

UNIVERSITE TOULOUSE III - PAUL SABATIER
SCIENCES DE L'UNIVERS, DE L'ENVIRONNEMENT ET DE L'ESPACE

THESE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE TOULOUSE III

Discipline : Océanographie

Présentée et soutenue par

Guillaume Charria

Le 14 Décembre 2005

Influence des ondes de Rossby sur le système biogéochimique de l'Océan Atlantique Nord : Utilisation des données couleur de l'eau et d'un modèle couplé physique/biogéochimie

Jury

Serge Chauzy	Professeur, <i>Université Paul Sabatier, Toulouse</i>	Président
Andreas Oschlies	Professeur, <i>SOES, Southampton</i>	Rapporteur
Nicolas Hoepffner	Senior Scientist, <i>JRC, Ispra</i>	Rapporteur
Xavier Carton	Professeur, <i>Université de Bretagne Occidentale, Brest</i>	Examineur
Paolo Cipollini	Senior Scientist, <i>NOCS, Southampton</i>	Invité
Eric Thouvenot	Ingénieur, <i>CNES, Toulouse</i>	Invité
Isabelle Dadou	Maître de Conférences, <i>Université Paul Sabatier</i>	Directrice de thèse
Pierre De Mey	Directeur de Recherches, <i>LEGOS, Toulouse</i>	Directeur de thèse

Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales

18, Av. Edouard Belin - 31401 Toulouse Cedex 9

Guillaume Charria

Influence des ondes de Rossby sur le système biogéochimique de l'Océan Atlantique Nord : Utilisation des données couleur de l'eau et d'un modèle couplé physique/biogéochimie

Directeurs de thèse :

I. Dadou (Maître de Conférence, UPS) et P. De Mey (Directeur de Recherches, CNRS)

Thèse soutenue le 14 Décembre 2005 à Toulouse - Université Paul Sabatier

~ **Résumé** ~

Même si l'océan ne représente que moins de 1% de la biomasse liée aux plantes sur la terre, il est responsable de près de la moitié de la photosynthèse nette de la biosphère. Cette biomasse est par conséquent un élément essentiel dans la régulation du climat à travers par exemple le cycle océanique du carbone. Il est donc nécessaire d'estimer correctement cette biomasse ainsi que les processus qui l'affectent. A l'aide de données satellites altimétriques et couleur de l'eau et d'un modèle couplé physique/biogéochimie (MERCATOR-OPA / NPZDDON), les ondes de Rossby et leur influence sur cette biomasse sont spécifiquement étudiées dans l'océan Atlantique Nord. Leurs propriétés et leur influence sur les concentrations en chlorophylle de surface sont analysées. Au travers des mécanismes mis en jeu identifiés, nous estimons que ces ondes peuvent entraîner une augmentation locale comprise entre 60% et 150% de la production primaire estimée.

Mots Clés : océanographie couplée physique/biogéochimie, ondes de Rossby ou planétaires, altimétrie, couleur de l'eau, production primaire, océan Atlantique Nord, cycle océanique du carbone, analyse en ondelettes multi-capteurs, modélisation couplée physique/biogéochimie.

Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales ~ LEGOS
18, Avenue Edouard Belin - 31401 Toulouse Cedex 9 - France

~ Remerciements ~

Je tiens à remercier les membres de mon jury de thèse Serge Chauzy, Andreas Oschlies, Nicolas Hoepffner, Xavier Carton, Paolo Cipollini, Eric Thouvenot, Isabelle Dadou et Pierre De Mey d'avoir accepté de lire, de commenter et de corriger mon travail ainsi que d'avoir participé à ma soutenance de thèse.

Ce travail de thèse n'aurait jamais pu aboutir sans le soutien scientifique et moral de trois personnes : Isabelle Dadou, Véronique Garçon et Paolo Cipollini.

Je remercie ainsi Isabelle pour son suivi et son implication au cours de l'encadrement de cette thèse. De même je tiens particulièrement à remercier Véronique pour ses précieux conseils et sa disponibilité tout au long de cette thèse. Enfin, je remercie Paolo qui, par son expérience, sa sympathie, et sa très grande disponibilité, m'a permis de dynamiser et d'approfondir ce travail de thèse.

Pour le "coaching" au quotidien, je tiens à remercier Joël Sudre pour ses astuces techniques ainsi que pour son aide à la préparation physique et mentale pour l'océanographie.

Les divers aspects de cette étude n'auraient pas pu être finalisés sans la très importante participation de Marie Drévilion et de Jérôme Llido avec qui j'ai eu le plaisir de travailler lors de ce projet. Je tiens donc à les remercier pour leur aide et pour m'avoir fait partager leur connaissances.

Il est essentiel que je remercie aussi mes différents collègues de bureau qui ont du me supporter durant des périodes plus ou moins détendues. Tout d'abord un clin d'oeil à Julien Lamouroux avec qui nous avons partagé le "fameux" bureau 40. Ensuite la palme revient à Christophe Maes qui après de longs mois a fini par s'exiler à Nouméa ! Enfin, je remercie Baris Salihoglu qui m'a supporté lors des périodes de rédaction et de soutenance.

Cette thèse, construite autour d'un projet scientifique de modélisation a pu être réalisée grâce aux soutiens technique et scientifique de Benoît Tranchant, Nicolas Ferry, Mounir Benkiran, Eric Greiner et du groupe MERCATOR.

Je voudrais aussi remercier Pierre De Mey et Xavier Carton pour leurs avis de spécialistes et leurs conseils au travers de discussions très enrichissantes.

Je remercie aussi les différentes personnes que j'ai rencontré au National Oceanography Centre lors de mon séjour à Southampton. Un grand merci à Florence Nedelec pour toute son aide précieuse pour la vie en Angleterre. Merci à Paolo Cipollini, Peter Challenor, Peter Killworth, John Hemmings et Peter Cromwell pour leur accueil et pour le partage de leurs connaissances scientifiques.

Cette thèse s'est déroulée au sein du LEGOS et m'a permis de travailler au sein de l'équipe dite "couleur". Je tiens à remercier les membres de cette équipe qui m'ont accueilli pendant ces quelques années. Merci à Véronique Garçon, Joël Sudre, Isabelle Dadou, Marie-Hélène Radenac, Claire Pottier, Monique Méssié, ... Plus largement, je remercie le laboratoire pour son accueil avec des remerciements particuliers à certains chercheurs de ce laboratoire ou de laboratoires voisins qui m'ont permis de découvrir l'océanographie lors de mes études. Un grand Merci à Yves Du Penhoat, Gilles Réverdin, Patrick Marsaleix et Bernard Boulès.

Finalement, je ne voudrais surtout pas oublier de remercier Christelle Barthe, Franck Lascaux, Ivane Pairaud, Marie-Pierre Boussaton, Julien Lamouroux, Laurent Roblou, pour toutes les discussions enjouées et pour tous les moments de détente que j'ai pu partager avec eux.

Et pour terminer, je tiens à remercier Karine pour sa présence et son soutien tout au long de cette thèse. Merci aussi à ma famille qui a toujours su me soutenir dans mes projets.

Je dédicace cette thèse ... *A Karine, A ma Famille, Et à tous mes amis ...*

Table des matières

I	Introduction	8
1	L'Océan Atlantique Nord	16
1.1	Introduction	16
1.2	Caractéristiques Physiques	16
1.2.1	Caractéristiques topographiques	16
1.2.2	Forçages atmosphériques : Vent - Flux de chaleur	18
1.2.3	Le gyre subtropical	21
1.2.4	Le gyre subpolaire	25
1.2.5	Hydrologie de l'océan Atlantique Nord	26
1.3	Caractéristiques Biogéochimiques	30
1.3.1	Les principales provinces biogéochimiques	32
1.3.2	Production biologique et processus physiques	37
1.4	Conclusion	40
2	Ondes de Rossby : Théories/Observations	42
2.1	Introduction	42
2.2	Théorie linéaire et caractéristiques des ondes de Rossby	43
2.3	Les observations et les ondes de Rossby dans l'Atlantique Nord	49
2.4	Conclusion	59
3	Les observations, méthodes et outils numériques utilisés	60
3.1	Introduction	60
3.2	Les observations satellites	60
3.2.1	Couleur de l'océan	60
3.2.2	Altimétrie	65
3.3	Outils et méthodes	70
3.3.1	L'analyse en ondelettes	70
3.3.2	La transformée de Fourier à 2 Dimensions	76
3.3.3	La transformée de Radon	77
3.4	Modèle 3D couplé physique/biogéochimie	77

TABLE DES MATIÈRES

3.4.1	Modèle de Physique	79
3.4.2	Modèle biogéochimique NPZDDOM	84
3.5	Conclusion	91
 II Etude de l'influence des ondes de Rossby sur le système biogéochimique de l'océan Atlantique Nord à l'aide des données satellites		92
4	Variabilité spatiale et temporelle des ondes de Rossby dans l'océan Atlantique Nord	94
4.1	Introduction	94
4.2	Amplitudes des ondes de Rossby : variations spatiales et temporelles	97
4.3	Propriétés spatiales	99
4.4	Propriétés temporelles	104
4.5	Vitesses de phase	107
4.6	1998 ... une situation particulière?	108
4.7	Conclusion	113
5	Signature chlorophyllienne des ondes de Rossby : un processus couplé	116
5.1	Introduction	116
5.2	Détection des ondes de Rossby dans les données couleur de l'eau	120
5.3	Etude des déphasages couleur de l'eau/altimétrie	125
5.4	Modélisation des processus couplés physique - biogéochimie	132
5.4.1	Modèle de processus utilisé (<i>Killworth et al., 2004</i>)	132
5.4.2	Observations satellites (<i>Killworth et al., 2004</i>)	134
5.4.3	Combinaison modèle et observations : un mécanisme dominant dans l'Atlantique Nord?	135
5.5	Conclusion : Influence des ondes de Rossby sur les concentrations en chlorophylle	142
 III Apport de la modélisation 3D dans la compréhension des couplages physiques/biogéochimiques aux passages des ondes de Rossby		144
6	Validation des résultats du modèle couplé sur la période d'étude	146
6.1	Introduction	146
6.2	Les concentrations en chlorophylle de surface	147
6.3	Dans la Mer des Sargasses : le site BATS	153

TABLE DES MATIÈRES

6.4	Dans la partie Est du gyre subtropical : le site oligotrophe EUMELI	161
6.5	Les sections hydrographiques World Ocean Circulation Experiment	163
6.6	Les sections Atlantic Meridional Transect	174
6.7	La Production Primaire	179
6.8	Conclusion	182
7	Analyses de sensibilité aux paramètres du modèle biogéochimique	184
7.1	Introduction	184
7.2	Amélioration de la simulation initiale par ajustement des paramètres liés à l'azote organique dissous	185
7.3	Sensibilité à l'échelle du bassin	190
7.4	Sensibilité selon les différentes provinces biogéochimiques	198
7.5	Conclusion	212
8	Application de la modélisation couplée aux ondes de Rossby	216
8.1	Introduction	216
8.2	Ondes de Rossby modélisées et comparaison aux données satellites	217
8.2.1	Les anomalies de hauteur de la mer	217
8.2.2	Les concentrations en chlorophylle de surface	220
8.3	Identification des processus à l'origine de la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby	225
8.3.1	Par l'analyse du déphasage entre les signaux en SLA et en chlorophylle	225
8.3.2	Etudes des advections modélisées	227
8.4	Influence des ondes de Rossby sur la production primaire	237
8.5	Conclusion	240
IV	Conclusions et Perspectives	242
	Bibliographie	248
	Table des figures	268
	Liste des tableaux	286
	Annexes	288
A	Température et Salinité de surface : comparaison modèle couplé - cli- matologies	288
A.1	Température	288
A.2	Salinité	290

TABLE DES MATIÈRES

B	La section <i>a24</i> du World Ocean Circulation Experiment	296
C	Rossby wave and ocean colour : The cells uplifting hypothesis in the South Atlantic Subtropical Convergence Zone	300
C.1	Résumé	300
C.2	Abstract	301
C.3	Article publié - Geophys. Res. Lett. 2003	301
D	Understanding the influence of Rossby waves on surface chlorophyll concentrations in the North Atlantic Ocean	306
D.1	Résumé	306
D.2	Abstract	307
D.3	Article publié - Journal of Marine Research 2006	308

Première partie

Introduction

Contexte général

L'océan, recouvrant la majeure partie (71%) de notre planète, exerce un contrôle majeur sur le climat à l'échelle globale. Il est le siège de nombreux échanges d'énergie (chaleur, ...), de matière particulaire et de gaz avec l'atmosphère. En particulier, une grande quantité de dioxyde de carbone (CO_2) atmosphérique, gaz à effet de serre, est piégée dans l'océan. Différents mécanismes physiques et biogéochimiques permettent ainsi à l'océan d'absorber une quantité de carbone atmosphérique importante estimée récemment à $1.7 \pm 0.5 PgC.an^{-1}$ (Prentice et al., 2001) pour la période 1990-1999, ce qui représenterait environ 50% du surplus de carbone atmosphérique d'origine anthropique. En effet, les émissions de CO_2 et d'autres gaz à effet de serre dans l'atmosphère n'ont cessé d'augmenter depuis le début de l'ère industrielle (280 ppm¹ en 1750 à 367 ppm en 1999). Des études récentes menées dans le cadre de l'IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) ont montré l'importance de cette augmentation du CO_2 dans l'atmosphère liée à l'activité humaine, et son influence sur le climat.

Par conséquent, l'étude des flux de carbone entre l'atmosphère et l'océan ainsi que la compréhension des processus océaniques liés à ces échanges sont au centre de plusieurs projets internationaux et nationaux tels que JGOFS (Joint Global Flux Study), IMBER (Integrated Marine Biogeochemistry and Ecosystem Research), SOLAS (Surface Ocean - Lower Atmosphere Study), GLOBEC (GLObal Ocean Ecosystem Dynamics), PROOF (PROcessus biogéochimiques dans l'Océan et Flux), ... Les objectifs scientifiques de ces différents projets et par extension les principales problématiques actuelles sont :

Déterminer et comprendre à une échelle globale les processus contrôlant l'évolution temporelle des flux de carbone et des éléments biogéniques associés dans l'océan, et évaluer les échanges induits avec l'atmosphère, le fond océanique et les marges continentales. Développer une capacité à prévoir à l'échelle globale la réponse des processus biogéochimiques océaniques aux perturbations anthropogéniques, en particulier celles reliées aux changements climatiques (d'après JGOFS, Fasham, 2003).

Ces objectifs sont repris par des programmes internationaux plus récents avec une dimension humaine supplémentaire. Ainsi, les enjeux majeurs sont aussi de :

Fournir une compréhension complète et une capacité de prévoir les réponses de l'océan au changement global s'accéléralant ainsi que les conséquences sur le Système Terre et la société humaine. Explorer la sensibilité des cycles biogéochimiques marins et des écosystèmes au

¹1 ppm = 1 partie par million = $1 mg.kg^{-1} \approx 1 mg.L^{-1}$

changement global pour des périodes temporelles variant de l'année à la décennie (d'après IMBER, 2005).

Ces objectifs scientifiques résument clairement la problématique actuelle concernant la compréhension des processus océaniques liés à la biogéochimie marine et l'importance de ces derniers dans la description du cycle du carbone global et dans la prévision des changements climatiques futurs.

Parmi les processus océaniques impliqués dans le cycle du carbone global, l'export de carbone organique, synthétisé dans la zone euphotique, des couches de surface de l'océan vers l'océan profond, appelé pompe biologique (fig. 1), permet une régulation des concentrations de surface en carbone inorganique et organique. L'absence de cette pompe biologique entraînerait une forte augmentation des concentrations en CO_2 atmosphérique. Comprendre l'importance et les possibles variations de l'efficacité de la pompe biologique représente, par conséquent, un enjeu fondamental dans la compréhension du cycle du carbone global.

A la base de la pompe biologique se situe un élément essentiel du réseau trophique, le phytoplancton. Il permet, au cours de la photosynthèse, de transformer le carbone inorganique en carbone organique qui est alors entraîné dans la chaîne alimentaire et notamment consommé par le zooplancton. Ce dernier produit des cadavres et des pelotes fécales qui pourront sédimenter le long de la colonne d'eau. Une fraction du carbone organique est aussi exudée sous forme dissoute au cours du développement du plancton ou provient de l'hydrolyse des particules par les bactéries. Cette partie du carbone organique sera entraînée par la dynamique (courant océanique, upwelling, ...) et pourra être transportée sous la pycnocline principale (correspondant au gradient vertical principal de densité). Ainsi grâce à ces différents processus, seul 10% en moyenne du carbone inorganique transformé en carbone organique par le phytoplancton au moment de la photosynthèse sera piégé sous la pycnocline principale.

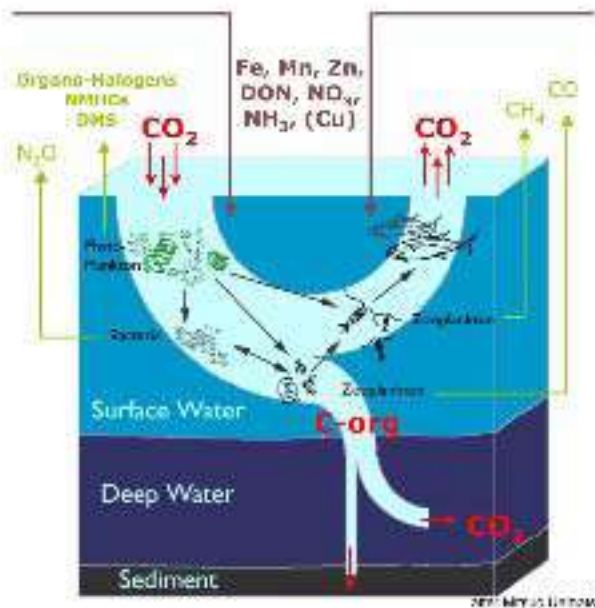


FIG. 1 – Schéma de la pompe biologique et des échanges gazeux avec l’atmosphère (<http://www.uea.ac.uk/env/solas/welcome.html>)

Cette biomasse phytoplanctonique, élément essentiel à l’efficacité de cette pompe biologique, est affectée par des facteurs limitants son développement comme la concentration en nutriments ou la quantité de lumière disponible pour les cellules; or ces facteurs sont modulés par la dynamique de l’océan. Il est donc important de bien connaître les processus physiques qui affectent le développement du phytoplancton. Cette biomasse phytoplanctonique représente aussi la base de la chaîne alimentaire allant jusqu’aux espèces exploitées par la pêche (ressources halieutiques). L’objectif de cette thèse est de mieux comprendre les interactions existant entre la physique et la biogéochimie. Différentes études et programmes dont la période d’observation intense de JGOFS dans l’océan Atlantique Nord ont montré l’importance de la variabilité océanique à mésoéchelle (ondes, tourbillons, fronts, ...) sur les cycles biogéochimiques et sur l’intensité de la pompe biologique. L’influence de différentes structures à mésoéchelle sur des quantités clés comme la biomasse phytoplanctonique, la production primaire et la production exportée a pu être démontrée. Par exemple, l’apport de nitrates par les tourbillons dans la mer des Sargasses est estimé à $0.19 \pm 0.1 \text{ mol N.m}^{-2}.an^{-1}$ (McGillicuddy *et al.*, 1998) et à $0.24 \pm 0.1 \text{ mol N.m}^{-2}.an^{-1}$ (Siegel *et al.*, 1999) à partir de données hydrographiques et de données satellites altimétriques. Dans le cadre de cette thèse, nous avons centré notre analyse sur la compréhension de l’influence des ondes de Rossby (ou ondes planétaires), phénomène ondulatoire, continuellement présent dans l’océan, sur le système biogéochimique. En effet, des études récentes ont montré les signatures de ces ondes dans les concentrations en chlorophylle de surface

estimées à partir des données satellites de couleur de l'eau dans pratiquement tous les bassins océaniques (par exemple: Machu *et al.*, 1999; Cipollini *et al.*, 2001; Kawamiya *et Oschlies*, 2001; Uz *et al.*, 2001). Afin d'expliquer ces signatures chlorophylliennes, de premières études ont proposé des processus horizontaux et verticaux couplés physique / biogéochimie (par exemple: Siegel, 2001; Cipollini *et al.*, 2001; Kawamiya *et Oschlies*, 2001; Killworth *et al.*, 2004) mais l'importance relative de ces mécanismes reste difficile à analyser, à quantifier et à confirmer à l'aide de données. De même, l'impact des ondes de Rossby sur la production primaire et la production exportée est peu connu.

Objectifs de la thèse

L'océan Atlantique Nord représente un puits de CO_2 atmosphérique estimé récemment à $0.7 \pm 0.1 PgC.an^{-1}$ (Gruber *et al.*, 2002), cependant ce puits reste mal quantifié malgré un grand nombre de mesures *in situ*. Cette étude a pour but, à l'aide d'un modèle couplé physique/biogéochimie à haute résolution horizontale et de données satellites, de mieux comprendre la pompe biologique et l'influence des ondes de Rossby sur cette dernière dans cet océan.

Afin de réaliser cette étude, des observations sont nécessaires. Les données *in situ* obtenues lors des campagnes en mer ont été relativement nombreuses dans l'Atlantique Nord (par exemple l'expérience POMME², NABE³, WOCE⁴, ...). Elles permettent de caractériser les propriétés physiques et biogéochimiques dans certaines zones définies mais présentent deux inconvénients importants : l'absence de couverture spatiale à grande échelle et des jeux de données limités dans le temps. L'arrivée des mesures satellites de "couleur de l'eau" pour la biogéochimie et d'altimétrie spatiale pour la physique de l'océan a permis d'obtenir des données de surface offrant une couverture synoptique avec des résolutions temporelle et spatiale adaptées pour étudier les processus couplés physique/biogéochimie affectant l'océan à l'échelle d'un bassin comme les ondes de Rossby.

