



HAL
open science

La désoxygénation de l'océan au cours du 21ème siècle : influence des processus de petite et moyenne échelle

Damien Couespel

► To cite this version:

Damien Couespel. La désoxygénation de l'océan au cours du 21ème siècle : influence des processus de petite et moyenne échelle. Océan, Atmosphère. Sorbonne Université, 2018. Français. NNT : 2018SORUS097 . tel-02555275

HAL Id: tel-02555275

<https://theses.hal.science/tel-02555275v1>

Submitted on 27 Apr 2020

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

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



THÈSE DE DOCTORAT
DE SORBONNE UNIVERSITÉ

Spécialité : Océanographie

École doctorale : « Sciences de l'Environnement d'Île-de-France (ED129) »

réalisée au

Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentations et Approches Numériques
et au Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale

présentée par

Damien COUESPEL

en vue de l'obtention du grade de

DOCTEUR DE SORBONNE UNIVERSITÉ

**La désoxygénation de l'océan au cours du 21ème siècle :
influence des processus de petite et moyenne échelle**

Version du 26 juillet 2018

Soutenue le jeudi 28 Juin 2018

devant le jury composé de :

Damien CARDINAL	– Pr UPMC, LOCEAN (Paris)	<i>Président du jury</i>
Marilaure GRÉGOIRE	– Dr FNRS, MAST (Liège)	<i>Rapporteure</i>
Mélika BAKLOUTI	– Pr Université Aix-Marseille, MIO (Marseille)	<i>Rapporteure</i>
Laurent BOPP	– Dr CNRS, LSCE (Paris)	<i>Examineur</i>
Laure RESPLANDY	– Pr Princeton Environmental Institute (Princeton)	<i>Examinatrice</i>
Patrice KLEIN	– Dr IFREMER, LOPS (Brest)	<i>Co-directeur de thèse</i>
Marina LÉVY	– Dr CNRS, LOCEAN (Paris)	<i>Directrice de thèse</i>

Activités scientifiques pendant la thèse

Formations et Cours de l'École Doctorale

- École d'été «*Modélisation numérique pour l'atmosphère et l'océan* », du 24 au 28 novembre 2014 à Grenoble.
- Cours d'*Océanographie régionale* par Michèle Fieù, entre le novembre 2014 et janvier 2015, à Paris.
- École d'été "*Using models to advance our understanding of the Indian Ocean biogeochemical variability*" du 16 au 21 février 2015, au CSIR-National Institute of Oceanography, Goa, Inde.
- Participation au workshop "*Modélisation LEFE/CYBER*", les 16 et 17 novembre 2015, à Marseille.
- Cours de thèse "*Les impacts du changement climatique*", proposé par l'école doctorale, entre mars et avril 2016, à Paris.
- Formation à la lecture rapide, 3 jours en mars 2017, à Paris.

Communications scientifiques

- EGU 2017, Avril 2017, Vienne, Autriche (Poster).
- 2016 International Liege Colloquium : Submesoscale Processes : Mechanisms, Implications and new Frontiers, Mai 2016, Liège, Belgique (Présentation orale).

Résumé

Depuis le milieu du 20^{ème} siècle, la quantité d'oxygène dans l'océan a diminué de -2% . Les projections climatiques prévoient que la désoxygénation se poursuit sur le 21^{ème} siècle, $-3,45\%$ à l'horizon 2100 dans le scénario de changement climatique le plus sévère. La concentration d'oxygène et son évolution influencent fortement les cycles biogéochimiques, les organismes aquatiques et les écosystèmes associés, avec des conséquences sur les sociétés humaines dépendant de ces écosystèmes. En subsurface, la désoxygénation est contrôlée par trois mécanismes : la solubilité qui détermine la quantité d'oxygène pouvant être dissous, la respiration qui consomme de l'oxygène pour reminéraliser la matière organique et la ventilation qui transporte l'oxygène de la surface vers la subsurface. Chacun de ces mécanismes est affecté par le réchauffement climatique : 1) la solubilité diminue quand la température augmente, 2) la production de matière organique en surface diminue, diminuant en conséquence la respiration en subsurface et 3) les échanges surface/subsurface sont ralentis en raison de l'augmentation de la stratification.

La contribution relative de chacun de ces mécanismes à la désoxygénation est encore mal connue et motive la première partie de ce travail : estimer les contributions relatives de la solubilité, de la respiration et de la ventilation à la désoxygénation. Pour cela, nous avons calculé le transport d'oxygène dissous à travers la base de la couche de mélange ainsi que la respiration sous la couche de mélange dans une projection climatique. Nos résultats montrent que chaque mécanisme contribue à proportion égale à la désoxygénation. Ce résultat a été obtenu avec un modèle à basse résolution. Or, de nombreuses études indiquent que les processus de petite échelle influencent potentiellement les mécanismes contrôlant la désoxygénation. Les projections climatiques ne pouvant pas encore prendre en compte ces processus, il n'y a pas d'estimation de leurs effets sur la désoxygénation et les mécanismes qui en sont responsables. Ce constat motive la deuxième partie de ce travail : fournir une estimation de l'effet des processus de petite échelle sur la désoxygénation. Nous avons pour cela développé une configuration idéalisée reproduisant la circulation à deux gyres, typique de l'Atlantique Nord. Cette configuration nous a permis de réaliser des expériences de changement climatique résolvant explicitement les processus de petite échelle. Nos résultats montrent que la résolution explicite des processus de petite échelle dans une configuration idéalisée 1) atténue le signal de désoxygénation et 2) atténue la réponse au changement climatique de chacun des mécanismes impliqués dans la désoxygénation (ventilation et respiration).

Mots clés : Désoxygénation — Changement climatique — Modélisation numérique — Mésoéchelle — Sous-mésoéchelle — Ventilation — Respiration

Abstract

Since the middle of the 20th century, the amount of oxygen in the ocean has decreased by -2% . Climate projections predict a continuing deoxygenation over the 21st century, -3.45% by 2100 in the most severe climate change scenario. The oxygen concentration and its evolution strongly influence biogeochemical cycles, aquatic organisms and the associated ecosystems, with consequences for human societies dependent on these ecosystems. In the subsurface, deoxygenation is controlled by three mechanisms : solubility, which determines the amount of oxygen that can be dissolved; respiration, which consumes oxygen to remineralize organic matter; and ventilation, which transports oxygen from surface towards subsurface. All these mechanisms are affected by global warming : 1) the solubility decreases when the temperature increases, 2) the production of organic matter at the surface decreases, consequently decreasing subsurface respiration and 3) surface/subsurface exchanges are slowed due to the increase in stratification.

The relative contribution of each mechanism to deoxygenation is still poorly known and motivates the first part of this work : the estimation of the relative contributions of solubility, respiration and ventilation to deoxygenation. For this purpose, we calculated the transport of dissolved oxygen through the base of the mixing layer as well as respiration under the mixing layer in a climate projection. Our results show that each mechanism contributes in equal proportion to deoxygenation. This result was obtained with a low resolution model. However, many studies indicate that mesoscale and sub-mesoscale processes potentially influence the mechanisms controlling deoxygenation. Climate projections cannot yet take into account these processes and there is no estimate of their effects on deoxygenation and the mechanisms that are responsible for it. It motivates the second part of this work : providing an estimation of the effect of mesoscale and sub-mesoscale processes on deoxygenation. For this purpose, we have developed an idealized configuration that reproduces the two gyre circulation typical of the North Atlantic. This configuration allowed us to perform Climate Change experiments that explicitly solve mesoscale and sub-mesoscale processes. Our results show that the explicit resolution of mesoscale and sub-mesoscale processes in an idealized configuration 1) attenuates the deoxygenation signal and 2) attenuates the climate change response of each of the mechanisms involved in deoxygenation (ventilation and respiration).

Keywords : Deoxygenation — Climate change — Numerical model — Mesoscale — Sub-mesoscale — Ventilation — Respiration



Sommaire

Activités scientifiques pendant la thèse	i
Résumé	iii
Abstract	v
Sommaire	vii
Table des figures	xi
Liste des tableaux	xv
I Introduction générale	1
I.1 Contexte général	2
I.1.1 Le changement climatique	2
I.1.2 Les impacts du changement climatique sur l’océan	4
I.1.3 Les enjeux écologiques liés à la désoxygénation	5
I.2 Changement climatique et distribution d’oxygène	7
I.2.1 La distribution d’oxygène actuelle	7
I.2.2 La réponse au changement climatique	8
I.3 Les processus <i>grande échelle</i> contrôlant la distribution d’oxygène	11
I.3.1 Les échanges avec l’atmosphère : le rôle de la solubilité	12
I.3.2 La consommation/production d’oxygène par la respiration et la production primaire	12
I.3.3 La ventilation : transport d’oxygène par la circulation océanique vers la subsurface	14
I.3.4 Contributions relatives à la désoxygénation	14

I.4	Les effets <i>potentiels</i> des processus de <i>petite échelle</i> sur la distribution d'oxygène	15
I.4.1	Définitions de la mésoéchelle et de la sous-mésoéchelle	16
I.4.2	Génération d'une circulation verticale secondaire par la frontogénèse	17
I.4.3	Effets locaux et rétroaction sur la grande échelle	18
I.4.4	Conséquences sur la distribution d'oxygène	19
I.5	Objectifs	20
II	Méthodes	23
II.1	Modèles	24
II.1.1	NEMO : modèle de circulation océanique	24
II.1.2	Modèles biogéochimiques	25
II.2	Configurations	27
II.2.1	Configuration et expériences du cadre CMIP5	27
II.2.2	Les configurations GYRE	28
II.3	États moyens des configurations GYRE	39
II.3.1	État dynamique moyen	39
II.3.2	État biogéochimique moyen	42
II.3.3	Sensibilité à l'orientation et la taille du domaine	47
II.4	Diagnostics de ventilation d'oxygène	48
III	Quantification des mécanismes responsables de la désoxygénation sur le 21ème siècle à l'échelle globale et à basse résolution	51
III.1	Préambule	51
III.2	Les déséquilibres régionaux entre la subduction et l'export sont responsables de la désoxygénation sur le 21ème siècle	52
III.2.1	Article en révision : Regional unbalances in subduction and export responsible for centennial deoxygenation in an Earth System Model	53
III.2.2	Influence du choix de la couche de mélange	71
III.3	Conclusions	72
IV	Quantification de l'effet des processus de petite échelle sur la désoxygénation	75
IV.1	Désoxygénation dans les configurations GYRE	76
IV.2	Effets du changement climatique sur la circulation des configurations GYRE	79
IV.2.1	Réponse générale de la circulation au changement climatique	79
IV.2.2	Effet de l'augmentation de la résolution sur le changement de circulation	81
IV.3	La réponse de la production primaire au changement climatique	83
IV.3.1	Réponse générale de la production primaire au changement climatique	83
IV.3.2	Effet de l'augmentation de la résolution sur la diminution de la production primaire	84

IV.3.3	Analyse de l'équation d'évolution des nitrates en surface	85
IV.3.4	Conséquences sur la consommation d'oxygène en subsurface	86
IV.4	Effet du changement climatique sur la ventilation d'oxygène	87
IV.5	Analyse de l'équation d'évolution d'oxygène en subsurface	88
IV.6	Synthèse de l'effet de la résolution sur la désoxygénation	89
IV.7	Limites des résultats	92
IV.8	Conclusions du chapitre	93
V	Conclusion générale	111
V.1	Rappel du contexte et résultats principaux	111
V.2	Analyse critique des conclusions de ce travail	114
V.2.1	Rôle du transport latéral	114
V.2.2	Rôle de la sous-mésoéchelle	115
V.2.3	Effets multiples du changement climatique	115
V.2.4	Effet de la température sur le métabolisme	116
V.3	Perspectives	118
V.3.1	Analyses futures des simulations	118
V.3.2	Pistes d'élargissement du cadre de ce travail	122
V.3.3	Quel est l'effet des processus de petite échelle sur le temps d'émergence du signal de changement climatique et sa détectabilité?	123
	Bibliographie	125
A	Équation du modèle biogéochimique LOBSTER	1
B	Expériences de changement climatique avec carbone naturel et anthropique	9
C	Tests des différents schémas d'advection de la quantité de mouvement et des traceurs	11
D	Compléments états moyens	31
E	Décomposition de Reynolds : quantification de l'effet turbulent et de l'effet moyen	35

Table des figures

I.1	Contrôle des processus biologiques et biogéochimiques dans l'océan par la concentration d'oxygène	6
I.2	Profil vertical de concentration d'oxygène et carte de concentration d'oxygène de surface.	8
I.3	Changement de la concentration en oxygène au 20ème et 21ème siècle à partir de données et de projections climatiques du cadre CMIP5	9
I.4	Observations satellite (MODIS) de température et chlorophylle de surface dans le Gulf Stream le 18 Avril 2005.	15
I.5	Section de concentration d'oxygène dans l'Atlantique tropical.	16
I.6	Schéma d'un front à la surface de l'océan.	18
II.1	Schéma descriptif du modèle biogéochimique PISCES	25
II.2	Schéma du modèle biogéochimique LOBSTER	26
II.3	Différence de concentration d'oxygène entre la dernière décennie du 21ème siècle (2090-2099) et celle du 20ème siècle (1990-1999) entre 200 et 600 mètres dans la projection climatique RCP8.5 du modèle IPSL-CM5A-LR et dans la moyenne sur 9 projections climatiques (RCP8.5) du cadre CMIP5.	28
II.4	Forçage de la configuration GYRE	30
II.5	Carte de la vorticité relative et de la concentration de phytoplancton en surface le 10 mars pour les simulations CTL1, CTL9 et CTL27.	32
II.6	Cartes du premier rayon de déformation dans les simulations CTL1, CTL9 et CTL27.	34
II.7	Évolution de la température atmosphérique de surface (température à 2 mètres) de l'Atlantique Nord dans la simulation 1pctCO2 réalisée avec le modèle IPSL-CM5-LR.	35
II.8	Schéma descriptif du protocole de réalisation des expériences numériques. . . .	36

II.9	Évolution temporelle de la température, la concentration en nitrate, la production primaire et la concentration en oxygène dans les différentes simulations.	38
II.10	Fonction de courant barotrope moyenne des simulations CTL1, CTL9 et CTL27.	39
II.11	Cartes du module de la vitesse de surface moyenne des simulations CTL1, CTL9 et CTL27.	40
II.12	Cartes de la profondeur maximale de la couche de mélange des simulations CTL1, CTL9 et CTL27.	41
II.13	Sections méridiennes de la densité moyenne et du gradient vertical de densité moyen pour les simulations CTL1, CTL9 et CTL27.	41
II.14	Circulation méridienne de retournement moyenne pour les simulations CTL1, CTL9 et CTL27.	42
II.15	Sections méridiennes de la concentration moyenne en oxygène pour les simulations CTL1, CTL9 et CTL27	43
II.16	Sections méridiennes de la concentration moyenne en nitrate pour les simulations CTL1, CTL9 et CTL27.	44
II.17	Cartes de concentration moyenne en nitrate, de production nouvelle et de production primaire entre 0 et 120 mètres pour les simulations CTL1, CTL9 et CTL27.	45
II.18	Moyenne entre 25-35°N et 35-45°N de variables du modèle biogéochimique à l'équilibre dans les simulations CTL1, CTL9 et CTL27.	46
II.19	Schéma descriptif des processus subductant/obductant l'oxygène.	50
III.1	Évolution temporelle au cours du 21 ème siècle du changement de la profondeur de la couche de mélange en moyenne annuelle dans les différents bassins océaniques	71
III.2	Changements des budgets régionaux de ventilation et respiration en réponse au changement climatique calculé à travers une couche de mélange diminuant en réponse au changement climatique et une couche de mélange climatologique.	72
IV.1	Évolution temporelle du changement de température, de concentration en nitrate, de production primaire et de concentration en oxygène en réponse au changement climatique pour les différentes résolutions : 1°, 1/9° et 1/27°.	77
IV.2	Changement de la concentration d'oxygène entre 200 et 500 mètres dans le modèle de l'IPSL entre 1990-1999 et 2090-2099 et dans les configurations GYRE : R1, R9 et R27 entre les années 91-100 et 161-170	78
IV.3	Sections méridiennes de la densité moyenne, du gradient vertical de densité moyen et de sa réponse au changement climatique pour les configurations R1, R9 et R27.	80
IV.4	Cartes du module de la vitesse de surface moyenne pour les simulations de contrôle et de changement climatique et pour chaque configuration.	81
IV.5	Cartes de l'énergie cinétique turbulente et de sa réponse au changement climatique dans les configurations R1, R9 et R27.	82

IV.6	Cartes de la profondeur maximale de la couche de mélange et de sa réponse au changement climatique dans les configurations R1, R9 et R27.	95
IV.7	Circulation méridienne de retournement et sa réponse au changement climatique dans les configuration R1, R9 et R27.	96
IV.8	Section méridienne de la concentration moyenne en nitrate et de sa réponse au changement climatique dans les configurations R1, R9 et R27	97
IV.9	Cartes de réponse au changement climatique de la concentration de nitrate, de la production nouvelle et de la production moyenne dans les configurations R1, R9 et R27	98
IV.10	Traceurs et flux biogéochimiques moyens entre 25-35°N et 35-45°N dans les simulations de contrôle et de changement climatique et différence entre les deux	99
IV.11	Cartes des sources et puits de nitrate intégrés entre 0 et 120 mètres dans les simulations CTL1, CTL9 et CTL27.	100
IV.12	Cartes de réponse au changement climatique des sources et puits de nitrate intégrés entre 0 et 120 mètres pour les résolutions R1, R9 et R27	101
IV.13	Sources et puits moyen de nitrate en 35-45°N, 80-60°W et 0-120 mètres dans les simulations de contrôle et de changement climatique et différence entre les deux	102
IV.14	Cartes de la consommation d'oxygène par la respiration entre la base de la couche de mélange et 500 mètres dans les simulations de contrôle, de changement climatique et différence entre les deux pour les résolutions R1, R9 et R27	103
IV.15	Carte de ventilation d'oxygène dans la simulation de contrôle de l'IPSL et les simulations CTL1, CTL9 et CTL27	104
IV.16	Subduction et consommation d'oxygène totale dans la gyre subpolaire pour les simulations de contrôle et de changement climatique et la différences entre les deux	105
IV.17	Cartes des sources et puits d'oxygène intégrés entre la base de la couche de mélange et 500 mètres et entre les années 101 et 170 dans les simulations CTL1, CTL9 et CTL27	106
IV.18	Cartes de réponse au changement climatique des sources et puits d'oxygène intégrés entre la base de la couche de mélange et 500 mètres et entre les années 101 et 170 pour les résolutions R1, R9 et R27	107
IV.19	Sources et puits moyens d'oxygène entre 35-45°N, 80-60°W et la base de la couche de mélange et 500 mètres dans les simulations de contrôle et de changement climatique et différence entre les deux	108
IV.20	Schéma descriptif du transport d'oxygène et de la respiration dans la gyre subpolaire dans la simulation à l'équilibre et dans les simulations de changement climatique à basse et haute résolution.	109
V.1	Subduction d'oxygène dans les simulations CTL1, CTL9 et CTL27. La subduction totale, calculée à chaque pas de temps, est décomposée en un terme moyen et un terme résiduel turbulent contenant les échelles non prises en compte dans la moyenne.	119

TABLE DES FIGURES

V.2	Évolution temporelle du flux air-mer de carbone anthropique dans les simulations de contrôle et de changement climatique aux différentes résolutions et différences entre les deux simulations pour chaque résolution.	121
V.3	Illustration schématique des forçages (la température de rappel en surface par exemple) pouvant être appliqués pour prendre en compte la variabilité décennales.	124
B.1	Schéma descriptif des expériences de changement climatique avec les cycles du carbone naturel et anthropique	10
B.2	Évolution de la pression atmosphérique de carbone dans les simulations RCP8.5 et 1pctCO2 du cadre CMIP5.	10
D.1	Cartes de la densité de surface moyenne des simulations CTL1, CTL9 et CTL27.	31
D.2	Cartes de concentration moyenne en matière organique dissoute et de production régénérée entre 0 et 120 mètres pour les simulations CTL1, CTL9 et CTL27.	32
D.3	Cartes de concentration moyenne en phytoplancton et zooplancton entre 0 et 120 mètres et du broutage intégré sur la zone euphotique pour les simulations CTL1, CTL9 et CTL27.	33



Liste des tableaux

II.1	Caractéristiques importantes des configurations dépendant de la résolution. . .	33
A.1	Paramètres du modèle biogéochimique LOBSTER	3
A.2	Paramètres du modèle optique pour calculer la lumière disponible pour la photosynthèse (<i>PAR</i>)	4
A.3	Paramètres des cycles du carbone et de l'oxygène dans le modèle LOBSTER . . .	6

Introduction générale

Sommaire

I.1	Contexte général	2
I.1.1	Le changement climatique	2
I.1.2	Les impacts du changement climatique sur l'océan	4
I.1.3	Les enjeux écologiques liés à la désoxygénation	5
I.2	Changement climatique et distribution d'oxygène	7
I.2.1	La distribution d'oxygène actuelle	7
I.2.2	La réponse au changement climatique	8
I.3	Les processus <i>grande échelle</i> contrôlant la distribution d'oxygène	11
I.3.1	Les échanges avec l'atmosphère : le rôle de la solubilité	12
I.3.2	La consommation/production d'oxygène par la respiration et la production primaire	12
I.3.3	La ventilation : transport d'oxygène par la circulation océanique vers la subsurface	14
I.3.4	Contributions relatives à la désoxygénation	14
I.4	Les effets <i>potentiels</i> des processus de <i>petite échelle</i> sur la distribution d'oxygène	15
I.4.1	Définitions de la mésoéchelle et de la sous-mésoéchelle	16
I.4.2	Génération d'une circulation verticale secondaire par la frontogénèse	17
I.4.3	Effets locaux et rétroaction sur la grande échelle	18
I.4.4	Conséquences sur la distribution d'oxygène	19
I.5	Objectifs	20

I.1 Contexte général

Fin 2013, soit un an avant de commencer ce travail de thèse, le 5ème rapport du GIEC est sorti [Adcroft et al., 2012]. Les conclusions sont très claires : « l'influence de l'être humain sur le système climatique est clairement établie et aujourd'hui, les émissions anthropiques de gaz à effet de serre sont les plus élevées jamais observées. Le réchauffement du système climatique est sans équivoque et, depuis les années 1950, beaucoup des changements observés sont sans précédent depuis des décennies voir des millénaires » [IPCC, 2014b, p. 2]. Depuis le précédent rapport, sorti en 2007, la certitude dans l'influence humaine sur le climat a augmenté, passant de très probable à certaine. Le rôle de l'océan dans l'évolution du climat et dans les activités humaines est loin d'être négligeable. L'océan produit la moitié de l'oxygène, 17 % des protéines animales consommées par la population mondiale proviennent de la mer et 90 % des marchandises sont transportées par voies maritimes [Pörtner et al., 2014, FAQ 6.1]. Néanmoins, les effets du changement climatique sur l'océan sont encore peu connus. L'ONU a déclaré en décembre 2017 que la décennie 2021-2030 serait la décennie des sciences océaniques. Cette déclaration devrait encourager les efforts pour mieux comprendre l'océan.

I.1.1 Le changement climatique

Le changement climatique est essentiellement causé par l'émission anthropique de gaz à effet de serre (GES). Ces gaz bloquent le rayonnement infrarouge terrestre, retiennent ainsi une partie de la chaleur émise par la Terre et entraînent un réchauffement de l'atmosphère. Ce phénomène est connu sous le nom « d'effet de serre ». Parmi ces gaz, les concentrations en dioxyde de carbone (CO₂), méthane et oxyde nitreux ont augmenté et atteignent aujourd'hui des niveaux jamais égalés depuis 800 000 ans [Louergue et al., 2008, Lüthi et al., 2008, Schilt et al., 2010, Delworth et al., 2012b]. La plus large contribution à l'effet de serre vient du CO₂ [IPCC, 2013, figure SPM.5]. Avant la période industrielle, sur les 800 000 dernières années, la concentration en CO₂ atmosphérique fluctue entre 172 et 300 ppm [Lüthi et al., 2008]. Depuis le début de la période industrielle (1750), la concentration en dioxyde

de carbone atmosphérique a augmenté de 40 % [MacFarling Meure et al., 2006, IPCC, 2013]. Elle atteint plus de 400 ppm en avril 2017¹. L'augmentation de CO₂ provient essentiellement des émissions de carbone anthropique [Adcroft et al., 2012].

Le surplus de chaleur retenue sur la Terre par les GES a déjà provoqué une augmentation de la température moyenne de surface de près de 1°C depuis 1850 [IPCC, 2013, IPCC, 2014a]. D'après les projections climatiques (boîte B1), le réchauffement du climat va continuer au 21^{ème} siècle. Selon les scénarios d'évolution de la société, la température moyenne de l'atmosphère pourrait augmenter entre 1°C et 4°C.

B1 : les projections climatiques du cadre CMIP5

Les modèles du système climatique permettent de projeter l'évolution du climat sur le 21^{ème} siècle. Ils utilisent comme données en entrée les évolutions de gaz à effet de serre sur le 21^{ème} siècle liées aux diverses évolutions possibles de nos sociétés. Le cadre CMIP5 (Climate Model Intercomparison Project phase 5) définit un ensemble de simulations climatiques à réaliser afin de permettre l'intercomparaison entre les modèles et de mieux comprendre l'évolution future et passée du climat [Taylor et al., 2012]. Les simulations utilisées dans les rapports du GIEC font partie de ce cadre ou des précédents.

Une partie des simulations du cadre CMIP5 a pour but de projeter le climat du 21^{ème} siècle. Les différents scénarios utilisés ont changé entre chaque rapport du GIEC. Ceux utilisés dans le dernier rapport sont nommés RCPX pour Radiative Concentration Pathway, X étant un chiffre indiquant le forçage radiatif supplémentaire en 2100 par rapport à 1750 causé par l'accumulation des GES dans l'atmosphère. Le scénario le plus doux est RCP2.6, le plus sévère RCP8.5. Ces scénarios de changement commencent tous en 2006. Ils sont initialisés à partir de la fin de simulations dont les forçages suivent l'évolution des données historiques de gaz à effet de serre entre 1850 et 2005. Ces simulations historiques sont initialisées à partir d'un état pré-industriel obtenu après une mise à l'équilibre qui dure plusieurs centaines d'années.

1. <https://climate.nasa.gov/vital-signs/carbon-dioxide/>, <http://www.csiro.au/greenhouse-gases/>, <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/graph.html>

D'autres simulations ont pour objectif de mieux comprendre le fonctionnement du système climatique et le comportement des modèles. Dans l'expérience idéalisée 1pctCO₂ par exemple, la concentration en dioxyde de carbone atmosphérique augmente de 1 % par an pendant 140 ans, à partir de la concentration pré-industrielle de 280 ppm. Elle est initialisée à partir d'un état pré-industriel obtenu après une mise à l'équilibre qui dure plusieurs centaines d'années. Elle est utilisée pour estimer la sensibilité du système à l'augmentation de la concentration en dioxyde de carbone ou pour étudier les boucles de rétroaction.

I.1.2 Les impacts du changement climatique sur l'océan

Une grande partie de la chaleur accumulée par le système climatique est stockée dans l'océan, 93 % sur les 50 dernières années [Levitus et al., 2012]. L'océan est un immense réservoir de carbone contenant 50 fois plus de carbone que l'atmosphère [Delworth et al., 2012b, figure 6.1]. Il a notamment un rôle important dans le stockage du carbone anthropique : environ 30 % du carbone émis par les activités humaines est accumulé en subsurface [Le Quéré et al., 2016]. Sans l'océan, le forçage radiatif induit par les émissions de CO₂ serait aujourd'hui supérieur de 30 % [Sarmiento and Gruber, 2004b, p. 400].

Le stockage de l'excès de chaleur et de CO₂ dans l'océan n'est pas sans conséquence. L'océan de surface (<700m) s'est réchauffé depuis les années 70 [Levitus et al., 2009, Abraham et al., 2013]. Entre 1950 et 2009, la température de surface a augmenté de +0,65°C, +0,41°C et +0,31°C dans l'océan Indien, Atlantique et Pacifique respectivement [Delworth et al., 2012a, p. 1658]. En conséquence, l'océan se dilate et la glace fond provoquant une hausse du niveau de la mer. Les observations ont permis d'établir que le niveau de la mer avait augmenté globalement au cours du 20^{ème} siècle de +19 cm en moyenne [Rhein et al., 2013, p. 258]. L'élévation de température a également provoqué une augmentation de la stratification de l'océan de 4 % environ dans les 200 premiers mètres de l'océan [Rhein et al., 2013, p. 262].

Le carbone anthropique stocké dans l'océan modifie les équilibres chimiques. Dans l'eau de mer, le CO₂ est en équilibre avec l'acide carbonique (H₂CO₃), les ions bicarbonates (HCO₃⁻) et les ions carbonates (CO₃²⁻). L'ajout de CO₂ modifie ces équilibres et abaisse le pH [Rhein et al., 2013, p. 293]. À partir de l'inventaire de carbone anthropique de Sabine et al.,

2004 ou de mesures directes, la diminution du pH est estimée à $-0,1$ unité depuis la période pré-industrielle [Rhein et al., 2013, p. 294]. Cette diminution du pH a des conséquences sur les écosystèmes, notamment sur les organismes à coquilles calcaires.

Enfin, du fait de la hausse de la température de l'océan et des modifications de la circulation, la quantité d'oxygène dissous dans l'océan diminue. Entre 1970 et 1990, la concentration d'oxygène a diminué de $-0,93 \mu\text{mol O}_2/\text{l}$ en moyenne [Helm et al., 2011]. Cette diminution atteint $-15 \mu\text{mol O}_2/\text{l}$ dans certaines zones.

Selon les projections climatiques, les changements observés au 20ème siècle se poursuivent au 21ème siècle. En 2100, suivant le scénario, la température de surface aura augmenté de $+0,6$ à $+2^\circ\text{C}$ [Collins et al., 2013, p. 1033]. Sous l'effet de l'élévation de température, l'océan continue de se réchauffer. La dilatation thermique et la fonte des glaces continuent d'augmenter le niveau de la mer. La chaleur accumulée est transportée vers l'océan profond en modifiant potentiellement la circulation océanique. Les modèles prévoient en moyenne une diminution de l'intensité de la circulation méridienne au cours du 21ème siècle de -11% à -34% suivant le scénario [Collins et al., 2013, p. 1033]. Le stockage du carbone anthropique dans l'océan renforcera l'acidification. **A la fin du 21ème siècle, les projections climatiques prévoient une diminution globale de la quantité d'oxygène de $-1,81 \%$ à $-3,45 \%$ suivant le scénario [Bopp et al., 2013]. C'est à cet effet du changement climatique que cette thèse s'intéresse en particulier.**

I.1.3 Les enjeux écologiques liés à la désoxygénation

La désoxygénation a des effets importants sur les cycles biogéochimiques, les organismes aquatiques et les écosystèmes associés, avec des conséquences sur les sociétés humaines dépendant de ces écosystèmes (Figure I.1, Keeling et al., 2010, Levin, 2018, Breitbart et al., 2018).

Tant que les concentrations en oxygène restent au dessus d'un certain seuil, les organismes marins sont peu affectés par leurs variations. Cependant lorsqu'un seuil est atteint, des effets sont observés : diminution de la croissance, modification du comportement, décès [Diaz and Rosenberg, 1995, Gray et al., 2002, Seibel, 2011]. Les régions océaniques où la concentration en oxygène n'est pas suffisante pour permettre de bonnes conditions de vie à certains organismes sont dites hypoxiques. Une valeur typique de ce seuil est de $60 \mu\text{mol O}_2/\text{l}$ [Gray et al., 2002], cependant il varie suivant les espèces, les crustacés étant plus sensibles que les poissons, eux mêmes plus sensibles que les mollusques [Vaquer-

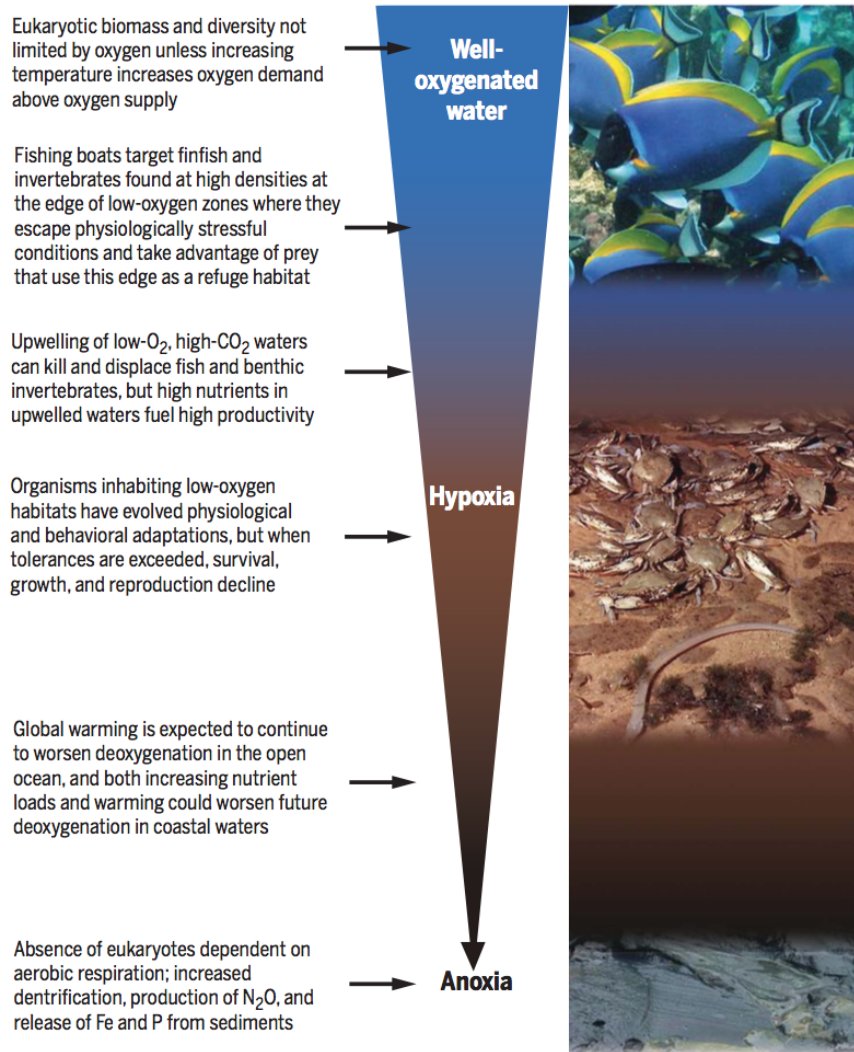


FIGURE I.1 – Contrôle des processus biologiques et biogéochimiques dans l’océan par la concentration d’oxygène. Lorsque la distribution d’oxygène diminue, la biodiversité, la biomasse et la production primaire diminuent. En haut, une barrière de corail bien oxygénée avec de nombreux poissons et invertébrés. Au milieu, faibles concentrations d’oxygène dans la baie de Mobile aux USA où poissons et crabes se regroupent en surface où les concentrations d’oxygène sont les plus élevées. En bas, vase anoxique vide de macrofaune. Image tirée de [Breitburg et al., 2018]

[Sunyer and Duarte, 2008]. Ainsi, le déplacement ou l'extension des zones hypoxiques entraîne la disparition de certaines espèces, force la migration d'autres, réduit leur habitat, modifie leur cycle de vie [Rabalais et al., 2002, Wishner et al., 2013]. La réponse de la chaîne alimentaire à une diminution de la concentration d'oxygène est complexe et encore mal comprise. En effet les effets du changement climatique vont de la réponse physiologique individuelle à la réponse de l'ensemble de la population [Ekau et al., 2010]. L'augmentation de l'hypoxie peut avantager certaines espèces au détriment d'autres. Ainsi bien que les réponses individuelles soient en partie connues, la réponse de tout un écosystème au changement climatique est difficile à prévoir [Cooley, 2012]. Même si la réponse de l'écosystème n'est pas encore prévisible, elle est néanmoins observable. Sperling et al., 2016 ont par exemple observé une biodiversité beaucoup plus faible dans les écosystèmes vivant dans des concentrations inférieures à 7 $\mu\text{mol O}_2/\text{l}$. L'activité des pêcheries est également fortement impactée par les variations de la quantité d'oxygène, jusqu'à parfois provoquer la faillite de certaines [Rabalais et al., 2002, Diaz and Rosenberg, 2008].

Lorsque la concentration d'oxygène est encore plus faible, le cycle de l'azote est affecté [Codispoti et al., 2001]. À moins de 5 $\mu\text{mol O}_2/\text{l}$ (eaux suboxiques), les nitrates commencent à être utilisés pour subvenir à la respiration. Par ailleurs, la dénitrification qui transforme les nitrates en diazote n'est plus inhibée [Keeling et al., 2010]. Ces deux phénomènes diminuent potentiellement la quantité de nitrate disponible pour la production primaire. Par ailleurs dans les eaux suboxiques, de l'oxyde nitreux est produit en plus grande quantité lors de la nitrification [Codispoti et al., 2001]. Ce gaz, bien que présent en faible quantité, est un gaz à effet de serre puissant (200 fois plus puissant que le CO_2) agissant potentiellement sur le climat terrestre [Gruber, 2008]. Le cycle du phosphore dépend également des concentrations en oxygène [Keeling et al., 2010].

I.2 Changement climatique et distribution d'oxygène

I.2.1 La distribution d'oxygène actuelle

À la surface de l'océan, la distribution d'oxygène dépend surtout de sa solubilité. Plus l'eau est froide plus la solubilité est grande et plus l'eau contient d'oxygène dissous. Ainsi, les concentrations d'oxygène sont plus élevées aux hautes latitudes qu'aux tropiques. (Figure I.2b). Le profil vertical typique d'oxygène est caractérisé par des valeurs élevées d'oxygène en surface proches de la concentration à saturation (Figure I.2a). La concentration

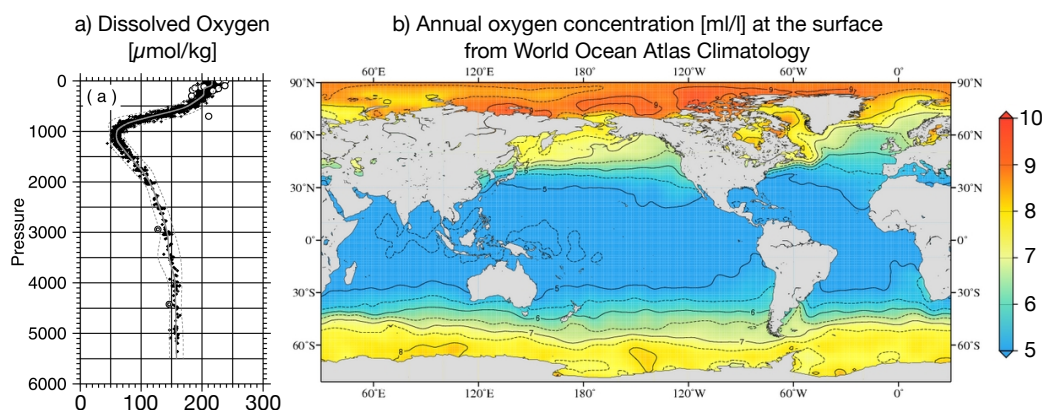


FIGURE I.2 – a) Profil vertical typique de la concentration d’oxygène [Takatani et al., 2012, fig. A2]. b) Carte de concentration d’oxygène de surface en moyenne annuelle issue du World Ocean Atlas 2013 (<https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa13/>)

diminue ensuite avec la profondeur pour atteindre un minimum entre 400 et 1200 mètres [Keeling et al., 2010]. Puis la concentration augmente à nouveau pour de plus grandes profondeurs. Le minimum d’oxygène en subsurface résulte d’une consommation d’oxygène importante par respiration. Plus en profondeur, la respiration étant plus faible, la concentration est plus élevée.

Dans certaines régions de l’océan (le Pacifique Nord, l’est de l’Atlantique équatorial et le nord de l’océan Indien), le minimum d’oxygène est particulièrement prononcé. Ces régions sont communément appelées zones de minimum d’oxygène (OMZs). Dans ces régions, les eaux sont particulièrement isolées de la surface et la consommation d’oxygène élevée notamment du fait de la forte production de matière organique en surface.

I.2.2 La réponse au changement climatique

Le suivi de la concentration d’oxygène dissous, depuis les années 1960 [Schmidtke et al., 2017, Extended Data Fig. 5], a permis de documenter les changements de concentration d’oxygène dans l’océan entre les années 1960 et aujourd’hui. Les revues de la littérature sur le sujet de Keeling et al., 2010 et Levin, 2018 en rassemblent un grand nombre. Le consensus qui émerge est que l’océan perd de l’oxygène notamment entre 100 et 1000 mètres [Levin, 2018].

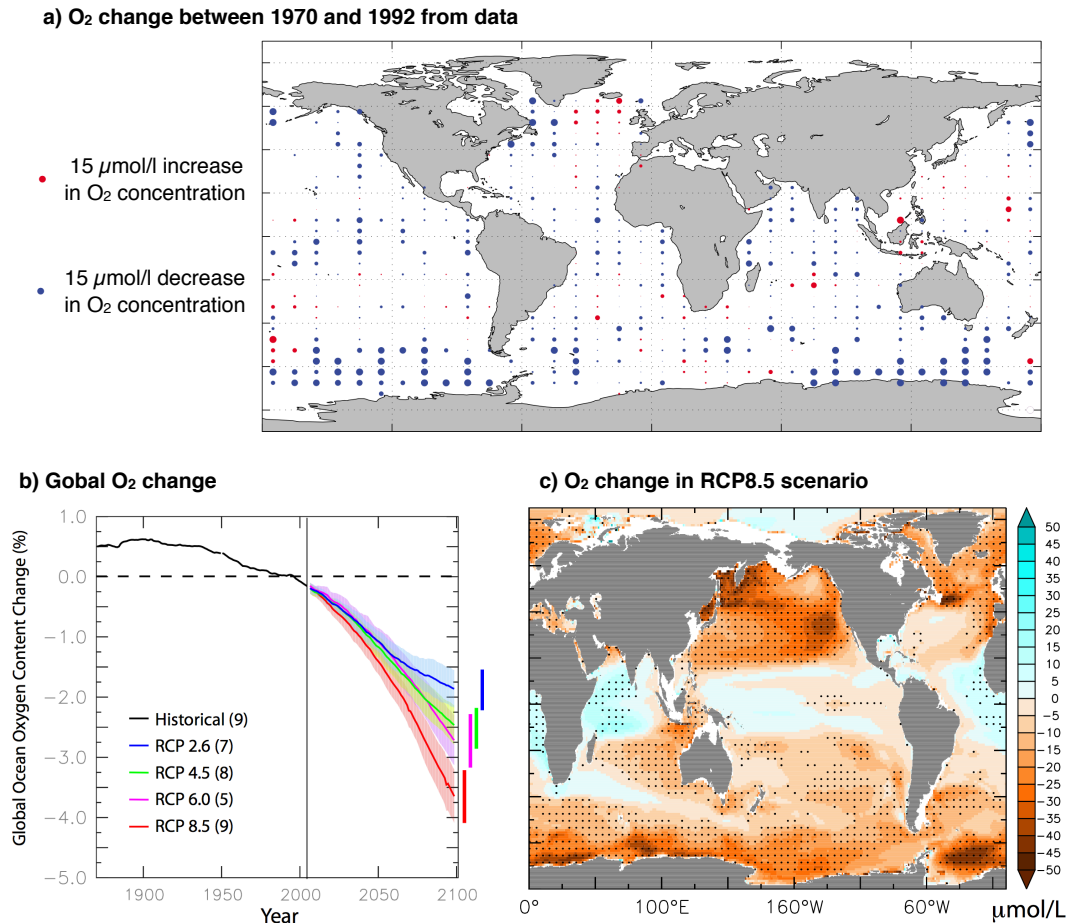


FIGURE I.3 – OBSERVATIONS : a) changement de concentration moyenne d'oxygène entre 1970 et 1992. Le diamètre de chaque point rouge/bleu représente l'augmentation/diminution de la concentration d'oxygène entre 100 et 1000 mètres. Le changement est calculé comme la différence entre la moyenne entre 1940 et 1988 (données HydroBase2 et Southern Ocean databases) et la moyenne entre 1989 et 2000 (données WOCE). Cette figure est issue de [Helm et al., 2011]. PROJECTIONS CLIMATIQUES : b) Moyenne multi-modèle (9 modèles) du changement de la concentration globale au cours du 21ème siècle en % relativement aux années 1990-1999. Pour chaque scénario du cadre CMIP5 (boite B1), l'incertitude est représentée par l'écart type inter-modèle. c) Moyenne multi-modèle (9 modèles) du changement de la concentration entre les années 2090-2099 et 1990-1999 pour le scénario RCP8.5 (boite B1). Moyenne entre 200 et 600 mètres de profondeur. Les pointillés indiquent un accord de 80 % des modèles sur le signe du changement. Les figures b et c sont issues de Bopp et al., 2013.

La [Figure I.3a](#) illustre cette perte d'oxygène au cours de la deuxième moitié du 20ème siècle. Elle est issue de [Helm et al., 2011](#) qui estiment une diminution à l'échelle globale de $-0,93 \pm 0,23 \mu\text{mol O}_2/\text{l}$ entre les années 1970 et 1992. Le changement de concentration n'est pas uniforme, la diminution est particulièrement marquée dans l'océan Austral et la concentration d'oxygène augmente dans certaines régions. [Stramma et al., 2012](#) mettent en évidence une diminution de la concentration en oxygène de $-3,3 \mu\text{mol O}_2/\text{l}$ ($-0,066 \mu\text{mol O}_2/\text{kg}/\text{an}$) entre 50°S et 50°N à 300 mètres de profondeur entre les années 1960 et 2010. [Schmidtke et al., 2017](#) étendent les études précédentes de 1960 à 2014 et estiment que la quantité totale d'oxygène a diminué de $-3,7 \pm 1,6 \mu\text{mol O}_2/\text{l}$ ($-4,8 \pm 2,1 \text{ Pmol O}_2$ ou encore -2%) avec d'importantes variations selon les régions et la profondeur.

Régionalement, malgré des oscillations décennales marquées, des tendances climatiques significatives apparaissent dans le Pacifique Nord, l'Atlantique Sud et équatorial, l'océan Austral et Arctique [[Schmidtke et al., 2017](#), Fig. 3] Les plus longues séries temporelles d'oxygène dissous concernent le Pacifique Nord (depuis 1956 [[Levin, 2018](#)]). Dans cette région la désoxygénation est particulièrement marquée. [Schmidtke et al., 2017](#) estiment que cette région a perdu environ -4 à $-5 \mu\text{mol O}_2/\text{l}$ depuis 1960. La désoxygénation dans l'océan Austral est également importante sur le 20ème siècle ([Figure I.3a](#)). Selon [Schmidtke et al., 2017](#), elle représente 16 % de la désoxygénation totale avec une diminution de la concentration du même ordre que dans la Pacifique Nord ($-4 \mu\text{mol O}_2/\text{l}$ environ depuis 1960). Dans l'Atlantique Nord, [Stendardo and Gruber, 2012](#) estiment que la quantité d'oxygène a peu varié entre 1960 et 2009 en raison de compensations entre une perte d'oxygène ($-57 \pm 34 \text{ Tmol O}_2$) dans les eaux de surface/subsurface et un gain d'oxygène dans les eaux plus profondes ($+46 \pm 47 \text{ Tmol O}_2$). [Schmidtke et al., 2017](#) n'obtiennent pas non plus de tendance significative sur l'Atlantique Nord mais notent une forte compensation entre les 1200 premiers mètres et l'océan plus profond. Dans les tropiques où les concentrations d'oxygène sont les plus faibles, [Stramma et al., 2010a](#) estiment une diminution de la concentration en oxygène d'environ $-16,5 \mu\text{mol O}_2/\text{l}$ entre 1980 et 2010 ($-0,55 \mu\text{mol O}_2/\text{kg}/\text{an}$) en subsurface (200-700 mètres de profondeur) dans le Pacifique équatorial. Ils mettent également en évidence le rôle des courants équatoriaux sur le contrôle de ces zones. Les OMZs, qui sont particulièrement sensibles [[Deutsch et al., 2011](#)], s'étendent verticalement et horizontalement sur les 50 dernières années (1960-2007) [[Stramma et al., 2008](#), [Stramma et al., 2010b](#)]

Les projections climatiques indiquent que la désoxygénation observée sur le 20ème siècle se poursuit au 21ème siècle. L'étude de [Bopp et al., 2013](#) montre une diminution de la quantité globale d'oxygène à l'horizon 2100. Pour le scénario le plus sévère en termes d'émission et d'augmentation de température (RCP8.5, voir boîte [B1](#) pour quelques détails sur les scénarios) la quantité d'oxygène diminue de $-3,45 \pm 0,44$ % en moyenne sur 9 modèles ([Figure I.3b](#)). Comme durant le 20ème siècle, il y a une grande hétérogénéité de la réponse suivant les régions ([Figure I.3c](#)) : aux moyenne et hautes latitudes, en subsurface (200-600 mètres) la désoxygénation peut atteindre $-50 \mu\text{mol O}_2/\text{l}$ (Pacifique Nord, Atlantique Nord et Austral) alors que dans les tropiques la concentration d'oxygène augmente par endroit. Les modèles du précédent rapport du GIEC diagnostiquent une diminution de l'ordre de -2 % à -4 % de la concentration en oxygène pour un scénario équivalent [[Cocco et al., 2013](#)].

L'oxygène étant particulièrement variable dans le temps et l'espace, plusieurs études se sont intéressées au moment d'émergence du signal de changement climatique [[Garcia et al., 2005](#), [Frölicher et al., 2016](#), [Long et al., 2016](#), [Henson et al., 2017](#)]. Selon [[Henson et al., 2017](#)], le signal de désoxygénation émergera assez tardivement (fin du 21ème siècle). Ils notent des différences assez importantes entre les régions, le signal émergeant plus rapidement dans les régions subtropicales. [[Frölicher et al., 2016](#)] estiment qu'à l'horizon 2100, le signal de changement climatique aura émergé dans 12 % à 35 % de l'océan, essentiellement dans le Pacifique Nord.

I.3 Les processus *grande échelle* contrôlant la distribution d'oxygène

La distribution d'oxygène dans l'océan dépend des échanges avec l'atmosphère, des processus de photosynthèse/respiration et du transport par la circulation océanique :

$$\frac{\partial O_2}{\partial t} = k \times S \times (pO_{atm} - pO_{oce}) + (\text{photosynthèse} - \text{respiration}) + \text{Transport} \quad (\text{I.1})$$

Cette partie détaille les différents mécanismes de cette équation ainsi que leur contribution relative au changement d'oxygène.

I.3.1 Les échanges avec l'atmosphère : le rôle de la solubilité

En surface l'océan échange de l'oxygène avec l'atmosphère (premier membre de droite de l'équation I.1). Ces échanges dépendent de la différence de pression partielle d'oxygène entre l'atmosphère et l'océan, $pO_{atm} - pO_{oce}$, du coefficient de transfert, k (en unité de longueur/temps) et également de la solubilité, S (en unité de concentration/pression). Le coefficient de transfert dépend de la tension de vent et de la viscosité de l'océan. La solubilité dépend de la température et de la salinité. La mise à l'équilibre avec l'atmosphère est rapide : il faut environ une semaine pour que la concentration en oxygène dans une couche de mélange de 40 mètres soit en équilibre avec l'atmosphère [Sarmiento and Gruber, 2004a, chap. 3]. De ce fait, en surface, la concentration d'oxygène océanique est très contrainte par la solubilité. L'oxygène est plus soluble dans les eaux froides. Le réchauffement de l'océan, sous l'effet du changement climatique, va donc contribuer à la désoxygénation en réduisant simplement la solubilité de l'oxygène dans l'eau.

I.3.2 La consommation/production d'oxygène par la respiration et la production primaire

À la surface, dans la zone euphotique, l'oxygène est produit par photosynthèse (deuxième membre de droite dans l'équation I.1). En subsurface, la réaction inverse a lieu et l'oxygène est utilisé pour reminéraliser la matière organique par respiration. Ainsi, plus une masse d'eau aura quitté la surface depuis longtemps, plus la quantité d'oxygène consommé par respiration sera importante. L'utilisation d'oxygène en subsurface est plus élevée sous les régions où la production primaire est intense. L'utilisation de l'oxygène diminue très rapidement avec la profondeur [Keeling et al., 2010].

Le changement climatique a pour effet moyen de diminuer la production primaire, l'export de matière organique en subsurface et en conséquence de diminuer la consommation d'oxygène. La respiration en subsurface dépendant de la production primaire en surface, je vais détailler dans ce qui suit les mécanismes contrôlant la production primaire et sa réponse au changement climatique. La production primaire est contrôlée par l'apport de nutriments depuis la subsurface et par la quantité de lumière. Suivant la région, l'un ou l'autre facteur est limitant. Aux hautes latitudes, la couche de mélange profonde en hiver apporte des nutriments en surface mais le facteur limitant est la lumière et la production primaire ne démarre que lorsque la couche de mélange diminue. À l'inverse, dans les tropiques, la

surface de l'océan est pauvre en nutriments et la production primaire faible. Dans les régions d'upwelling, les eaux riches en nutriments sont remontées en surface, la production primaire atteint de très fortes valeurs.

L'estimation globale de l'évolution de la production primaire n'est possible que depuis la fin du 20^{ème} siècle et est basée majoritairement sur des observations satellites [Chavez et al., 2011]. Les différentes études ne permettent pas de conclure sur une tendance globale significative car les séries temporelles sont trop courtes, néanmoins régionalement tous les bassins de l'hémisphère nord manifestent une tendance significative à la baisse [Gregg et al., 2005, Antoine et al., 2005, Behrenfeld et al., 2006, Henson et al., 2010, Boyce et al., 2010, Gregg and Rousseaux, 2014]. Quelques études prolongent les séries temporelles sur l'ensemble du 20^{ème} siècle mais ne permettent pas non plus de conclure sur une tendance globale de la production primaire [Boyce et al., 2010, Wernand et al., 2013].

Les projections climatiques prévoient une diminution globale de la production primaire qui atteint -18 % selon les modèles et scénarios [Steinacher et al., 2010, Bopp et al., 2013]. Ces projections sont très hétérogènes spatialement : la production primaire diminue dans certaines régions (Atlantique nord, Pacifique tropical, océan Indien) mais elle augmente aux très hautes latitudes (Austral, Arctique, Pacifique Nord). Une grande partie de l'incertitude est liée aux choix faits lors de la construction de chaque modèle [Bopp et al., 2013, Frölicher et al., 2016] et aux équilibres complexes contrôlant l'évolution de la production primaire [Laufkötter et al., 2015]. Classiquement, la diminution de la production primaire est expliquée par l'augmentation de la stratification, la diminution de la profondeur de la couche de mélange hivernale et le ralentissement de la circulation méridienne qui contribuent ensemble à une diminution de l'apport de nutriments en surface [Steinacher et al., 2010, Laufkötter et al., 2015]. Cependant d'autres effets plus complexes peuvent aussi jouer un rôle. Par exemple, l'effet de la température sur le métabolisme peut favoriser le broutage du zooplancton, la quantité de phytoplancton diminue et la production primaire également [Laufkötter et al., 2015]. La production primaire peut également augmenter du fait de la stimulation de la reminéralisation directement en surface lorsque la température augmente [Taucher and Oschlies, 2011, Laufkötter et al., 2015].

I.3.3 La ventilation : transport d'oxygène par la circulation océanique vers la subsurface

En subsurface, la concentration en oxygène dépend également de la quantité d'oxygène apportée par la circulation océanique : la ventilation². Les eaux enrichies en oxygène plongent, en général aux hautes latitudes et apportent de l'oxygène en subsurface et vers les latitudes plus basses. La circulation océanique est sensible au réchauffement de l'océan. En particulier, le réchauffement en surface augmente la stratification de l'océan et ralentit la circulation [Rhein et al., 2013, Collins et al., 2013, Praetorius, 2018, Caesar et al., 2018, Thornalley et al., 2018]. Ces modifications de la circulation diminuent les échanges entre la surface et la subsurface et diminuent ainsi l'apport d'oxygène en subsurface.

I.3.4 Contributions relatives à la désoxygénation

Il faut souligner la difficulté à estimer les contributions respectives de chaque processus à la désoxygénation. L'effet d'un changement de solubilité est généralement estimé à partir du changement de concentration locale de l'oxygène à saturation. La différence avec le changement d'oxygène total permet d'estimer le changement dû à la fois à la respiration et à la circulation [Keeling et al., 2010, Stendardo and Gruber, 2012, Schmidtke et al., 2017]. Avec les modèles il est possible d'effectuer des expériences de contrôle et d'estimer le rôle des différents termes à partir des différences entre chaque expérience [Bopp et al., 2002, Deutsch et al., 2005, Deutsch et al., 2006].

Schmidtke et al., 2017 évaluent que 15% de la désoxygénation totale des 50 dernières années est due à une diminution de la solubilité. Dans les 1000 premiers mètres l'effet est encore plus fort puisque plus de 50 % de la désoxygénation est due à une diminution de la solubilité. Dans les projections climatiques, la solubilité contribue entre 18 % et 50 % de la désoxygénation totale selon les modèles et scénarios [Keeling et al., 2010]. Bopp et al., 2017, figure S1, montrent que, pour le scénario de changement climatique le plus sévère, le changement d'oxygène en surface est contrôlé essentiellement par la solubilité et qu'en subsurface la diminution de la solubilité compense les changements dus aux effets des autres processus. La part restante est due à la fois aux changements de respiration et de circulation. Les changements de respiration ont surtout un effet dans les 1000 premiers mètres et les changements de circulation plus en profondeur [Bopp et al., 2002, Schmidtke et al., 2017].

2. Le dernier terme de l'équation I.1. Plus précisément la ventilation est la quantité d'oxygène quittant la surface. La section II.4 explique comment la ventilation est estimée.

I.4 Les effets *potentiels* des processus de *petite échelle* sur la distribution d'oxygène

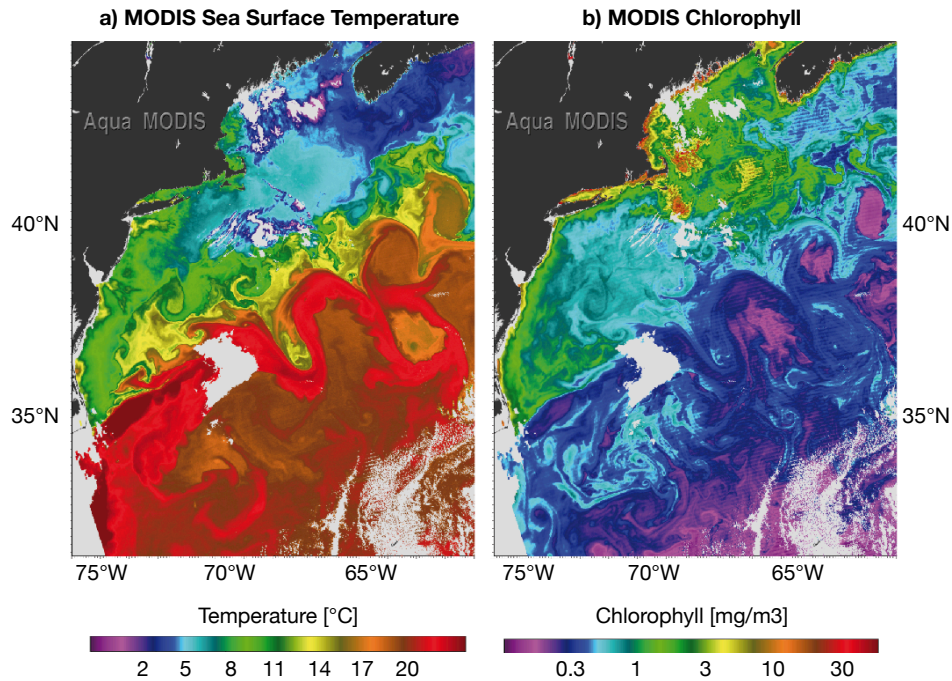


FIGURE I.4 – Observations satellite de a) la température de surface et b) concentration en chlorophylle dans la région du Gulf Stream le 18 Avril 2005. Images obtenues grâce au « Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer » (MODIS), adaptées des images d'archive de couleur de l'océan de la NASA (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov>).

L'océan n'est pas seulement caractérisé par une circulation à grande échelle. Les observations ont montré l'existence de toute une gamme de structures allant des tourbillons de mésoéchelle, de 50 à 200 km à la turbulence microéchelle en passant notamment par la dynamique de sous-mésoéchelle de l'ordre de la dizaine de kilomètres (Figure I.4, Klein and Lapeyre, 2009). Les traceurs sont brassés par ces structures dynamiques de petite échelle. L'effet sur la distribution n'a été observé que récemment (Figure I.5, Karstensen et al., 2015, Thomsen et al., 2016, Stanley et al., 2017, Pietri and Karstensen, 2018). Karstensen et al., 2015 suggèrent que cela est dû à des problèmes de sous-échantillonnage mais également au fait d'avoir considéré les valeurs extrêmement basses observées comme des

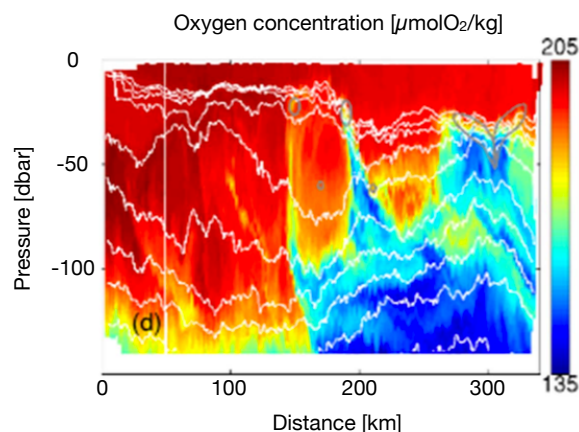


FIGURE I.5 – Section de concentration d’oxygène dans l’Atlantique tropical. Les lignes blanches indiquent les isopycnes. Figure issue de Stanley et al., 2017.

erreurs. Ces modifications auront des effets sur les écosystèmes. Karstensen et al., 2015 ont par exemple observé une modification de la migration verticale du zooplancton à l’intérieur d’un tourbillon dont le cœur a une concentration en oxygène très faible.

Dans cette section l’objectif est de passer en revue les processus de petite échelle pouvant avoir un effet sur la distribution d’oxygène. Nous commençons donc par définir les termes mésoéchelle et sous-mésoéchelle puis décrivons succinctement le processus de frontogénèse qui permet le développement de vitesses verticales intenses. Nous abordons ensuite la distinction entre les effets dits locaux et rétroactifs puis les conséquences attendues et observées sur la distribution d’oxygène.

