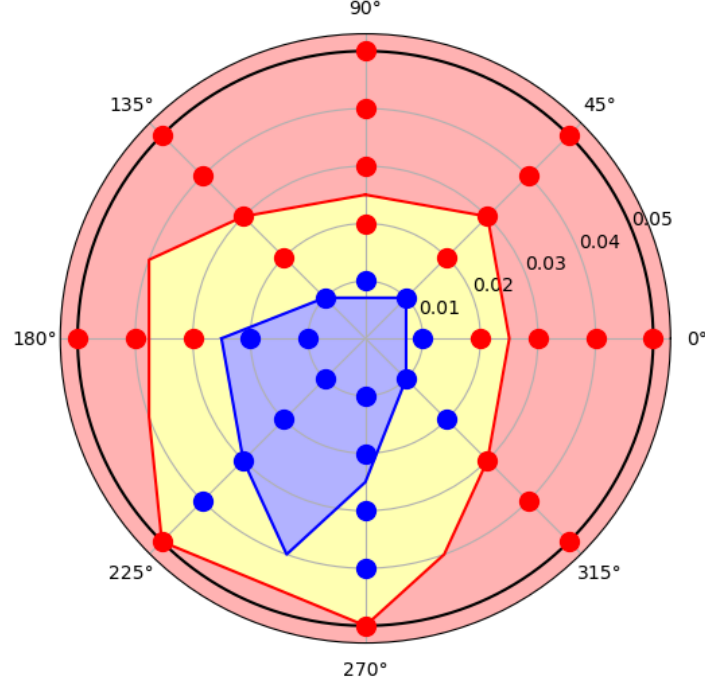


FIGURE 4.9 – Réplication de certaines expériences de la figure 4.6, mais les valeurs d’excentricité sont augmentées progressivement. Chaque point du cercle représente une expérience différente et la couleur indique l’état de l’océan (bleue pour un océan oxique et rouge pour l’apparition d’une anoxie). Les délimitations de la figure sont les zones oxique, anoxique et incertaine de la figure 4.6.

et $\epsilon = 23.5^\circ$. En effet, le système possède deux états d’équilibres stables différents pour le même forçage. Le premier état stable correspond à une circulation thermohaline active et à une concentration en oxygène légèrement supérieur à $220 \mu\text{mol kg}^{-1}$ et le second à une circulation thermohaline arrêtée et à une concentration en oxygène d’environ $155 \mu\text{mol kg}^{-1}$. En réalité, on s’attend à ce que tous les états dont le forçage astronomique appartient à la zone oxique possèdent un comportement bistable¹⁶. Cependant, la bistabilité de la concentration en oxygène n’est pas un résultat si surprenant lorsqu’on connaît le lien entre circulation thermohaline et concentration en oxygène.

Lors de nos analyses, une simulation a démontré un comportement particulier. Il s’agit de l’expérience (0.04, 250°) de la figure 4.6 qui développe une anoxie lors de l’inversion du forçage alors que sa configuration astronomique reste dans la zone oxique. Une première explication à ce phénomène est qu’il est possible que l’expérience (0.04, 250°) n’ait pas atteint son équilibre. Cependant, une expérience a permis d’écarter cette hypothèse en prolongeant le temps de simulation de 10 ka sans que le système ne développe d’anoxie. Une seconde explication est que ce point se trouve très proche de la frontière avec l’état anoxique et qu’en inversant le forçage, le modèle engendre une instabilité suffisamment importante pour faire basculer le système dans le régime anoxique. On ne peut toutefois pas exclure que ce changement d’état soit dû à une erreur numérique.

16. D’autres points ont été vérifiés et aucun ne contredit cette conclusion, mais l’ensemble des points de la zone oxique n’a pas pu être testé.

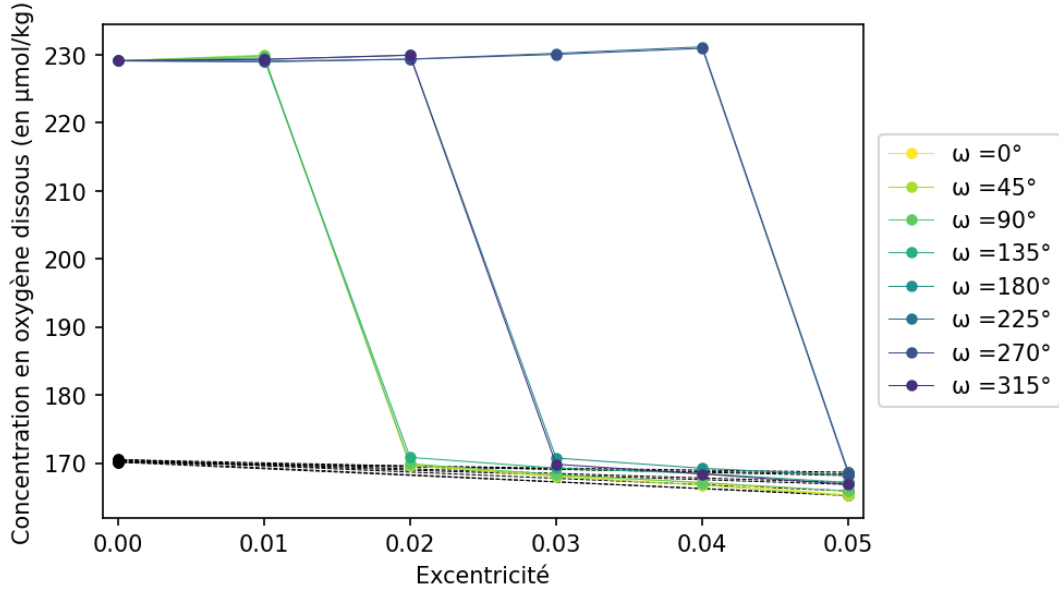


FIGURE 4.10 – Évolution de la concentration en oxygène dissout (en $\mu\text{mol kg}^{-1}$) à l'équilibre dans l'océan Atlantique en fonction de la configuration astronomique. Les points en couleur sont les concentrations en oxygène à l'équilibre des expériences de la figure 4.9. Les courbes en pointillé noir sont les expériences qui ont subi l'inversion du forçage astronomique.

L'entièreté de la région qualifiée comme oxygène de la figure 4.6 est donc en fait très probablement bistable. Lorsque la configuration astronomique d'une expérience s'en échappe pour accéder à la zone anoxique, celui-ci développe une anoxie. Cette anoxie subsistera même si le point retourne dans la zone oxygène de la figure 4.6. Il est donc nécessaire d'attendre que le climat retourne dans une configuration permettant de réanimer la circulation thermohaline atlantique. Par exemple, la diminution de la concentration en CO_2 atmosphérique (jusqu'à atteindre 1 ou 2 fois le CO_2 pré-industriel) permet de reconstruire cette circulation. Or, ce changement d'état peut mettre un certain temps avant de se manifester, ce qui plongerait le système dans un état anoxique pour une durée potentiellement importante. Théoriquement, cette anoxie peut donc se maintenir sur des échelles de temps supérieures à celles des cycles des paramètres astronomiques. De plus, la bistabilité des anoxies océaniques déclenchées par arrêt de la circulation profonde permet en partie d'expliquer pourquoi les événements d'anoxie n'ont pas de fréquence caractéristique. Cependant, considérer que la circulation profonde puisse être arrêtée sur des périodes de temps de l'ordre du million d'années¹⁷ est une hypothèse a priori douteuse, au regard de la variabilité de l'océan observée pendant le Pléistocène¹⁸ par exemple [Oppo et al., 1990].

17. Certains événements d'anoxie océanique se sont potentiellement étendus sur des périodes aussi longues.

18. Le Pléistocène s'étend de -2.58 Ma à -11.7 ka.

Chapitre 5

Climat du Dévonien

5.1 Concentration en oxygène au Dévonien

L'une des grandes difficultés que l'on rencontre lorsqu'on étudie le paléoclimat, c'est la limite des données et des connaissances disponibles en comparaison avec le climat présent. Entre autres, les concentrations en oxygène et en CO_2 atmosphériques ou les niveaux du PO_4 de l'océan durant le Dévonien ne sont pas connus avec une grande précision. De plus, l'augmentation de température moyenne globale suite à un doublement de la concentration en CO_2 atmosphérique dépend du modèle utilisé. Nous choisissons d'imposer une concentration en oxygène atmosphérique égale à 70% de la valeur actuelle en raison des incertitudes soulevées dans la section 2.2.3. L'effet de l'augmentation du PO_4 sur la concentration en oxygène dissout sera exploré pour l'étude du Dévonien. Afin de tenir compte des incertitudes sur la concentration en CO_2 et la concentration moyenne globale de PO_4 dans les océans, notre plan d'expérience doit considérer une large gamme de niveaux différents. Au total, 36 expériences sont réalisées en effectuant toutes les combinaisons entre 6 concentrations en CO_2 atmosphérique et 6 concentrations en PO_4 océanique. Ces concentrations en CO_2 et en PO_4 augmentent respectivement exponentiellement¹ et linéairement². Dans la configuration du modèle, le cycle du PO_4 est fermé, ce qui signifie que l'inventaire du PO_4 reste constant au cours du temps³. La figure 5.1 reprend l'état moyen simulé de l'océan du Dévonien pour différentes concentrations de CO_2 et de PO_4 . La configuration astronomique de toutes ces simulations est identique : $e = 0$, $\lambda = 0^\circ$ et $\epsilon = 22^\circ$.