L'utilisation de données satellites permet d'avoir une vision à l'échelle de bassins océaniques de la dynamique de l'océan mais aussi des distributions de la chlorophylle en surface. La faiblesse de cette description *satellite* de l'océan est principalement liée à ses informations uniquement bidimensionnelles, ne permettant de décrire que la couche de surface des océans et nécessitant de nombreuses hypothèses pour estimer les propriétés de toute la colonne d'eau. L'utilisation complémentaire de modèles numériques couplés physique/biogéochimie apparaît donc nécessaire pour affiner la compréhension des différents processus. Cependant, la difficulté réside dans la complexité de modéliser ou de

²Programme Océan Multidisciplinaire Méso-Echelle (2000-2001)

³North Atlantic Bloom Experiment (1989-1990)

⁴World Ocean Circulation Experiment

mettre en équations des phénomènes naturels. En particulier, la modélisation des phénomènes biogéochimiques non linéaires reste mal paramétrée dans les modèles couplés. De précédents travaux ont permis d'ajuster des modèles tridimensionnels couplés physique / biogéochimie à l'échelle de l'océan Atlantique Nord ou de l'océan global avec un modèle de type NPZD⁵ (par exemple: *Sarmiento et al.*, 1993; *Oschlies et Garçon*, 1999) ou des modèles plus complexes (par exemple: *Moore et al.*, 2001a,b; *Aumont et al.*, 2003). Dans cette étude et dans le cadre d'un projet du Groupe Mission Mercator/Coriolis, un modèle biogéochimique simple, prenant en compte la matière organique dissoute, de type NPZD-DON est couplé à un modèle de circulation océanique réaliste à haute résolution. Ainsi, l'utilisation de modèles de plus en plus réalistes combinée aux bases de données constituées par les données satellites et les données *in situ* apparaissent comme une approche appropriée pour l'étude des couplages entre la physique et la biogéochimie.

Dans ce contexte, le travail de cette thèse s'articule principalement autour de la question suivante :

- Quelle est l'influence des ondes de Rossby sur le système biogéochimique (production primaire, production exportée, ...) dans l'océan Atlantique Nord ?

Afin d'apporter des éléments de réponse à cette question, il est nécessaire de se poser différentes problématiques intermédiaires :

- Quelle est la variabilité spatiale et temporelle des ondes de Rossby ?
- Ces ondes ont-elles une signature significative en chlorophylle avec des propriétés comparables ?

Ces différentes questions posent les bases d'une analyse de la relation entre les ondes de Rossby et de leur signature chlorophyllienne. Afin d'expliquer cette relation, la question suivante peut être posée :

- Est-il possible d'extraire des processus dominants et probablement variables dans le temps et dans l'espace expliquant la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby ?

Concernant le modèle couplé développé et utilisé, nous nous attacherons tout au long de cette étude à étudier le comportement du modèle couplé et à améliorer les simulations couplées grâce notamment à une analyse de la sensibilité des concentrations de surface aux paramètres du modèle biogéochimique à l'échelle de l'océan Atlantique Nord mais aussi

⁵Nitrates, Phytoplancton, Zooplancton et Détritus

à l'échelle des différentes provinces biogéochimiques, et ceci afin, à terme, d'optimiser les paramètres à l'aide de données biogéochimiques (comme par exemple les concentrations en chlorophylle de surface mesurées par satellite) dans le modèle.

Plan de la thèse

Ce manuscrit se décompose ainsi en quatre parties principales. Dans une première partie, constituée de trois chapitres, une description de l'océan Atlantique Nord avec ses propriétés physiques et biogéochimiques est présentée (chapitre 1), le chapitre 2 permet de faire un rappel de la théorie et des connaissances actuelles concernant les ondes de Rossby. A la fin de cette partie (chapitre 3), une description des données satellites, des outils et des méthodes utilisées est proposée.

La deuxième partie de ce manuscrit aborde l'étude de l'influence des ondes de Rossby sur le système biogéochimique (en particulier, les concentrations en chlorophylle de surface) à partir des données satellites (voir chapitre 5) après avoir identifié les différentes propriétés spatiales et temporelles des ondes (voir chapitre 4).

Puis, la troisième partie s'articule autour de la modélisation couplée physique / biogéochimie. Le chapitre 6 présente une validation de la simulation réaliste effectuée suivie d'analyses de sensibilité des concentrations de surface aux paramètres du modèle biogéochimique (voir chapitre 7). Dans le chapitre 8, les ondes de Rossby ont été analysées à l'aide des simulations couplées ainsi que les mécanismes mis en jeu au passage de l'onde, expliquant une signature chlorophyllienne des ondes de Rossby. Une estimation de l'influence des ondes de Rossby sur la production primaire clôt ce chapitre.

Enfin, une quatrième partie présente les conclusions de ce travail et les perspectives possibles et envisagées.

Chapitre 1

L'Océan Atlantique Nord

1.1 Introduction

Dans ce premier chapitre, les caractéristiques de l'océan Atlantique Nord vont être brièvement présentées afin de dégager les particularités de la zone d'étude que nous retrouverons lors de l'analyse des données satellites (partie II) et des champs modélisés (partie III). Les thématiques couplées physiques et biogéochimiques de cette étude nécessitent une introduction des propriétés physiques (bathymétrie, courants, hydrographie - voir section 1.2) et biogéochimiques (provinces biogéochimiques, production primaire, ... - voir section 1.3) de la zone géographique considérée.

1.2 Caractéristiques Physiques

L'océan Atlantique Nord s'étend d'environ $100^{\circ}W$, pour sa partie la plus à l'ouest à $\sim 25^{\circ}N$, à $10^{\circ}E$, pour sa partie Est au niveau de l'équateur. Il baigne les côtes de l'Amérique et de l'Europe Occidentale et représente une des régions océaniques les plus étudiées grâce à de nombreux projets d'océanographie visant à comprendre cette région. Outre sa proximité de pays développés, l'océan Atlantique Nord est au coeur de nombreuses études car il joue un rôle majeur dans le cycle du carbone en tant que puits de dioxyde de carbone atmosphérique (*Takahashi et Sutherland, 1995; Gruber et al., 2002*).

1.2.1 Caractéristiques topographiques

Pour comprendre et interpréter la dynamique de cet océan, il est tout d'abord essentiel de décrire la bathymétrie de cette région car elle conditionne la circulation océanique. Avec une profondeur moyenne de l'ordre de 3300 m, l'océan Atlantique apparaît comme

1.2 Caractéristiques Physiques

un océan peu profond en comparaison des océans Indien et Pacifique principalement à cause de nombreux plateaux continentaux (incluant les mers Méditerranée et adjacentes) recouvrant plus de 13% de la surface de l'océan Atlantique (2 à 3 fois le pourcentage trouvé dans les autres océans *Tomczak et Godfrey, 1994*). L'Océan Atlantique Nord présente une bathymétrie relativement symétrique avec la dorsale médio-Atlantique, entre 40°W et 50°W pour des latitudes moyennes de 10°N à 40°N, qui découpe cette région en deux bassins Est et Ouest (fig. 1.1). A l'Est, nous trouvons les plaines abyssales de Gambie et du Cap Vert puis plus au Nord vers 40°N le bassin Ibérique. A l'Ouest, le bassin Nord américain s'étend du Sud vers le Nord avant d'atteindre le bassin du Labrador vers 45°N. Au Nord de 50°N, la topographie est beaucoup plus découpée ce qui donne naissance à une circulation complexe des masses d'eau dans cette zone. Néanmoins, il est important de noter la présence vers 55°N de la fracture de Gibbs qui coupe la dorsale médio-Atlantique et permet la circulation Ouest-Est de masses d'eau profondes.

En surface, la circulation est constituée principalement de deux gyres (fig. 1.5) : le gyre anticyclonique subtropical et le gyre cyclonique subpolaire.

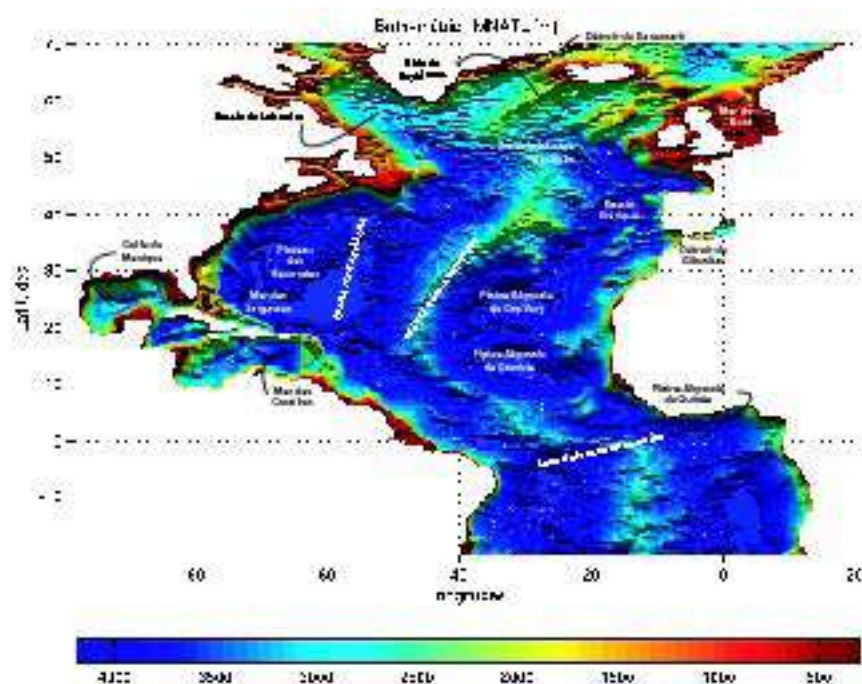


FIG. 1.1 – Bathymétrie (mètres) de l'océan Atlantique Nord

1.2.2 Forçages atmosphériques : Vent - Flux de chaleur

Les forçages atmosphériques, caractérisés par les tensions de vent et les flux de chaleur, sont essentiels dans le développement et le maintien de la circulation océanique. En effet, les deux principaux gyres de l'océan Atlantique Nord existent grâce au développement d'une circulation d'Ekman forcée par le vent, puis au maintien des équilibres géostrophiques. De même, la circulation thermohaline est maintenue grâce à l'existence de zones de convection profonde dont la majorité se situe dans la partie Nord de l'océan Atlantique. Le refroidissement des eaux de surface à ces latitudes, entraînant la plongée des eaux de surface vers les eaux profondes, est directement lié à des flux de chaleur négatifs à la surface (perte de chaleur par l'océan) ou à une évaporation intense en surface (forçages atmosphériques) ou bien à un excès local de sel par formation de glace. Les forçages atmosphériques servent aussi de conditions limites à l'interface océan-atmosphère pour les modèles de circulation océanique (voir section 3.4).

La circulation atmosphérique de l'océan Atlantique Nord est constituée de trois principaux régimes de vents : les alizés, les vents d'Ouest et les vents polaires. Les vents d'Ouest, observés entre 35°N et 60°N en moyenne annuelle (fig. 1.2) correspondent à la limite entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. Ils présentent une variabilité saisonnière marquée avec des vents plus forts et des tempêtes en hiver. Plus au Sud, entre environ 5°N et 30°N en moyenne annuelle, des vents dirigés vers l'Ouest et nommés alizés, sont présents et réguliers toute l'année à ces latitudes avec des variations saisonnières de leur position. La limite Sud de ce régime de vent est définie par l'existence de la zone de convergence inter-tropicale (ITCZ) au niveau de laquelle les écoulements atmosphériques convergent dont la position varie saisonnièrement avec une position vers l'Equateur en hiver et entre 5°N et 10°N en été (fig. 1.3).

Le régime de vents de l'océan Atlantique Nord présente de larges variations saisonnières (fig. 1.3). En effet, il est observé une intensification et une position plus au Nord de l'anticyclone des Açores en été qui détermine la circulation atmosphérique sur la majeure partie du bassin. A l'opposé, en hiver, la dépression d'Islande est plus développée et entraîne une intensification des vents d'Ouest. De même les alizés sont plus intenses en hiver.

1.2 Caractéristiques Physiques

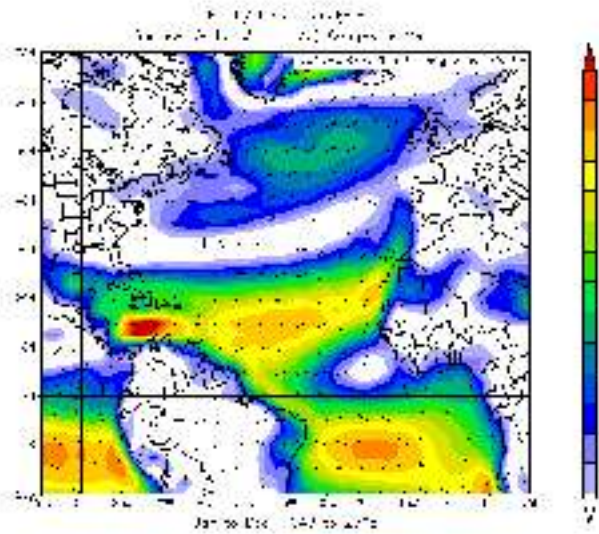


FIG. 1.2 – Vents moyennés pour la période 1948-2005 estimées à partir de modèle atmosphérique. Carte distribuée par la NOAA-CIRES Climate Diagnostics Centre, Boulder, Colorado, extraite du site web : <http://www.edc.noaa.gov/>

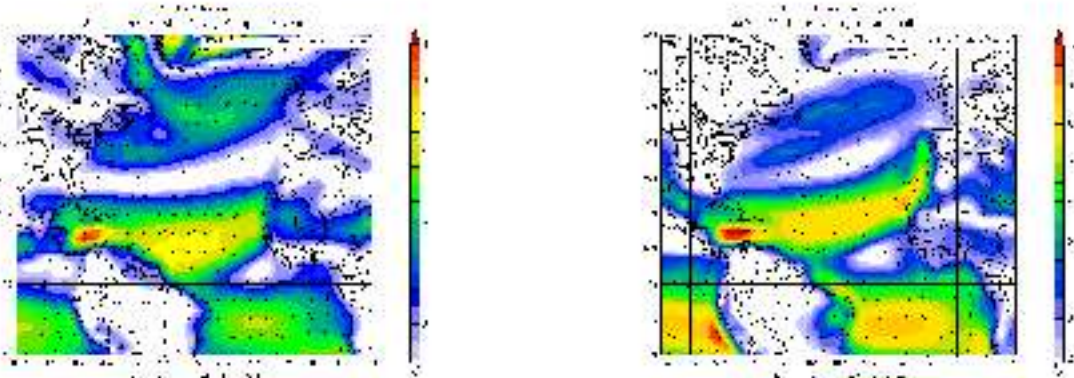


FIG. 1.3 – Vents saisonniers moyennés en hiver (gauche) et en été (droite) pour la période 1949-2004. Carte distribuée par la NOAA-CIRES Climate Diagnostics Centre, Boulder, Colorado, extraite du site web : <http://www.edc.noaa.gov/>

Les flux de chaleur à l'interface océan-atmosphère sont déterminés par quatre composantes : le flux solaire, le flux net infra-rouge, les flux de chaleur latent et sensible. Ainsi, la somme des flux infra-rouge, latent et sensible définit le flux non solaire. Le flux net

1.2 Caractéristiques Physiques

de chaleur correspond à la somme des quatre flux de chaleur. Il détermine donc le bilan de chaleur à l'interface océan-atmosphère. La ligne de valeur du flux net égal à zéro se situe au Sud du gyre subtropical et est influencée par l'upwelling de Mauritanie (remontées d'eaux froides) (fig. 1.4). Le flux net de chaleur est négatif sur la plupart du bassin Atlantique Nord (de 10°N à 90°N) et s'intensifie vers le Nord, l'océan restituant de la chaleur sous forme de flux non solaire; en effet son inertie thermique est plus importante que l'atmosphère et le flux solaire diminue en allant vers les hautes latitudes. Les maxima de flux négatifs entre 0° et 60°N sont situés au niveau du Gulf Stream en raison du flux non solaire important lié aux eaux chaudes de ce courant advectées vers le Nord-Nord-Est.

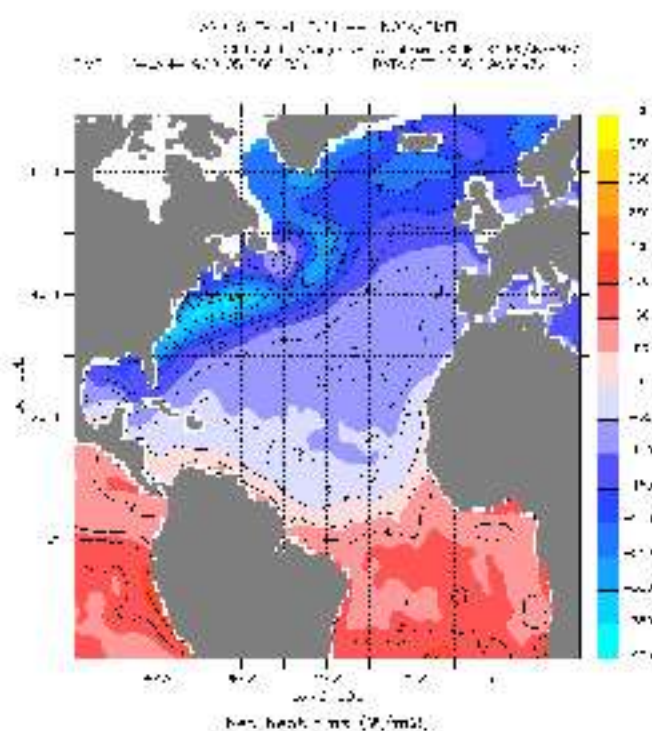


FIG. 1.4 – Flux de chaleur net annuel moyen sur les années 1980-1993 dans l'océan Atlantique Nord (en $W.m^{-2}$) calculé à l'aide d'observations *in situ* - d'après Josey et al. (1998).

1.2.3 Le gyre subtropical

Dans cette section, les principaux courants constituant le gyre subtropical ainsi que leurs caractéristiques vont être brièvement présentés. L'autre gyre de l'océan Atlantique Nord est présenté de manière succincte dans la section suivante. En effet, lors de cette étude, nous nous sommes particulièrement intéressés aux latitudes comprises entre $10^{\circ}N$ et $40^{\circ}N$, principalement en raison de la couverture et de la qualité des données satellites à ces latitudes. Par conséquent, le gyre subpolaire ne sera abordé que brièvement au cours de cette étude lors de la validation des simulations numériques (voir Annexe B).

Le gyre subtropical entre $10^{\circ}N$ et $40^{\circ}N$ est constitué du courant Nord Equatorial au Sud (centré sur $15^{\circ}N$), du courant des Antilles à l'Ouest et du courant des Caraïbes. Plus au Nord, le courant de Floride puis le Gulf Stream constituent la deuxième partie de la branche Nord-Ouest du gyre. Le Gulf Stream se prolonge alors en partie au Nord du gyre puis se sépare pour donner naissance au courant des Açores. Finalement la branche Est du gyre est décrite par le courant du Portugal et le courant des Canaries.

Le Gulf Stream se détache au niveau du Cap Hatteras où le courant de Floride cesse de suivre la côte. La position où le courant se sépare de la côte varie tout au long de l'année. En Automne, son détachement à la côte se produit plus au Nord, alors qu'en hiver et au début du printemps il se situe plus au Sud (Auer, 1987; Kelly et Gille, 1990; Frankignoul et al., 2001). Les variations de la largeur du courant sont relativement faibles (30-40 km) en comparaison de sa largeur moyenne de l'ordre de 100-200 km (Hogg et Johns, 1995). Cependant une étude plus récente de Mariano et al. (2002) suggère que l'échelle de variation méridienne semble plus proche de 100 km. Le transport du Gulf Stream varie spatialement mais aussi temporellement avec des valeurs comprises entre 30 et 150 Sv et il présente des vitesses pouvant être supérieures à $1 m.s^{-1}$ (Reverdin et al., 2003). Comme le transport, les méandres du Gulf Stream s'intensifient vers le large avec un maximum vers $65^{\circ}W$. Ces méandres forment des tourbillons, appelés anneaux du Gulf Stream (fig. 1.6), se propageant et refusionnant avec le Gulf Stream vers l'Ouest. Ces anneaux sont soit anticycloniques avec un coeur constitué d'eaux plus chaudes, soit cycloniques avec un coeur constitué d'eaux plus froides. Ces tourbillons ont généralement des diamètres de l'ordre de 150 à 300 km avec des vitesses azimutales qui peuvent être supérieures à $1 m.s^{-1}$. Leur vitesse de propagation vers le Sud-Ouest est de l'ordre de $5 km.j^{-1}$. D'après une étude de Hogg et Johns (1995), le Gulf Stream produit 22 anneaux chauds et 35 anneaux froids par an. Ce nombre peut varier sensiblement suivant les années considérées. L'énergie cinétique des fluctuations (EKE : Eddy Kinetic Energy) liée à l'activité tourbillonnaire du Gulf Stream est élevée, de l'ordre de $3000 cm^2.s^{-2}$.

1.2 Caractéristiques Physiques

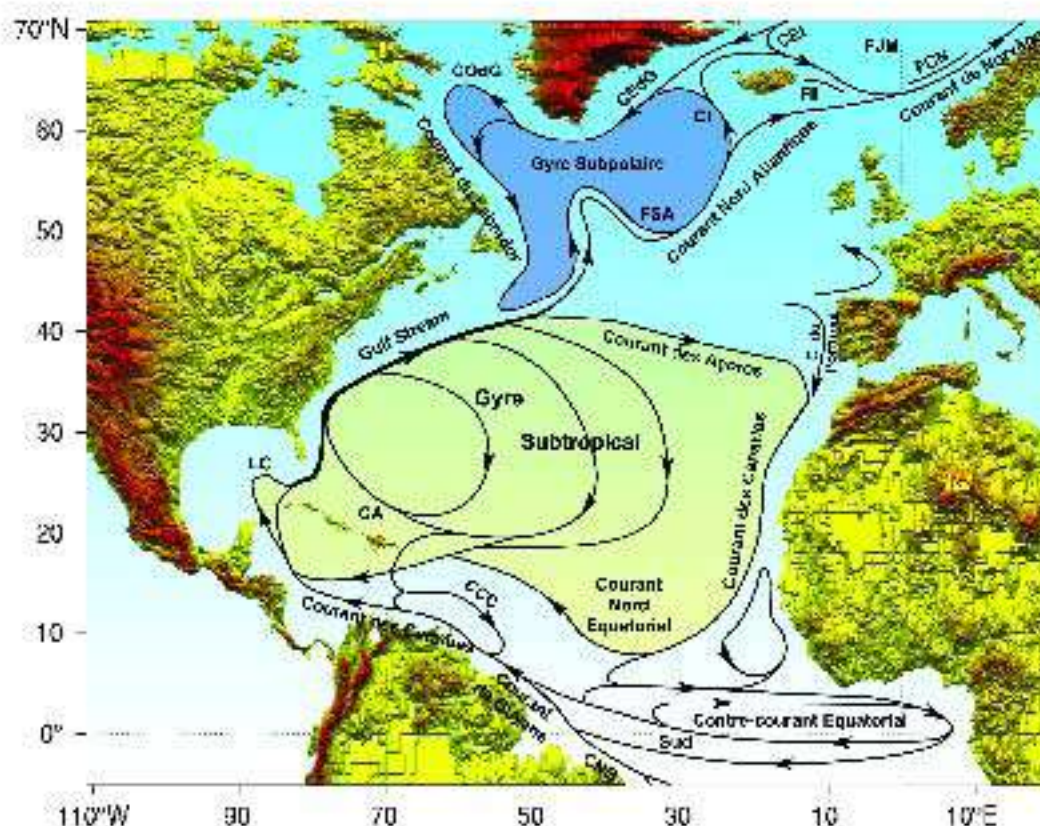


FIG. 1.5 – Circulation de surface dans l'océan Atlantique Nord (d'après Tomczak et Godfrey, 1994). Des abréviations sont utilisées pour les courants d'Est Islande (CEI), d'Irminger (CI), d'Ouest du Groënland (COdG), d'Est du Groënland (CEdG), le "Loop current" (LC), le courant des Antilles (CA), le contre-courant des Caraïbes (CCC) et le courant Nord Brésil (CNB). D'autres abréviations font référence à des fronts : le front Jan Mayen (FJM), le front du courant de Norvège (FCN), le front Islande-Faroe (FII), le front Subarctique (FSA) et le front des Açores (FA).