I.4.1 Définitions de la mésoéchelle et de la sous-mésoéchelle

Les termes mésoéchelle et sous-mésoéchelle couvrent un large spectre d’échelles spatio-temporelles. D’un point de vue strictement dynamique, mésoéchelle et sous-mésoéchelle sont définies à partir des processus physiques considérés et donc d’échelles spatiales caractéristiques telles que le premier rayon de déformation.

Les tourbillons de mésoéchelle naissent des instabilités barotropes et baroclines des courants moyens océaniques tels que le Gulf Stream dans l’Atlantique Nord ou le Kuroshio dans le Pacifique Nord. Ces tourbillons sont approximativement en équilibre géostrophique sur l’horizontal [McWilliams, 2008], c’est à dire que le nombre de Rossby est faible et qu’il y a approximativement équilibre entre la force de Coriolis et le gradient de pression. La dynamique de mésoéchelle comprend les échelles spatiales proches du premier rayon de déformation, de l’ordre de la dizaine à la centaine de kilomètres et des temps d’évolution de l’ordre de plusieurs semaines.

I.4. Les effets *potentiels* des processus de *petite échelle* sur la distribution d'oxygène

La dynamique de sous-mésoéchelle se situe entre les tourbillons de mésoéchelle et la turbulence microéchelle [Mahadevan, 2016]. Contrairement à la turbulence microéchelle, la dynamique de sous-mésoéchelle est sensible à la rotation terrestre mais contrairement aux tourbillons, d'importants effets agéostrophiques rentrent en jeu [McGillicuddy Jr., 2016], c'est à dire que les vitesses en jeu ne respectent plus l'équilibre entre la force de Coriolis et le gradient de pression. Plus quantitativement, la dynamique de sous-mésoéchelle couvre une gamme d'échelles spatiales allant de 0,1 à 10 kilomètres et évoluent sur une gamme d'échelles temporelles allant de plusieurs heures à plusieurs jours [McWilliams, 2016].

D'un point de vue biogéochimique, mésoéchelle et sous-mésoéchelle peuvent être définies à partir de l'hétérogénéité spatiale des traceurs [Lévy et al., 2018]. Dans ce cas, les distributions de mésoéchelle ont des échelles spatiales de l'ordre de la centaine de kilomètres et les distributions de sous-mésoéchelle des échelles spatiales inférieures à 10 kilomètres.

Dans ce travail, le terme mésoéchelle indiquera des échelles spatiales de l'ordre de 100 kilomètres et le terme sous-mésoéchelle des échelles de l'ordre de 10 kilomètres. Le terme petite échelle regroupera ces deux définitions en opposition au terme grande échelle qui concernera des échelles de l'ordre de 1000 kilomètres.

I.4.2 Génération d'une circulation verticale secondaire par la frontogénèse

La dynamique de sous-mésoéchelle est entretenue par la frontogénèse [Klein and Lapeyre, 2009, Lévy et al., 2012, McWilliams, 2016, Mahadevan, 2016]. Ce processus est lié aux interactions entre les tourbillons de mésoéchelle qui étirent et brassent le champ de densité. Tel qu'illustrés par la figure I.6, en surface, lorsque les gradients horizontaux de densité augmentent, les courants accélèrent et l'équilibre du vent thermique est rompu. Une circulation secondaire agéostrophique se développe pour tenter de rétablir l'équilibre. Cela crée d'intenses vitesses verticales (près de 100 mètres par jour) de chaque côté du front : vers le fond du côté froid et vers la surface du côté chaud. Les fronts disparaissent généralement au bout de quelques jours car différents processus (tourbillons, instabilités, vents à contre courant, refroidissement) tendent à restratifier la colonne d'eau [Mahadevan, 2016].

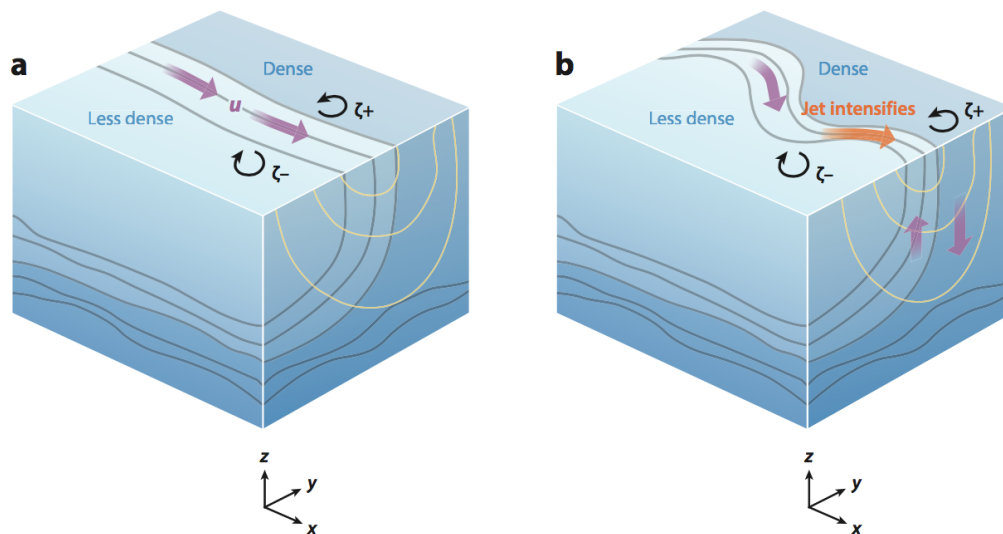


FIGURE I.6 – Schéma d'un front à la surface de l'océan, en lignes grises, les isopycnes séparant les eaux légères des eaux denses. Le courant (noté u), qui suit l'équilibre géostrophique et l'équilibre du vent thermique, est parallèle aux isopycnes. En jaune les isolignes de vitesse. Ce courant génère des vorticités positives ($\zeta+$) et négatives ($\zeta-$) de chaque côté du front. Dans le schéma a, le courant est linéaire. Dans le schéma b, une instabilité barocline se développe, l'équilibre géostrophique est perdu. Une circulation agéostrophique secondaire se développe dans le plan perpendiculaire au courant avec des vitesses verticales de chaque côté du front. Ce schéma est tiré de [Mahadevan, 2016].

I.4.3 Effets locaux et rétroaction sur la grande échelle

La dynamique de petite échelle brasse horizontalement et verticalement les distributions de traceurs créant des structures de plus en plus fines et modifiant localement les processus biogéochimiques (Figure I.4, Figure I.5, Lévy, 2008, Lévy and Martin, 2013, Mahadevan, 2016).

Les effets locaux de la dynamique de petite échelle vont également modifier les équilibres à grande échelle. Dans les modèles, l'augmentation de la résolution influence la circulation grande échelle [Lévy et al., 2010]. Ces effets apparaissent lorsque les modèles sont intégrés suffisamment longtemps. Lévy et al., 2011 ont intégré un modèle couplant physique et biogéochimie suffisamment longtemps pour atteindre un équilibre à différentes résolutions. De manière surprenante, la production primaire diminue de près de 50 % dans la gyre subtropicale lorsque la sous-mésoscale est résolue dans le modèle. Le flux local de nitrate vers la surface ne stimule pas assez la production primaire pour contrebalancer la diminution liée à la modification des équilibres grande échelle. Ces modifications de la circulation moyenne et de la production primaire vont potentiellement impacter la distri-

bution d'oxygène. La basse résolution des modèles a d'ailleurs été évoquée par [Stramma et al., 2012](#) comme l'une des causes possibles des différences de distribution entre les modèles et les observations.

I.4.4 Conséquences sur la distribution d'oxygène

La dynamique de petite échelle fait remonter localement des eaux pauvres en oxygène vers la surface [[Karstensen et al., 2015](#), [Stanley et al., 2017](#)] mais injecte également des eaux riches en oxygène en subsurface [[Thomsen et al., 2016](#)]. Par ailleurs les tourbillons isolent les eaux du cœur, les privant d'apport d'oxygène depuis les eaux environnantes [[Karstensen et al., 2015](#)]. Les tourbillons limitent l'extension des OMZs et contrôlent leur contenu en oxygène [[Resplandy et al., 2012](#), [Gnanadesikan et al., 2013](#)]. [Bettencourt et al., 2015](#) montrent notamment que le flux d'oxygène généré par les tourbillons dans l'OMZs au large du Pérou est d'un ordre de grandeur supérieur au flux moyen. Au large des systèmes d'upwelling de bord est, le transport d'eau pauvre en oxygène depuis la côte par les tourbillons en subsurface peut diminuer de 10 % la concentration d'oxygène à l'intérieur des gyres [[Frenger et al., 2018](#)]. Les modifications de la circulation grande échelle engendrées par les processus de petite échelle [[Lévy et al., 2010](#)] peuvent également modifier la ventilation grande échelle.

La dynamique de petite échelle agit sur la production primaire en surface et par conséquent sur l'utilisation d'oxygène en subsurface. Une importante littérature est consacrée à l'effet des structures de petite échelle sur la production primaire. Elles permettent d'expliquer l'importante hétérogénéité des distributions de chlorophylle observées et constitueraient une source importante de nutriments dans les gyres subtropicales [[Jenkins, 1988](#), [Klein and Lapeyre, 2009](#), [McGillicuddy Jr., 2016](#)]. Les effets de la dynamique de petite échelle sur la production primaire dépendent du facteur limitant : les nutriments ou la lumière. Lorsque la production primaire est limitée par les nutriments, comme dans les gyres subtropicales, les vitesses verticales dans les tourbillons ou le long des fronts joueront un rôle important, apportant les nutriments en surface et en stimulant la production primaire [[Frank J Millero et al., 1986](#), [McGillicuddy Jr., 2016](#)]. Lorsque la production primaire est limitée par la lumière, au début du printemps dans les gyres subpolaires par exemple, les modifications de la stratification joueront un rôle important en faisant notamment commencer plus tôt la floraison printanière [[Lévy, 2008](#), [Lévy et al., 2012](#), [Mahadevan et al., 2012](#)]. L'augmentation de la production primaire en surface engendrée par les inter-

actions à petite échelle augmente potentiellement la respiration en subsurface. Cependant les effets rétroactifs de la petite échelle font également diminuer la production primaire à grande échelle [Lévy et al., 2011] et font donc potentiellement diminuer l'utilisation d'oxygène en subsurface.

I.5 Objectifs

La compréhension actuelle de la désoxygénation est basée sur des études à grande échelle, mais les contributions relatives des différents processus (solubilité, respiration et ventilation) sont encore difficiles à estimer. Par ailleurs un faisceau d'indices nous indique également que les processus de petite échelle peuvent avoir un effet sur la désoxygénation et les mécanismes qui en sont responsables. Il n'existe cependant pas encore de quantification de leurs effets. **L'objectif de ce travail de thèse est de quantifier les processus de petite et grande échelle responsables de la désoxygénation.** Nous abordons donc les deux questions suivantes :

- Quelles sont les contributions relatives de la solubilité, de la respiration et de la ventilation à la désoxygénation à grande échelle ?
- Quels sont les effets des processus de petite échelle sur la désoxygénation et les mécanismes qui en sont responsables ?

Pour aborder ces questions, nous devons réaliser des simulations de changement climatique longues de plusieurs dizaines d'années, dans lesquelles la résolution est suffisante pour résoudre explicitement les processus de mésoéchelle et sous-mésoéchelle. La puissance de calcul disponible actuellement ne permet pas de réaliser ce type d'expérience en un temps raisonnable avec les modèles climatiques utilisés dans le cadre CMIP5. Les composantes océaniques de ces modèles ont une résolution de 1-2° (100 -200 km). Les modèles en préparation pour les prochaines simulations de changement climatique atteindront environ 1/10° (10 km). Cette résolution permettra de résoudre explicitement les échelles comprises entre 40 et 100 km. La sous-mésoéchelle (1-50 km) et les petits tourbillons de mésoéchelle (20-50 km) ne seront toujours pas résolus.

Nous nous placerons donc dans le cadre de simulations dans un bassin océanique idéalisé s'inspirant des études de Lévy et al., 2010 et Lévy et al., 2011. Nous ajouterons un forçage en température imitant celui du scénario le plus pessimiste des simulations du cadre CMIP5. Le chapitre II décrit les différentes simulations et les diagnostics utilisés. Y sont présentés : les modèles utilisés, les configurations et les différents choix de résolution, les scénarios de changement climatique, de contrôle et les états moyens des différentes simulations à l'équilibre.

Le chapitre III présente une première quantification à l'échelle régionale des mécanismes responsables de la désoxygénation à partir d'estimations de la ventilation et de la respiration d'oxygène au cours du 21^{ème} siècle dans une simulation à basse résolution. Nous montrons que les changements de respiration, de solubilité et de circulation contribuent tous en proportions comparables à la désoxygénation.

Le chapitre IV présente les résultats des simulations de changement climatique dans les configurations idéalisées aux différentes résolutions. Nous montrons que lorsque la résolution augmente, le signal de désoxygénation est atténué. Selon la résolution, la circulation répond différemment au changement climatique. La diminution de la production primaire induite par le changement climatique est atténuée lorsque la résolution augmente en lien avec une atténuation du flux de nitrates vers la surface. La ventilation et la respiration d'oxygène diminuent moins quand la résolution augmente.

La conclusion générale (chapitre V) reprend les différents résultats et développe les limites et les perspectives de ce travail.

Méthodes

Sommaire

II.1	Modèles	24
II.1.1	NEMO : modèle de circulation océanique	24
II.1.2	Modèles biogéochimiques	25
II.1.2.1	PISCES	25
II.1.2.2	LOBSTER	26
II.2	Configurations	27
II.2.1	Configuration et expériences du cadre CMIP5	27
II.2.2	Les configurations GYRE	28
II.2.2.1	Domaine, forçages et paramètres communs	29
II.2.2.2	Les différentes résolutions	31
II.2.2.3	Les forçages pour les expériences de changement climatique	34
II.2.2.4	Protocole de réalisation des expériences de contrôle et de changement climatique	36
II.3	États moyens des configurations GYRE	39
II.3.1	État dynamique moyen	39
II.3.2	État biogéochimique moyen	42
II.3.3	Sensibilité à l'orientation et la taille du domaine	47
II.4	Diagnostics de ventilation d'oxygène	48

Ce chapitre présente les méthodes mises en œuvre pour répondre aux questions abordées dans cette thèse (section I.5). Pour cela, une première étude quantifie les processus responsables de la désoxygénation en utilisant les résultats d'une projection climatique réalisée avec un modèle couplé du système climatique à basse résolution (résolution horizontale de 2°) dans le cadre de l'exercice CMIP5. Dans un second temps, des projections climatiques réalisées à différentes résolutions (1°, 1/9° et 1/27°) dans le cadre idéalisé d'une circulation océanique double gyre en mode forcé sont utilisées pour quantifier l'effet des

petites échelles sur les processus identifiés précédemment. Ces projections climatiques à différentes résolutions ont été réalisées spécifiquement pour ce travail de thèse. La mise en place de la configuration idéalisée et la réalisation des projections climatiques constituent une partie importante de ce travail.

II.1 Modèles

Je présente dans cette partie les modèles de circulation océanique et biogéochimique utilisés. On notera que pour les projections climatiques à basse résolution du cadre CMIP5, un modèle complet du système climatique est utilisé : les modèles de circulation océanique et biogéochimique sont couplés à des modèles de glace de mer, de circulation atmosphérique, de chimie atmosphérique et de la surface terrestre. Le modèle utilisé est le modèle IPSL-CM5A-LR. Je ne développe pas les détails de ses différentes composantes, ils sont disponibles dans [Dufresne et al., 2013](#).

II.1.1 NEMO : modèle de circulation océanique

Que ce soit dans le modèle complet du système climatique ou le modèle utilisé pour effectuer les projections climatiques aux différentes résolutions, la circulation océanique est modélisée avec NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) [[Madec and the NEMO team, 2015](#)]. Ce modèle de circulation océanique peut être utilisé en configuration régionale ou globale et permet d'étudier les interactions avec les autres composantes du système climatique terrestre, notamment les interactions avec la biogéochimie dont les modèles sont décrits dans la section suivante (section [II.1.2](#))

Le modèle NEMO résout les équations primitives, sur la grille C d'Arakawa. Sur la verticale il est possible de choisir entre plusieurs grilles : horizontale, en densité ou une combinaison des deux. Les expériences réalisées dans le cadre de cette thèse utilisent une grille horizontale, coordonnées verticale z . Il y a 30 niveaux verticaux dont l'épaisseur varie avec la profondeur : de 5 mètres en surface à 500 mètres au fond.

Suivant les simulations réalisées plusieurs choix ont du être fait pour l'équation d'état, les paramètres de diffusion, les schémas de discrétisation. Ces différents choix sont présentés dans la section [II.2](#).

II.1.2 Modèles biogéochimiques

II.1.2.1 PISCES

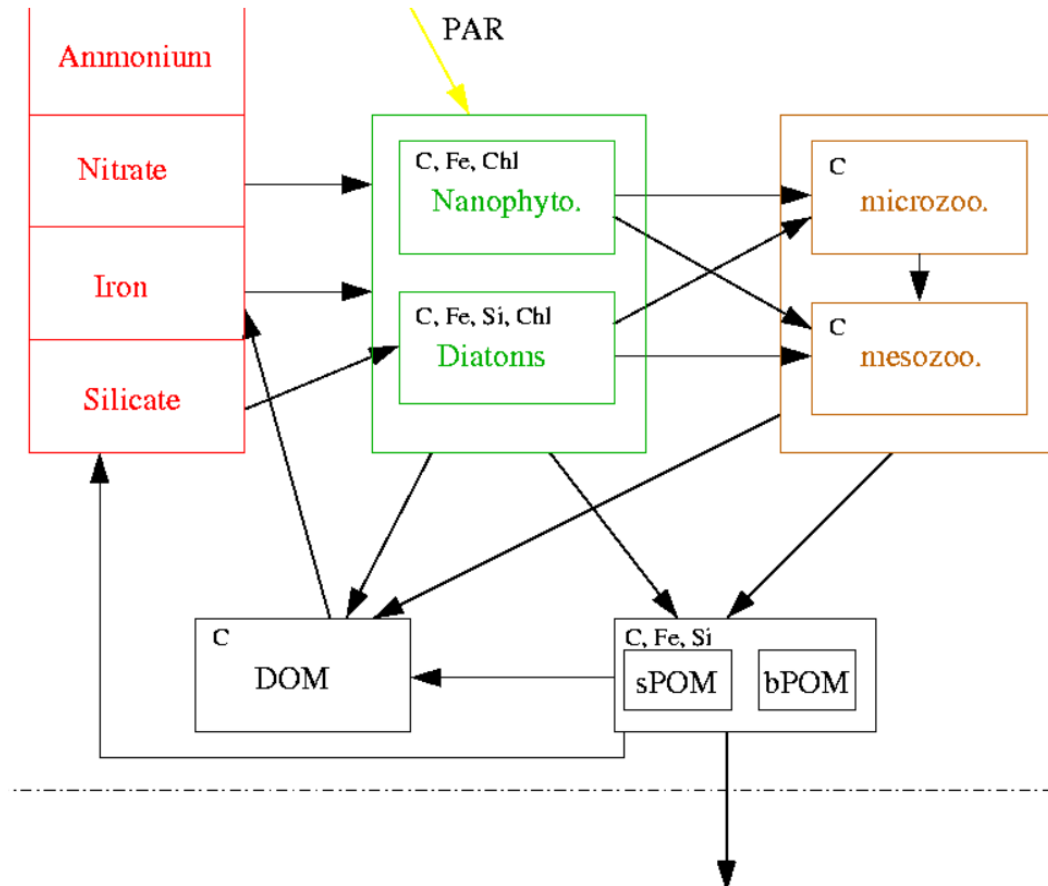


FIGURE II.1 – Schéma descriptif du modèle biogéochimique PISCES. Seuls les principaux flux entre les différents compartiments sont indiqués. Les éléments notés en haut à gauche de chaque boîte représentent les éléments calculés explicitement dans chaque compartiment. Ce schéma est issu de [Aumont et al., 2015](#).

Le modèle complet du système climatique IPSL-CM5A-LR, inclut le modèle biogéochimique PISCES dans lequel le cycle de l'oxygène a été activé [[Aumont et al., 2015](#), [Aumont and Bopp, 2006](#)].

Il y a 21 compartiments dans ce modèle ([Figure II.1](#)). La croissance du phytoplancton est limitée par 5 nutriments différents : nitrate, ammonium, phosphate, fer et silice. Quatre compartiments décrivent les organismes planctoniques : nano-phytoplancton, diatomée, micro-zooplancton et méso-zooplancton. La matière organique non vivante est divisée en trois compartiments : la matière organique dissoute semilabile (DOM) et les petites et grosses particules (sPOM, bPOM). La vitesse de sédimentation des particules dé-

pend de leur taille. Les ratios entre carbone, azote et phosphore sont constants dans tous les compartiments du modèle. Il y a trois sources différentes de nutriments : le dépôt de poussière depuis l'atmosphère, les rivières ou les sédiments.

PISCES simule également le carbone inorganique dissous, l'alcalinité totale et l'oxygène. Les concentrations de ces trois éléments sont calculées à partir des échanges de gaz avec l'atmosphère et des flux biogéochimiques entre nutriments, organismes planctoniques et matière organique non vivante.

II.1.2.2 LOBSTER

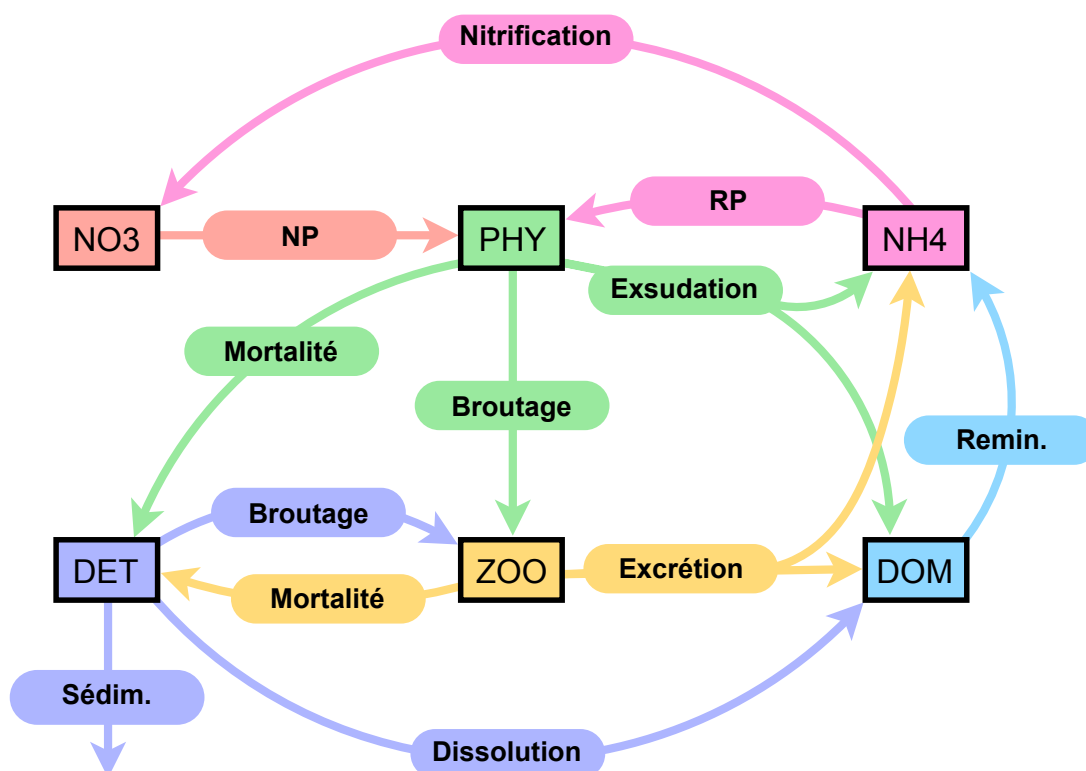


FIGURE II.2 – Schéma du modèle biogéochimique LOBSTER. PHY = phytoplancton, ZOO = zooplancton, DET = détritits, DOM = matière organique dissoute, NH4 = ammonium, NO3 = nitrates, NP = production nouvelle, RP = production régénérée, Remin. = reminéralisation, Sédim. = sédimentation.

Pour réaliser les expériences de projections climatiques à différentes résolutions, le modèle de circulation océanique NEMO est couplé avec le modèle biogéochimique LOBSTER. Ce modèle a déjà été utilisé pour de nombreuses études [Lévy et al., 2011, Karleskind et al., 2011b, Karleskind et al., 2011a, Krémeur et al., 2009]. Il contient 6 compartiments (Figure II.2) : les nitrates (NO3), l'ammonium (NH4), le phytoplancton (PHY), le zooplancton

(ZOO), les détritiques (DET) et la matière organique dissoute (DOM). L'évolution de ces traceurs suit les équations décrites dans l'annexe A. Ces différents traceurs sont également advectés et diffusés par la circulation océanique. Les spécificités de l'advection et de la diffusion dues à la résolution sont détaillées dans la section II.2.2.

Le cycle de l'oxygène est également activé dans le modèle LOBSTER. L'oxygène est produit lors de la photosynthèse et consommé par la respiration, par la reminéralisation et par la nitrification. Il est également échangé avec l'atmosphère. Les équations du cycle de l'oxygène sont décrites dans l'annexe A.2. Bien que ce travail se concentre sur l'oxygène, le cycle du carbone a également été ajouté dans le modèle. Le cycle du carbone n'a pas d'influence sur l'oxygène mais il permettra de futures études sur les flux de carbone naturel et anthropique. Les équations du cycle du carbone sont décrites dans cette même annexe.

On notera que dans certains modèles biogéochimiques, certains processus tels que la production primaire dépendent de la température. Bien que les expériences réalisées dans cette thèse soient des expériences de changement climatique avec une augmentation de la température de surface, nous avons choisi de ne pas faire dépendre les processus biogéochimiques de la température. Les incertitudes relatives à cet effet sont aujourd'hui trop élevées pour que l'effet direct de la température puisse être traité de manière fiable avec un modèle.

II.2 Configurations

Comme évoqué précédemment, nous utilisons plusieurs types de configuration dans ce travail. La première étude utilise les résultats d'une projection climatique réalisée avec le modèle IPSL-CM5A-LR dans le cadre de l'exercice CMIP5. Pour la deuxième étude, il a fallu développer nos propres configurations et expériences. Dans ce qui suit, je décris d'abord la configuration et les expériences associées du cadre CMIP5 puis dans un deuxième temps les configurations et expériences à différentes résolutions réalisées spécifiquement pour ce travail de thèse.

II.2.1 Configuration et expériences du cadre CMIP5

Pour étudier la désoxygénation entre 1990 et 2099, nous utilisons des simulations de contrôle et de changement climatique du cadre CMIP5 réalisées avec le modèle de l'IPSL. La simulation de contrôle commence en 1850 d'un état pré-industriel. Cet état est obtenu

II. MÉTHODES

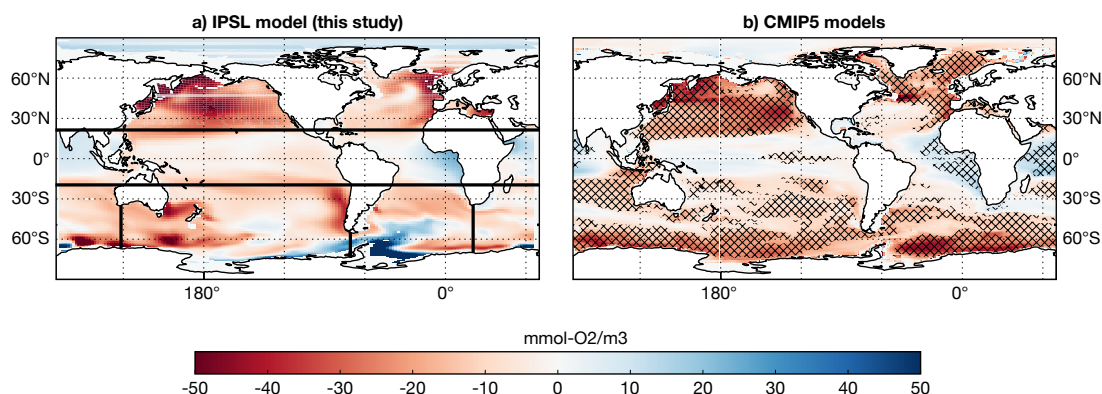


FIGURE II.3 – Différence de concentration d’oxygène entre la dernière décennie du 21ème siècle (2090-2099) et celle du 20ème siècle (1990-1999) entre 200 et 600 mètres a) dans la projection climatique RCP8.5 du modèle IPSL-CM5A-LR et b) dans la moyenne sur 9 projections climatiques (RCP8.5) du cadre CMIP5 (dont le modèle de l’IPSL). Pour chaque modèle, la tendance climatique est corrigée de la dérive du modèle en enlevant la tendance de la simulation de contrôle. Les régions hachées dans la figure b indiquent l’accord d’au moins 8 modèles sur le signe du changement.

à partir d’une mise à l’équilibre de 1000 ans. Entre 1850 et 2099, la simulation de contrôle est soumise à un forçage constant (concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre, aérosol, etc.). La simulation de changement climatique commence en 1850 du même état pré-industriel. Entre 1850 et 2005, les forçages suivent l’évolution des données historiques. À partir de 2006, les forçages sont prescrits par le scénario RCP8.5 du cadre CMIP5 (voir boîte B1).

Comme dans la plupart des modèles du système climatique, le modèle de l’IPSL n’est pas complètement équilibré, il y a une légère dérive sur la concentration en oxygène. La simulation de contrôle est utilisée pour corriger cette dérive du signal de changement climatique. Cette dérive correspond à 10 % du signal de changement climatique entre 200 et 600 mètres.

Une caractéristique intéressante de la projection RCP8.5 du modèle de l’IPSL est qu’elle représente plutôt bien la moyenne des changements projetés par 9 projections climatiques (Figure II.3 et [Bopp et al., 2013]). Par ailleurs le scénario RCP8.5 est celui pour lequel les modèles du cadre CMIP5 sont le plus en accord [Bopp et al., 2013].

II.2.2 Les configurations GYRE

Les configurations développées dans ce travail s’inspirent de la configuration idéalisée utilisée dans plusieurs études pour étudier la circulation et les cycles biogéochimiques de l’Atlantique Nord [Lévy et al., 2010, Lévy et al., 2011, Krémeur et al., 2009, Lévy et al., 2012,

Lévy and Martin, 2013]. Ces études se sont elles même inspirées de la configuration utilisée par [Hazeleger and Drijfhout, 2000]. Ce type de configuration à l'avantage de pouvoir être intégré suffisamment longtemps à haute résolution pour pouvoir percevoir les effets d'un changement climatique.

II.2.2.1 Domaine, forçages et paramètres communs

Comme pour les études précédentes, le domaine ressemble une immense piscine : il n'y a pas de bathymétrie (fond et bord plats), les bords sont fermés avec une condition free-slip, la surface est libre. Nous utilisons l'hypothèse de plan β . La densité est calculée à partir de la température et de la salinité en utilisant une équation d'état bilinéaire. Cependant, nous apportons certaines modifications à la configuration de Lévy et al., 2010.

- La configuration que nous utilisons est carrée et alignée avec les latitudes qui s'étend de 20°N à 50°N de latitude et sur 30° de longitude. Cela permet d'avoir une circulation avec deux gyres symétriques (Figure II.10). Ce choix nous permet également de tester la sensibilité des résultats de Lévy et al., 2010 et Lévy et al., 2011 à l'orientation et à la taille du domaine.
- Nous rajoutons le cycle de l'oxygène dans le modèle (section II.1.2.2).
- Les études précédentes ont utilisé cette configuration pour étudier l'effet de la sous-mésoéchelle à l'équilibre, nous l'utilisons pour effectuer des simulations dans lesquelles nous perturbons l'équilibre.
- Contrairement aux études précédentes, la résolution maximale est du 1/27° (contre 1/54°) pour des raisons de coût de calcul lié à la durée plus importante des simulations.

Le domaine est forcé par une tension de vent, un flux de chaleur et un flux de sel décrit par des fonctions analytiques (Figure II.4). Tous les forçages sont zonaux. En surface le flux de chaleur prend la forme d'un rappel vers un profil de température. Une partie du flux de chaleur pénètre également dans l'océan. Le flux de sel est calculé afin que, après intégration sur le domaine, il soit nul à chaque pas de temps. Cela permet de conserver la quantité de sel dans le domaine. La tension de vent varie sinusoïdalement entre le sud et le nord du domaine. Le vent est maximal vers l'ouest au milieu du domaine, 35°N et maximal vers l'est aux bords nord et sud. L'évolution temporelle des forçages dépend des expériences réalisées (section II.2.2.4), néanmoins quelque soit l'expérience il y a un cycle saisonnier des forçages suivant une sinusoïde entre les extrêmes d'hiver et d'été.

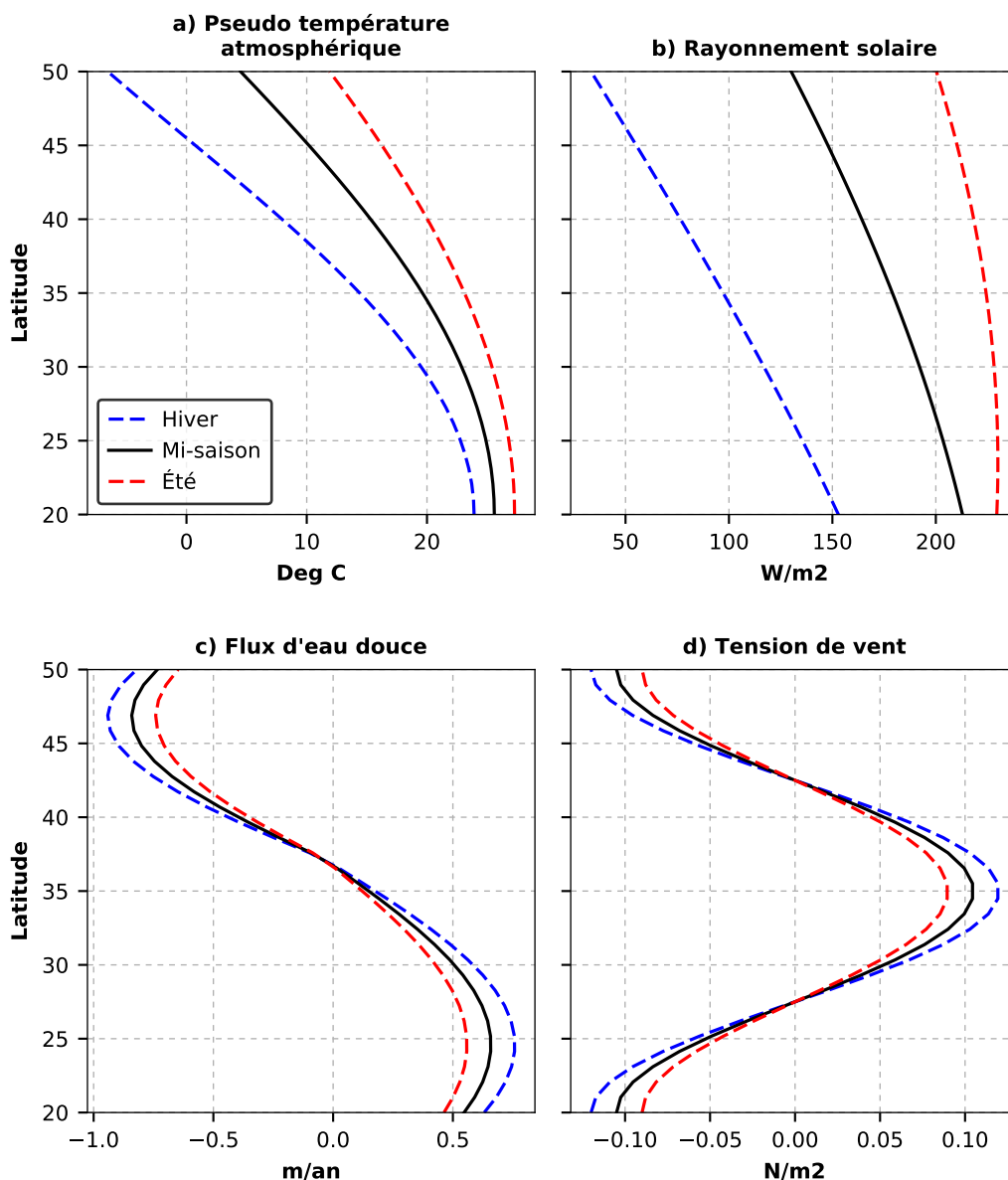


FIGURE II.4 – Forçages analytiques de la configuration GYRE : a) pseudo température atmosphérique, b) rayonnement solaire, c) flux d'eau douce et d) tension de vent. Les forçages varient sinusoidalement entre hiver et été. En plus de la variation saisonnière, la pseudo température atmosphérique augmentera linéairement dans le cadre des expériences de changement climatique.

Les coefficients de mélange vertical sont calculés avec un modèle de fermeture turbulente basé sur l'équation d'évolution de l'énergie cinétique turbulente (modèle TKE). En plus de ce calcul du mélange vertical, l'option evd (enhanced vertical diffusion) est également activée. Cette option permet d'augmenter fortement la diffusion verticale lorsque la stratification est instable, c'est à dire lorsque la fréquence de Brunt-Väisälä est négative.

Lorsque c'est le cas, la diffusion verticale pour la quantité de mouvement et les traceurs est fixée à $100 \text{ m}^2/\text{s}$. Enfin, une valeur minimum est spécifiée pour le coefficient de viscosité verticale, $1,2 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ et pour le coefficient de diffusion verticale, $1,2 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$.

Les paramètres horizontaux, tels que le nombre de points de grille, les schémas de discrétisation et de diffusion latérale dépendent de la résolution et sont donc détaillés dans la section II.2.2.2. Néanmoins, quelque soit la résolution horizontale, nous n'utilisons pas de paramétrisation du mélange horizontal du type [Gent and McWilliams, 1990](#).

Ce type de configuration permet d'obtenir une circulation classique à deux gyres typique de l'Atlantique Nord ou du Pacifique Nord : une gyre subpolaire cyclonique au nord et une gyre subtropicale au sud. Ces gyres sont séparés par les courants de bord ouest tel que le Gulf Stream dans l'Atlantique Nord et le Kurushio dans le Pacifique Nord.

II.2.2.2 Les différentes résolutions

Le choix des résolutions utilisées a été fait en fonction des processus que nous souhaitons résoudre ainsi que du temps de calcul nécessaire pour réaliser les expériences numériques décrites dans la section II.2.2.4. Trois résolutions horizontales ont donc été retenues : 1° (R1), $1/9^\circ$ (R9) et $1/27^\circ$ (R27).

La résolution R1 (106 km) est proche de celle utilisée par les modèles de climats pour simuler le climat du 21ème siècle. Seule la grande échelle est résolue. Dans les modèles de climat, les échelles plus fines sont habituellement paramétrées avec des paramétrisations du type Gent-McWilliams ou Fox-Kemper. Afin de permettre une comparaison entre les différentes résolutions, nous n'utilisons pas ce type de paramétrisation. La seule paramétrisation utilisée est un laplacien pour une diffusion le long des isopycnes de la chaleur, de la salinité et des traceurs biogéochimiques. La quantité de mouvement est diffusée horizontalement avec un laplacien. L'advection de la quantité de mouvement est calculée avec la formulation vectorielle des équations en utilisant un schéma conservant l'énergie cinétique horizontale. Les traceurs actifs (température et salinité) et biogéochimiques sont advectés avec le schéma TVD. Ce schéma est conseillé pour l'advection des traceurs biogéochimiques à basse résolution [[Lévy et al., 2001](#)].

La résolution R9 (11,8 km) permet le développement de tourbillons mésoéchelle. Des simulations globales ont déjà été réalisées à cette résolution [[Bryan et al., 2014](#)]. Cependant aucune avec la biogéochimie sur des périodes suffisamment longues pour étudier l'effet du changement climatique. L'advection de la quantité de mouvement s'effectue en utilisant la

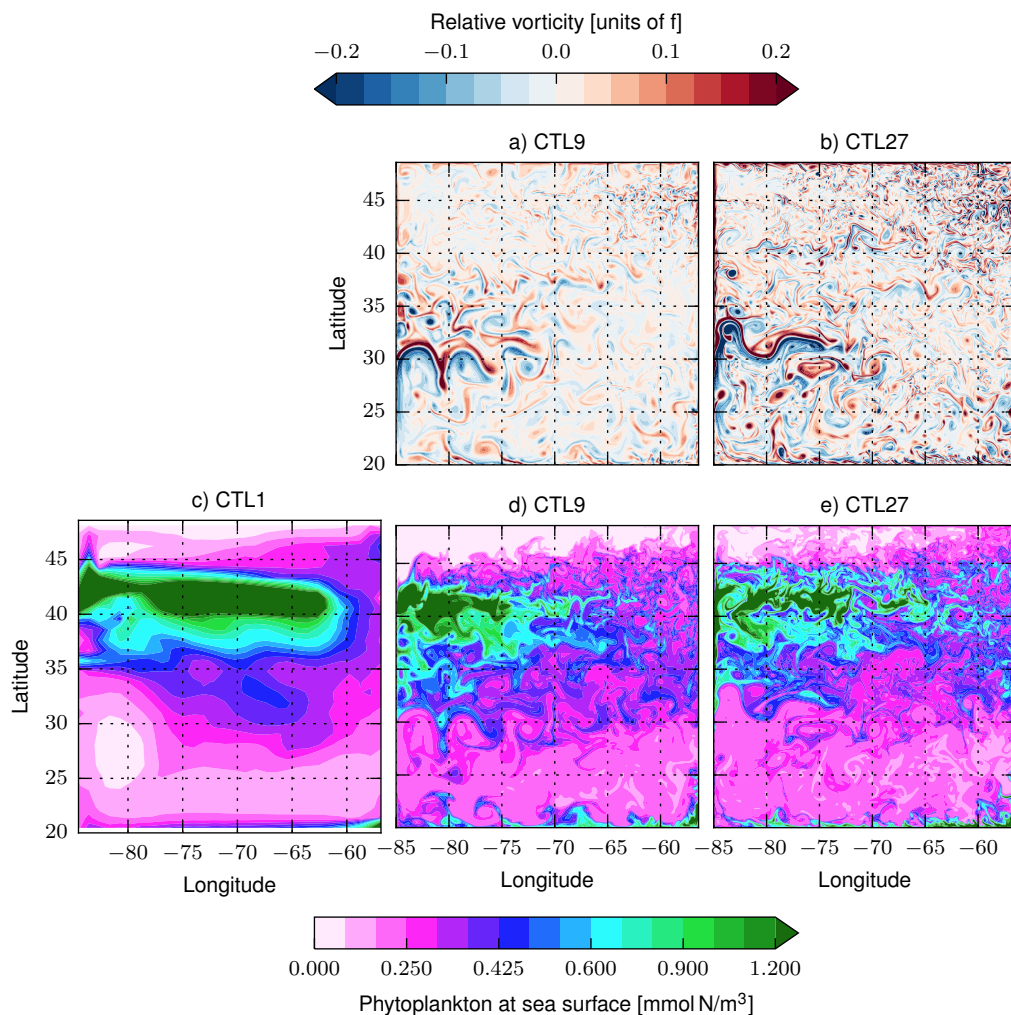


FIGURE II.5 – Carte de la vorticité relative (en haut) et de la concentration de phytoplancton (en bas) en surface le 10 mars pour les simulations CTL1 (à gauche), CTL9 (au centre) et CTL27 (à droite). f est la vorticité planétaire.

formulation avec le schéma numérique UBS. Ce schéma numérique ajuste automatiquement la diffusion, il n'est donc pas nécessaire de rajouter de la diffusion pour la quantité de mouvement. Pour l'advection des traceurs, le schéma MUSCL est utilisé. Ce schéma est conseillé pour l'advection des traceurs biogéochimiques [Lévy et al., 2001]. La diffusion de ce schéma étant suffisante, nous ne rajoutons pas de diffusion explicite pour les traceurs.

	R1	R9	R27
Résolution horizontale	106 km	11,8 km	3,9 km
Points de grille horizontale	30 × 30	270 × 270	810 × 810
Résolution verticale	De 10 m en surface à 300 m au fond		
Points de grille verticale	30		
Pas de temps	30 min	16 min	4,8 min
Nombres de processeurs	1	64	800
Temps de calcul réel (proc. × temps)	20 minutes/année de simulation	260 heures/année de simulation	7000 heures/année de simulation
Schéma advection dynamique	Form. vectorielle conservant l'énergie cinétique	Form. flux, schéma horizontal UBS, schéma vertical centré du 2 nd ordre	Form. flux, schéma horizontal UBS, schéma vertical centré du 2 nd ordre
Diffusion dynamique	Laplacien horizontal		
Coef. viscosité horizontale	10 ⁵ m ² /s		
Schéma advection traceurs	TVD horizontal et vertical	MUSCL horizontal et vertical	MUSCL horizontal et vertical
Diffusion horizontale traceurs	Laplacien horizontal		Bilaplacien horizontal
Coef. diffusion horizontale	1000 m ² /s		-1e ⁹ m ⁴ /s
Diffusion/viscosité vert. traceurs	Modèle TKE + option EVD		
Coef. viscosité vert. minimum	1,2e ⁻⁴ m ² /s		
Coef. diffusion vert. minimum	1,2e ⁻⁵ m ² /s		
Coef. EVD	100 m ² /s		
Schéma temporel	Leapfrog, implicite sur la verticale		
Conditions initiales	Moyenne annuelle équilibre R1 (section II.2.2.4)		

TABLE II.1 – Caractéristiques importantes des configurations dépendant de la résolution. Plus de détails sont disponibles dans le manuel d'utilisation de NEMO [Madec and the NEMO team, 2015].

La résolution R27 (3,9 km) permet le développement des filaments de sous-mésoéchelle. Pour cette résolution nous utilisons les mêmes schémas d'advection que pour la résolution R9. Cependant du fait de l'apparition d'instabilités numériques il a fallu rajouter un terme de diffusion explicite pour les traceurs. On utilise un bilaplacien diffusant sur l'horizontale.

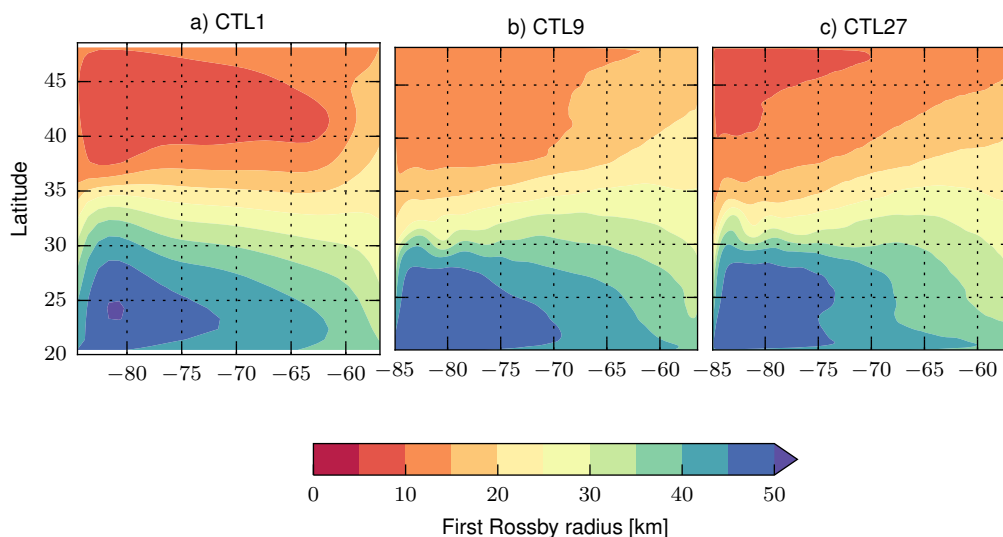


FIGURE II.6 – Cartes du premier rayon de déformation dans les simulations a) CTL1, b) CTL9 et c) CTL27.

Quand la résolution augmente, des structures dynamiques de plus fine échelle et plus intenses se développent (Figure II.5a,b). L'apparition de tourbillons plus petits et plus nombreux est liée à une meilleure résolution du premier rayon de déformation (Figure II.6) lorsque la résolution augmente. Ces structures dynamiques de fine échelle brassent et stimulent localement la production de phytoplancton (Figure II.5c-e).

Pour des raisons de temps de calcul, nous n'avons pas pu augmenter la résolution verticale. Pour chaque résolution il a fallu ajuster le pas de temps de calcul et les coefficients de diffusion. Le tableau II.1 résume les différentes caractéristiques dépendant de la résolution. Des tests pour comparer différents choix possibles de schéma d'advection de la quantité de mouvement et des traceurs ont été effectués (Annexe C). Les détails de chaque schéma sont disponibles dans le manuel d'utilisation de NEMO [Madec and the NEMO team, 2015].

II.2.2.3 Les forçages pour les expériences de changement climatique

Le scénario de changement climatique utilisé pour les expériences CC s'inspire des simulation 1pctCO₂ du cadre CMIP5 dans lesquelles la concentration en dioxyde de carbone atmosphérique augmente de 1 % par an (boîte B1). Les simulations 1pctCO₂ du cadre CMIP5 durent 140 ans, pour des raisons de temps de calcul nos simulations durent 70 ans.

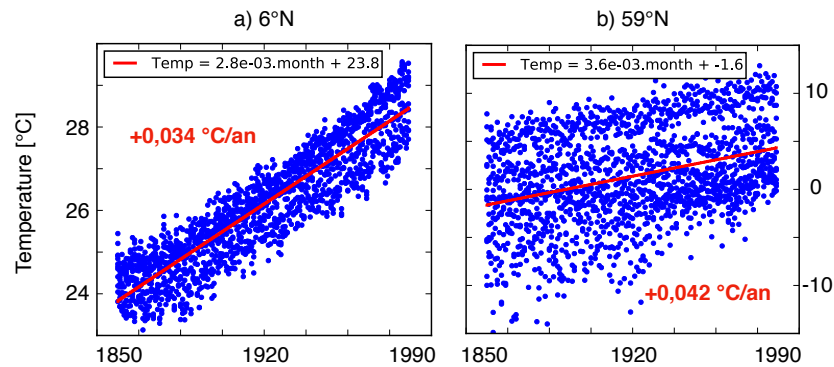


FIGURE II.7 – Évolution de la température atmosphérique de surface (température à 2 mètres) de l'Atlantique Nord dans la simulation 1pctCO2 (boîte B1) réalisée avec le modèle IPSL-CM5-LR, à 6°N (a) et 59°N (b) de latitude. Moyenne zonale entre 33°O et 55°O et moyenne mensuelle entre 1850 et 1990. La ligne rouge est obtenue par régression linéaire.

Pour déterminer comment modifier les forçages afin de simuler le changement climatique, nous avons analysé l'évolution des variables atmosphériques dans l'Atlantique Nord issues de la simulation 1pctCO2 réalisée avec le modèle de l'IPSL. Nous avons regardé l'évolution de la température atmosphérique à 2 mètres, du rayonnement solaire et de la tension de vent. Seule la température atmosphérique de surface varie significativement (Figure II.7). L'augmentation de la température dépend de la latitude, elle augmente plus aux hautes latitudes (+0,042 °C/an) que dans les tropiques (+0,034 °C/an). Pour les expériences CC, le changement climatique est donc simulé en appliquant une tendance linéaire homogène sur le domaine de +0,04 °C/an à la pseudo température atmosphérique. Cette tendance linéaire est superposée aux oscillations saisonnières de cette température.

On notera que nous n'avons pas considéré l'évolution des précipitations car conserver la salinité totale du domaine aurait été délicat. Par ailleurs nous avons choisi de nous inspirer du scénario 1pctCO2 plutôt que de RCP8.5 qui est utilisé dans la première partie de ce travail (section II.2.1) car nos simulations sont initialisées à partir d'un état d'équilibre pré-industriel. Pour réaliser un scénario type RCP8.5 il faut d'abord suivre l'évolution historique entre 1850 et 2005 (boîte B1).

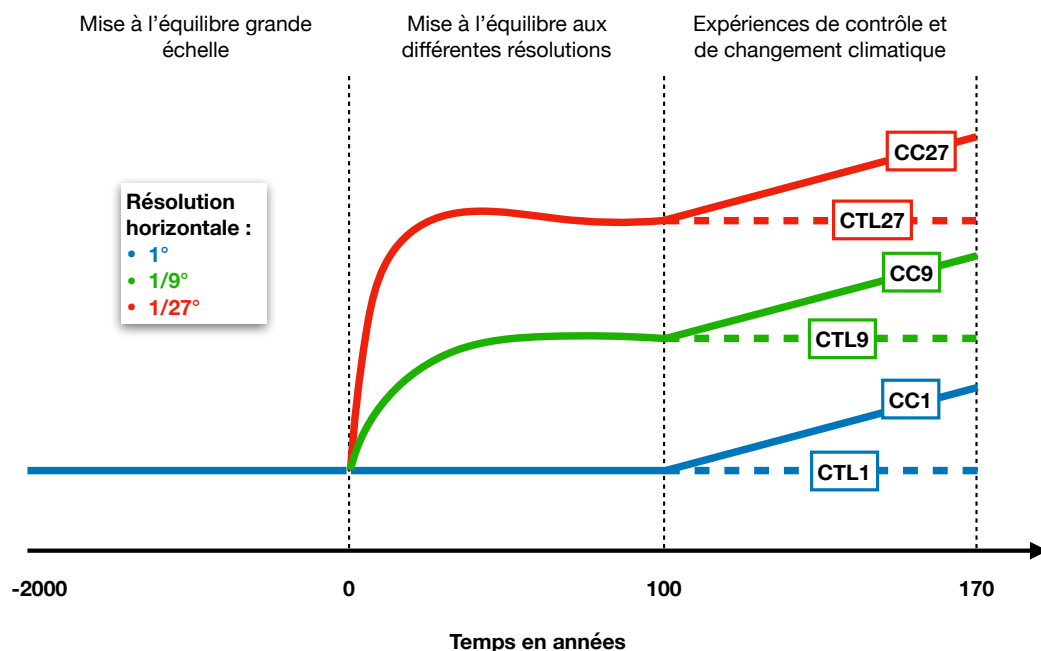


FIGURE II.8 – Schéma descriptif du protocole suivi pour la réalisation des expériences de contrôle et de changement climatique aux différentes résolutions horizontales. Expériences de contrôle : CTL1 (1°), CTL9 (1/9°), CTL27 (1/27°). Expériences de changement climatique : CC1 (1°), CC9 (1/9°) et CC27 (1/27°).

II.2.2.4 Protocole de réalisation des expériences de contrôle et de changement climatique

Deux types d'expériences sont réalisées pour chaque résolution : une expérience de contrôle (CTL) dans laquelle les forçages ne changent pas et une expérience de changement climatique (CC) simulé par l'augmentation de la température de rappel atmosphérique (section II.2.2.3). La figure II.8 résume la réalisation des expériences CTL et CC. La réalisation des expériences s'effectue en trois étapes :

1. **Mise à l'équilibre grande échelle** : simulation de 2000 ans à la résolution R1. L'océan est initialement au repos avec un profil vertical de température et de salinité homogène sur le domaine. Les traceurs biogéochimiques sont initialisés avec une concentration constante sur le domaine. Le forçage est saisonnier tel que décrit dans la section II.2.2. La pression atmosphérique d'oxygène est constante.

2. **Mise à l'équilibre des résolutions R9 et R27.** Simulation de 100 ans aux résolutions R1, R9 et R27. Le modèle est initialisé à partir de la moyenne de la dernière année de la mise à équilibre grande échelle. Pour passer de la résolution R1 à R9 ou R27, les champs sont interpolés par le plus proche voisin. Sous 2000 mètres, les concentrations pour R9 et R27 ont été rendues homogènes sur la verticale. Cela a permis d'accélérer le temps de mise à l'équilibre de ces deux résolutions. La résolution R1 est déjà à l'équilibre mais par soucis de cohérence entre les différentes résolutions, la simulation a été prolongée. Ni les forçages, ni la pression atmosphérique d'oxygène n'est modifiée. 100 ans de simulations permettent d'obtenir un équilibre satisfaisant sur les 500 premiers mètres (Figure II.9). La température se stabilise en 50 à 60 ans pour les résolutions R9 et R27. Le modèle biogéochimique met plus de temps s'équilibrer mais nous considérons que l'équilibre est suffisant notamment vis à vis des tendances climatiques que nous regarderons dans la suite de ce travail.

3. **Expériences CTL et CC.** A la suite de la mise à l'équilibre les expériences de contrôle (CTL) et de changement climatique (CC) sont réalisées pour chaque résolution, soit six expériences au total. Ces simulations durent 70 ans. Elles sont initialisées à partir de l'état final précédent. Pour les simulations CTL, les forçages ne sont pas modifiés. Les forçages saisonniers utilisés lors des différentes mise à l'équilibre sont conservés. Dans les simulations CTL, il n'y a pas de variations inter-annuelles ou décennales des forçages. Dans les simulations CC, en plus des variations saisonnières, la pseudo température atmosphérique augmente linéairement de $+0,04 \text{ }^\circ\text{C}/\text{an}$ (section II.2.2.3). Les autres forçages et la pression atmosphérique d'oxygène ne sont pas modifiés.

L'ensemble des simulations a été réalisé sur le calculateur national de l'IDRIS. Le temps de calcul et le volume des sorties ont été des contraintes techniques importantes dans la réalisation de ces expériences. Une année de simulation requiert 7000 heures de calcul à R27 et 260 heures à R9. Des sorties moyennées sur 2 jours pendant 1 an (fréquence nécessaire pour ne pas lisser la sous-mésoéchelle) à R27 produit 1,5 To de données, 350 Go à R9. Des données moyennées sur 2 jours ont été produites sur les cinq dernières années des simulations (années 166 à 170). Au total, les six expériences numériques réalisées ont utilisé 1,7 millions d'heures de calcul réalisées sur 800 processeurs, soit un peu moins de 3 mois de calcul en temps réel. Ces expériences ont produit un peu plus de 18 To de données.

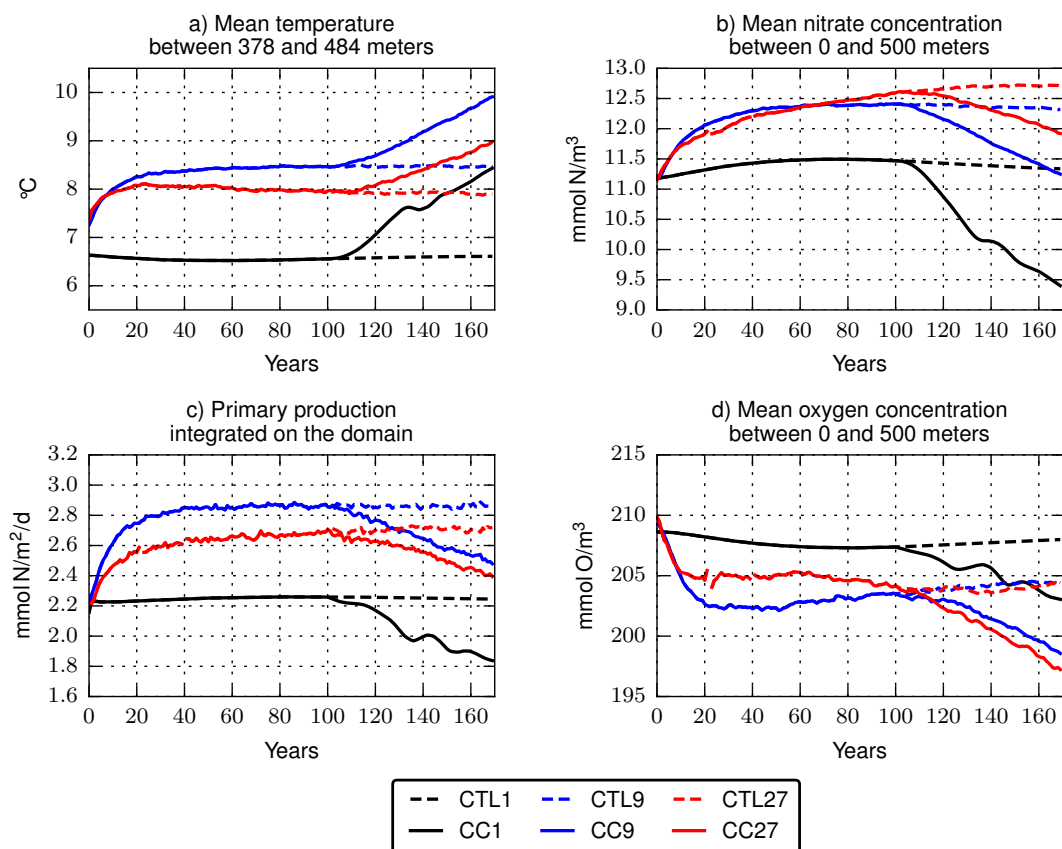


FIGURE II.9 – Évolution temporelle de a) la température, b) la concentration en nitrate, c) la production primaire et d) la concentration en oxygène dans les différentes simulations. La température est moyennée sur le domaine, entre 378 et 484 mètres. Les concentrations de nitrate et d’oxygène sont moyennées sur le domaine entre 0 et 500 mètres. La production primaire est intégrée sur le domaine. Des années 0 à 100, les simulations sont mises à l’équilibre aux différentes résolutions (R1, R9 et R27). À partir de l’année 100, les simulations de contrôle (CTL) et de changement climatique (CC) commencent.

La réalisation des simulations à R27 ont été les plus délicates en raison des instabilités numériques. Lors de la mise à l’équilibre, il a fallu diminuer deux fois le pas de temps : de 300 secondes à 270 secondes pendant l’année 22, puis de 300 à 288 secondes à partir de l’année 41 jusqu’à la fin de la mise à l’équilibre (année 100). Il a fallu encore une fois le diminuer de 288 à 270 secondes à partir de l’année 161, pendant la simulation de changement climatique CC27.

II.3 États moyens des configurations GYRE

La figure II.9 montre que les états moyens, physiques et biogéochimiques, diffèrent selon la résolution du modèle. Dans cette partie je commence par décrire brièvement les états moyens, à l'équilibre, dynamiques et biogéochimiques en discutant les différences entre résolutions. Nos expériences étant relativement similaires à celle de Lévy et al., 2010 et Lévy et al., 2011, je discute de la sensibilité des résultats à la configuration.