Une caractéristique surprenante (et même problématique) de la figure 5.1 est l'obtention de valeurs négatives⁴ non négligeables pour la concentration en oxygène dans certaines régions de l'océan. La cause précise de ce résultat absurde n'est pas élucidé. Il est possible que l'un des schémas numériques de cGENIE ne soit pas monotone et qu'il engendre un nouvel extrême négatif. Une autre possibilité est que la différence de pas de temps entre le module de circulation et celui de biogéochimie soit à l'origine de cette

1. 1, 2, 4, 8, 16, et 32 fois le CO_2 préindustriel.

2. 1, 1.2, 1.4, 1.6, 1.8 et 2.0 fois le PO_4 préindustriel

3. Strictement, l'inventaire du PO_4 est fermé au sens où l'entière du phosphore organique qui atteint les sédiments est réinjecté dans l'océan. Cependant, si on ajoute du phosphore par modification des flux, l'inventaire du PO_4 augmente.

4. Certaines valeurs atteignent $-20 \mu\text{mol kg}^{-1}$.

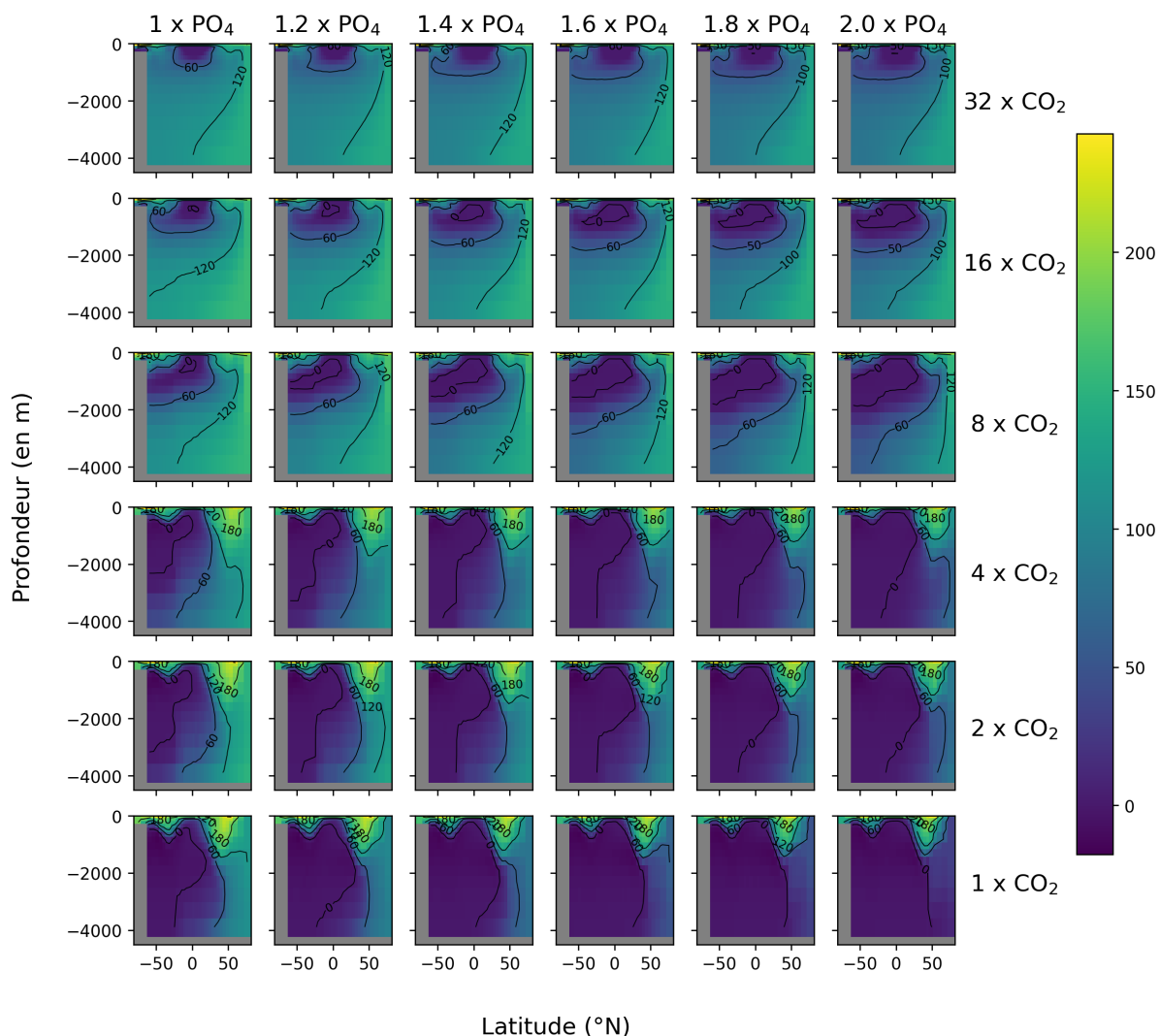


FIGURE 5.1 – Profil vertical de la concentration en oxygène dissout (en $\mu\text{mol kg}^{-1}$) dans l’océan du Dévonien pour différentes concentrations de CO_2 (ligne) et de PO_4 (colonne), exprimées en multiple de la concentration préindustrielle.

anomalie. Diminuer le pas de temps de BIOGEM et étudier la réaction du système permettrait d’explorer cette hypothèse⁵. La question a également été posée à A. Ridgwell, la personne qui coordonne le développement de cGENIE. Il nous a indiqué que le problème peut aussi survenir suite à un schéma de reminéralisation fixe si l’oxygène est le seul accepteur d’électron ou bien par la paramétrisation de Gent-McWilliams⁶ qui sur-corrige le transport par advection dans les régions où le gradient d’oxygène est important. Ce problème n’est pas nouveau et le modèle met à disposition une astuce permettant d’empêcher l’apparition de ces valeurs négatives. A. Ridgwell ajoute que le modèle ne réagit jamais à ces concentrations négatives, elles sont uniquement destinées à s’annuler avec

5. Cependant, la mise en place de cette solution requiert un temps de calcul très important et n’a donc pas été réalisée.

6. Cette approximation est utilisée quand le modèle ne résout pas explicitement les tourbillons, l’instabilité barocline et leurs effets.

les concentrations positives. Dès lors, ces concentrations négatives, bien qu'irréalistes, ne modifient pas le comportement général des simulations présentes sur la figure 5.1. Il faudra cependant rester prudent quant à l'interprétation des valeurs de la concentration moyenne en oxygène dissout.

L'augmentation du PO_4 sur la figure 5.1 provoque une diminution de la concentration en oxygène dissout. Il s'agit de l'effet attendu puisque l'intensification de la production primaire renforce la formation de matière organique et la consommation d'oxygène par l'activité microbienne. Cette diminution d'oxygène devient moins prononcée à mesure que le PO_4 augmente. Avec la résolution choisie pour l'augmentation du PO_4 , aucun état "proche-critique" n'a pu être identifié, mais on ne peut pas définitivement exclure leur existence. La contribution de l'augmentation du CO_2 est plus complexe. Elle induit une oxygénation située principalement dans les étages inférieurs de l'océan. Cet effet était parfois visible pour le climat présent, mais il était beaucoup moins prononcé. Par exemple, la concentration moyenne en oxygène augmente de presque $20 \mu\text{mol kg}^{-1}$ entre les expériences avec 1 et 2 fois le CO_2 préindustriel pour le Dévonien contre $5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ pour le climat présent. Dans la suite, plusieurs hypothèses sont discutées pour expliquer ce phénomène.