L'extension Est du Gulf Stream se divise en plusieurs branches vers $40^{\circ}N$ et $45^{\circ}W$. Des articles relativement anciens sur l'Atlantique Nord (Iselin, 1936; Sverdrup et al., 1942; Fuglister, 1951a,b) mentionnèrent l'existence de ces branches du courant, mais, compte tenu du peu de données disponibles dans cette région, cette hypothèse fut considérée comme purement théorique jusqu'à sa confirmation par Mann (1967). Ce dernier montra l'existence de deux branches à partir de $38.5^{\circ}N$ et $44^{\circ}W$. Une branche est orientée vers le nord le long du talus continental, s'orientant finalement vers l'Est entre 50° et $52^{\circ}N$. Cette branche a été nommée courant Nord Atlantique puis dérive Nord Atlantique après la dorsale. L'autre branche s'écoule vers le Sud-Est à travers la dorsale médio-Atlantique et est appelée courant des Açores. Cette branche Sud correspond très probablement au

1.2 Caractéristiques Physiques

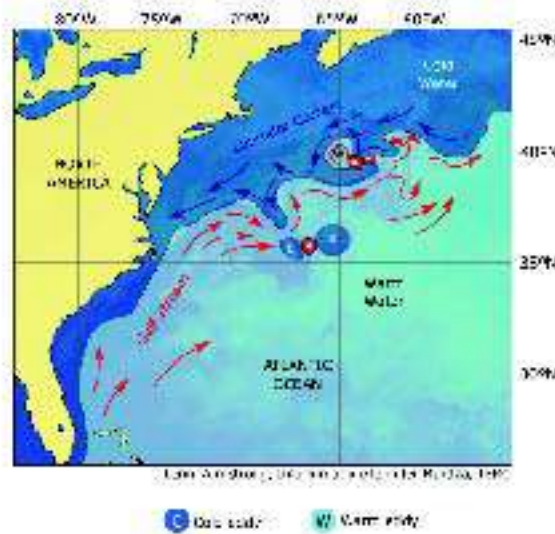


FIG. 1.6 – Illustration des anneaux du Gulf Stream.

"Courant Atlantique" d'*Iselin* (1936) et fut nommée courant des Açores dans un article de *Gould* (1985).

Le courant des Açores s'écoule vers le Sud-Est jusqu'à la dorsale médio-Atlantique vers $35^{\circ}N$, $45^{\circ}W$. Puis il s'étend vers l'Est entre $32^{\circ}N$ et $35^{\circ}N$ jusqu'aux environs de la côte Africaine. Tout au long de son parcours, le courant des Açores génère trois branches de recirculation vers le Sud (*Klein et Siedler*, 1989). La branche la plus à l'Est bifurque vers le Sud pour rejoindre le courant des Canaries (*New et al.*, 2001; *Stramma*, 1984). Les deux autres branches, l'une entre $23^{\circ}W$ et $27^{\circ}W$, l'autre entre $32^{\circ}W$ et $36^{\circ}W$, rejoignent le courant Nord Equatorial s'écoulant vers l'Ouest (*Maillard et Käse*, 1989). Leurs positions exactes varient saisonnièrement et interannuellement (*Klein et Siedler*, 1989).

La principale composante du courant des Açores est large de 150 km et profonde de 1000 m pour une vitesse moyenne de 10 cm.s^{-1} ou moins (c'est un courant "statistique"). Néanmoins les vitesses du champ mésoéchelle associé à ce courant sont très variables pouvant atteindre 50 cm.s^{-1} (*Pingree*, 1997). Le courant des Açores se distingue par une EKE liée à la mésoéchelle de l'ordre de $200 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$.

La plupart des études sur le courant des Açores ont montré un transport de 10-12 Sv (*Gould*, 1985; *Käse et al.*, 1986; *Sy*, 1988; *Stramma et Muller*, 1989), à l'exception de *Pingree* (1997) qui observa un transport géostrophique local de 26 Sv vers $27^{\circ}W$.

La branche Est du gyre subtropical est constituée du courant du Portugal et du courant des Açores. Cependant, d'après *Zhou et al.* (2000), une branche du courant des Açores rejoint le courant des Canaries le long du talus continental entre le plateau de Madère et

1.2 Caractéristiques Physiques

les îles Canaries. D'après *Tomczak et Godfrey* (1994), le courant du Portugal, situé le long de la côte Ouest Ibérique, est une partie du courant des Canaries. Néanmoins, *Stramma* (1984) considère le courant du Portugal comme un courant séparé transportant environ 3 Sv vers le Sud dans une couche de surface de 800 m.

Dans le cadre de l'hypothèse d'un courant distinct, le courant du Portugal représente l'extension nord du courant des Canaries. Il s'étend jusqu'à 300 km au large de la côte transportant environ $2.0 \text{ Sv} \pm 1.2 \text{ Sv}$ (*Mazé et al.*, 1997) avec une vitesse moyenne de 1.6 cm.s^{-1} et des vitesses maximales pouvant atteindre 5.7 cm.s^{-1} (*Martins et al.*, 2002). Le courant de surface peut présenter des transports compris entre 0.3 et 12 Sv (10 Sv à 37.2°N , 12 Sv à 43°N et dans la bande étroite entre 10.5°W et les eaux à 1000 m de profondeur, 9 Sv à 37.2°N et 4 Sv à 43°N) (*Huthnance et al.*, 2002; *Martins et al.*, 2002).

Le courant des Canaries s'écoule le long de la côte Nord africaine vers le Sud, entre 30°N et 10°N , et entre la côte et 20°W (*Fedoseev*, 1970). Comme les autres courants de bord Est, il est large (1000 km). En moyenne, il possède une profondeur de 500 m (*Wooster et al.*, 1976) et une vitesse de $10\text{-}15 \text{ cm.s}^{-1}$ (*Zhou et al.*, 2000). Le système du courant des Canaries contient des upwelling côtiers (très importants pour la pêche), des filaments et des tourbillons (*Johnson et Stevens*, 2000). Ces derniers sont concentrés dans la partie côtière du courant avec des diamètres de 100 à 300 km (*Mittelstaedt*, 1991).

Le courant Nord Equatorial est situé entre 7°N et 20°N (*Schott et al.*, 2002). Renforcé par la ceinture des alizés Atlantiques, le courant Nord Equatorial est un courant large s'écoulant vers l'Ouest et formant ainsi la partie Sud du gyre subtropical (*Bourlès et al.*, 1999b) présentant une activité mésoéchelle modérée ($< 300 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$, d'après *Ducet et al.*, 2000). Lors de sa traversée de l'Atlantique, ce courant est rejoint par des eaux venant du Sud de l'Équateur permettant ainsi le passage de masses d'eau de l'Atlantique Sud à l'Atlantique Nord, même si la façon dont ce passage s'effectue reste mal comprise. La vitesse de ce courant dans l'océan ouvert est de $10\text{-}15 \text{ cm.s}^{-1}$ au Nord de 10°N (*Richardson et Walsh*, 1986). Ces vitesses importantes de 15 cm.s^{-1} sont souvent atteintes en été (Juillet/Août) avec un affaiblissement au printemps et à l'automne (*Arnault*, 1987). À l'Ouest du bassin, il est admis par la plupart des auteurs que le courant Nord Equatorial est orienté vers le Nord-Ouest et alimente les courants de Guyane et des Caraïbes (*Arnault et al.*, 1999; *Bourlès et al.*, 1999a,b), une partie plus faible étant rétrofléchi dans le contre-courant Nord Equatorial plus au Sud. De plus, d'après *Wilson et al.* (1994), il existe une partie du courant Nord Equatorial qui plonge, alimentant avec un transport de 12 Sv, le sous-courant Nord Equatorial situé à des profondeurs intermédiaires entre 100 et 300 m.

1.2 Caractéristiques Physiques

En allant vers le Nord-Ouest, le courant des Antilles alimente le courant de Floride plus au Nord-Est en passant à l'Est des Bahamas. Ses eaux sont concentrées en un fort jet, large de 80-100 km, centré à 400 m de profondeur avec un transport estimé à 5 ± 2 Sv à $27^\circ N$ (Lee et al., 1996). Olson et al. (1984) observent des valeurs similaires de 4 Sv à $23^\circ N$. Néanmoins, le courant des Antilles semble variable car des valeurs plus élevées ont été observées par Schmitz et McCartney (1993) avec 12 Sv et Schmitz et al. (1992) avec 10 Sv.

Une autre branche de la circulation alimentant le courant de Floride est le courant des Caraïbes qui rejoint le "Loop current" (LC) dans le golfe du Mexique.

Finalement, le courant de Floride s'étend du détroit de Floride au Cap Hatteras. Ce courant, alimentant le Gulf Stream et sujet à des variations saisonnières, présente un transport moyen de 30 Sv (Schmitz et Richardson, 1968; Niiler et Richardson, 1973) confirmé par des mesures plus récentes de 31.5 Sv à $27^\circ N$ dans le détroit de Floride (Molinari et al., 1985; Leaman et al., 1987; Schott et al., 1988; Lee et al., 1985; Larsen et Sanford, 1985).

1.2.4 Le gyre subpolaire

Le gyre subpolaire, situé entre $40^\circ N$ et $50^\circ N$, présente une forme irrégulière due à des interactions avec la circulation de l'océan Arctique. Ce gyre inclut le courant Nord Atlantique, le courant d'Irminger, les courants Est et Ouest du Groënland et le courant du Labrador.

Le courant Nord Atlantique, d'après Krauss et al. (1987), présente des vitesses maximales de 100 cm.s^{-1} . Il représente la branche Sud-Est du gyre subpolaire. Le courant Nord Atlantique a pour origine le Gulf Stream et par conséquent, sa signature en EKE reste importante, de l'ordre de $1600 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$. A $26^\circ W$ entre $60^\circ N$ et $62^\circ N$, au niveau de la dorsale de Reykjanes, le courant bifurque vers le Nord-Ouest pour rejoindre le courant d'Irminger (Bersch et al., 1999). Aux abords de la côte du Groënland, le gyre est constitué par le courant Est du Groënland qui s'étend du détroit de Fram ($79^\circ N$) au cap Farewell ($60^\circ N$) à travers la mer du Groënland, la Mer de Norvège et le Déroit du Danemark (Woodgate et al., 1999). Enfin, le courant froid du Labrador s'écoule vers le Sud-Est à partir du détroit d'Hudson ($60^\circ N$).

Cette description de la circulation de surface du gyre subpolaire ne présente pas une liste exhaustive des courants présents dans ces régions de hautes latitudes mais donne simplement un aperçu des principaux courants de surface.

1.2.5 Hydrologie de l'océan Atlantique Nord

Une première analyse complète des masses d'eaux de l'océan Atlantique a été réalisée par *Wüst* (1935) sur la base d'un ensemble de données mesurées par l'expédition du METEOR dans les années 1920. A l'aide de l'étude de la variation verticale de la température, il introduit la notion de "sphère d'eau chaude" (*Warmwassersphere*) et de "sphère d'eau froide" séparées verticalement par la thermocline qui réduit considérablement les échanges turbulents entre ces deux masses d'eau par effet de la stratification. En première approximation, les circulations de ces deux entités sont définies par deux mécanismes différents. En effet, la circulation thermohaline détermine le déplacement des eaux profondes alors que les eaux de surfaces répondent aux forçages atmosphériques par la dérive d'Ekman puis respectent l'équilibre géostrophique. Dans les eaux "chaudes" ($\geq 10^\circ\text{C}$ situées au-dessus de la thermocline) se trouvent les eaux centrales et les eaux intermédiaires tandis que les eaux "froides" (situées en dessous de la thermocline) sont composées des eaux profondes et des eaux de fond. Le critère en température n'est cependant pas suffisant. La salinité, l'oxygène dissous, ... doivent être pris en compte comme le montre la discussion qui suit.

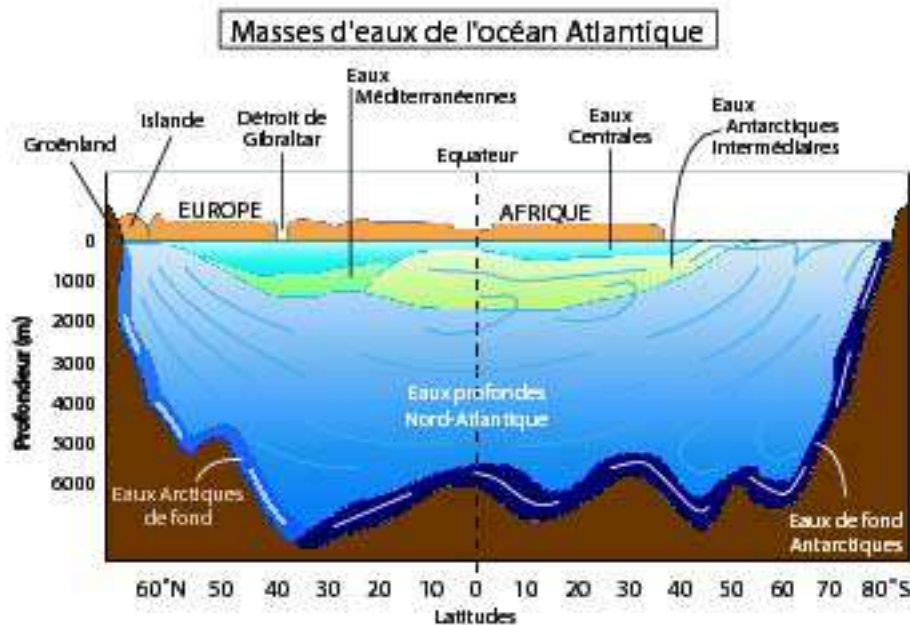


FIG. 1.7 – Principales masses d'eaux de l'Océan Atlantique.

1.2 Caractéristiques Physiques

Parmi les eaux de fonds, les **Eaux Antarctiques de Fond (AABW)** sont constituées d'Eau Profonde de la Mer de Weddell (WSDW) et d'Eau Circumpolaire Profonde (CDW). Cette masse d'eau s'écoule à travers l'Atlantique Nord, principalement par les courants de fond de bord Ouest. Au passage de l'Equateur, une partie de ces eaux de fond se propage vers l'Est par les fractures de Romanche et de Chain pour ensuite s'écouler vers le Nord en deux branches Est et Ouest. Dans la partie Ouest, l'AABW est observée jusqu'à environ $40^{\circ}N$ où elle est bloquée par les Eaux Profondes Nord-Atlantiques (fig. 1.7). Dans l'Atlantique Nord-Est, l'AABW se propage jusqu'à des latitudes $> 50^{\circ}N$, au pied du seuil Islande-Ecosse. Au cours de sa propagation du Sud vers le Nord, les caractéristiques de l'AABW évoluent par mélange depuis sa sortie de la Mer de Weddell. Ainsi, à $40^{\circ}N$, vers 5000 mètres de profondeur ses caractéristiques sont voisines de $T = 2.5^{\circ}C$ et $S = 34.9$ (soit 5 à 10% d'AABW "type") (Tchernia, 1978).

Provenant du Sud de l'océan Atlantique, l'AABW est limitée dans son extension vers le Nord par la présence des **Eaux Arctiques de Fond (ABW)** provenant des déversements qui se déroulent entre le Groënland et l'Islande (615 m) et entre le socle des îles Féroé et le banc des Féroé (830-840 m). Par la première échancrure s'écoule, de manière intermittente, de l'eau profonde de la partie Ouest de la Mer de Norvège. Les ABW sortant à l'Est de la dorsale par le chenal des Féroé se mélangent avec les eaux Atlantique et entraînent la formation d'une eau profonde et de fond de l'Atlantique du Nord-Est ($T = 2.5^{\circ}C$ - $S = 35.02$ - $\sigma_t = 27.98 \text{ kg.m}^{-3}$ avec $\sigma_t = \rho - 1000$ où ρ représente la densité en kg.m^{-3}). A l'opposé, les eaux circulant par le seuil du détroit du Danemark s'enfoncent dans les eaux profondes de la Mer d'Irmingier et de la Mer du Labrador. Cette plongée a pour résultat la formation d'une eau de fond Atlantique du Nord-Ouest ($T = 0.9^{\circ}C$ - $S = 34.905$ - $\sigma_t = 28 \text{ kg.m}^{-3}$). L'eau de fond la plus dense, celle du Nord-Ouest, est le principal élément de l'eau Arctique de fond de l'océan Atlantique, elle s'écoule vers le Sud à la rencontre de l'AABW dans laquelle elle se perd par mélange (fig. 1.7). Les eaux d'origine arctique ne recouvrent qu'une faible partie des fonds de l'Atlantique Nord. Leur rôle, comparé à l'AABW, est très réduit mais elles influencent les Eaux Profondes Nord-Atlantique sous lesquelles elles s'écoulent et contribuent à l'évolution de leurs caractéristiques (Tchernia, 1978).

Au-dessus de l'AABW et de l'ABW se trouve une des principales masses d'eau de l'Atlantique Nord : les **Eaux Profondes Nord-Atlantique (NADW)**. Ces dernières sont formées par un mélange avec l'ABW dans la Mer du Labrador mais aussi au niveau des trois seuils (le détroit du Danemark et deux seuils situés entre l'Islande et l'Ecosse) puis s'écoulent vers le Sud. Cette masse d'eau ne correspond pas à une eau "type". En effet, elle est représentée sur un diagramme T-S par un segment étendu illustrant l'influence

1.2 Caractéristiques Physiques

des fortes salinités de l'eau centrale, des Eaux Méditerranéennes et de la Mer de Norvège sur ses propriétés (Tchernia, 1978). Cette masse d'eau s'étend de 1000 à 4000 m (fig. 1.7) et présente des salinités élevées (> 34.9).

Dans la partie inférieure des eaux de la sphère dite "chaude" de l'océan Atlantique Nord se trouvent les **Eaux Antarctiques Intermédiaires (AAIW)**. Ce sont des eaux formées au niveau du front polaire Antarctique qui circulent vers le Nord dans un courant de bord Ouest. Elles sont caractérisées par un minimum de salinité et un maximum d'oxygène de subsurface au Nord de 50° S ($S < 34.4$ et $O_2 > 195 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ - Oudot et al. (1999)). Au niveau de la convergence subtropicale (située entre $\sim 30^\circ\text{N}$ et $\sim 40^\circ\text{N}$), les propriétés de l'AAIW sont proches de 3°C en température et 34.3 en salinité (Tomczak et Godfrey, 1994). L'AAIW présente aussi des caractéristiques particulières en CFCs¹, phosphates et nitrates. Elle est en effet enrichie en CFCs ($\text{CFC} - 11 > 0.3 \text{ pmol.kg}^{-1}$) et possède un minimum de nutriments ($\text{phosphate} < 2.1 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ et $\text{nitrates} < 30 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ - Oudot et al. (1999)). Au Nord de l'Équateur, l'AAIW, toujours soumise à un courant de bord Ouest, s'écoule vers le Nord-Ouest. Plus au Nord, le minimum de salinité est présent jusqu'à 24° N et des traces sont observées jusqu'à 60° N (Stramma et Schott, 1999) (fig. 1.7). En effet, d'après Tsuchiya (1989) et sur la base de précédentes études sur la distribution de salinité, l'AAIW peut être détectée jusqu'au Cap Hatteras le long du bord Ouest et seulement au Sud d'environ 20° N à l'intérieur de l'océan. Sur la base du maximum associé aux concentrations en silice, Tsuchiya (1989) a montré que l'AAIW est transportée par le Gulf Stream et le courant Nord Atlantique jusqu'au Sud de l'Islande vers 60° N.

De même que pour les eaux de fond, il existe une composante arctique des eaux intermédiaires, les **Eaux Arctiques Intermédiaires (AIW)**. La formation de l'AIW est limitée à deux petites régions du Nord, une variété formée à l'Ouest dans le Sud de la Mer du Labrador à des températures proches de 3°C et des salinités de 34.5 et une variété formée à l'Est dans la Mer d'Islande à des températures en dessous de 2°C et des salinités de l'ordre de 34.6 (Tomczak et Godfrey, 1994). L'AIW s'écoule vers des profondeurs de l'ordre de 800 mètres, puis se mélange aux eaux centrales.

Au sein des eaux intermédiaires, il est important de signaler une masse d'eau particulière présentant une importante anomalie de salinité et s'écoulant à des profondeurs autour de 1000 m. Ce sont les **Eaux Méditerranéennes (MW)** qui sont observées d'environ 25° N jusqu'à l'entrée de la Mer de Norvège. Ces eaux quittent le détroit de Gibraltar avec une température d'environ 13.5°C et une salinité d'environ 37.8 mais en moins de 250 km, cette température et cette salinité sont réduites à 11-12°C et 36.0-36.2. A partir de ces caractéristiques, la MW présente deux directions d'écoulement privilégiées : vers l'Ouest,

¹ChloroFluoroCarbones, également connus sous le nom de fréons

1.2 Caractéristiques Physiques

l'eau se répand au sud des Açores jusqu'à l'extrémité Ouest de l'océan - vers le Nord sous forme d'une veine s'écoulant le long du talus continental portugais, dans le Golfe de Gascogne puis le long du talus continental de la Mer Celtique. Les MW sont injectées sous forme de tourbillons de subsurface appelés "meddies" et se propagent vers 1000 mètres de profondeur de manière isopycnale en se mélangeant avec les Eaux Profondes sus- et sous-jacentes (*Tomczak et Godfrey, 1994*).