II.3.1 État dynamique moyen

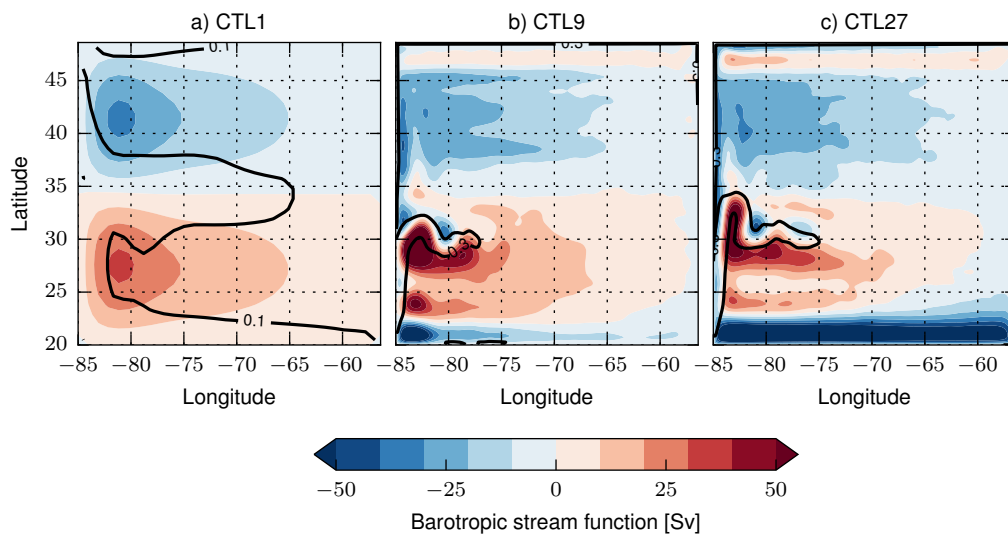


FIGURE II.10 – Fonction de courant barotrope moyenne des simulations CTL1 (a), CTL9 (b) et CTL27 (c). Moyenne sur les années 161 à 170. Les contours noirs indiquent où la vitesse de surface est supérieure à 0,1 (CTL1) ou 0,3 m/s (CTL9 et CTL27).

La circulation barotrope est telle que décrite par la théorie linéaire de Sverdrup : une circulation anti-cyclonique au sud, une circulation cyclonique au nord (Figure II.10). L'augmentation de la résolution perturbe cette structure. Entre 30°N et 33°N, deux petites gyres de recirculation apparaissent dans CTL9 et CTL27. Au nord entre 45°N et 50°N, une circulation anticyclonique apparaît dans CTL9 et se renforce dans CTL27. De même une circulation cyclonique apparaît au sud, entre 20°N et 25°N. **La suite de ce travail ne s'intéresse pas aux effets de bord et se concentre sur la zone comprise entre 25°N et 45°N. On définit deux régions : la gyre subpolaire (GSP) entre 35°N et 45°N et la gyre subtropicale (GST) entre 25°N et 35°N.**

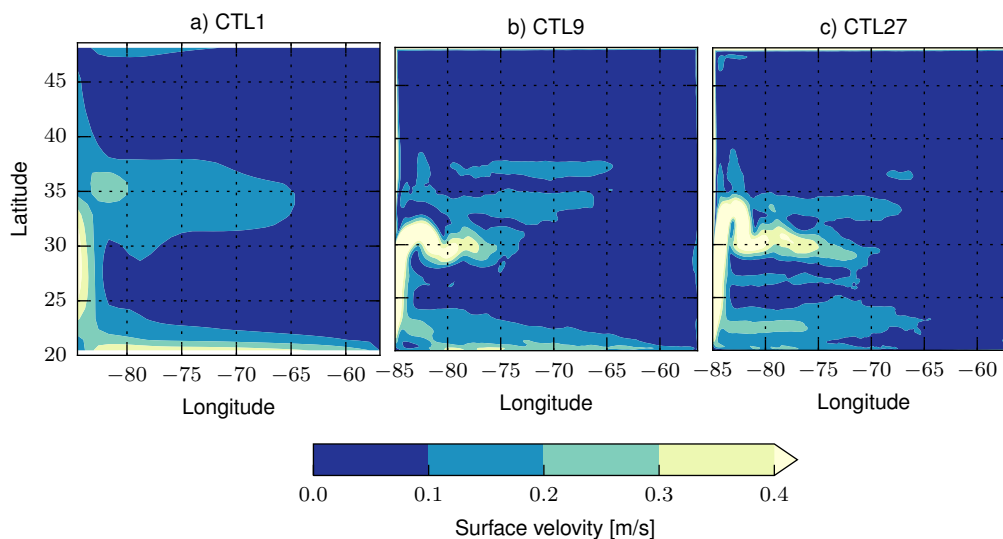


FIGURE II.11 – Cartes du module de la vitesse de surface moyenne des simulations CTL1 (a), CTL9(b) et CTL27 (c). Moyenne sur les années 161 à 170.

Entre 30°N et 35°N, les perturbations de la circulation barotrope lorsque la résolution augmente sont liées au déplacement du jet de moyenne latitude (Figure II.11). Dans la simulation CTL1, la séparation du courant se situe à 35°N, là où le rotationnel de vent est nul (Figure II.4). Lorsque la résolution augmente le courant se sépare du bord autour de 30°N. Il n’y a cependant pas de déplacement vers le sud très marqué entre CTL9 et CTL27. L’intensité et l’extension vers l’est du courant augmente avec la résolution. La vitesse de surface maximale à l’est de 75° passe de 0,13 m/s à 0,22 m/s et à 0,30 m/s entre respectivement CTL1, CTL9 et CTL27. On voit également apparaître des jets zonaux secondaires à côté du jet principal dans les simulations CTL9 et CTL27.

L’augmentation de la résolution influence la structure de la profondeur de la couche de mélange (MLD, Figure II.12). Dans la GSP (35°N à 45°N), la MLD est moins profonde dans CTL1 que dans CTL9 et CTL27. Entre CTL9 et CTL27, les MLDs sont assez proches avec toutefois une MLD moins profonde dans CTL27. Dans la GST (25°N à 35°N), la MLD est plus profonde dans CTL1 que dans CTL9 et CTL27. La structure se décale vers le sud quand la résolution augmente. Ce déplacement est lié à la position du jet de moyenne latitude car la couche de mélange est plus profonde au sud du courant [de Boyer Montégut et al., 2004]. Entre CTL9 et CTL27, les MLDs sont assez proches avec toutefois une MLD légèrement moins profonde dans CTL27 en moyenne sur la GSP (Figure II.18).

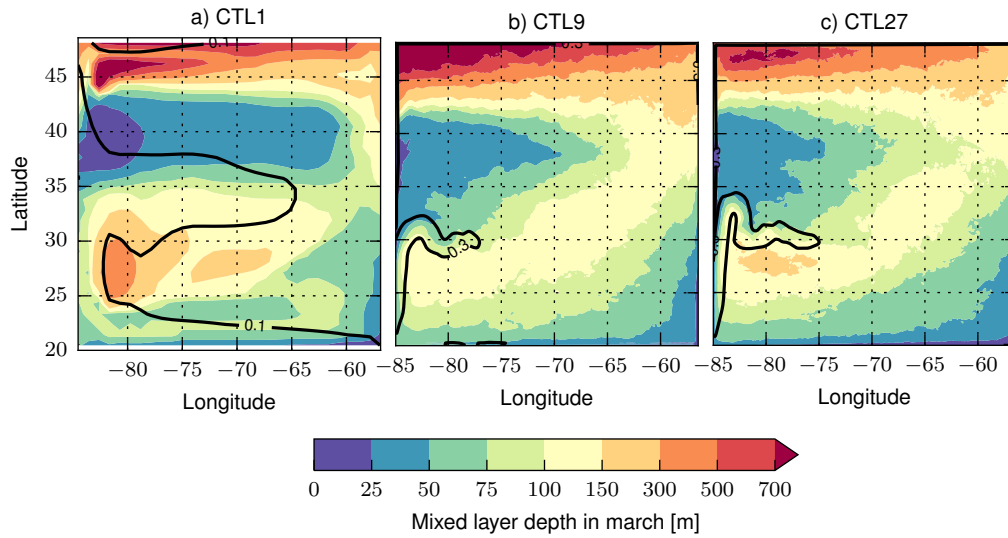


FIGURE II.12 – Cartes de la profondeur maximale de la couche de mélange (MLD) des simulations CTL1 (a), CTL9 (b) et CTL27 (c). La MLD est définie comme la profondeur à laquelle la densité ne dépasse pas la densité de surface de plus de 0,01. Les contours noirs indiquent où la vitesse de surface est supérieure à 0,1 (CTL1) ou 0,3 m/s (CTL9 et CTL27).

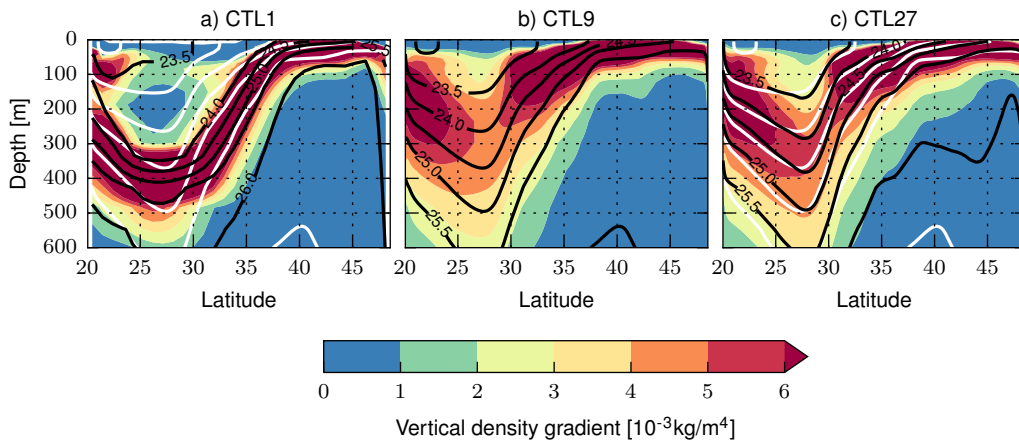


FIGURE II.13 – Sections méridiennes de la densité moyenne et du gradient vertical de densité moyen pour les simulations CTL1 (a), CTL9 (b) et CTL27 (c). Moyenne entre 80°W et 75°W et sur les années 161 à 170. Le fond coloré indique l'intensité du gradient vertical de densité, les contours noirs la densité. L'intervalle entre chaque contour est de 0,5. Les contours blancs indiquent la densité de la simulation CTL9.

Cette circulation est associée avec une structure en densité en forme de bol dans la GST et avec les isopycnes qui affleurent dans la GSP (Figure II.13). Lorsque la résolution augmente, les isopycnes se redressent entre 30°N et 35°N et le bol subtropical se déplace vers le sud. Ces deux effets sont liés par la relation du vent thermique au renforcement du jet de moyenne latitude et à son déplacement vers le sud. Dans la thermocline principale

(isopycne 24,5), le gradient vertical de densité diminue entre CTL1 et CTL9 puis augmente entre CTL9 et CTL27. Notons également la présence d'eaux modales faiblement stratifiées dans CTL1 autour de 200 mètres dans la gyre subtropicale. Ces eaux modales ne sont pas visibles dans CTL9 et CTL27. Sur l'horizontale, les isopycnes s'alignent zonalement lorsque la résolution augmente (Figure D.1).

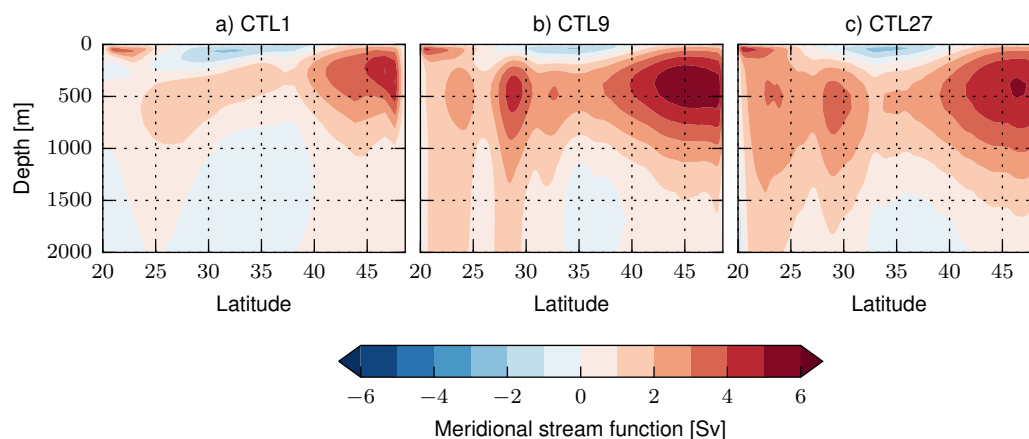


FIGURE II.14 – Circulation méridienne de retournement moyenne pour les simulations CTL1 (a), CTL9 (b) et CTL27 (c). Moyenne sur les années 161 à 170.

La fonction de courant méridienne permet d'estimer la circulation méridienne de retournement (MOC). Elle est calculée en coordonnées z à partir du transport méridien total annuel qui est intégré depuis la surface jusqu'à une profondeur donnée. Dans les trois simulations, on observe une cellule importante dans la gyre subpolaire. En surface, les eaux sont transportées vers le nord où elles plongent puis retournent vers le sud en profondeur. Il y a également une cellule plus faible dans la gyre subtropicale. La valeur maximale de la MOC dans nos simulations varie entre 5 et 7 Sverdrup. Lorsque la résolution augmente entre CTL1 et CTL9, la MOC se renforce. Entre CTL9 et CTL27, son intensité diminue légèrement.

II.3.2 État biogéochimique moyen

Comme attendu, la concentration d'oxygène est plus élevée en surface et diminue avec la profondeur (Figure II.15). Un minimum d'oxygène est atteint autour de 200 mètres de profondeur. En surface, la concentration d'oxygène augmente avec la latitude : les eaux plus froides contiennent plus d'oxygène.

Dans la GST, en subsurface, la concentration d'oxygène est plus faible dans CTL9 que dans CTL1. Dans CTL27, au contraire, la concentration d'oxygène est plus élevée que dans CTL9. Deux causes sont envisageables pour expliquer ces différences : 1) les différences entre la couche de mélange qui est moins profonde dans CTL9 que dans CTL1 et plus profonde dans CTL27 que dans CTL1, 2) les différences de production primaire que l'on aborde dans la suite de cette section.

Dans la GSP, en subsurface, la concentration d'oxygène augmente entre CTL1 et CTL9 et diminue entre CTL9 et CTL27. La circulation méridienne peut expliquer ces différences : plus forte dans CTL9 que dans CTL1, moins forte dans CTL27 que dans CTL9.

Notons le maximum de concentration d'oxygène entre les deux gyres (35°N environ) dans la simulation CTL1 qui n'apparaît pas dans les simulations CTL9 et CTL27. Ce maximum semble être lié à un apport d'oxygène par le courant de moyenne latitude depuis l'ouest du domaine.

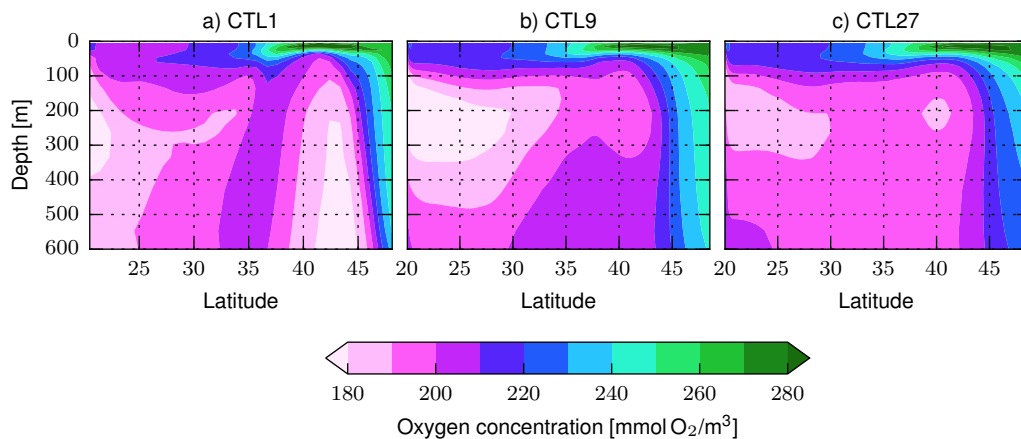


FIGURE II.15 – Sections méridiennes de la concentration moyenne en oxygène pour les simulations CTL1 (a), CTL9 (b) et CTL27 (c). Moyenne entre 80°W et 75°W et sur les années 161 à 170.

La concentration de nitrate est faible en surface et élevée en profondeur (Figure II.16). Entre les deux il y a une région où le gradient est important, la nitracline matérialisée par l'isoligne 11 mmolN/m³. La nitracline est profonde dans la gyre subtropicale (GST) et proche de la surface dans la gyre subpolaire (GSP).

Les différences entre résolution de la structure de la nitracline sont liées aux différences de la structure de densité. Dans la GST, la nitracline remonte entre CTL1 et CTL9 (Figure II.16a,b, Figure II.18). Cela est associé à une augmentation de la concentration de nitrate entre 0 et 120 mètres (Figure II.17, Figure II.18), s'ensuit une augmentation de la

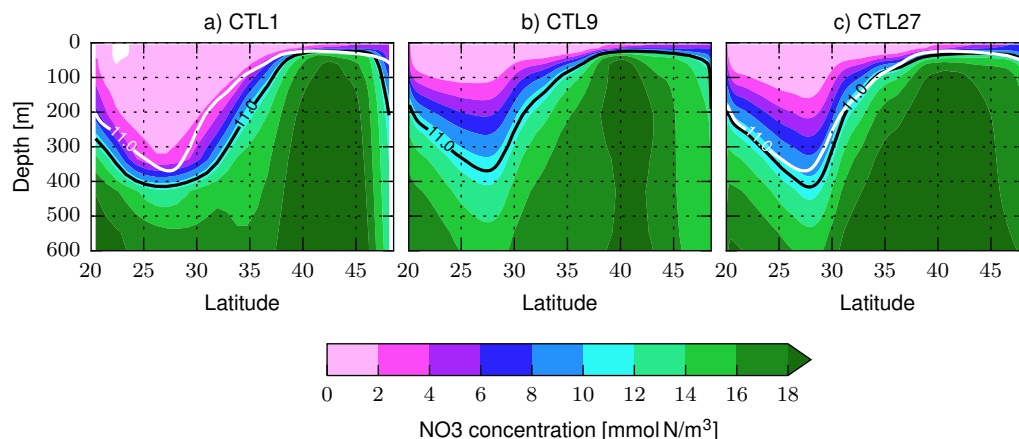


FIGURE II.16 – Sections méridiennes de la concentration moyenne en nitrate pour les simulations CTL1 (a), CTL9 (b) et CTL27 (c). Moyenne entre 80°W et 75°W et sur les années 161 à 170. En contours noirs, la nitracline matérialisée par l’isoligne de concentration 11 mmol N.m^{-3} . Les contours blancs indiquent la nitracline de la simulation CTL9.

production nouvelle¹ et une augmentation de la production primaire. Les concentrations de phytoplancton, zooplancton, matière organique dissoute, la production régénérée¹ et le broutage augmentent également (Figure II.18). Entre CTL9 et CTL27, la nitracline s’enfonce (Figure II.16b,c) entraînant une diminution des concentrations de nitrate entre 0 et 120 mètres, de la production nouvelle¹ et de la production primaire (Figure II.17, Figure II.18). Les concentrations de phytoplancton, zooplancton, matière organique dissoute, la production régénérée¹ et le broutage diminuent également (Figure II.18).

Dans la GSP, la profondeur de la nitracline varie peu lorsque la résolution augmente (Figure II.16b,c, Figure II.18). La distribution de la concentration moyenne de nitrate entre 0 et 120 mètres est localement plus élevée dans CTL1 que dans CTL9 et CTL27, de même que la production nouvelle et la production primaire (Figure II.17a-c). Cependant, en moyenne sur la GSP, la concentration de nitrate augmente légèrement de CTL1 à CTL9 et diminue de CTL9 à CTL27 (Figure II.18). En conséquence, la production nouvelle et la production primaire augmentent de CTL1 à CTL9 et diminuent de CTL9 à CTL27. Les concentrations de phytoplancton, zooplancton, matière organique dissoute, la production régénérée et le broutage évoluent de la même manière. Ces différences d’état moyen entre résolution

1. La production primaire peut être séparée en deux composantes : 1) la production nouvelle (NP) se nourrissant sur les nutriments apportés depuis la subsurface et 2) la production régénérée (RP) se nourrissant sur les nutriments reminéralisés en surface. La NP est en générale alimentée par les nitrates et la RP par l’ammonium [Dugdale and Goering, 1967]. L’ammonium étant rapidement consommé dans notre modèle, la RP est plutôt liée à la concentration en matière organique dissoute.

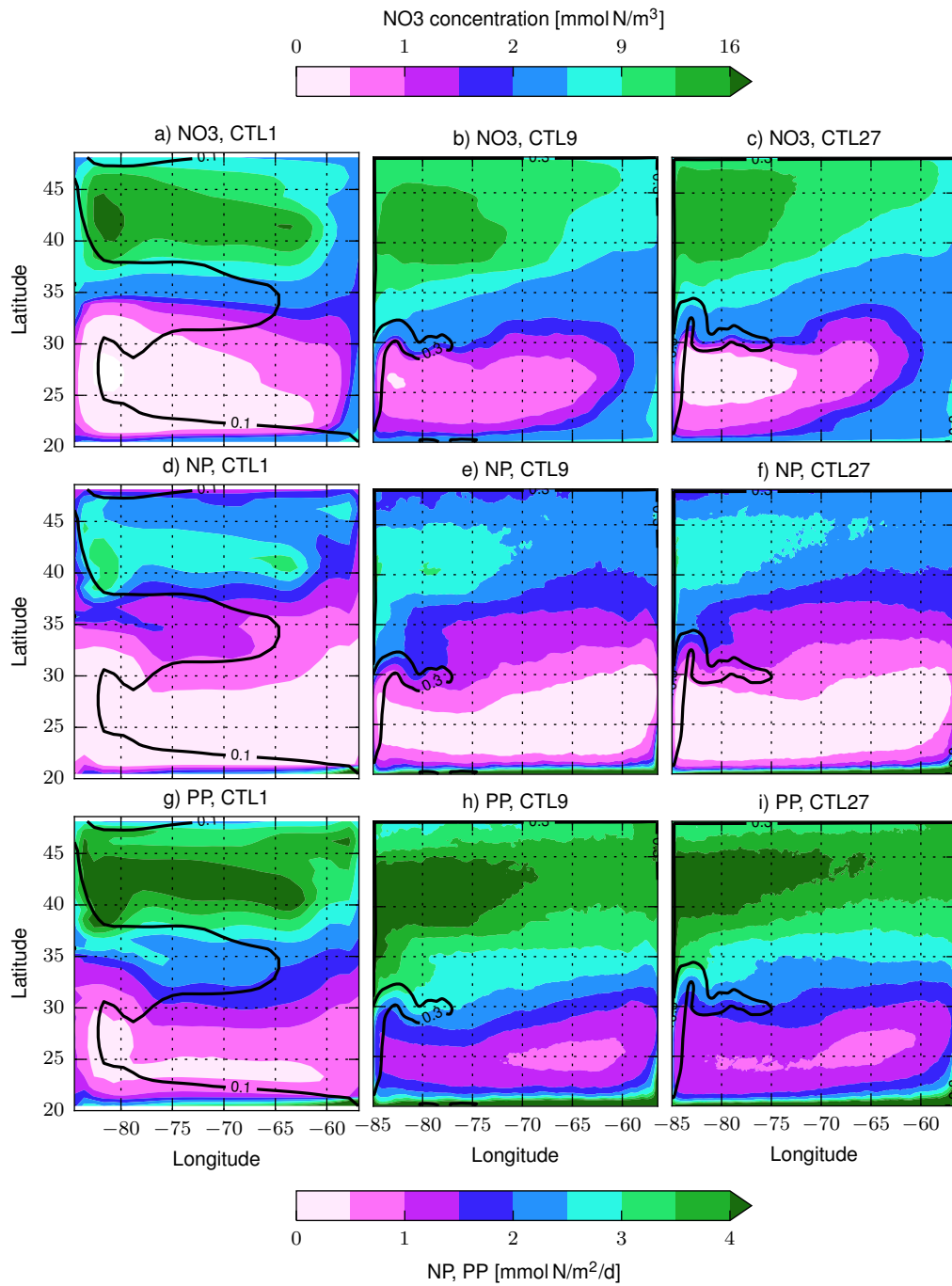


FIGURE II.17 – Cartes de concentration moyenne en nitrate (NO_3 , en haut), de production nouvelle (NP, au milieu) et de production primaire (PP, en bas) entre 0 et 120 mètres pour les simulations CTL1 (à gauche), CTL9 (au centre) et CTL27 (à droite). Moyenne sur les années 161 à 170. Les contours noirs indiquent où la vitesse de surface est supérieure à 0,1 (CTL1) ou 0,3 m/s (CTL9 et CTL27).

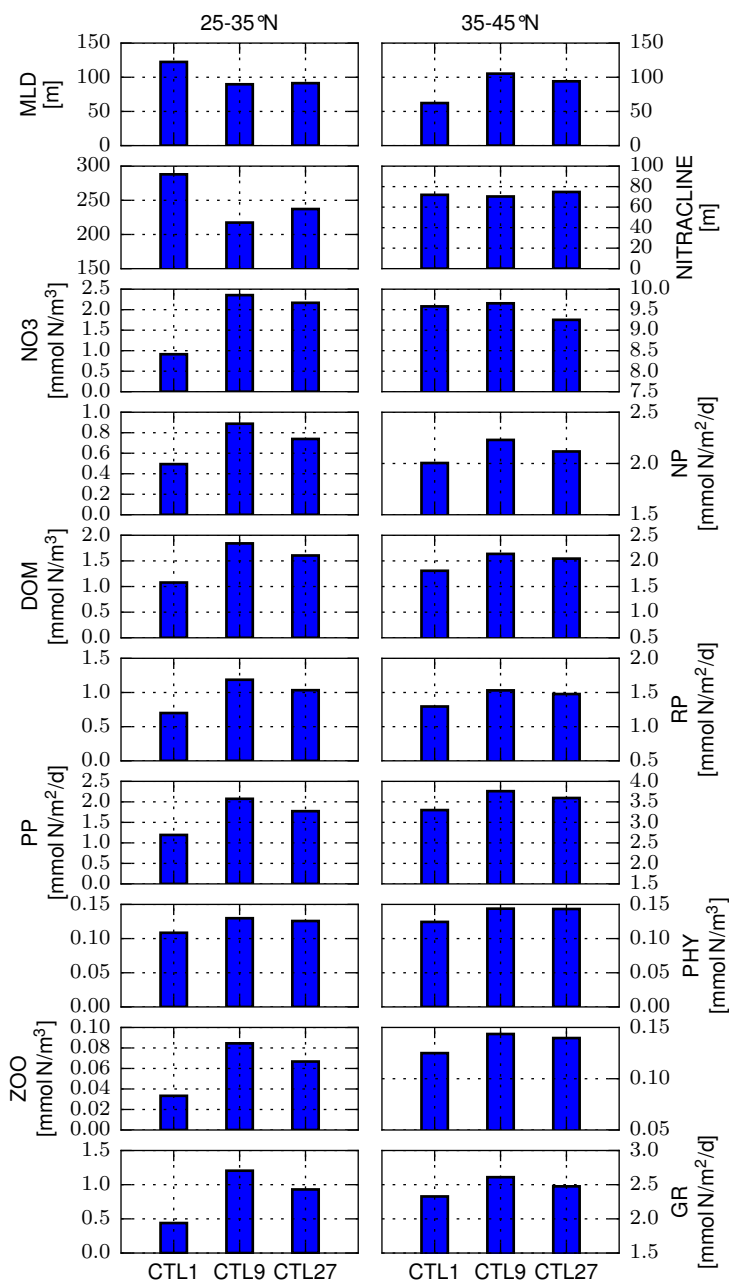


FIGURE II.18 – Moyenne entre 25-35°N et 35-45°N de variables du modèle biogéochimique à l'équilibre dans les simulations CTL1, CTL9 et CTL27. Les concentration en nitrates (NO3), matière organique dissoute (DOM), phytoplancton (PHY) et zooplancton (ZOO) sont moyennées entre 0 et 120 mètres. Les production nouvelle (NP), régénérée (RP) et primaire (PP) sont intégrées entre 0 et 120 mètres. Le broitage est intégré sur toute la profondeur mais la majorité du broitage à lieu entre 0 et 120 mètres. La profondeur de la couche de mélange (MLD) est celle du mois de mars. La profondeur de la nitracline est définie comme la profondeur de l'isoline 11 mmolN/m³ de concentration en nitrate. Toutes les variables sont moyennées entre les années 161 et 170.

peuvent être expliquées par les différences de profondeur maximale de couche de mélange (MLD) : elle augmente entre CTL1 et CTL9 et diminue entre CTL9 et CTL27. Lorsque la MLD est plus profonde, l'apport de nitrate en surface est plus important.

II.3.3 Sensibilité à l'orientation et la taille du domaine

Chassignet and Xu, 2017 le rappellent, peu d'études se sont penchées sur la rétroaction des petites échelles sur la grande échelle à cause du temps de calcul requis pour de telles études. Nous avons évoqué précédemment que les configurations GYRE développées pour ce travail s'inspirent de configurations utilisées pour des études antérieures. L'objectif de cette section est de comparer l'effet de la résolution sur les états moyens entre ce travail et les études précédentes afin de tester la sensibilité des résultats à la configuration.

A propos de *l'effet de la résolution sur l'état moyen dynamique*, certains des résultats de ce travail corroborent (✓) les résultats de Lévy et al., 2010, d'autres non (✗). Dans ce travail, lorsque la résolution augmente :

- ✓ le courant de moyenne latitude s'intensifie (Figure II.11). Le renforcement de ce courant a été démontré dans d'autres études [Barnier et al., 1991, Chassignet and Marshall, 2008, Chassignet and Xu, 2017].
- ✓ entre CTL1 et CTL9, le courant de moyenne latitude se déplace vers le sud.
- ✗ entre CTL9 et CTL27, le courant de moyenne latitude ne se déplace pas vers le sud (Figure II.11b,c). Chassignet and Xu, 2017 n'observent pas non plus de déplacement de la latitude de séparation du Gulf Stream lorsqu'ils augmentent la résolution.
- ✓ entre CTL1 et CTL9, la profondeur de la couche de mélange dans la gyre subtropicale diminue (Figure II.12a,b). La diminution de la profondeur de la couche de mélange avec l'augmentation de la résolution a été démontrée de nombreuses fois [George Nurser and Zhang, 2000, Lapeyre et al., 2006, Bachman et al., 2017].
- ✓ entre CTL9 et CTL27, la profondeur de la couche de mélange dans la gyre subpolaire diminue légèrement (Figure II.12b,c).

De la même manière, sur *l'effet de la résolution sur l'état moyen biogéochimique*, certains des résultats de ce travail corroborent (✓) les résultats de Lévy et al., 2011, d'autres non (✗). Précisons que l'étude précédente s'est intéressée à l'effet de l'augmentation de résolution de $1/9^\circ$ à $1/54^\circ$. Dans ce travail, lorsque la résolution augmente entre CTL9 et CTL27 :

- ✓ dans la gyre subtropicale, la production primaire, le broutage, les concentration en phytoplancton et zooplancton diminuent (Figure II.17, Figure II.18).
- ✓ dans la gyre subpolaire la production primaire diminue.
- ✗ dans la gyre subpolaire, la concentration de phytoplancton varie peu et le broutage et la concentration de zooplancton diminue (Figure II.18).

Les différences d'évolution de l'état moyen biogéochimique entre ce travail et les travaux précédents doivent être liées aux différences d'évolution de la dynamique lorsque l'on augmente la résolution de $1/9^\circ$ à $1/27^\circ$, notamment à l'absence de déplacement du courant de moyenne latitude. La latitude de séparation du Gulf Stream est historiquement un point délicat des modèles numériques [Chassignet and Marshall, 2008, Chassignet and Xu, 2017]. D'après nos résultats, il semble que ce déplacement (ou son absence) soit sensible à la forme du bassin. Dans la gyre subpolaire, la faible diminution de phytoplancton entre CTL9 et CTL27 est probablement due à une diminution plus faible de la couche de mélange pour engendrer une augmentation du broutage comme dans les travaux de Lévy et al., 2011. La diminution plus faible de la MLD est probablement liée à l'augmentation insuffisante de la résolution ainsi qu'au non déplacement vers le sud du courant de moyenne latitude.

II.4 Diagnostics de ventilation d'oxygène

De la même manière que [Cushman-Roisin, 1987] définit le taux de subduction instantanée² à partir du budget du volume de la couche de mélange, le taux de subduction instantanée d'un traceur peut être défini à partir du budget dans la couche de mélange. L'équation d'évolution de la concentration d'un traceur O s'écrit :

$$\frac{\partial O}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (O\vec{U}) - \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial O}{\partial z} \right) - E - SMS = 0 \quad (\text{II.1})$$

où O désigne la concentration du traceur (ici l'oxygène), \vec{U} le vecteur vitesse, k_z le coefficient de diffusion vertical, E l'effet des échelles sous-grille latérales et SMS les sources et puits biogéochimiques. En intégrant cette équation sur la verticale entre la profondeur de la base de la couche de mélange h , nous obtenons pour les différents termes de l'équation

2. $S = -\frac{\partial h}{\partial t} - w_h - \vec{u}_h \vec{\nabla}_H h$, défini positif quand l'eau est subductée, négatif quand elle est obductée.

(II.1)³ :

$$\begin{aligned}
 \int_{-h}^0 \frac{\partial O}{\partial t} \cdot dz &= \frac{\partial}{\partial t} \int_{-h}^0 O \cdot dz - O_h \frac{\partial h}{\partial t} \\
 \int_{-h}^0 \vec{\nabla} \cdot (O\vec{U}) \cdot dz &= \int_{-h}^0 \vec{\nabla}_H \cdot (O\vec{u}) \cdot dz + \int_{-h}^0 \frac{\partial wO}{\partial z} \cdot dz \\
 &= \vec{\nabla}_H \cdot \left(\int_{-h}^0 O\vec{u} \cdot dz \right) - O_h \vec{u}_h \cdot \vec{\nabla}_H h - w_h O_h \\
 \int_{-h}^0 \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial O}{\partial z} \right) \cdot dz &= - \left(k_z \frac{\partial O}{\partial z} \right)_{|h}
 \end{aligned}$$

où \vec{u} et w désignent respectivement le vecteur vitesse horizontal et la vitesse verticale, \vec{u}_h et w_h les mêmes vitesses à la base de la couche de mélange et O_h la concentration en traceur à la base de la couche de mélange. L'équation (II.1) intégrée sur la verticale devient donc :

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial}{\partial t} \left(\int_{-h}^0 O \cdot dz \right) &= \overbrace{O_h \frac{\partial h}{\partial t} + O_h \vec{u}_h \cdot \vec{\nabla}_H h + w_h O_h}^{-O_h S^2} - \left(k_z \frac{\partial O}{\partial z} \right)_{|h} \\
 &\quad - \vec{\nabla}_H \cdot \left(\int_{-h}^0 O\vec{u} \cdot dz \right) + \int_{-h}^0 E \cdot dz + \int_{-h}^0 SMS \cdot dz
 \end{aligned} \tag{II.2}$$

Cette équation (II.2) signifie que l'évolution de la quantité de traceur dans la couche de mélange $\frac{\partial}{\partial t} \left(\int_{-h}^0 O \cdot dz \right)$ est égale à la somme :

- de la subduction instantanée d'une eau dont la concentration est O_h : $-O_h S^2$
- de la diffusion verticale à la base de la couche de mélange : $-\left(k_z \frac{\partial O}{\partial z} \right)_{|h}$
- de la divergence du flux aux frontières latérales dans la couche de mélange : $-\vec{\nabla}_H \cdot \left(\int_{-h}^0 O\vec{u} \cdot dz \right)$
- du mélange par les petites échelles à la base de la couche de mélange : $\int_{-h}^0 E \cdot dz$
- des sources et puits biogéochimiques du traceurs dans la couche de mélange : $\int_{-h}^0 SMS \cdot dz$

Le taux de subduction instantanée du traceur S_O peut donc être défini comme l'ensemble des flux à la base de la couche de mélange⁴ (Figure II.19) :

$$S_O = -O_h \left(w_h + \vec{u}_h \cdot \vec{\nabla}_H h + \frac{\partial h}{\partial t} \right) + \left(k_z \frac{\partial O}{\partial z} \right)_{|h} + \int_{-h}^0 E \cdot dz \tag{II.3}$$

3. On utilise le premier théorème fondamental de l'analyse généralisé aux intégrales paramétriques. Il permet d'intervertir dérivée et intégrale : $\frac{\partial}{\partial \alpha} \left(\int_{-h(\alpha)}^0 f(\alpha, z) \cdot dz \right) = \int_{-h(\alpha)}^0 \frac{\partial f}{\partial \alpha} \cdot dz + f(-h) \frac{\partial h}{\partial \alpha}$

4. S_O est défini positif quand le traceur est subducté.

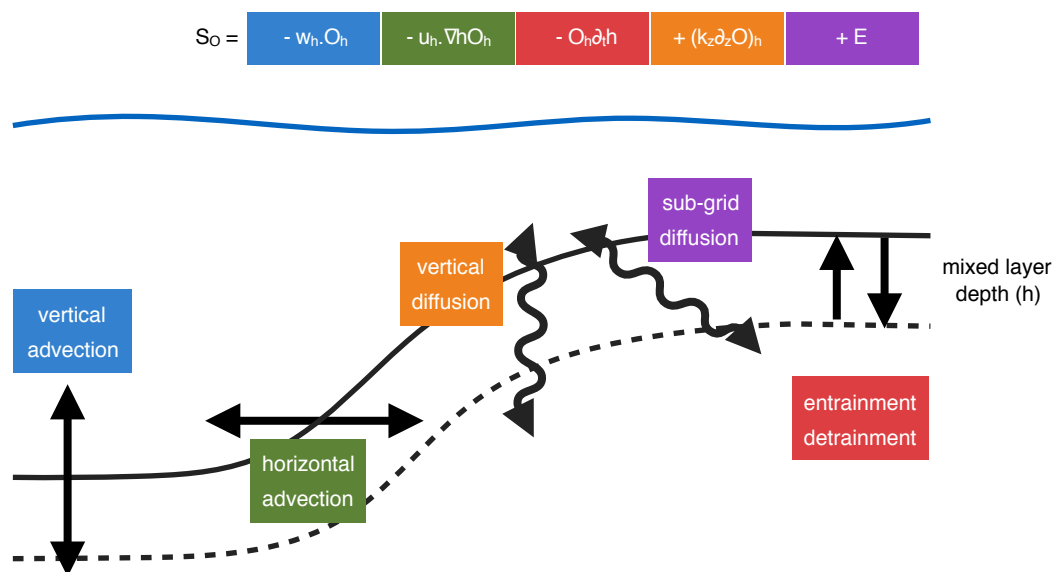


FIGURE II.19 – Schéma descriptif des processus subductant/obductant l’oxygène.

Le calcul des taux de subduction instantanée a été implémenté dans le modèle utilisé pour les configurations Gyres (calcul online). Le calcul à chaque pas de temps de la subduction de traceur est important car du fait des échanges air-mer ou de la biologie, les eaux subductées puis obductées (ou inversement) ont des concentrations différentes. Ainsi, bien que le bilan annuel de subduction/obduction soit nul en terme de masse d’eau, il peut ne pas l’être pour les traceurs.

Lorsque le calcul du taux de subduction n’a pas été implémenté dans le modèle⁵, il peut malgré tout être obtenu a posteriori (calcul offline). Dans ce cas, l’erreur de calcul dépend de la fréquence temporelle des données utilisées. Nous avons effectué une comparaison entre les calculs online et offline de la subduction de traceur dans une simulation climatique forcée de l’océan globale⁶. En utilisant des moyennes mensuelles, l’erreur de calcul est de l’ordre de 30%.

5. Par exemple dans la configuration du modèle couplé du système climatique décrite dans la section II.2.1.

6. Modèles océanique et biogéochimique identique à la simulation décrite dans la section II.2.1 mais non couplés à un modèle de circulation atmosphérique

Quantification des mécanismes responsables de la désoxygénation sur le 21ème siècle à l'échelle globale et à basse résolution

Sommaire

III.1	Préambule	51
III.2	Les déséquilibres régionaux entre la subduction et l'export sont responsables de la désoxygénation sur le 21ème siècle	52
III.2.1	Article en révision : Regional unbalances in subduction and export responsible for centennial deoxygenation in an Earth System Model	53
III.2.2	Influence du choix de la couche de mélange	71
III.3	Conclusions	72

III.1 Préambule

Les mécanismes contrôlant la désoxygénation sont assez clairement identifiés : solubilité, circulation et respiration (section I.3). L'augmentation de la température diminue la solubilité de l'oxygène. Les modifications de la circulation induites par le changement climatique diminue le transport d'oxygène vers la subsurface. La diminution de la production primaire en surface entraîne une diminution de la consommation d'oxygène en subsurface

par la respiration. Cependant leurs contributions respectives sont assez difficiles à estimer (section I.3.4). En subsurface notamment, la majeure partie de l'incertitude sur la désoxygénation provient de compensations entre ces mécanismes [Bopp et al., 2017]. **Le but de cette partie est d'estimer, à l'échelle globale, les contributions de la solubilité, de la circulation et de la respiration à la désoxygénation.** On utilise pour cela une projection climatique du 21ème siècle réalisée avec un modèle couplé à basse résolution.

La base de la couche de mélange est une frontière naturelle entre la surface où la concentration d'oxygène est proche de la concentration à saturation et l'océan plus profond. La concentration d'oxygène dans l'intérieur de l'océan dépend donc des flux à travers cette interface. L'oxygène dissous est ventilé à travers la base de la couche de mélange par les courants marins. Ce transfert est appelé subduction lorsqu'il est dirigé hors de la couche de mélange et obduction lorsqu'il est dirigé vers la couche de mélange. Les changements de ventilation peuvent être séparés en deux termes : un terme lié à des changements de solubilité et un terme résiduel lié aux changements de circulation. Par ailleurs, la sédimentation de la matière organique à travers la profondeur de la couche de mélange équivaut à un déficit d'oxygène en subsurface lié à la respiration. Cette séparation entre trois termes nous permet de quantifier régionalement les contributions respectives des changements de respiration, circulation et solubilité.

Les travaux présentés dans ce chapitre ont été soumis dans le journal *Geophysical Research Letters*, *Regional unbalances in subduction and export responsible for centennial deoxygenation in an Earth System Model* par Couespel D., Lévy M. et Bopp L. Cet article est actuellement en révision.

III.2 Les déséquilibres régionaux entre la subduction et l'export sont responsables de la désoxygénation sur le 21ème siècle

La première partie de cette section présente l'article en cours de révision. Dans une seconde partie, nous présentons les résultats d'une étude de sensibilité qui n'a pas été traitée dans l'article. Cette étude de sensibilité porte sur l'influence du choix de la profondeur de couche de mélange dans les calculs de ventilation d'oxygène.

III.2. Les déséquilibres régionaux entre la subduction et l'export sont responsables de la désoxygénation sur le 21ème siècle

III.2.1 Article en révision : Regional unbalances in subduction and export responsible for centennial deoxygenation in an Earth System Model

1 **Regional unbalances responsible for centennial global ocean**
2 **deoxygenation in an Earth System Model**

3 **Damien Couespel¹, Marina Lévy¹ and Laurent Bopp²**

4 ¹Sorbonne Université, LOCEAN-IPSL, CNRS/IRD/UPMC/MNHN, Paris, France.

5 ²Sorbonne Université, LMD-IPSL, CNRS/UPMC/Ecole Polytechnique/ENS, Paris, France.

6 **Key Points:**

- 7 • Reduction in O₂ ventilation exceeds reduction in respiration over most of the ocean.
- 8 • Changes in ventilation ensue from changes in solubility and circulation in similar pro-
9 portion.
- 10 • All three terms in the balance shows large regional and interannual variations.

Corresponding author: Damien Couespel, dami.en.couespel@locean-ipsl.upmc.fr

Abstract

Variations in dissolved oxygen through time in the ocean interior in response to climate change result from the balance between changes in oxygen ventilation and changes in respiration. We present regional and temporal estimates of these changes in a Coupled Model Intercomparison Project 5 (CMIP5) climate change simulation which behaves like the CMIP5 ensemble mean. We compute oxygen ventilation across the mixed-layer interface. We decompose oxygen ventilation changes into solubility and circulation driven changes. Changes in respiration are derived from changes in export production. We find a large degree of regional and interannual variations in this balance, reflecting the complexity of the processes responsible for oceanic oxygen inventory decline in response to climate change. Our analysis reflects that changes in respiration, solubility and circulation all contribute to the overall changes in oxygen exchanges between the surface mixed-layer and subsurface ocean, with absolute magnitudes that are comparable and signs that can be opposite.

1 Introduction

Observed changes in oxygen inventory over the past 50 years have revealed that the content of dissolved oxygen (O_2) of the ocean is continuously declining [*Helm et al.*, 2011; *Stendardo and Gruber*, 2012; *Schmidtko et al.*, 2017]. Climate models predict a further decline in oceanic oxygen inventory by the end of the twenty first century [*Keeling et al.*, 2010; *Bopp et al.*, 2013; *Ciais et al.*, 2013; *Cocco et al.*, 2013; *Tagklis et al.*, 2017]. The ocean deoxygenation projected to occur by 2100 is one of the most worrying response of the ocean to climate change, given the multiple consequences of deoxygenation on marine habitats [*Diaz and Rosenberg*, 2008; *Vaquier-Sunyer and Duarte*, 2008] and nitrous oxide production, a greenhouse gas with high warming potential [*Codispoti et al.*, 2001]. While Earth System Model simulations performed in the framework of the Coupled Model Intercomparison Project 5 (CMIP5) reveal deoxygenation over the mesopelagic layer between the 1990s and the 2090s [*Bopp et al.*, 2013], they also reveal that further deoxygenation of the ocean is unlikely to be uniform. In fact, the different projections show strong regional contrasts which are not fully understood and reflect the regional balance between the processes in play [*Shepherd et al.*, 2017].

Climate change is expected to increase the temperature of the ocean, therefore reducing oxygen solubility, and is also expected to decrease vertical exchanges in the ocean. These two changes taken together should decrease subsurface oxygen content [*Keeling et al.*, 2010].

43 At the same time, they should also reduce productivity, which should lead to less oxygen
44 utilization at subsurface, somehow counter-balancing the negative effects. Thus subsurface
45 waters should receive less oxygen but, at the same time, should also use less oxygen for respi-
46 ration. Global deoxygenation implies that the decrease in oxygen due to changes in tempera-
47 ture and circulation is larger than the decrease in oxygen utilization associated with reduced
48 productivity. Earth System Models predict that ocean changes in temperature, circulation and
49 respiration in response to climate change display regional patterns which are not coincidental
50 [*Cheng et al.*, 2013; *Bopp et al.*, 2013] . This subtle unbalance between the different compet-
51 ing factors affecting O₂ in the ocean is thus likely highly regional. The primary objective of
52 this study is to quantify the unbalance between the respective contributions of the changes in
53 temperature, circulation and productivity to subsurface oxygen changes along the 21st cen-
54 tury at the regional scale in an Earth System Model.

55 The base of the surface mixed-layer is a natural boundary between the ocean interior
56 where O₂ is undersaturated and the upper part of the ocean which is in direct contact with
57 the atmosphere and where O₂ is close to saturation. Oxygen variations in the ocean interior
58 thus primarily depend on oxygen exchanges across the mixed-layer interface. This study fo-
59 cuses on these exchanges and examines how they evolve in an Earth System Model between
60 the 1990s and 2090s. On one hand, oxygen is transferred across the mixed-layer in its dis-
61 solved form. We refer to this net transfer as O₂ ventilation (V), and use the terms O₂ sub-
62 duction when it is directed out of the mixed-layer, and O₂ obduction when O₂ is supplied to
63 the mixed-layer from below. On the other hand, the sinking organic material across the base
64 of the mixed-layer is equivalent to an O₂ deficit at depth by respiration (R). Furthermore,
65 changes in O₂ ventilation can be broken into two components, one related to changes in oxy-
66 gen solubility, and a residual component related to changes in circulation ($\Delta V = \Delta S + \Delta C$).
67 With this decomposition, we are able to regionally quantify the respective roles of the changes
68 in respiration (ΔR), circulation (ΔC) and solubility (ΔS) on oxygen transfers between the
69 mixed-layer and ocean interior. We demonstrate that at temperate latitudes, the (positive)
70 changes in respiration compensate less than 20% of the (negative) changes in ventilation in
71 most oceanic regions, and we quantify the important contribution of circulation changes in
72 addition to solubility changes.

2 Methods

Our quantification of the respective roles of the changes in respiration, circulation and solubility is based on offline diagnostics applied to simulations made with the full Earth System Model IPSL-CM5-LR [Dufresne *et al.*, 2013] which are part of the CMIP5 climate change simulations and behave like the CMIP5 ensemble mean.

2.1 Model and simulations

The IPSL model core includes the marine biogeochemical model PISCES which has an explicit representation of the oxygen cycle [Aumont and Bopp, 2006]. We examined the changes between the 1990s and 2090s by combining the control simulation (CTL) and the climate change simulation (CC). The control simulation started from a pre-industrial state in 1850, obtained after a 1000 year spin-up, and was applied a constant forcing (atmospheric concentrations of greenhouse gases, aerosols and land cover) for 250 years. The climate change simulation started in 1850 from the same pre-industrial state and was applied a forcing which followed historical data from 1850 to 2005, and followed the "business as usual scenario" RCP8.5 from 2005 to 2099. As for most CMIP5 Earth System Models, oxygen is not fully equilibrated in IPSL-CM5A-LR and a small drift is present. We used the control simulation to remove the drift from the climate change signal. The magnitude of this drift in the mesopelagic layer represents $\sim 10\%$ of the climate change signal in oxygen.

2.2 Oxygen ventilation diagnostics

Oxygen enters the subsurface ocean through ventilation V which is computed using monthly fields following Karleskind *et al.* [2011]:

$$V = \underbrace{-(w_h + \vec{u}_h \cdot \vec{\nabla}_H h) \cdot O_h}_{\text{vertical \& lateral advection}} + \underbrace{(k_z \partial_z O)_h - O_h \cdot \partial_t h}_{\text{vertical mixing}} + \underbrace{E_O}_{\text{eddies}} \quad (1)$$

The first term on the right-hand side of equation 1 represents the total advection of oxygen across the surface mixed-layer h with w_h , \vec{u}_h , O_h the values of monthly mean vertical and horizontal velocities and dissolved oxygen at depth h . The second term represents vertical mixing. It includes entrainment/detrainment (due to seasonal changes of h), vertical diffusion at the base of the mixed-layer (we used a diffusivity of $k_z = 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}^2$, which is the typical value at the base of the mixed-layer in the model) and the vertical component

101 of isopycnal diffusion. The third term represents the parametrization of eddy mixing and in-
 102 cludes the horizontal component of isopycnal diffusion and the advection by the bolus veloc-
 103 ities (following [Gent and McWilliams, 1990]). This last term has been found to significantly
 104 contribute to the subsurface oxygen budget in dedicated regional studies [Resplandy *et al.*,
 105 2012; Lachkar *et al.*, 2016; Thomsen *et al.*, 2016]. A similar equation for ventilation but
 106 applied to natural and anthropogenic carbon has previously been used in Lévy *et al.* [2013]
 107 and Bopp *et al.* [2013]. In order to evaluate the change in oxygen ventilation due to climate
 108 change ΔV , we computed cumulated oxygen ventilation \bar{V} from 1990 until 2099 across the
 109 seasonal mixed-layer in the CTL and CC simulations, $\bar{V} = \int_{1990}^{2099} V dt$, and computed the
 110 difference between the two, $\Delta V = \bar{V}^{CC} - \bar{V}^{CTL}$.

111 2.3 Respiration diagnostics

112 Biological consumption of oxygen by respiration was estimated from the sedimenta-
 113 tion of organic particles across the seasonal mixed-layer. This export flux E was estimated
 114 from monthly concentrations of large and small organic particles at depth h , multiplied by
 115 their respective sinking velocities (2 and 30 meters per day respectively). The export flux
 116 was converted to an oxygen utilization flux using a constant Carbon to Oxygen ratio $R_{C:O_2}$ of
 117 138/122. In the following, and for simplicity, we will use the term respiration $R = -R_{C:O_2} \times$
 118 E to refer to this flux of organic material that crosses the mixed-layer and will be remineral-
 119 ized below the mixed-layer. As for ventilation, we examined the cumulated respiration along
 120 the century $\bar{R} = \int_{1990}^{2099} R dt$ and examined the changes in respiration due to climate change
 121 $\Delta R = \bar{R}^{CC} - \bar{R}^{CTL}$. We use the terminology "net oxygen flux" to refer to the sum of the
 122 ventilation and respiration fluxes across the mixed-layer, with the convention that this flux is
 123 positive when it is directed from the surface mixed-layer into the subsurface.

124 2.4 Solubility and circulation effects

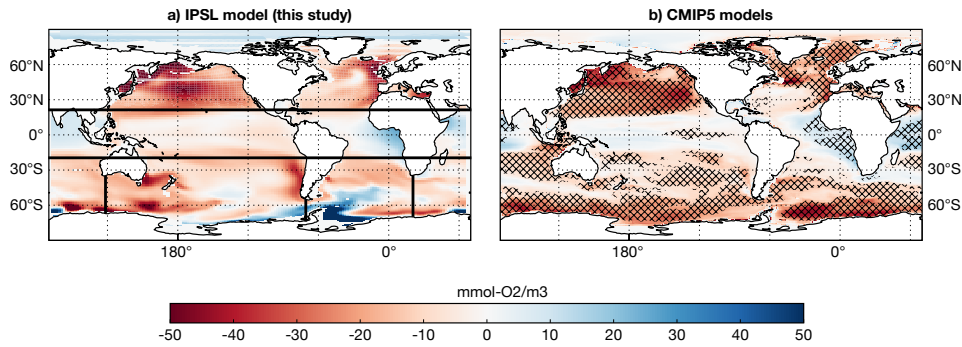
125 Changes in ventilation were further decomposed into a solubility effect and a circula-
 126 tion effect such that $\Delta V = \Delta S + \Delta C$. We defined ΔS as the change in ventilation due solely
 127 to changes in solubility, i.e. assuming that the circulation was not changing. We computed it
 128 from equation 1 as the ventilation of saturated oxygen O_{sat} by the mean circulation over the
 129 1990s. More precisely, O_{sat} was computed from monthly temperature and solubility at depth
 130 h following Keeling *et al.* [2010], table 32.4. The velocity fields and eddy parametrisation
 131 used were taken as their monthly average over the period 1990 to 1999. The circulation ef-

132 fect was defined and computed as the residual between the total ventilation and the solubility
133 effect $\Delta C = \Delta V - \Delta S$. It should be noted that the circulation effect includes the contribu-
134 tion of the changes in circulation to oxygen ventilation and also includes the ventilation of
135 the changes in O_2 disequilibrium, which accounts for the changes in circulation through their
136 effect on primary production and air-sea fluxes.

137 **2.5 Comparison to other CMIP5 models**

138 The method used here requires knowledge of the seasonal changes in oxygen, tempera-
139 ture, salinity, circulation mixed-layer depth and export production, thus in principle it can be
140 easily applied to large ensembles of model simulations without the need for additional sim-
141 ulations. Unfortunately, the standard output strategy of the CMIP5 exercise did not include
142 monthly biogeochemical fields thus it has not been possible to apply them to other models
143 than our own for which we had monthly fields.

144 However, an interesting characteristic of the IPSL-CM5A-LR RCP8.5 projection is that
145 the oxygen changes that is simulated in the mesopelagic layer is a fair representation of the
146 mean changes projected by nine Earth System Models (figure 1, see also *Bopp et al.* [2013]).
147 It shows a pronounced decrease in oxygen content over large parts of the temperate ocean,
148 with patterns that are shared by most models (hatched areas in figure 1b) and with maxi-
149 mum values of $-50 \text{ mmol } O_2 \text{ m}^{-3}$ in the North Pacific, and weaker changes in the subtropics,
150 with weak oxygen increases in the Indian Ocean and Eastern Atlantic that are also shared by
151 most models. The main model difference, compared with the mean projection, is the strong
152 subsurface oxygenation simulated in the Weddell Sea. The behavior of the IPSL model has
153 already be identified as an outlier in this region [*Little and Urban*, 2016], in particular be-
154 cause it is the only model that predicts a cooling and deeper mixed-layers along the coast in
155 response to global warming (*Leung et al.* [2015], figure S4), a spurious pattern which is ro-
156 bust over an ensemble of simulations. It should also be noted that there is generally a poor
157 agreement between models in this specific area where sea ice, which influences convection,
158 is poorly represented even during the historical period [*Turner et al.*, 2013; *Yang et al.*, 2016;
159 *Shu et al.*, 2015]. For these reasons, results in the South Atlantic region should be considered
160 as less robust as elsewhere and are given less emphasize in the discussion of the results.



161 **Figure 1.** Centennial change in oxygen content between the last decade of the 21st century (2090-2099) and
 162 the last decade of the 20st century (1990-1999) in the mesopelagic layer (200-600m) a) in the IPSL-CM5A-
 163 LR RCP8.5 simulation used in this study and b) in the mean of nine RCP8.5 simulations from different
 164 models of the CMIP5 framework (including the IPSL model). For each model, the centennial trend in the
 165 RCP8.5 simulation is corrected from the small model drift by removing the same temporal trend in the asso-
 166 ciated historical simulation. Hatched areas in b) indicate agreement on the sign of change for at least eight
 167 models. The boundaries between the regions considered in this paper are shown as black lines in a).

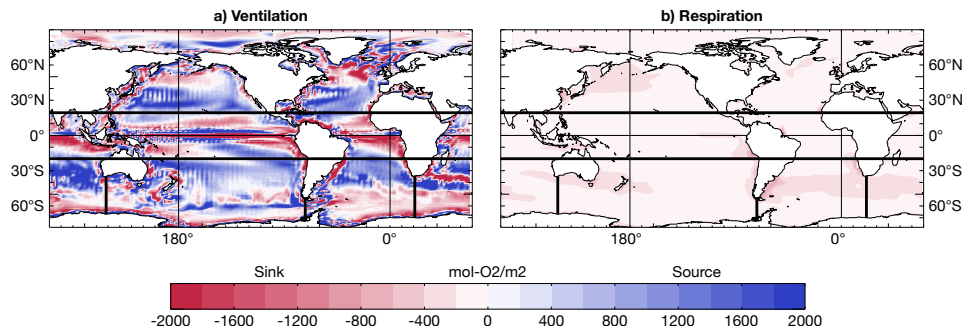
168 3 Results

169 3.1 Oxygen ventilation and respiration in the control simulation

170 Before examining regionally how ventilation and respiration are affected by climate
 171 change, we present their global patterns in the pre-industrial state. In the historical CTL sim-
 172 ulation which is close to equilibrium, the global net oxygen flux between the surface mixed-
 173 layer and subsurface is close to zero. However regionally this is not the case, some regions
 174 are gaining oxygen while some are losing oxygen, and the local balance is achieved through
 175 lateral fluxes of oxygen below the mixed-layer. Here we present the pathways of oxygen ex-
 176 changes across the surface mixed-layer in this historical simulation.

177 Ventilation in the CTL simulation (\bar{V}^{CTL}) (figure 2a) reveals a pattern of net subduc-
 178 tion in the subtropical gyres and net obduction over most of the subpolar gyres. The largest
 179 values are found in areas of strong currents (Gulf Stream, Agulhas, Kuroshio) and along
 180 the coast. Up to $2000 \text{ mol } O_2 \text{ m}^{-2}$ are subducted or obducted in these areas during the last
 181 100 years of the CTL simulation. Similar patterns are observed for carbon subduction [Lévy
 182 *et al.*, 2013; Bopp *et al.*, 2015]. This was expected as advection of water is the major process
 183 driving subduction. Respiration (\bar{R}^{CTL}) reaches values which are smaller than ventilation

184 and less heterogeneous, and which are always negative (figure 2b). The largest values are
 185 found below the highly productive zones and reach $-500 \text{ mol O}_2 \text{ m}^{-2}$.

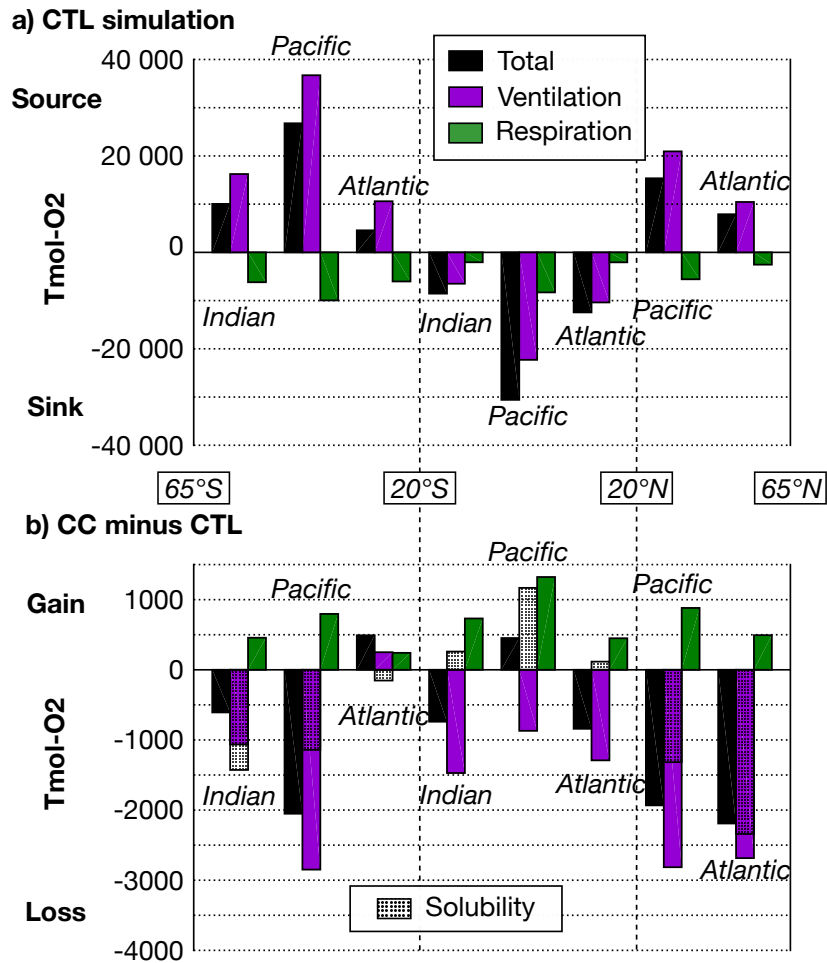


186 **Figure 2.** Spatial patterns of a) oxygen subduction and b) respiration in the CTL simulation cumulated from
 187 1990 to 2099. Positive values stand for a gain of oxygen at subsurface. The small noise seen in the ventilation
 188 patterns in the subtropics is due to noise in the model vertical velocity.