5.2 Circulation océanique et glace de mer

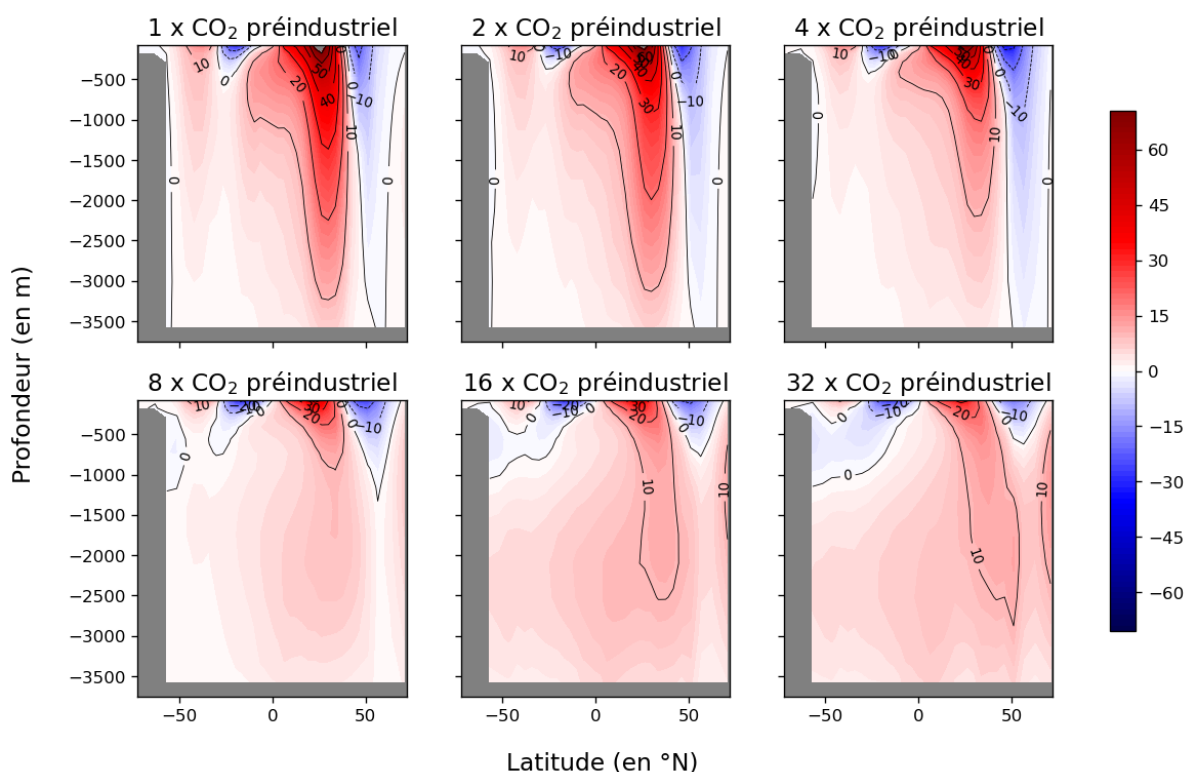


FIGURE 5.2 – Circulation méridienne de retournement (en Sv) de l'océan du Dévonien pour différentes concentrations de CO_2 .

Du fait des conclusions établies dans le chapitre précédent, la première hypothèse a été de considérer la modification de la circulation océanique comme responsable de l'augmentation de la concentration moyenne en oxygène avec le CO_2 . Sur la figure 5.2, la circulation méridienne de retournement se maintient pour tous les niveaux de CO_2 atmosphériques explorés. La figure 5.4a montre la circulation méridienne de retournement obtenue pour environ 3.3 fois CO_2 avec une variante du modèle couplé océan-atmosphère-végétation HadCM3 [Valdes et al., 2021]. La comparaison de la température de surface de l'océan entre les deux modèles a permis d'établir que la simulation à 4 fois CO_2 de cGENIE était la plus proche de celle de la variante de HadCM3⁷. La figure 5.4a et la simulation à 4 fois CO_2 de la figure 5.2 sont très similaires, attestant de la capacité de cGENIE (avec les conditions initiales calculées par A. Pohl) à décrire la circulation océanique du Dévonien. Cependant, mis à part une légère augmentation de la circulation profonde pour les expériences à 16 et 32 fois CO_2 , rien n'indique un véritable lien entre oxygénation et augmentation de CO_2 . En particulier, l'intensité de la circulation pour 1 fois CO_2 devrait engendrer une oxygénation importante de l'océan profond, alors que ce n'est pas le cas. Dès lors, l'effet de la circulation sur l'oxygène ne permet pas d'expliquer à lui seul le comportement des résultats.

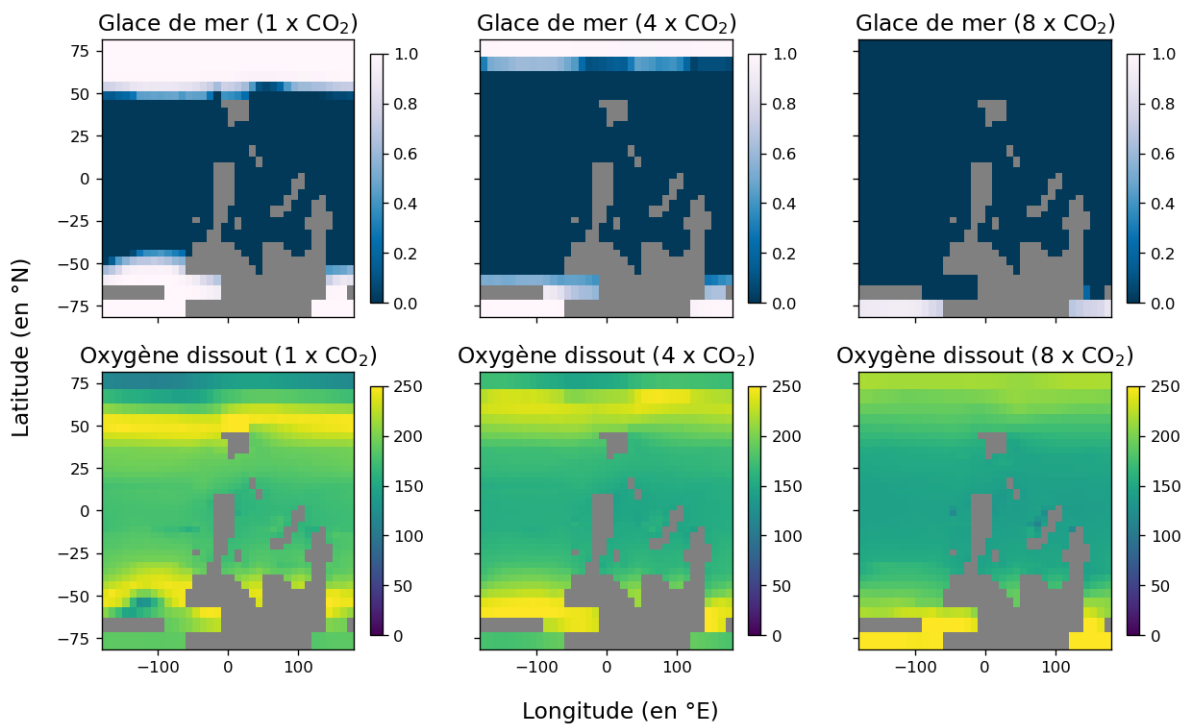


FIGURE 5.3 – Fraction de glace de mer et concentration de surface en oxygène dissout (en $\mu\text{mol kg}^{-1}$) en fonction de la concentration en CO_2 atmosphérique pour une configuration du Dévonien (-370 Ma).

Une hypothèse beaucoup plus plausible est de considérer que dans cGENIE, ces varia-

7. Les simulations montrent une ressemblance globale malgré certaines différences à l'équateur. Ces différences existent d'une part, parce que les modèles n'ont pas la même complexité et d'autre part, car les concentrations en CO_2 ne sont pas identiques.

tions d'oxygène sont en grande partie dues à des changements dans la fraction de glace de mer présente. La glace de mer bloque les échanges gazeux atmosphère-océan et empêche donc l'oxygène de pénétrer dans l'océan. La figure 5.3 montre la fraction de la glace de mer qui diminue avec l'augmentation de CO_2 . Comme pour la circulation océanique, une comparaison entre les figures 5.3 et 5.4b permet d'appuyer les résultats simulés par cGENIE. Dans le modèle, la concentration en oxygène dissout sous la glace de mer est limitée. C'est bien l'effet isolant de la glace de mer qui produit cette diminution en surface et non un changement de solubilité lié à la modification de la température. Par conséquent, l'eau qui quitte la surface est moins riche en oxygène, entraînant un appauvrissement des réserves d'oxygène des étages inférieurs de l'océan et ce même si la formation d'eau profonde est importante. Les autres modifications de la concentration en oxygène en surface s'expliquent par une diminution de la solubilité de l'oxygène avec l'augmentation de la température. Toutefois, cGENIE ne permet pas de capturer la nature complexe des échanges gazeux dans les régions où la glace de mer est présente. Par exemple, le modèle ne simule pas de chenaux et de polynies⁸ alors qu'il s'agit de lieux d'échanges océan-atmosphère permettant une oxygénation des eaux de surface. Par conséquent, même si l'effet isolant de la glace de mer est bien réel, le modèle sur-estime très vraisemblablement son importance. Ce phénomène n'est d'ailleurs pas propre à cGENIE [Cliff et al., 2021]. Pour déterminer précisément la contribution de chaque hypothèse, il faudrait mener des expériences de sensibilité en fixant soit la glace de mer, soit la circulation océanique.