Finalement dans les couches supérieures de l'océan Atlantique Nord (au-dessus de la pycnocline principale), nous pouvons distinguer les **Eaux Centrales Nord Atlantique (NACW)** et les **Eaux Centrales Sud Atlantique (SACW)** (fig. 1.7). Les eaux centrales provenant de l'Atlantique Sud franchissent l'équateur principalement le long de la frontière Ouest puis interagissent fortement avec le système des courants équatoriaux zonaux. La circulation anticyclonique de l'Atlantique Nord délimite alors une vaste zone centrale dans laquelle, pour des causes liées à la circulation générale, au climat et aux formes du bassin, s'accumulent des eaux qui sont soumises à des processus superficiels de réchauffement et d'évaporation particulièrement actifs. Les caractéristiques de ces masses d'eau s'expriment sur un diagramme T-S par des segments de droite définis par les points $T = 7^{\circ}\text{C} - S = 35$ et $T = 18-20^{\circ}\text{C} - S = 36.7$ pour la NACW et par les points $T = 5^{\circ}\text{C} - S = 34.3$ et $T = 20^{\circ}\text{C} - S = 36$ pour la SACW (*Tomczak et Godfrey, 1994*). La NACW se forme sous l'effet des mélanges verticaux. Ces processus déclenchés par des augmentations de la densité de surface se produisent en hiver dans la région Nord-Ouest du circuit, présentant des différences de température de l'eau de surface entre l'été et l'hiver pouvant atteindre 10 à 15°C. La NACW avec ses caractéristiques les plus marquées se trouve en surface dans la région située vers 35°N-40°N mais on la trouve en profondeur entre 10°N et 50°N et elle atteint 900 m d'épaisseur vers 30-40°N (*Tchernia, 1978*). La SACW est formée plus au Sud dans la convergence subtropicale de l'océan Atlantique Sud et se propage vers le Nord jusqu'à environ 15°N au niveau de la zone frontale entre le courant Nord équatorial et le contre-courant équatorial.

Après avoir décrit les principales masses d'eau de l'Atlantique Nord, il est important de souligner l'existence d'eaux appelées eaux modales qui représentent des couches d'eau homogènes formées par convection hivernale. Il existe plusieurs types d'eaux modales parmi lesquelles l'eau "à 18°C", située dans le bassin Ouest de l'Atlantique Nord, dans la Mer des Sargasses. Cette dernière se forme dans la région au Nord de 34°N et à l'Ouest de 45°W où la température de surface en fin d'hiver est d'environ 18°C. La température de cette eau est quasi-homogène, ainsi que sa salinité. Nous pouvons également citer les eaux modales de l'Atlantique Nord-Est formées par subduction au Printemps. Ces eaux modales ont été l'objet de campagnes d'observations et de mesures lors du programme

national POMME² en 2000-2001.

1.3 Caractéristiques Biogéochimiques

L'océan Atlantique Nord présente le bloom³ printanier le plus important observé dans l'océan global. Le mélange profond en hiver par les vents d'Ouest et par la convection thermique, renforcé par des eaux plus salées dans les couches supérieures de cet océan, est à l'origine des conditions particulières nécessaires au développement d'un bloom printanier.

Les premières images mensuelles des champs de chlorophylle provenant du capteur couleur de l'eau CZCS (Coastal Zone Colour Scanner) ont montré le résultat de l'augmentation du flux solaire, de la diminution de l'intensité du vent et de la stratification au printemps. Ces images ont apporté la confirmation que l'Atlantique Nord présente le plus étendu et le plus fort bloom printanier de l'océan global sur la base de l'accumulation de chlorophylle. Ce bloom entraîne un appauvrissement en nitrates des eaux de surface. Ce dernier, associé au mélange profond existant dans l'océan Atlantique Nord, est à l'origine de zones appauvries en nitrates.

Après avoir décrit les propriétés physique et dynamique de l'Atlantique Nord, il apparaît que cet océan, de par sa forme, sa bathymétrie, les forçages atmosphériques qu'il subit et ses interactions aux détroits et dans la zone intertropicale avec les bassins voisins, se divise en différentes régions dynamiquement contrastées. Mais qu'en est-il de la biogéochimie ? Existe-t-il des provinces ou des écosystèmes marins analogues aux biomes terrestres que nous connaissons (savanes, déserts, forêts tropicales, ...) ? De nombreux océanographes s'accordent sur l'existence de ces différentes provinces. Il existe de nombreuses propriétés pour les distinguer et les classer mais leur nombre et leurs échelles spatiales restent discutés (Ducklow, 2003). Dans son ouvrage intitulé 'Ecological Geography of the Sea', Longhurst (1998) décrit en détails sa classification de l'océan en différentes provinces biogéochimiques. Dans la section suivante, les principales provinces de l'océan Atlantique Nord selon Longhurst (1998) sont présentées (fig. 1.8).

²POMME : Programme Océan Multidisciplinaire Mésos Echelle

³bloom = floraison (de plancton). Nous conservons le terme anglais dans le texte car il est très largement utilisé.

1.3 Caractéristiques Biogéochimiques

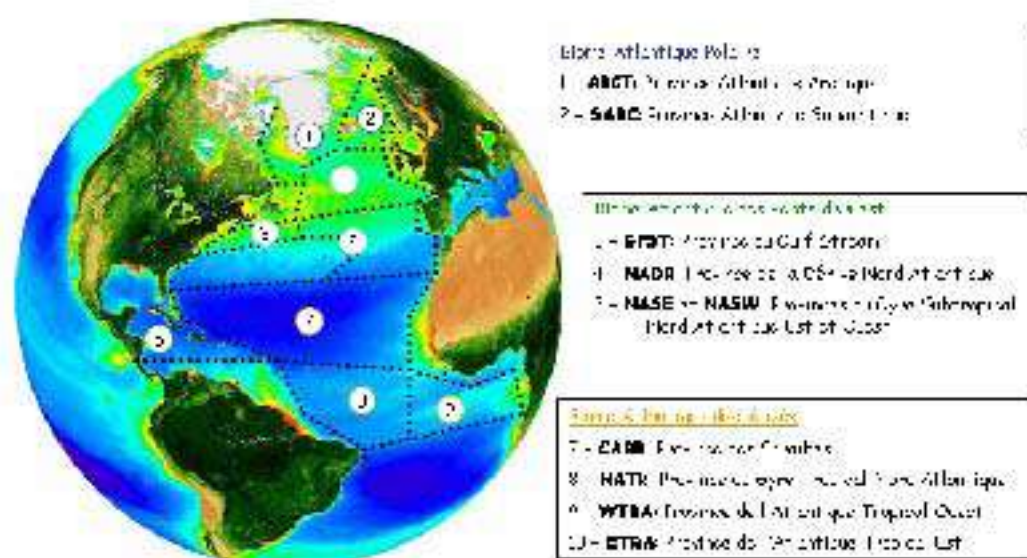


FIG. 1.8 – Carte des provinces biogéochimiques d'après *Longhurst* (1998) - Image de fond représentant les concentrations en chlorophylle-*a* (SeaWiFS) au printemps (carte moyenne).

1.3 Caractéristiques Biogéochimiques

1.3.1 Les principales provinces biogéochimiques

Les forçages atmosphériques et la dynamique océanique permettent de déterminer trois biomes principaux dans l'océan ouvert (tableau 1.1). Chacun de ces domaines se distingue par l'origine de la formation et de l'approfondissement de la couche de mélange indispensable à la production planctonique (remontée de nutriments, advection verticale du plancton dans la couche euphotique). Le biome polaire, caractéristique des hautes latitudes, présente une couche de mélange contrainte par la couverture de glace. Le biome des vents d'Ouest, comme son nom l'indique correspond aux latitudes comprises entre 30° et 60° balayées par des vents soufflant vers l'Est. A ces latitudes, la profondeur de la couche de mélange est ainsi contrainte par les vents locaux et les flux de chaleur à la surface de l'océan. Le biome des alizés, plus proche de l'équateur avec des latitudes comprises entre 30° S et 30° N, présente une couche de mélange pilotée par des vents à l'échelle du bassin. Finalement, un dernier biome peut être évoqué, le biome côtier. Ce dernier, soumis aux processus côtiers, ne sera pas traité dans cette étude.

Domaine	Définition
Polaire	Où la couche de mélange est contrainte par une couche de surface saumâtre formée chaque printemps dans la zone de limite des glaces (> 60° de latitude)
Vents d'Ouest	Où la profondeur de la couche de mélange est largement forcée par les vents locaux et les flux radiatifs (entre 30-60° de latitude)
Alizés	Où la profondeur de la couche de mélange est forcée par l'ajustement géostrophique à des forçages liés aux vents à l'échelle d'un bassin (30° N à 30° S de latitude)
Côtier	Où divers processus côtiers (par exemple les mélanges liés aux marées, les apports des rivières) forcent la profondeur de la couche de mélange (toutes latitudes)

TAB. 1.1 – Quatres principaux domaines ou biomes d'après *Longhurst* (1998) - Extrait de *Ducklow* (2003).

Ces quatre principaux biomes se subdivisent en sous domaines, appelées provinces qui présentent des propriétés biogéochimiques différentes (fig. 1.8). Comme explicité précédemment dans cette thèse, nous nous intéresserons principalement aux biomes Atlantique des vents d'Ouest et des Alizés couvrant la zone située entre 10° N et 40° N.

Biome Polaire Atlantique

Si nous explorons l'océan Atlantique en commençant par son extrémité Nord et donc par le biome polaire, nous rencontrons tout d'abord la **Province Arctique Atlantique (ARCT)**. Cette région couvre la moitié Est de la Mer du Labrador puis la partie comprise entre le Groënland et l'Islande jusqu'à l'océan Arctique. L'approfondissement de la couche de mélange en hiver est suivie d'une restratification rapide en Avril et Mai. Le bloom printanier commence ainsi à apparaître en Mars au Nord et à l'Est de l'Islande et se propage sur le reste de la province simultanément mais par floraisons locales (à l'opposé des régions plus au Sud où la propagation s'effectue vers le nord suivant l'approfondissement de la pycnocline). Le bloom à 60-65°N débute en même temps que le bloom à 35°N dans le gyre subtropical. Par contre, la profondeur de la couche euphotique reste faible et la pycnocline n'est éclairée que brièvement en été. D'après les études récentes effectuées durant le programme JGOFS⁴ (tableau 1.2), l'ARCT est une région de forte production avec de productions primaires annuelles de l'ordre de $1330 \text{ mgC.m}^{-2}.j^{-1}$ (Ducklow, 2003).

A l'Est de l'ARCT, se trouve la **Province Subarctique Atlantique (SARC)**. Dans ce domaine, présentant également une production primaire élevée ($830 \text{ mgC.m}^{-2}.j^{-1}$ d'après les dernières estimations *in situ* - Ducklow, 2003), il existe des blooms éphémères associés à une pycnocline proche de la surface suivant des périodes de temps calme à partir de la mi-Mars et qui se poursuivent en conditions de bloom printanier débutant aux alentours du 15 Avril avec une couche de chlorophylle mélangée atteignant 3 ou 4 mgChl.m^{-3} au 10 Mai. Durant le début du bloom en Avril et Mai, des concentrations en chlorophylle de 0.25 mgChl.m^{-3} s'étendent en dessous de la couche de mélange, jusqu'à 150-200 m suggérant que des cellules non broutées sédimentent au travers de la pycnocline. Dans cette région, les concentrations en chlorophylle restent relativement élevées au cours de l'été, $> 2.0 \text{ mgChl.m}^{-3}$ près de la surface. Des expériences réalisées par Martin *et al.* (1993) dans le cadre de JGOFS dans l'Atlantique Nord boréal montrent que le Fer n'est pas un élément limitant dans la région.

Biome Atlantique des vents d'Ouest

Plus au Sud, la **Province de la Dérive Nord Atlantique (NADR)** est limitée au Nord par l'ARCT et par le front subarctique au dessus de la dorsale Islande-Féroé (latitude moyenne du front $\sim 55-56^\circ\text{N}$). Au Sud, se trouve une séparation à environ 42°N entre le courant de Nord-Est du courant Nord Atlantique et le courant de Sud-Est des Açores dans la limite Nord du gyre subtropical anticyclonique (Krause, 1986).

⁴Joint Global Flux Study

1.3 Caractéristiques Biogéochimiques

Le régime biologique de cette région est dominé par la succession saisonnière d'un mélange hivernal profond suivi d'une restratification. Ce cycle saisonnier est entièrement forcé par les fluctuations locales de la tension du vent et des flux solaires, comme dans toutes les provinces où la tension du vent et le refroidissement entraînent une augmentation de la profondeur de la couche de mélange. Il est généralement admis que le bloom printanier dans cette province se propage vers le Nord et que la stratification nécessaire à la croissance du plancton suit cette même propagation. A 47°N et 20°W, le site du North Atlantic Bloom Experiment (NABE), une étude dans le cadre de JGOFS (1989-1990), montre l'existence de trois phases de pré-bloom, de bloom printanier puis de post-bloom. L'effort important de mesure réalisé à NABE fait de ce site un lieu privilégié pour l'analyse des propriétés de la NADR. Les concentrations en chlorophylle commencent à augmenter à la fin du mois d'Avril pour atteindre un pic de concentrations durant les 10 premiers jours de Mai supérieures à 150 mgChl.m^{-2} (intégrées sur les 80 premiers mètres). Dans la seconde partie du mois de Mai, les concentrations décroissent indiquant le déclin du bloom printanier (Lochte et al., 1993).

Ensuite, les **Provinces Subtropicales Est et Ouest du Gyre Nord Atlantique (NASE et NASW)** sont limitées à l'Ouest et au Nord Ouest par le champ de tourbillons du Gulf Stream et au Nord-Est par la bifurcation entre le courant des Açores et la dérive Nord Atlantique ($\sim 40 - 42^\circ \text{N}$). Au Sud, la limite est la convergence subtropicale, faiblement marquée le long de $25-30^\circ \text{N}$ par une série de fronts thermiques de subsurface (atteignant $> 1^\circ \text{C}/10 \text{ km}$). Les deux parties Est et Ouest de la province sont délimitées par la limite Sud du courant des Açores et plus au Sud, la dorsale médio-Atlantique. Aucune zone côtière ne se trouve dans cette zone excepté autour des îles des Bermudes, Açores et Canaries.

D'un point de vue biogéochimique, la NASE et la NASW se caractérisent par différentes populations planctoniques soumises à une dynamique physique différente (tourbillons, fronts, ...).

Grâce en particulier à la longue série de mesures effectuées à BATS⁵ ainsi qu'à d'autres données *in situ* le cycle saisonnier dans cette province reste relativement simple tant qu'il n'est pas perturbé par des méandres et des tourbillons du Gulf Stream. Le mélange hivernal et les événements de convection profonde associés à la formation de l'eau modale à 18°C déplacent la pycnocline en dessous de 200-300 m. Cet approfondissement s'effectue progressivement de la fin de l'été au mois de Février et il est suivi d'une remontée rapide (jusqu'à 20-40 m) durant le mois de Mars. Les nitrates sont ainsi disponibles brièvement dans la couche de mélange (en général $0.5-1.0 \mu\text{M}$ pour une durée inférieure à 30 jours)

⁵Bermuda Atlantic Time Series

1.3 Caractéristiques Biogéochimiques

lorsque le mélange est le plus profond. Un bloom d'hiver de durée variable apparaît ainsi entre Février et Avril. La période pendant laquelle les concentrations en chlorophylle sont plus importantes est généralement plus courte que celle correspondant à un fort taux de production primaire. Ce bloom s'accompagne d'un maximum de chlorophylle de subsurface se développant sur toute la province à des profondeurs d'environ 70-80 m. Les productions primaires associées à ces deux provinces restent relativement faibles avec des productions estimées à $459 \text{ mgC.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ pour la NASW et à $330 \text{ mgC.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ pour la NASE (tableau 1.2). Cependant, cette région présente une forte variabilité saisonnière en grande partie liée à l'activité frontale associée à la limite Nord du gyre subtropical.

Concernant les couplages entre physique et biologie à la limite Nord de la Province au niveau du front subtropical, une étude détaillée a été effectuée par *Fernández et Pingree* (1996) sur la base d'une campagne effectuée en Mars 1992. La présence d'un front thermohalin (front subtropical, STF) situé entre 34°N - 35°N de 15°W à 28°W , qui sépare les eaux plus chaudes et plus salées de l'Eau Atlantique de l'Ouest des eaux plus froides et moins salées des Eaux Atlantique de l'Est, a été observée. Le long de ce front, un fort courant vers l'Est (courant des Açores, AC) avec une extension verticale de 250 m et des vitesses au coeur du courant de $50\text{-}70 \text{ cm.s}^{-1}$ s'écoule. Une forte relation a été observée entre le système STF-AC et les concentrations élevées en chlorophylle-*a*. En effet, les concentrations en chlorophylle sont généralement faibles ($< 0.15 \text{ mg.m}^{-3}$) excepté en bordure du front où elles sont 2 à 3 fois plus élevées. Une large proportion de chlorophylle-*a* (65-75%) est représentée par le plancton de taille inférieure à $2 \mu\text{m}$. La contribution du picoplancton dans la chlorophylle-*a* totale est encore plus élevée dans le courant des Açores où elle peut atteindre des valeurs supérieures à 90%. En général, la biomasse en carbone du phytoplancton constitue seulement une petite fraction (12-15%) du carbone organique particulaire. Les diatomées et les flagellaires sont représentatifs des maxima de chlorophylle à 33°N , alors que des petites cellules non identifiées ($< 2 \mu\text{m}$) sont dominantes pour le maximum de chlorophylle dans le courant des Açores.

Concernant les productions primaires observées associées à cette zone frontale, elles sont élevées ($800 - 900 \text{ mgC.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$), plus élevées que pour des mesures précédentes et deux fois supérieures à celles estimées par les modèles. La large extension de la signature biologique associée au système STF-AC suggère donc que la fixation du carbone dans cette zone frontale peut être significative pour les budgets de carbone régionaux de l'Atlantique Nord-Est subtropical.

Au Nord-Ouest de la NASW se trouve la **Province du Gulf Stream (GFST)** entre le Cap Hatteras et le bassin du Newfoundland. Cette province se caractérise par une forte activité mésoéchelle associée aux tourbillons. Les différences entre les propriétés bio-

1.3 Caractéristiques Biogéochimiques

géochimiques de cette province et de celle de la Mer des Sargasses dans la NASW sont principalement dues aux méandres de ce courant et aux tourbillons associés (présentant une production primaire 1.7 fois supérieure à l'océan environnant). La production primaire estimée ($490 \text{ mgC.m}^{-2}.j^{-1}$) pour cette province reste néanmoins plus faible que pour les régions plus productives au Nord mais est plus élevée que pour la NASE et la NASW.

Lorsque nous observons le cycle saisonnier sur cette province, il apparaît que la base de la couche de mélange se trouve dans la couche euphotique seulement de Mai à Octobre. La production primaire est minimale à la fin de l'été et augmente avec l'approfondissement de la couche de mélange en Automne pour atteindre un maximum au printemps (Avril-Mai) limitée par les nutriments. La production au niveau du pic de chlorophylle de subsurface est relativement élevée (20% de la totalité) dans les eaux claires de la fin de l'été.

Biome Atlantique des Alizés

Dans ce domaine forcé par les Alizés, se trouve la **Province Tropicale du Gyre Nord Atlantique (NATR)** comprenant le gyre subtropical au Sud du front subtropical situé à environ $\sim 30^\circ \text{N}$. La limite Sud est située vers $10-12^\circ \text{N}$ au niveau de la jonction du courant Nord Equatorial et du contre-courant Nord Equatorial. La limite Ouest de la province est identique à celle du gyre subtropical.

Cette province présente des concentrations en chlorophylle de surface faibles et uniformes avec un cycle saisonnier de faible amplitude malgré des flux radiatifs variables au cours de l'année. Seuls les effets d'îles associés aux Canaries ainsi que quelques tourbillons dans le courant des Canaries et le courant Nord Equatorial entraînent des concentrations localement plus élevées.

Une des composantes françaises du programme JGOFS s'est attachée à l'étude, entre autre, d'un site oligotrophe, au cours du programme EUMELI, situé dans la NATR à 21°N et 31°W . Un maximum de chlorophylle de subsurface est observé avec des concentrations de l'ordre de 0.5 mgChl.m^{-3} tout au long de l'année entre 95 m et 120 m de profondeur. Les concentrations en nitrates restent faibles avec des valeurs inférieures à 0.1 mmolN.m^{-3} dans les couches de surface au dessus de la nitracline située entre 95 et 120 mètres de profondeur. Par conséquent la production primaire reste très faible à EUMELI avec des valeurs comprises entre $0.004 \text{ gC.m}^{-3}.j^{-1}$ en surface et $0.001 \text{ gC.m}^{-3}.j^{-1}$ à 120 mètres de profondeur (Morel, 2000; Dadou et al., 2001). Par extension, la production primaire associée à la province est estimée à $290 \text{ mgC.m}^{-2}.j^{-1}$ (tableau 1.2).

1.3 Caractéristiques Biogéochimiques

Domaine	Province	JGOFS	ME	AM96	BF 97
		($mgC.m^{-2}.j^{-1}$)	($mgC.m^{-2}.j^{-1}$)	($mgC.m^{-2}.j^{-1}$)	($mgC.m^{-2}.j^{-1}$)
Polaire	ARCT	1330	507	430	687
Polaire	SARC	830	472	483	887
Vents d'Ouest	NADR	660	555	484	852
Vents d'Ouest	GFST	490	522	488	677
Vents d'Ouest	NASW	459	304	355	360
Vents d'Ouest	NASE	330	410	413	526
Alizés	NATR	290	313	513	363

TAB. 1.2 – Production Primaire océanique dans les provinces de l’océan Atlantique Nord d’après *Longhurst* (1995) corrigée grâce aux mesures *in situ* de JGOFS ainsi que d’autres études (colonne JGOFS, d’après *Ducklow*, 2003). ME représente les estimations d’un modèle de production primaire, utilisant les données couleur de l’eau, développé par *Mélin* (2003). Il explicite la propagation de la lumière le long de la colonne d’eau et décrit le processus photosynthétique à l’aide de courbes lumière-photosynthèse. AM96 et BF97 sont aussi des modèles de production primaire d’après les travaux de *Antoine et Morel* (1996) et *Behrenfeld et Falkowski* (1997).