189 Regional budgets of ventilation and respiration provide a more quantitative view of the
 190 oxygen exchanges across the mixed-layer (figure 3a). In temperate latitudes, oxygen subduc-
 191 tion ranges between 38000 Tmol O_2 in the South Pacific and 10000 Tmol O_2 in the the North
 192 Atlantic, while respiration varies between 2500 and 10000 Tmol O_2 cumulated over the last
 193 100 years. Oxygen subduction largely exceeds respiration implying a net subsurface oxygen
 194 gain. In contrast, in subtropical regions, oxygen obduction adds up to respiration leading to a
 195 net oxygen loss. The balance is achieved by a net transport of oxygen at subsurface between
 196 the temperate and subtropical regions.

203 3.2 Oxygen ventilation and respiration changes in response to climate change

204 In order to evaluate the ventilation and respiration changes over the 21st century, the
 205 analysis presented in figure 2 and figure 3a for the CTL experiment are repeated for the CC
 206 experiment. The difference between the two experiments is shown in figure 3b. Globally,
 207 we found a net flux of O₂ (black bars) directed from the ocean interior to the mixed-layer
 208 in response to climate change which is consistent with a global net decrease of subsurface
 209 oxygen content (figure 1a). However this net change shows strong regional contrasts, with a
 210 net loss of oxygen to the mixed-layer which has the largest amplitude in the temperate North
 211 Atlantic, North Pacific and South Pacific, and a small gain in the subtropical Pacific and in
 212 the spurious South Atlantic.



197 **Figure 3.** a) Regional budgets of ventilation (\bar{V}^{CTL} , purple bars), respiration (\bar{R}^{CTL} , green bars) and sum
 198 of the two (black bars) in the CTL experiment, cumulated from 1990 to 2099. b) Changes in the regional
 199 budgets of ventilation and respiration due to climate change (CC-CTL), cumulated from 1990 to 2099. The
 200 total change in ventilation (in purple) is decomposed into changes due to solubility (dotted) and changes due to
 201 circulation (residual) The boundaries between regions are shown in figure 2. Positive values stand for fluxes
 202 of oxygen directed toward the subsurface.

213 The solubility driven changes (dotted bars) are always negative in temperate latitudes
 214 and positive in the subtropics. In temperate latitudes, where the tendency in the pre-industrial
 215 state is oxygen subduction, this negative change reflects the decrease in solubility due to the
 216 increase in temperature. The solubility effect is particularly marked in the North Atlantic,
 217 where it over compensates (120%) the decrease in ventilation, and otherwise varies between
 218 40 and 60 % in the South Indian, South Pacific and North Pacific. The remaining part of the

219 decrease in ventilation is due to the circulation effect and mainly reflects the decrease in net
220 subduction under climate change.

221 In the subtropics, where oxygen is obducted in the pre-industrial state, the rather counter-
222 intuitive solubility-driven positive change reflects the obduction of warmer water masses
223 with climate change. The solubility effect in these regions thus acts against the net increase
224 in obduction: in other words, the net change in ventilation reflects the balance between an
225 increase in obduction, counter-balanced by the fact that the obducted waters are warmer and
226 less oxygenated.

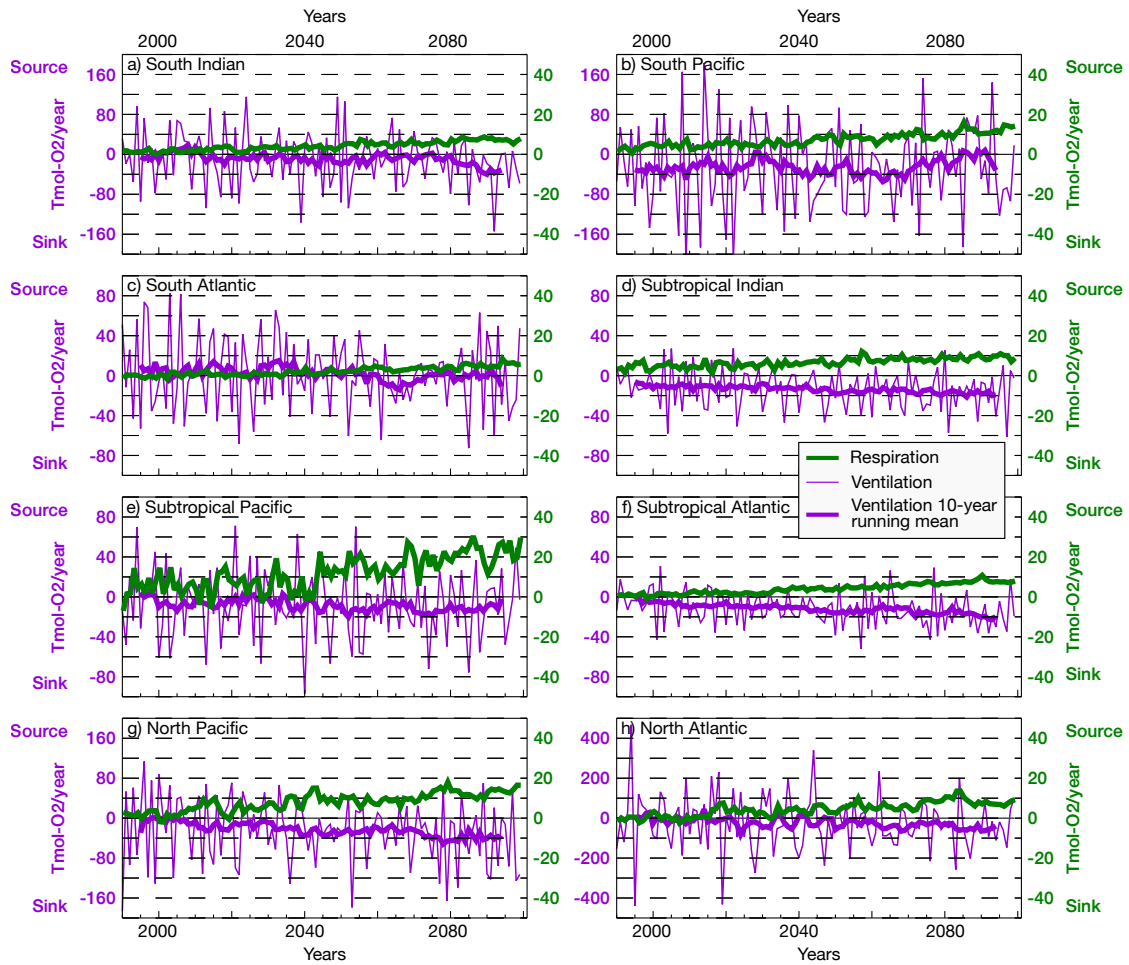
227 Changes in respiration are always of the same sign and lead to a gain of oxygen at sub-
228 surface. This reflects the decrease in primary production under climate change in all of these
229 regions. Therefore oxygen consumption by respiration is decreased. At temperate latitudes,
230 changes in respiration partly balance the loss of oxygen to due decreased ventilation, they
231 reduce the loss by up to almost 30% in the North Pacific.

232 **3.3 Temporal changes in oxygen fluxes during the 21st century**

233 Finally, we examine how the changes in oxygen ventilation and respiration evolve through
234 time during the 21st century by looking at the time evolution of $V^{CC} - V^{CTL}$ and $R^{CC} -$
235 R^{CTL} (figure 4). In all regions, both trends show large interannual variations, which are par-
236 ticularly marked for ventilation. This is remarkable for the temperate regions where venti-
237 lation is known to vary significantly from year to year. A significative result is that the am-
238 plitude of interannual variations is much larger than the amplitude of the centennial trend.
239 Moreover, the low frequency (10-year running mean) signals show temporal trends which
240 are often not linear and are indicative of decadal variability. This shows that integrating long
241 time series is necessary to relate centennial changes in oxygen content to changes in net oxy-
242 gen fluxes across the mixed-layer.

247 **4 Discussion**

248 A complexity when it comes to evaluating the contribution of changes in solubility,
249 circulation and respiration to present and future ocean deoxygenation is that there is no con-
250 sensus on how to define these terms. It is important to recognize that the definitions of ΔS ,
251 ΔC and ΔR are method-related and vary widely in the literature. Approaches based on obser-
252 vations have used the information contained in the local change in oxygen inventory between



243 **Figure 4.** Time evolution of annual ventilation and respiration trends during the 21st century in each of
 244 the eight regions examined in this study. Note the different scales between regions and for ventilation and
 245 respiration. Shown are the difference of the annual fluxes between the control and climate change simulations.
 246 Positive values stand for fluxes of oxygen directed toward the subsurface.

253 two periods of reference (ΔO_2) [Stendardo and Gruber, 2012; Schmidtko et al., 2017; Keel-
 254 ington et al., 2010]. In such cases, the solubility driven change is defined as the local change in
 255 saturated oxygen concentration (ΔO_{sat}). The residual, $\Delta O_2 - \Delta O_{sat}$, comprises the sum of all
 256 other processes contributing to changes in oxygen in the ocean interior, i.e. changes in ven-
 257 tilation and remineralization rates, but also changes in subsurface circulation. Approaches
 258 based on models have more flexibility, particularly when sensitivity experiments can be con-
 259 ducted. In such cases, the different effects can be evaluated by comparing oxygen inventories
 260 between controlled experiments where some parameters are artificially held constant. Such
 261 approaches, however, strongly rely on the hypothesis that the decomposition into different

262 drivers is additive. For instance, *Bopp et al.* [2002] compared the results of a full climate
263 change simulation to those of an offline control experiment where sea-surface temperature
264 was the only physical parameter affected by climate change. This enabled them to quantify
265 the solubility effect. They estimated the respiration effect from changes in export production
266 and attributed the circulation effect to the residual of the balance. In a more recent model-
267 ing study devoted to the understanding of oxygen changes in the North Pacific between 1948
268 and 2000, *Deutsch et al.* [2005, 2006] have diagnosed the solubility effect from changes in
269 O_{sat} , and used two controlled experiments, one with productivity unchanged and the other
270 with both productivity and solubility unchanged, to assess the changes due to the circula-
271 tion and those associated with changes in respiration. A good illustration of different insights
272 brought by the different definitions of the solubility effect relates to its estimate in the sub-
273 tropics: whereas our method points toward net subsurface oxygenation due to a reduction in
274 O_{sat} obduction, more classical definitions based on ΔO_{sat} find a positive contribution to the
275 net deoxygenation [*Schmidtke et al.*, 2017].

276 The method proposed here provides a rigorous framework to compute these quanti-
277 ties and has enabled a first quantification of the relative contributions of the factors involved
278 in future deoxygenation at the global scale. It can be applied to simulations that have previ-
279 ously been carried out provided that monthly outputs have been saved (which will be the case
280 in CMIP6), and, in principle, can also be applied to observations (see one exemple in *Lévy*
281 *et al.* [2013]). It should be noted that the computation of oxygen subduction at the base of
282 the mixed-layer with a similar approach has been previously applied to the understanding of
283 oxygen decadal changes in the North Pacific [*Kwon et al.*, 2016]. Another advantage of this
284 method is that it gives access to the time variability of the different contributors to deoxy-
285 genation, in addition to their cumulated effect during a given time period.

286 The main limitation of this approach is that it cannot explain the details of the vertical
287 structure of deoxygenation below the mixed-layer. Understanding the drivers of the critical
288 changes in the volume of suboxic waters, for example, requires a complete analysis of the
289 subsurface oxygen budget [*Gnanadesikan et al.*, 2012]. Moreover, there remain uncertainties
290 in our estimates. From a methodological point of view, oxygen fluxes are computed across
291 the base of the seasonally varying mixed-layer which tendency is to shoal in response to cli-
292 mate change. Thus it should be kept in mind that the volume of water under the mixed-layer
293 increases. From a purely computational point of view, there are inherent errors associated
294 with the offline approach and the use of monthly averages. We have estimated the magnitude

of this uncertainty in a forced preindustrial simulation run with the same NEMO-PISCES model where subduction was computed online at each model time step and compared it with the offline monthly diagnostics. This comparison revealed that error associated with the offline computation of ventilation was of the order of 30%.

5 Conclusion

Variations in dissolved oxygen through time in the ocean interior in response to climate change result from the balance between how much oxygen is transferred from the surface of the ocean into the ocean interior and how much is being used in the ocean interior to remineralize the organic material that sinks from the surface ocean [Shepherd *et al.*, 2017]. This paper proposes a first quantification of this balance, at the regional scale, based on oxygen ventilation and oxygen respiration estimates along the 21st century from a CMIP5 climate change simulation. Our original diagnostics have allowed us to relate the net oxygen deoxygenation trend during this period to a decrease in oxygen ventilation, only partly ($< 20\%$) balanced by a reduction in respiration. The change in total oxygen ventilation comprises a contribution due to the reduction of oxygen solubility, and a residual contribution, which has the same order of magnitude and is related to changes in ventilation rates. Our analysis reflects that changes in respiration, solubility and circulation all contribute to the overall changes in oxygen exchanges between the surface mixed-layer and subsurface ocean, with absolute magnitudes that are comparable and signs that can be opposite. The net balance between the three effects is highly regional and shows interannual variations which are generally larger than the long term trend. Nevertheless general patterns can be drawn. At temperate latitudes, the decrease in oxygen ventilation is explained in similar proportion by solubility and circulation changes, although our results highlight that circulation driven changes are the largest contribution to the decrease in the South and North Pacific. In contrast in the subtropics, the net decrease in oxygen supply to the subsurface ocean has an amplitude smaller than at high latitudes, and this is partly explained by the fact that the solubility effect acts against the circulation effect in these regions of net oxygen obduction.

Overall, our results highlight the need for models to resolve correctly ocean circulation in order to improve our projections of future deoxygenation. Sub-regional scale analysis reveal with more details how changes in the position and strength of ocean currents contribute to local changes [Tagklis *et al.*, 2017]. While more work is clearly needed to understand how sub-regional localized changes contribute to overall deoxygenation, our result highlights

327 the need to analyse the enormous space and time variability in surface to subsurface oxygen
 328 fluxes in future projections, which should become routinely feasible in the frame of CMIP6.

329 **Acknowledgments**

330 DC received a PhD grant from Université Pierre et Marie Curie. This work was supported
 331 by CNES (TOSCA proposal CLIMCOLOR), by H2020-CRESCENDO grant and by ANR
 332 project SOBUMS (ANR-16-CE01-0014). . The authors thank Christian Ethe who helped
 333 with the implementation of the subduction diagnostics. The authors thank IPSL-CMC for
 334 developing and providing the simulations used in this study.

335 **References**

- 336 Aumont, O., and L. Bopp (2006), Globalizing results from ocean in situ iron fertilization
 337 studies, *Global Biogeochemical Cycles*, *20*(2), GB2017–n/a, doi:10.1029/2005GB002591.
- 338 Bopp, L., C. Le Quéré, M. Heimann, A. C. Manning, and P. Monfray (2002), Climate-
 339 induced oceanic oxygen fluxes: Implications for the contemporary carbon budget, *Global*
 340 *Biogeochemical Cycles*, *16*(2), 1022, doi:10.1029/2001GB001445.
- 341 Bopp, L., L. Resplandy, J. C. Orr, S. C. Doney, J. P. Dunne, M. Gehlen, P. Halloran,
 342 C. Heinze, T. Ilyina, R. Séférian, J. Tjiputra, and M. Vichi (2013), Multiple stressors of
 343 ocean ecosystems in the 21st century: projections with CMIP5 models, *Biogeosciences*,
 344 *10*(1), 6225–6245, doi:10.5194/bg-10-6225-2013.
- 345 Bopp, L., M. Lévy, L. Resplandy, and J.-B. Sallée (2015), Pathways of anthropogenic car-
 346 bon subduction in the global ocean, *Geophysical Research Letters*, pp. n/a–n/a, doi:
 347 10.1002/2015GL065073.
- 348 Cheng, W., D. Zhang, and J. C. H. Chiang (2013), Atlantic Meridional Overturning Circu-
 349 lation (AMOC) in CMIP5 Models: RCP and Historical Simulations, *dx.doi.org*, *26*(18),
 350 7187–7197, doi:10.1175/JCLI-D-12-00496.1.
- 351 Ciais, P., C. L. Sabine, G. Bala, L. Bopp, V. Brovkin, J. Canadell, A. Chhabra, R. DeFries,
 352 J. Galloway, M. Heimann, C. Jones, C. Le Quéré, R. B. Myneni, S. Piao, and P. Thornton
 353 (2013), Carbon and Other Biogeochemical Cycles, in *Climate Change 2013: The Physical*
 354 *Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the In-*
 355 *tergovernmental Panel on Climate Change*, edited by T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner,
 356 M. M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. M. Midgley, pp.
 357 465–570, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY,

- 358 USA.
- 359 Cocco, V., F. Joos, M. Steinacher, T. L. Froelicher, L. Bopp, J. P. Dunne, M. Gehlen,
360 C. Heinze, J. Orr, A. Oschlies, B. Schneider, J. Segschneider, and J. Tjiputra (2013), Oxy-
361 gen and indicators of stress for marine life in multi-model global warming projections,
362 *Biogeosciences*, *10*(3), 1849–1868, doi:10.5194/bg-10-1849-2013.
- 363 Codispoti, L. A., J. A. Brandes, J. P. Christensen, A. H. Devol, S. W. A. Naqvi, H. W.
364 Paerl, and T. Yoshinari (2001), The oceanic fixed nitrogen and nitrous oxide budgets:
365 Moving targets as we enter the anthropocene?, *Scientia Marina*, *65*(S2), 85–105, doi:
366 10.3989/scimar.2001.65s285.
- 367 Deutsch, C., S. Emerson, and L. Thompson (2005), Fingerprints of climate change
368 in North Pacific oxygen, *Geophysical Research Letters*, *32*(1), L16,604, doi:
369 10.1029/2005GL023190.
- 370 Deutsch, C., S. Emerson, and L. Thompson (2006), Physical-biological interactions in North
371 Pacific oxygen variability, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *111*(C9), C09S90,
372 doi:10.1029/2005JC003179.
- 373 Diaz, R. J., and R. Rosenberg (2008), Spreading Dead Zones and Consequences for Marine
374 Ecosystems, *Science*, *321*(5891), 926–929, doi:10.1126/science.1156401.
- 375 Dufresne, J.-L., M. A. Foujols, S. Denvil, A. Caubel, O. Marti, O. Aumont, Y. Balkan-
376 ski, S. Bekki, H. Bellenger, R. Benshila, S. Bony, L. Bopp, P. Braconnot, P. Brockmann,
377 P. Cadule, F. Cheruy, F. Codron, A. Cozic, D. Cugnet, N. de Noblet, J. P. Duvel, C. Ethé,
378 L. Fairhead, T. Fichefet, S. Flavoni, P. Friedlingstein, J. Y. Grandpeix, L. Guez, E. Guil-
379 yardi, D. Hauglustaine, F. Hourdin, A. Idelkadi, J. Ghattas, S. Joussaume, M. Kageyama,
380 G. Krinner, S. Labetoulle, A. Lahellec, M. P. Lefebvre, F. Lefevre, C. Levy, Z. X. Li,
381 J. Lloyd, F. Lott, G. Madec, M. Mancip, M. Marchand, S. Masson, Y. Meurdesoif,
382 J. Mignot, I. Musat, S. Parouty, J. Polcher, C. Rio, M. Schulz, D. Swingedouw, S. Szopa,
383 C. Talandier, P. Terray, N. Viovy, and N. Vuichard (2013), Climate change projections
384 using the IPSL-CM5 Earth System Model: from CMIP3 to CMIP5, *Climate Dynamics*,
385 *40*(9), 2123–2165, doi:10.1007/s00382-012-1636-1.
- 386 Gent, P. R., and J. C. McWilliams (1990), Isopycnal Mixing in Ocean Circulation
387 Models, *Journal of Physical Oceanography*, *20*(1), 150–160, doi:10.1175/1520-
388 0485(1990)020<0150:IMIOCM>2.0.CO;2.
- 389 Gnanadesikan, A., J. P. Dunne, and J. John (2012), Understanding why the volume of sub-
390 oxidic waters does not increase over centuries of global warming in an Earth System Model,

- 391 *Biogeosciences*, 9(3), 1159–1172, doi:10.5194/bg-9-1159-2012.
- 392 Helm, K. P., N. L. Bindoff, and J. A. Church (2011), Observed decreases in oxygen
393 content of the global ocean, *Geophysical Research Letters*, 38(2), L23,602, doi:
394 10.1029/2011GL049513.
- 395 Karleskind, P., M. Lévy, and L. Mémerly (2011), Subduction of carbon, nitrogen, and oxygen
396 in the northeast Atlantic, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C), C02,025,
397 doi:10.1029/2010JC006446.
- 398 Keeling, R. F., A. Körtzinger, and N. Gruber (2010), Ocean deoxygenation
399 in a warming world., *Annual review of marine science*, 2, 199–229, doi:
400 10.1146/annurev.marine.010908.163855.
- 401 Kwon, E. Y., C. Deutsch, S.-P. Xie, S. Schmidtko, and Y.-K. Cho (2016), The North Pacific
402 Oxygen Uptake Rates over the Past Half Century, *Journal of Climate*, 29, 61–76, doi:
403 10.1175/JCLI-D-14-00157.1.
- 404 Lachkar, Z., S. Smith, M. Lévy, and O. Pauluis (2016), Eddies reduce denitrification and
405 compress habitats in the Arabian Sea, *Geophysical Research Letters*, 43(17), 9148–9156,
406 doi:10.1002/2016GL069876.
- 407 Leung, S., A. Cabré, and I. Marinov (2015), A latitudinally banded phytoplankton response
408 to 21st century climate change in the Southern Ocean across the CMIP5 model suite, *Bio-*
409 *geosciences*, 12(19), 5715–5734, doi:10.5194/bg-12-5715-2015.
- 410 Lévy, M., L. Bopp, P. Karleskind, L. Resplandy, C. Ethé, and F. Pinsard (2013), Physical
411 pathways for carbon transfers between the surface mixed layer and the ocean interior,
412 *Global Biogeochemical Cycles*, 27(4), 1001–1012, doi:10.1002/gbc.20092.
- 413 Little, C. M., and N. M. Urban (2016), CMIP5 temperature biases and 21st century
414 warming around the Antarctic coast, *Annals of Glaciology*, 57(73), 69–78, doi:
415 10.1017/aog.2016.25.
- 416 Resplandy, L., M. Lévy, L. Bopp, V. Echevin, S. Pous, V. V. S. S. Sarma, and D. Kumar
417 (2012), Controlling factors of the oxygen balance in the Arabian Sea's OMZ, *Biogeo-*
418 *sciences*, 9(1), 5095–5109, doi:10.5194/bg-9-5095-2012.
- 419 Schmidtko, S., L. Stramma, and M. Visbeck (2017), Decline in global oceanic oxygen con-
420 tent during the past five decades, *Nature Publishing Group*, 542(7641), 335–339, doi:
421 10.1038/nature21399.
- 422 Shepherd, J. G., P. G. Brewer, A. Oschlies, and A. J. Watson (2017), Ocean ventilation and
423 deoxygenation in a warming world: introduction and overview, *Philosophical Trans-*

- 424 *actions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*,
425 375(2102), 20170,240, doi:10.1098/rsta.2017.0240.
- 426 Shu, Q., Z. Song, and F. Qiao (2015), Assessment of sea ice simulations in the CMIP5 mod-
427 els, *The Cryosphere*, 9(1), 399–409, doi:10.5194/tc-9-399-2015.
- 428 Stendardo, I., and N. Gruber (2012), Oxygen trends over five decades in the North
429 Atlantic, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C11), n/a–n/a, doi:
430 10.1029/2012JC007909.
- 431 Tagklis, F., A. Bracco, and T. Ito (2017), Physically driven patchy O₂ changes in the North
432 Atlantic Ocean simulated by the CMIP5 Earth system models, *Global Biogeochemical*
433 *Cycles*, 31(8), 1218–1235, doi:10.1002/2016GB005617.
- 434 Thomsen, S., T. Kanzow, F. Colas, V. Echevin, G. Krahnmann, and A. Engel (2016), Do sub-
435 mesoscale frontal processes ventilate the oxygen minimum zone off Peru?, *Geophysical*
436 *Research Letters*, 43(1), 8133–8142, doi:10.1002/2016GL070548.
- 437 Turner, J., T. J. Bracegirdle, T. Phillips, G. J. Marshall, and J. S. Hosking (2013), An Initial
438 Assessment of Antarctic Sea Ice Extent in the CMIP5 Models, *Journal of Climate*, 26(5),
439 1473–1484, doi:10.1175/JCLI-D-12-00068.1.
- 440 Vaquer-Sunyer, R., and C. M. Duarte (2008), Thresholds of Hypoxia for Marine
441 Biodiversity, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United*
442 *States of America*, 105(40), 15,452–15,457, doi:10.2307/25464432?ref=search-
443 gateway:713a28a97e1070da1b36dad48ac0418.
- 444 Yang, C.-Y., J. Liu, Y. Hu, R. M. Horton, L. Chen, and X. Cheng (2016), Assessment of
445 Arctic and Antarctic sea ice predictability in CMIP5 decadal hindcasts, *The Cryosphere*,
446 10(5), 2429–2452, doi:10.5194/tc-10-2429-2016.

III.2.2 Influence du choix de la couche de mélange

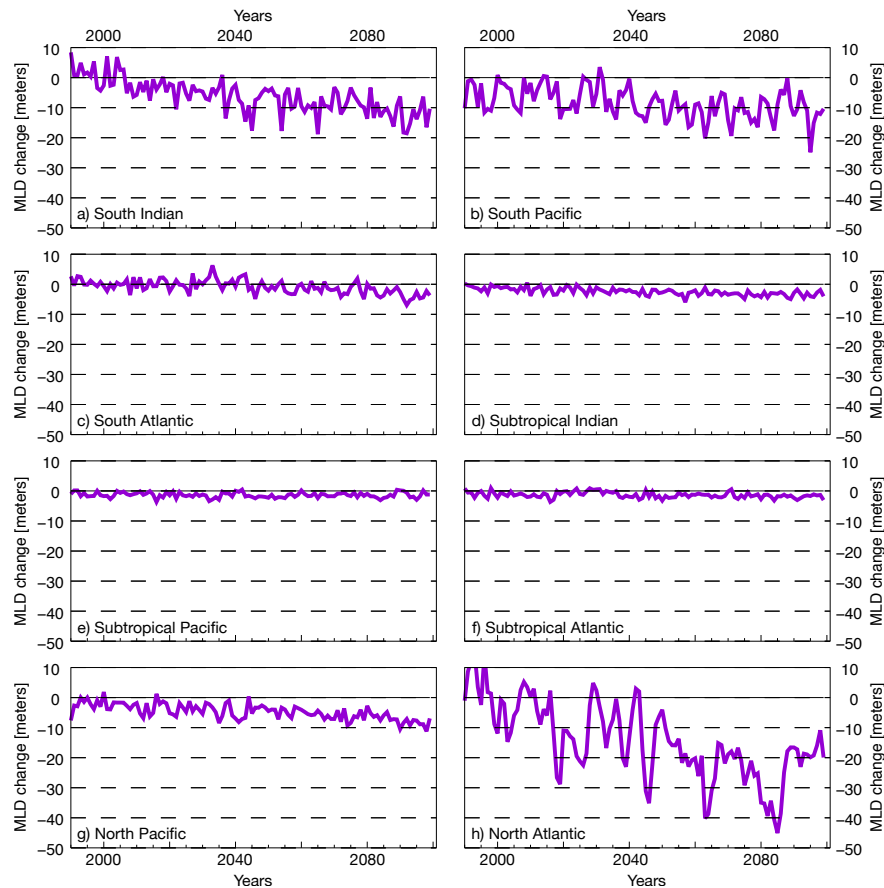


FIGURE III.1 – Évolution temporelle au cours du 21 ème siècle du changement de la profondeur de la couche de mélange en moyenne annuelle dans les différents bassins océaniques : (a-c) de 65°S à 20°S, (d-f) de 20°S à 20°N et (g, h) de 20°N à 65°N.

Les flux d'oxygène dépendent du choix de l'interface à travers laquelle ils sont calculés. Dans la section précédente, ces flux ont été calculés à la base de la couche de mélange qui varie mensuellement et diminue au cours du 21ème siècle en réponse au changement climatique. Par exemple, entre 1990 et 2099, la profondeur de la couche de mélange diminue de 200 à 150 mètres dans l'Atlantique Nord et de 40 à 30 mètres dans le Pacifique Nord (Figure III.1). Les flux d'oxygène ont également été calculés à travers une couche de mélange climatologique, c'est à dire une couche de mélange qui varie seulement saisonnièrement (moyenne mensuelle sur les années 1990 à 1999) mais dont la profondeur ne diminue pas au cours du 21ème siècle. Le choix d'une interface différente ne modifie pas les résultats pour les changements de solubilité et de respiration (Figure III.2). En revanche, le changement de circulation est plus sensible au choix de l'interface. L'effet dépend de la région :

III. QUANTIFICATION DES MÉCANISMES RESPONSABLES DE LA DÉSOXYGÉNATION SUR LE 21ÈME SIÈCLE À L'ÉCHELLE GLOBALE ET À BASSE RÉOLUTION

a) CC minus CTL, varying MLD

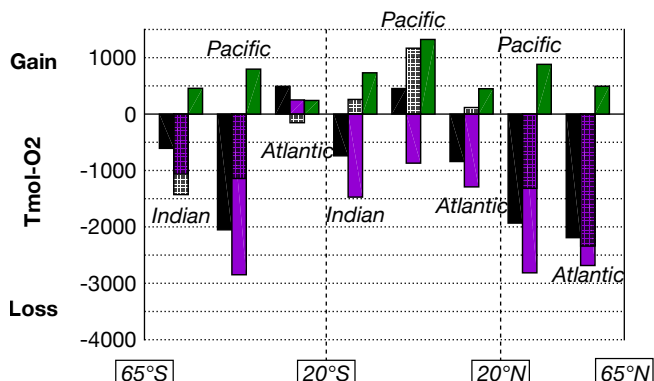
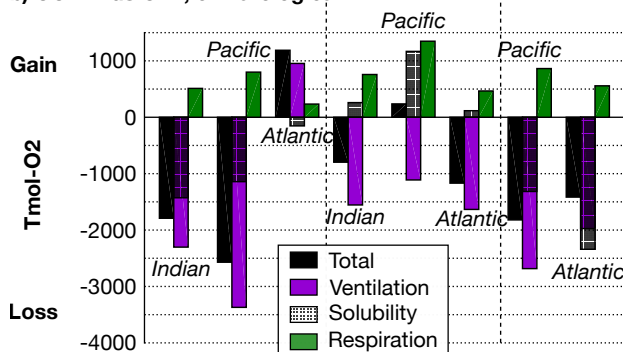


FIGURE III.2 – Changements des budgets régionaux de ventilation et respiration en réponse au changement climatique calculé à travers une couche de mélange diminuant en réponse au changement climatique (en haut, identique à la figure 3b de la section III.2.1) et une couche de mélange climatologique (en bas). Le changement de ventilation (violet) comprend une partie due à des changements de solubilité (pointillés) et une partie due à des changements de circulation (résidu). Les valeurs positives indiquent un gain d'oxygène pour la subsurface.

b) CC minus CTL, climatological MLD



avec une couche de mélange climatologique, la perte d'oxygène augmente dans l'Indien Sud et le Pacifique Sud, diminue dans l'Atlantique Nord et le gain d'oxygène augmente dans l'Atlantique Sud.

Nous concluons que le choix de la surface de référence à travers les calculs de subsuction sont effectués, entre la couche de mélange saisonnière en début du siècle et une couche de mélange saisonnière variant au cours de la simulation, ne modifie pas les résultats de la partie précédente. Néanmoins dans le cas d'une quantification plus précise de la contribution des changements de ventilation, le choix de la couche de mélange et l'incertitude qui en découle serait à prendre en compte notamment dans les régions où la couche de mélange varie fortement.

III.3 Conclusions

L'évolution de l'oxygène dans l'intérieur de l'océan dépend de l'équilibre entre la quantité d'oxygène apporté de la surface à la subsurface et la quantité d'oxygène utilisée pour reminéraliser la matière organique qui sédimente depuis la surface [Shepherd et al., 2017]. Ce

chapitre présente une première quantification de cet équilibre à l'échelle régionale à partir d'estimations de la ventilation et de la respiration d'oxygène au cours du 21^{ème} siècle dans une simulation du cadre CMIP5 (boîte B1). La diminution de la ventilation est partiellement compensée par une diminution de la respiration (< 20 %). La diminution de la ventilation comprend une partie due à un changement de la solubilité et une partie résiduelle liée aux changements de circulation. Les changements de respiration, de solubilité et de circulation contribuent tous en proportions comparables à la désoxygénation. L'équilibre entre chaque terme varie régionalement et les fluctuations interannuelles sont plus importantes que la tendance à long terme. Aux latitudes tempérées, la diminution de la ventilation est autant due à une diminution de la solubilité que de la circulation. En revanche aux basses latitudes, l'effet de la circulation est en partie contrebalancé par un gain d'oxygène lié à la solubilité.

Les résultats précédents ne prennent pas en compte les flux latéraux en subsurface et ne permettent donc pas de fermer le budget d'oxygène sous la couche de mélange dans chaque région. Ces flux latéraux jouent cependant un rôle important, ils transfèrent par exemple de l'oxygène entre les latitudes tempérées et les tropiques et participent par exemple au maintien des concentrations d'oxygène dans l'Atlantique tropical [Karstensen et al., 2008]. Sans ces flux latéraux il est difficile de relier les changements locaux d'oxygène à une modification des flux à travers la couche de mélange. Par exemple : la diminution de l'apport à travers la couche de mélange est plus importante dans l'Atlantique Nord que dans le Pacifique Nord alors que la désoxygénation est plus sévère dans le Pacifique Nord.

Néanmoins, l'avantage de la méthode utilisée ici pour évaluer les contributions des changements de circulation, solubilité et respiration est qu'elle peut être appliquée à n'importe quelle simulation dès lors que les concentrations d'oxygène en trois dimensions et en moyenne mensuelle sont disponibles. Nous n'avons pas pu appliquer cette méthode aux autres simulations du cadre CMIP5 car nous n'avons pas les données nécessaires. Cela permettrait de confronter les résultats de ce chapitre à d'autres simulations.

Les résultats de ce chapitre ont été obtenus avec une simulation à basse résolution. Néanmoins, comme expliqué en introduction (section I.4), les processus de petite échelle agissent sur le transport d'oxygène vers la subsurface et sur la production primaire. Ils sont donc fortement suspectés d'influencer la désoxygénation et les processus qui en sont res-

III. QUANTIFICATION DES MÉCANISMES RESPONSABLES DE LA DÉSOXYGÉNATION SUR LE 21ÈME SIÈCLE À L'ÉCHELLE GLOBALE ET À BASSE RÉOLUTION

ponsables. Quantifier leurs effets est l'objectif du prochain chapitre. Pour cela, nous nous concentrerons sur les régions du Pacifique et de l'Atlantique Nord dans lesquelles la désoxygénation est particulièrement marquée.

Quantification de l'effet des processus de petite échelle sur la désoxygénation

Sommaire

IV.1	Désoxygénation dans les configurations GYRE	76
IV.2	Effets du changement climatique sur la circulation des configurations GYRE	79
IV.2.1	Réponse générale de la circulation au changement climatique	79
IV.2.2	Effet de l'augmentation de la résolution sur le changement de circulation	81
IV.3	La réponse de la production primaire au changement climatique	83
IV.3.1	Réponse générale de la production primaire au changement climatique	83
IV.3.2	Effet de l'augmentation de la résolution sur la diminution de la production primaire	84
IV.3.3	Analyse de l'équation d'évolution des nitrates en surface	85
IV.3.4	Conséquences sur la consommation d'oxygène en subsurface	86
IV.4	Effet du changement climatique sur la ventilation d'oxygène	87
IV.5	Analyse de l'équation d'évolution d'oxygène en subsurface	88
IV.6	Synthèse de l'effet de la résolution sur la désoxygénation	89
IV.7	Limites des résultats	92
IV.8	Conclusions du chapitre	93

La compréhension actuelle de la désoxygénation repose essentiellement sur des études se concentrant sur les processus à grande échelle. Néanmoins plusieurs études montrent que les processus de petite échelle ont un effet sur les mécanismes responsables de la désoxygénation : ventilation et production primaire. Le transport d'oxygène généré par les tourbillons vers la subsurface atteint des valeurs largement supérieures au flux moyen [Re-splandy et al., 2012, Bettencourt et al., 2015, Lachkar et al., 2016]. La dynamique de petite échelle stimule également la production primaire en surface [Lévy, 2008, Lévy et al.,

2012, Mahadevan, 2016], induisant potentiellement une augmentation de la respiration en subsurface. Il n'existe cependant pas encore d'estimation de l'effet des processus de petite échelle sur la désoxygénation. C'est donc l'objectif de ce chapitre d'en fournir une.

Dans le but d'estimer l'effet des processus de petite échelle sur la désoxygénation et sur les mécanismes responsables, des expériences de changement climatique à différentes résolutions dans une configuration idéalisée de l'Atlantique Nord ont été réalisées. Dans cette région la désoxygénation est particulièrement marquée. En moyenne sur le domaine idéalisé, les réponses de la température, de la concentration de nitrate, de la concentration d'oxygène et de la production primaire sont différentes selon la résolution (Figure IV.1).

Dans ce chapitre, nous nous assurons dans un premier temps que les configurations idéalisées GYRE permettent de simuler un signal de désoxygénation similaire à celui projeté par les modèles climatiques couplés, notamment par la projection climatique du modèle de l'IPSL étudiée dans le chapitre précédent. Nous nous intéressons ensuite aux mécanismes responsables de la désoxygénation en commençant par étudier la réponse de la circulation et de la production primaire au changement climatique. La section suivante se concentre sur les effets de la résolution sur la ventilation d'oxygène. Une dernière section analyse les différents termes de l'équation d'évolution de l'oxygène en subsurface. Nous concluons enfin ce chapitre par une synthèse et une discussion des résultats présentés. Dans chacune des sections abordées nous détaillerons dans un premier temps l'effet du changement climatique quelque soit la résolution puis dans un second temps les différentes réponses selon la résolution.

IV.1 Désoxygénation dans les configurations GYRE

Le modèle climatique couplé de l'IPSL prédit une désoxygénation sévère dans l'Atlantique Nord, atteignant près de $-50 \text{ mmol O}_2/\text{m}^3$. Un premier résultat est qu'en moyenne, les configurations GYRE prévoient une désoxygénation du même ordre de grandeur (Figure IV.2). Les valeurs maximales de la désoxygénation ne sont pas tout à fait au même endroit : dans le modèle de l'IPSL, la désoxygénation est très forte à l'est, le long des côtes européennes alors que la désoxygénation maximale des configurations GYRE est atteinte dans le quart nord-ouest du bassin. Dans les configurations GYRE, la désoxygénation est moins marquée dans la gyre subtropicale. Il y a même localement une augmentation de la quantité d'oxygène. **Dans la suite de ce chapitre, nous nous concentrons donc sur la**

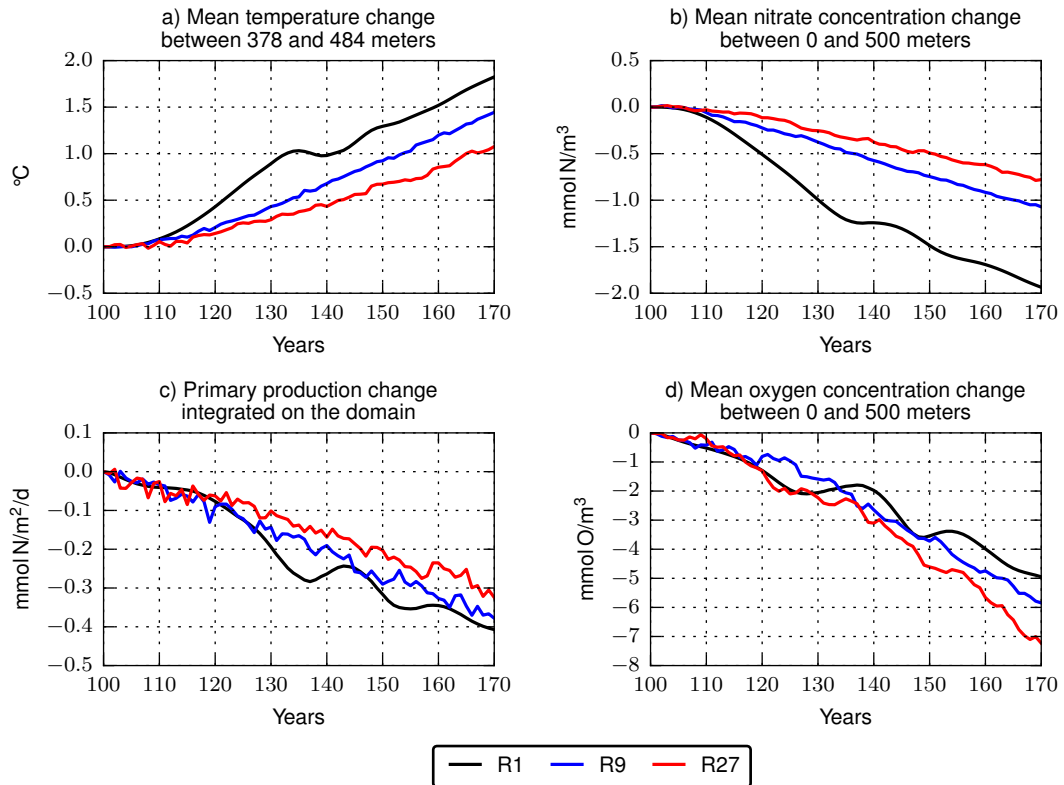


FIGURE IV.1 – Évolution temporelle du changement a) de température, b) de concentration en nitrate, c) de production primaire et d) de concentration en oxygène en réponse au changement climatique pour les différentes résolutions : 1° (R1), $1/9^\circ$ (R9) et $1/27^\circ$ (R27). La température est moyennée sur le domaine, entre 378 et 484 mètres. Les concentrations de nitrate et d'oxygène sont moyennées sur le domaine entre 0 et 500 mètres. La production primaire est intégrée sur le domaine.

gyre subpolaire des configurations GYRE (GSP, 35-45°N) où la réponse au changement climatique est particulièrement marquée. Notons qu'ici l'appellation gyre subpolaire correspond plutôt à une gyre de moyenne latitude car la couche de mélange n'est pas très profonde.

Lorsque la résolution augmente entre R1 et R9, la désoxygénation dans l'ouest de la GSP est moins forte : $-30/35 \text{ mmol O}_2/\text{m}^3$ dans R1 contre $-15/20 \text{ mmol O}_2/\text{m}^3$ dans R9, soit une atténuation d'environ 50 % de la désoxygénation. Entre R9 et R27 en revanche les différences sont peu marquées avec toutefois un léger renforcement de la désoxygénation dans R27. Notons également que l'augmentation de la concentration d'oxygène dans R1 dans l'est de la GSP disparaît dans R9 et R27. En moyenne sur le domaine, la désoxygénation

IV. QUANTIFICATION DE L'EFFET DES PROCESSUS DE PETITE ÉCHELLE SUR LA DÉSOXYGÉNATION

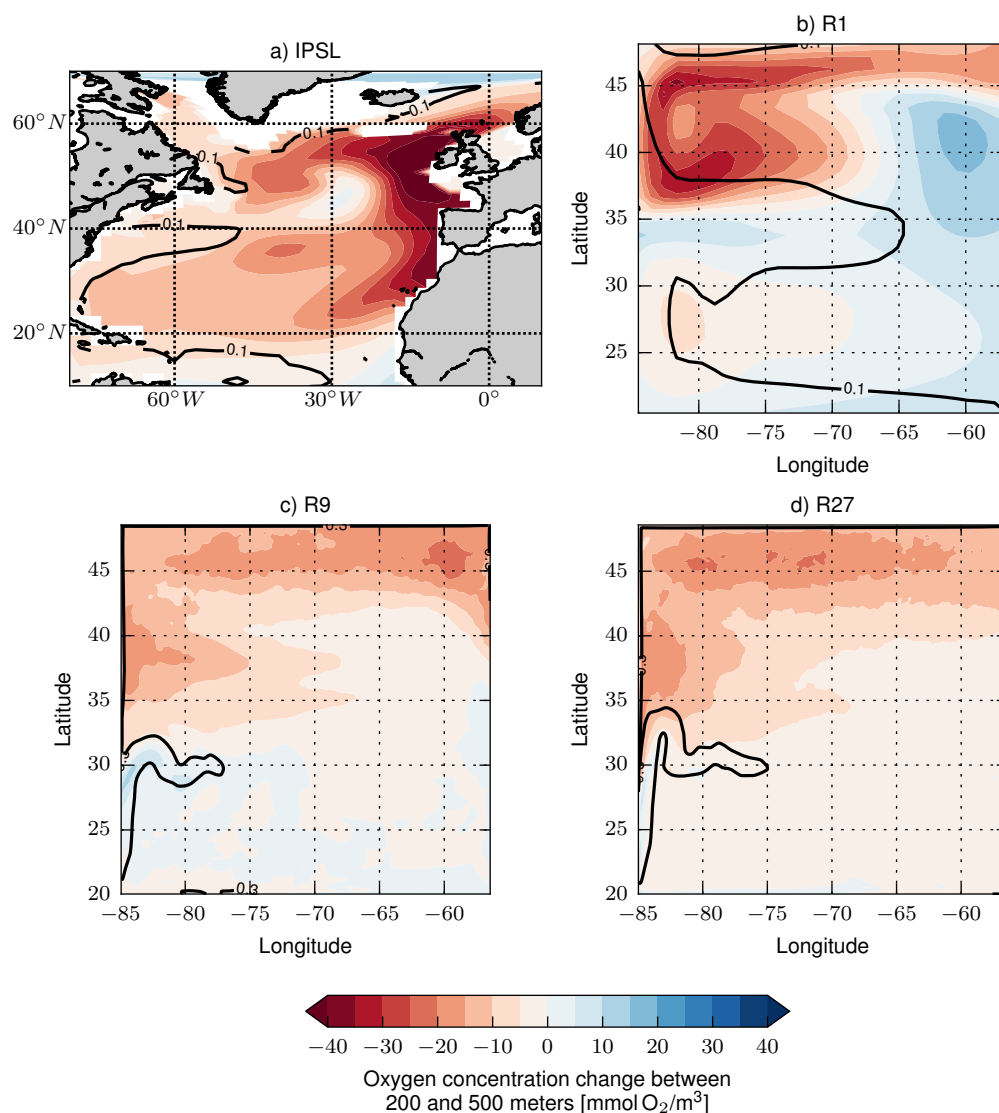


FIGURE IV.2 – Changement de la concentration d’oxygène entre 200 et 500 mètres dans a) le modèle de l’IPSL entre 1990-1999 et 2090-2099 et dans les configurations GYRE : R1 (b), R9 (c) et R27 (d) entre les années 91-100 et 161-170. Les contours noirs indiquent le courant de moyenne latitude : vitesse de surface supérieure à 0,075 (IPSL), 0,1 (R1) ou 0,3 m/s (R9 et R27).

augmente quand la résolution augmente (Figure IV.2). Cette désoxygénation plus sévère est due à la compensation dans R1 et R9 de la désoxygénation par les régions dans lesquelles quantité d'oxygène augmente (gyre subtropicale et est de la GSP).

Afin de comprendre les processus contrôlant la désoxygénation dans les configurations GYRE et les différences de désoxygénation entre résolution, nous détaillons dans ce qui suit la réponse de la circulation au changement climatique.

IV.2 Effets du changement climatique sur la circulation des configurations GYRE

IV.2.1 Réponse générale de la circulation au changement climatique

L'effet le plus direct d'une augmentation de la température atmosphérique est l'augmentation de la température de l'océan qui augmente de +1 à +2°C en subsurface (Figure IV.1). Cette augmentation de température modifie le champ de densité (Figure IV.3) : la stratification verticale augmente et les isopycnes entre les deux gyres (30-35°N) se redressent. L'augmentation de la stratification est particulièrement marquée au niveau de la thermocline principale (isopycne 24). Le redressement des isopycnes est probablement lié à une dissymétrie du réchauffement entre les deux gyres. Dans la gyre subtropicale où la couche de mélange est plus profonde, le réchauffement se propage plus facilement vers la subsurface que dans la gyre subpolaire où la couche de mélange est moins profonde. En conséquence, la densité des eaux de la gyre subtropicale diminue plus que celle des eaux de la gyre subpolaire.

En lien avec le redressement des isopycnes, le courant de moyenne latitude se renforce et se déplace vers le sud (Figure IV.4). Associée à l'accélération du courant de moyenne latitude, l'énergie cinétique turbulente augmente, notamment dans la gyre subtropicale (Figure IV.5). Au nord du courant de moyenne latitude, la diminution de l'énergie cinétique est liée au déplacement vers le sud de ce même courant.

L'augmentation de la stratification entraîne une diminution de la profondeur de la couche de mélange (Figure IV.6). La diminution particulièrement marquée au niveau du courant de moyenne latitude est liée au redressement des isopycnes. Notons que dans la gyre subpolaire, la couche de mélange s'approfondit localement. Enfin la circulation mé-

IV. QUANTIFICATION DE L'EFFET DES PROCESSUS DE PETITE ÉCHELLE SUR LA DÉSOXYGÉNATION

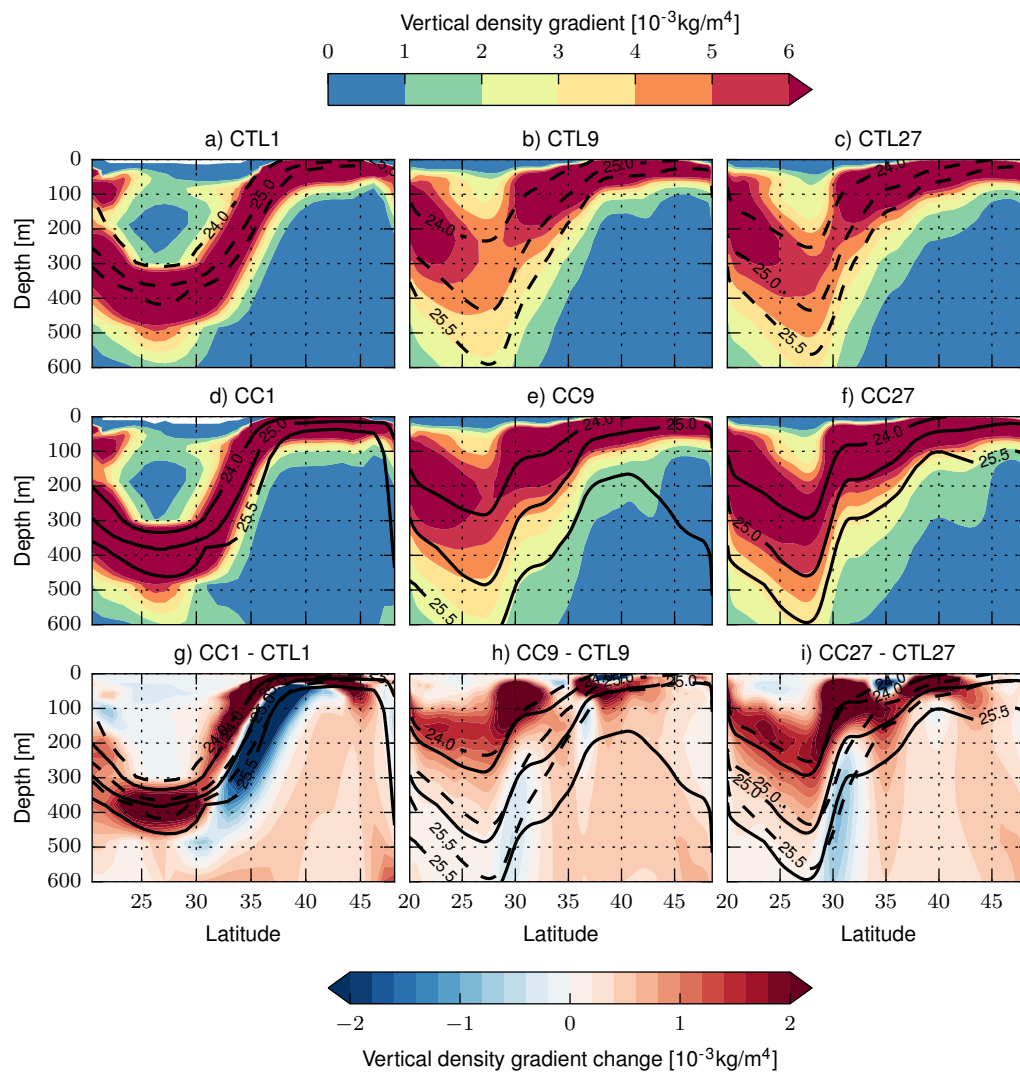


FIGURE IV.3 – Sections méridiennes de la densité moyenne, du gradient vertical de densité moyen et de sa réponse au changement climatique pour les configurations R1 (à gauche), R9 (au centre) et R27 (à droite). Moyenne entre 80°W et 75°W et sur les années 161 à 170. Le fond coloré indique l'intensité du gradient vertical de densité dans les simulations de contrôle (en haut), de changement climatique (au milieu) et la différence entre les deux (en bas). Les lignes noires indiquent les isopycnas 24, 25 et 25.5 pour les simulations de contrôle (pointillées) et de changement climatique (pleines).

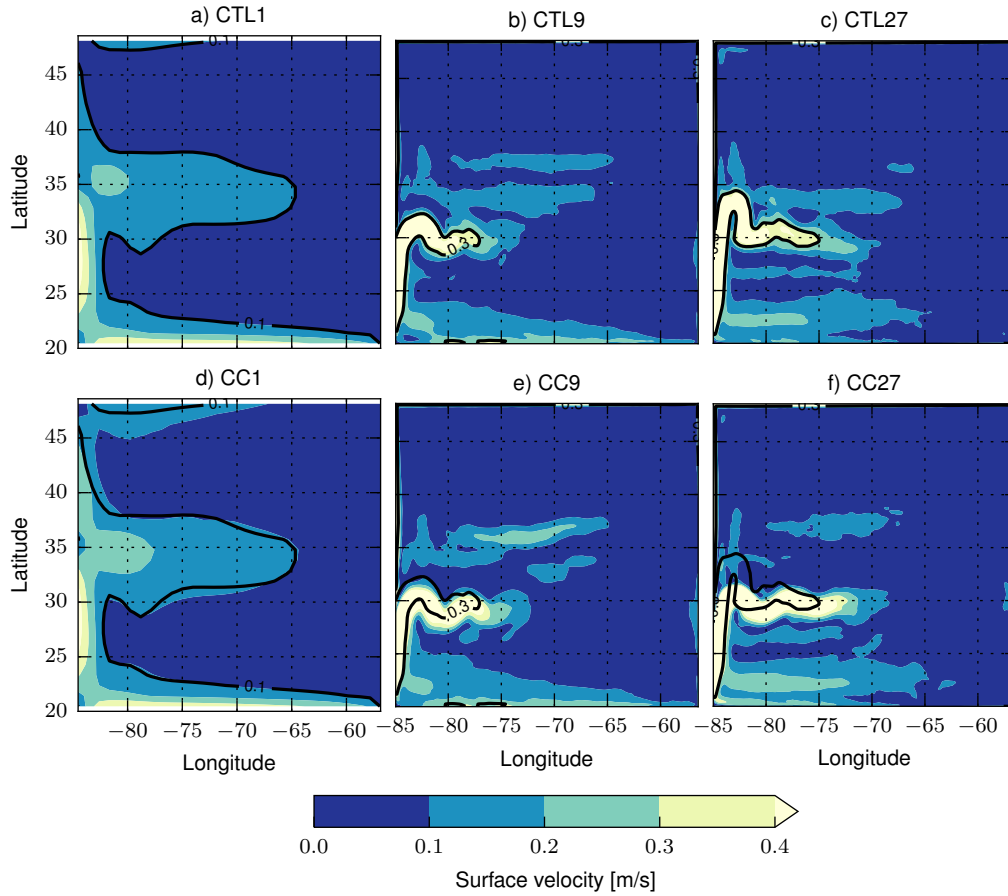


FIGURE IV.4 – Cartes du module de la vitesse de surface moyenne pour les simulations de contrôle (en haut) et de changement climatique (en bas) et pour chaque configurations : R1 (à gauche), R9 (au centre) et R27 (à droite). Le contour noir indique l’isoligne 0,1 m/s de la simulation CTL1 (à gauche) et l’isoligne 0,3 m/s pour les simulations CTL9 (au centre) et CTL27 (à droite).

ridienne de retournement ralentit en réponse au changement climatique (Figure IV.7). Ce ralentissement est probablement lié à l’augmentation de la stratification et à la diminution de la profondeur de la couche de mélange dans la partie du bassin au nord de 45°N.

IV.2.2 Effet de l’augmentation de la résolution sur le changement de circulation

Selon la résolution, la réponse au changement climatique de la circulation varie. L’augmentation de la température est moins forte en subsurface quand la résolution augmente (Figure IV.1) : +1,82°C dans R1 (de 6,61°C à 8,43°C), +1,44°C dans R9 (de 8,47°C à 9,91°C) et +1,08°C dans R27 (de 7,90°C à 8,98°C). La stratification de la thermocline principale (iso-

IV. QUANTIFICATION DE L'EFFET DES PROCESSUS DE PETITE ÉCHELLE SUR LA DÉSOXYGÉNATION

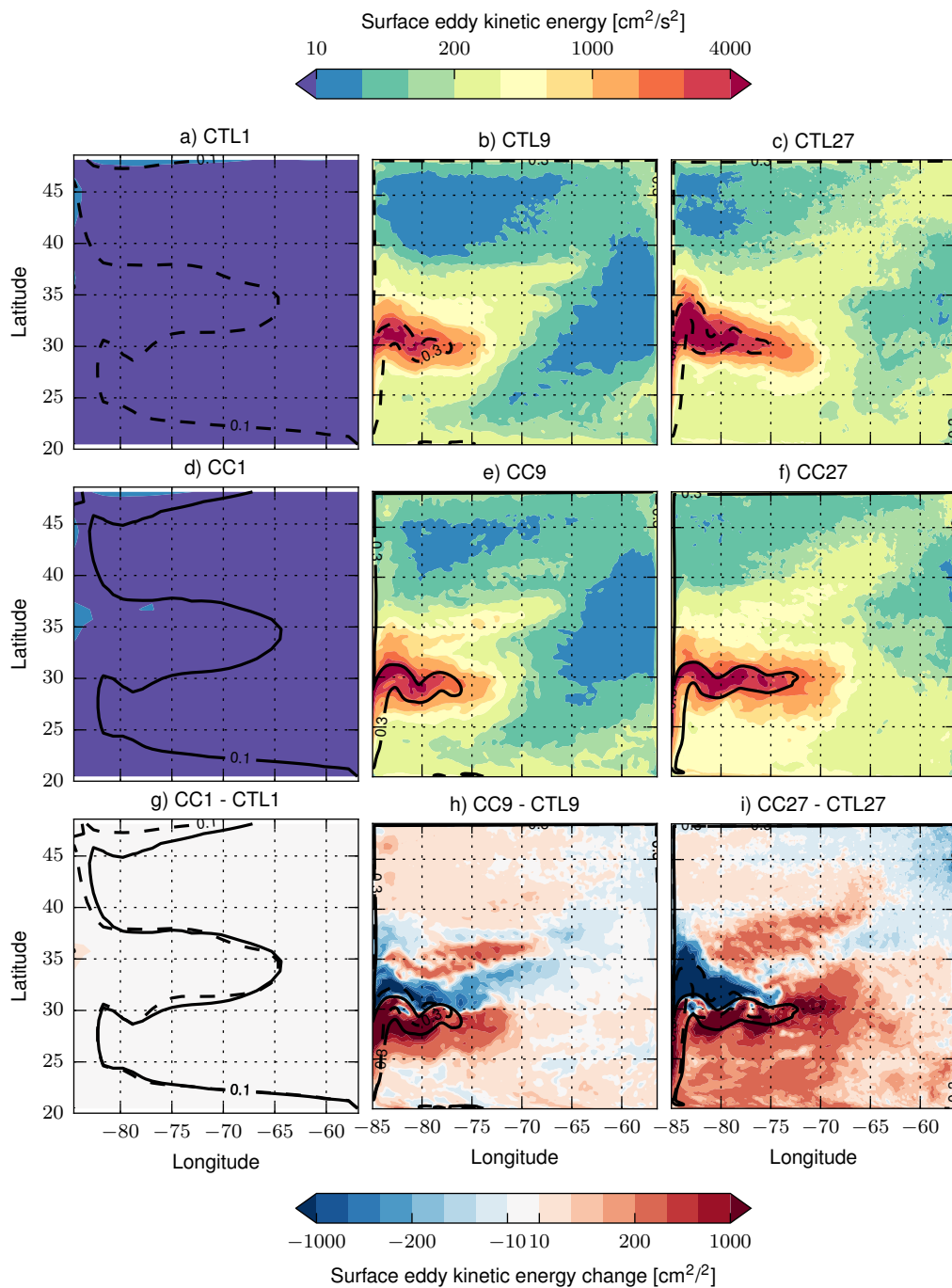


FIGURE IV.5 – Cartes de l'énergie cinétique turbulente (EKE) et de sa réponse au changement climatique dans les configurations R1 (à gauche), R9 (au centre) et R27 (à droite). Moyenne sur les années 161 à 170. En couleur l'EKE dans les simulations de contrôle (en haut), de changement climatique (au milieu) et la différence entre les deux (en bas). Les contours noirs indiquent où la vitesse de surface est supérieure à 0,1 (R1) ou 0,3 m/s (R9 et R27) pour les simulations de contrôle (pointillées) et de changement climatique (pleines).

pycne 24) diminue entre R1 et R9 et augmente entre R9 et R27 (Figure IV.3). Le changement de profondeur de couche de mélange varie peu entre les résolutions. Dans la GSP, la MLD remonte toutefois légèrement moins quand la résolution augmente (Figures IV.6 et IV.10). **Plus la résolution augmente, plus le renforcement du jet de moyenne latitude est fort** (Figure IV.4). À l'est de 75°W la vitesse du surface maximale augmente de +0,03 m/s dans R1 (de 0,13 à 0,16 m/s, +23%), de +0,06 m/s dans R9 (de 0,22 à 0,27 m/s, +27%) et de +0,21 m/s dans R27 (de 0,3 à 0,51 m/s, +70%). Conséquence directe d'une intensification plus forte du jet de moyenne latitude, l'énergie cinétique turbulente augmente plus dans R27 que dans R9 (Figure IV.5). En moyenne sur domaine, l'EKE augmente de +43 cm²/s² dans R9 (de 312 à 355 cm²/s²) contre +59 cm²/s² dans R27 (de 483 à 542 cm²/s²). Enfin, plus la résolution augmente, plus la MOC ralentit. La valeur maximale de la MOC diminue de -0,9 Sv dans R1 (-18 %), de -1,4 Sv dans R9 (-24 %) et de -1,6 Sv (-31 %)

Notons également que dans la GST : la MLD s'approfondit légèrement quand la résolution augmente (Figures IV.6 et IV.10) et que l'augmentation de l'EKE y est particulièrement marquée (+73 cm²/s² dans R9 et +233 cm²/s² dans R27)

IV.3 La réponse de la production primaire au changement climatique

IV.3.1 Réponse générale de la production primaire au changement climatique

La concentration moyenne de nitrate sur le domaine entre 0 et 500 mètres diminue d'environ -1 à -2 mmolN/m³, soit environ -15 % (Figure IV.1). La diminution est importante dans la GSP : -3 à -4 mmolN/m³ (Figure IV.9). La nitracline s'enfonce et se redresse au niveau du courant de moyenne latitude (Figure IV.8, isoligne 11 mmolN/m³ et Figure IV.10). Ce redressement entraîne une légère augmentation de la concentration à cette latitude. En conséquence de la diminution de la concentration de nitrate en surface et plus précisément du flux de nitrate vers la surface (voir section IV.3.3), la production nouvelle et la production primaire diminuent (figures IV.1 et IV.9). La production primaire diminue en moyenne sur le bassin d'environ -0,35 mmolN/m²/d (-14%). Cette diminution est très marquée dans la GSP : < -0,5 mmolN/m²/d. En conséquence, les concentrations de phytoplancton, zooplancton, de matière organique dissoute ainsi que le broutage et la production régénérée diminuent également (Figure IV.10).