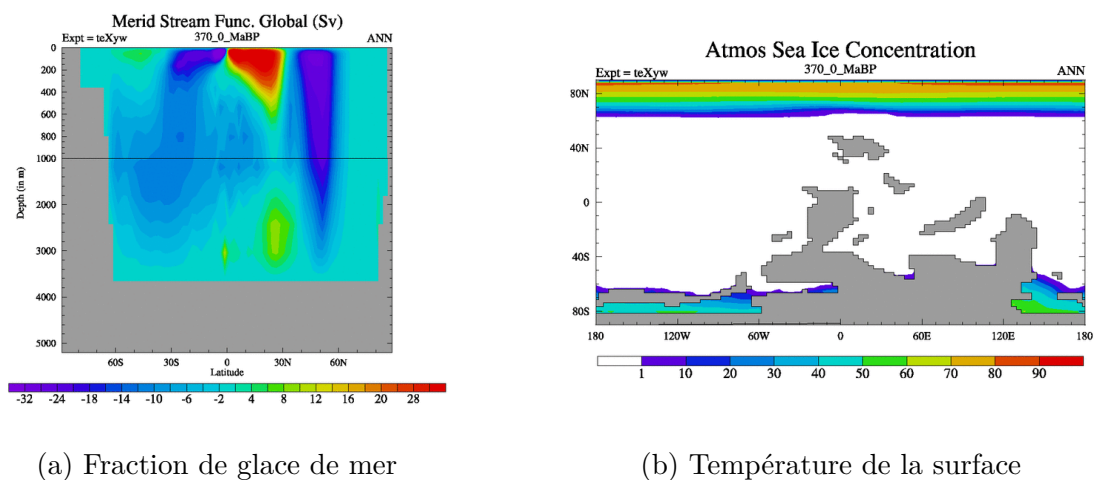


FIGURE 5.4 – Circulation méridienne de retournement et fraction de glace de mer en moyenne annuelle pour une configuration du Dévonien avec une concentration atmosphérique en CO_2 de 928 ppm [Valdes et al., 2021].

5.3 L'effet du forçage astronomique

Pour connaître l'impact du forçage astronomique sur la concentration en oxygène dissout avec une configuration du Dévonien, 84 expériences avec des configurations as-

8. Les chenaux et les polynies sont des zones d'eau libre qui se trouvent à l'intérieur de l'étendue de la glace de mer.

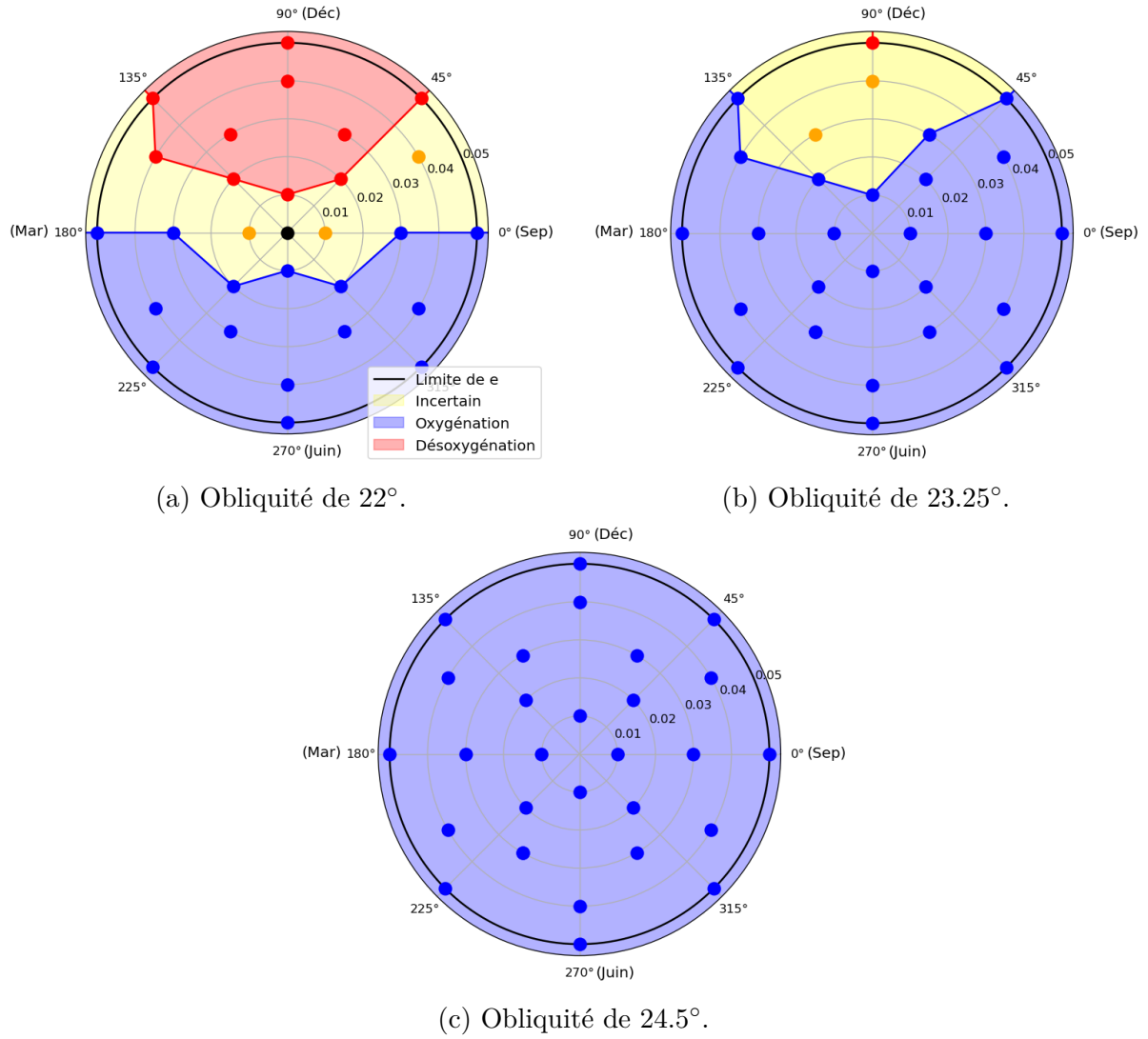


FIGURE 5.5 – Représentation schématique de l'état océanique du Dévonien pour une configuration astronomique précise. La couleur bleue indique une augmentation moyenne de l'oxygène océanique de plus de $0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ et la couleur rouge une diminution de plus de $0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$. La couleur jaune est attribuée aux expériences dont l'état d'équilibre est proche de l'état initial. Le point noir sur la figure (a) indique la configuration astronomique de la condition initiale.

tronomiques différentes sont réalisées. La condition initiale de ces expériences est l'état stable de la simulation à 4 fois CO_2 et 1.6 fois PO_4 de la figure 5.1⁹. Cette condition initiale n'est pas analogue à celle choisie dans le chapitre précédent, car il ne s'agit pas d'un état "proche-critique" du système. La figure 5.5 reprend l'état du système pour chaque configuration astronomique par rapport à l'état d'équilibre de la simulation à 4 fois CO_2 et 1.6 fois PO_4 , avec les mêmes conventions que celles établies pour le climat actuel. La valeur du seuil $0.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ est arbitraire. Elle est contrainte par les fluctuations

9. Les expériences à 4 fois CO_2 sont particulières, car ce sont les dernières à posséder de la glace de mer au pôle Nord.

d'oxygène dissout induites par le forçage astronomique. Comme ces fluctuations sont petites¹⁰, le seuil l'est également, mais son seul objectif est de séparer les oxygénations des désoxygénations.

Dans le chapitre précédent, les variations de l'obliquité n'avaient pas été considérées. La figure 5.5 permet d'explorer le rôle de l'obliquité sur la concentration en oxygène dissout. Lorsque l'obliquité est faible, toutes les simulations montrent une augmentation de la température globale de l'océan. La magnitude de cette augmentation est principalement déterminée par la valeur de l'excentricité, tandis que la valeur de la précession modifie surtout la répartition spatiale de cette augmentation. Dès lors toutes les expériences subissent une désoxygénation engendrée par l'augmentation de la température de l'océan. Cependant, les expériences où le périhélie est atteint aux alentours du mois de juin ($\omega \approx 270^\circ$) subissent un réchauffement particulièrement important en surface pour les latitudes où la glace de mer est présente. Dès lors, ces expériences subissent une diminution plus importante de la fraction de glace de mer, augmentant la quantité d'oxygène capable de pénétrer l'océan. Cette oxygénation est dans certains cas plus importante que la désoxygénation induite par modification de la solubilité, résultant en une oxygénation nette de l'océan au Dévonien (partie bleue de la figure 5.5). Lorsque l'obliquité augmente, les hautes latitudes subissent un réchauffement engendrant une fonte de la glace de mer et les basses et moyennes latitudes subissent un refroidissement augmentant la solubilité de l'oxygène. La figure 5.6 montre que le système subit simultanément une fonte de la glace de mer et une diminution de la température de surface de l'océan. La conséquence de ces effets est une augmentation de la concentration en oxygène, ce qui explique la propagation de la zone d'oxygénation avec l'augmentation de l'obliquité. Globalement, l'effet du forçage astronomique sur le système reste modéré comparé aux expériences réalisées pour le climat présent.