Discussion

En résumé, la production primaire dans les différentes provinces de l’océan Atlantique Nord représentée dans le tableau 1.2 extrait de *Fasham* (2003) et modifiée suivant les résultats de *Mélin* (2003), montre l’importance des régions NASE et NASW, sièges du départ du bloom printanier, ainsi que des régions polaires. Par contre, le gyre oligotrophe de la NATR présente des productions plus faibles liées aux faibles concentrations en nitrates dans la couche euphotique.

La comparaison des estimations à partir de mesures *in situ* (d’après *Longhurst*, 1995, et les campagnes JGOFS) avec les estimations de la production primaire à l’aide de modèles basés sur les mesures satellites de couleur de l’eau montre une adéquation globale entre les tendances observées et modélisées. Cependant, une disparité est observée dans les flux suivant les modèles utilisés (*Mélin*, 2003).

1.3.2 Production biologique et processus physiques

Les distributions en nutriments ainsi que la production biologique sont contrôlées par l’interaction de processus physiques et biogéochimiques, ainsi que par des sources extérieures. D’une part, les processus biogéochimiques permettent la transformation des éléments chi-

1.3 Caractéristiques Biogéochimiques

miques de leur forme inorganique vers leur forme organique mais aussi du stade dissous à particulaire. D'autre part, les processus physiques contribuent à la redistribution de ces nutriments vers les couches de surface par advection et diffusion. Sur cette base, il est important d'étudier les influences des processus physiques sur la biogéochimie. Pour cela, de nombreux travaux ont permis d'identifier le rôle de différentes structures physiques sur la biogéochimie. Nous pouvons citer par exemple le rôle important des tourbillons (par exemple: *Dadou et al.*, 1996; *Oschlies et Garçon*, 1998; *Garçon et al.*, 2001; *Oschlies*, 2002a; *McGillicuddy et al.*, 2003; *Toner et al.*, 2003), des intrusions de nutriments dans les couches de surface (par exemple: *Williams et al.*, 2000; *Oschlies*, 2002b), des upwellings (par exemple: *Codispoti et Friederich*, 1978; *Giraud et al.*, 2003), de la circulation d'Ekman et du pompage associé dans les gyres (*Behrenfeld et Falkowski*, 1997; *Sathyendranath et al.*, 1995)(fig. 1.9) ... Parmi ces différents mécanismes physiques, les processus à mésoéchelle (tourbillons, méandres, fronts, ondes, ...) jouent un rôle essentiel. En effet, les couplages hautement non-linéaires entre la dynamique et l'activité biologique à mésoéchelle peuvent être responsables de grandes variations dans les distributions de traceurs biogéochimiques. Ces changements dans la production de plancton et dans la structure de la communauté dus aux processus de mésoéchelle peuvent modifier de façon significative l'estimation de la production biologique et de l'export de carbone vers l'océan profond (*Garçon et al.*, 2001). Avant de traiter les ondes de Rossby, sujet central de cette thèse, nous nous proposons de présenter brièvement le rôle déterminant d'un processus à mésoéchelle très présent dans l'océan Atlantique Nord : les tourbillons.

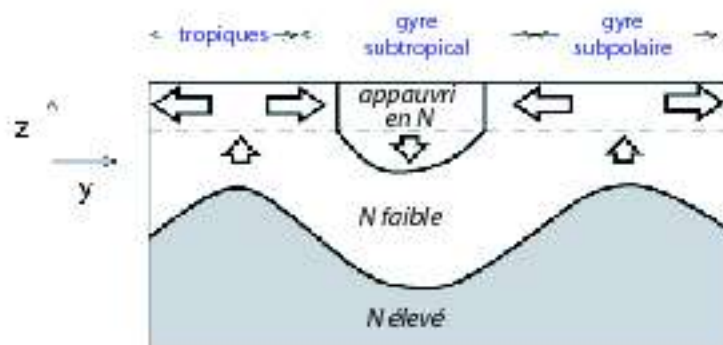


FIG. 1.9 – Influence des gyres subtropicaux et polaires sur les concentrations en nitrates dans l'hémisphère nord (gyre subtropical oligotrophe, gyre polaire riche en nitrates) liée à la circulation d'Ekman et aux pompages associés (d'après *Williams et Follows*, 2003).

Rôle des tourbillons

Les tourbillons (tourbillons, interactions tourbillons-tourbillons, méandres, ...) sont principalement formés par des instabilités baroclines dans des courants de bords ou des fronts de densité et présentent une extension spatiale de l'ordre de 100 à 200 km. D'après *Garçon et al.* (2001), ces derniers semblent avoir un fort impact sur la structure et le fonctionnement de l'écosystème mais les confirmations par les observations restent limitées.

Si nous supposons un état stationnaire, l'export de matière organique fixée par photosynthèse vers l'océan profond a besoin d'être balancé statistiquement par un flux vertical vers le haut de nutriments dans la couche euphotique (*Eppley et Peterson*, 1979). Cependant, dans le gyre subtropical oligotrophe, les estimations géochimiques indirectes (*Jenkins*, 1988) de l'apport de nutriments dans les eaux de surface sont considérablement plus importantes que les mesures physiques et biologiques (*Lewis et al.*, 1986), particulièrement dans les régions subtropicales. Une explication possible pour cette apparente différence est que la stratégie d'échantillonnage des mesures directes a sous-représenté les injections de nutriments épisodiques forcées par la dynamique mésoéchelle des tourbillons (*Oschlies et Garçon*, 1998).

Pour expliquer cette différence entre estimation et mesures, *Oschlies et Garçon* (1998) ont étudié l'apport de nutriments induit par les tourbillons (fig. 1.10) par l'utilisation d'un modèle couplé physique-biogéochimie capable de décrire de façon synoptique l'état de l'océan à l'échelle de bassins. Les résultats de cette étude indiquent que l'activité mésoéchelle des tourbillons contribue à hauteur de un tiers du flux total de nitrates dans la couche euphotique (pris pour représenter la production nouvelle) dans les subtropiques et aux latitudes moyennes. Cette contribution n'est pas suffisante pour maintenir la production primaire observée dans plusieurs parties du gyre subtropical. Une étude plus récente d'*Oschlies* (2002a) a montré que dans le gyre oligotrophe, les flux de nitrates dans la couche euphotique étaient plus importants sur les bordures du gyre oligotrophe mais restent insuffisants pour expliquer les différences entre estimations et observations. D'autres hypothèses ont été proposées comme des sources d'azote alternatives (par exemple, l'azote organique dissous - DON, *Rintoul et Wunsch*, 1991; *Lee et Williams*, 2000), la fixation d'azote par les algues diazotrophes (par exemple, *Michaels et al.*, 1996; *Capone et al.*, 1997) ou des effets possibles de la variabilité interannuelle. Dans les processus à mésoéchelle se situent les ondes de Rossby mais leur rôle comme source d'azote est peu connu.

1.4 Conclusion

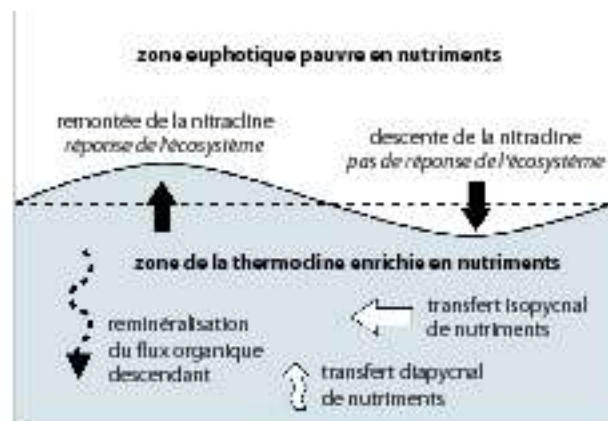


FIG. 1.10 – Influence des tourbillons sur les écosystèmes marins (d'après *Williams et Follows*, 2003).

1.4 Conclusion

Les principales propriétés physiques et biogéochimiques de l'océan Atlantique Nord ont été décrites dans ce chapitre. Les provinces décrites brièvement ci-dessus ne constituent pas une liste exhaustive des propriétés biogéochimiques de l'océan Atlantique Nord. Dans cette étude, nous nous sommes intéressés principalement aux latitudes moyennes comprises entre 10 et 40°N. Ce choix se justifie tout d'abord par le fait qu'il existe une latitude critique au Nord de laquelle les différents modes des ondes de Rossby ne peuvent théoriquement plus se propager. Concernant le premier mode barocline auquel nous nous intéressons dans cette étude, sa latitude critique est proche de 40°N (*Polito et Liu*, 2003). De plus, les données satellites utilisées pour les concentrations en chlorophylle de surface (SeaWiFS) présentent de nombreuses données manquantes au Nord de 40°N principalement à cause d'une couverture nuageuse trop importante. Néanmoins, le modèle couplé physique/biogéochimie utilisé permet d'avoir une représentation correcte des processus jusqu'à 65°N. De plus, nous excluons la zone tropicale car les ondes de Rossby présentent des propriétés différentes au voisinage de l'équateur liées à l'annulation du paramètre de Coriolis à l'Equateur.

Chapitre 2

Ondes de Rossby : Théories/Observations

2.1 Introduction

Les forçages du vent, les fluctuations de la pycnocline ou de la bathymétrie, les instabilités peuvent générer des ondes dans l'océan. Parmi ces dernières, certaines sont entretenues par le différentiel de vorticité ambiante (effet β), dans le cadre de la conservation de la vorticité potentielle (par opposition aux ondes de gravité pour lesquelles la gravité constitue la force de rappel). Ces ondes de vorticité sont essentiellement des ondes de Rossby (aussi appelées ondes planétaires). Elles ont pour particularité de se propager principalement vers l'Ouest. Ces ondes jouent de nombreux rôles majeurs dans la dynamique des océans (fig. 2.1). Avant d'étudier l'influence des ondes de Rossby sur la biogéochimie, les principales propriétés physiques sont rappelées dans ce chapitre.



FIG. 2.1 – Effets des ondes de Rossby sur l’environnement (d’après *Cipollini et al.*, 2000, - <http://www.noc.soton.ac.uk/JRD/SAT/Rosby/>).

2.2 Théorie linéaire et caractéristiques des ondes de Rossby

Le passage d’une onde de Rossby est associé à une élévation de la surface de la mer. Cette élévation, de quelques centimètres en surface, peut être mesurée par l’altimétrie satellite précise (cf. section 3.2.2) et est accompagnée d’une élévation de quelques dizaines de mètres au niveau de la thermocline (fig. 2.2).

Soit η , l’élévation de la surface libre de l’océan. Prenons une onde de la forme :

$$\eta = \eta_0 \cos(kx + ly - \omega t) \quad (2.1)$$

où k est le nombre d’onde zonal, l le nombre d’onde méridien et ω la pulsation.

Dans le cas d’un océan **non stratifié** à fond plat, nous prenons l’équation de conservation de la vorticité potentielle sur un plan- β (x vers l’Est et y vers le Nord) :

$$\frac{D}{Dt} \left(\frac{\zeta + f}{h} \right) = 0 \iff h \frac{D}{Dt} (\zeta + f) - (\zeta + f) \frac{Dh}{Dt} = 0 \quad (2.2)$$

où f est le paramètre de Coriolis et avec $h(x, y, t) = H + \eta(x, y, t)$ où H est la profondeur de la zone considérée (rappel : $\frac{D}{Dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y}$ avec u la vitesse zonale et v la vitesse méridienne). ζ représente la vorticité relative.

2.2 Théorie linéaire et caractéristiques des ondes de Rossby



FIG. 2.2 – Schéma d'une onde de Rossby barocline - 1^{er} mode (d'après Cipollini *et al.*, 2000).

Nous obtenons alors :

$$(H + \eta) \left(\frac{D\zeta}{Dt} + \beta_0 v \right) - (\zeta + f) \frac{D\eta}{Dt} = 0 \quad (2.3)$$

et $f = f_0 + \beta_0 y$ (approximation du plan β) avec $\beta_0 = \left. \frac{\partial f}{\partial y} \right|_{y=y_0} (y=y_0)$ et $f_0 = 2\Omega \sin \varphi_0$ avec φ_0 la latitude du centre du domaine.

Pour de petites perturbations, les termes non-linéaires peuvent être négligés. Nous obtenons alors l'équation linéaire de vorticité potentielle :

$$H \frac{\partial \zeta}{\partial t} + H \beta_0 v - f_0 \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad (2.4)$$

En première approximation, nous pouvons nous placer dans l'approximation géostrophique pour estimer les vitesses horizontales u (Ouest-Est) et v (Sud-Nord), nous obtenons ainsi :

$$\begin{aligned} u &= -\frac{g}{f_0} \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ v &= \frac{g}{f_0} \frac{\partial \eta}{\partial x} \end{aligned} \quad (2.5)$$

où g est l'accélération de la gravité.

Nous pouvons alors en déduire l'expression de la vorticité relative en fonction de l'élévation de la surface de la mer :

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{g}{f_0} \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \eta}{\partial y^2} \right) \quad (2.6)$$

2.2 Théorie linéaire et caractéristiques des ondes de Rossby

L'équation 2.4 permet d'obtenir la forme quasi-géostrophique de l'équation linéaire de vorticité potentielle :

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \eta}{\partial y^2} - \frac{f_0^2}{c_b^2} \eta \right) + \beta_0 \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (2.7)$$

avec $c_b = \sqrt{gH}$ la vitesse de phase des ondes barotropes (Gill, 1982).

Les ondes de Rossby présentent une structure verticale que l'on peut décomposer en modes normaux verticaux. Le mode 0 ou mode barotrope représente une onde possédant une structure verticale uniforme indépendante de la stratification. Il peut être décrit par l'équation 2.7 et présente des vitesses de phase élevées ($c_\varphi \sim m.s^{-1}$ soit environ une semaine pour traverser un bassin océanique). Ce mode, se propageant très rapidement, est donc difficilement observable, même à l'aide des mesures altimétriques satellites (Chelton et Schlax, 1996). Le premier mode, ainsi que les suivants, sont des modes dits baroclines et dépendent fortement de la stratification.

Dans le cas d'un océan **stratifié** (plusieurs modes verticaux), l'équation 2.7 reste valable pour une vitesse de phase prenant en compte la stratification. c , appelée vitesse équivalente du mode considéré par Gill (1982), est alors exprimée de la façon suivante :

$$c = \sqrt{g'H} \quad (2.8)$$

où $g' = g \frac{\Delta\rho}{\rho}$ est la gravité réduite, $\Delta\rho$ la variation de masse volumique et ρ la masse volumique. Par exemple, pour $H = 4000 \text{ m}$, $\Delta\rho = 0.2 \text{ kg.m}^{-3}$ et $\rho = 1024 \text{ kg.m}^{-3}$, $c \simeq 2.8 \text{ m.s}^{-1}$ pour le premier mode barocline associé au premier gradient principal de densité $\Delta\rho$.

Nous obtenons alors la relation de dispersion suivante après avoir introduit l'expression de η (2.1) dans l'équation 2.7 :

$$\omega = - \frac{\beta_0 k}{k^2 + l^2 + \frac{f_0^2}{c^2}} \quad (2.9)$$

où $\omega = \frac{2\pi}{T}$ avec T la période (en secondes).

La vitesse de phase zonale est donc :

$$c_\varphi = \frac{\omega}{k} = - \frac{\beta_0}{k^2 + l^2 + \frac{f_0^2}{c^2}} \quad (2.10)$$

La vitesse de phase présente un signe négatif représentant la direction de propagation des ondes de Rossby. En effet, ces ondes se propagent, en l'absence de fortes interactions avec des courants moyens, vers l'Ouest. Pour le premier mode barocline, la vitesse de phase est par exemple de 2.4 cm.s^{-1} pour une onde de longueur d'onde 500 km et de période 8

2.2 Théorie linéaire et caractéristiques des ondes de Rossby

mois.

La relation de dispersion permet aussi de calculer la vitesse de groupe c_g mesurant la vitesse de propagation de l'énergie. Elle est exprimée par :

$$c_g \equiv \left(\frac{\partial \omega}{\partial k}, \frac{\partial \omega}{\partial l} \right) = \frac{\beta_0(k^2 - l^2 - f_0^2/c^2, 2kl)}{(k^2 + l^2 + f_0^2/c^2)^2} \quad (2.11)$$

L'énergie de l'onde peut donc se propager soit vers l'Est soit vers l'Ouest suivant la longueur d'onde de l'onde considérée. Dans le cas des ondes longues observées dans l'océan Atlantique Nord (longueurs d'onde $\sim 500-1000$ km), l'énergie se propage principalement vers l'Est ($\partial \omega / \partial k > 0$).

Nous appelons rayon de déformation de Rossby barocline (associé au premier mode barocline) ou rayon interne de déformation :

$$R_i = \frac{c}{|f_0|} = \frac{\sqrt{g'H}}{|f_0|} \quad (2.12)$$

Pour décrire les ondes de Rossby, deux approximations peuvent être considérées : l'approximation ondes longues et l'approximation ondes courtes.

Pour les ondes courtes (dispersives) :

$$K_k R_i \gg 1 \Rightarrow \lambda \ll R_i \Rightarrow c_\varphi = \frac{\omega}{k} = -\frac{\beta_0}{k^2 + l^2} \quad (2.13)$$

Pour les ondes longues (non dispersives) :

$$K_k R_i \ll 1 \Rightarrow \lambda \gg R_i \Rightarrow c_\varphi = \frac{\omega}{k} = -\beta_0 R_i^2 \quad (2.14)$$

Avec $K_k = \sqrt{k^2 + l^2}$ où $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ est le nombre d'onde zonal, λ est la longueur d'onde zonale et l est le nombre d'onde méridien.

L'équation 2.9 permet de déduire une expression de la longueur d'onde zonale (en km) connaissant la pulsation ($\omega = \frac{2\pi}{T}$ où T est la période). La vitesses de phase méridienne étant très faible devant la vitesse de phase zonale pour une onde de Rossby car sa force de rappel est méridienne, nous pouvons négliger l^2 devant k^2 . De plus, l'approximation ondes longues peut s'exprimer de la manière suivante : $\lambda \gg R_i$ et donc permet de négliger R_i^{-2} devant k^2 . Nous obtenons ainsi l'expression suivante :

$$\lambda = 2\pi \sqrt{\frac{c_\varphi}{\beta_0}} \quad (2.15)$$

Les vitesses de phase des ondes baroclines décroissent avec l'augmentation du mode consi-

2.2 Théorie linéaire et caractéristiques des ondes de Rossby

déré. Si nous revenons à la relation de dispersion des ondes de Rossby dans le cas d'un océan stratifié (équation 2.9), nous pouvons noter que cette dernière dépend de la stratification par sa vitesse équivalente ou par le rayon interne de déformation. Il est possible de généraliser cette relation en fonction d'un indice représentant le mode considéré. Ainsi en utilisant la fréquence de stratification N , la relation de dispersion devient :

$$\omega = - \frac{\beta_0 k}{k^2 + l^2 + \left(\frac{\pi k_0}{NH}\right)^2} \quad (2.16)$$

où $i = 1, 2, 3, \dots$ représente le mode considéré et $N^2 = -(g/\rho_0)d\bar{\rho}/dz$ représente la fréquence de Brunt-Väisälä liée à la stratification avec la densité $\rho = \rho(z) + \rho'(x, y, z, t)$.

La vitesse de phase devient ainsi :

$$c_i = \frac{\omega_i}{k} = - \frac{\beta_0}{k^2 + l^2 + \left(\frac{\pi k_0}{NH}\right)^2} \quad (2.17)$$

Dans le cadre de notre étude, nous nous intéressons principalement au premier mode barocline intensifié en surface et présentant un profil de vitesse qui change de signe au niveau de la thermocline (premier gradient vertical en densité). Ses vitesses de propagations plus lentes ($\sim cm.s^{-1}$) que le mode barotrope permettent un suivi de ces ondes par satellite. La coupe verticale de la structure spatiale d'une onde de Rossby, illustrée sur la figure 2.3 (*Cushman-Roisin, 1994*), montre la présence de déplacements dans la thermocline liés au passage de l'onde. Ces anomalies de densité (liées à une diminution ou à une augmentation de la température) entraînent la création de hautes et de basses pressions et donc de gradients de pression dans la couche sous la thermocline. Dans cette couche, des vitesses géostrophiques méridiennes vers le Nord et vers le Sud sont générées par ces gradients zonaux de pression. Par variation de la vorticité planétaire ($\propto f$), v va croître (vers le Sud) ou décroître (vers le Nord) entraînant respectivement des divergences et des convergences. Ces dernières sont associées à des vitesses zonales agéostrophiques, u_a (les vitesses zonales géostrophiques étant nulles) de la forme :

$$u_a = - \frac{1}{\rho_0 f_0^2} \frac{\partial^2 p'}{\partial t \partial x} \quad (2.18)$$

avec la pression

$$p' = \eta_0 \cos(nz) \cos(kx - \omega t) \quad (2.19)$$

où $n = \pi/H$. Des advections verticales positives (*upwelling*) et négatives (*downwelling*) seront associées respectivement à ces convergences et divergences. La circulation est inversée dans la couche de surface (au-dessus de la thermocline).

2.2 Théorie linéaire et caractéristiques des ondes de Rossby

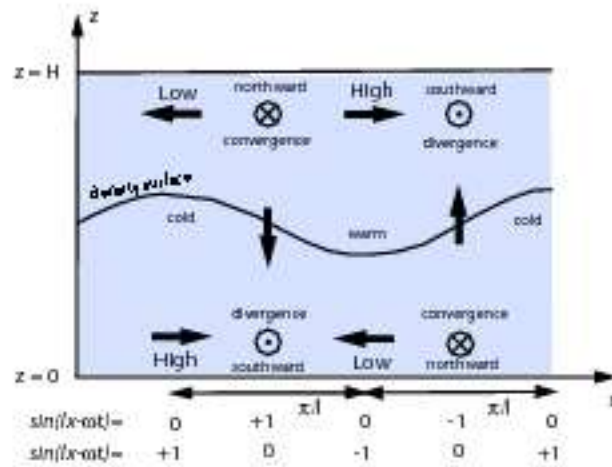


FIG. 2.3 – Structure d'une onde de Rossby barocline. Ce diagramme a été construit avec une seule inversion dans la structure verticale des vitesses (1^{er} mode) - d'après *Cushman-Roisin (1994)*.