IV.3.2 Effet de l'augmentation de la résolution sur la diminution de la production primaire

En moyenne sur le domaine, entre 0 et 500 mètres, la diminution de la concentration en nitrate est atténuée quand la résolution augmente (Figure IV.1) : $-1,91 \text{ mmol N/m}^2/\text{d}$ dans R1 (-17%), $-1,07 \text{ mmol N/m}^2/\text{d}$ dans R9 (-9%) et $-0,78 \text{ mmol N/m}^2/\text{d}$ dans R1 (-6%). En conséquence, **la diminution de la production primaire est également atténuée quand la résolution augmente** : $-0,41 \text{ mmol N/m}^2/\text{d}$ dans R1 (-18%), $-0,38 \text{ mmol N/m}^2/\text{d}$ dans R9 (-13%) et $-0,32 \text{ mmol N/m}^2/\text{d}$ dans R27 (-12%).

Dans la GSP, la diminution de la concentration de nitrate est atténuée quand la résolution augmente (Figure IV.9). La nitracline s'enfonce moins quand la résolution augmente entre R1 et R9 (Figure IV.10). Entre R9 et R27, les différences sont plus faibles même si la nitracline s'enfonce légèrement plus dans R27. En conséquence la diminution de la production nouvelle et de la production primaire est également atténuée : en moyenne dans la GSP, la production primaire diminue de $-0,54 \text{ mmol N/m}^2/\text{d}$ dans R1, $-0,49 \text{ mmol N/m}^2/\text{d}$ dans R9 et $-0,39 \text{ mmol N/m}^2/\text{d}$ dans R27. L'atténuation de la réponse au changement climatique se répercute sur les concentrations de phytoplancton, de zooplancton, de matière organique dissoute, le broutage et la production régénérée qui diminuent moins quand la résolution augmente (Figure IV.10).

Notons que la diminution de la concentration en nitrate est maximale dans l'est de la GSP dans R1 alors qu'elle est maximale dans l'ouest dans les résolutions R9 et R27. La faible diminution dans l'ouest de la GSP dans R1 est probablement due au renforcement et déplacement du courant de moyenne latitude qui entraîne un affleurement de la nitracline dans cette région. Dans R9 et R27, le même phénomène se produit plus au sud, autour de 30°N de latitude.

Dans la GST, la diminution de la quantité de nitrate en surface est moins marquée (Figure IV.9). Lorsque la résolution augmente entre R1 et R9, la diminution de la concentration en nitrate est atténuée, la concentration de nitrate augmente même dans certaines zones (Figure IV.9). On observe également une atténuation de l'enfoncement de la nitracline lorsque la résolution augmente de R1 à R9 (Figure IV.10). Dans R27, la diminution de la concentration de nitrate est également atténuée (Figures IV.9 et IV.10). Une partie de ce signal semble être due au déplacement du jet de moyenne latitude vers le sud. La nitracline remonte au nord du jet (Figure IV.8) et entraîne une augmentation de la concentration en

surface dans cette région (Figure IV.9). Dans la GST, les différences entre résolutions dans la diminution de la production primaire sont dues à l'équilibre entre les changements de profondeur de la nitracline et de profondeur de la couche de mélange (MLD) : la production primaire diminue quand la MLD est moins profonde ou quand la nitracline est plus profonde. Lorsque la résolution augmente de R1 à R9, la production primaire diminue plus car la MLD remonte plus (Figure IV.10). Entre R9 et R27, la production primaire diminue moins car la nitracline s'enfonce moins dans R27.

IV.3.3 Analyse de l'équation d'évolution des nitrates en surface

Afin de mieux comprendre les causes de la diminution de la production primaire et les différences entre résolutions dans la GSP, nous analysons dans cette section les différents termes de l'équation d'évolution de la concentration de nitrate :

$$\frac{\partial N}{\partial t} = \underbrace{\left(u \frac{\partial N}{\partial x} + v \frac{\partial N}{\partial y} \right)}_{\text{HAD}} + E_N + \underbrace{w \frac{\partial N}{\partial z}}_{\text{ZAD}} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial N}{\partial z} \right)}_{\text{ZMX}} - \text{NWP} + \text{NIT} \quad (\text{IV.1})$$

où N désigne la concentration en nitrate, u , v et w désignent les deux vitesses horizontales et la vitesse verticale, k_z le coefficient de diffusion verticale, E_N les échelles sous grilles horizontales, NWP la production nouvelle¹ et NIT la nitrification². Les termes de transport de l'équation sont regroupés en trois catégories : l'advection horizontale HAD, l'advection verticale ZAD, le mélange verticale ZMX. Notons que dans le cas de la résolution R1, les échelles sous grilles sont paramétrisées à l'aide d'un laplacien diffusant le long des isopycnes. Dans ce cas, la composante verticale de la diffusion est incluse dans ZMX. L'équation IV.1 est intégrée entre 0 et 120 mètres et moyennée sur les années 161 à 170 pour les simulations de contrôle et de changement climatique.

1. Consommation de nitrate par le phytoplancton

2. Production de nitrate lors de la transformation de l'ammonium

À l'équilibre, la tendance en nitrate est nulle, la production nouvelle en surface est donc soutenue par l'apport de nitrate par la dynamique³. Dans les simulations de contrôle, il y a une forte compensation entre l'apport de nitrate et la consommation par la production nouvelle (Figure IV.11). Dans la GSP, l'apport de nitrate se fait essentiellement par advection, notamment advection verticale.

Dans les simulations de changement climatique, il y a également une forte compensation entre l'apport de nitrate par la dynamique et leur consommation par la production nouvelle. La tendance moyenne en nitrate sur les années 161 à 170 est d'ailleurs proche de zéro. On peut donc considérer que l'évolution de la quantité de nitrate est à l'équilibre sur cette période⁴. L'équilibre a en revanche été modifié : la production nouvelle et le transport de nitrate diminuent (Figure IV.12). La diminution de l'apport de nitrate est surtout dû à une diminution de l'advection, notamment de l'advection verticale (Figure IV.13).

Comme vue précédemment, **quand la résolution augmente, la diminution de la production nouvelle est atténuée. Cela est lié à l'atténuation de la diminution de l'apport de nitrate par la dynamique** (Figure IV.12). En moyenne dans la GSP, les différences sont dues à une atténuation de la diminution de l'advection quand la résolution augmente, notamment de l'advection verticale (Figure IV.13).

IV.3.4 Conséquences sur la consommation d'oxygène en subsurface

En subsurface, la matière organique exportée est reminéralisée entraînant une consommation d'oxygène par respiration (Figure IV.14). La consommation d'oxygène est plus importante dans la gyre subpolaire où la production primaire en surface est plus élevée. La diminution de la production primaire en surface entraîne une diminution d'environ 20 % de la respiration en subsurface et donc une diminution de la consommation d'oxygène. Comme pour la production primaire, la diminution de la respiration est plus marquée dans la GSP.

3. Dans la gyre subpolaire, la nitrification en surface est relativement faible (environ 25 % de la production nouvelle). En revanche, dans la gyre subtropicale, la nitrification est équivalente à la production nouvelle, mais je rappelle que ce chapitre se concentre sur la gyre subpolaire

4. Sur la simulation complète de changement climatique (année 101 à 170), la tendance n'est pas négligeable car la concentration de nitrate en surface diminue.

Lorsque la résolution augmente, la respiration dans la GSP augmente entre R1 et R9 et diminue légèrement entre R9 et R27. **En réponse au changement climatique, la diminution de la respiration est atténuée quand la résolution augmente.** Ces différences entre les résolutions sont liées aux différences de production primaire.

IV.4 Effet du changement climatique sur la ventilation d'oxygène

L'oxygène est apporté en subsurface par la ventilation, il est donc naturel de vouloir s'intéresser à ce processus pour étudier la désoxygénation. Dans le chapitre précédent, nous avons analysé la ventilation d'oxygène dans le modèle climatique couplé de l'IPSL. Cette section reproduit cette analyse dans les configurations GYRE afin d'estimer l'effet de la résolution sur la ventilation. Les configurations GYRE reproduisent les patterns généraux de ventilation de l'Atlantique Nord : obduction dans la gyre subpolaire, subduction dans la gyre subtropicale (Figure IV.15). Néanmoins, les valeurs de subduction/obduction sont plus fortes dans les configurations GYRE. La répartition des zones de subduction/obduction est lié au pompage d'Ekman vers la surface dans la gyre subpolaire, vers le fond dans la gyre subtropicale. Au niveau du courant de moyenne latitude en revanche, c'est le transport latéral à travers le gradient de couche de mélange qui contrôle la ventilation. Notons également que dans la gyre subpolaire, les valeurs maximales d'obduction coïncident avec les valeurs maximales de désoxygénation (Figure IV.2). En moyenne sur la gyre subpolaire (35-45°N), l'obduction augmente en réponse au changement climatique avec pour conséquence une perte d'oxygène en subsurface (Figure IV.16). Cette perte d'oxygène est en partie compensée par la diminution de la respiration.

Lorsque la résolution augmente, l'obduction diminue : cet effet est particulièrement marqué entre R1 et R9 (diminution de près de -60 %), beaucoup moins entre R9 et R27 (Figure IV.16). **La réponse au changement climatique est atténuée : plus la résolution augmente moins l'obduction augmente.** Le changement de ventilation dominant le changement de respiration, la perte d'oxygène est atténué lorsque la résolution augmente.

Ces résultats de ventilation/respiration dans la gyre subpolaire soulèvent quelques remarques quant à la pertinence de ces diagnostics pour étudier la désoxygénation. Tout d'abord, dans les simulations à l'équilibre, la ventilation et la respiration dans la GSP conduisent à une perte d'oxygène. La concentration d'oxygène en subsurface ne diminuant pas, il existe nécessairement un flux latéral, en subsurface apportant de l'oxygène. De plus,

dans la configuration R27, la diminution de la ventilation est quasi totalement compensée par la diminution de la respiration alors que cette configuration perd aussi de l'oxygène en subsurface. C'est un deuxième indice indiquant que les transport latéraux doivent probablement jouer un rôle non négligeable sur la désoxygénation. Dans la section suivante, nous faisons donc un bilan complet des sources et puits d'oxygène en subsurface.

IV.5 Analyse de l'équation d'évolution d'oxygène en subsurface

Pour mieux comprendre la désoxygénation des configurations GYRE et les différences entre résolutions, nous analysons dans cette section les diagnostics de tendances d'oxygène intégrés entre la base de la couche de mélange et 500 mètres. En subsurface, l'évolution de la concentration d'oxygène suit l'équation suivante :

$$\frac{\partial O}{\partial t} = \underbrace{\left(u \frac{\partial O}{\partial x} + v \frac{\partial O}{\partial y} \right)}_{\text{HAD}} + E_O + \overbrace{w \frac{\partial O}{\partial z}}^{\text{ZAD}} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial O}{\partial z} \right)}_{\text{ZMX}} + SMS \quad (\text{IV.2})$$

où O désigne la concentration en oxygène, u , v et w désignent les deux vitesses horizontales et la vitesse verticale, k_z le coefficient de diffusion verticale, E_O les échelles sous grilles horizontales et SMS les sources et puits biogéochimiques. Les termes de transport de l'équation sont regroupés en trois catégories : l'advection horizontale HAD, l'advection verticale ZAD, le mélange verticale ZMX. Notons que dans le cas de la résolution R1, les échelles sous grilles sont paramétrisés à l'aide d'un laplacien diffusant le long des isopycnes. Dans ce cas, la composante verticale de la diffusion est incluse dans ZMX. Cette équation intégrée entre le début et la fin des simulations de contrôle et de changement climatique permet de reconstruire la désoxygénation à partir des différents termes de tendance (termes de droite de l'équation).

Les simulations de contrôle sont à l'équilibre : la concentration d'oxygène ne change pas, le terme de gauche de l'équation [Équation IV.2](#) intégré entre les années 101 et 170 est nul. Il y a une forte compensation entre l'apport d'oxygène en subsurface par la dynamique et sa consommation par la respiration ([Figure IV.17](#)). L'apport d'oxygène provient en majeure partie de l'advection, notamment de l'advection horizontale. Notons la perte d'oxygène par advection verticale dans la gyre subpolaire qui correspond à l'obduction d'oxygène identifiée dans la section précédente.

Dans les simulations de changement climatique, il y a encore une forte compensation entre l'apport par la dynamique et la consommation par la respiration. Néanmoins, l'équilibre précédent est perturbé : l'apport et la consommation d'oxygène diminuent (Figure IV.18). La diminution de la respiration ne permet pas de compenser la diminution de l'apport et la subsurface perd de l'oxygène. La diminution de l'apport d'oxygène par la dynamique est due à la diminution du mélange et de l'advection verticale en partie compensée par une augmentation de l'advection horizontale (Figure IV.19).

Lorsque la résolution augmente, l'équilibre entre apport d'oxygène et respiration dans les simulations de contrôle est différent. Dans l'est de la GSP, la diminution de l'apport d'oxygène est atténué quand la résolution augmente (Figure IV.18). Dans l'ouest de la GSP, l'apport d'oxygène diminue moins dans R1 que dans R9 en raison de l'augmentation au niveau du courant de moyenne latitude dans R1. Entre R9 et R27, la diminution de l'apport d'oxygène est atténuée. En moyenne sur la GSP, les réponses de l'apport dynamique total varient peu entre les résolutions (Figure IV.19). En revanche **la réponse des processus dynamiques individuels change : plus la résolution augmente, moins le mélange vertical diminue et moins l'advection horizontale augmente.**

IV.6 Synthèse de l'effet de la résolution sur la désoxygénation

L'objectif de cette section est de synthétiser les résultats principaux de ce chapitre. Dans la première section, nous avons montré que les configurations GYRE permettaient de simuler un signal de projection du même ordre (jusqu'à $\approx -30 \text{ mmol O}_2/\text{m}^3$) que celui projeté par la projection climatique RCP8.5 de l'IPSL dans la gyre subpolaire. La moyenne de plusieurs modèles du cadre CMIP5 est également du même ordre [Bopp et al., 2013]. Le signal de désoxygénation en subsurface provient d'un déséquilibre entre la diminution des flux physiques et la diminution de la respiration. La diminution des flux physiques et de la respiration est liée au changement de circulation et de production primaire.

En terme de réponse de la circulation au changement climatique, l'une des réponses les plus marquées du domaine GYRE est le renforcement et le déplacement vers le sud du courant de moyenne latitude. Les projections climatiques prévoient plutôt un déplacement vers le nord et un affaiblissement du Gulf Stream au cours du 21ème siècle [Tagklis et al., 2017]. Ces projections sont réalisées avec des modèles couplés qui prennent notamment en compte les modifications des vents. Néanmoins quelques études ont montré que le Ku-

roshio s'intensifiait en réponse au changement climatique en raison de modification des vents et de l'augmentation de la stratification [Sakamoto et al., 2005, Zhang et al., 2015, Li et al., 2017]. Sun et al., 2013 on étudié l'effet de la stratification sur le courant de moyenne latitude et sa gyre de recirculation au sud. Ils montrent que jusqu'à un certain seuil, l'augmentation de la stratification renforce la gyre et le courant de moyenne latitude. A titre indicatif, ce seuil correspond à une différence de densité entre la couche de surface et la couche de fond d'environ 5 kg/m^4 . Dans les configurations GYRE, la différence de densité dans la gyre subtropicale⁵ entre la surface et 600 mètres (sous la thermocline principale) est de l'ordre de 4 ou 5 kg/m^4 . En réponse au changement climatique, les configurations GYRE prévoient une augmentation de la stratification et une diminution de la profondeur de la couche de mélange. L'augmentation de la stratification est liée au réchauffement de l'océan par la surface. Entre 1971 et 2010, la stratification de l'océan a augmenté de 4 % [Rhein et al., 2013, p. 262]. Selon les modèles climatiques, la stratification va continuer d'augmenter et la MLD va diminuer au cours du 21ème siècle [Steinacher et al., 2010, Capotondi et al., 2012, Marinov et al., 2013]. Enfin, les configurations GYRE prévoient un ralentissement de la MOC de -18 % à -30 %. Des études récentes ont montré que la MOC avait ralenti de -15 % sur les 50 ou 150 dernières années [Caesar et al., 2018, Praetorius, 2018, Thornalley et al., 2018]. Le ralentissement de la MOC sur le 21ème siècle est également prévu par les projections climatiques de -12 à -54 % dans le scénario RCP8.5 [Collins et al., 2013].

Dans la gyre subpolaire, la diminution de l'apport d'oxygène en subsurface par la dynamique est d'abord causé par une diminution du mélange vertical. La diminution du mélange vertical s'explique par la diminution de la MLD. L'apport d'oxygène diminue également car la perte par advection verticale augmente. Les changements d'advection et de mélange vertical contribuent à l'augmentation de l'obduction dans la gyre subpolaire (perte d'oxygène). Cependant les changements dynamiques précédents sont compensés en partie par l'augmentation de l'advection horizontale d'oxygène probablement liée à l'accélération du courant de moyenne latitude.

Les configurations GYRE prévoient une diminution de la production primaire de -11 % à -16 % dans la gyre subpolaire et donc de la respiration en subsurface. Les observations ne permettent pas d'avoir une estimation fiable de la variation de la production primaire sur le 20ème siècle. Néanmoins, les dernières projections climatiques estiment qu'à l'ho-

5. En admettant que la gyre subtropicale dans les configurations GYRE correspond à la gyre de recirculation au sud du courant de moyenne latitude.

En 2100, la production primaire aura diminué en moyenne de $-8,6\%$ dans le scénario RCP8.5 même si les prévisions entre les modèles varient beaucoup [Bopp et al., 2013]. Des projections climatiques antérieures estiment une diminution du même ordre pour un scénario équivalent [Steinacher et al., 2010]. Dans les configurations GYRE, la diminution de la production primaire est causée par une diminution du flux de nitrate due en majeure partie à une diminution de l'advection verticale (probablement expliquée par une diminution de la MOC) mais aussi par une diminution du mélange vertical (probablement lié à l'augmentation de la stratification et la diminution de la MLD). L'accélération du courant de moyenne latitude permet de compenser en partie la diminution du flux de nitrate par l'advection horizontale de nutriments depuis la gyre subtropicale probablement suivant le mécanisme de "nutrient stream" identifié dans plusieurs études [Williams et al., 2006, Krémeur et al., 2009, Williams et al., 2011]. La diminution du flux de nitrate en lien avec l'augmentation de la stratification est sans doute l'explication la plus classique de la diminution de la production primaire. Néanmoins, une étude récente remet en cause le lien entre augmentation de la stratification et diminution de la production primaire aux échelles interannuelles [Lozier et al., 2011]. De plus, dans les projections climatiques, la diminution de la production primaire n'est pas nécessairement causée par la diminution des apports en nutriments [Laufkötter et al., 2015].

L'objectif principal de ce chapitre est de comparer les différences entre les résolutions R1 (1°), R9 ($1/9^\circ$) et R27 ($1/27^\circ$) afin d'estimer l'effet des petites et moyennes échelles sur la désoxygénation et les processus responsables. Notons tout d'abord que plus la résolution augmente, plus le courant de moyenne latitude accélère et plus la MOC diminue. Dans la gyre subpolaire, la désoxygénation est atténuée entre R1 et R9, cependant les différences entre R9 et R27 sont faibles. Le résultat le plus robuste est sans doute que, quelque soit la résolution, il y a toujours une forte compensation entre la réponse des processus physiques apportant de l'oxygène en subsurface et la respiration. Du fait de cette compensation, l'effet moyen sur la quantité d'oxygène en subsurface est plus faible, notamment entre R9 et R27. Néanmoins, lorsque la résolution augmente, la réponse des flux physiques d'oxygène et de la respiration est atténuée. La diminution du mélange vertical notamment est moins importante. Cette atténuation est en partie compensée par une atténuation de la diminution de respiration liée à une diminution de la production primaire plus faible en surface lorsque la résolution augmente : -16% pour R1, -13% pour R9, -11% pour R27. Cette atténuation semble être liée à la diminution plus modérée de l'advection verticale.

Notons que peu d'études ont étudié l'effet de la résolution sur la sensibilité à un forçage en dehors de quelques unes dans l'océan Austral [Farneti and Delworth, 2010, Munday et al., 2013, Munday et al., 2014]. Ces études sont relativement différentes de notre travail pour plusieurs raisons : 1) elles s'intéressent à l'effet de la résolution sur la réponse à un renforcement des vents et 2) elles étudient la réponse de la circulation méridienne, de la circulation circumpolaire et du puits de carbone. Ces études mettent en évidence les phénomènes "d'eddy saturation" et "d'eddy compensation". Ces deux mécanismes diminuent respectivement la sensibilité de la circulation circumpolaire et de la circulation méridienne au renforcement des vents lorsque la résolution est suffisante pour permettre le développement de tourbillons. Des mécanismes similaires pourraient être envisagés pour expliquer la diminution de la sensibilité de la respiration et du transport d'oxygène à l'augmentation de température.

IV.7 Limites des résultats

La majeure partie des résultats présentés précédemment ont été intégrés entre deux profondeurs : entre la surface et 120 mètres pour les analyses d'évolution de la production primaire, entre la base de la couche de mélange et 500 mètres pour l'analyse de l'équation d'évolution de la concentration d'oxygène en subsurface. Les processus physiques contrôlant la production primaire ou la concentration d'oxygène sont sensibles à ces choix. En effet, le mélange vertical et l'advection sont particulièrement forts aux profondeurs proches de la couche de mélange. Ainsi, selon si la couche de mélange est proche ou non de 120 mètres, les processus dominant le contrôle de la production primaire pourront être différents. De même, selon le choix de la base de la couche de mélange considérée, les processus physiques dominant l'évolution de la concentration d'oxygène en subsurface pourront également être différents. Nous avons choisi d'intégrer l'équation d'évolution de l'oxygène entre 500 mètres et la profondeur maximale de couche de mélange des simulations de contrôle. Dans les simulations de changement climatique, cette couche de mélange est généralement moins profonde.

Le choix de la profondeur de la couche de mélange joue également sur les diagnostics de subduction. Les diagnostics utilisés dans ce chapitre sont calculés online et utilisent donc la profondeur de la couche de mélange instantanée qui va donc notamment diminuer

en réponse au changement climatique. Contrairement au chapitre précédent, nous n'avons pas effectué de test pour comparer nos résultats à ceux avec une couche de mélange ne répondant pas au changement climatique.

Je n'ai pas présenté les cartes de différences de ventilation d'oxygène entre les simulations de contrôle et de changement climatique. En effet ces cartes n'apportent pas grand chose à la compréhension de la ventilation et de sa réponse au changement climatique car du fait du léger déplacement des patterns, elle sont très bruitées notamment aux interfaces entre régions d'obduction et subduction. Ce bruit est donc une limite aux moyennes sur la gyre subpolaire. Cependant, en comparant les cartes de ventilation des simulations de contrôle et de changement climatique, on observe une augmentation de l'obduction. Il n'est par contre pas possible de conclure sur les différences entre résolutions.

Les résultats précédents excluent la région au nord de 45°N. Cependant la convection profonde a lieu dans cette région où il y a également une forte diminution de la profondeur de la couche de mélange. Le réchauffement en surface peut probablement avoir un effet jusqu'à des profondeurs importantes dans cette région, notamment sur le transport d'oxygène vers la subsurface. Du fait de la circulation cyclonique, nous pouvons envisager que les perturbations dans cette région se propagent vers l'est puis vers le sud le long du bord ouest et affectent la gyre subpolaire.

Les limites abordées dans cette section concernent surtout les faiblesses liées aux diagnostics effectués. Ces résultats ont également été obtenus dans un cadre précis avec un certain nombre d'hypothèses de travail. Ces hypothèses et leurs conséquences sur nos résultats sont développées dans la conclusion générale ([chapitre V](#)).

IV.8 Conclusions du chapitre

Les estimations actuelles de la désoxygénation à l'horizon 2100 ne tiennent pas compte des processus de petite échelle. Ce chapitre présente une première quantification de leurs effets sur la désoxygénation et les mécanismes qui en sont responsables (ventilation et respiration). Ces estimations ont été obtenues dans le cadre de simulations idéalisées du changement climatique à différentes résolutions (1°, 1/9° et 127°). Ces simulations ont été réalisées dans une configuration double gyre, typique de l'Atlantique Nord. Lorsque la résolution augmente de 1° à 1/9°, la désoxygénation en subsurface est atténuée de près de 50%

dans la gyre subpolaire, région où la désoxygénation est la plus marquée. La désoxygénation en subsurface résulte d'un déséquilibre entre les flux physiques apportant de l'oxygène et la respiration consommant l'oxygène pour la reminéralisation de la matière organique.

La figure IV.20a illustre les flux d'oxygène et la respiration dans la gyre subpolaire, dans les simulations de contrôle (à l'équilibre) et de changement climatique. À l'équilibre, le transport latéral apporte de l'oxygène en subsurface. Une partie de l'oxygène est obductée vers la surface, l'autre partie est consommée par la respiration. Sous l'effet du réchauffement climatique, l'obduction vers la surface augmente, notamment en raison d'une diminution du mélange vertical qui compensait en partie l'advection verticale vers la surface. La perte d'oxygène par obduction est compensée par une augmentation de l'apport latéral d'oxygène et une diminution de la respiration. Lorsque la résolution augmente, les changements des flux d'oxygène et de la respiration sont atténués : l'obduction augmente moins (perte d'oxygène plus faible), les apports latéraux augmentent moins (gain d'oxygène plus faible) et la respiration diminue moins (gain d'oxygène plus faible).

La respiration en subsurface reminéralise la matière organique exportée depuis la surface (Figure IV.20b). La réponse de la respiration est donc associée à la réponse de la production primaire en surface. Sous l'effet du changement climatique, la production primaire en surface diminue en raison d'une diminution du flux de nitrate, notamment une diminution de l'advection verticale. Lorsque la résolution augmente la production primaire diminue moins : -16% à 1° , -13% à $1/9^\circ$ et -11% à $1/27^\circ$. Cette atténuation de la diminution de la production primaire est associée à une diminution plus faible du flux de nitrate.

Ce chapitre apporte une réponse au deuxième objectif de ce travail de thèse : fournir une estimation de l'effet des processus de petite échelle sur la désoxygénation. Le chapitre suivant conclut l'ensemble de ce travail : il rassemble les résultats, rappelle les hypothèses de travail et développe les implications des conclusions.

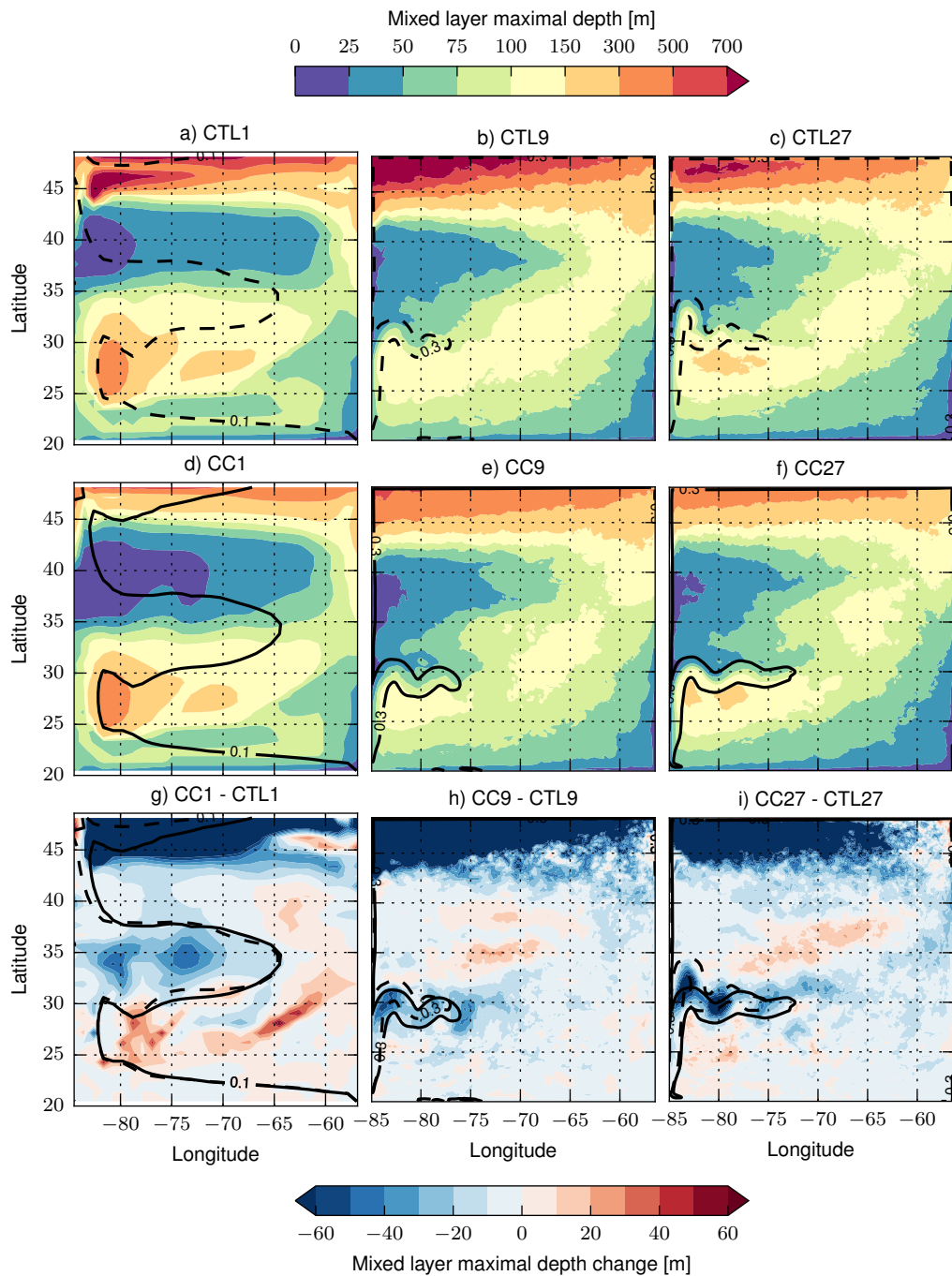


FIGURE IV.6 – Cartes de la profondeur maximale de la couche de mélange (MLD) et de sa réponse au changement climatique dans les configurations R1 (à gauche), R9 (au centre) et R27 (à droite). Moyenne sur les années 161 à 170. Le fond coloré indique la MLD dans les simulations de contrôle (en haut), de changement climatique (au milieu) et la différence entre les deux (en bas). Les contours noirs indiquent où la vitesse de surface est supérieure à 0,1 (R1) ou 0,3 m/s (R9 et R27) pour les simulations de contrôle (pointillées) et de changement climatique (pleines). La MLD est définie comme la profondeur à laquelle la densité ne dépasse pas la densité de surface de plus de 0,01.

IV. QUANTIFICATION DE L'EFFET DES PROCESSUS DE PETITE ÉCHELLE SUR LA DÉSOXYGÉNATION

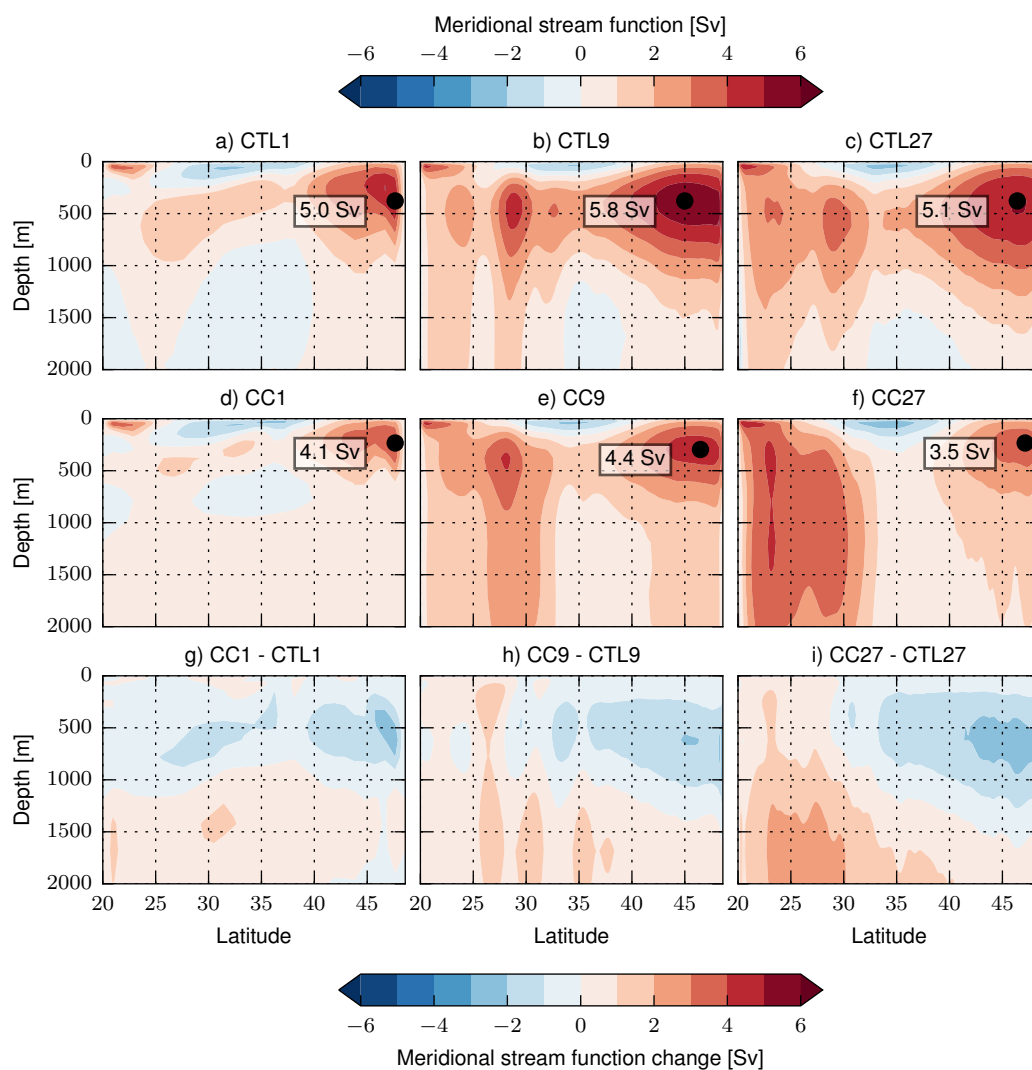


FIGURE IV.7 – Circulation méridienne de retournement (MOC) et sa réponse au changement climatique dans les configuration R1 (à gauche), R9 (au centre) et R27 (à droite). Moyenne sur les années 161 à 170. En couleur, la MOC dans les simulations de contrôle (en haut), de changement climatique (au milieu) et la différence entre les deux (en bas). Les chiffres encadrés indiquent la valeur maximum de la MOC dans la partie nord du domaine.

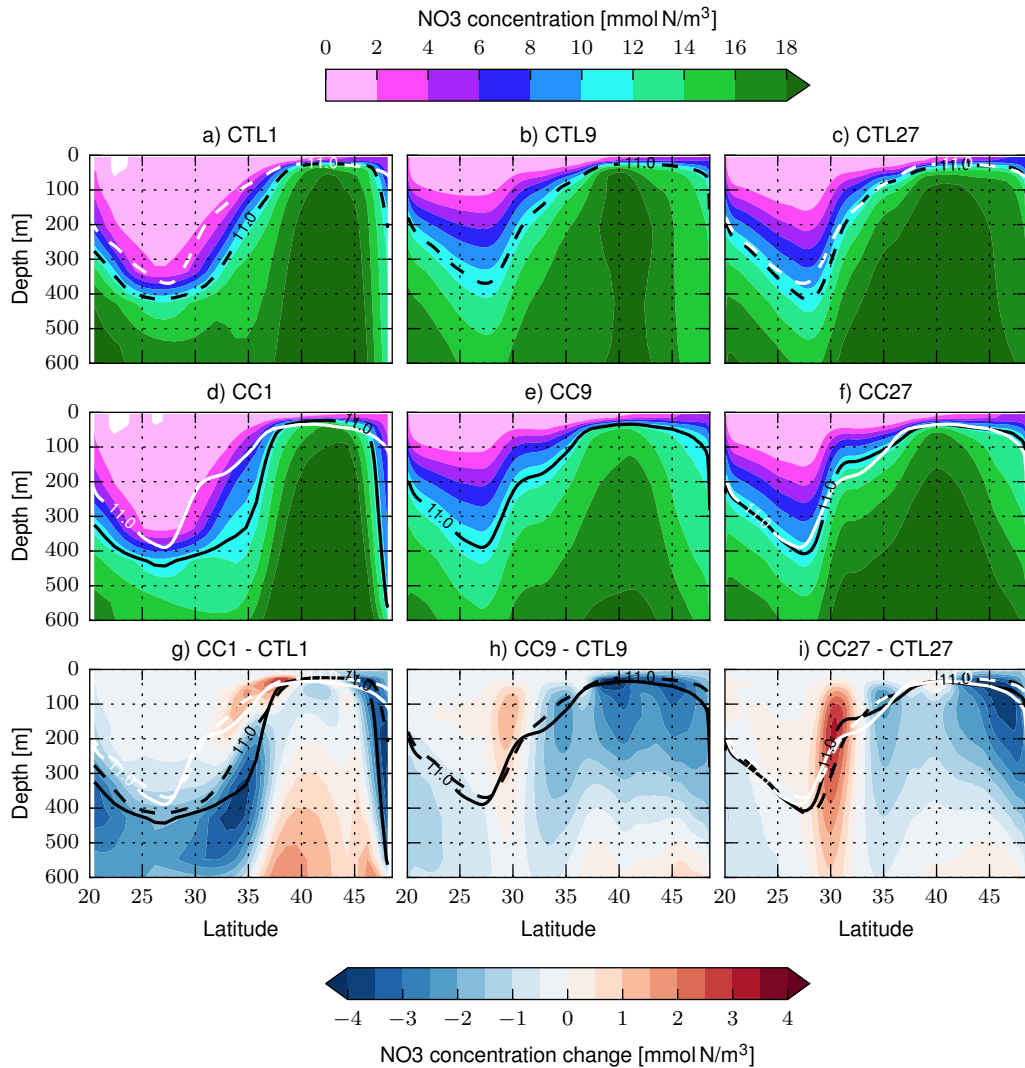


FIGURE IV.8 – Section méridienne de la concentration moyenne en nitrate et de sa réponse au changement climatique dans les configurations R1 (à gauche), R9 (au centre) et R27 (à droite). Moyenne zonale entre 80°W et 75°W et sur les années 161 à 170. En couleur la concentration de nitrate dans les simulations de contrôle (en haut), de changement climatique (au milieu) et la différence entre les deux (en bas). Les contours noirs indiquent l'isoline de concentration 11 mmol N/m^3 pour les simulations de contrôle (pointillés et de changement climatique (pleins). Les contours blancs indiquent la même isoligne pour la configuration R9.

IV. QUANTIFICATION DE L'EFFET DES PROCESSUS DE PETITE ÉCHELLE SUR LA DÉSOXYGÉNATION

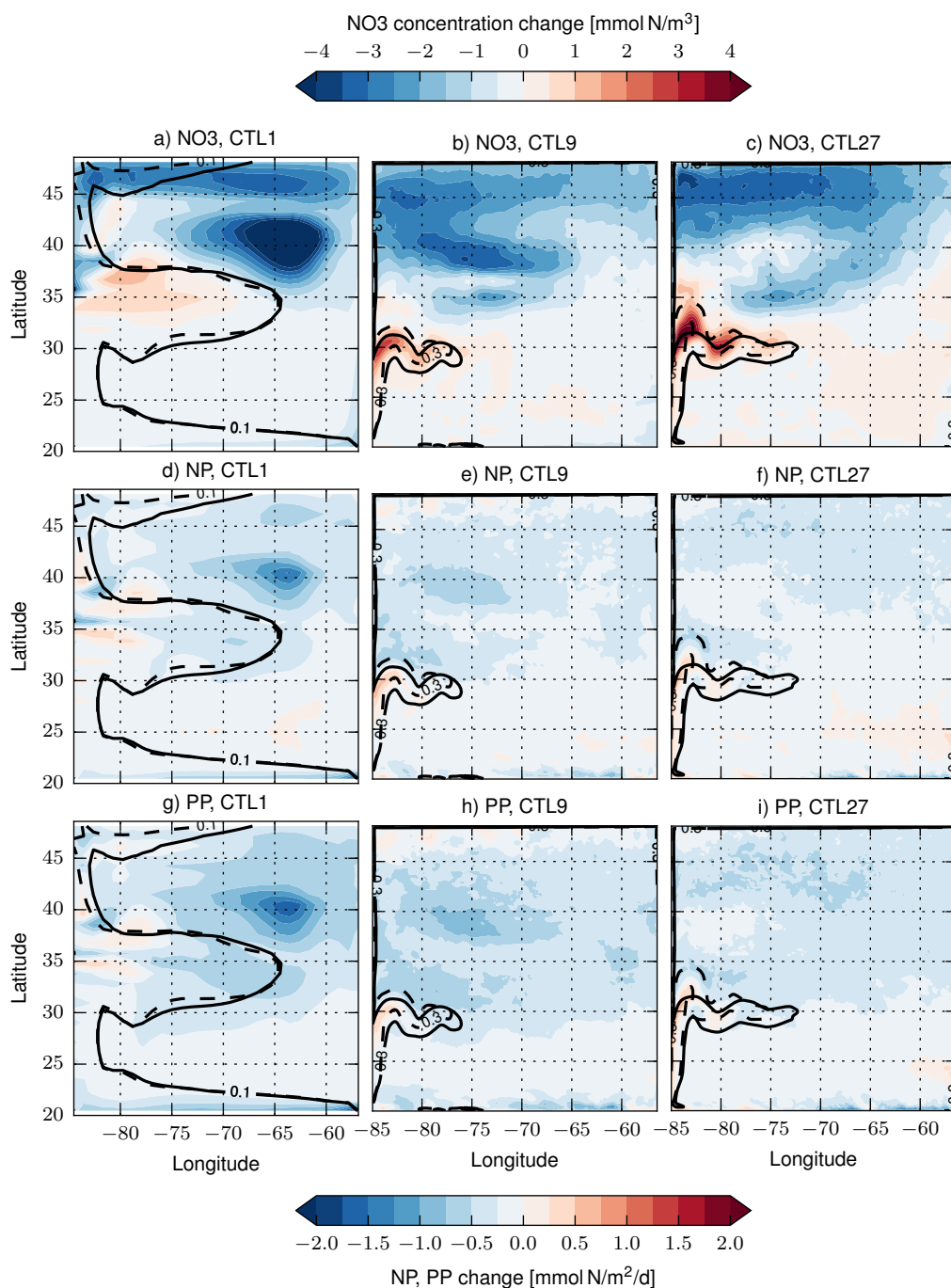


FIGURE IV.9 – Cartes de réponse au changement climatique de la concentration de nitrate (en haut), de la production nouvelle (au milieu) et de la production moyenne (en bas) dans les configurations R1 (à gauche), R9 (au centre) et R27 (à droite). Moyenne entre 0 et 120 mètres. La réponse au changement climatique est calculée comme la différence entre les simulations de contrôle et de changement climatique moyennée sur les années 161 à 170. Les contours noirs indiquent le courant de moyenne latitude où la vitesse de surface est supérieure à 0,1 (R1) ou 0,3 m/s (R9 et R27) pour les simulations de contrôle (pointillés) et de changement climatique (pleins).

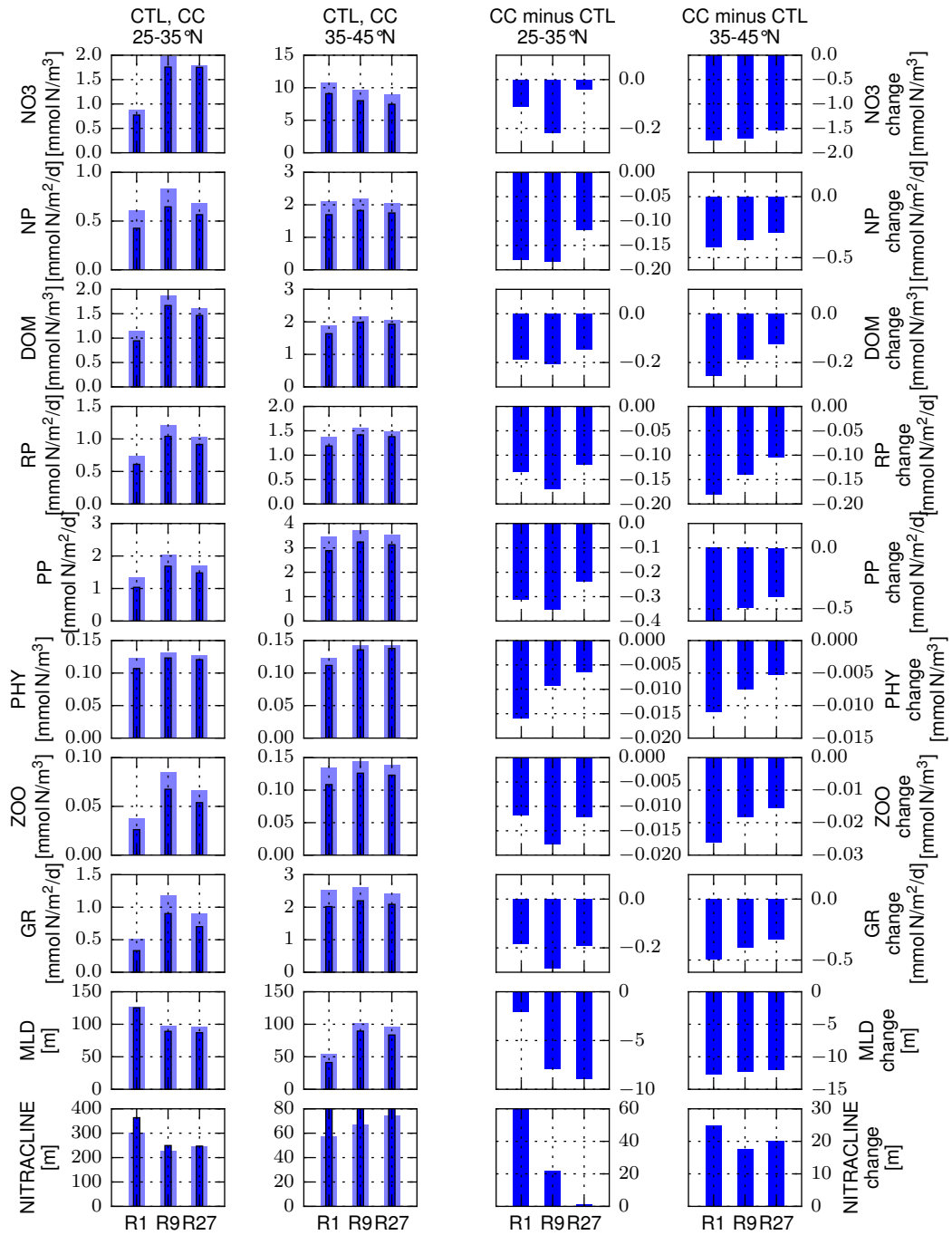


FIGURE IV.10 – Traceurs et flux biogéochimiques moyens entre 25-35°N et 35-45°N (colonnes de gauche) dans les simulations de contrôle et de changement climatique et (colonnes de droite) différence entre les deux. Les concentration en nitrates (NO₃), matière organique dissoute (DOM), phytoplancton (PHY) et zooplancton (ZOO) sont moyennées entre 0 et 120 mètres. Les production nouvelle (NP), régénérée (RP) et primaire (PP) sont intégrées entre 0 et 120 mètres. Le broutage est intégré sur toute la profondeur mais la majorité du broutage à lieu entre 0 et 120 mètres. La profondeur de la couche de mélange (MLD) est la profondeur maximale atteinte. La profondeur de la nitracline est définie comme la profondeur de l’isoligne 11 mmol N/m³ de concentration en nitrate. Toutes les variables sont moyennées entre les années 161 et 170 et entre 80-60°W

IV. QUANTIFICATION DE L'EFFET DES PROCESSUS DE PETITE ÉCHELLE SUR LA DÉSOXYGÉNATION

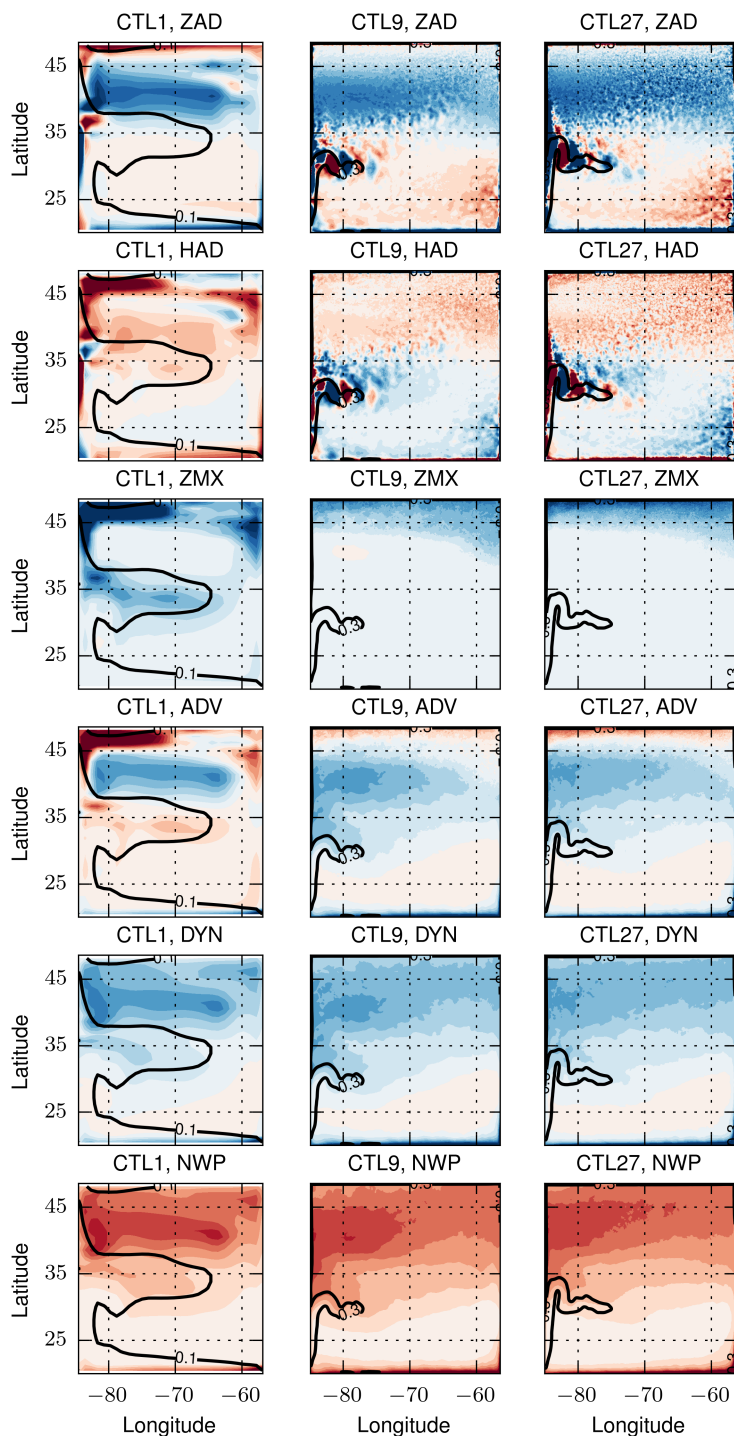
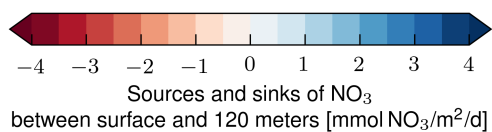


FIGURE IV.11 - Cartes des sources et puits de nitrate intégrés entre 0 et 120 mètres dans les simulations CTL1 (à droite), CTL9 (à gauche) et CTL27 (à droite). De haut en bas : l'advection verticale (ZAD), l'advection horizontale (HAD), le mélange vertical (ZMX), l'advection totale (ADV = HAD + ZAD), le transport total (DYN = ZMX + ADV) et la production nouvelle (NWP). Les contours noirs indiquent le courant de moyenne latitude où la vitesse de surface est supérieure à 0,1 (CTL1) ou 0,3 m/s (CTL9 et CTL27) pour les simulations de contrôle. Moyenne entre les années 161 et 170.



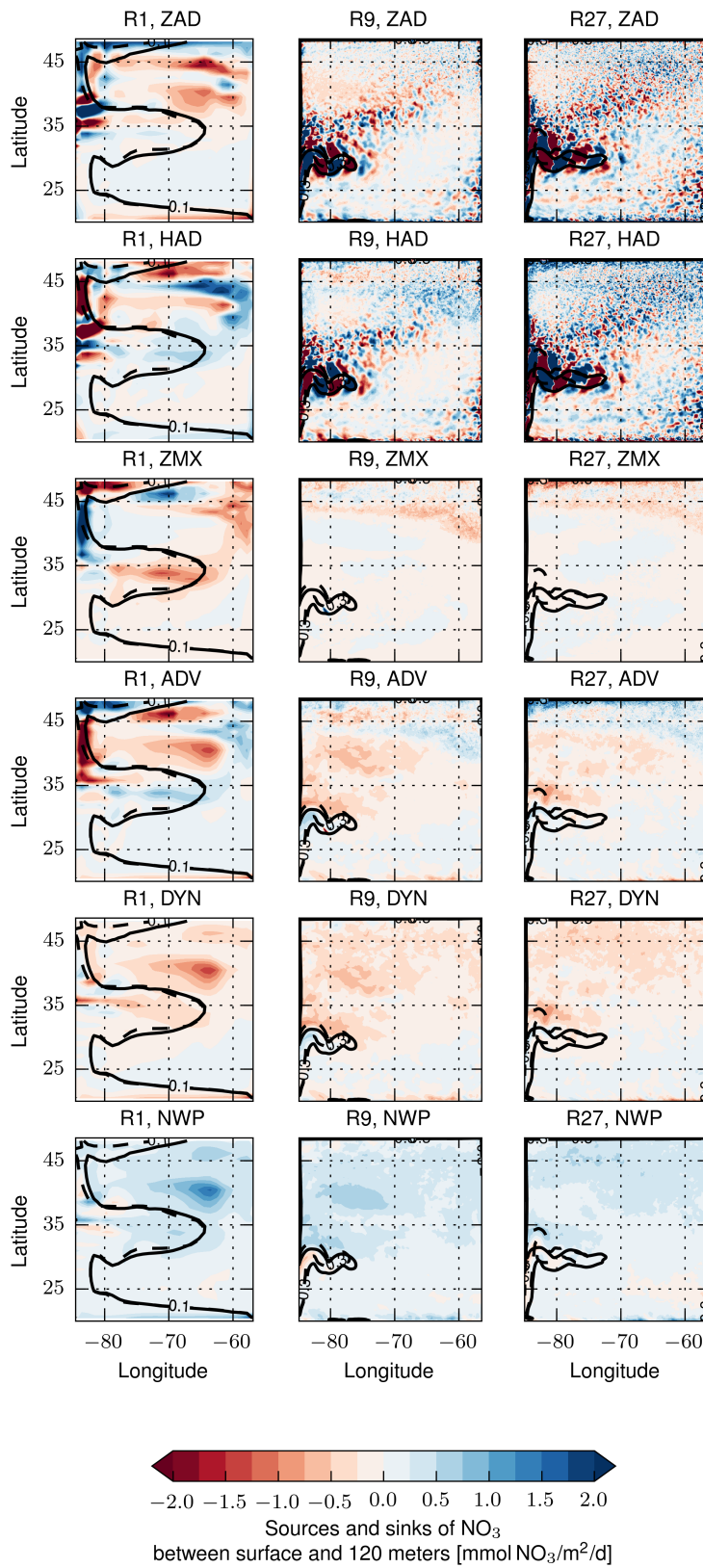


FIGURE IV.12 – Cartes de réponse au changement climatique (CC - CTL) des sources et puits de nitrate intégrés entre 0 et 120 mètres pour les résolutions R1 (à gauche), R9 (au centre) et R27 (à droite). De haut en bas : l'advection verticale (ZAD), l'advection horizontale (HAD), le mélange vertical (ZMX), l'advection totale (ADV = HAD + ZAD), le transport total (DYN = ZMX + ADV) et la production nouvelle (NWP). Les contours noirs indiquent le courant de moyenne latitude où la vitesse de surface est supérieure à 0,1 (R1) ou 0,3 m/s (R9 et R27) pour les simulations de contrôle (pointillés) et de changement climatique (pleins). Moyenne entre les années 161 et 170.

IV. QUANTIFICATION DE L'EFFET DES PROCESSUS DE PETITE ÉCHELLE SUR LA DÉSOXYGÉNATION

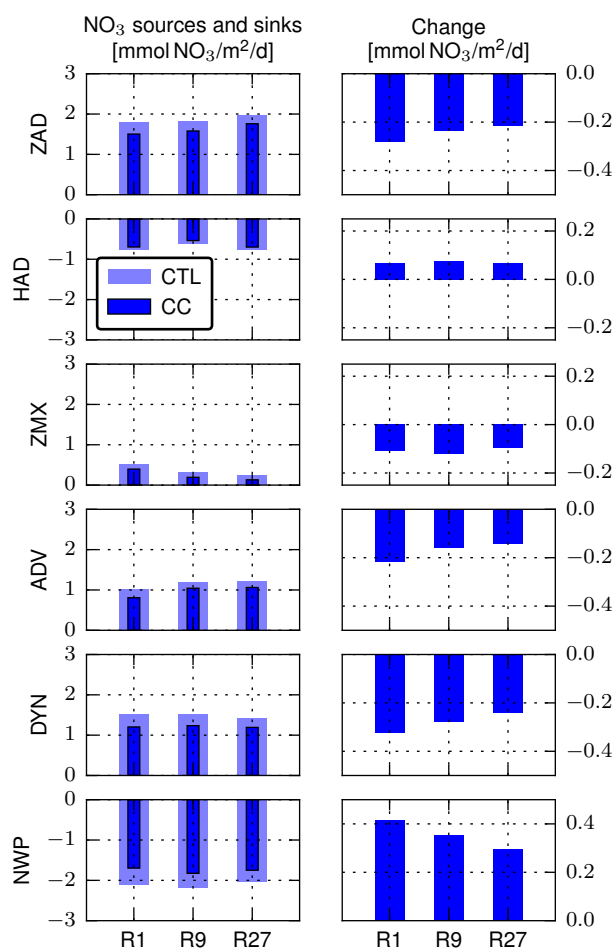


FIGURE IV.13 – Sources et puits moyen de nitrate en 35-45°N et 0-120 mètres dans les simulations de contrôle et de changement climatique (à gauche) et différence entre les deux (à droite). De haut en bas : l'advection verticale (ZAD), l'advection horizontale (HAD), le mélange verticale (ZMX), l'advection totale (ADV = HAD + ZAD), le transport total (DYN = ZMX + ADV) et la production nouvelle (NWP). Moyenne entre les années 161 et 170.