5.4 Discussion

En considérant les reconstructions de la température de surface de l'océan obtenues par [Chen et al., 2021] comme référence, les simulations à 8 et 16 fois le CO_2 de la figure 5.1 sont les plus réalistes. Cette comparaison suggère que le Dévonien était dépourvu de toute glace de mer dans la région du pôle Nord, car ces simulations n'en possèdent pas. Dès lors, il aurait été préférable de choisir, comme condition initiale pour la variation du forçage astronomique, l'état d'équilibre d'une simulation avec des niveaux de CO_2 plus réalistes. Cependant, l'objectif principal de l'analyse réalisée sur le climat du Dévonien est d'explorer un ensemble de mécanismes pouvant avoir un impact sur les concentrations en oxygènes et de quantifier les effets relatifs de ces différents processus. Dans cette optique, l'étude de l'effet de la glace de mer sur la concentration en oxygène reste une analyse pertinente. De plus, il n'est pas certain que le Dévonien était complètement exempt de glace de mer au pôle Nord. Dans une configuration à haute obliquité, l'anomalie d'insolation positive en été, se traduit par une anomalie positive de la température avec une température de surface de $13.9^\circ C$ au pôle Nord. À cause de l'inertie thermique des océans, aucune glace de mer saisonnière ne se forme au cours de l'hiver suivant et une anomalie de

10. Les variations les plus importantes sont de l'ordre de $5 \mu\text{mol kg}^{-1}$.

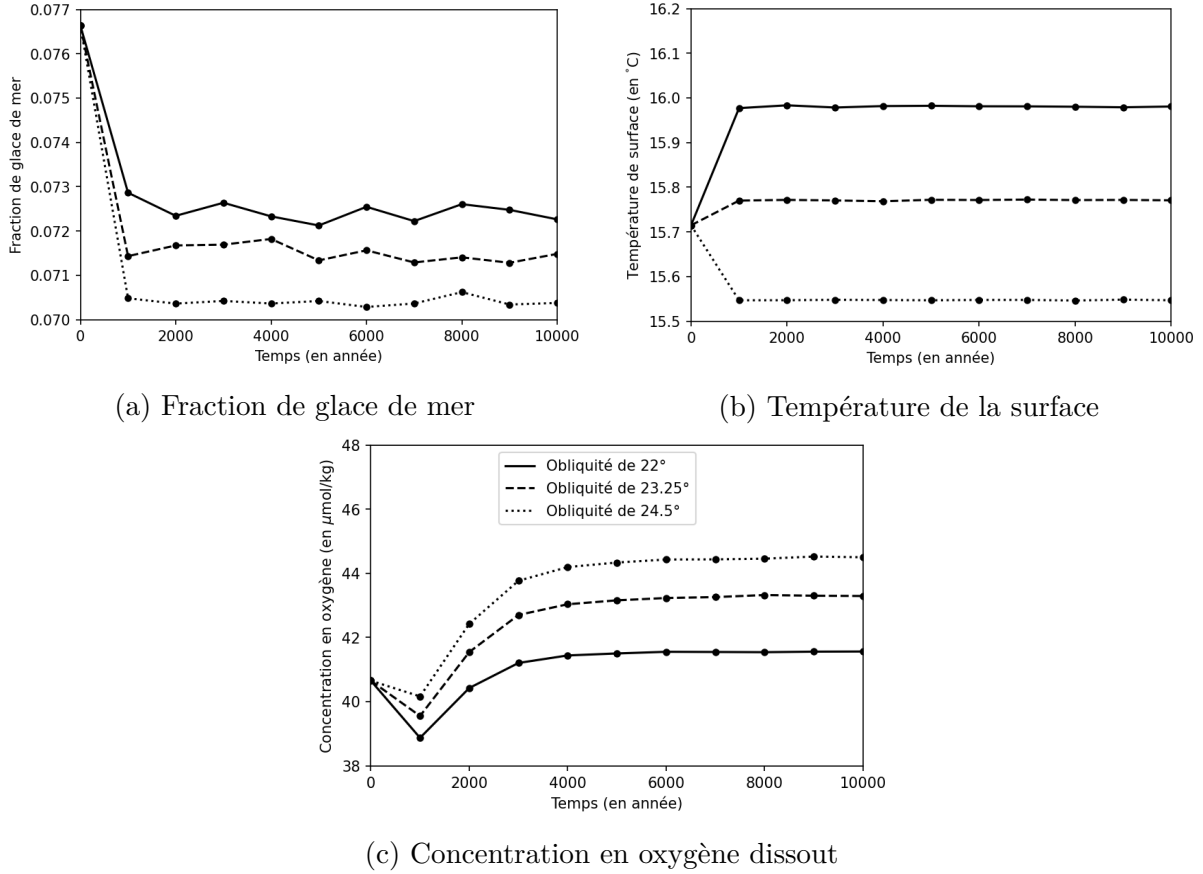


FIGURE 5.6 – Évolution temporelle de la fraction moyenne de glace de mer, de la température de surface (en $^{\circ}\text{C}$) et de la concentration moyenne en oxygène dissout (en $\mu\text{mol kg}^{-1}$) pour différentes valeurs d'obliquité. Chaque courbe est une moyenne réalisée sur toutes les configurations astronomiques possédant la même valeur d'obliquité.

température positive se maintient toute l'année. Cependant, durant le minimum d'obliquité, la température de surface au pôle Nord n'est que de 7.4°C et de la glace de mer saisonnière se forme en hiver, s'étendant jusqu'à 70°N [De Vleeschouwer et al., 2014]. Ces considérations suggèrent que de la glace de mer peut se développer au pôle Nord et avoir un impact (au moins saisonnier) sur les niveaux d'oxygène au Dévonien.

La variation des paramètres astronomiques engendre des modifications négligeables de l'inventaire du PO_4 inférieures à $0.001 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (voir figure 5.7). Par conséquent, l'effet du forçage astronomique sur la concentration en PO_4 est négligeable dans le modèle, car la configuration utilisée dispose d'une composante atmosphérique et continentale trop simpliste pour simuler cet effet. En réalité, le lien entre forçage astronomique et le PO_4 constitue une cause probable pour un déclenchement d'anoxie induit par le forçage astronomique. Le modèle nécessite donc d'être amélioré ou couplé avec un autre modèle pour tenir compte de ce lien. L'implémentation d'une dynamique continentale plus raffinée et la détermination d'une carte de ruissellement précise sont deux exemples d'amélioration. Pour le couplage, un bon candidat serait un autre modèle de complexité intermédiaire qui soigne la dynamique continentale comme GEOCLIM [Godderis et al., 2021].

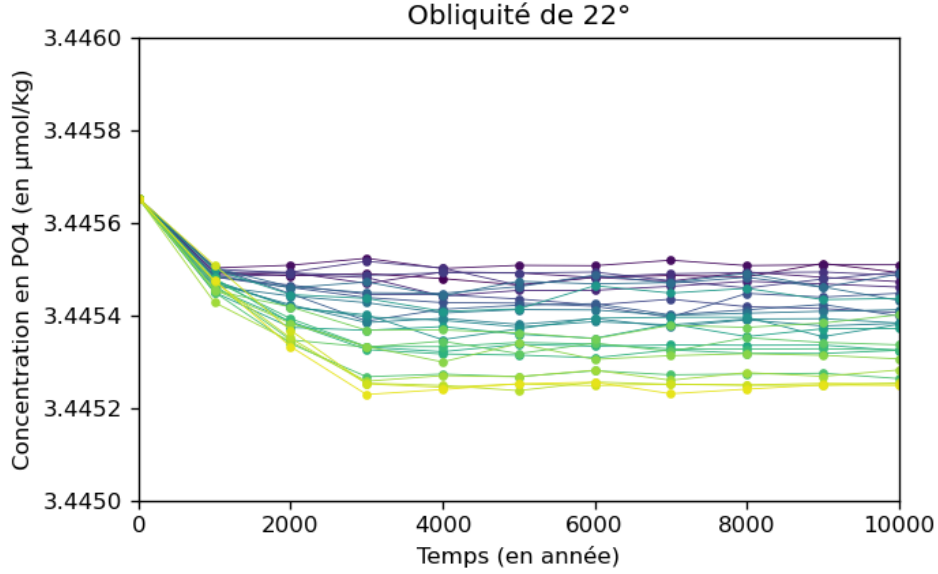


FIGURE 5.7 – Évolution temporelle de la concentration moyenne en PO_4 (en $\mu\text{mol kg}^{-1}$) pour différentes configurations astronomiques. Les couleurs plus claires ont une excentricité élevée et celles plus foncées ont une excentricité faible.