Conclusion

Les ondes de Rossby peuvent ainsi être caractérisées par quatre principales quantités :

- la longueur d'onde (λ),
- la période (T),
- la vitesse de phase (c_φ) qui permet de mesurer la vitesse de propagation des ondes,
- la vitesse de groupe (c_g) qui permet de décrire la propagation de l'énergie.

Il est intéressant de noter la manière dont la vitesse de phase varie avec la latitude. En effet, c_φ est proportionnel au paramètre β_0 , lui-même fonction de la latitude. Ainsi lorsque la latitude augmente, la vitesse de phase diminue. La vitesse de propagation des ondes est donc la plus élevée à l'équateur. Le passage de l'onde est aussi associé à des vitesses verticales et méridiennes dont nous soulignerons l'importance pour les processus couplés physique/biologie liés aux ondes de Rossby.

2.3 Les observations et les ondes de Rossby dans l'Atlantique Nord

Les ondes de Rossby jouent un rôle important dans la dynamique des océans. La propagation vers l'Ouest de leur énergie potentielle participe au maintien des gyres aux latitudes moyennes et à l'intensification des courants de bord Ouest (*Polito et Liu, 2003*). Avant l'apparition des satellites pour les mesures océanographiques, ces ondes furent observées pour la première fois dans l'Atlantique Nord dans les années 70 et 80 par *Price et Maguard (1986)* à partir de données XBT (voir *Fu et Chelton, 2001*, pour une revue complète des observations *in situ*). Cependant, les données *in situ* ne permettent pas une étude approfondie de ces ondes, leurs couvertures spatiale et temporelle étant trop restreintes. Néanmoins, des études récentes (*Sakamoto et al., 2004*) à partir de longues séries de données obtenues à des mouillages et à partir de données antérieures (capteurs autonomes mesurant les nitrates) dans l'océan Pacifique (proche de la station ALOHA - 22°45'N ; 158°W) ont montré la signature du premier mode barocline des ondes de Rossby ainsi que leurs influences sur le système biologique dans cette zone. Les observations *in situ* des années 80 ont été suivies par des simulations numériques qui ont permis les premières études des propriétés de ces ondes. Par exemple, elles furent décrites grâce à un modèle quasi-géostrophique non linéaire par *Herrmann et Krauss (1989)*. A la même époque, une étude de *Barnier (1988)* traitait de l'influence de la ride Médio-Atlantique sur le premier mode barocline des ondes de Rossby. A cette époque (années 80 - début des années 90), les moyens techniques ne permettaient que l'étude de la théorie de ces ondes et l'étude de certaines de leurs propriétés à partir de modèle numériques. Ainsi, la génération d'ondes de Rossby par des instabilités dans la zone frontale du Cap Vert a pu être étudiée par *Spall (1992)*, tout comme *Wang et Koblinsky (1994)* qui ont regardé l'influence des rides Médio-Océaniques sur la propagation d'ondes de Rossby. Par la suite, *Rogel (1995)* a pu observer, à l'aide de différents modèles quasi-géostrophiques forcés en vent et en densité et assimilant des données satellites altimétriques TOPEX/POSEIDON, des propagations d'ondes de Rossby dans l'océan Atlantique Nord et noter leurs interactions avec les méandres du Gulf Stream. De même, *Hughes (1996)* a analysé à l'aide du modèle FRAM¹ l'interaction des ondes de Rossby baroclines avec un fort courant zonal barotrope et a pu ainsi mettre en évidence l'existence d'un "guide d'onde" pour les ondes de Rossby dans l'océan Austral.

Avec le développement des mesures satellites, il est désormais possible d'observer les ondes de Rossby, par exemple, sous la forme de signaux se propageant vers l'Ouest dans des diagrammes longitude/temps d'Anomalies de hauteur de la mer (SLA) mesurées à partir des altimètres radars (par exemple, *Le Traon et Minster, 1993; Hughes, 1995; Chelton et*

¹FRAM : Fine Resolution Antarctic Model

2.3 Les observations et les ondes de Rossby dans l'Atlantique Nord

Schlax, 1996; Cipollini et al., 1997; Polito et Liu, 2003; Fu, 2004; Maharaj et al., 2005). Ainsi, *Chelton et Schlax (1996)* ont observé que les vitesses de propagations du premier mode barocline des ondes de Rossby ne correspondaient pas à la théorie linéaire (cf. paragraphe 2.2). Ces ondes d'amplitude ≤ 10 cm à la surface de l'océan et de longueurs d'onde ≥ 500 km, possèdent des vitesses jusqu'à deux fois supérieures à la vitesse théorique linéaire (fig. 2.4). Plusieurs hypothèses (présence de courants moyens, influence de la bathymétrie, ...) ont été proposées dans les travaux de divers auteurs (par exemple *Killworth et al., 1997; Killworth et Blundell, 1999, 2003a,b; Tailleux et McWilliams, 2000, 2002; Tailleux, 2003, 2004; Colin de Verdière et Tailleux, 2005*) dont nous allons résumer brièvement les principaux résultats.

Influence des courants moyens

Killworth et al. (1997) ont proposé quatre premières hypothèses.

La première stipule que l'écoulement est forcé par le vent et/ou la flottabilité entraînant ainsi des résonances. Les ondes font alors parties d'un système couplé donc non libre. La réponse des ondes de Rossby à ce type de forçage dépend fortement des conditions de bord Est. Dans certains cas, les vitesses de phase des ondes forcées peuvent atteindre deux fois les vitesses de phase de l'onde originale. Cependant, il est difficile de déterminer comment les résonances se produisent et comment elles peuvent produire une surestimation uniforme des vitesses de phase. De plus, l'effet semble nettement moins important aux latitudes moyennes qu'à l'équateur.

La deuxième hypothèse concerne la topographie qui peut accélérer les propagations des ondes de Rossby. Cette dernière a été dans un premier temps écartée car il semble peu probable que les pentes des anomalies topographiques soient toujours bien alignées pour une amplification significative et uniforme des vitesses.

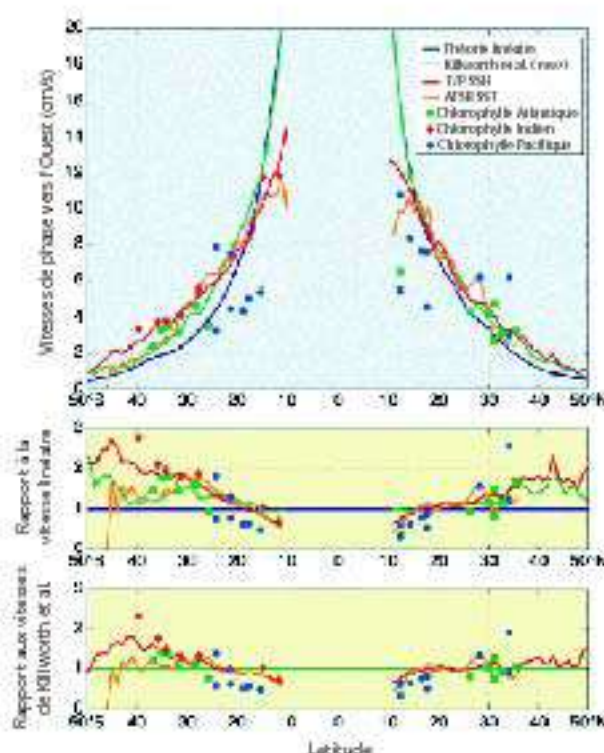


FIG. 2.4 – Comparaison globale des vitesses de propagations moyennées zonalement associées aux ondes de Rossby calculées à partir de la théorie linéaire, de la théorie étendue de *Killworth et al.* (1997), de l'analyse par une transformée 2D de Radon des données altimétriques TOPEX/POSEIDON et des données de température de surface ATSR analysées par *Hill et al.* (2000), ainsi que les vitesses trouvées pour les données couleur de l'eau par *Cipollini et al.* (2000). (D'après *Cipollini et al.*, 2001)

Une troisième approche suggère que les ondes aient une amplitude suffisante pour induire des effets non linéaires pouvant entraîner une augmentation des vitesses de phase. En effet, l'onde peut altérer la stratification locale et par conséquent les vitesses de phase. Il semble néanmoins peu probable que cela se produise fréquemment car les structures verticales nécessaires à ces perturbations ne sont pas observées dans l'océan.

Finalement, la dernière hypothèse proposée suppose que l'état moyen de l'océan ne soit pas au repos. Cette hypothèse a été retenue dans un premier temps car elle nécessite seulement la présence de courants moyens possédant des vitesses de l'ordre de grandeur des vitesses de phase ($\sim cm.s^{-1}$) pour avoir un effet tout à fait notable (doubler les vitesses de phase) sur les vitesses de propagation des ondes de Rossby. Ainsi, *Killworth et al.* (1997) se sont intéressés aux perturbations des gradients horizontaux de vorticité potentielle en présence d'un courant moyen barocline s'écoulant zonalement (Est-Ouest). Leur étude a montré que l'importance de l'effet d'un champ de courants moyens zonaux u

dépend de la structure verticale du champ de vitesses. Dans le cas d'un champ de vitesses de mode 1 (un changement de signe sur toute la colonne d'eau), les courants zonaux ont peu d'effets sur les vitesses de phase. Par contre, si le champ de vitesses u est de mode 2, les vitesses de phase peuvent être modifiées. Lorsque nous comparons les vitesses perturbées et non perturbées par les courants moyens (fig. 2.5a et 2.5b), nous pouvons constater que les vitesses de phases sont nettement modifiées non seulement en valeur mais aussi en structures spatiales. Par contre, les courants barotropes semblent avoir peu d'effets (fig. 2.5c) à l'exception de régions particulières (par exemple, vers 50°S dans le courant Antarctique Circumpolaire).

L'introduction des courants moyens par *Killworth et al.* (1997) permet ainsi d'obtenir des vitesses théoriques plus proches des vitesses observées (fig. 2.4). Il reste néanmoins certaines zones pour lesquelles la sous estimation des vitesses par cette théorie persiste.

Influence de la Bathymétrie

Dans le but d'estimer par une approche théorique des vitesses de phase plus proche des observations, *Killworth et Blundell* (1999) ont exploré une autre des hypothèses proposées par *Killworth et al.* (1997). Elle se résume en une question : comment la profondeur variable des océans agit sur les vitesses de phase des ondes de Rossby ? Les modifications induites par la topographie pour les ondes baroclines restent encore mal comprises à l'exception de certains cas particuliers. Dans leur article, *Killworth et Blundell* (1999) proposent d'examiner les propagations d'ondes de Rossby baroclines non forcées, générées sur le bord Est et se propageant au-dessus d'une topographie variant lentement. Dans le cas d'une topographie variant seulement avec la latitude, le rapport c (vitesse de phase de l'onde)/ c_{fondplat} (vitesse de phase dans le cas d'un fond plat) est supérieur à 1 pour un océan devenant moins profond vers les pôles et c/c_{fondplat} est inférieur à 1 pour un océan s'approfondissant vers les pôles. La théorie de *Killworth et Blundell* (1999), basée sur la théorie des rayons, appliquée à la bathymétrie de l'océan Atlantique Nord (fig. 2.6) montre une forte influence de la topographie. Ainsi, dans le Golfe de Gascogne, la présence du talus redirige les rayons vers le Nord. Par contre, près de l'équateur, les vitesses de propagations semblent peu sensibles à la topographie. Plus au Nord, nous pouvons aussi noter une concentration des rayons vers 36°N associée à des amplitudes plus élevées en accord avec les observations d'étude précédentes (par exemple *Cipollini et al.*, 1997). A l'Ouest de la dorsale médio-Atlantique, les vitesses de phase sont maximales (fig. 2.6b). Ces caractéristiques ont déjà été observées auparavant à l'aide des données altimétriques.

2.3 Les observations et les ondes de Rossby dans l'Atlantique Nord

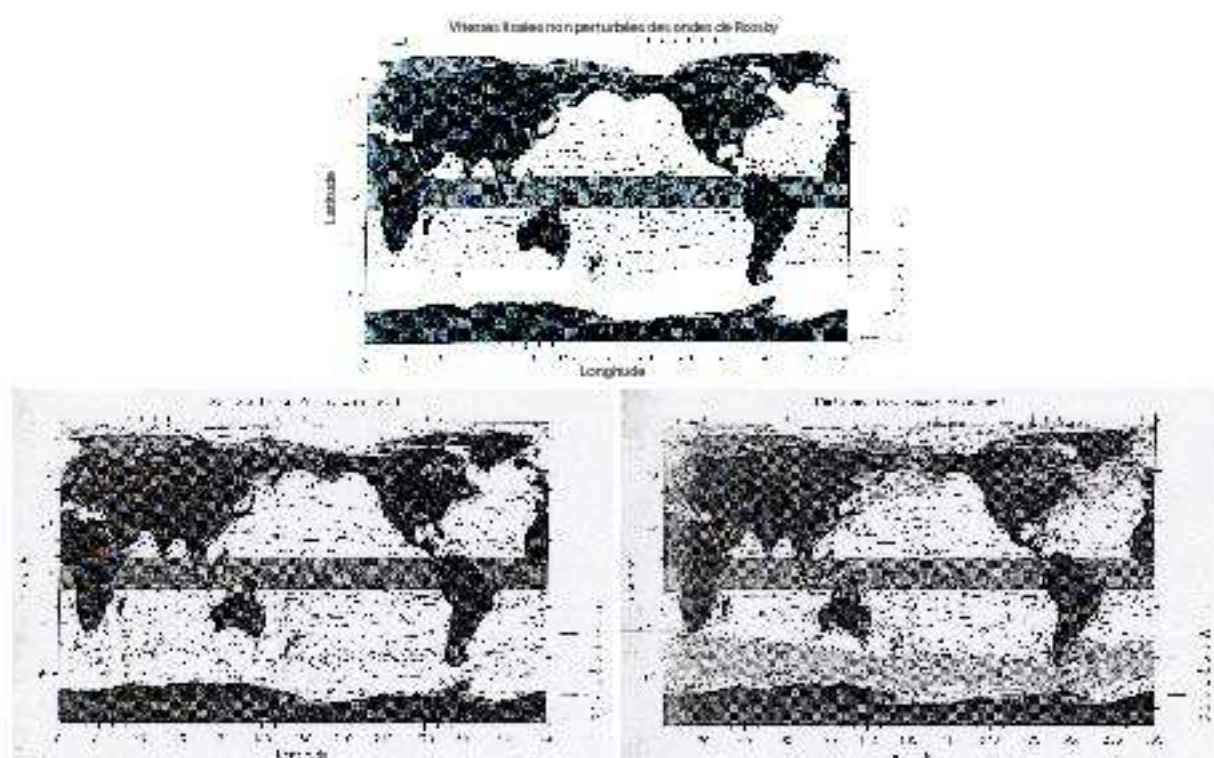


FIG. 2.5 – a) Vitesses des ondes longues planétaires les plus rapides (en $cm.s^{-1}$) a) non perturbées, b) en présence d'un champ u de courants baroclines et c) en présence d'un champ u de courants barotropes (d'après les sorties du modèle numérique à haute résolution OCCAM) et baroclines. Les zones de vitesses positives (vers l'Est) sont représentées en gris clair; les zones où aucune solution n'est obtenue sont en gris foncé. Les valeurs des contours ne sont pas uniformes : 30, 20, 15, 10, 8, 6, 4, 2, 1 et 0 $cm.s^{-1}$ (>0 vers l'Est). Les vitesses sont masquées dans une bande de $\pm 10^\circ$ autour de l'Equateur où les ondes longues suivent une théorie équatoriale différente de la théorie des ondes longues planétaires - d'après *Killworth et al. (1997)*.

2.3 Les observations et les ondes de Rossby dans l'Atlantique Nord

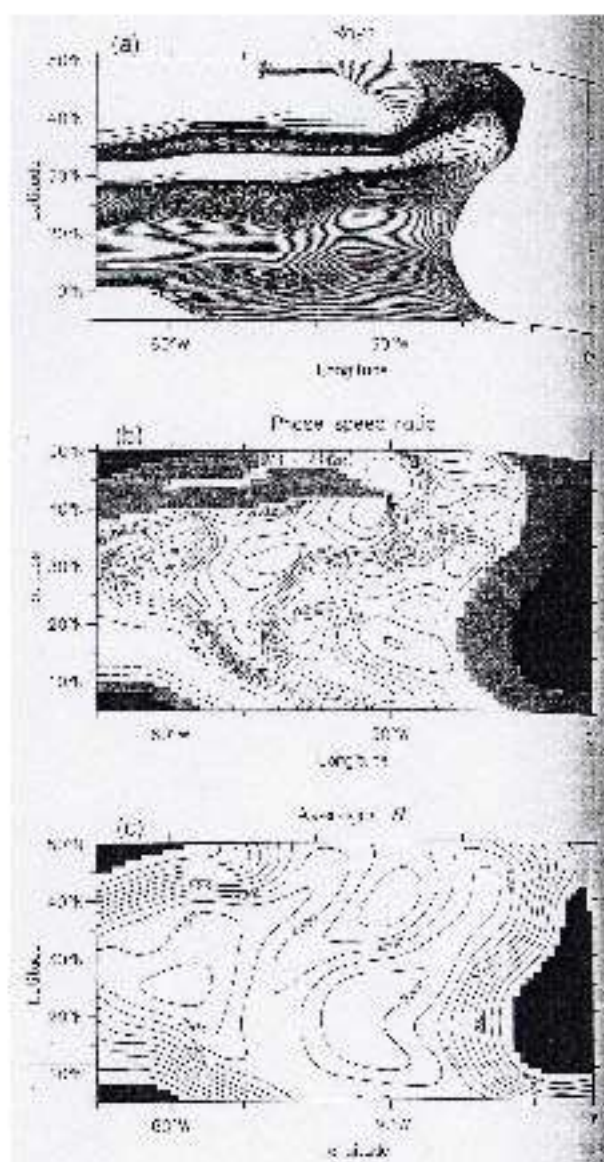


FIG. 2.6 – Atlantique Nord : a) Trajectoire des rayons, b) rapports de vitesses de phase $c/c_{\text{fond plat}}$ (vitesses calculées en tenant compte de la topographie sur vitesses dans le cas d'un fond plat). Intervalles des contours de 0.1 avec des lignes pointillées pour les valeurs inférieures à 1. c) Topographie lissée utilisée - d'après *Killworth et Blundell* (1999).

Cependant, les variations topographiques ne semblent pas pouvoir expliquer l'accroissement de la vitesse de phase dans les observations (fig. 2.7), donc l'hypothèse de l'influence de courants moyens *Killworth et al.* (1997) reste la principale explication de telles augmentations de vitesses de phase sur de larges zones géographiques. La bathymétrie semble avoir un effet plus local qui peut cependant être important.

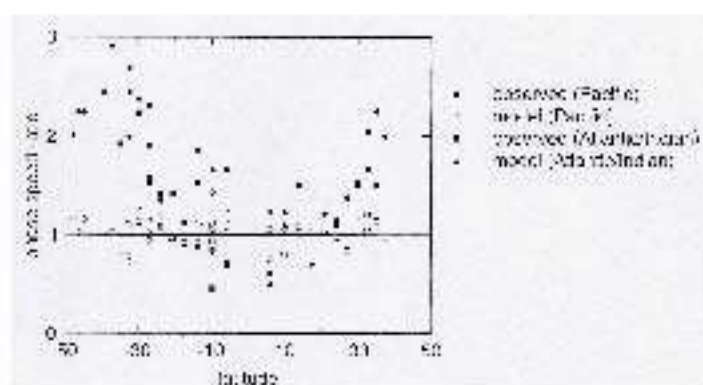


FIG. 2.7 – Rapports des vitesses de phases c sur les vitesses de phase dans le cas d'un fond plat c_{fondplat} moyennés zonalement en fonction de la latitude sur les bandes de longitudes définies par *Chelton et Schlax* (1996). Les symboles pleins représentent les rapports observés par *Chelton et Schlax* (1996) et les symboles non remplis représentent la théorie tenant compte de la topographie. Les cercles indiquent les valeurs dans le Pacifique et les carrés dans l'Atlantique et l'Indien - d'après *Killworth et Blundell* (1999).

Killworth et Blundell (2003b) ont alors proposé une théorie dite "étendue" tenant compte des courants moyens, de la stratification et de la topographie océanique. Sur la base de la théorie des rayons, les trajectoires des ondes ont été simulées (fig. 2.8, exemple de l'Atlantique Nord). Les rayons ont une tendance à dévier vers les pôles rapidement après avoir quitté le bord Est. Néanmoins, ils ont des trajectoires de directions plutôt Est-Ouest reflétant les faibles valeurs des vitesses de groupe méridiennes ($< 1 \text{ cm.s}^{-1}$ excepté près de la dorsale médio-Atlantique et des bords Est). De plus, les rayons initiés aux hautes latitudes se propagent vers l'Equateur. Par conséquent, peu de trajectoires sont orientées vers les pôles au-delà de 35° - 40° dans les deux hémisphères. Il est intéressant de noter que les trajectoires sont proches de celles prédites (zones de convergence et de divergence) par la théorie sans les courants moyens de *Killworth et Blundell* (1999) (fig. 2.6) tout en présentant des trajectoires plus courtes. Ainsi, dans l'Atlantique Nord, une convergence des trajectoires vers 32 - 36° N est toujours présente (fig. 2.6 et fig. 2.8). La topographie semble donc "conduire" les rayons indépendamment des courants moyens. Par contre, cette théorie étendue présente des vitesses de phase plus proche des observations (fig. 2.9). Nous pouvons cependant noter des vitesses simulées trop faibles aux très hautes latitudes dans l'hémisphère Sud et trop élevées aux basses latitudes. L'influence des courants barotropes a aussi été explorée dans cette étude et semble avoir peu d'effet sauf aux hautes latitudes.