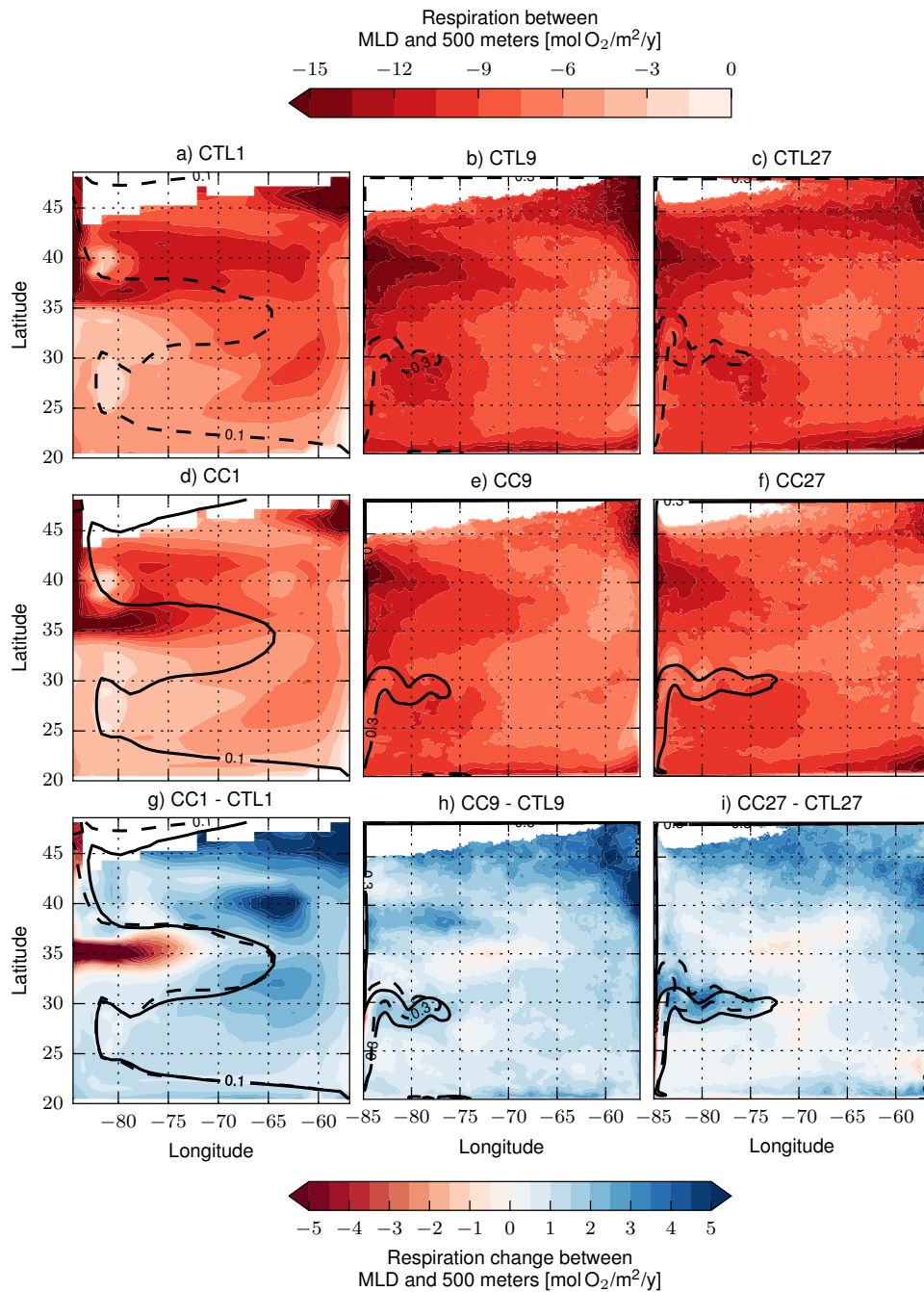


FIGURE IV.14 – Cartes de la consommation d’oxygène par la respiration entre la base de la couche de mélange et 500 mètres dans les simulations de contrôle (en haut, CTL), de changement climatique (au milieu, CC) et différences entre les deux (en bas) pour les résolutions R1 (à gauche), R9 (au centre) et R27 (à droite). Moyennes sur les années 161 à 170. La base de la couche de mélange est la profondeur maximale de cette couche dans les simulations CTL. Pour les cartes de changement de respiration (en bas), les valeurs positives (en bleue) indiquent une diminution de la respiration (effet positif sur l’oxygène). Dans les régions blanches au nord de 45°N, la base de la couche de mélange est supérieure à 500 mètres. Les contours noirs indiquent le courant de moyenne latitude : vitesse de surface supérieure à 0,1 (R1) ou 0,3 m/s (R9 et R27) pour les simulations CTL (pointillés) et CC (pleins).

IV. QUANTIFICATION DE L'EFFET DES PROCESSUS DE PETITE ÉCHELLE SUR LA DÉSOXYGÉNATION

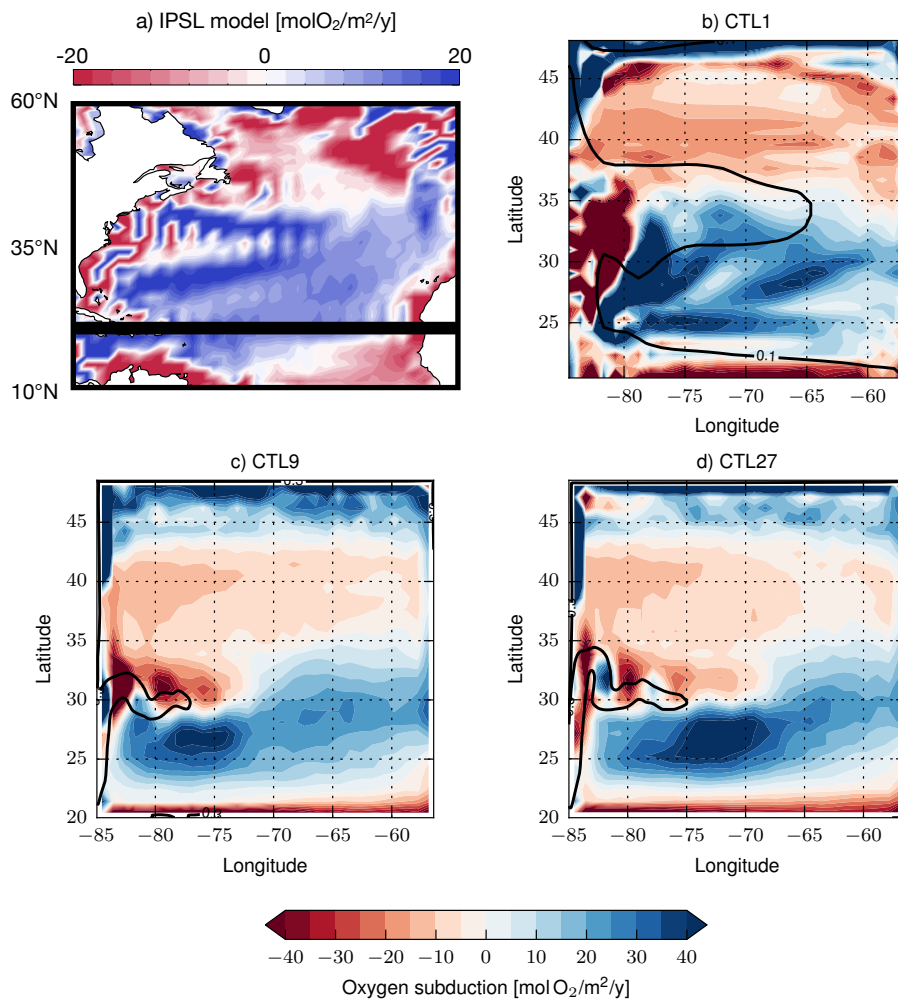


FIGURE IV.15 – Carte de ventilation d’oxygène dans a) la simulation de contrôle de l’IPSL et les simulations b) CTL1, c) CTL9 et d) CTL27. Lorsque la ventilation est positive, l’oxygène est subducté vers la subsurface. Les contours noirs indiquent le courant de moyenne latitude : vitesse de surface supérieure à 0,1 (CTL1) ou 0,3 m/s (CTL9 et CTL27).

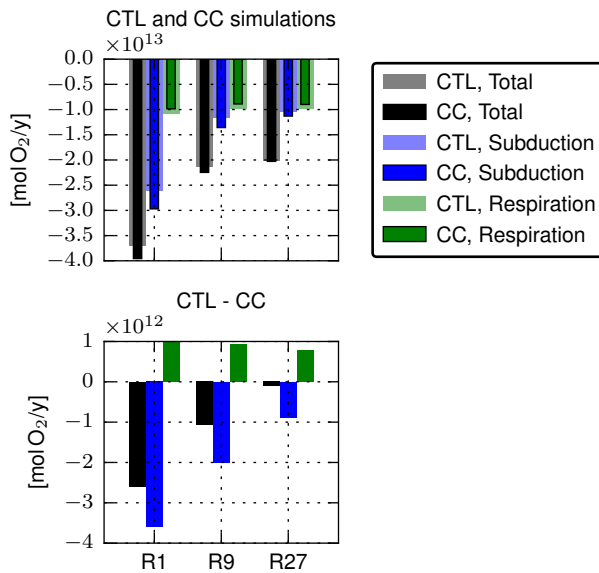


FIGURE IV.16 – Subduction et consommation d’oxygène totale dans la gyre subpolaire pour (en haut) les simulations de contrôle (CTL) et de changement climatique (CC) et (en bas) la différences entre les deux. La consommation d’oxygène est intégrée entre la profondeur maximale de la couche de mélange et 500 mètres de profondeur. Moyenne sur les années 101 à 170 intégrée entre 35-45°N et 80-60°W.

IV. QUANTIFICATION DE L'EFFET DES PROCESSUS DE PETITE ÉCHELLE SUR LA DÉSOXYGÉNATION

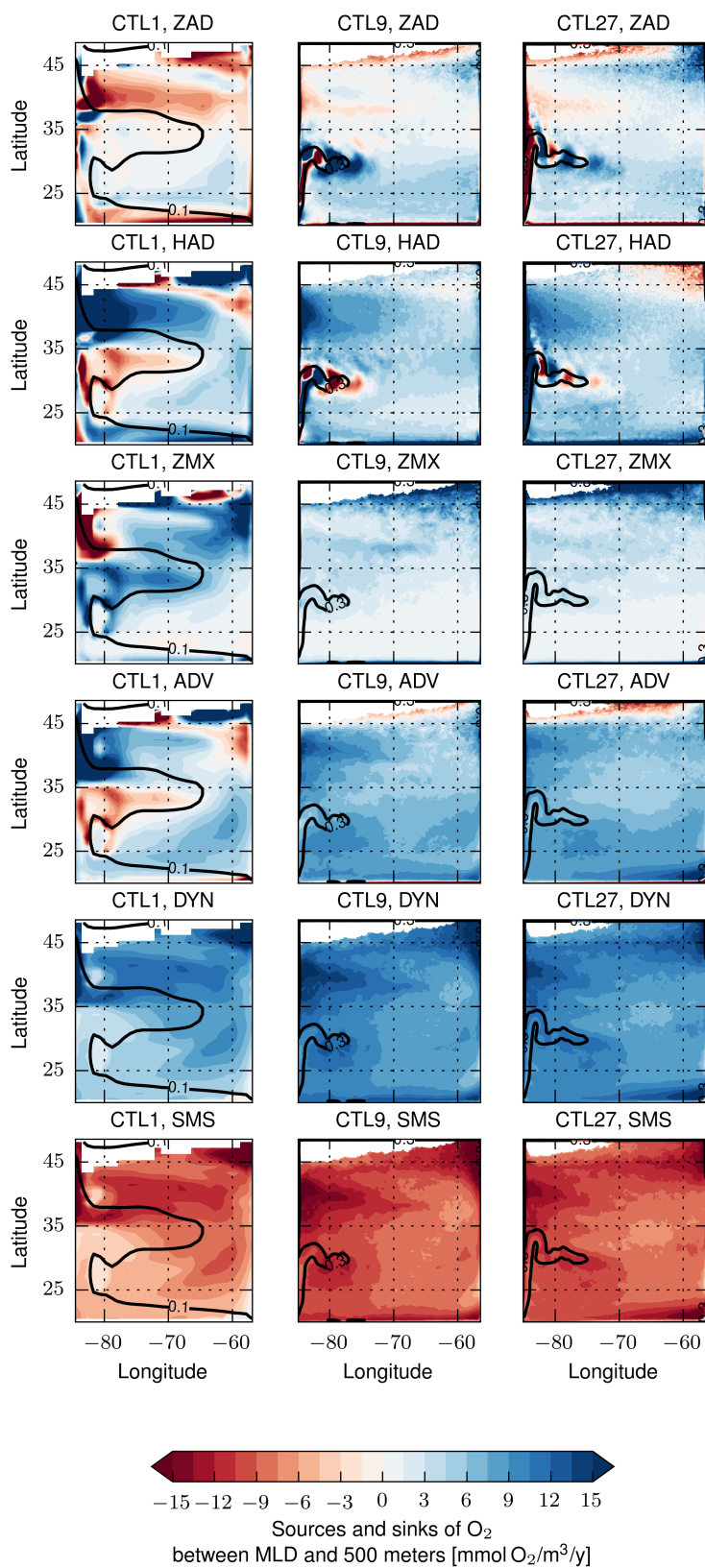


FIGURE IV.17 - Cartes des sources et puits d'oxygène intégrés entre la base de la couche de mélange et 500 mètres et entre les années 101 et 170 dans les simulations CTL1 (à gauche), CTL9 (au centre) et CTL27 (à droite). De haut en bas : l'advection verticale (ZAD), l'advection horizontale (HAD), le mélange vertical (ZMX), l'advection totale (ADV = HAD + ZAD), le transport total (DYN = ZMX + ADV) et la production nouvelle (NWP). La base de la couche de mélange est la profondeur maximale de cette couche dans les simulations CTL. Dans les régions blanches au nord de 45°N, la base de la couche de mélange est supérieure à 500 mètres. Les contours noirs indiquent le courant de moyenne latitude où la vitesse de surface est supérieure à 0,1 (CTL1) ou 0,3 m/s (CTL9 et CTL27).

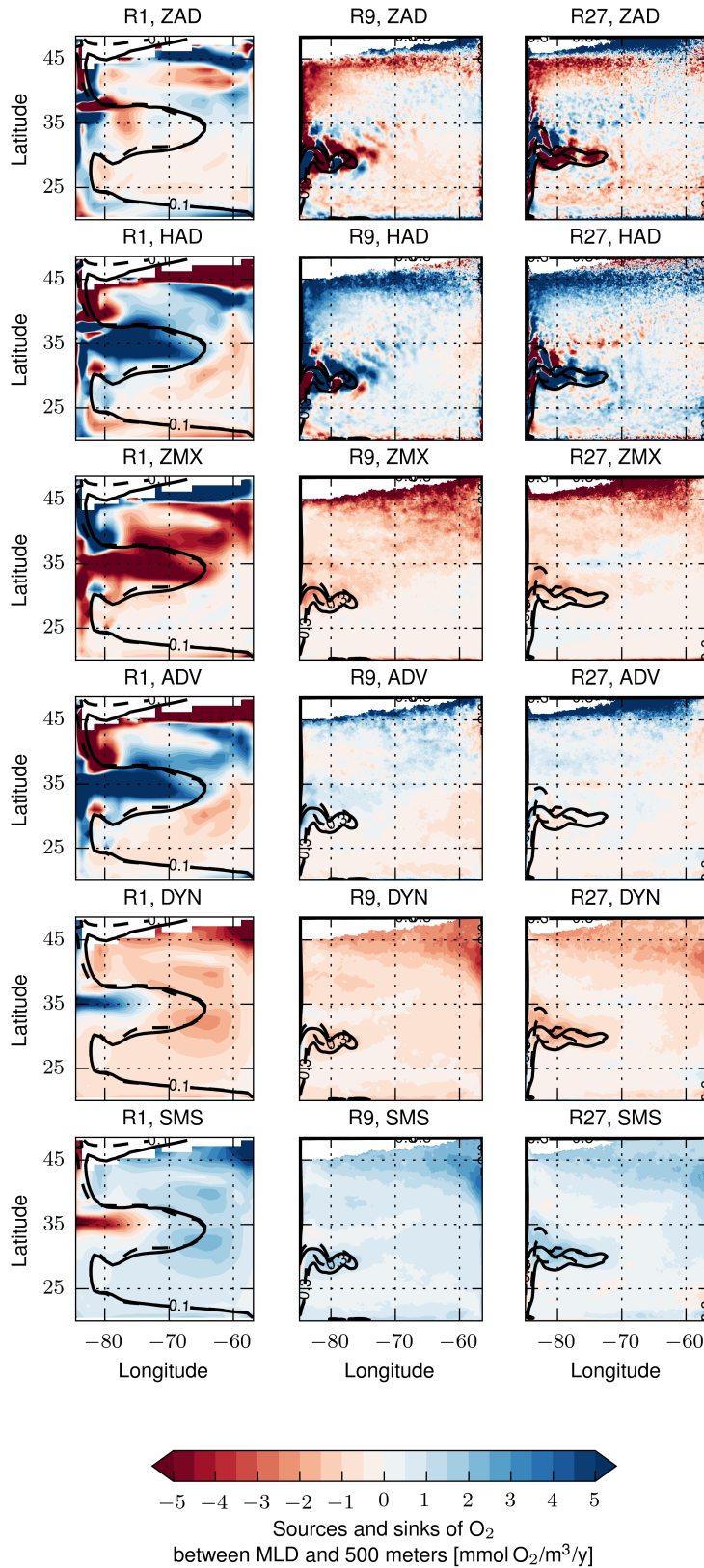


FIGURE IV.18 – Cartes de réponse au changement climatique (CC - CTL) des sources et puits d'oxygène intégrés entre la base de la couche de mélange et 500 mètres et entre les années 101 et 170 pour les résolutions R1 (à gauche), R9 (au centre) et R27 (à droite). De haut en bas : l'advection verticale (ZAD), l'advection horizontale (HAD), le mélange verticale (ZMX), l'advection totale (ADV = HAD + ZAD), le transport total (DYN = ZMX + ADV) et la consommation/production d'oxygène par la biologie (SMS). La base de la couche de mélange est la profondeur maximale de cette couche dans les simulations CTL. Dans les régions blanches au nord de 45°N, la base de la couche de mélange est supérieure à 500 mètres. Les contours noirs indiquent le courant de moyenne latitude où la vitesse de surface est supérieure à 0,1 (R1) ou 0,3 m/s (R9 et R27) pour les simulations de contrôle (pointillés) et de changement climatique (pleins).

IV. QUANTIFICATION DE L'EFFET DES PROCESSUS DE PETITE ÉCHELLE SUR LA DÉSOXYGÉNATION

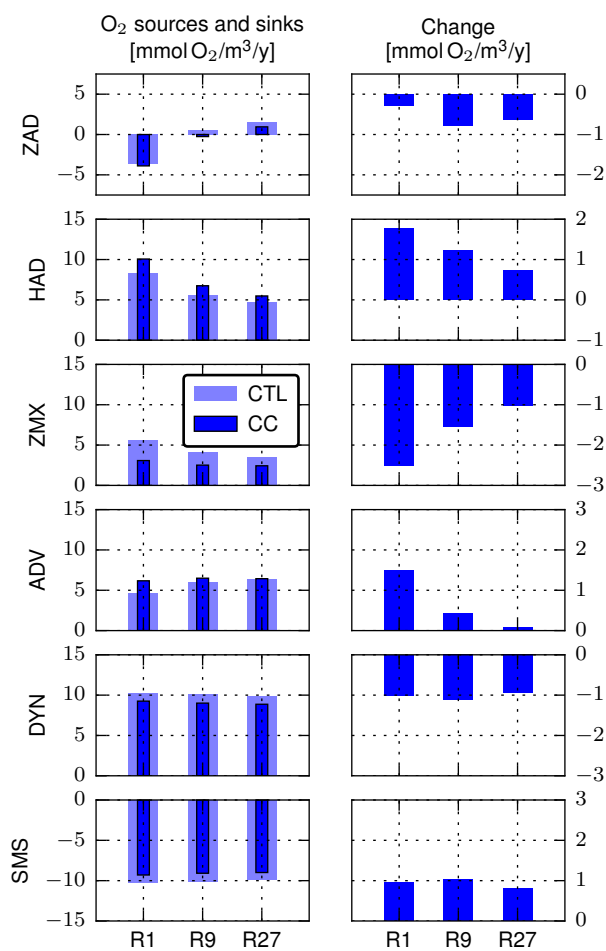


FIGURE IV.19 – Sources et puits moyens d’oxygène entre 35-45°N, 80-60°W et la base de la couche de mélange et 500 mètres dans les simulations de contrôle et de changement climatique (à gauche) et différence entre les deux (à droite). De haut en bas : l’advection verticale (ZAD), l’advection horizontale (HAD), le mélange vertical (ZMX), l’advection totale (ADV = HAD + ZAD), le transport total (DYN = ZMX + ADV) et la production nouvelle (NWP). Moyenne entre les années 161 et 170.

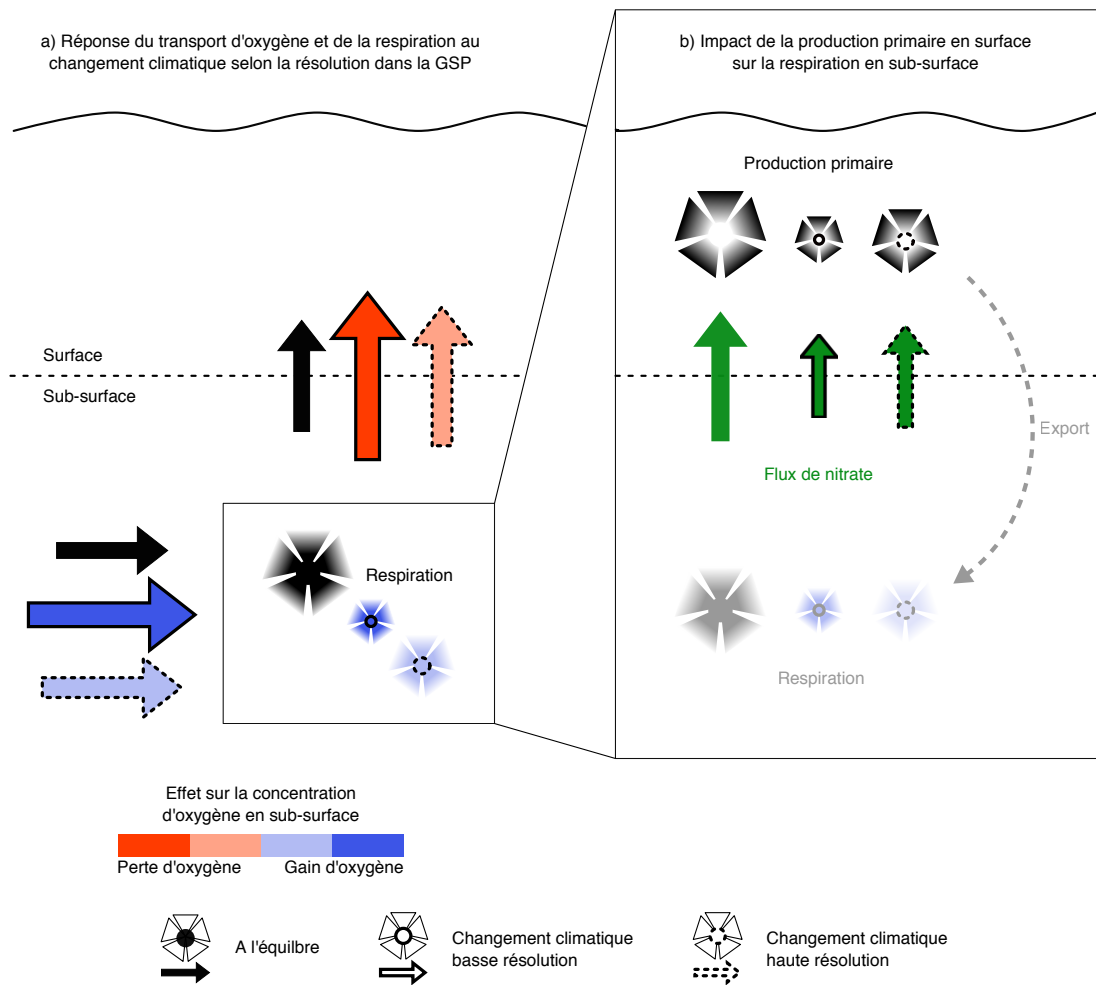


FIGURE IV.20 – a) Schéma descriptif du transport d'oxygène et de la respiration dans la gyre subpolaire dans la simulation à l'équilibre et dans les simulations de changement climatique à basse et haute résolution. L'oxygène est apporté en subsurface par les flux latéraux, une partie y est consommée par respiration, une autre partie est obductée vers la surface. En couleur la conséquence de la réponse du transport et de la respiration sur la concentration d'oxygène (bleu pour un gain, rouge pour une perte). b) Impact de la production primaire en surface sur la respiration en subsurface dans la simulation à l'équilibre et dans les simulations de changement climatique à basse et haute résolution.

Conclusion générale

Sommaire

V.1	Rappel du contexte et résultats principaux	111
V.2	Analyse critique des conclusions de ce travail	114
V.2.1	Rôle du transport latéral	114
V.2.2	Rôle de la sous-mésoéchelle	115
V.2.3	Effets multiples du changement climatique	115
V.2.4	Effet de la température sur le métabolisme	116
V.3	Perspectives	118
V.3.1	Analyses futures des simulations	118
V.3.1.1	Quelles sont les contributions du changement d'état moyen et de l'effet local des processus de petite échelle?	118
V.3.1.2	Quel est l'effet des processus de petite échelle sur le cycle du carbone naturel et anthropique? Et sur leurs réponses au changement climatique?	120
V.3.2	Pistes d'élargissement du cadre de ce travail	122
V.3.2.1	Comment tenir compte des autres forçages?	122
V.3.2.2	Comment résoudre une plus large gamme de processus de sous-mésoéchelle?	122
V.3.3	Quel est l'effet des processus de petite échelle sur le temps d'émergence du signal de changement climatique et sa détectabilité?	123

V.1 Rappel du contexte et résultats principaux

La concentration d'oxygène et son évolution impactent fortement les cycles biogéochimiques, les organismes aquatiques et les écosystèmes associés, avec des conséquences sur les sociétés humaines dépendant de ces écosystèmes [Keeling et al., 2010, Levin, 2018, Breit-

burg et al., 2018]. La concentration d'oxygène dans l'océan intérieur diminue globalement depuis les années 1960 même s'il existe des disparités régionales [Keeling et al., 2010, Helm et al., 2011, Schmidtko et al., 2017, Levin, 2018]. La désoxygénation se poursuit sur le 21ème siècle dans les dernières projections climatiques du cadre CMIP5 [Bopp et al., 2013].

La désoxygénation en subsurface est contrôlée par trois mécanismes : la solubilité qui détermine la quantité d'oxygène pouvant être dissous, la respiration qui consomme de l'oxygène pour reminéraliser la matière organique produite en surface et la ventilation qui transporte l'oxygène depuis la surface vers la subsurface. Chacun de ces mécanismes est affecté par le changement climatique : 1) la solubilité de l'oxygène diminue avec l'augmentation de la température (effet négatif sur la concentration), 2) la production de matière organique en surface diminue [Bopp et al., 2013], diminuant potentiellement la respiration en subsurface (effet positif sur la concentration) et 3) les échanges surface/subsurface sont ralentis en raison de l'augmentation de la stratification, diminuant potentiellement l'apport d'oxygène en subsurface (effet négatif sur la concentration) [Rhein et al., 2013, Collins et al., 2013, Praetorius, 2018]. La contribution relative de chacun de ces mécanismes à la désoxygénation est encore mal connue et a motivé la première question de ce travail : **quelles sont les contributions relatives de la solubilité, de la respiration et de la ventilation à la désoxygénation à grande échelle?**

Pour y répondre, nous avons calculé dans le chapitre III, à l'échelle globale, le transport d'oxygène dissous à travers la base de la couche de mélange ainsi que la respiration sous la couche de mélange dans une projection climatique du cadre CMIP5 réalisée avec un modèle à basse résolution. En calculant également le transport d'oxygène à saturation (associé à la solubilité) à travers la base de la couche de mélange, nous avons pu distinguer les contributions des changements de solubilité, de circulation et de respiration. **Nous avons montré que chaque mécanisme contribuait à proportion égale à la désoxygénation.**

Le résultat précédent s'appuie sur une étude grande échelle, avec un modèle à basse résolution. Néanmoins, plusieurs pistes indiquent que les processus de petite échelle peuvent avoir un effet sur les mécanismes contrôlant la désoxygénation [Lévy et al., 2010, Lévy et al., 2011, Resplandy et al., 2012, Bettencourt et al., 2015, Karstensen et al., 2015, Mahadevan, 2016, McGillicuddy Jr., 2016, Lachkar et al., 2016, Thomsen et al., 2016, Stanley et al., 2017, Pietri and Karstensen, 2018, Frenger et al., 2018]. Du fait des capacités de calcul requises pour résoudre explicitement ces processus de petite échelle dans des projections

climatiques, il n'y a pas encore d'estimation de leurs effets sur la désoxygénation et les mécanismes responsables. Ce constat soulève la question suivante : **quels sont les effets des processus de petite échelle sur la désoxygénation et les mécanismes responsables ?**

Pour y répondre, nous avons développé une configuration idéalisée inspirée d'études antérieures [Lévy et al., 2010, Lévy et al., 2011] simulant la circulation typique de deux gyres de moyenne latitude. Grâce à cette configuration, nous avons réalisé des expériences de changement climatique résolvant explicitement les processus de petite échelle. Le premier résultat du chapitre IV illustre que la configuration idéalisée reproduit de manière satisfaisante la désoxygénation projetée dans l'Atlantique Nord par les projections climatiques du cadre CMIP5. La perte d'oxygène dans les configurations idéalisées est due à l'advection et au mélange vertical. Cette perte d'oxygène est en partie compensée par un gain d'oxygène par advection latérale (liée à l'accélération du courant de moyenne latitude) et par diminution de la respiration. La diminution de la respiration est associée à la diminution de la production primaire en surface due à une diminution des apports en nitrate. **Nos résultats montrent que la résolution explicite des processus de mésoéchelle et sous-mésoéchelle 1) atténue le signal de désoxygénation dans une configuration idéalisée de l'Atlantique Nord et 2) atténue la réponse au changement climatique de chacun des mécanismes impliqués dans la désoxygénation (ventilation et respiration).** La production primaire diminue notamment de -16% à basse résolution contre -11% lorsque les processus de petite échelle sont résolus.

Pour finir, soulignons que cette atténuation peut être interprétée de deux façons. 1) Les processus de petite échelle atténuent l'amplitude de la réponse au changement climatique, c'est-à-dire que les effets du changement climatique seront moins forts. 2) Les processus de petite échelle atténuent le temps de réponse au changement climatique. En effet, les simulations de changement climatique ne sont pas en équilibre mais sont en train de répondre à une perturbation des forçages. Peut-être que, *in fine*, l'amplitude de la réponse sera la même mais que le système met simplement plus de temps à répondre. Autrement dit, il est possible que les processus de petite échelle atténuent la vitesse à laquelle l'océan répond au changement climatique.

V.2 Analyse critique des conclusions de ce travail

Les conclusions précédentes ont été obtenues dans un cadre précis : projection climatique globale à basse résolution avec un modèle couplé ([chapitre III](#)) et projection climatique idéalisée à haute résolution avec un modèle océanique forcé ([chapitre IV](#)). En particulier, elles reposent sur un certain nombre d'hypothèses de travail dont la non-prise en compte d'effets potentiellement importants tels que ceux liés à une meilleure représentation de la sous-mésoéchelle, aux effets multiples du changement climatique (vents, fontes des glaces, précipitations, etc.) et à l'effet de la température sur le métabolisme. Cette section présente les conséquences de ces hypothèses.

V.2.1 Rôle du transport latéral

Les résultats du [chapitre III](#) ne s'intéressent qu'aux échanges entre la surface et subsurface sans considérer les échanges latéraux. Gardons également à l'esprit que les conclusions du [chapitre III](#) ont été obtenues avec un seul modèle climatique. Les différentes réponses de la circulation selon les modèles climatiques, notamment touchant au déplacement du Gulf Stream, entraînent des disparités de la distribution de la désoxygénation [[Tagklis et al., 2017](#)]. Une grande partie de l'incertitude sur les projections provient en effet des différences entre les modèles climatiques [[Frölicher et al., 2016](#)]. Pour gagner en robustesse, il faudrait donc tester nos conclusions sur les projections climatiques réalisées avec d'autres modèles que celui de l'IPSL.

Les échanges latéraux ont été pris en compte dans la deuxième partie de ce travail ([chapitre IV](#)). Le transport d'oxygène associé à ces échanges latéraux en subsurface n'est pas négligeable. Cependant les conclusions de cette deuxième partie ont été obtenues dans une configuration idéalisée ne prenant notamment pas en compte la bathymétrie. La bathymétrie a un effet important sur la circulation, en particulier sur les courants de bord ouest tels que le Gulf Stream ou le Kuroshio [[Chassignet and Marshall, 2008](#)]. Le transport latéral d'oxygène dépend probablement de la bathymétrie.

V.2.2 Rôle de la sous-mésoscale

Les résultats du chapitre III ont été obtenus avec une projection climatique à basse résolution (2° de résolution). Cette projection prend en compte les nombreuses composantes du système climatique et leurs interactions mais ne résout pas explicitement dans l'océan les processus de mésoéchelle et sous-mésoscale. C'est justement ce qui a motivé l'étude du chapitre IV.

En raison de la durée importante des simulations réalisées pour ce travail de thèse, leur résolution maximale est de 1/27°, soit environ 4 km. Les expériences de Lévy et al., 2011, dont nous nous sommes inspiré, avaient une résolution de 1/54° mais ne duraient que 50 ans. Une résolution de 4 km permet de résoudre explicitement les processus de l'ordre de 10-15 km. C'est à peine suffisant pour résoudre le premier rayon de déformation de Rossby dans la gyre subpolaire. Le terme "sous-mésoscale" utilisé dans ce manuscrit peut donc paraître légèrement abusif. En effet, d'autres études qui s'intéressent aux processus dynamiques de sous-mésoscale ont réalisé des expériences dont la résolution horizontale atteint 150 mètres [Gula et al., 2016b, Gula et al., 2016a]. En augmentant la résolution horizontale au delà de 4 km, les flux verticaux dans les tourbillons peuvent être plus intenses [Gula et al., 2016a]. Les faibles différences entre la résolution 1/9° et 1/27° sont peut être dues à une augmentation insuffisante de la résolution.

Notons également que les configurations de ce travail n'ont que 30 niveaux verticaux. Les études s'intéressant aux processus dynamiques de sous-mésoscale réalisent des expériences avec une centaine de niveaux verticaux, la résolution verticale étant de l'ordre du mètre en surface [Gula et al., 2016b, Sasaki et al., 2017].

En conclusion, les résultats du chapitre III, ne prennent pas en compte explicitement les processus de petite échelle, inférieurs à la centaine de kilomètres. Ces processus ne sont représentés qu'au travers de paramétrisation. Les résultats du chapitre IV ne prennent pas en compte toute la gamme d'échelle des processus de sous-mésoscale.

V.2.3 Effets multiples du changement climatique

Contrairement aux conclusions obtenues avec le modèle couplé de l'IPSL mais à basse résolution, nous avons dû simplifier le modèle et les configurations pour réaliser les expériences de changement climatique à haute résolution. Le modèle océanique est forcé par un flux de chaleur (rappel de la température de surface vers une "pseudo-température" at-

mosphérique), un flux de sel et une tension de vent. Le changement climatique a été simplifié; il est uniquement représenté par une augmentation linéaire de la "pseudo-température" atmosphérique.

Cependant, les précipitations et les vents influencent la circulation océanique et sont sensibles au changement climatique. En réponse au changement climatique, les vents dominants se déplacent vers le pôle [Chang et al., 2012, Collins et al., 2013]. Ce déplacement peut jouer sur la latitude de la séparation entre les gyres subpolaire et subtropicale et sur la position du jet de moyenne latitude. Les précipitations sont modifiées par le changement climatique. En conséquence dans l'Atlantique Nord, la salinité de la gyre subpolaire diminue depuis 1950 d'après les observations [Durack and Wijffels, 2010], et jusqu'en 2100 d'après les projections climatiques [Collins et al., 2013, p. 1094]. Les modifications de densité associées peuvent ralentir la circulation méridienne de retournement dans l'Atlantique Nord. La diminution de la salinité dans l'Atlantique Nord peut également être liée à l'apport d'eau douce lié à la fonte des glaces dans l'Arctique.

En conclusion, du fait de ne pas avoir représenté le déplacement des vents, les projections climatiques idéalisées ne simulent pas le déplacement des courants qui doit y être associé. Par ailleurs, l'effet du changement climatique sur les précipitations n'étant pas pris en compte, il est possible que l'augmentation de la stratification dans la gyre subpolaire soit sous-estimée.

V.2.4 Effet de la température sur le métabolisme

L'augmentation de la température peut agir de deux manières sur la production primaire et plus généralement sur les réactions biogéochimiques. Le premier effet, indirect, agit sur les apports de nutriments en surface *via* l'effet du réchauffement sur la stratification. Cet effet a été pris en compte dans ce travail. Le second effet, direct, agit sur le métabolisme des organismes et donc sur les réactions biogéochimiques. Cet effet n'a pas été pris en compte.

La dépendance du métabolisme à la température a des implications sur la réponse de la production primaire. Laufkötter et al., 2015 ont montré que dans les dernières projections climatiques du cadre CMIP5, les causes de la diminution de la production primaire sont différentes. Seuls trois modèles projettent, à l'instar de nos expériences, une diminution de la production primaire liée à une diminution du flux de nitrate vers la surface. Dans quatre autres modèles, l'augmentation de la température stimule le métabolisme du zooplancton

et le broutage. La quantité de phytoplancton et la production primaire diminuent. Dans un modèle, la reminéralisation en surface de la matière organique est stimulée et la production primaire augmente. Des études antérieures avaient déjà montré que la prise en compte ou non de l'effet direct de la température jouait sur l'évolution de la production primaire qui pouvait augmenter malgré une diminution de l'apport en nutriments liée au ralentissement de la MOC [Schmittner et al., 2008, Taucher and Oschlies, 2011].

Lewandowska et al., 2014 ont étudié ces deux effets à partir d'expériences sur des communautés planctoniques. Ils proposent un modèle conceptuel dans lequel l'effet de la température dépend du régime d'apport en nutriments. Lorsque les apports de nutriments sont importants, dans les eaux côtières par exemple, la stimulation du broutage contrôle la diminution de la production primaire (effet direct). Au contraire, lorsque les apports sont faibles, comme dans les gyres subtropicales, la diminution du flux de nutriments contrôle la baisse de production primaire (effet indirect).

Dans les modèles, la sensibilité du métabolisme est représentée par un paramètre noté traditionnellement Q_{10} . Ce paramètre est différent selon les organismes. Olonscheck et al., 2013 ont étudié la sensibilité de la réponse de la production primaire à ce paramètre. Ils montrent que la diminution de la production primaire est contrôlée à la fois par l'effet direct et indirect de la température et que la sensibilité du zooplancton à la température a un rôle capital. À partir d'un certain seuil, l'effet direct domine. L'effet de la température sur les réactions biogéochimiques est encore mal compris et le choix des différentes valeurs de Q_{10} est encore incertain [Laufkötter et al., 2015, Olonscheck et al., 2013]. Pour ces raisons et par soucis de simplification, nous avons décidé de ne pas prendre en compte l'effet direct de la température dans nos expériences.

Par ailleurs, l'augmentation de température peut également directement augmenter la respiration et amplifier ainsi la désoxygénation. Néanmoins, les effets directs de la température sur la respiration ont été peu étudiés. Ces effets sont complexes, et leurs conséquences sur la désoxygénation sont encore mal comprises [Levin, 2018].

Quel est l'impact de l'effet direct sur les conclusions de ce travail? D'après la discussion ci-dessus, il semble que l'effet direct de la température sur la production primaire ne change pas le fait que la production primaire diminue. Ce sont plutôt les mécanismes contrôlant cette diminution qui changent. L'ensemble des modèles climatiques prévoient d'ailleurs une diminution de la production primaire, qu'ils prennent en compte ou non l'effet direct de la température [Laufkötter et al., 2015]. Je ne m'attends donc pas à ce que la

prise en compte des effets directs de la température modifie considérablement les contributions relatives des changements de circulation, de solubilité et de respiration. Cependant, si le réchauffement augmente la respiration alors la désoxygénation pourrait être plus marquée. Je ne pense pas non plus que les effets directs de la température changent le fait que les processus de petite échelle atténuent la désoxygénation et la réponse au changement climatique des mécanismes qui en sont responsables. Mon sentiment est que l'effet direct de la température agira plutôt à grande échelle. Néanmoins, n'oublions pas que l'effet direct de la température sur les métabolismes est complexe et encore mal compris.

V.3 Perspectives

Les résultats de ce travail et les simulations réalisées permettent d'envisager plusieurs pistes de prolongation à cette thèse. Une première section développe les études que je n'ai pas eu le temps d'aborder dans cette thèse dans le cadre des expériences numériques que j'ai mises en place. Dans un deuxième temps, je détaille quelques idées pour élargir le cadre de ce travail en levant les limites évoquées ci-dessus. Je conclus cette section en regardant les implications de nos résultats sur la détectabilité du changement climatique, aspect qu'il me semble important d'évoquer.

V.3.1 Analyses futures des simulations

V.3.1.1 Quelles sont les contributions du changement d'état moyen et de l'effet local des processus de petite échelle?

Les résultats de ce travail présentent l'effet total de la résolution de processus de fine échelle. Cependant, lorsque des simulations numériques à haute résolution sont intégrées suffisamment longtemps, les processus de petite échelle modifient l'état moyen [Lévy et al., 2010, Lévy et al., 2011]. Ce constat soulève la question suivante : est-ce que les réponses au changement climatique différentes selon la résolution sont dues à des réponses différentes des états moyens ou aux processus de petite échelle? Pour répondre à cette question, nous pouvons par exemple effectuer une décomposition de Reynolds de l'équation d'évolution de l'oxygène de la même manière que Resplandy et al., 2012 l'ont fait pour étudier la zone de minimum d'oxygène de la mer d'Arabie (voir l'annexe E pour les détails de la décomposition).

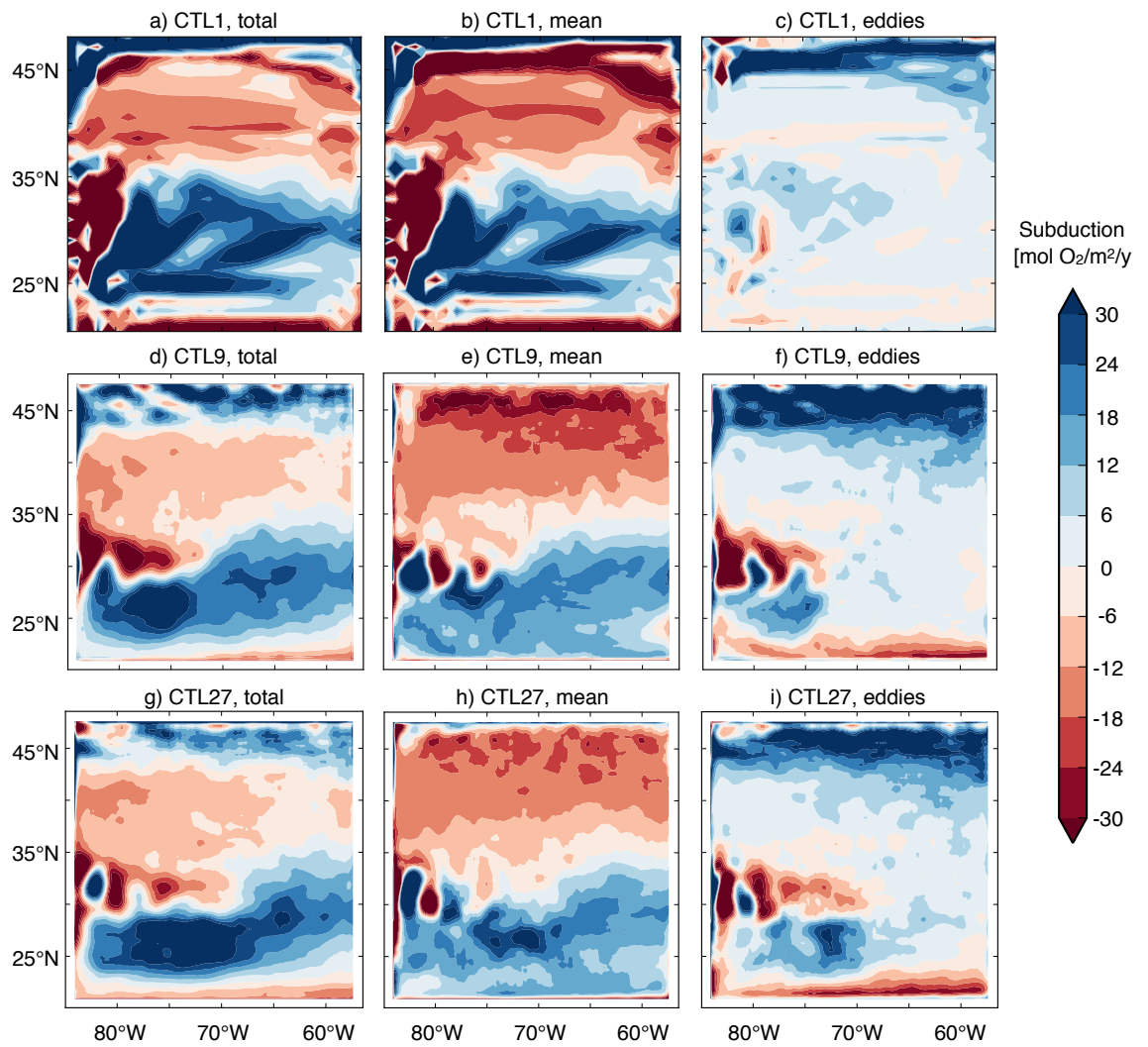


FIGURE V.1 – Subduction d’oxygène dans les simulations CTL1 (en haut), CTL9 (au milieu) et CTL27 (en bas). La subduction totale (à gauche), calculée à chaque pas de temps, est décomposée en un terme moyen (au milieu) et un terme résiduel turbulent (à droite) contenant les échelles non prises en compte dans la moyenne. Moyenne sur les années 161 à 170. Les valeurs positives, en bleues, indiquent un flux d’oxygène vers la surface.

C'est une étude qui n'est pas encore terminée et qui ne figure pas dans le manuscrit. La figure V.1 illustre ces diagnostics pour la subduction d'oxygène dans les simulations de contrôle à différentes résolutions. La subduction totale est calculée online, à chaque pas de temps. La subduction moyenne est calculée offline à partir des vitesses moyennes et de la distribution d'oxygène moyenne. Le terme résiduel turbulent est obtenu par soustraction des deux et contient donc les échelles non filtrées par la moyenne. Globalement les processus de petite échelle subduisent de l'oxygène vers la subsurface. Dans la gyre subtropicale, leurs effets s'ajoutent à la subduction moyenne alors que dans la gyre subpolaire ils compensent en partie l'obduction moyenne.

La séparation entre subduction moyenne et subduction turbulente dépend de la moyenne utilisée. Ici, nous utilisons une moyenne annuelle et une moyenne glissante sur 2° pour les simulations CTL9 et CTL27. Pour CTL1, nous utilisons seulement une moyenne annuelle. Les processus de petite échelle sont donc à la fois ceux dont l'échelle spatiale est inférieure à 1-2° et ceux dont l'échelle temporelle est inférieure à 1 an. Les fluctuations saisonnières sont notamment incluses dans le terme turbulent et expliquent sans doute les valeurs élevées du terme turbulent dans CTL1 au nord de 45°N.

V.3.1.2 Quel est l'effet des processus de petite échelle sur le cycle du carbone naturel et anthropique? Et sur leurs réponses au changement climatique?

L'océan est un immense réservoir de carbone contenant 50 fois plus de carbone que l'atmosphère [Delworth et al., 2012b, fig 6.1]. Il stocke notamment près de 30% du carbone d'origine anthropique [Le Quéré et al., 2016]. Sans l'océan, le forçage radiatif induit par les émissions de dioxyde de carbone serait aujourd'hui 30% supérieur [Sarmiento and Gruber, 2004a, p. 400]. L'Atlantique Nord en particulier est le puits de carbone le plus intense et contient 23% du carbone anthropique stocké par l'océan [Takahashi et al., 2008, Sabine and Tanhua, 2010]. Cette efficacité est liée à l'intense floraison printanière et à la convection d'eaux froides, riches en carbone.

Les flux de carbone naturel et anthropique dépendent de la circulation océanique et de l'activité biologique [Lévy et al., 2013, Bopp et al., 2015] qui sont toutes deux affectées par les processus de petite échelle. D'où la question suivante : comment les processus de petite échelle influencent-ils le flux de carbone naturel et anthropique? Les expériences réalisées dans cette thèse modélisent également les cycles du carbone naturel et anthropique (Annexe B). La comparaison des diagnostics de subduction/obduction, de flux air-mer, d'ex-

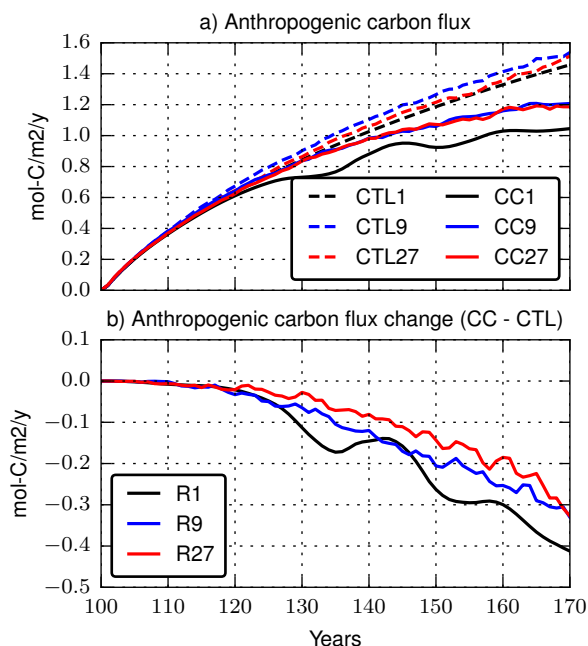


FIGURE V.2 – a) Évolution temporelle du flux air-mer de carbone anthropique dans les simulations de contrôle (lignes pointillées) et de changement climatique (lignes pleines) aux différentes résolutions. b) Différences de flux air-mer de carbone anthropique entre les simulations de changement climatique et de contrôle. Moyennes annuelles et entre 35°N et 45°N. Dans a) les valeurs positives indiquent un flux dirigé vers l’océan, dans b) les valeurs négatives indiquent que le flux vers l’océan diminue.

port de matière organique dans nos expériences permettront de répondre à cette question. La figure V.2a illustre l’effet de la résolution sur le flux air-mer de carbone anthropique dans les simulations à l’équilibre (CTL) et de changement climatique (CC). Quelque soit la simulation, le flux de carbone anthropique augmente au cours du temps car la quantité de carbone atmosphérique augmente. Dans les simulations en équilibre, l’effet de la résolution est assez faible. En revanche, dans les simulations de changement climatique, le flux de carbone anthropique est plus faible dans la simulation à 1° de résolution que dans les deux autres.

Par ailleurs, les projections climatiques prévoient une diminution de l’efficacité du puits de carbone à l’horizon 2100 [Adcroft et al., 2012, Goris et al., 2015]. Cette perte d’efficacité est liée à l’augmentation de la température qui diminue la solubilité et à la diminution de la production primaire. Ainsi une autre question émerge : comment les processus de petite échelle modifient-ils la perte d’efficacité du puits de carbone? Nos expériences permettront de quantifier cet effet. La figure V.2b illustre l’effet de la diminution du flux air-mer de carbone anthropique en réponse au changement climatique. En augmentant la résolution, il semble que cette diminution soit atténuée.

V.3.2 Pistes d'élargissement du cadre de ce travail

Nous avons vu dans une section précédente que le cadre des conclusions de cette thèse est restreint et que nous n'avons pas pris en compte un certain nombre de mécanismes dont l'évolution des autres forçages tels que les précipitations ou les vents, les processus dont les échelles spatiales sont inférieures à la dizaine de kilomètre et l'effet direct de la température sur le métabolisme. Dans cette section, je propose quelques pistes pour étudier l'effet de ces autres forçages et élargir la gamme d'échelle des processus considérés.

V.3.2.1 Comment tenir compte des autres forçages ?

Prendre en compte la variabilité des autres forçages peut se faire assez facilement avec la configuration utilisée. Pour les précipitations, il faut s'assurer que le bilan global sur notre bassin reste nul de façon à garder la quantité de sel total constante. Le plus délicat pour les précipitations et les vents consiste à choisir comment simuler une tendance climatique comparable à celle des projections CMIP5. Pour simuler une tendance climatique sur les précipitations, nous pourrions augmenter les précipitations dans la moitié nord du domaine et l'évaporation dans la moitié sud. Pour simuler une tendance climatique sur les vents, nous pourrions déplacer vers le nord le maximum de vent vers l'ouest.

V.3.2.2 Comment résoudre une plus large gamme de processus de sous-mésoéchelle ?

Pour augmenter la gamme d'échelle des processus résolus explicitement, il n'est pas possible de simplement augmenter la résolution car cela soulèverait des problèmes de puissance de calcul. Cependant, il est possible de résoudre les équations du modèle biogéochimique avec des champs de vitesse dégradés sans changer significativement les résultats du modèle biogéochimique [Lévy et al., 2014]. Nous pourrions donc réaliser les expériences précédentes avec une résolution supérieure pour la dynamique, de l'ordre du kilomètre par exemple, et ainsi résoudre explicitement des processus dynamiques d'échelle plus fine. Les champs dynamiques seraient ensuite dégradés à une résolution inférieure, la dizaine de kilomètre par exemple, et utilisés pour intégrer le modèle biogéochimique. Le modèle biogéochimique augmente significativement le temps de calcul. En faisant comme décrit ci-dessus nous pourrions résoudre explicitement une plus large gamme de processus dynamiques en un temps de calcul raisonnable.

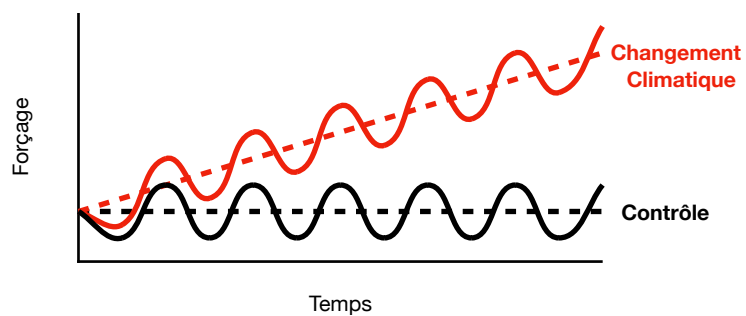
V.3.3 Quel est l'effet des processus de petite échelle sur le temps d'émergence du signal de changement climatique et sa détectabilité?

La détection d'une tendance sur la production primaire n'est pas possible actuellement car la longueur des séries temporelles n'est pas suffisante [Henson et al., 2010, Henson et al., 2016]. Il faut environ 30 à 40 ans de données pour distinguer une tendance climatique de la variabilité naturelle. Cette estimation a été obtenue à l'aide de modèles climatiques à basse résolution. Cependant, les processus de petite échelle augmentent la variabilité interannuelle, notamment celle de la floraison printanière [Lévy et al., 2014]. La longueur des séries temporelles nécessaire pour distinguer une tendance climatique de la variabilité naturelle pourra être plus grande.

Par ailleurs, un certain nombre d'études s'intéressent au temps d'émergence du signal de changement climatique [Collins et al., 2013, Frölicher et al., 2016, Henson et al., 2017]. À l'horizon 2100, le signal de désoxygénation aura émergé dans 12 à 35% de l'océan [Frölicher et al., 2016]. Ces études sont également réalisées avec des projections climatiques ne prenant pas en compte les processus de petite échelle. Ces processus peuvent augmenter le temps d'émergence du signal de deux manières : 1) en augmentant la variabilité interannuelle [Lévy et al., 2014] et 2) en atténuant le signal de changement climatique comme dans ce travail de thèse.

Les expériences réalisées dans cette thèse peuvent permettre d'étudier l'effet des processus de petite échelle sur le temps d'émergence du signal de changement climatique et la durée d'observation nécessaire pour le distinguer de la variabilité naturelle. Ce type d'étude nécessiterait notamment l'ajout de variabilité décennale dans les forçages pour se rapprocher des travaux précédents (Figure V.3).

FIGURE V.3 – Illustration schématique des forçages (la température de rappel en surface par exemple) pouvant être appliqués pour prendre en compte la variabilité décennale. En pointillé, les forçages sans variabilité décennale tels qu'ils ont été appliqués dans ce travail. En ligne pleine, les forçage avec variabilité décennale tels qu'ils pourraient être appliqués. En rouge, les simulations de changement climatique, en noir, les simulations de contrôle.