Les résultats établis dans ce chapitre permettent d'émettre une hypothèse concernant la distribution spatiale des évènements d'anoxie océanique. La représentation des anoxies sur la figure 2.7 insinue que lorsque l'océan de surface est anoxique, l'océan profond l'est également. Cependant, il n'est pas clair si cette relation soit toujours vérifiée. Par exemple, les simulations à 8 fois CO_2 et haute concentration en PO_4 (1.6, 1.8 et 2 fois) de la figure 5.1 possèdent un océan de surface dont une grande partie est anoxique alors que l'océan profond reste oxique partout. Il est alors envisageable qu'au moins certains évènements d'anoxie océanique détectés au cours du Dévonien ne soient que des anoxies de surface. La circulation thermohaline agirait alors comme une sorte de tuba permettant de réapprovisionner les étages inférieurs de l'océan en oxygène. Cette hypothèse ne peut toutefois pas être affirmée ou infirmée, car le plancher océanique du Dévonien a aujourd'hui disparu sous l'influence de la tectonique des plaques. La conséquence est que les données et enregistrements disponibles de l'océan du Dévonien ne concernent que l'océan de surface. Cette hypothèse proposée par cGENIE doit donc être approfondie à l'aide d'autres modèles.

Chapitre 6

Conclusion

L'objectif de ce mémoire était d'étudier comment le forçage astronomique pouvait impacter les anoxies océaniques. Nous souhaitons comprendre et identifier les mécanismes et processus par lesquels cet effet pouvait se manifester. Pour répondre à cet objectif, nous avons considéré deux approches, l'interaction avec la circulation océanique et la modification de la concentration en PO_4 . Pour tester ces hypothèses, nous avons utilisé le modèle physique-biogéochimique de complexité intermédiaire cGENIE qui nous a permis de simuler l'évolution de la concentration en oxygène dans l'océan actuel et celui du Dévonien.

Certains des résultats établis pour le climat présent sont assez surprenants. En effet, l'impact de l'excentricité identifié est plus important que celui initialement attendu. L'une des raisons pouvant expliquer ce phénomène est la surestimation (d'un facteur 3) de l'anomalie d'insolation en moyenne globale engendrée par la variation de l'excentricité. La configuration du modèle possède également d'autres défauts comme l'absence de calottes glaciaires, d'un schéma de reminéralisation dépendant de la température et d'une mise à jour dynamique des champs de vents. Cependant, les conclusions restent pertinentes malgré tous les défauts et limitations du modèle. Les expériences réalisées ont permis de montrer que les variations de l'excentricité et de la précession possèdent un impact potentiellement important sur les anoxies océaniques. De plus, il a été montré que ces anoxies peuvent s'étendre sur des périodes possiblement beaucoup plus longues que les temps caractéristiques des paramètres astronomiques grâce au caractère bistable de la circulation thermohaline.

L'analyse du Dévonien a permis d'explorer l'impact de l'obliquité et de la concentration en PO_4 sur la concentration en oxygène. Avec cette configuration climatique, un réchauffement important de l'océan engendre une oxygénation de l'océan par fonte de la glace de mer. Lorsque le réchauffement est global, mais plus faible au niveau des pôles, la concentration en oxygène peut diminuer du fait de la perte de la solubilité. L'augmentation de la concentration en PO_4 engendre une diminution de la concentration en oxygène. Cependant, le modèle numérique ne dispose pas d'un module de biogéochimie continental suffisamment précis pour explorer correctement la relation entre le forçage astronomique et les flux de nutriments. Les résultats obtenus posent une vraie question méthodologique sur comment diagnostiquer quantitativement l'importance relative des différents mécanismes impactant le déclenchement et le maintien des événements d'anoxie océanique du

Dévonien.

Pour espérer trouver une réponse à cette question, il sera nécessaire d'améliorer ou de coupler le modèle pour tenir compte des principaux défauts et d'avoir recours à d'autres modèles pour valider ou invalider efficacement les résultats. De plus, des incertitudes existent sur les conditions aux limites qui sont utilisées dans les expériences du modèle et plusieurs mécanismes de rétroaction potentiels ne sont pas pris en compte par le modèle [De Vleeschouwer et al., 2014]. La principale limitation de l'étude réalisée dans ce mémoire étant l'utilisation d'un seul modèle. À l'avenir, on pourra également repenser le cadre de travail qui a été établi pour le climat présent en comprenant pourquoi le système évolue vers ces états "proches-critiques".

Les projections les plus pessimistes estiment une diminution moyenne de la concentration en oxygène de 7%. Néanmoins, il n'est pas exclu qu'une importante diminution de la concentration en oxygène puisse survenir sur des échelles de temps de l'ordre de 1 ka, suite aux conséquences du réchauffement climatique. En effet, les résultats suggèrent que la diminution de la concentration moyenne en oxygène est un processus qui se déroule sur plusieurs milliers d'années. L'échelle de temps est compatible avec des simulations réalisées à l'aide de modèles de circulation globale [Collins et al., 2013]. D'autres modèles plus simples ont suggéré que cet appauvrissement en oxygène pouvait subsister pendant près de 100 ka [Shaffer et al., 2009].

En conclusion, l'étude de la concentration en oxygène des océans est essentielle du fait de son importance pour la vie marine. Bien que la situation actuelle soit grave avec une augmentation rapide des zones hypoxiques et anoxiques, il est peu probable qu'une anoxie globale survienne d'ici la fin du siècle. Cependant, il est capital d'être particulièrement conscient des impacts climatiques à long terme et de l'héritage que nous choisirons de laisser aux générations futures en tant que civilisation.

Annexe A

Matériel supplémentaire

Les codes Python réalisés pour étudier les sorties de cGENIE et pour construire les figures présentées dans ce mémoire peuvent être consultés dans le fichier annexe.

Bibliographie

- [Algeo and Scheckler, 1998] Algeo, T. J. and Scheckler, S. E. (1998). Terrestrial-marine teleconnections in the devonian : links between the evolution of land plants, weathering processes, and marine anoxic events. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B : Biological Sciences*, 353(1365) :113–130.
- [Anna et al., 2021] Anna, S., Ashwin, P., Camp, C. D., Crucifix, M., Dijkstra, H. A., Ditlevsen, P., and Lenton, T. M. (2021). Quantification and interpretation of the climate variability record. *Global and Planetary Change*, 197 :103399.
- [Barash, 2016] Barash, M. (2016). Causes of the great mass extinction of marine organisms in the late devonian. *Oceanology*, 56(6) :863–875.
- [Becker et al., 2020] Becker, R., Marshall, J., Da Silva, A.-C., Agterberg, F., Gradstein, F., and Ogg, J. (2020). The devonian period. In *Geologic time scale 2020*, pages 733–810. Elsevier.
- [Bergman et al., 2004] Bergman, N. M., Lenton, T. M., and Watson, A. J. (2004). Copse : a new model of biogeochemical cycling over phanerozoic time. *American Journal of Science*, 304(5) :397–437.
- [Berner, 2009] Berner, R. A. (2009). Phanerozoic atmospheric oxygen : New results using the geocarbsulf model. *American Journal of Science*, 309(7) :603–606.
- [Bond and Wignall, 2008] Bond, D. P. and Wignall, P. B. (2008). The role of sea-level change and marine anoxia in the frasnian–famennian (late devonian) mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 263(3-4) :107–118.
- [Breitburg et al., 2018] Breitburg, D., Levin, L. A., Oschlies, A., Grégoire, M., Chavez, F. P., Conley, D. J., Garçon, V., Gilbert, D., Gutiérrez, D., Isensee, K., et al. (2018). Declining oxygen in the global ocean and coastal waters. *Science*, 359(6371).
- [Bresch et al., 2006] Bresch, D., Gérard-Varet, D., and Grenier, E. (2006). Derivation of the planetary geostrophic equations. *Archive for rational mechanics and analysis*, 182(3) :387–413.
- [Canfield et al., 2005] Canfield, D. E., Kristensen, E., and Thamdrup, B. (2005). Thermodynamics and microbial metabolism. In *Advances in Marine Biology*, volume 48, pages 65–94. Elsevier.
- [Carmichael et al., 2019] Carmichael, S. K., Waters, J. A., Königshof, P., Suttner, T. J., and Kido, E. (2019). Paleogeography and paleoenvironments of the late devonian kellwasser event : A review of its sedimentological and geochemical expression. *Global and Planetary Change*, 183 :102984.