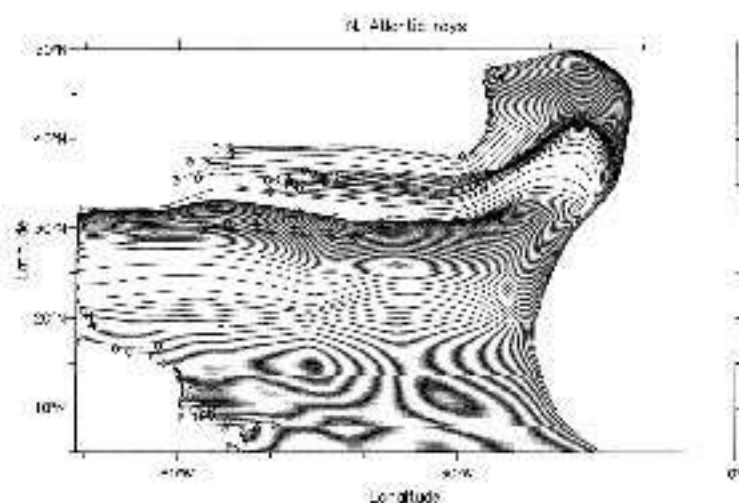


FIG. 2.8 – Résultats de la théorie des rayons pour l'océan Atlantique Nord montrant les trajectoires avec un espacement initial des rayons de $1/4^\circ$. Les O marquent les régions au-delà desquelles les conditions limites de fond (et implicitement la conservation de la fréquence) ne sont pas satisfaites de manière suffisamment précise - d'après *Killworth et Blundell* (2003b).

En conclusion, la théorie étendue de *Killworth et Blundell* (2003a) montre l'importance des courants moyens dans l'estimation des vitesses de phase des ondes de Rossby (fig. 2.9). La topographie semble avoir seulement des effets locaux sur ces vitesses mais joue un rôle directeur dans les trajectoires des rayons et donc dans la propagation de l'énergie des ondes (reliée aux vitesses de groupe). Concernant les courants moyens barotropes, leur effet reste notable seulement aux hautes latitudes.

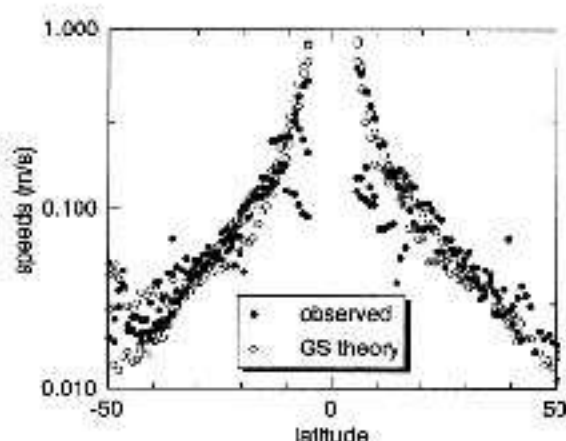


FIG. 2.9 – Vitesses vers l'Ouest observées (données de P. Cipollini 2001, communication personnelle) et vitesses calculées dans le cas de la théorie étendue (courants moyens et topographie), moyennées par bandes de longitudes recouvrant les bassins océaniques - d'après *Killworth et Blundell (2003b)*.

Ondes de Rossby et Température de surface de la Mer

Un autre type de données satellites est aussi utilisé dans l'observation et la caractérisation des ondes de Rossby. En 1991, le lancement du satellite ERS-1 ayant à son bord le capteur infrarouge ATSR² a permis d'obtenir des mesures précises à $\pm 0.3^{\circ}C$ de la température de surface de la mer (SST) grâce à l'utilisation de 4 longueurs d'ondes ($1.6 \mu m$ - visible -, $3.7 \mu m$, $11 \mu m$ et $12 \mu m$). *Cipollini et al. (1997)* ont pu observer des propagations d'ondes de Rossby dans les données d'anomalies de température de surface de la mer (d'amplitude $\sim 0.5-1^{\circ}C$) présentant les même caractéristiques que les propagations observées dans les données altimétriques combinées de TOPEX/ERS-1. Cette première étude a permis de montrer l'importance du courant des Açores à $34^{\circ}N$ dans l'amplification de ces ondes. A échelle globale, une étude de *Hill et al. (2000)* montre que les propagations observées dans les données de température de surface présentent les mêmes caractéristiques que les ondes de Rossby. En particulier, une décroissance de la vitesse de propagation avec la latitude a été observée telle que le prévoit la théorie linéaire.

Ondes de Rossby et couleur de l'eau

Récemment, les signatures des ondes de Rossby ont aussi été détectées dans les anomalies de concentrations en chlorophylle de surface déduites des données couleur de l'eau

²Along Track Scanning Radiometer

2.3 Les observations et les ondes de Rossby dans l'Atlantique Nord

(par exemple *Machu et al.*, 1999; *Cipollini et al.*, 2001; *Uz et al.*, 2001; *Kawamiya et Oeschies*, 2001). L'observation de tels signaux (amplitudes de 0.05 à 0.1 $mg.Chl.m^{-3}$) pose la question de l'influence des ondes de Rossby sur les concentrations en chlorophylle de surface. De premières hypothèses sur les processus couplés physique/biogéochimie expliquant l'existence des propagations d'ondes observées dans les données couleur de l'eau ont été proposées par plusieurs auteurs. Ces hypothèses sont les suivantes :

- les vitesses géostrophiques associées au passage de l'onde advectent les gradients horizontaux méridiens de chlorophylle. Des études récentes *Killworth et al.* (2004) et *Quartly et al.* (2003) ont montré que cette hypothèse pouvait expliquer en grande partie le signal observé en chlorophylle aux latitudes moyennes (par exemple à 34°S dans l'Océan Indien, ou à 34°N dans l'Atlantique Nord).
- l'activité tourbillonnaire à mésoéchelle entraînée par le passage de l'onde, génère des remontées de nutriments localisées dans la couche euphotique (*Cipollini et al.*, 2001; *Uz et al.*, 2001; *Siegel*, 2001). Ces nutriments permettent alors une production primaire plus importante qui peut être détectée par le capteur couleur de l'eau via les concentrations en chlorophylle de surface.
- le passage de l'onde entraîne une remontée du maximum de chlorophylle de subsurface qui est alors détectable par le satellite (*Cipollini et al.*, 2001; *Kawamiya et Oeschies*, 2001; *Charria et al.*, 2003). Une étude à l'aide d'un modèle bio-optique a pu montrer que cette hypothèse pouvait expliquer les signaux en chlorophylle observés dans la zone de convergence subtropicale de l'océan Atlantique Sud (*Charria et al.*, 2003). La remontée du pic de chlorophylle, dans une zone où la lumière est plus importante, peut aussi entraîner une augmentation de la concentration en chlorophylle (si les nutriments ne sont pas limitants). Ces différents processus sont décrits à l'aide de modèles théoriques et comparés aux observations satellites dans un article récent de *Killworth et al.* (2004).

Un quatrième processus, l'accumulation de débris phytoplanctoniques de flottabilité positive dans les zones de convergence au passage des ondes a aussi été suggéré (*Dandonneau et al.*, 2003) dans l'océan Pacifique Equatorial. Son existence reste un sujet de débat (*Killworth*, 2004; *Dandonneau et al.*, 2004). Cependant, les concentrations en matières particulaires semblent trop faibles pour observer des accumulations importantes dans l'océan Atlantique Nord (10°N - 40°N).

Une autre question découle de l'observation de la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby. Ces ondes ont-elles une influence sur la production primaire et par conséquent sur des espèces, comme le thon, au sommet de la chaîne trophique? Des études dans l'océan Indien sur les modifications de production primaire associées au passage des ondes ont montré une augmentation de ~30% de la production primaire (*Kawamiya et Oeschies*, 2001) à l'aide de modèle numérique, ainsi qu'une influence sur les principales espèces de

2.4 Conclusion

thons (White *et al.*, 2004) grâce à des mesures *in situ*.

Les observations réalisées à partir de mouillages équipés des capteurs autonomes et de longues séries de données mesurées dans la zone de la station ALOHA (22°45'N ; 158°W) ont permis d'étudier l'influence du passage des ondes de Rossby sur les concentrations en nutriments, en chlorophylle, sur la production primaire et sur la structure de la communauté de phytoplancton (pigments mesurés par HPLC³). Des injections de nutriments (par exemple au mouillage ALOHA6, augmentation d'environ 4 $\mu\text{mol N.m}^{-3}$ à 180 m - valeur déduite des données continues de nitrates) correspondant à un creux de l'onde de Rossby (longueur d'onde de 600 km dans cette zone) entraînent une augmentation de la chlorophylle ($\sim 0.4 \text{ mgChl.m}^{-3}$ à 2 m de profondeur pour le mouillage ALOHA 6 - valeur déduite des données continues de fluorescence converties en chlorophylle par les mesures bouteilles). En utilisant les données de la station HOTS, sur plusieurs années, une influence de la production primaire est montrée ainsi qu'un changement dans la structure de la communauté phytoplanctonique (Sakamoto *et al.*, 2004).

2.4 Conclusion

Ainsi, par cette approche au travers des évolutions de la théorie linéaire vers des théories plus complexes développées, nous avons pu constater que la théorie la plus récente sur les ondes de Rossby ne permet pas d'expliquer totalement les observations. Des travaux sont encore nécessaires pour comprendre ces écarts et affiner cette théorie. Cependant, les théories actuelles permettent une étude plus approfondie des observations.

Dans le cadre de cette thèse, nous nous sommes plus particulièrement intéressés à la compréhension des ondes de Rossby par les observations et à l'explication des signatures observées sur les concentrations en chlorophylle de surface. Différentes approches et outils ont été utilisés dans ce but. Ces derniers sont décrits dans le chapitre 3 suivant.

³High-Performance Liquid Chromatography

Chapitre 3

Les observations, méthodes et outils numériques utilisés

3.1 Introduction

Lors de notre étude, nous avons utilisé différents outils permettant d'analyser les propriétés physique et biogéochimique de l'océan Atlantique Nord et en particulier les ondes de Rossby. Ce chapitre est divisé en trois parties. Tout d'abord les données satellites utilisées (section 3.2) ont été détaillées ainsi que les principe de la mesure pour les différents capteurs. Ensuite, différentes méthodes statistiques (section 3.3) ont été utiles à l'interprétation des données et des sorties de modèle (analyse en ondelettes, transformée de Fourier, ...). Enfin, nous décrivons dans ce chapitre le modèle couplé physique/biogéochimie à trois dimensions (section 3.4) que nous avons développé au cours de cette étude.

3.2 Les observations satellites

3.2.1 Couleur de l'océan

La lumière blanche du soleil peut, soit être réfléchié à la surface océanique, soit pénétrer dans l'océan et interagir avec les molécules d'eau et les matières en suspension qui l'entourent. L'eau pure océanique est bleue or, nous pouvons observer à l'œil nu que les océans ne sont pas toujours d'un bleu pur. Les variations de la couleur de l'eau sont induites par la présence de substances dissoutes ou particulaires en suspension dans l'eau. Parmi ces substances, les pigments chlorophylliens contenus dans les cellules phytoplanctoniques absorbent les longueurs d'ondes du spectre de la lumière blanche correspondant au bleu et au rouge et réfléchissent celles correspondant au vert. Ainsi, la couleur de l'océan apparaît de plus en plus verte avec l'augmentation de la concentration en chlorophylle. Au cours

3.2 Les observations satellites

de la réaction de photosynthèse, l'énergie solaire absorbée par ces pigments photosynthétiques (chlorophylle mais encore fucoxanthine ou phycobiline) est transformée en énergie chimique pour former la matière organique nécessaire à leur développement, à partir du dioxyde de carbone (CO_2) dissous, des éléments nutritifs et des molécules d'eau (H_2O). L'absorption de lumière dans les différentes longueurs d'onde du visible peut être mesurée afin d'en déduire la concentration en chlorophylle dans l'océan, permettant aussi d'estimer l'abondance du phytoplancton dans une région donnée. Les organismes phytoplanctoniques constituent 25% de la végétation de la planète (Falkowski, 1994) et ils sont à la base de la chaîne alimentaire. Les images couleur de l'eau permettent donc d'effectuer un suivi des concentrations en chlorophylle et donc du premier maillon de la chaîne alimentaire. Ces mesures ne concernent que les processus océaniques de surface (10 à 20% de la couche euphotique) mais la couverture spatiale étendue et journalière (hors nuages) offre une vision globale, synoptique, continue et répétée de l'océan.

Pour l'étude de la biogéochimie marine, les observations satellites couleur de l'eau sont aussi importantes, par exemple, pour estimer la production primaire (par exemple, Antoine et Morel, 1996; Behrenfeld et Falkowski, 1997; Behrenfeld et al., 2005), étudier les interactions entre physique et biologie (par exemple, Charria et al., 2003; Killworth et al., 2004; Llido et al., 2004) ou améliorer les modèles biogéochimiques par une validation (par exemple, Gregg, 2002; Oeschies et al., 2000; Machu et al., 2004) ou une optimisation de leurs paramètres (par exemple, Gunson et al., 1999; Hemmings et al., 2004; Dadou et al., 2004) ou bien encore pour l'assimilation des données dans les modèles couplés physique/biogéochimie (par exemple, Hemmings et al., 2003).

Principe de la mesure

La mesure de la couleur de l'océan est basée sur de la télédétection passive; le capteur mesure le rayonnement visible (VIS) et le proche infrarouge¹ (PIR) diffusé par les couches superficielles de l'océan. Le soleil, et de manière indirecte l'atmosphère, sont les sources de ce rayonnement. Par conséquent, la couleur de l'eau est définie comme les variations spectrales de la réflectance diffuse des couches océaniques supérieures, la réflectance étant elle-même le rapport entre l'éclairement ascendant qui émerge de l'eau et l'éclairement descendant y pénétrant.

Cependant, le flux de photons reçu par le capteur est très fortement perturbé par la traversée de l'atmosphère, si bien que le signal océanique ne représente qu'une très faible proportion, environ 10%, du signal total mesuré. Il s'avère donc indispensable, dans un premier temps, de modéliser cette influence atmosphérique et d'apporter la correction de

¹Le proche infrarouge correspond à des longueurs d'onde comprises entre 0.7 μm (700 nm) et 1.4 μm et le visible à des longueurs comprises entre 0.4 et 0.7 μm .

3.2 Les observations satellites

ces effets au signal total enregistré par le capteur afin d'en extraire l'information utile provenant de l'océan. Dans un deuxième temps, l'utilisation d'algorithmes "bio-optiques" permettra alors de passer de la réflectance océanique à la concentration en pigments chlorophylliens.

Le capteur enregistre une luminance qui, pour chaque longueur d'onde (λ) peut être décomposée de la façon suivante :

$$L_T = L_R + L_A + L_{RA} + L_G + L_F + tL_w \quad (3.1)$$

Les termes $L_R(\lambda)$, $L_A(\lambda)$ et $L_{RA}(\lambda)$ correspondent au signal atmosphérique. L_R est la luminance de la diffusion par les molécules d'air (diffusion de Rayleigh). La diffusion par les aérosols est traduite par L_A . Et le terme L_{RA} représente la diffusion couplée molécules-aérosols.

- L_G représente la partie du rayonnement qui n'a subi aucune diffusion dans l'atmosphère et étant seulement réfléchi par la surface de l'océan. Cette luminance est fonction de la géométrie de l'observation.

- Le terme L_F correspond à l'influence de l'écume des vagues. En effet, la réflectance de l'écume des vagues est proportionnelle à la fraction de la surface couverte d'écume, donc à l'intensité du vent.

- Enfin, L_w est le terme qui va nous permettre, grâce à des algorithmes (basés actuellement sur des rapports de bandes), d'obtenir la concentration en chlorophylle. Le facteur multiplicatif t décrit la transmission diffuse de l'atmosphère. Les pigments chlorophylliens absorbent fortement les radiations dans les longueurs d'onde du domaine du bleu (440 nm) et du rouge mais nettement moins dans le domaine du vert (550 nm). Un rapport de bleu sur vert peut être étalonné en fonction de la concentration en chlorophylle dans l'océan de surface (*Gordon et Morel, 1983*). Des relations empiriques relient le rapport de réflectance du bleu et du vert à la concentration en chlorophylle. Lorsque ce type de relations est utilisé, les erreurs sur les concentrations en chlorophylle sont de l'ordre de 30 % en océan ouvert (hors milieux côtiers) (*Gordon, 1988; McClain et al., 1998*).

Le capteur SeaWiFS

Le capteur SeaWiFS², monté sur la plate-forme Seastar a été lancé en Août 1997 et a fourni des données à partir du 4 Septembre 1997. L'orbite héliosynchrone³ de ce satellite (705 km d'altitude) et la largeur importante de balayage du capteur ($\pm 42^\circ$ de part et d'autre de la direction au nadir) permettent d'avoir une vue complète de la Terre (> 90%

²Seaviewing Wide Field-of-view Sensor

³Une orbite héliosynchrone est telle que le satellite suit le sens de rotation du soleil lorsque nous le regardons à partir d'un point fixe sur la Terre.

3.2 Les observations satellites

de la surface du globe) en 2 jours. La taille d'un pixel est de 1.13 km au nadir. Cette résolution temporelle et spatiale permet d'étudier des phénomènes à mésoéchelle.

Le capteur SeaWiFS, instrument de seconde génération, possède huit canaux (412 nm, 443 nm, 490 nm, 510 nm, 555 nm, 670 nm, 765 nm et 865 nm) dont six dans le domaine du VIS et deux dans le PIR. La description de ces différents canaux est donnée dans le tableau 3.1.

Numéro des bandes spectrales	Longueur d'onde centrale (nm)	Largeur de bande (nm)	Utilisation des canaux
1	412 (violet)	20	Substance jaune/pigments
2	443 (bleu)	20	Chlorophylle
3	490 (bleu-vert)	20	Chlorophylle (eaux de type 2), K(490)
4	510 (bleu-vert)	20	Chlorophylle, Turbidité
5	555 (vert)	20	Pigments, propriétés optiques, sédiments
6	670 (rouge)	20	Correction atmosphérique
7	765 (PIR)	40	Correction atmosphérique : oxygène
8	865 (PIR)	40	Correction atmosphérique : aérosols

TAB. 3.1 – Description des canaux pour le capteur SeaWiFS. Les caractéristiques optiques de l'eau ont permis de définir deux types d'eaux : les eaux dites de "type 1" font référence à des eaux claires, en plein océan et les eaux dites de "type 2" qui sont généralement des eaux côtières, turbides ou encore où la production est élevée. K(490) est le coefficient d'atténuation de diffusion pour la longueur d'onde 490 nm qui est une mesure de la clarté optique de l'eau (extrait de *Llido*, 2004).

Les algorithmes permettant de transformer les réflectances des différentes bandes en concentrations en chlorophylle ont pu être améliorés par rapport CZCS⁴ (1979-1985), capteur ayant précédé SeaWiFS. Ce dernier était basé sur un algorithme utilisant le rapport de deux bandes (bleu (443 nm) sur vert (555 nm)). Pour SeaWiFS, le rapport le plus utilisé pour exprimer les concentrations en chlorophylle dans l'océan à partir d'un seul rapport de bande comme pour le capteur CZCS est le rapport $\frac{490}{555}$. Actuellement, un algorithme plus performant, basé sur trois rapports, $\frac{443}{555}$, $\frac{490}{555}$ et $\frac{510}{555}$, a alors été développé par *O'Reilly et al.* (2000) : OC4v4 (Ocean Chlorophyll 4-band algorithm version 4). L'utilisation du maximum de ces trois rapports permet une meilleure estimation des concentrations en chlorophylle-a. Comme le montrent *O'Reilly et al.* (2000), les concen-

⁴Coastal Zone Color Scanner

3.2 Les observations satellites

trations en chlorophylle restent proches des mesures *in situ* lorsque les concentrations augmentent. A l'opposé, les versions précédentes des algorithmes constitués d'un nombre moins important de bandes avaient une estimation dégradée pour les concentrations en chlorophylle élevées.

L'erreur associée à ces mesures satellites des concentrations en chlorophylle-*a* est de l'ordre de 35% pour une gamme de concentrations comprises entre 0.05 et 50 $mg.m^{-3}$ en océan ouvert (McClain *et al.*, 1998). Le pourcentage d'erreur augmente fortement dans les zones côtières, et plus encore dans les eaux estuariennes et de fond de baies, riches en matières organiques terrigènes et en matières en suspension non chlorophylliennes.

Les données sont produites par la NASA⁵ au Goddard Space Flight Center (GSFC) et distribuées par le Distributed Active Archive Center (DAAC). Dans cette étude, les produits de niveau-3, L3b (Level 3 binned data product) mensuels (de Janvier 1998 à Décembre 2001), estimés grâce à l'algorithme OC4v4 (version 4 O'Reilly *et al.*, 2000) appliqué aux données du capteur SeaWiFS (concentrations en chlorophylle-*a*), sont utilisés (fig. 3.1). Ces données sont projetées sur une grille régulière de 9 km par 9 km.