Bibliographie

- [Abraham et al., 2013] Abraham, J. P., Baringer, M., Bindoff, N. L., Boyer, T., Cheng, L. J., Church, J. A., Conroy, J. L., Domingues, C. M., Fasullo, J. T., Gilson, J., Goni, G., Good, S. A., Gorman, J. M., Gouretski, V., Ishii, M., Johnson, G. C., Kizu, S., Lyman, J. M., Macdonald, A. M., Minkowycz, W. J., Moffitt, S. E., Palmer, M. D., Piola, A. R., Reseghetti, F., Schuckmann, K., Trenberth, K. E., Velicogna, I., and Willis, J. K. (2013). A review of global ocean temperature observations: Implications for ocean heat content estimates and climate change. *Reviews of Geophysics*, 51(3):450–483. [I.1.2](#)
- [Adcroft et al., 2012] Adcroft, A. J., Dixon, K., Griffies, S. M., Lee, H.-C., Vecchi, G. A., Delworth, T. L., Rosati, A., Anderson, W., Balaji, V., Benson, R., Pacanowski, R. C., Wittenberg, A. T., Zeng, F., and Zhang, R. (2012). Simulated Climate and Climate Change in the GFDL CM2.5 High-Resolution Coupled Climate Model. *dx.doi.org*, 25(8):1–1535. [I.1](#), [I.1.1](#), [V.3.1.2](#)
- [Antoine et al., 2005] Antoine, D., Morel, A., Gordon, H. R., Banzon, V. F., and Evans, R. H. (2005). Bridging ocean color observations of the 1980s and 2000s in search of long-term trends. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C):C06009. [I.3.2](#)
- [Aumont and Bopp, 2006] Aumont, O. and Bopp, L. (2006). Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies. *Global Biogeochemical Cycles*, 20(2):GB2017–n/a. [II.1.2.1](#)
- [Aumont et al., 2015] Aumont, O., Ethé, C., Tagliabue, A., Bopp, L., and Gehlen, M. (2015). PISCES-v2: an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies. *Geoscientific Model Development*, 8(8):2465–2513. [II.1](#), [II.1.2.1](#)
- [Bachman et al., 2017] Bachman, S. D., Taylor, J. R., Adams, K. A., and Hosegood, P. J. (2017). Mesoscale and Submesoscale Effects on Mixed Layer Depth in the Southern Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 47(9):2173–2188. [II.3.3](#)

- [Barnier et al., 1991] Barnier, B., Hua, B. L., and Le Provost, C. (1991). On the Catalytic Role of High Baroclinic Modes in Eddy-driven Large-Scale Circulations. *Journal of Physical Oceanography*, 21:976–997. [II.3.3](#)
- [Behrenfeld et al., 2006] Behrenfeld, M. J., O'Malley, R. T., Siegel, D. A., McClain, C. R., Sarmiento, J. L., Feldman, G. C., Milligan, A. J., Falkowski, P. G., Letelier, R. M., and Boss, E. S. (2006). Climate-driven trends in contemporary ocean productivity. *Nature*, 444(7120):752–755. [I.3.2](#)
- [Bettencourt et al., 2015] Bettencourt, J. H., López, C., García, E. H., Montes, I., Sudre, J., Dewitte, B., Paulmier, A., and Garçon, V. (2015). Boundaries of the Peruvian Oxygen Minimum Zone shaped by coherent mesoscale dynamics. *arXiv.org*, (1):937–940. [I.4.4](#), [IV](#), [V.1](#)
- [Bopp et al., 2002] Bopp, L., Le Quéré, C., Heimann, M., Manning, A. C., and Monfray, P. (2002). Climate-induced oceanic oxygen fluxes: Implications for the contemporary carbon budget. *Global Biogeochemical Cycles*, 16(2):1022. [I.3.4](#)
- [Bopp et al., 2015] Bopp, L., Lévy, M., Resplandy, L., and Sallée, J.-B. (2015). Pathways of anthropogenic carbon subduction in the global ocean. *Geophysical Research Letters*, pages n/a–n/a. [V.3.1.2](#)
- [Bopp et al., 2013] Bopp, L., Resplandy, L., Orr, J. C., Doney, S. C., Dunne, J. P., Gehlen, M., Halloran, P., Heinze, C., Ilyina, T., Séférian, R., Tjiputra, J., and Vichi, M. (2013). Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century: projections with CMIP5 models. *Biogeosciences*, 10(1):6225–6245. [I.1.2](#), [I.3](#), [I.2.2](#), [I.3.2](#), [II.2.1](#), [IV.6](#), [V.1](#)
- [Bopp et al., 2017] Bopp, L., Resplandy, L., Untersee, A., Le Mezo, P., and Kageyama, M. (2017). Ocean (de)oxygenation from the Last Glacial Maximum to the 21st century: insights from Earth System Models. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, pages 1–15. [I.3.4](#), [III.1](#)
- [Boyce et al., 2010] Boyce, D. G., Lewis, M. R., and Worm, B. (2010). Global phytoplankton decline over the past century. *Nature*, 466(7306):591–596. [I.3.2](#)
- [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., Jacinto, G. S., Limburg, K. E., Montes, I., Naqvi, S. W. A., Pitcher, G. C., Rabalais, N. N., Roman, M. R., Rose, K. A., Seibel, B. A., Telszewski, M., Yasuhara, M., and Zhang, J. (2018). Declining oxygen in the global ocean and coastal waters. *Science*, 359(6371):eaam7240. [I.1.3](#), [I.1](#), [V.1](#)
- [Bryan et al., 2014] Bryan, F. O., Gent, P. R., and Tomas, R. (2014). Can Southern Ocean Eddy Effects Be Parameterized in Climate Models? *Journal of Climate*, 27:411–425. [II.2.2.2](#)

- [Caesar et al., 2018] Caesar, L., Rahmstorf, S., Robinson, A., Feulner, G., and Saba, V. (2018). Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature Publishing Group*, 556(7700):191–196. [I.3.3](#), [IV.6](#)
- [Capotondi et al., 2012] Capotondi, A., Alexander, M. A., Bond, N. A., Curchitser, E. N., and Scott, J. D. (2012). Enhanced upper ocean stratification with climate change in the CMIP3 models. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C4):n/a–n/a. [IV.6](#)
- [Chang et al., 2012] Chang, E. K. M., Guo, Y., and Xia, X. (2012). CMIP5 multimodel ensemble projection of storm track change under global warming. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D23):n/a–n/a. [V.2.3](#)
- [Chassignet and Marshall, 2008] Chassignet, E. P and Marshall, D. P (2008). Gulf Stream separation in numerical ocean models. *Ocean Modeling in an Eddying Regime. (2008)*, 177:39–61. [II.3.3](#), [V.2.1](#)
- [Chassignet and Xu, 2017] Chassignet, E. P and Xu, X. (2017). Impact of Horizontal Resolution (1/12° to 1/50°) on Gulf Stream Separation, Penetration, and Variability. *Journal of Physical Oceanography*, 47(8):1999–2021. [II.3.3](#)
- [Chavez et al., 2011] Chavez, F. P., Messié, M., and Pennington, J. T. (2011). Marine Primary Production in Relation to Climate Variability and Change. *Annual review of marine science*, 3(1):227–260. [I.3.2](#)
- [Cocco et al., 2013] Cocco, V., Joos, F., Steinacher, M., Froelicher, T. L., Bopp, L., Dunne, J. P., Gehlen, M., Heinze, C., Orr, J., Oschlies, A., Schneider, B., Segschneider, J., and Tjiputra, J. (2013). Oxygen and indicators of stress for marine life in multi-model global warming projections. *Biogeosciences*, 10(3):1849–1868. [I.2.2](#)
- [Codispoti et al., 2001] Codispoti, L. A., Brandes, J. A., Christensen, J. P., Devol, A. H., Naqvi, S. W. A., Paerl, H. W., and Yoshinari, T. (2001). The oceanic fixed nitrogen and nitrous oxide budgets: Moving targets as we enter the anthropocene? *Scientia Marina*, 65(S2):85–105. [I.1.3](#)
- [Collins et al., 2013] Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J.-L., Fichet, T., Friedlingstein, P., Gao, X., Gutowski, W. J., Johns, T., Krinner, G., Shongwe, M., Tebaldi, C., Weaver, A. J., and Wehner, M. (2013). Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. In Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M. M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P. M., editors, *Simulated Climate and Climate Change in the GFDL CM2.5 High-Resolution Coupled Climate Model*, pages 1044–1059. Global Biogeochemical Cycles, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. [I.1.2](#), [I.3.3](#), [IV.6](#), [V.1](#), [V.2.3](#), [V.3.3](#)
- [Cooley, 2012] Cooley, S. R. (2012). How human communities could ‘feel’ changing ocean biogeochemistry. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 4(3):258–263. [I.1.3](#)

- [Cushman-Roisin, 1987] Cushman-Roisin, B. (1987). Subduction. In *Dynamics of the oceanic surface mixed layer*, pages 1–17. [II.4](#)
- [de Boyer Montégut et al., 2004] de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., and Iudicone, D. (2004). Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C):C12003. [II.3.1](#)
- [Delworth et al., 2012a] Delworth, T. L., Adcroft, A. J., Balaji, V., Pacanowski, R. C., Wittenberg, A. T., Zeng, F., Rosati, A., Anderson, W., Benson, R., Dixon, K., Griffies, S. M., Lee, H.-C., Vecchi, G. A., and Zhang, R. (2012a). Simulated Climate and Climate Change in the GFDL CM2.5 High-Resolution Coupled Climate Model. *dx.doi.org*, 25(30):1655–1731. [I.1.2](#)
- [Delworth et al., 2012b] Delworth, T. L., Rosati, A., Anderson, W., Balaji, V., Griffies, S. M., Pacanowski, R. C., Wittenberg, A. T., Adcroft, A. J., Benson, R., Dixon, K., Lee, H.-C., Vecchi, G. A., Zeng, F., and Zhang, R. (2012b). Simulated Climate and Climate Change in the GFDL CM2.5 High-Resolution Coupled Climate Model. *dx.doi.org*, 25(6):465–570. [I.1.1](#), [I.1.2](#), [V.3.1.2](#)
- [Deutsch et al., 2011] Deutsch, C., Brix, H., Ito, T., Frenzel, H., and Thompson, L. (2011). Climate-forced variability of ocean hypoxia. *Science*, 333(6040):336–339. [I.2.2](#)
- [Deutsch et al., 2005] Deutsch, C., Emerson, S., and Thompson, L. (2005). Fingerprints of climate change in North Pacific oxygen. *Geophysical Research Letters*, 32(1):L16604. [I.3.4](#)
- [Deutsch et al., 2006] Deutsch, C., Emerson, S., and Thompson, L. (2006). Physical-biological interactions in North Pacific oxygen variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111(C9):C09S90. [I.3.4](#)
- [Diaz and Rosenberg, 1995] Diaz, R. J. and Rosenberg, R. (1995). Marine benthic hypoxia: a review of its ecological effects and the behavioural responses of benthic macrofauna. *Oceanography and Marine Biology an Annual Review*. [I.1.3](#)
- [Diaz and Rosenberg, 2008] Diaz, R. J. and Rosenberg, R. (2008). Spreading Dead Zones and Consequences for Marine Ecosystems. *Science*, 321(5891):926–929. [I.1.3](#)
- [Dufresne et al., 2013] Dufresne, J.-L., Foujols, M. A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., Balkanski, Y., Bekki, S., Bellenger, H., Benshila, R., Bony, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Cheruy, F., Codron, F., Cozic, A., Cugnet, D., de Noblet, N., Duvel, J. P., Ethé, C., Fairhead, L., Fichefet, T., Flavoni, S., Friedlingstein, P., Grandpeix, J. Y., Guez, L., Guilyardi, E., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Idelkadi, A., Ghattas, J., Joussaume, S., Kageyama, M., Krinner, G., Labetoulle, S., Lahellec, A., Lefebvre, M. P., Lefevre, F., Levy, C., Li, Z. X., Lloyd, J., Lott, F., Madec, G., Mancip, M., Marchand, M., Masson, S., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Musat, I., Parouty, S., Polcher, J., Rio, C., Schulz, M., Swingedouw, D., Szopa, S., Talandier, C., Terray, P., Viovy, N., and Vuichard, N. (2013). Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: from CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, 40(9):2123–2165. [II.1](#)

- [Dugdale and Goering, 1967] Dugdale, R. C. and Goering, J. J. (1967). UPTAKE OF NEW AND REGENERATED FORMS OF NITROGEN IN PRIMARY PRODUCTIVITY. *Limnology and Oceanography*, 12(2):196–206. [1](#)
- [Durack and Wijffels, 2010] Durack, P. J. and Wijffels, S. E. (2010). Fifty-Year Trends in Global Ocean Salinities and Their Relationship to Broad-Scale Warming. *Journal of Climate*, 23(16):4342–4362. [V.2.3](#)
- [Ekau et al., 2010] Ekau, W., Auel, H., Portner, H. O., and Gilbert, D. (2010). Impacts of hypoxia on the structure and processes in pelagic communities (zooplankton, macro-invertebrates and fish). *Biogeosciences*, 7(5):1669–1699. [I.1.3](#)
- [Farneti and Delworth, 2010] Farneti, R. and Delworth, T. L. (2010). The Role of Mesoscale Eddies in the Remote Oceanic Response to Altered Southern Hemisphere Winds. *Journal of Physical Oceanography*, 40(10):2348–2354. [IV.6](#)
- [Frank J Millero et al., 1986] Frank J Millero, G. P. J. E. D., Wroblewski, J. S., and Flierl, G. R. (1986). Prediction of phytoplankton growth in response to the frictional decay of a warm-core ring. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 91(C6):7603–7610. [I.4.4](#)
- [Frenger et al., 2018] Frenger, I., Bianchi, D., Stührenberg, C., Oeschies, A., Dunne, J., Deutsch, C., Galbraith, E., and Schütte, F. (2018). Biogeochemical Role of Subsurface Coherent Eddies in the Ocean: Tracer Cannonballs, Hypoxic Storms, and Microbial Stewpots? *Global Biogeochemical Cycles*, 32(2):226–249. [I.4.4](#), [V.1](#)
- [Frölicher et al., 2016] Frölicher, T. L., Rodgers, K. B., Stock, C. A., and Cheung, W. W. L. (2016). Sources of uncertainties in 21st century projections of potential ocean ecosystem stressors. *Global Biogeochemical Cycles*, 30(8):1224–1243. [I.2.2](#), [I.3.2](#), [V.2.1](#), [V.3.3](#)
- [Garcia et al., 2005] Garcia, H. E., Boyer, T. P., Levitus, S., Locarnini, R. A., and Antonov, J. (2005). On the variability of dissolved oxygen and apparent oxygen utilization content for the upper world ocean: 1955 to 1998. *Geophysical Research Letters*, 32(9):L09604. [I.2.2](#)
- [Gent and McWilliams, 1990] Gent, P. R. and McWilliams, J. C. (1990). Isopycnal Mixing in Ocean Circulation Models. *Journal of Physical Oceanography*, 20(1):150–160. [II.2.2.1](#)
- [George Nurser and Zhang, 2000] George Nurser, A. J. and Zhang, J. W. (2000). Eddy-induced mixed layer shallowing and mixed layer/thermocline exchange. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C9):21851–21868. [II.3.3](#)
- [Gnanadesikan et al., 2013] Gnanadesikan, A., Bianchi, D., and Pradal, M. A. (2013). Critical role for mesoscale eddy diffusion in supplying oxygen to hypoxic ocean waters. *Geophysical Research Letters*, 40(19):5194–5198. [I.4.4](#)

- [Goris et al., 2015] Goris, N., Tjiputra, J., Schwinger, J., and Heinze, C. (2015). Responses of carbon uptake and oceanic pCO₂ to climate change in the North Atlantic: A model study with the Bergen Earth System Model. *Global Biogeochemical Cycles*, 29(1):1567–1583. [V.3.1.2](#)
- [Gray et al., 2002] Gray, J. S., Wu, R. S., and Or, Y. Y. (2002). Effects of hypoxia and organic enrichment on the coastal marine environment. *Marine Ecology Progress Series*, 238:249–279. [I.1.3](#)
- [Gregg et al., 2005] Gregg, W. W., Casey, N. W., and McClain, C. R. (2005). Recent trends in global ocean chlorophyll. *Geophysical Research Letters*, 32(3):L03606. [I.3.2](#)
- [Gregg and Rousseaux, 2014] Gregg, W. W. and Rousseaux, C. S. (2014). Decadal trends in global pelagic ocean chlorophyll: A new assessment integrating multiple satellites, in situ data, and models. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(9):5921–5933. [I.3.2](#)
- [Gruber, 2008] Gruber, N. (2008). Chapter 1 The Marine Nitrogen Cycle Overview and Challenges. In *Nitrogen in the Marine Environment*, pages 1–50. [I.1.3](#)
- [Gula et al., 2016a] Gula, J., Molemaker, M. J., and McWilliams, J. C. (2016a). Submesoscale dynamics of a Gulf Stream frontal eddy in the South Atlantic Bight. *Journal of Physical Oceanography*, 46(1):305–325. [V.2.2](#)
- [Gula et al., 2016b] Gula, J., Molemaker, M. J., and McWilliams, J. C. (2016b). Topographic generation of submesoscale centrifugal instability and energy dissipation. *Nature Communications*, 7:12811. [V.2.2](#)
- [Hazeleger and Drijfhout, 2000] Hazeleger, W. and Drijfhout, S. S. (2000). Eddy Subduction in a Model of the Subtropical Gyre. *Journal of Physical Oceanography*, 30(4):677–695. [II.2.2](#)
- [Helm et al., 2011] Helm, K. P., Bindoff, N. L., and Church, J. A. (2011). Observed decreases in oxygen content of the global ocean. *Geophysical Research Letters*, 38(2):L23602. [I.1.2](#), [I.3](#), [I.2.2](#), [V.1](#)
- [Henson et al., 2017] Henson, S. A., Beaulieu, C., Ilyina, T., John, J. G., Long, M. C., Seferian, R., Tjiputra, J., and Sarmiento, J. L. (2017). Rapid emergence of climate change in environmental drivers of marine ecosystems. *Nature Communications*, 8:14682. [I.2.2](#), [V.3.3](#)
- [Henson et al., 2016] Henson, S. A., Beaulieu, C., and Lampitt, R. (2016). Observing climate change trends in ocean biogeochemistry: when and where. *Global Change Biology*, pages n/a–n/a. [V.3.3](#)
- [Henson et al., 2010] Henson, S. A., Sarmiento, J. L., Dunne, J. P., Bopp, L., Lima, I. D., Doney, S. C., John, J., and Beaulieu, C. (2010). Detection of anthropogenic climate change in satellite records of ocean chlorophyll and productivity. *Biogeosciences*, 7(2):621–640. [I.3.2](#), [V.3.3](#)

- [IPCC, 2013] IPCC (2013). Summary for Policymakers. In Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M. M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P. M., editors, *Simulated Climate and Climate Change in the GFDL CM2.5 High-Resolution Coupled Climate Model*, pages 1–28. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. [I.1.1](#)
- [IPCC, 2014a] IPCC (2014a). *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. [I.1.1](#)
- [IPCC, 2014b] IPCC (2014b). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC, Geneva, Switzerland. [I.1](#)
- [Jenkins, 1988] Jenkins, W. J. (1988). Nitrate flux into the euphotic zone near Bermuda. *Nature*, 331(6156):521–523. [I.4.4](#)
- [Karleskind et al., 2011a] Karleskind, P., Lévy, M., and Mémery, L. (2011a). Modifications of mode water properties by sub-mesoscales in a bio-physical model of the Northeast Atlantic. *Ocean Modelling*, 39(1):47–60. [II.1.2.2](#)
- [Karleskind et al., 2011b] Karleskind, P., Lévy, M., and Mémery, L. (2011b). Subduction of carbon, nitrogen, and oxygen in the northeast Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C):C02025. [II.1.2.2](#)
- [Karstensen et al., 2015] Karstensen, J., Fiedler, B., Schütte, F., Brandt, P., Körtzinger, A., Fischer, G., Zantopp, R., Hahn, J., Visbeck, M., and Wallace, D. (2015). Open ocean dead zones in the tropical North Atlantic Ocean. *Biogeosciences*, 12(8):2597–2605. [I.4](#), [I.4.4](#), [V.1](#)
- [Karstensen et al., 2008] Karstensen, J., Stramma, L., and Visbeck, M. (2008). Oxygen minimum zones in the eastern tropical Atlantic and Pacific oceans. *Progress in Oceanography*, 77(4):331–350. [III.3](#)
- [Keeling et al., 2010] Keeling, R. F., Körtzinger, A., and Gruber, N. (2010). Ocean deoxygenation in a warming world. *Annual review of marine science*, 2:199–229. [I.1.3](#), [I.2.1](#), [I.2.2](#), [I.3.2](#), [I.3.4](#), [V.1](#)
- [Klein and Lapeyre, 2009] Klein, P. and Lapeyre, G. (2009). The Oceanic Vertical Pump Induced by Mesoscale and Submesoscale Turbulence. *Annual review of marine science*, 1(1):351–375. [I.4](#), [I.4.2](#), [I.4.4](#)

- [Krémeur et al., 2009] Krémeur, A. S., Lévy, M., Aumont, O., and Reverdin, G. (2009). Impact of the subtropical mode water biogeochemical properties on primary production in the North Atlantic: New insights from an idealized model study. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C):C07019. [II.1.2.2](#), [II.2.2](#), [IV.6](#)
- [Lachkar et al., 2016] Lachkar, Z., Smith, S. K., Lévy, M., and Pauluis, O. (2016). Eddies reduce denitrification and compress habitats in the Arabian Sea. *Geophysical Research Letters*, 43(17):9148–9156. [IV](#), [V.1](#)
- [Lapeyre et al., 2006] Lapeyre, G., Klein, P., and Hua, B. L. (2006). Oceanic Restratification Forced by Surface Frontogenesis. *Journal of Physical Oceanography*, 36:1577–. [II.3.3](#)
- [Laufkötter et al., 2015] Laufkötter, C., Vogt, M., Gruber, N., Aita-Noguchi, M., Aumont, O., Bopp, L., Buitenhuis, E., Doney, S. C., Dunne, J. P., Hashioka, T., Hauck, J., Hirata, T., John, J., Le Quéré, C., Lima, I. D., Nakano, H., Séférian, R., Totterdell, I., Vichi, M., and Völker, C. (2015). Drivers and uncertainties of future global marine primary production in marine ecosystem models. *Biogeosciences Discussions*, 12(4):3731–3824. [I.3.2](#), [IV.6](#), [V.2.4](#)
- [Le Quéré et al., 2016] Le Quéré, C., Andrew, R. M., Canadell, J. G., Sitch, S., Korsbakken, J. I., Peters, G. P., Manning, A. C., Boden, T. A., Tans, P. P., Houghton, R. A., Keeling, R. F., Alin, S., Andrews, O. D., Anthoni, P., Barbero, L., Bopp, L., Chevallier, F., Chini, L. P., Ciais, P., Currie, K., Delire, C., Doney, S. C., Friedlingstein, P., Gkritzalis, T., Harris, I., Hauck, J., Haverd, V., Hoppema, M., Golde-wijk, K. K., Jain, A. K., Kato, E., Koertzinger, A., Landschuetzer, P., Lefèvre, N., Lenton, A., Lienert, S., Lombardozi, D., Melton, J. R., Metz, N., Millero, F., Monteiro, P. M. S., Munro, D. R., Nabel, J. E. M. S., Nakaoka, S.-i., O’Brien, K., Olsen, A., Omar, A. M., Ono, T., Pierrot, D., Poulter, B., Roeden-beck, C., Salisbury, J., Schuster, U., Schwinger, J., Seferian, R., Skjelvan, I., Stocker, B. D., Sutton, A. J., Takahashi, T., Tian, H., Tilbrook, B., van der Laan-Luijkx, I. T., van der Werf, G. R., Viovy, N., Walker, A. P., Wiltshire, A. J., and Zaehle, S. (2016). Global Carbon Budget 2016. *Earth System Science Data*, 8(2):605–649. [I.1.2](#), [V.3.1.2](#)
- [Levin, 2018] Levin, L. A. (2018). Manifestation, Drivers, and Emergence of Open Ocean Deoxygenation. *Annual review of marine science*, 10:229–260. [I.1.3](#), [I.2.2](#), [V.1](#), [V.2.4](#)
- [Levitus et al., 2012] Levitus, S., Antonov, J. I., and Boyer, T. P. (2012). World ocean heat content and thermocline sea level change (0–2000 m), 1955–2010. *Geophysical ...* [I.1.2](#)
- [Levitus et al., 2009] Levitus, S., Antonov, J. I., Boyer, T. P., Locarnini, R. A., Garcia, H. E., and Mishonov, A. V. (2009). Global ocean heat content 1955–2008 in light of recently revealed instrumentation problems. *Geophysical Research Letters*, 36(7):L07608. [I.1.2](#)
- [Lévy, 2008] Lévy, M. (2008). The Modulation of Biological Production by Oceanic Mesoscale Turbulence. In *Lecture Notes in Physics*. Springer. [I.4.3](#), [I.4.4](#), [IV](#)

- [Lévy et al., 2013] Lévy, M., Bopp, L., Karleskind, P., Resplandy, L., Ethé, C., and Pinsard, F. (2013). Physical pathways for carbon transfers between the surface mixed layer and the ocean interior. *Global Biogeochemical Cycles*, 27(4):1001–1012. [V.3.1.2](#)
- [Lévy et al., 2001] Lévy, M., Estublier, A., and Madec, G. (2001). Choice of an advection scheme for biogeochemical models. *Geophysical Research Letters*, 28(1):3725–3728. [II.2.2.2](#), [C.3](#)
- [Lévy et al., 2012] Lévy, M., Ferrari, R., Frank J Millero, G. P. J. E. D., Martin, A. P., and Rivière, P. (2012). Bringing physics to life at the submesoscale. *Geophysical Research Letters*, 39(14):n/a–n/a. [I.4.2](#), [I.4.4](#), [II.2.2](#), [IV](#)
- [Lévy et al., 2011] Lévy, M., Iovino, D., Resplandy, L., Klein, P., Madec, G., Treguier, A.-M., Masson, S., and Takahashi, T. (2011). Large-scale impacts of submesoscale dynamics on phytoplankton: Local and remote effects. *Ocean Modelling*, 43-44:77–93. [I.4.3](#), [I.4.4](#), [I.5](#), [II.1.2.2](#), [II.2.2](#), [II.2.2.1](#), [II.3](#), [II.3.3](#), [V.1](#), [V.2.2](#), [V.3.1.1](#), [E](#)
- [Lévy et al., 2010] Lévy, M., Klein, P., Treguier, A.-M., Iovino, D., Madec, G., Masson, S., and Takahashi, T. (2010). Modifications of gyre circulation by sub-mesoscale physics. *Ocean Modelling*, 34(1):1–15. [I.4.3](#), [I.4.4](#), [I.5](#), [II.2.2](#), [II.2.2.1](#), [II.3](#), [II.3.3](#), [V.1](#), [V.3.1.1](#)
- [Lévy and Martin, 2013] Lévy, M. and Martin, A. P. (2013). The influence of mesoscale and submesoscale heterogeneity on ocean biogeochemical reactions. *Global Biogeochemical Cycles*, 27(4):1139–1150. [I.4.3](#), [II.2.2](#)
- [Lévy et al., 2014] Lévy, M., Resplandy, L., and Lengaigne, M. (2014). Oceanic mesoscale turbulence drives large biogeochemical interannual variability at middle and high latitudes. *Geophysical Research Letters*, 41(7):2467–2474. [V.3.2.2](#), [V.3.3](#)
- [Lévy et al., 2018] Lévy, M., Smith, S. K., and Franks, P. J. S. (2018). Submesoscale patchiness of marine life: drivers and implications. *In revision*. [I.4.1](#)
- [Lewandowska et al., 2014] Lewandowska, A. M., Boyce, D. G., Hofmann, M., Matthiessen, B., Sommer, U., and Worm, B. (2014). Effects of sea surface warming on marine plankton. *Ecology Letters*, 17(5):614–623. [V.2.4](#)
- [Li et al., 2017] Li, C., Zhang, Z., Zhao, W., and Tian, J. (2017). A statistical study on the subthermocline submesoscale eddies in the northwestern Pacific Ocean based on Argo data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(5):3586–3598. [IV.6](#)
- [Long et al., 2016] Long, M. C., Deutsch, C., and Ito, T. (2016). Finding forced trends in oceanic oxygen. *Global Biogeochemical Cycles*, 30(2):381–397. [I.2.2](#)

- [Loulergue et al., 2008] Loulergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J.-M., Raynaud, D., Stocker, T. F., and Chappellaz, J. (2008). Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800,000 years. *Nature*, 453(7193):383–386. [I.1.1](#)
- [Lozier et al., 2011] Lozier, M. S., Dave, A. C., Palter, J. B., Gerber, L. M., and Barber, R. T. (2011). On the relationship between stratification and primary productivity in the North Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 38(1):L18609. [IV.6](#)
- [Lüthi et al., 2008] Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., and Stocker, T. F. (2008). High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, 453(7193):379–382. [I.1.1](#)
- [MacFarling Meure et al., 2006] MacFarling Meure, C., Etheridge, D., Trudinger, C., Steele, P., Langenfelds, R., van Ommen, T., Smith, A., and Elkins, J. (2006). Law Dome CO₂, CH₄ and N₂O ice core records extended to 2000 years BP. *Geophysical Research Letters*, 33(1):L14810. [I.1.1](#)
- [Madec and the NEMO team, 2015] Madec, G. and the NEMO team (2015). *NEMO ocean engine v3.6*. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No 27, ISSN No 1288-1619. [II.1.1](#), [II.1](#), [II.2.2.2](#), [C](#)
- [Mahadevan, 2016] Mahadevan, A. (2016). The Impact of Submesoscale Physics on Primary Productivity of Plankton. *Annual review of marine science*, 8(1):161–184. [I.4.1](#), [I.4.2](#), [I.6](#), [I.4.3](#), [IV](#), [V.1](#)
- [Mahadevan et al., 2012] Mahadevan, A., D’Asaro, E., Lee, C., and Perry, M. J. (2012). Eddy-driven stratification initiates North Atlantic spring phytoplankton blooms. *Science*, 337(6090):54–58. [I.4.4](#)
- [Marinov et al., 2013] Marinov, I., Doney, S. C., Lima, I. D., Lindsay, K., Moore, J. K., and Mahowald, N. (2013). North-South asymmetry in the modeled phytoplankton community response to climate change over the 21st century. *Global Biogeochemical Cycles*, 27(4):1274–1290. [IV.6](#)
- [McGillicuddy Jr., 2016] McGillicuddy Jr., D. J. (2016). Mechanisms of Physical-Biological-Biogeochemical Interaction at the Oceanic Mesoscale. *Annual review of marine science*, 8:125–159. [I.4.1](#), [I.4.4](#), [V.1](#)
- [McWilliams, 2008] McWilliams, J. C. (2008). The nature and consequences of oceanic eddies. *Ocean Modeling in an Eddy Regime. (2008)*, 177:5–15. [I.4.1](#)
- [McWilliams, 2016] McWilliams, J. C. (2016). Submesoscale currents in the ocean. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Science*, 472(2189):20160117–32. [I.4.1](#), [I.4.2](#)

- [Munday et al., 2013] Munday, D. R., Johnson, H. L., and Marshall, D. P. (2013). Eddy Saturation of Equilibrated Circumpolar Currents. *Journal of Physical Oceanography*, 43(3):507–532. [IV.6](#)
- [Munday et al., 2014] Munday, D. R., Johnson, H. L., and Marshall, D. P. (2014). Impacts and effects of mesoscale ocean eddies on ocean carbon storage and atmospheric pCO₂. *Global Biogeochemical Cycles*, 28(8):877–896. [IV.6](#)
- [Olonscheck et al., 2013] Olonscheck, D., Hofmann, M., Worm, B., and Schellnhuber, H. J. (2013). Decomposing the effects of ocean warming on chlorophyll a concentrations into physically and biologically driven contributions. *Environmental Research Letters*, 8(1):014043. [V.2.4](#)
- [Pietri and Karstensen, 2018] Pietri, A. and Karstensen, J. (2018). Dynamical Characterization of a Low Oxygen Submesoscale Coherent Vortex in the Eastern North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(3):2049–2065. [I.4](#), [V.1](#)
- [Pörtner et al., 2014] Pörtner, H.-O., Karl, D. M., Boyd, P. W., Cheung, W. W. L., Lluch-Cota, S. E., Nojiri, Y., Schmidt, D. N., and Zavialov, P. O. (2014). Ocean Systems. In Field, C. B., Barros, V. R., Dokken, D. J., Mach, K. J., Mastrandrea, M. D., Bilir, T. E., Chatterjee, M., Ebi, K. L., Estrada, Y. O., Genova, R. C., Girma, B., Kissel, E. S., MacCracken, S., Mastrandrea, P. R., White, L. L., and Levy, A. N., editors, *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 411–484. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. [I.1](#)
- [Praetorius, 2018] Praetorius, S. K. (2018). North Atlantic circulation slows down. *Nature*, 556(7700):180–181. [I.3.3](#), [IV.6](#), [V.1](#)
- [Rabalais et al., 2002] Rabalais, N. N., Turner, R. E., and Wiseman Jr., W. J. (2002). Gulf of Mexico Hypoxia, A.K.A. “The Dead Zone”. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 33(1):235–263. [I.1.3](#)
- [Resplandy et al., 2012] Resplandy, L., Lévy, M., Bopp, L., Echevin, V., Pous, S., Sarma, V. V. S. S., and Kumar, D. (2012). Controlling factors of the oxygen balance in the Arabian Sea’s OMZ. *Biogeosciences*, 9(1):5095–5109. [I.4.4](#), [IV](#), [V.1](#), [V.3.1.1](#)
- [Rhein et al., 2013] Rhein, M., Rintoul, S. R., Aoki, S., Campos, E., Chambers, D., Feely, R. A., Gulev, S., Mauritzen, C., Roemmich, D., Talley, L. D., and Wang, F. (2013). Observations: Ocean. In Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M. M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P. M., editors, *Simulated Climate and Climate Change in the GFDL CM2.5 High-Resolution Coupled Climate Model*, pages 255–316. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. [I.1.2](#), [I.3.3](#), [IV.6](#), [V.1](#)
- [Sabine et al., 2004] Sabine, C. L., Feely, R. A., Gruber, N., Key, R. M., Lee, K., Bullister, J. L., Wanninkhof, R., Wong, C. S., Wallace, D. W. R., Tilbrook, B., Millero, F. J., Peng, T.-H., Kozyr, A., Ono, T., and Rios, A. F. (2004). The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science*, 305(5682):367–371. [I.1.2](#)

- [Sabine and Tanhua, 2010] Sabine, C. L. and Tanhua, T. (2010). Estimation of anthropogenic CO₂ inventories in the ocean. *Annual review of marine science*. [V3.1.2](#)
- [Sakamoto et al., 2005] Sakamoto, T. T., Hasumi, H., Ishii, M., Emori, S., Suzuki, T., Nishimura, T., and Sumi, A. (2005). Responses of the Kuroshio and the Kuroshio Extension to global warming in a high-resolution climate model. *Geophysical Research Letters*, 32(14):n/a–n/a. [IV.6](#)
- [Sarmiento and Gruber, 2004a] Sarmiento, J. L. and Gruber, N. (2004a). *Ocean Biogeochemical Dynamics*. Princeton University Press In preparation. Princeton University Press. [I.3.1](#), [V3.1.2](#)
- [Sarmiento and Gruber, 2004b] Sarmiento, J. L. and Gruber, N. (2004b). Oceanic carbon cycle, atmospheric CO₂, and climate . In *Ocean Biogeochemical Dynamics*, pages 392–457. Princeton University Press. [I.1.2](#)
- [Sasaki et al., 2017] Sasaki, H., Klein, P., Sasai, Y., and Qiu, B. (2017). Regionality and seasonality of submesoscale and mesoscale turbulence in the North Pacific Ocean. *Ocean Dynamics*, 67(9):1195–1216. [V2.2](#)
- [Schilt et al., 2010] Schilt, A., Baumgartner, M., Blunier, T., Schwander, J., Spahni, R., Fischer, H., and Stocker, T. F. (2010). Glacial–interglacial and millennial-scale variations in the atmospheric nitrous oxide concentration during the last 800,000 years. *Quaternary Science Reviews*, 29(1–2):182–192. [I.1.1](#)
- [Schmidtko et al., 2017] Schmidtko, S., Stramma, L., and Visbeck, M. (2017). Decline in global oceanic oxygen content during the past five decades. *Nature Publishing Group*, 542(7641):335–339. [I.2.2](#), [I.3.4](#), [V.1](#)
- [Schmittner et al., 2008] Schmittner, A., Oschlies, A., Matthews, H. D., and Galbraith, E. D. (2008). Future changes in climate, ocean circulation, ecosystems, and biogeochemical cycling simulated for a business-as-usual CO₂ emission scenario until year 4000 AD. *Global Biogeochemical Cycles*, 22(1):n/a–n/a. [V2.4](#)
- [Seibel, 2011] Seibel, B. A. (2011). Critical oxygen levels and metabolic suppression in oceanic oxygen minimum zones. *Journal of Experimental Biology*, 214(2):326–336. [I.1.3](#)
- [Shepherd et al., 2017] Shepherd, J. G., Brewer, P. G., Oschlies, A., and Watson, A. J. (2017). Ocean ventilation and deoxygenation in a warming world: introduction and overview. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 375(2102):20170240. [III.3](#)
- [Sperling et al., 2016] Sperling, E. A., Frieder, C. A., and Levin, L. A. (2016). Biodiversity response to natural gradients of multiple stressors on continental margins. *Proc. R. Soc. B*, 283(1829):20160637. [I.1.3](#)

- [Stanley et al., 2017] Stanley, R. H. R., McGillicuddy Jr., D. J., Sandwith, Z. O., and Pleskow, H. M. (2017). Submesoscale hotspots of productivity and respiration: Insights from high-resolution oxygen and fluorescence sections. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 130:1–11. [I.4](#), [I.5](#), [I.4.4](#), [V.1](#)
- [Steinacher et al., 2010] Steinacher, M., Joos, F., Frölicher, T. L., Bopp, L., Cadule, P., Cocco, V., Doney, S. C., Gehlen, M., Lindsay, K., Moore, J. K., Schneider, B., and Segschneider, J. (2010). Projected 21st century decrease in marine productivity: a multi-model analysis. *Biogeosciences*, 7(3):979–1005. [I.3.2](#), [IV.6](#)
- [Stendardo and Gruber, 2012] Stendardo, I. and Gruber, N. (2012). Oxygen trends over five decades in the North Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C11):n/a–n/a. [I.2.2](#), [I.3.4](#)
- [Stramma et al., 2010a] Stramma, L., Johnson, G. C., Firing, E., and Schmidtko, S. (2010a). Eastern Pacific oxygen minimum zones: Supply paths and multidecadal changes. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C9):15. [I.2.2](#)
- [Stramma et al., 2008] Stramma, L., Johnson, G. C., Sprintall, J., and Mohrholz, V. (2008). Expanding oxygen-minimum zones in the tropical oceans. *Science*, 320(5876):655–658. [I.2.2](#)
- [Stramma et al., 2012] Stramma, L., Oschlies, A., and Schmidtko, S. (2012). Mismatch between observed and modeled trends in dissolved upper-ocean oxygen over the last 50 yr. *Biogeosciences*, 9(1):4045–4057. [I.2.2](#), [I.4.3](#)
- [Stramma et al., 2010b] Stramma, L., Schmidtko, S., Levin, L. A., and Johnson, G. C. (2010b). Ocean oxygen minima expansions and their biological impacts. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 57(4):587–595. [I.2.2](#)
- [Sun et al., 2013] Sun, S., Wu, L., and Qiu, B. (2013). Response of the Inertial Recirculation to Intensified Stratification in a Two-Layer Quasigeostrophic Ocean Circulation Model. *Journal of Physical Oceanography*, 43(7):1254–1269. [IV.6](#)
- [Tagklis et al., 2017] Tagklis, F., Bracco, A., and Ito, T. (2017). Physically driven patchy O₂ changes in the North Atlantic Ocean simulated by the CMIP5 Earth system models. *Global Biogeochemical Cycles*, 31(8):1218–1235. [IV.6](#), [V.2.1](#)
- [Takahashi et al., 2008] Takahashi, T., Sutherland, S. C., Wanninkhof, R., Sweeney, C., Feely, R. A., Chipman, D. W., Hales, B., Friederich, G., Chavez, F. P., Sabine, C. L., Watson, A., Bakker, D. C. E., Schuster, U., Metzl, N., Yoshikawa-Inoue, H., Ishii, M., Midorikawa, T., Nojiri, Y., Körtzinger, A., Steinhoff, T., Hoppema, M., Olafsson, J., Arnarson, T. S., Tilbrook, B., Johannessen, T., Olsen, A., Bellerby, R., Wong, C. S., Delille, B., Bates, N. R., and de Baar, H. J. W. (2008). Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea–air CO₂ flux over the global oceans. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(8):554–577. [V.3.1.2](#)

- [Takatani et al., 2012] Takatani, Y., Sasano, D., Nakano, T., Midorikawa, T., and Ishii, M. (2012). Decrease of dissolved oxygen after the mid-1980s in the western North Pacific subtropical gyre along the 137°E repeat section. *Global Biogeochemical Cycles*, 26(2):n/a–n/a. [I.2](#)
- [Taucher and Oschlies, 2011] Taucher, J. and Oschlies, A. (2011). Can we predict the direction of marine primary production change under global warming? *Geophysical Research Letters*, 38(2):n/a–n/a. [I.3.2](#), [V.2.4](#)
- [Taylor et al., 2012] Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A. (2012). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4):485–498. [B1](#)
- [Thomsen et al., 2016] Thomsen, S., Kanzow, T., Colas, F., Echevin, V., Krahnmann, G., and Engel, A. (2016). Do submesoscale frontal processes ventilate the oxygen minimum zone off Peru? *Geophysical Research Letters*, 43(1):8133–8142. [I.4](#), [I.4.4](#), [V.1](#)
- [Thornalley et al., 2018] Thornalley, D. J. R., Oppo, D. W., Ortega, P., Robson, J. I., Brierley, C. M., Davis, R., Hall, I. R., Moffa-Sanchez, P., Rose, N. L., Spooner, P. T., Yashayaev, I., and Keigwin, L. D. (2018). Anomalously weak Labrador Sea convection and Atlantic overturning during the past 150 years. *Nature Publishing Group*, 556(7700):227–230. [I.3.3](#), [IV.6](#)
- [Vaquer-Sunyer and Duarte, 2008] Vaquer-Sunyer, R. and Duarte, C. M. (2008). Thresholds of Hypoxia for Marine Biodiversity. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 105(40):15452–15457. [I.1.3](#)
- [Wanninkhof, 1992] Wanninkhof, R. (1992). Relationship Between Wind Speed and Gas Exchange Over the Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C):7373–7382. [A.2](#)
- [Wernand et al., 2013] Wernand, M. R., van der Woerd, H. J., and Gieskes, W. W. C. (2013). Trends in Ocean Colour and Chlorophyll Concentration from 1889 to 2000, Worldwide. *PLoS ONE*, 8(6):e63766–. [I.3.2](#)
- [Williams et al., 2011] Williams, R. G., McDonagh, E., Roussenov, V. M., Torres-Valdes, S., King, B., Sanders, R., and Hansell, D. A. (2011). Nutrient streams in the North Atlantic: Advective pathways of inorganic and dissolved organic nutrients. *Global Biogeochemical Cycles*, 25(4):GB4008. [IV.6](#)
- [Williams et al., 2006] Williams, R. G., Roussenov, V. M., and Follows, M. J. (2006). Nutrient streams and their induction into the mixed layer. *Global Biogeochemical Cycles*, 20(1):GB1016. [IV.6](#)
- [Wishner et al., 2013] Wishner, K. F., Outram, D. M., Seibel, B. A., Daly, K. L., and Williams, R. L. (2013). Zooplankton in the eastern tropical north Pacific: Boundary effects of oxygen minimum zone expansion. *Deep-Sea Research Part I*, 79:122–140. [I.1.3](#)
- [Zhang et al., 2015] Zhang, X., Wang, Q., and Mu, M. (2015). The impact of global warming on Kuroshio Extension and its southern recirculation using CMIP5 experiments with a high-resolution climate model MIROC4h. *Theoretical and Applied Climatology*, 127(3-4):815–827. [IV.6](#)

ANNEXES

A

Équation du modèle biogéochimique LOBSTER

Sommaire

A.1	Le cycle de l'azote	1
A.2	Le cycle du carbone et de l'oxygène	5

Cette annexe rassemble les équations et différents paramètres utilisés pour le modèle biogéochimique LOBSTER. La première section décrit le cycle de l'azote dans les différents compartiments du modèle. La deuxième section décrit le cycle du carbone naturel et anthropique et de l'oxygène. L'évolution du carbone ne fait pas partie du sujet de ce travail de thèse mais il a été ajouté dans le modèle biogéochimique afin de permettre de futures études.

A.1 Le cycle de l'azote

Le cycle de l'azote est décrit par 6 compartiments : les nitrates (NO₃), l'ammonium (NH₄), le phytoplancton (PHY), le zooplancton (ZOO), les détritiques (DET) et la matière organique dissoute (DOM). La figure II.2 illustre ces compartiments et les processus les reliant.

Les équations du modèle diffèrent suivant la profondeur. En surface, où la production primaire a lieu, il y a un cycle complet entre tous les compartiments. En profondeur, tous les processus mènent à la reminéralisation de la matière organique en nitrate. Les sources et puits, $ms()$, de chacun des compartiments sont décrits par les équations qui suivent. Les différents paramètres sont définis dans le tableau A.1.

A. ÉQUATION DU MODÈLE BIOGÉOCHIMIQUE LOBSTER

— sms(NO3) = nitrification – production nouvelle

$$sms(NO3) = \tau_n NH4 - NP \quad (A.1)$$

— sms(PHY) = production nouvelle + production régénérée – exsudation – mortalité – broutage

$$sms(PHY) = NP + RP - \gamma(NP + RP) - m_p PHY - G_p \quad (A.2)$$

— sms(ZOO) = broutage du phyto + broutage des det – excretion – mortalité

$$sms(ZOO) = a_z G_p + a_z G_d - \tau_z ZOO - m_z ZOO^2 \quad (A.3)$$

— sms(DET) = mortalité du phyto + mortalité du zoo + excretion – broutage – dissolution – sédimentation

$$sms(DET) = m_p PHY + f_z m_z ZOO^2 + (1 - a_z)(G_p + G_d) - G_d - \tau_d DET - V_d \partial_z DET \quad (A.4)$$

— sms(DOM) = dissolution des det + excretion + exsudation – reminéralisation

$$sms(DOM) = \tau_d DET + (1 - \alpha_z) \tau_z ZOO + (1 - \alpha_p) \gamma(NP + RP) - \tau_{dom} DOM \quad (A.5)$$

— sms(NH4) = reminéralisation + excretion + exsudation – production régénérée – nitrification

$$sms(NH4) = \tau_{dom} DOM + \alpha_z \tau_z ZOO + \alpha_p \gamma(NP + RP) - RP - \tau_n NH4 \quad (A.6)$$

La production primaire est limitée par la lumière, les nitrates et l'ammonium. Les termes de production nouvelle (NP) et régénéré (RP) suivent une formulation de Mickaelis-Menten avec une préférence pour l'ammonium :

$$NP = \mu_p L_I \frac{NO3}{NO3 + K_{NO3}} e^{\psi NH4} NO3 \quad (A.7)$$

$$RP = \mu_p L_I \frac{NH4}{NH4 + K_{NH4}} NH4 \quad (A.8)$$

$$L_I = 1 - e^{-\frac{PAR}{K_{par}}} \quad (A.9)$$

Le zooplancton se nourrit à la fois des détritiques (G_d) et du phytoplancton (G_p). Chaque terme de broutage suit une formulation type Michaelis-Menten avec une préférence pour le phytoplancton (paramètre p) :

$$G_p = g_z \frac{pPHY}{K_z + pPHY + (1-p)DET} ZOO \quad (A.10)$$

$$G_d = g_z \frac{(1-p)DET}{K_z + pPHY + (1-p)DET} ZOO \quad (A.11)$$

$$p = \frac{\tilde{p}PHY}{\tilde{p}PHY + (1-\tilde{p})DET} \quad (A.12)$$

Paramètre	Symbole	Valeur	Unité
Taux de nitrification	τ_n	$5,8e^{-7}$	s^{-1}
Taux d'exsudation du phytoplancton	γ	0,05	
Taux de mortalité du phytoplancton	m_p	$5,8e^{-7}$	s^{-1}
Fraction du broutage assimilé par le zooplancton	a_z	0,7	
Taux d'excretion du zooplancton	τ_z	$8,1e^{-7}$	s^{-1}
Taux de mortalité du zooplancton	m_z	$2,31e^{-6}$	$s^{-1} \cdot (\text{mmol N/m}^3)^{-1}$
Fraction de la mortalité à sédimentation lente	f_z	0,5	
Taux de dissolution	τ_d	$5,8e^{-7}$	s^{-1}
Vitesse de sédimentation	V_d	$3,47e^{-5}$	m/s
Fraction d'excretion en NH4	α_z	0,5	
Fraction d'exsudation en NH4	α_p	0,75	
Taux de reminéralisation	τ_{dom}	$6,43e^{-8}$	s^{-1}
Taux de croissance maximum du phytoplancton	μ_p	$1,21e^{-5}$	s^{-1}
Valeur de demi-saturation en NO3	K_{NO3}	0,7	mmol N/m^3
Préférence pour NH4	ψ	3	
Valeur de demi-saturation en NH4	K_{NH4}	0,001	mmol N/m^3
Taux de broutage maximal du zooplancton	g_z	$9,26e^{-6}$	s^{-1}
Valeur de demi-saturation de broutage	K_z	1	mmol N/m^3
Préférence pour le phytoplancton	\tilde{p}	0,8	

TABLE A.1 – Paramètres du modèle biogéochimique LOBSTER

La lumière disponible pour la photosynthèse, PAR , utilisée dans l'équation (A.9) est calculé à partir du rayonnement solaire incident (Q_{sol}). On utilise un modèle à deux longueurs d'onde prenant en compte l'absorption par l'eau de mer et les pigments. Les paramètres du

A. ÉQUATION DU MODÈLE BIOGÉOCHIMIQUE LOBSTER

modèle optique sont donnés dans le tableau A.2.

$$PAR = PAR_r + PAR_b \quad (A.13)$$

$$PAR_{r,b} = PAR_{r,b}(z-dz)Ce^{k_{r,b}dz} \quad (A.14)$$

$$PAR_{r,b}(0) = \frac{0.43}{2}Q_{sol} \quad (A.15)$$

$$k_{r,b} = k_{r,b}^0 + \chi_{r,b}Chl^{\lambda_{r,b}} \quad (A.16)$$

$$Chl = \frac{12R_{C:N}}{r_{pig}R_{C:Chl}}PHY \quad (A.17)$$

Paramètre	Symbole	Valeur	Unité
Coefficient d'absorption du bleu par l'eau	k_b^0	0,0232	m^{-1}
Coefficient d'absorption du rouge par l'eau	k_r^0	0,225	m^{-1}
Coefficient d'absorption du bleu par la chlorophylle	χ_b	0,074	$m^{-1} \cdot (mg\ Chl/m^3)^{-\lambda_b}$
Coefficient d'absorption du rouge par la chlorophylle	χ_r	0,037	$m^{-1} \cdot (mg\ Chl/m^3)^{-\lambda_r}$
Exposant d'absorption du bleu par la chlorophylle	λ_b	0,674	
Exposant d'absorption du rouge par la chlorophylle	λ_r	0,629	
Rapport chlorophylle pigments	r_{pig}	0,7	
Rapport de redfield Carbone:Azote	$R_{C:N}$	6,56	
Rapport Carbone:Chlorophylle	$R_{C:Chl}$	60	mg C/mg Chl

TABLE A.2 – Paramètres du modèle optique pour calculer la lumière disponible pour la photosynthèse (PAR)

Sous le douzième niveau vertical ($z_{bio} \approx 233m$), il n'y plus de broutage par le zooplankton ni de production primaire (nouvelle et régénérée). Par ailleurs une partie du zooplankton mort en surface est directement exportée en subsurface et reminéralisée en nitrate (Équation A.19). Les équations précédentes sont donc modifiées :

$$\text{Si } z > z_{bio} \quad : \quad sms(NO3) = \tau_n NH4 + \partial_z f \quad (A.18)$$

$$f(z) = \left[\int_0^{z_{bio}} (1-f_z)m_z ZOO^2 \cdot dz \right] \times \left(\frac{z}{z_{bio}} \right)^{-0.858} \quad (A.19)$$

$$sms(PHY) = -m_p PHY \quad (A.20)$$

$$sms(ZOO) = -\tau_z ZOO \quad (A.21)$$

$$sms(DET) = m_p PHY - \tau_d DET - V_d \partial_z DET \quad (A.22)$$

$$sms(DOM) = \tau_d DET + (1 - \alpha_z)\tau_z ZOO - \tau_{dom} DOM \quad (A.23)$$

$$sms(NH4) = \tau_{dom} DOM + \alpha_z \tau_z ZOO - \tau_n NH4 \quad (A.24)$$

Le modèle LOBSTER permet éventuellement de paramétrer une couche de sédiment au fond de l'océan dans laquelle sont stockés les détritiques qui arrivent au fond. Cette couche devient ensuite une source de nitrate au fond de l'océan. Nous n'avons pas activé cette couche qui ne jouera pas sur nos résultats qui concernent la surface de l'océan. Les détritiques sédimentent simplement et sont reminéralisés au fur et à mesure.

A.2 Le cycle du carbone et de l'oxygène

Afin de calculer le transport de carbone dans l'océan, le carbone inorganique dissous (DIC) est rajouté au modèle. Pour le calcul de la pression partielle de CO_2 (pCO_2) et donc du flux air-mer de CO_2 (fCO_2), il faut également rajouter le compartiment alcalinité (ALK). L'évolution de ces deux compartiments est calculée à partir des processus du cycle de l'azote. Le DIC est consommé par la production primaire (nouvelle et régénérée) et produit lors de la formation de l'ammonium. ALK augmente lors de la formation d'ammonium et diminue lors de la formation de nitrate. Le cycle du carbone ne prend pas en compte le carbonate de calcium ($CaCO_3$). Les équations suivantes décrivent l'évolution de ALK et DIC. Les paramètres sont décrits dans le tableau A.3.

— $sms(DIC) = \text{exsudation} + \text{excrétion} + \text{reminéralisation} + \text{flux air-mer} - \text{production primaire}$

$$\begin{aligned}
sms(DIC) = & R_{C:N}\alpha_p\gamma_p(NP + RP) + R_{C:N}\alpha_z\tau_zZOO \\
& + R_{C:N}^{dom}\tau_{dom}DOM + f_{CO_2} - R_{C:N}(NP + RP)
\end{aligned} \tag{A.25}$$

— $sms(ALK) = \text{formation ammonium} - \text{formation nitrate}$

$$sms(ALK) = sms(NH_4) - sms(NO_3) \tag{A.26}$$

Le cycle de l'oxygène est également activé dans le modèle LOBSTER. L'oxygène (O_2) est produit lors de la photosynthèse et consommé par la respiration, la reminéralisation et la nitrification. Il est également échangé avec l'atmosphère. Les paramètres sont décrits dans le tableau A.3.

A. ÉQUATION DU MODÈLE BIOGÉOCHIMIQUE LOBSTER

- sms(O2) = production régénérée + production nouvelle + flux air-mer – nitrification
 – excrétion en NH4 – exsudation en NH4 – reminéralisation

$$\begin{aligned} sms(O2) = & R_{O:N}^{nh4}RP + (R_{O:N}^{nh4} + R_{O:N}^{nit})NP - R_{O:N}^{nit}\tau_nNH4 - R_{O:N}^{nh4}\alpha_z\tau_zZOO \\ & - R_{O:N}^{nh4}\alpha_p\gamma(NP + RP) - R_{O:N}^{nh4}\tau_{dom}DOM + f_{O2} \end{aligned} \quad (A.27)$$

Pour ces deux gaz, le flux air-mer f_{gaz} est calculé à partir des pressions partielles atmosphériques P_{gaz}^{atm} et océaniques P_{gaz}^{oce} , de la vitesse de transfert k_{gaz} et de la solubilité S_{gaz} . k_{gaz} est calculée à partir du nombre de Schmidt S_C , de la vitesse du vent u et de la température de surface de l'océan t (paramétrisation de [Wanninkhof, 1992], équation 8). Le nombre de Schmidt est calculé à partir de la température de surface de l'océan ([Wanninkhof, 1992], tableau A1). Les pressions partielles atmosphériques sont renseignées dans le tableau A.3.

$$f_{gaz} = S_{gaz}k_{gaz}(P_{gaz}^{atm} - P_{gaz}^{oce}) \quad (A.28)$$

$$(A.29)$$

Paramètre	Symbole	Valeur
Rapport de redfield Carbone-Azote	$R_{C:N}$	6,56
Rapport Carbone-Azote pour la reminéralization	$R_{C:N}^{dom}$	12
Rapport Oxygène-Azote pour la nitrification	$R_{O:N}^{nit}$	2
Rapport Oxygène-Azote pour les processus a base d'ammonium	$R_{O:N}^{nh4}$	10,75
Pression partielle atmosphérique d'oxygène	$P_{O_2}^{atm}$	209,46 μ atm
Pression partielle atmosphérique de CO ₂ préindustrielle	$P_{CO_2}^{atm}$	280 ppm

TABLE A.3 – Paramètres des cycles du carbone et de l'oxygène dans le modèle LOBSTER

Pour simuler le carbone d'origine anthropique, un deuxième compartiment carbone et alcalinité sont implémentés (DIC2 et ALK2). Les équations de sources et puits sont exactement les mêmes, mais le flux air-mer f_{CO2} est différent. f_{CO2} est calculé à partir de la pression atmosphérique de dioxyde carbone P_{CO2}^{atm} . Cette dernière augmente pour simuler le rejet de carbone dans l'atmosphère par les activités humaines. Ainsi, le traceur DIC2 contient le carbone inorganique dissous d'origine naturelle et anthropique tandis que le traceur DIC ne contient que le carbone inorganique dissout d'origine naturelle. La diffé-

rence $DIC_2 - DIC$ permet d'obtenir la concentration en carbone d'origine anthropique.

$$\begin{aligned}
 sms(DIC_2) = & R_{C:N} \alpha_p \gamma_p (NP + RP) + R_{C:N} \alpha_z \tau_z ZOO \\
 & + R_{C:N}^{dom} \tau_{dom} DOM + f_{CO_2} - R_{C:N} (NP + RP)
 \end{aligned} \tag{A.30}$$

B

Expériences de changement climatique avec carbone naturel et anthropique

Deux cycles du carbone ont été modélisés (annexe A.2) pour permettre de simuler le carbone et le carbone anthropique. Le rejet de CO₂ dans l’atmosphère par les activités humaines est simulé en faisant augmenter la pression atmosphérique de dioxyde de carbone $P_{CO_2}^{atm}$ (équation A.30). Ainsi, le traceur DIC2 contient à la fois le carbone inorganique dissous d’origine naturelle et anthropique. La différence avec le traceur DIC permet d’obtenir le carbone d’origine uniquement anthropique.

Concrètement, $P_{CO_2}^{atm}$ augmente de 1% par an pendant 70 ans pour les simulations de contrôle (CTL) et de changement climatique (CC). Cette évolution s’inspire de l’expérience 1pctCO₂ du cadre CMIP5 (boîte B1, Figure B.2). L’augmentation de la pression atmosphérique de carbone n’a aucun effet sur le cycle de l’oxygène.

L’astuce d’ajouter un deuxième cycle du carbone dans le même modèle permet d’obtenir à moindre coût quatre expériences pour le cycle du carbone :

- Ni changement climatique ni émissions de carbone anthropique (Figure B.1a). Cycle du traceur DIC dans les expériences CTL.
- Pas de changement climatique mais émissions de carbone anthropique (Figure B.1b). Cycle du traceur DIC2 dans les expériences CTL.
- Avec changement climatique mais sans émissions de carbone anthropique (Figure B.1c). Cycle du traceur DIC dans les expériences CC.
- Avec changement climatique et émissions de carbone anthropique (Figure B.1d). Cycle du traceur DIC2 dans les expériences CC.

B. EXPÉRIENCES DE CHANGEMENT CLIMATIQUE AVEC CARBONE NATUREL ET ANTHROPIQUE

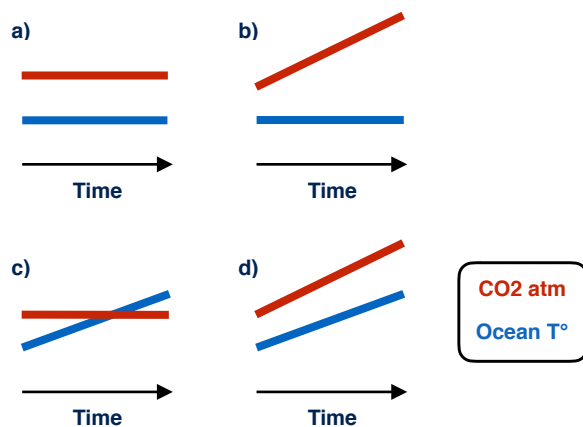


FIGURE B.1 – Schéma décrivant les différentes simulations réalisées pour étudier les cycles du carbone naturel et anthropique. a) Pas de changement climatique ni d'émissions de carbone anthropique, b) pas de changement climatique mais émissions de carbone anthropique, c) changement climatique mais pas d'émissions de carbone anthropique et d) changement climatique et émissions de carbone anthropique.

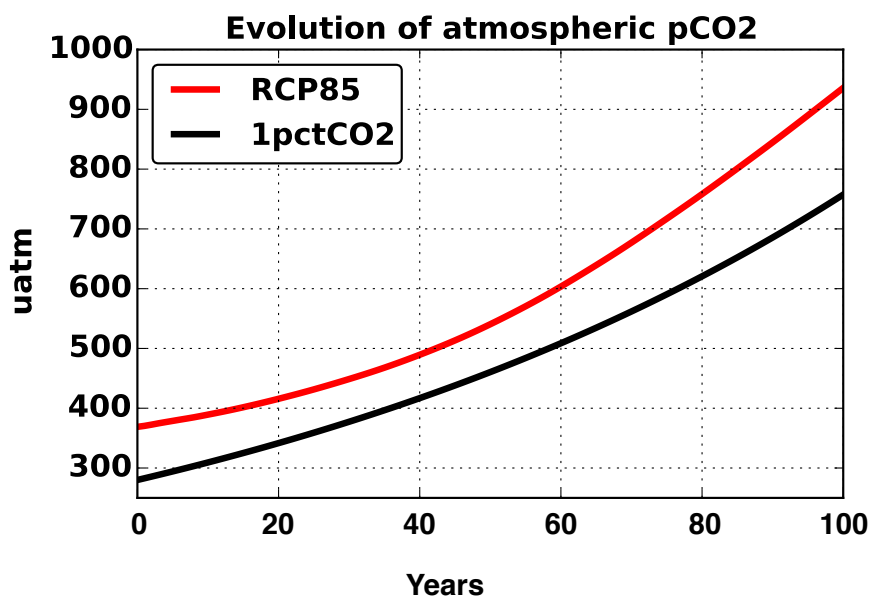


FIGURE B.2 – Évolution de la pression atmosphérique de carbone dans les simulations RCP8.5 et 1pctCO2 du cadre CMIP5 sur 100 ans.

C

Tests des différents schémas d'advection de la quantité de mouvement et des traceurs

Sommaire

C.1	Résolution R9	12
C.2	Résolution R27	21
C.3	Conclusions	30

Cette annexe présente des cartes de différentes variables pour plusieurs schéma d'advection de la quantité de mouvement et des traceurs pour les résolution R9 et R27. Les variables considérées sont : la vorticité de surface, les vitesses verticales à 111 mètres, la concentration en phytoplancton de surface et les valeurs négatives de la concentration de phytoplancton moyennée entre 70 et 80 mètres.

Pour chaque résolution, le modèle est initialisé à partir d'un état d'équilibre obtenu avec la résolution R1. Il est intégré pendant 1 an avec des paramètres fixes : schéma UBS sans diffusion latérale pour l'advection de la quantité de mouvement et des traceurs. Puis il est intégré pendant 1 mois (le mois de janvier) avec différents schémas d'advection. Les figures ci dessous montrent la moyenne sur le 31 janvier des variables considérées.

Différents schémas pour la quantité de mouvement sont testés : la forme vectorielle invariante (vec), la forme flux schéma centré du 2nd ordre (cen2) et la forme flux schéma UBS (ubs). Pour les schémas vec et cen2, la quantité de mouvement est également diffusée sur l'horizontale avec un bilaplacien ($-5e^{10}$ m⁴/s de viscosité). Pour comparer ces différents schémas, les traceurs sont advectés avec le schéma TVD et diffusés sur l'horizontale avec un bilaplacien ($-1e^9$ m⁴/s de diffusion).

Dans un deuxième temps, différents schémas pour l'advection des traceurs sont testés : le schéma centré du second ordre (cen2), le schéma TVD, le schéma MUSCL et sa variante MUSCL2, le schéma UBS et le schéma QUICKEST (QCK). Pour les schémas cen2 et TVD, les traceurs sont également diffusés sur l'horizontale avec un bilaplacien ($-1e^9 \text{ m}^4/\text{s}$ de diffusion). Pour le schéma MUSCL, l'ajout de diffusion latérale ($-1e^9 \text{ m}^4/\text{s}$) a également été testé pour la résolution R27. Pour comparer ces différents schémas, la quantité de mouvement est advectée avec le schéma UBS sans diffusion.

Les détails des différents schémas sont disponibles dans le manuel d'utilisation du modèle NEMO [[Madec and the NEMO team, 2015](#)].