- [Carstensen et al., 2014] Carstensen, J., Andersen, J. H., Gustafsson, B. G., and Conley, D. J. (2014). Deoxygenation of the baltic sea during the last century. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(15) :5628–5633.
- [Chen et al., 2021] Chen, B., Ma, X., Mills, B. J., Qie, W., Joachimski, M. M., Shen, S., Wang, C., Xu, H., and Wang, X. (2021). Devonian paleoclimate and its drivers : A reassessment based on a new conodont $\delta^{18}\text{O}$ record from south china. *Earth-Science Reviews*, 222 :103814.
- [Claussen et al., 2002] Claussen, M., Mysak, L., Weaver, A., Crucifix, M., Fichefet, T., Loutre, M.-F., Weber, S., Alcamo, J., Alexeev, V., Berger, A., et al. (2002). Earth system models of intermediate complexity : closing the gap in the spectrum of climate system models. *Climate dynamics*, 18(7) :579–586.
- [Cliff et al., 2021] Cliff, E., Khatiwala, S., and Schmittner, A. (2021). Glacial deep ocean deoxygenation driven by biologically mediated air–sea disequilibrium. *Nature Geoscience*, 14(1) :43–50.
- [Colbourn et al., 2013] Colbourn, G., Ridgwell, A., and Lenton, T. (2013). The rock geochemical model (rokgem) v0. 9. *Geoscientific Model Development*, 6(5) :1543–1573.
- [Collins et al., 2013] Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J.-L., Fichefet, T., Friedlingstein, P., Gao, X., Gutowski, W. J., Johns, T., Krinner, G., et al. (2013). Long-term climate change : projections, commitments and irreversibility. 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*, pages 1029–1136. Cambridge University Press.
- [Crichton et al., 2021] Crichton, K. A., Wilson, J. D., Ridgwell, A., and Pearson, P. N. (2021). Calibration of temperature-dependent ocean microbial processes in the cegenie.muffin (v0.9.13) earth system model. *Geoscientific Model Development*, 14(1) :125–149.
- [Crucifix et al., 2006] Crucifix, M., Loutre, M.-F., and Berger, A. (2006). The climate response to the astronomical forcing. *Space Science Reviews*, 125(1) :213–226.
- [Crusius et al., 1996] Crusius, J., Calvert, S., Pedersen, T., and Sage, D. (1996). Rhenium and molybdenum enrichments in sediments as indicators of oxic, suboxic and sulfidic conditions of deposition. *Earth and Planetary Science Letters*, 145(1-4) :65–78.
- [Da Silva et al., 2020] Da Silva, A.-C., Sinnesael, M., Claeys, P., Davies, J. H., de Winter, N. J., Percival, L., Schaltegger, U., and De Vleeschouwer, D. (2020). Anchoring the late devonian mass extinction in absolute time by integrating climatic controls and radio-isotopic dating. *Scientific reports*, 10(1) :1–12.
- [De Vleeschouwer et al., 2014] De Vleeschouwer, D., Crucifix, M., Bounceur, N., and Claeys, P. (2014). The impact of astronomical forcing on the late devonian greenhouse climate. *Global and Planetary Change*, 120 :65–80.
- [De Vleeschouwer et al., 2017] De Vleeschouwer, D., Da Silva, A.-C., Sinnesael, M., Chen, D., Day, J. E., Whalen, M. T., Guo, Z., and Claeys, P. (2017). Timing and pacing of the late devonian mass extinction event regulated by eccentricity and obliquity. *Nature communications*, 8(1) :1–11.

- [De Vleeschouwer et al., 2013] De Vleeschouwer, D., Rakociński, M., Racki, G., Bond, D. P., Sobień, K., and Claeys, P. (2013). The astronomical rhythm of late-devonian climate change (kowala section, holy cross mountains, poland). *Earth and Planetary Science Letters*, 365 :25–37.
- [Edwards and Shepherd, 2002] Edwards, N. and Shepherd, J. (2002). Bifurcations of the thermohaline circulation in a simplified three-dimensional model of the world ocean and the effects of inter-basin connectivity. *Climate dynamics*, 19(1) :31–42.
- [Edwards, 1996] Edwards, N. R. (1996). Unsteady similarity solutions and oscillating ocean gyres. *Journal of marine research*, 54(5) :793–826.
- [Edwards and Marsh, 2005] Edwards, N. R. and Marsh, R. (2005). Uncertainties due to transport-parameter sensitivity in an efficient 3-d ocean-climate model. *Climate dynamics*, 24(4) :415–433.
- [Edwards et al., 1998] Edwards, N. R., Willmott, A. J., and Killworth, P. D. (1998). On the role of topography and wind stress on the stability of the thermohaline circulation. *Journal of physical oceanography*, 28(5) :756–778.
- [Erbacher and Thurow, 1997] Erbacher, J. and Thurow, J. (1997). Influence of oceanic anoxic events on the evolution of mid-cretaceous radiolaria in the north atlantic and western tethys. *Marine Micropaleontology*, 30(1-3) :139–158.
- [Falkowski et al., 1998] Falkowski, P. G., Barber, R. T., and Smetacek, V. (1998). Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *science*, 281(5374) :200–206.
- [Froelich et al., 1979] Froelich, P., Klinkhammer, G., Bender, M. L., Luedtke, N., Heath, G. R., Cullen, D., Dauphin, P., Hammond, D., Hartman, B., and Maynard, V. (1979). Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial atlantic : suboxic diagenesis. *Geochimica et cosmochimica acta*, 43(7) :1075–1090.
- [Garcia et al., 2019] Garcia, H., Weathers, K., Paver, C., Smolyar, I., Boyer, T., Locarnini, M., Zweng, M., Mishonov, A., Baranova, O., Seidov, D., et al. (2019). World ocean atlas 2018, volume 3 : Dissolved oxygen, apparent oxygen utilization, and dissolved oxygen saturation.
- [Godderis et al., 2021] Godderis, Y., Maffre, P., Pohl, A., Donnadieu, Y., Carretier, S., and Le Hir, G. J. (2021). The response of continental silicate rock weathering to the colonization of the continents by plants in the devonian. In *AGU Fall Meeting 2021*. AGU.
- [Goosse and Fichefet, 1999] Goosse, H. and Fichefet, T. (1999). Importance of ice-ocean interactions for the global ocean circulation : A model study. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 104(C10) :23337–23355.
- [Gregory et al., 2005] Gregory, J., Dixon, K., Stouffer, R., Weaver, A., Driesschaert, E., Eby, M., Fichefet, T., Hasumi, H., Hu, A., Jungclaus, J., et al. (2005). A model inter-comparison of changes in the atlantic thermohaline circulation in response to increasing atmospheric co2 concentration. *Geophysical Research Letters*, 32(12).
- [Handoh and Lenton, 2003] Handoh, I. C. and Lenton, T. M. (2003). Periodic mid-cretaceous oceanic anoxic events linked by oscillations of the phosphorus and oxygen biogeochemical cycles. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(4).

- [Hartmann, 2015] Hartmann, D. L. (2015). *Global physical climatology*, volume 103. Newnes.
- [Hinnov, 2013] Hinnov, L. A. (2013). Cyclostratigraphy and its revolutionizing applications in the earth and planetary sciences. *Bulletin*, 125(11-12) :1703–1734.
- [Hoegh-Guldberg et al., 2017] Hoegh-Guldberg, O., Poloczanska, E. S., Skirving, W., and Dove, S. (2017). Coral reef ecosystems under climate change and ocean acidification. *Frontiers in Marine Science*, 4 :158.
- [Holden et al., 2016] Holden, P. B., Edwards, N. R., Fraedrich, K., Kirk, E., Lunkeit, F., and Zhu, X. (2016). Plasim-genie v1. 0 : a new intermediate complexity aogcm. *Geoscientific Model Development*, 9(9) :3347–3361.
- [Jahn and Holland, 2013] Jahn, A. and Holland, M. M. (2013). Implications of arctic sea ice changes for north atlantic deep convection and the meridional overturning circulation in ccsm4-cmip5 simulations. *Geophysical Research Letters*, 40(6) :1206–1211.
- [Kimura and Watanabe, 2001] Kimura, H. and Watanabe, Y. (2001). Oceanic anoxia at the precambrian-cambrian boundary. *Geology*, 29(11) :995–998.
- [Kump, 2008] Kump, L. R. (2008). The rise of atmospheric oxygen. *Nature*, 451(7176) :277–278.
- [Lalli and Parsons, 1997] Lalli, C. and Parsons, T. (1997). *Biological oceanography : an introduction*. Elsevier.
- [Latif et al., 2006] Latif, M., Böning, C., Willebrand, J., Biastoch, A., Dengg, J., Keenlyside, N., Schweckendiek, U., and Madec, G. (2006). Is the thermohaline circulation changing? *Journal of Climate*, 19(18) :4631–4637.
- [Lenton et al., 2007a] Lenton, T., Marsh, R., Price, A., Lunt, D., Aksenov, Y., Annan, J., Cooper-Chadwick, T., Cox, S., Edwards, N., Goswami, S., et al. (2007a). Effects of atmospheric dynamics and ocean resolution on bi-stability of the thermohaline circulation examined using the grid enabled integrated earth system modelling (genie) framework. *Climate Dynamics*, 29(6) :591–613.
- [Lenton et al., 2007b] Lenton, T., Marsh, R., Price, A., Lunt, D., Aksenov, Y., Annan, J., Cooper-Chadwick, T., Cox, S., Edwards, N., Goswami, S., et al. (2007b). Supplementary information : The grid enabled integrated earth system modelling (genie) framework.
- [Lenton and Watson, 2000] Lenton, T. M. and Watson, A. J. (2000). Redfield revisited : 1. regulation of nitrate, phosphate, and oxygen in the ocean. *Global biogeochemical cycles*, 14(1) :225–248.
- [Levin and Le Bris, 2015] Levin, L. A. and Le Bris, N. (2015). The deep ocean under climate change. *Science*, 350(6262) :766–768.
- [Ligrone, 2019] Ligrone, R. (2019). The great oxygenation event. In *Biological innovations that built the world*, pages 129–154. Springer.
- [Lord et al., 2017] Lord, N. S., Crucifix, M., Lunt, D. J., Thorne, M. C., Bounceur, N., Dowsett, H., O’Brien, C. L., and Ridgwell, A. (2017). Emulation of long-term changes in global climate : application to the late pliocene and future. *Climate of the Past*, 13(11) :1539–1571.

- [Lunt et al., 2011] Lunt, D. J., Ridgwell, A., Sluijs, A., Zachos, J., Hunter, S., and Haywood, A. (2011). A model for orbital pacing of methane hydrate destabilization during the palaeogene. *Nature Geoscience*, 4(11) :775–778.
- [Lyons et al., 2014] Lyons, T. W., Reinhard, C. T., and Planavsky, N. J. (2014). The rise of oxygen in earth’s early ocean and atmosphere. *Nature*, 506(7488) :307–315.
- [Maier-Reimer, 1993] Maier-Reimer, E. (1993). Geochemical cycles in an ocean general circulation model. preindustrial tracer distributions. *Global Biogeochemical Cycles*, 7(3) :645–677.
- [Marsh et al., 2011] Marsh, R., Müller, S. A., Yool, A., and Edwards, N. R. (2011). Incorporation of the c-goldstein efficient climate model into the genie framework : "eb_go_gs" configurations of genie. *Geoscientific Model Development*, 4(4) :957–992.
- [Marsh et al., 2004] Marsh, R., Yool, A., Lenton, T., Gulamali, M., Edwards, N., Shepherd, J., Krznaric, M., Newhouse, S., and Cox, S. (2004). Bistability of the thermohaline circulation identified through comprehensive 2-parameter sweeps of an efficient climate model. *Climate Dynamics*, 23(7) :761–777.
- [Masson-Delmotte et al., 2021] Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M., et al. (2021). Climate change 2021 : the physical science basis. *Contribution of working group I to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*, page 2.
- [Matsumoto et al., 2008] Matsumoto, K., Tokos, K., Price, A., and Cox, S. (2008). First description of the minnesota earth system model for ocean biogeochemistry (mesmo 1.0). *Geoscientific Model Development*, 1(1) :1–15.
- [Meyers et al., 2012] Meyers, S. R., Sageman, B. B., and Arthur, M. A. (2012). Obliquity forcing of organic matter accumulation during oceanic anoxic event 2. *Paleoceanography*, 27(3).
- [Milankovitch, 1941] Milankovitch, M. (1941). Canon of insolation and the iceage problem. *Koniglich Serbische Akademie Beograd Special Publication*, 132.
- [Monteiro et al., 2012] Monteiro, F. M., Pancost, R. D., Ridgwell, A., and Donnadieu, Y. (2012). Nutrients as the dominant control on the spread of anoxia and euxinia across the cenomanian-turonian oceanic anoxic event (oae2) : Model-data comparison. *Paleoceanography*, 27(4).
- [Neretin, 2005] Neretin, L. N. (2005). *Past and present water column anoxia*, volume 64. Springer Science & Business Media.
- [Norris et al., 2013] Norris, R., Turner, S. K., Hull, P., and Ridgwell, A. (2013). Marine ecosystem responses to cenozoic global change. *Science*, 341(6145) :492–498.
- [Oppo et al., 1990] Oppo, D. W., Fairbanks, R. G., Gordon, A. L., and Shackleton, N. J. (1990). Late pleistocene southern ocean $\delta^{13}\text{C}$ variability. *Paleoceanography*, 5(1) :43–54.
- [Pohl et al., 2017] Pohl, A., Donnadieu, Y., Le Hir, G., and Ferreira, D. (2017). The climatic significance of late ordovician-early silurian black shales. *Paleoceanography*, 32(4) :397–423.
- [Poloczanska et al., 2013] Poloczanska, E. S., Brown, C. J., Sydeman, W. J., Kiessling, W., Schoeman, D. S., Moore, P. J., Brander, K., Bruno, J. F., Buckley, L. B., Burrows, M. T., et al. (2013). Global imprint of climate change on marine life. *Nature Climate Change*, 3(10) :919–925.

- [Rahmstorf et al., 2005] Rahmstorf, S., Crucifix, M., Ganopolski, A., Goosse, H., Kamenkovich, I., Knutti, R., Lohmann, G., Marsh, R., Mysak, L. A., Wang, Z., et al. (2005). Thermohaline circulation hysteresis : A model intercomparison. *Geophysical Research Letters*, 32(23).
- [Ridgwell and Hargreaves, 2007] Ridgwell, A. and Hargreaves, J. (2007). Regulation of atmospheric co₂ by deep-sea sediments in an earth system model. *Global Biogeochemical Cycles*, 21(2).
- [Ridgwell et al., 2007] Ridgwell, A., Hargreaves, J., Edwards, N. R., Annan, J., Lenton, T. M., Marsh, R., Yool, A., and Watson, A. (2007). Marine geochemical data assimilation in an efficient earth system model of global biogeochemical cycling. *Biogeosciences*, 4(1) :87–104.
- [Samelson and Vallis, 1997] Samelson, R. and Vallis, G. K. (1997). A simple friction and diffusion scheme for planetary geostrophic basin models. *Journal of Physical Oceanography*, 27(1) :186–194.
- [Schmidtko et al., 2017] Schmidtko, S., Stramma, L., and Visbeck, M. (2017). Decline in global oceanic oxygen content during the past five decades. *Nature*, 542(7641) :335–339.
- [Shaffer et al., 2009] Shaffer, G., Olsen, S. M., and Pedersen, J. O. P. (2009). Long-term ocean oxygen depletion in response to carbon dioxide emissions from fossil fuels. *Nature Geoscience*, 2(2) :105–109.
- [Stocker and Schmittner, 1997] Stocker, T. F. and Schmittner, A. (1997). Influence of co₂ emission rates on the stability of the thermohaline circulation. *Nature*, 388(6645) :862–865.
- [Valdes et al., 2021] Valdes, P. J., Scotese, C. R., and Lunt, D. J. (2021). Deep ocean temperatures through time. *Climate of the Past*, 17(4) :1483–1506.
- [van de Velde et al., 2021] van de Velde, S. J., Hülse, D., Reinhard, C. T., and Ridgwell, A. (2021). Iron and sulfur cycling in the cgenie.muffin earth system model (v0.9.21). *Geoscientific Model Development*, 14(5) :2713–2745.
- [Vitousek, 1994] Vitousek, P. M. (1994). Beyond global warming : ecology and global change. *Ecology*, 75(7) :1861–1876.
- [Walliser, 1996] Walliser, O. H. (1996). Global events in the devonian and carboniferous. In *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*, pages 225–250. Springer.
- [Ward et al., 2018] Ward, B. A., Wilson, J. D., Death, R. M., Monteiro, F. M., Yool, A., and Ridgwell, A. (2018). Ecogenie 1.0 : plankton ecology in the cgenie earth system model. *Geoscientific Model Development*, 11(10) :4241–4267.
- [Watson, 2016] Watson, A. J. (2016). Oceans on the edge of anoxia. *Science*, 354(6319) :1529–1530.
- [Wilson and Norris, 2001] Wilson, P. A. and Norris, R. D. (2001). Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-cretaceous period. *Nature*, 412(6845) :425–429.

UNIVERSITE CATHOLIQUE DE LOUVAIN

Faculté des sciences

Place des sciences, 2 bte L6.06.01, 1348 Louvain-la-Neuve, Belgique | www.uclouvain.be/sc