C.1 Résolution R9

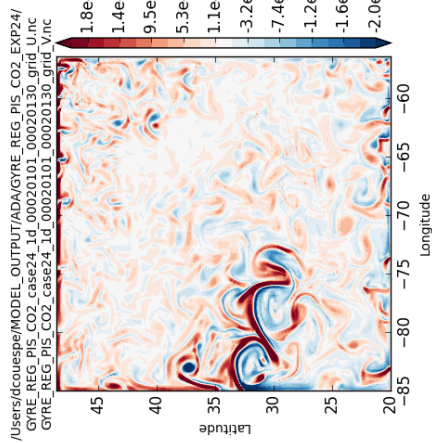
Test advection qte de mvt

Vorticité en surface

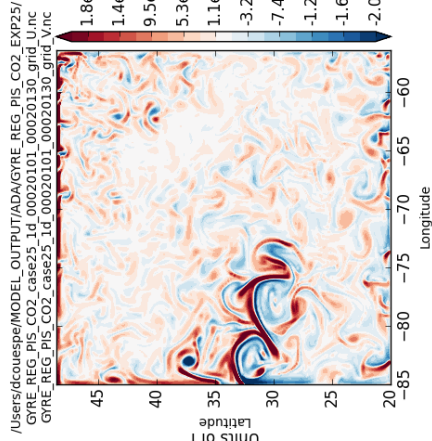
tra_adv : TVD

tra_ldf : bilap, aht = -1e9

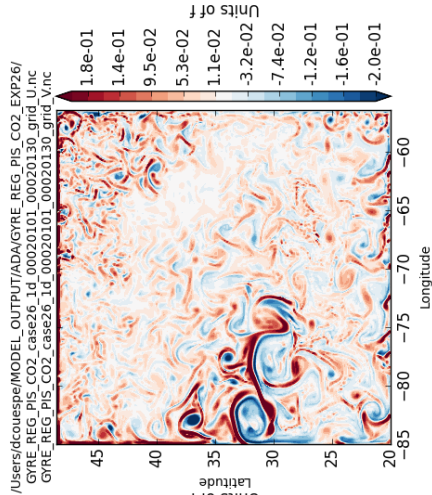
dyn_adv : **vec**
dyn_ldf : hor, bilap, ahm = -5e10



dyn_adv : **cen2**
dyn_ldf : hor, bilap, ahm = -5e10



dyn_adv : **ubs**
dyn_ldf : hor, bilap, ahm = 0



Test advection qte de mvt

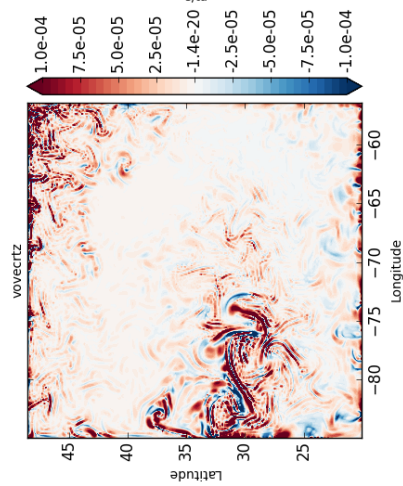
Vitesse vert à 111 m

tra_adv : TVD

tra_ldf : bilap, aht = -1e9

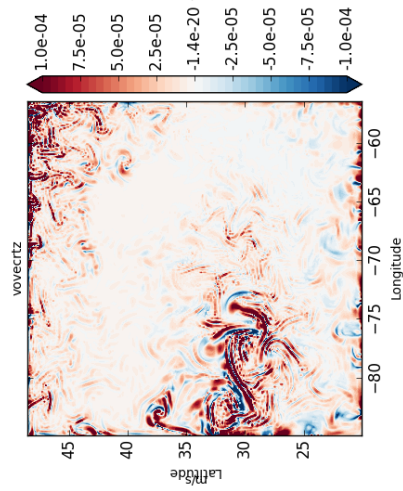
dyn_adv : **vec**
dyn_ldf : hor, bilap, ahm = -5e10

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2_EXP24/
GYRE_REG_PIS_CO2_case24_1d_00020101_00020130_grid_W.nc



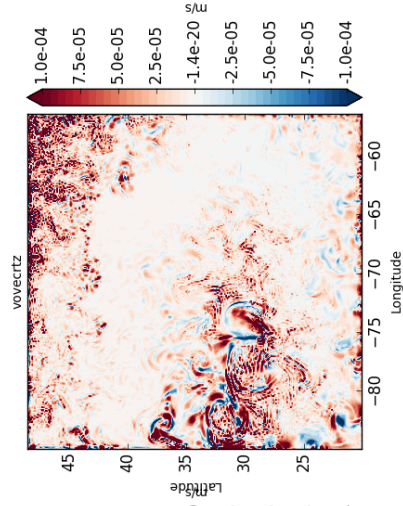
dyn_adv : **cen2**
dyn_ldf : hor, bilap, ahm = -5e10

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2_EXP25/
GYRE_REG_PIS_CO2_case25_1d_00020101_00020130_grid_W.nc



dyn_adv : **ubs**
dyn_ldf : hor, bilap, ahm = -5e10

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2_EXP26/
GYRE_REG_PIS_CO2_case26_1d_00020101_00020130_grid_W.nc



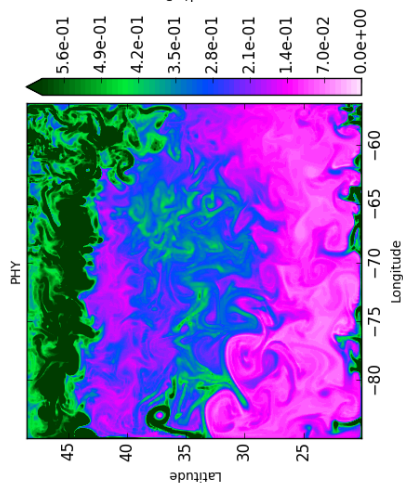
Test advection qte de mvt

Phyto en surface

tra_adv : TVD
 tra_ldf : bilap, aht = -1e9

dyn_adv : **vec**
 dyn_ldf : hor, bilap, ahm = -5e10

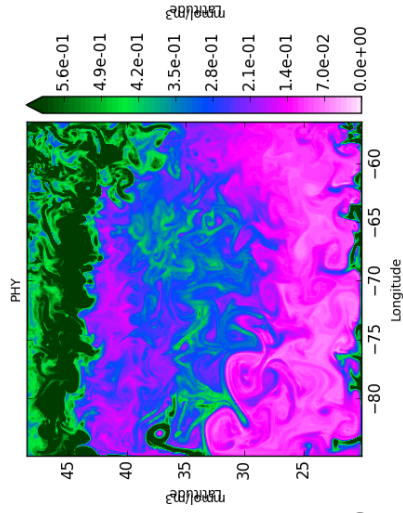
/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2_EXP24/
 GYRE_REG_PIS_CO2_case24_1d_00020101_00020130_PHYnc



dyn_adv : **cen2**
 dyn_ldf : hor, bilap, ahm = -5e10

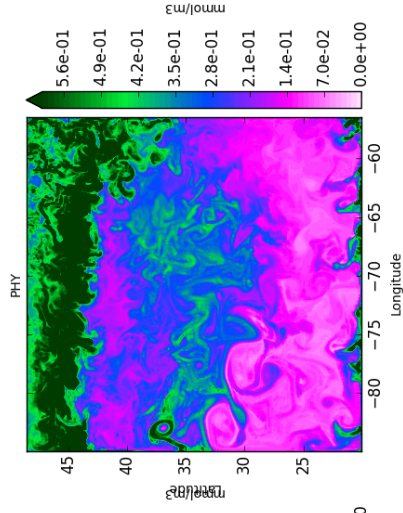
Time step mean : -1 to -1 at 5m

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2_EXP25/
 GYRE_REG_PIS_CO2_case25_1d_00020101_00020130_PHYnc



dyn_adv : **ubs**
 dyn_ldf : hor, bilap, ahm = -5e10

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2_EXP26/
 GYRE_REG_PIS_CO2_case26_1d_00020101_00020130_PHYnc



Test advection qte de mvt

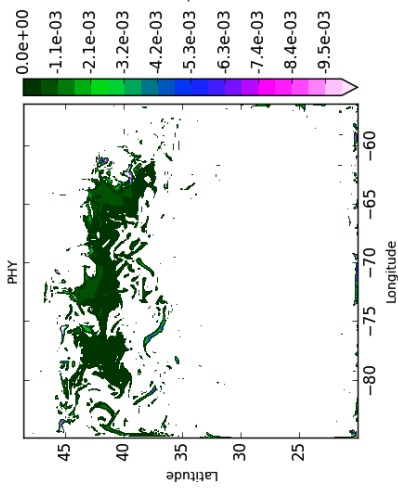
Test positivité : concentration négative de photo à 75m

tra_adv : TVD
tra_ldf : bilap, aht = -1e9

dyn_adv : **vec**
dyn_ldf : hor, bilap, ahm = -5e10

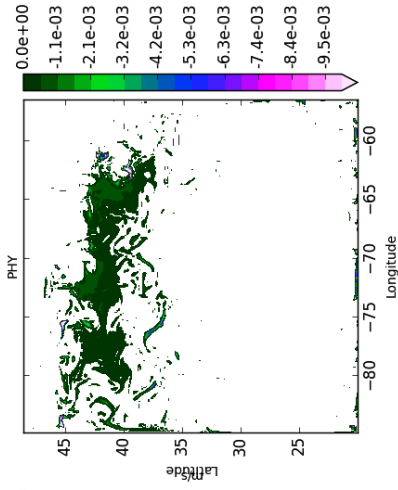
Time step mean : -1 to -1 at 75m

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2/EXP24/
GYRE_REG_PIS_CO2_case24_1d_00020101_00020130_PHY.nc



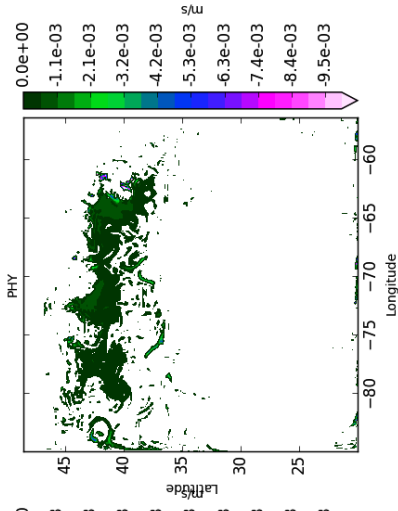
dyn_adv : **cen2**
dyn_ldf : hor, bilap, ahm = -5e10

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2/EXP25/
GYRE_REG_PIS_CO2_case25_1d_00020101_00020130_PHY.nc



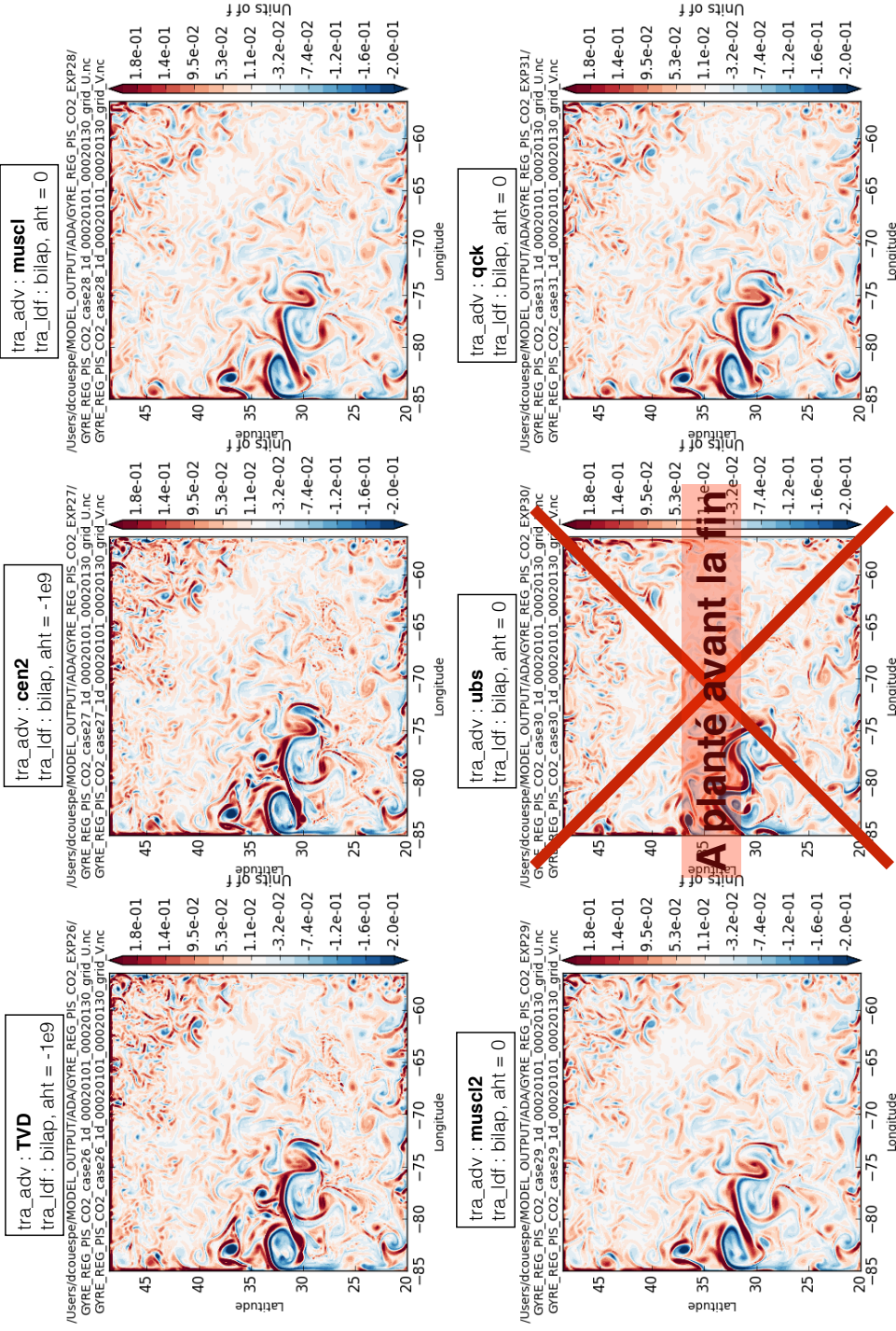
dyn_adv : **ubs**
dyn_ldf : hor, bilap, ahm = -5e10

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2/EXP26/
GYRE_REG_PIS_CO2_case26_1d_00020101_00020130_PHY.nc



Test advection traceur

Vorticité en surface
 dyn_adv : tvd
 dyn_ldf : hor, bilap, ahm = 0

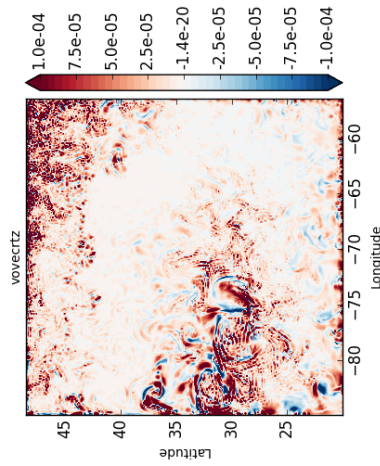


Test advection traceur

Vitesse vert à 111 m
 dyn_adv : ubs
 dyn_ldf : hor, bilap, ahm = 0

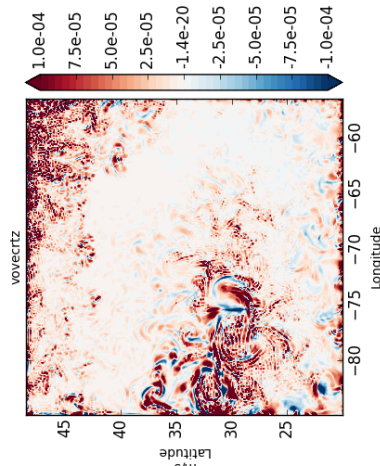
tra_adv : TVD
 tra_ldf : bilap, aht = -1e9

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2_EXP26/
 GYRE_REG_PIS_CO2_case26_1d_00020101_00020130_grd_w.nc



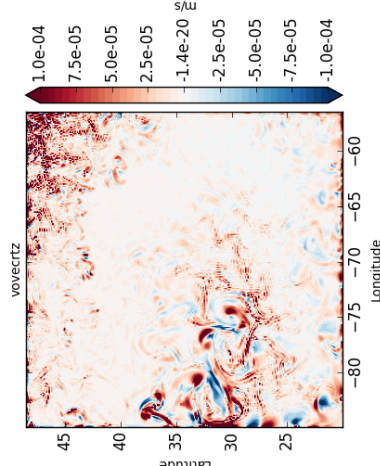
tra_adv : cen2
 tra_ldf : bilap, aht = -1e9

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2_EXP27/
 GYRE_REG_PIS_CO2_case27_1d_00020101_00020130_grd_w.nc



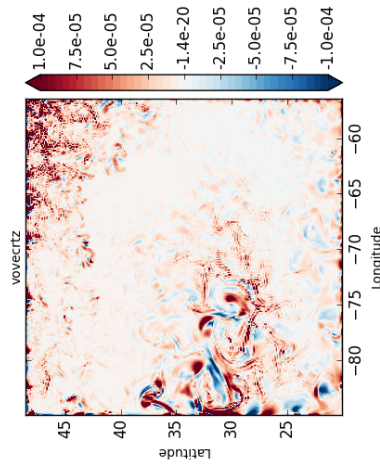
tra_adv : muscl
 tra_ldf : bilap, aht = 0

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2_EXP28/
 GYRE_REG_PIS_CO2_case28_1d_00020101_00020130_grd_w.nc



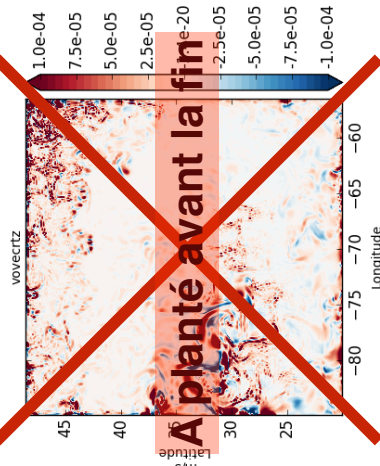
tra_adv : muscl2
 tra_ldf : bilap, aht = 0

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2_EXP29/
 GYRE_REG_PIS_CO2_case29_1d_00020101_00020130_grd_w.nc



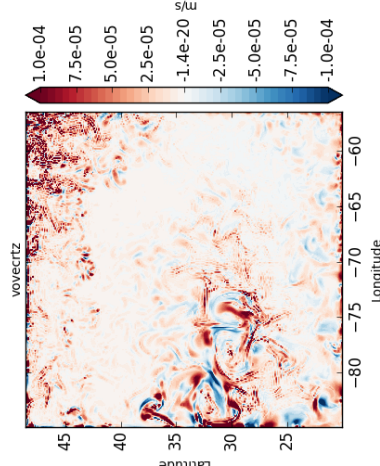
tra_adv : ubs
 tra_ldf : bilap, aht = 0

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2_EXP30/
 GYRE_REG_PIS_CO2_case30_1d_00020101_00020130_grd_w.nc



tra_adv : qck
 tra_ldf : bilap, aht = 0

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2_EXP31/
 GYRE_REG_PIS_CO2_case31_1d_00020101_00020130_grd_w.nc

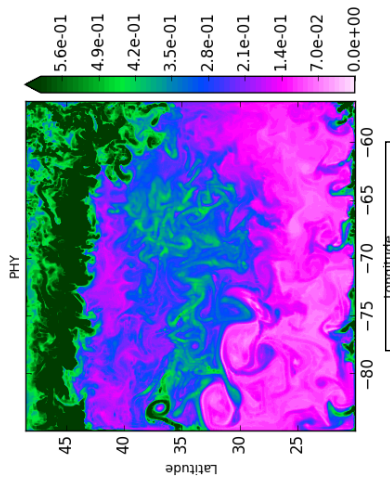


Test advection traceur

Phyto en surface
 dyn_adv : ub
 dyn_ldf : hor, bilap, ahm = 0

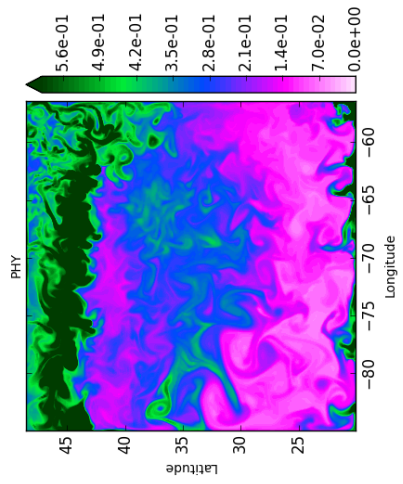
tra_adv : TVD
 tra_ldf : bilap, aht = -1e9

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2_EXP26/
 GYRE_REG_PIS_CO2_case26_id_00020101_00020130_PHYnc



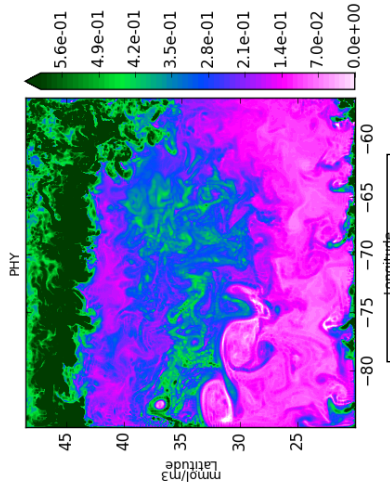
tra_adv : muscl2
 tra_ldf : bilap, aht = 0

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2_EXP29/
 GYRE_REG_PIS_CO2_case29_id_00020101_00020130_PHYnc



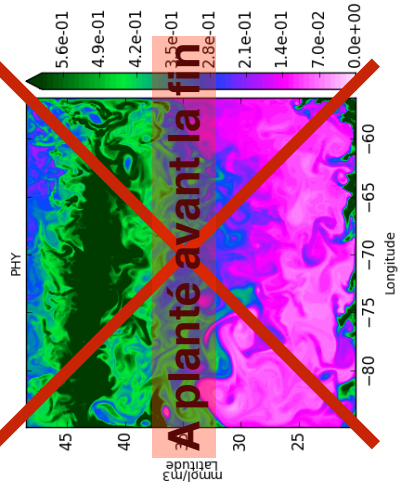
tra_adv : cen2
 tra_ldf : bilap, aht = -1e9

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2_EXP27/
 GYRE_REG_PIS_CO2_case27_id_00020101_00020130_PHYnc



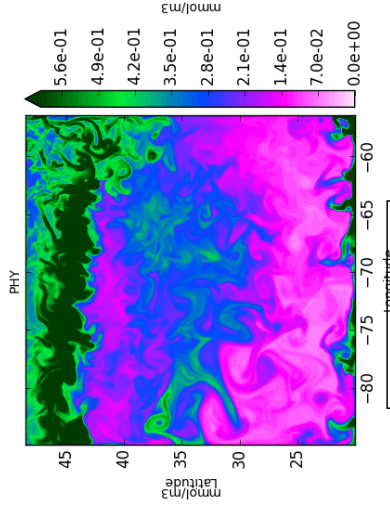
tra_adv : ub
 tra_ldf : bilap, aht = 0

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2_EXP30/
 GYRE_REG_PIS_CO2_case30_id_00020101_00020130_PHYnc



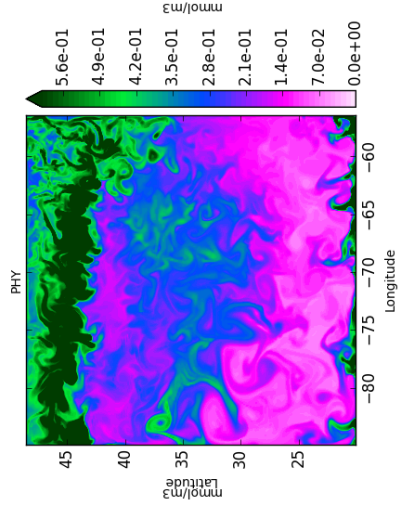
tra_adv : muscl
 tra_ldf : bilap, aht = 0

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2_EXP28/
 GYRE_REG_PIS_CO2_case28_id_00020101_00020130_PHYnc



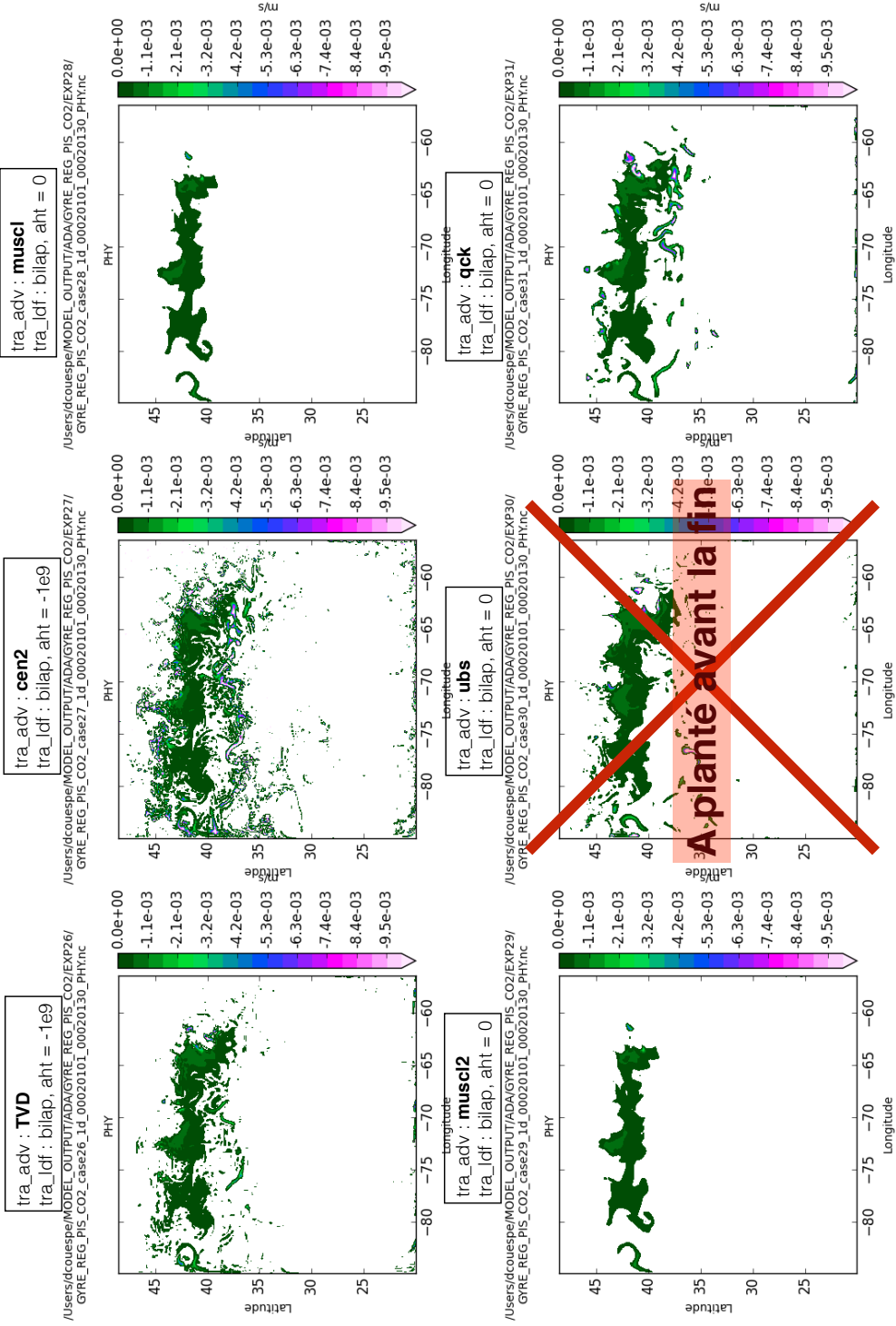
tra_adv : qck
 tra_ldf : bilap, aht = 0

/Users/dcouespe/MODEL_OUTPUT/ADA/GYRE_REG_PIS_CO2_EXP31/
 GYRE_REG_PIS_CO2_case31_id_00020101_00020130_PHYnc



Test advection traceur

Test positivité : concentration négative de photo à 75m dyn_adv : ub
 dyn_ldf : hor, bilap, ahm = 0



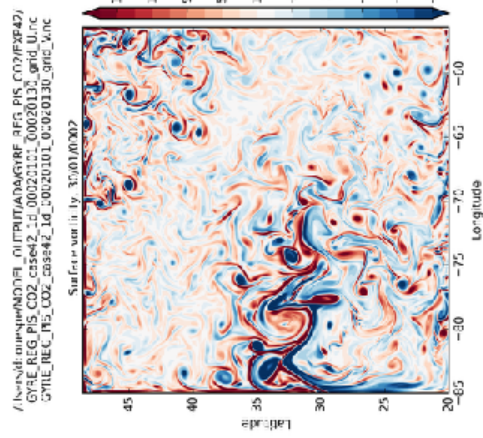
C.2 Résolution R27

Test advection qte de mvt

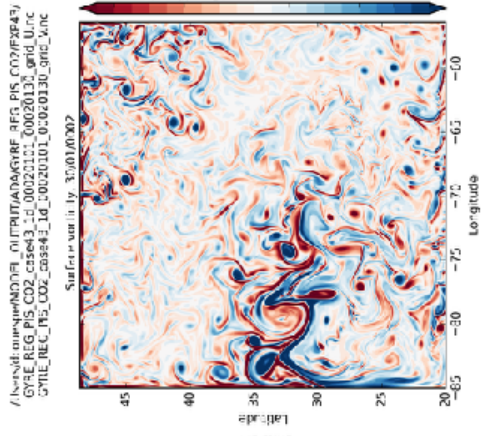
Vorticité en surface

tra_adv : TVD
tra_ldf : bilap, aht = -1e9

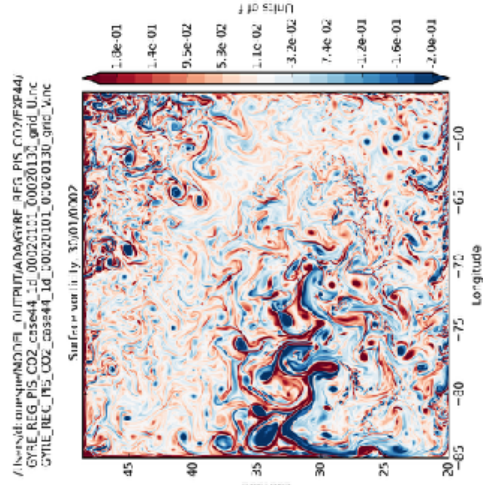
dyn_adv : **vec**
dyn_ldf : hor, bilap, aht = -5e10



dyn_adv : **cen2**
dyn_ldf : hor, bilap, aht = -5e10



dyn_adv : **ubs**
dyn_ldf : hor, bilap, aht = 0



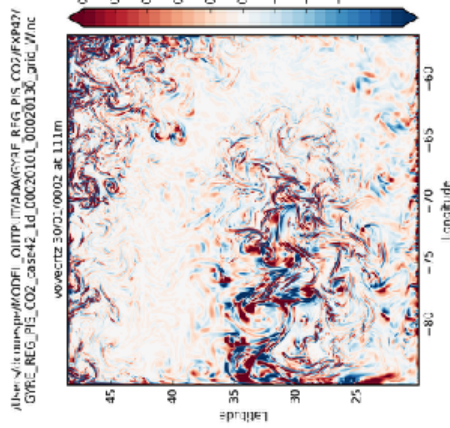
Test advection qte de mvt

Vitesse vert à 111 m

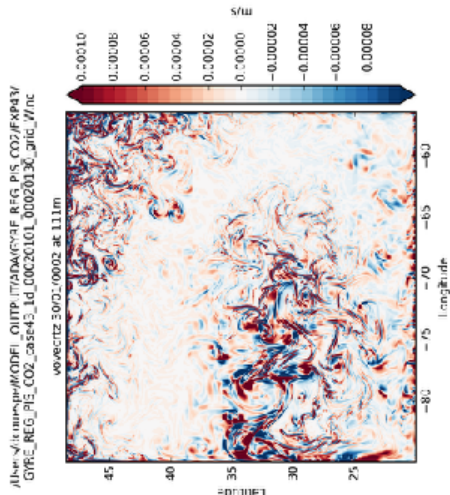
tra_adv : TVD

tra_ldf : bilap, aht = -1e9

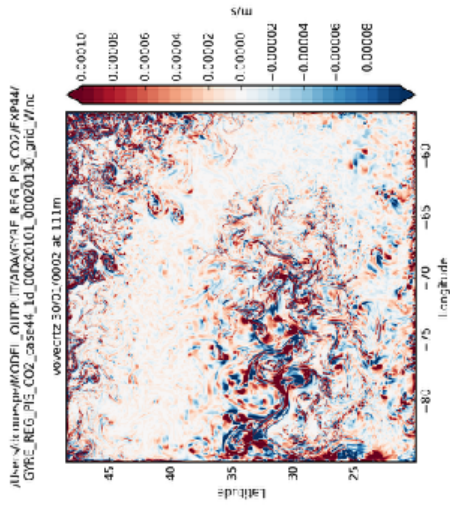
dyn_adv : **vec**
dyn_ldf : hor, bilap, aht = -5e10



dyn_adv : **cen2**
dyn_ldf : hor, bilap, aht = -5e10



dyn_adv : **ubs**
dyn_ldf : hor, bilap, aht = -5e10

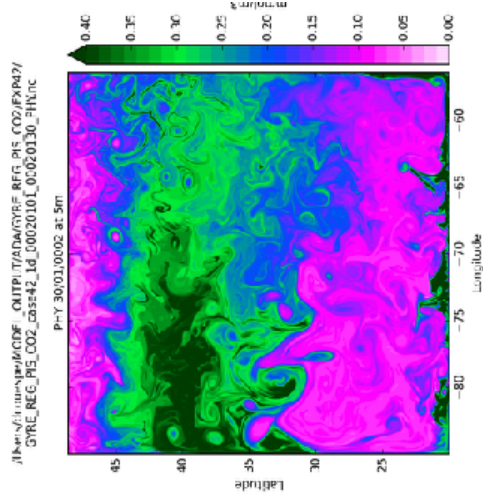


Test advection qte de mvt

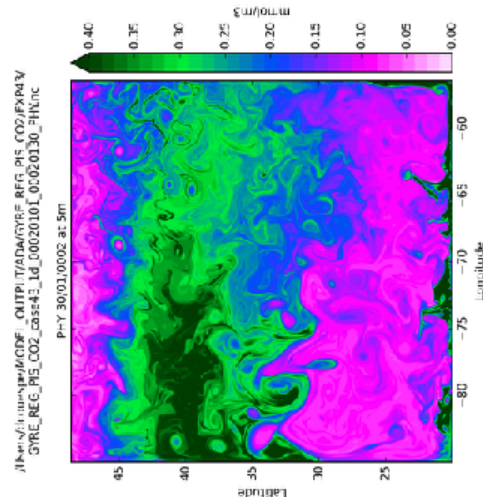
Phyto en surface

tra_adv : TVD
tra_ldf : bilap, aht = -1e9

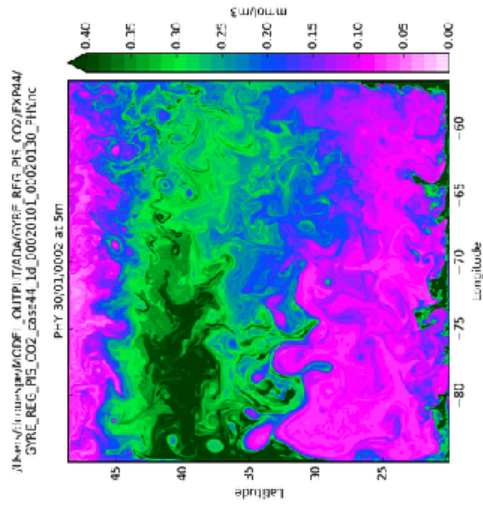
dyn_adv : **vec**
dyn_ldf : hor, bilap, ahm = -5e10



dyn_adv : **cen2**
dyn_ldf : hor, bilap, ahm = -5e10



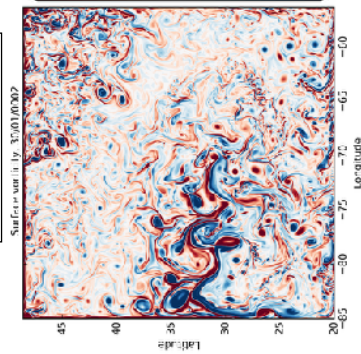
dyn_adv : **ubs**
dyn_ldf : hor, bilap, ahm = -5e10



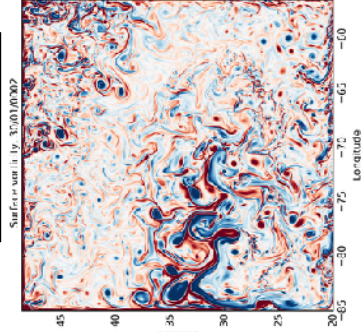
Test advection traceur

Vorticité en surface
 dyn_adv : ubs
 dyn_dif : hor, bilap, ahm = 0

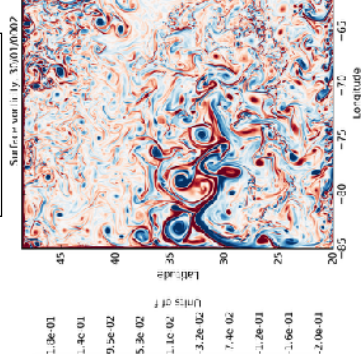
tra_adv : cen2
 tra_dif : bilap, aht = -1e9



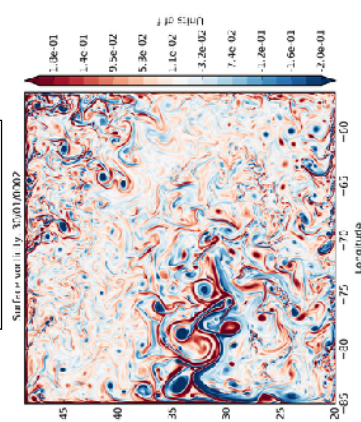
tra_adv : TVD
 tra_dif : bilap, aht = -1e9



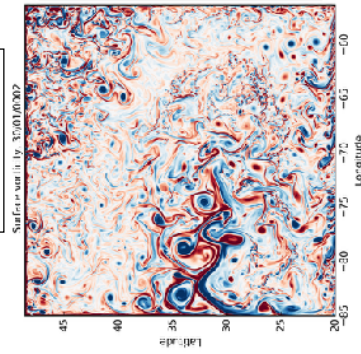
tra_adv : muscl
 tra_dif : bilap, aht = 0



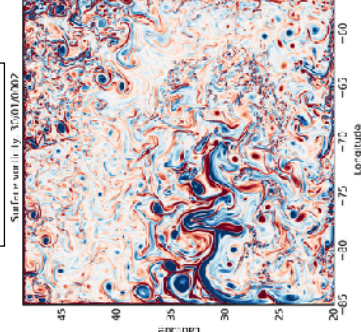
tra_adv : muscl
 tra_dif : bilap, aht = -1e9



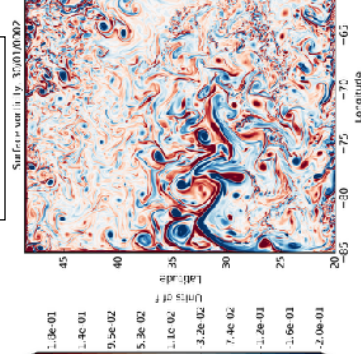
tra_adv : muscl2
 tra_dif : bilap, aht = 0



tra_adv : ubs
 tra_dif : bilap, aht = 0



tra_adv : qck
 tra_dif : bilap, aht = 0

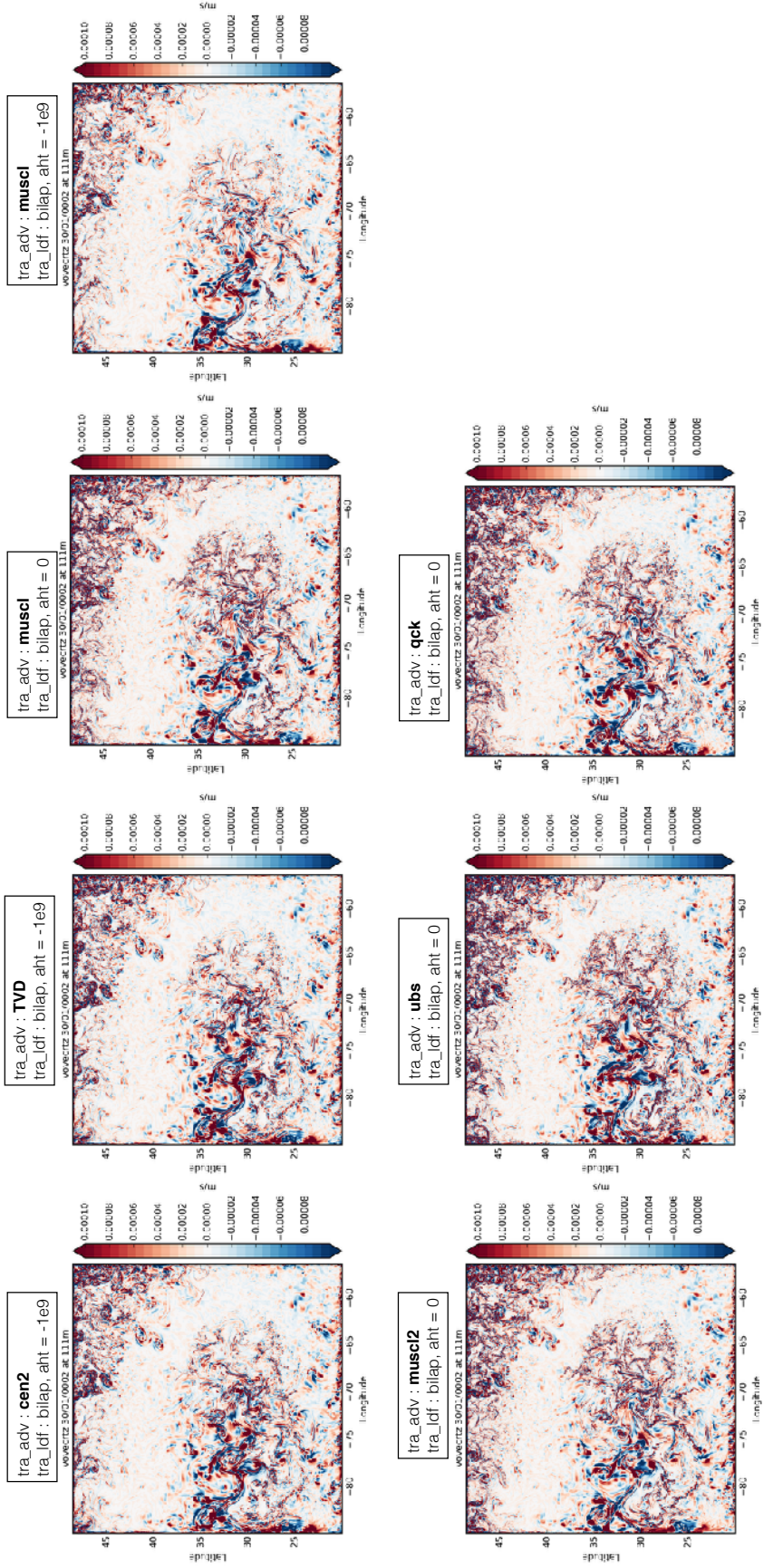


tra_adv : muscl
 tra_dif : bilap, aht = -1e9



Test advection traceur

Vitesse vert à 111 m
 dyn_adv : ubs
 dyn_idf : hor, bilap, ahm = 0



Test advection traceur

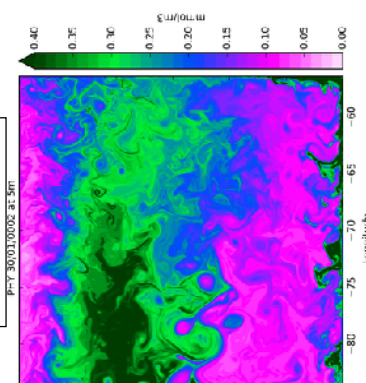
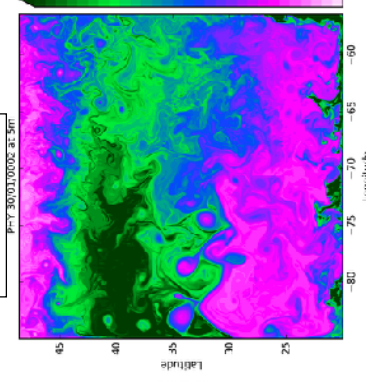
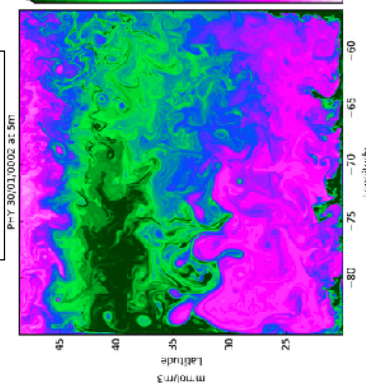
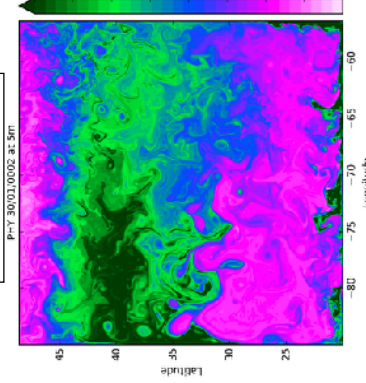
Phyto en surface
 dyn_adv : ubs
 dyn_ldf : hor, bilap, aht = 0

tra_adv : cen2
 tra_ldf : bilap, aht = -1e9

tra_adv : TVD
 tra_ldf : bilap, aht = -1e9

tra_adv : musci
 tra_ldf : bilap, aht = 0

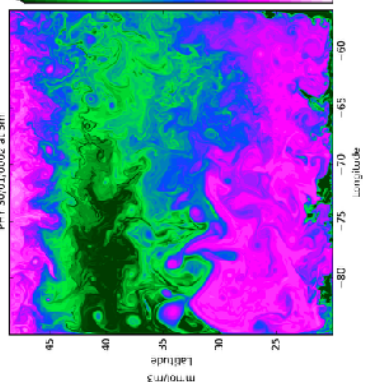
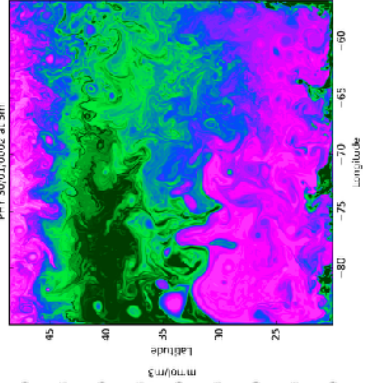
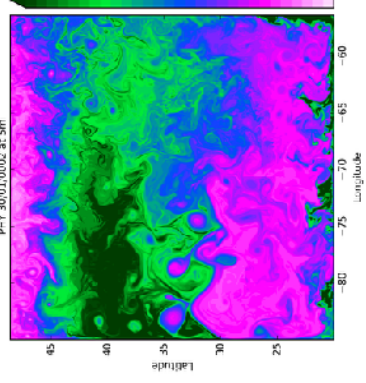
tra_adv : musci
 tra_ldf : bilap, aht = -1e9



tra_adv : musci2
 tra_ldf : bilap, aht = 0

tra_adv : ubs
 tra_ldf : bilap, aht = 0

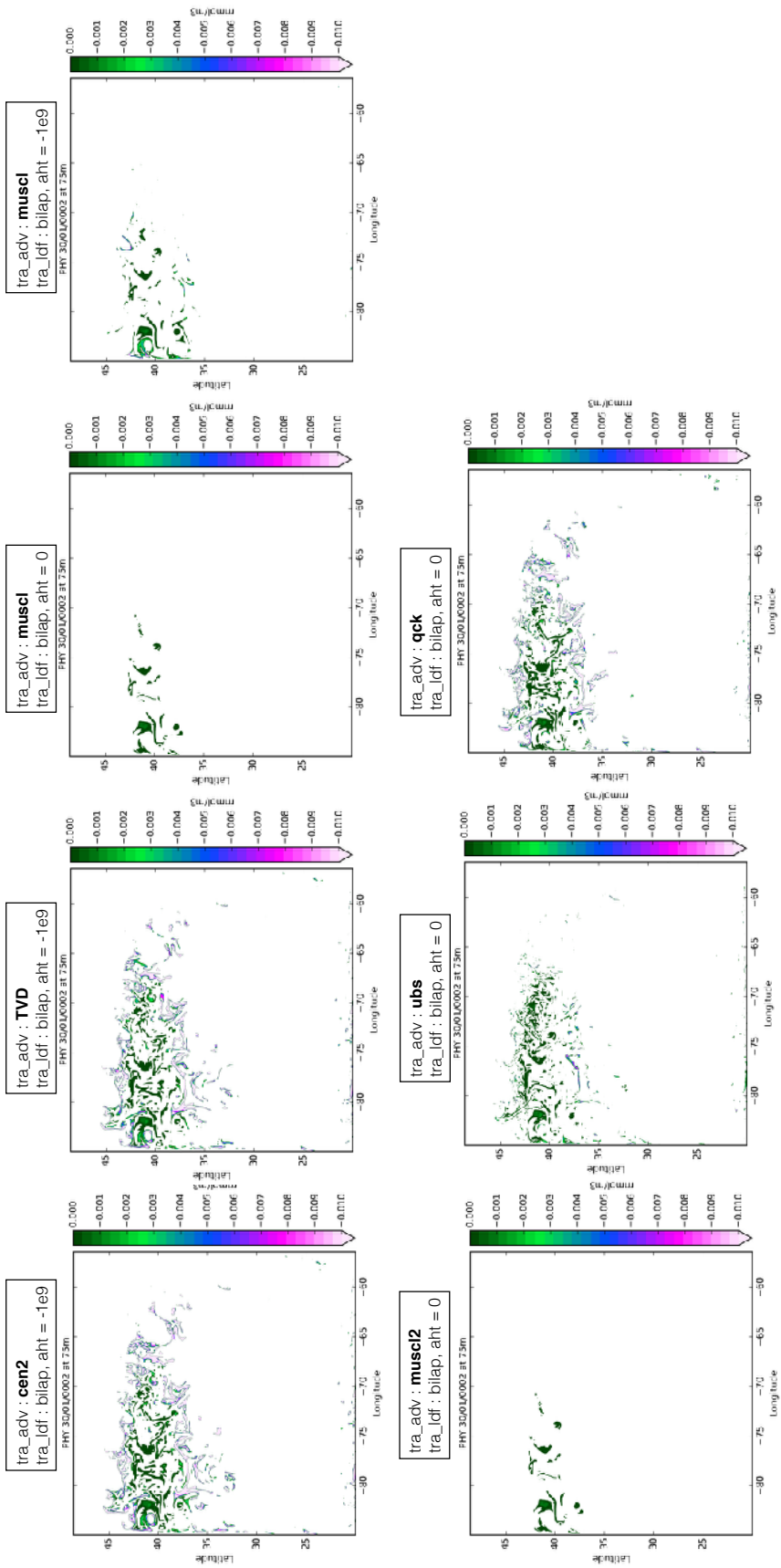
tra_adv : qck
 tra_ldf : bilap, aht = 0



Test advection traceur

Test positivité : concentration négative de phyto à 75m

dyn_adv : ub
dyn_idf : hor, bilap, ahm = 0



C.3 Conclusions

Les schémas choisis sont les mêmes pour la résolution R9 et R27 : schéma UBS pour l'advection de la quantité de mouvement, schéma MUSCL pour l'advection des traceurs. La conclusion principale est qu'il n'y a pas de différences fondamentales entre les différents schémas sur les variables considérées.

L'avantage du schéma UBS est qu'il ne requiert pas de diffusion explicite, il n'y a donc pas à choisir de paramètre de viscosité. Pour cette même raison nous aurions aimé choisir ce schéma pour l'advection des traceurs mais il aurait fallu réduire le pas de temps en raison du développement d'instabilité numérique et en conséquence augmenter le coût de calcul des simulations.

Le schéma MUSCL est le schéma développant le moins de valeurs négatives de phytoplancton. C'est également un schéma conseillé pour l'advection des traceurs biogéochimiques à haute résolution [Lévy et al., 2001]. Pour R27, nous avons du rajouter de la diffusion explicite pour éviter le développement d'instabilités numériques.

Compléments états moyens

Cette annexe rassemble différentes figures pour compléter l'illustration de l'état moyen à l'équilibre dynamique et biogéochimique.

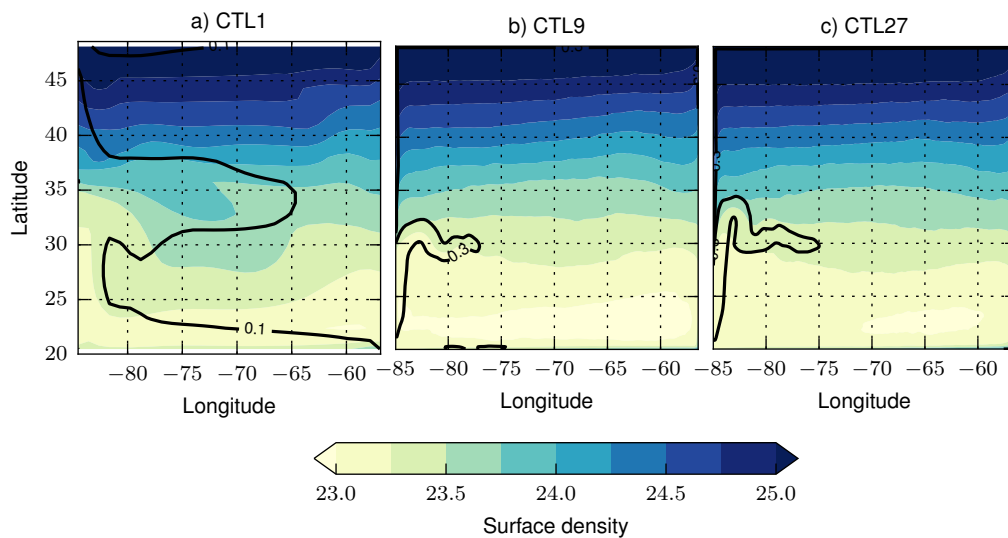


FIGURE D.1 – Cartes de la densité de surface moyenne des simulations CTL1 (a), CTL9 (b) et CTL27 (c). Moyenne sur les années 161 à 170. Les contours noirs indiquent où la vitesse de surface est supérieure à 0,1 (CTL1) ou 0,3 m/s (CTL9 et CTL27).

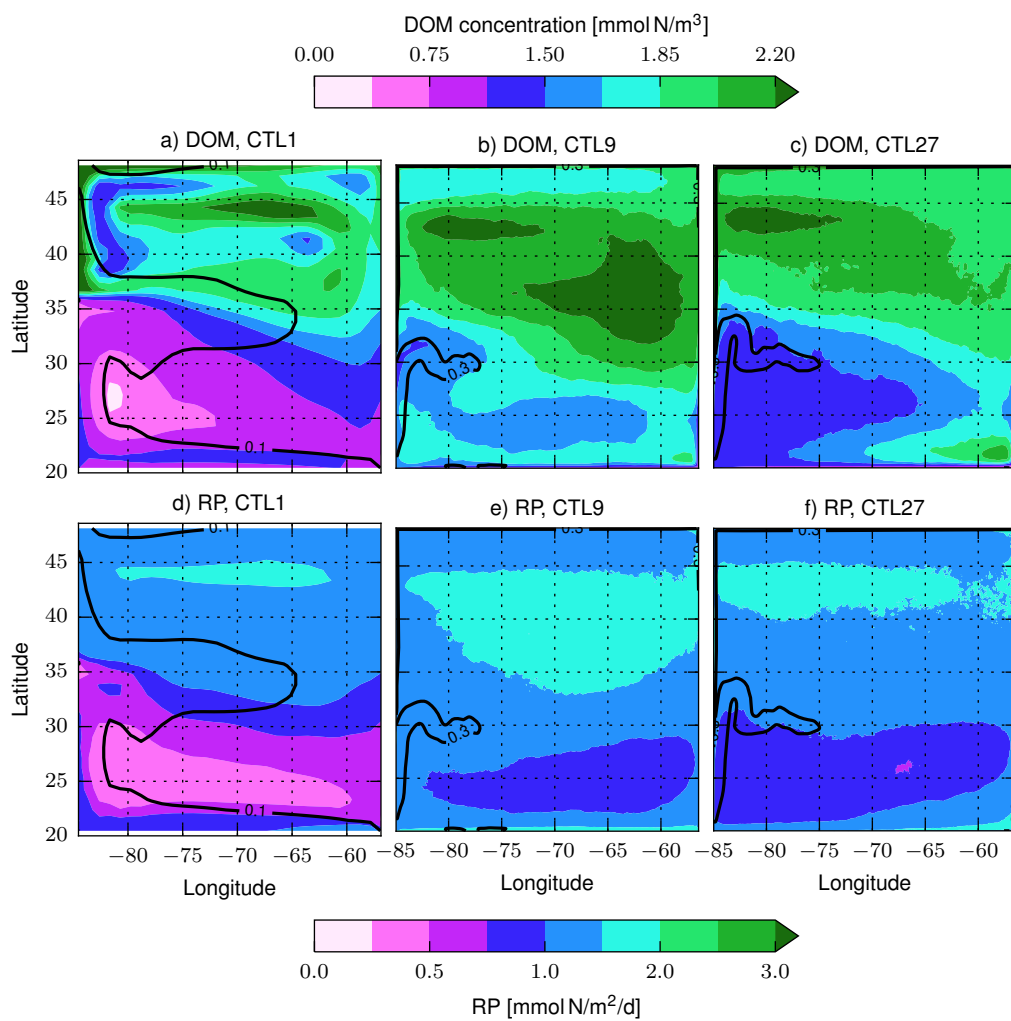


FIGURE D.2 – Cartes de concentration moyenne en matière organique dissoute (DOM, en haut) et de production régénérée (RP, en bas) entre 0 et 120 mètres pour les simulations CTL1 (à gauche), CTL9 (au centre) et CTL27 (à droite). Moyenne sur les années 161 à 170. Les contours noirs indiquent où la vitesse de surface est supérieure à 0,1 (CTL1) ou 0,3 m/s (CTL9 et CTL27).

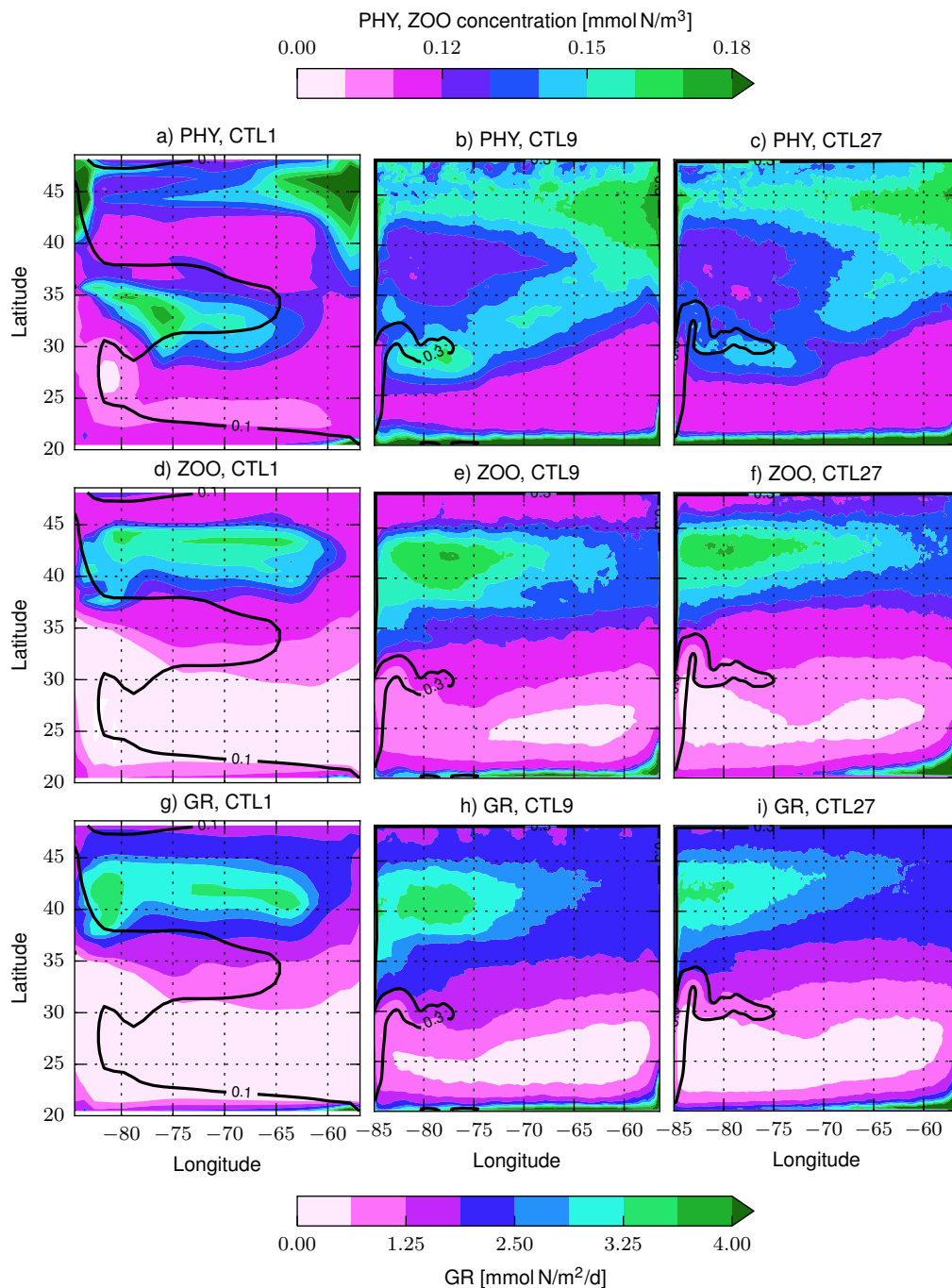


FIGURE D.3 – Cartes de concentration moyenne en phytoplancton (en haut) et zooplancton (au milieu) entre 0 et 120 mètres et du broutage intégré sur la zone euphotique (en bas) pour les simulations CTL1 (à gauche), CTL9 (au centre) et CTL27 (à droite). Moyenne sur les années 161 à 170. Les contours noirs indiquent où la vitesse de surface est supérieure à 0,1 (CTL1) ou 0,3 m/s (CTL9 et CTL27).

E

Décomposition de Reynolds : quantification de l'effet turbulent et de l'effet moyen

Comme évoqué dans la section I.4.3, l'augmentation de la résolution dans les modèles modifie la moyenne à grande échelle en plus d'avoir un effet turbulent. Ces deux effets sont introduit par Lévy et al., 2011. L'effet turbulent correspond aux interactions non-linéaires entre la circulation et les distributions des traceurs biogéochimiques associées localement aux structures de petite échelle. Il s'agit par exemple des flux verticaux d'oxygène liés aux vitesses verticales de sous-mésoséchelle. L'effet moyen apparaît dans les modèles lorsque la résolution augmente pour prendre en compte les plus petites échelles. Cet effet est lié aux modifications de la circulation et de la distribution des traceurs à grande échelle engendré par l'augmentation de la résolution.

Pour illustrer les concepts d'effet moyen et turbulent prenons l'équation d'évolution d'un traceur O :

$$\frac{\partial O}{\partial t} = A(U, O) + B + D(O) \quad (\text{E.1})$$

L'évolution de la quantité de traceur en chaque point dépend de l'advection $A(U, O)$ par le champ de vitesse U , de la diffusion de ce traceur $D(O)$ et des réactions biogéochimiques B ¹. Le champ de vitesse et la distribution d'oxygène peuvent être décomposé en un terme moyen noté \bar{X} et une terme résiduel noté X' (décomposition de Reynolds). Ce terme résiduel contient les échelles spatiale et temporelle non filtrées par la moyenne. Lorsqu'un modèle est utilisé, selon que la configuration soit haute résolution ou basse résolution, l'équation d'évolution du traceur O peut s'écrire sous les deux formes suivantes. Les indices hr et

1. Dans notre modèle, les réactions biogéochimiques ne dépendent pas de la concentration d'oxygène.

br font référence aux configurations haute et basse résolutions respectivement.

$$\frac{\partial \bar{O}_{hr}}{\partial t} = A(\bar{U}_{hr}, \bar{O}_{hr}) + \overline{A(U'_{hr}, O'_{hr})} + \bar{B} + \overline{D(O_{hr})} \quad (\text{E.2})$$

$$\frac{\partial \bar{O}_{br}}{\partial t} = A(U_{br}, O_{br}) + B + D(O_{br}) \quad (\text{E.3})$$

On considère ici que pour la configuration basse résolution, les grandeurs moyennes sont égales aux grandeurs totales ($\bar{X}_{br} = X_{br}$). Dans ces équations, l'effet turbulent correspond au terme $\overline{A(U'_{hr}, O'_{hr})}$. La comparaison entre les termes $A(\bar{U}_{hr}, \bar{O}_{hr})$ et $A(U_{br}, O_{br})$ permet d'identifier l'effet moyen².

Pour distinguer la réponse des terme moyens et turbulent au changement climatique il faut s'intéresser à la différence entre les simulation de changement climatique et de contrôle. Pour l'advection par exemple, le terme $\overline{\Delta A(U'_{hr}, O'_{hr})}$ représente la réponse du terme turbulent d'advection. Les termes $\Delta A(\bar{U}_{hr}, \bar{O}_{hr})$ et $\Delta A(U_{br}, O_{br})$ permettent d'estimer la réponse du terme moyen d'advection pour chaque résolution.

Notons que les diagnostics précédents peuvent être effectués avec d'autres traceurs que l'oxygène, comme par exemple les nitrates pour étudier l'effet de flux de nitrate sur la production nouvelle. Dans ce cas là il faudra prendre en compte les termes non linéaires de la production nouvelle, qui dépend des nitrates et du pytoplancton. Ce type de décomposition peut également être effectuée sur les diagnostics de subduction en adaptant les processus.

2. Idem pour les termes biologiques B et de diffusion $D(O_{br})$