⁵National Aeronautics and Space Administration

3.2 Les observations satellites

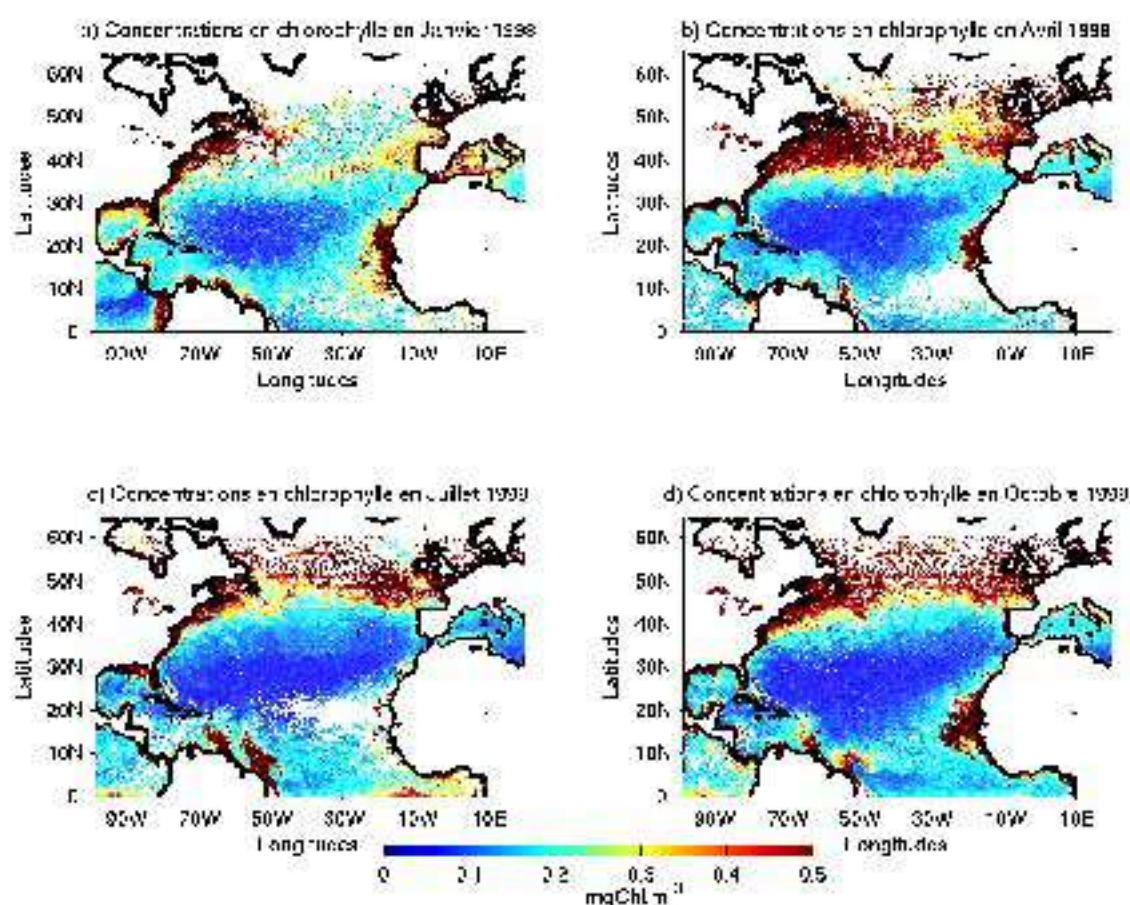


FIG. 3.1 – Cartes mensuelles de concentrations en chlorophylle mesurées par le capteur SeaWiFS pour les mois de Janvier (a), Avril (b), Juillet (c) et Octobre (d) de l'année 1998.

3.2.2 Altimétrie

La mesure de la hauteur des océans par satellite est un des outils qui a révolutionné l'océanographie. En effet, cette technique permet de mesurer la hauteur de la surface de la mer par rapport à une surface de référence. Cette surface de référence, le géoïde (une surface équipotentielle du champ de gravité de la terre), est définie par la surface de la mer en l'absence de toutes perturbations, soit un océan au repos. Cependant, sous l'effet des forçages atmosphériques (vents et rayonnement solaire principalement) et de la rotation de la Terre, moteurs de la circulation océanique, la surface océanique est perturbée et présente des creux et des bosses ayant une amplitude dépendante des variations de densité de l'eau de mer. Les pentes ainsi générées en surface se traduisent par des gradients horizontaux de pression. Des courants géostrophiques résultant en première approximation d'un équilibre entre forces de gradients de pression horizontaux et force de Coriolis apparaissent au niveau de ces gradients (l'intensité du courant étant proportionnelle au

3.2 Les observations satellites

gradient de pression). Par conséquent, la topographie dynamique de l'océan, signature des variations horizontales de pression dans l'océan, s'ajoute au géoïde marin et constitue la topographie de surface des océans encore appelée hauteur de surface de la mer (fig. 3.2) par rapport à un ellipsoïde de référence (approximation mathématique de la forme de la Terre).

L'altimétrie satellite est devenue un outil particulièrement performant pour observer de manière globale et systématique la circulation océanique ainsi que ses variations spatio-temporelles. Les résultats obtenus permettent ainsi de caractériser le signal océanique à différentes échelles : signal saisonnier, intraannuel, annuel et interannuel. Utilisée non seulement pour comprendre la circulation océanique globale (par exemple, *Ducet et al.*, 2000), les mesures altimétriques sont également employées pour étudier la variabilité méso-échelle (par exemple, *Brachet et al.*, 2004), la propagation des ondes de Rossby (par exemple, *Rogel*, 1995; *Chelton et Schlax*, 1996; *Cromwell*, 2001; *Polito et Liu*, 2003; *Fu*, 2004), le signal saisonnier du niveau de la mer (par exemple, *Naeije et Ambrosius*, 2000), pour déterminer la topographie des calottes polaires (par exemple, *Rémy et al.*, 1993, 2000), les longueurs d'onde des marées océaniques (par exemple, *Le Provost*, 2001) ou encore pour suivre les variations du niveau moyen de la mer pendant des événements tel qu'El Niño (par exemple, *Picaut et al.*, 2002; *Strub et James*, 2002). Les données altimétriques sont également assimilées dans les modèles numériques afin de restituer la circulation tridimensionnelle des océans et d'en déduire certains paramètres, tels que le transport de chaleur, indispensables pour mieux comprendre le rôle de l'océan dans l'évolution du climat (par exemple, *De Mey et Benkiran*, 2002). Pour plus de précision, le lecteur pourra se référer à l'article de *Fu et Chelton* (2001) paru dans l'ouvrage de *Fu et Cazenave* (2001).

Principe de la mesure

Le principe de la mesure altimétrique consiste à émettre une onde électromagnétique à l'aide d'un radar vers la surface de l'océan (mesure active contrairement à la mesure de la couleur de l'eau). Connaissant le temps aller-retour de l'onde (horloge à bord), ainsi que la vitesse de propagation de l'onde, la distance entre le satellite et la surface océanique est estimée ($\text{distance} = (\text{temps} * \text{vitesse de la lumière dans le vide}) / 2$). L'orbite du satellite étant connue précisément, la surface du géoïde doit être estimée pour calculer la différence de hauteur entre la surface de l'océan et le géoïde : la topographie dynamique (fig. 3.2). Il faut aussi effectuer un certain nombre de corrections afin de s'affranchir des diffractions et des réflexions que pourrait subir le signal dans l'atmosphère dues à la présence d'aérosols, de gouttelettes d'eau, de certaines molécules, de vapeur d'eau et d'électrons libres de l'ionosphère qui modifient la vitesse de propagation du signal. Pour corriger la mesure

Les satellites TOPEX/POSEIDON et ERS

Le satellite TOPEX/POSEIDON (T/P) a été lancé le 10 Août 1992 avec pour mission "Observer et comprendre la circulation océanique". Issu d'un partenariat entre la NASA et le CNES⁶, il possède à son bord deux altimètres radars, différents systèmes mesurant une orbite précise (DORIS, GPS, laser) et un radiomètre micro-onde. Son espérance de vie était de 5 ans mais il est toujours en activité, il a donc vécu plus que la durée de vie qui lui était impartie. T/P fournit une couverture complète de la topographie de surface de l'océan tous les 10 jours avec une précision inférieure à 5 cm pour une estimation locale du niveau de l'océan et inférieure à 2 cm pour une moyenne mensuelle. Le satellite se déplace le long de son orbite à une vitesse de 7.2 km.s^{-1} et la distance entre ses traces au sol est de 315 km à l'équateur. Pour prendre le relais, un satellite nommé Jason-1 a été lancé le 7 Décembre 2001 sur les mêmes traces que T/P. Après 6 mois de mission en tandem pour inter-calibrer les deux satellites, il a été effectué une manoeuvre pour placer T/P à mi chemin entre les traces de Jason-1. Les deux satellites évoluent actuellement "côte à côte" avec un écart entre les traces de 157 km à l'équateur.

Les satellites ERS⁷, développés par l'ESA⁸, ont pour mission d'observer la Terre et son environnement en utilisant des techniques radars. Le lancement d'ERS-1 date du 17 Juillet 1991 puis a été suivi du lancement d'ERS-2 le 21 Avril 1995. Leur orbite est de 35 jours avec des traces au sol espacées de 80 km à l'équateur. T/P passe donc plus souvent sur un site mais ses traces sont plus espacées contrairement aux satellites ERS qui possèdent des traces plus rapprochées mais qui survolent moins souvent le même site.

Au cours de cette thèse, nous avons utilisé des données d'anomalies de la hauteur de la mer (SLA - Sea Level Anomaly) provenant des données combinées des deux satellites T/P et ERS-1/2 présentant ainsi la plus longue série temporelle disponible de données altimétriques. Les cartes de variabilité mésoéchelle de SLA ont été produites à l'échelle globale par *Ducet et al.* (2000). Pour calculer ces anomalies, un profil moyen déterminé sur les sept premières années de mesures, de Janvier 1993 à Janvier 1999 (*Rio et Hernandez*, 2002), a été soustrait. Une description détaillée de la méthode appliquée est exposée dans la thèse de *Machu* (2000) ou encore *Le Traon et al.* (1998) et *Ducet et al.* (2000).

Les données T/P combinées avec les données ERS-1/2 présentent une résolution spatiale de $1/3^\circ$ (fig. 3.3). Ces produits combinés, distribués par AVISO⁹, proviennent du service en ligne du Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH) du LEGOS¹⁰

⁶Centre National d'Etudes Spatiales

⁷European Remote Sensing satellite

⁸Agence Spatiale Européenne

⁹Archivage, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques : <http://www.jason.oceanobs.com>

¹⁰Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales

3.2 Les observations satellites

à Toulouse. Dans le cadre de cette étude, les SLA d'Octobre 1992 à Février 2002 ont été moyennées par mois de façon à obtenir un jeu de données présentant la même résolution temporelle que les données couleur de l'eau utilisées.

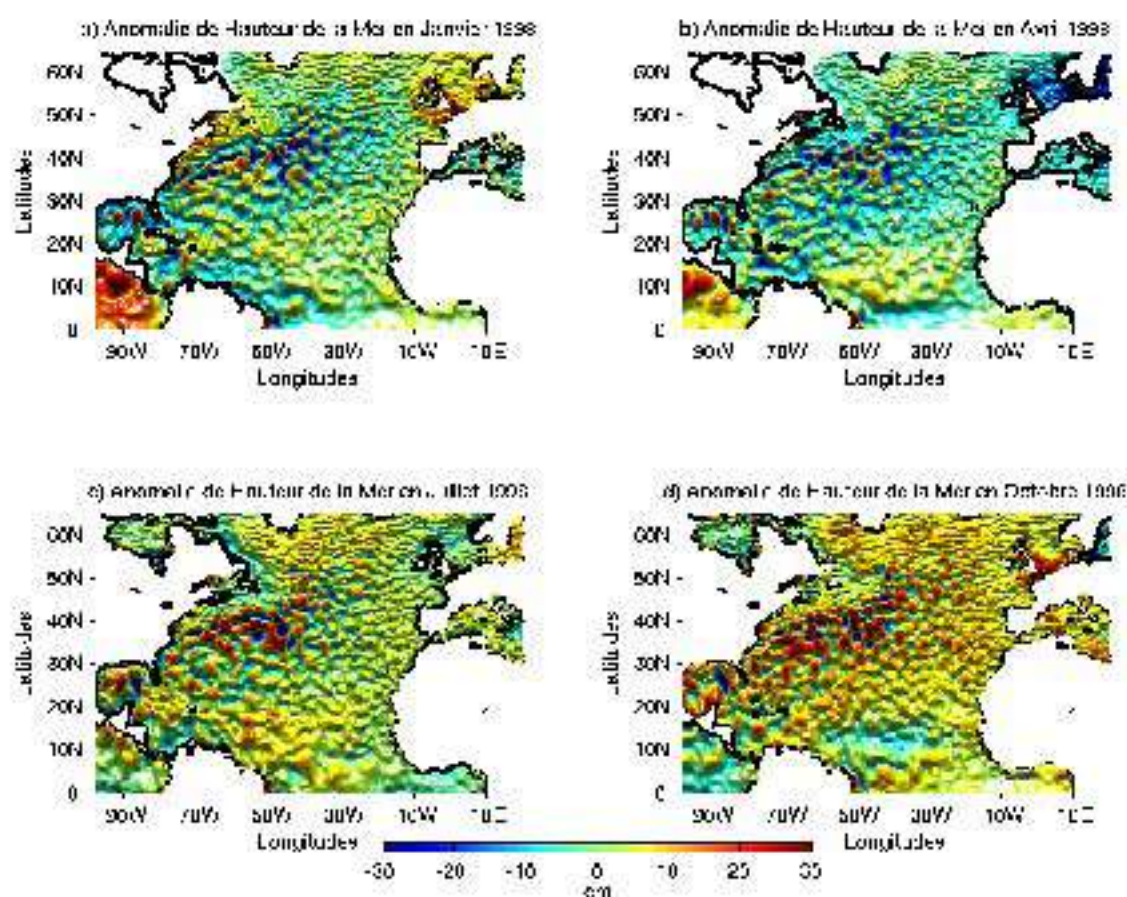


FIG. 3.3 – Cartes mensuelles d'anomalies de hauteur de la mer (SLA) issues du produit combiné TOPEX/POSEIDON - ERS-1/2 pour les mois de Janvier (a), Avril (b), Juillet (c) et Octobre (d) de l'année 1998.

Ces deux jeux de données satellites ajustés à la même résolution spatiale et temporelle nous permettent d'accéder à des paramètres océaniques concernant la physique (SLA) et la biologie (concentrations en chlorophylle-*a*) avec la précision et les résolutions spatiale et temporelle nécessaires pour détecter et analyser les ondes de Rossby.

3.3 Outils et méthodes

Dans la partie II de cette thèse, les caractéristiques des ondes de Rossby (longueurs d'onde, périodes, vitesses, ...) ont été extraites des données satellites présentées dans la section précédente (section 3.2). Plusieurs outils ont ainsi été utilisés : l'analyse en ondelettes, l'analyse de Fourier et la transformée de Radon. Nous allons exposer succinctement ces méthodes dans cette section.

Dans la partie III de cette thèse, un outil de modélisation couplé physique/biogéochimie pour l'étude des ondes de Rossby est utilisé. Ce dernier est décrit dans la section 3.4.

3.3.1 L'analyse en ondelettes

La transformée en ondelettes ... une transformée de Fourier améliorée ?

L'analyse en ondelettes découle de l'analyse de Fourier. Joseph Fourier, dans un mémoire en 1807, puis dans un livre intitulé *Théorie analytique de la chaleur* publié en 1822, énonça les bases de la transformée de Fourier aujourd'hui très répandue dans de nombreux domaines scientifiques (physique, mathématiques, ...) et techniques (traitement des images, du son, ...). La transformée de Fourier permet de décomposer un signal selon ses fréquences en coefficients. Les valeurs de ces coefficients apportent des informations sur les fréquences dominantes du signal et permettent de reconstruire le signal original ou de le filtrer (en annulant les coefficients associés à certaines fréquences).

Cependant, l'analyse de Fourier permet de détecter des fréquences dominantes dans une série temporelle ou des longueurs d'onde dans une série spatiale mais ne permet pas de déterminer le moment ou la position de ces périodicités. Ainsi, lors d'une analyse d'une série temporelle de températures de surface de l'océan, l'analyse de Fourier détectera des périodicités hautes fréquences qui peuvent aussi bien correspondre à des événements relativement courts dans le temps qu'à un processus existant de manière continue. Pour pallier à cette faiblesse, une première évolution de la transformée fut le développement de la transformée de Fourier "à fenêtre glissante". Ainsi, Denis Gabor¹¹, spécialiste en traitement du signal, montra comment analyser des signaux à la fois en temps et en fréquence. L'idée consiste à décomposer un signal en fréquences, intervalle par intervalle : de cette manière, la plage de temps analysée est limitée (Hubbard, 1997). Néanmoins, une des faiblesses de la technique est la taille fixe de la fenêtre qui impose les fréquences analysées.

Pour pallier à ces inconvénients de la transformée de Fourier, le géophysicien Jean Morlet proposa en 1983 une nouvelle méthode à partir de la fonction gaussienne utilisée par Ga-

¹¹ prix Nobel en 1971 pour l'invention de l'holographie

bor dans l'analyse de Fourier "à fenêtre glissante". Au lieu de garder une fenêtre de taille fixe, il décida d'utiliser une base de fonctions à deux paramètres appelées ondelettes¹². Un de ces deux paramètres est la translation comme dans le cas de la transformée de Fourier "à fenêtre glissante" et l'autre est la dilatation (*Kumar et Foufoula-Georgiou, 1994*). Les ondelettes s'adaptent ainsi aux différentes composantes du signal (fig. 3.4) : une fenêtre étroite pour les hautes fréquences et une fenêtre plus large pour les processus de plus longue durée (basse fréquence). Des coefficients correspondant à la convolution entre la série de données et l'ondelette (dite *mère*) sont alors déterminés pour les différentes échelles (équivalentes à des fréquences ou à des longueurs d'onde) et la transformée en ondelettes offre ainsi une très bonne représentation temps-fréquence (ou distance-longueur d'onde). Rappelons que la description à la fois temporelle et fréquentielle est limitée par le principe d'Heisenberg ($\delta t \delta \nu \geq 1/2$) : ainsi une fonction ou un signal ne peut être décrit avec une précision infinie simultanément en temps et en fréquence.

L'analyse en ondelettes a ainsi été utilisée dans de nombreuses applications pour l'étude des océans. Par exemple, *Liu (1994)* se basa sur une analyse en ondelettes pour détailler les ondes générées par le vent. De même, *Little (1994)* analysa la bathymétrie au travers des ondelettes. Plus récemment, *Machu et al. (1999)*, *Machu et Garçon (2001)* et *Llido (2004)* utilisèrent l'analyse en ondelettes pour décrire les concentrations en phytoplancton au Sud de l'Afrique dans le système des Aiguilles. Dans l'océan Pacifique, *Torrence et Compo (1998)* appliquèrent la transformée en ondelettes pour étudier les corrélations entre la SST et les indices climatiques utilisés dans la caractérisation d'El Niño. D'autres études se sont aussi basées sur ce type d'analyse pour la caractérisation des ondes de Rossby dans l'océan Atlantique Nord (*Cromwell, 2001*) et de leurs influences sur les concentrations en chlorophylle de surface dans l'océan Atlantique Sud (*Charria et al., 2003*). De même, les interactions climatiques (par exemple entre El-Niño et les moussons) ont été abordées à l'aide d'ondelettes croisées (*Torrence et Webster, 1999*). L'analyse en ondelettes, combinée à des EOF (Empirical Orthogonal Functions), a aussi été appliquée à des zones côtières, par exemple, pour l'analyse des ondes internes de gravité (*Pairaud et Auclair, 2005*). Ainsi la transformée en ondelettes, au-delà d'une simple avancée mathématique, a trouvé de nombreuses applications dans l'étude et la compréhension des océans.

Détails sur l'analyse en ondelettes

Pour décrire les caractéristiques spatiale et temporelle des ondes de Rossby dans l'Atlantique Nord de 10°N à 40°N, nous avons choisi une méthode d'analyse en ondelettes continues à une dimension (*Torrence et Compo, 1998*). Nous avons appliqué la Transfor-

¹²Historiquement, la première ondelette connue est celle de Haar proposée en 1909. Notons que le terme *ondelettes* n'est apparu que plus tard.

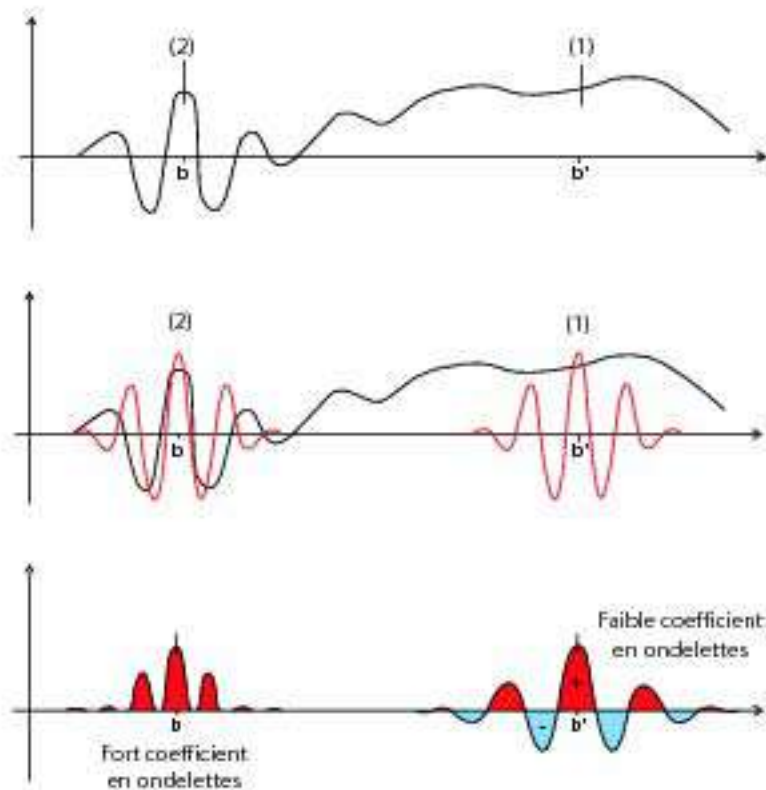


FIG. 3.4 – La transformée en ondelettes d'un signal compare une ondelette (ici de Morlet) aux différentes parties du signal. (1) et (2) sont deux zones différentes du signal. Dans le cas de (1) en b' , le coefficient en ondelettes obtenu est faible compte tenu de ses parties négatives et positives. Dans le cas de (2) en b , le coefficient en ondelettes est plus fort car il ne présente que des coefficients positifs. Ainsi les ondelettes vont faire apparaître les variations du signal étudié.

mée en Ondelettes (WT) de deux manières différentes. Une analyse en ondelettes spatiale a été réalisée en appliquant la WT sur des sections zonales (Est-Ouest, principale direction de propagation de ces ondes) à un temps donné et a ainsi aidé à l'identification de la variabilité de la longueur d'onde dans l'espace le long de ces sections. Une analyse en ondelettes temporelle a ensuite été réalisée en appliquant la WT sur des séries temporelles en un point donné et a ainsi permis de localiser les périodes dans le temps. Plusieurs études ont été menées avec cet outil d'analyse spectrale sur les données satellites pour l'étude de processus physiques ou biogéochimiques particuliers. Par exemple, *Cromwell (2001)* a analysé les données altimétriques TOPEX/POSEIDON à 34° N dans l'Atlantique Nord. De même, *Machu et Garçon (2001)* et *Charria et al. (2003)* ont utilisé cette méthode pour décrire les données SeaWiFS couleur de l'eau respectivement dans le système du courant des Aiguilles et dans la zone de convergence subtropicale de l'Atlantique Sud. Dans notre étude, nous avons tout d'abord appliqué la WT aux deux jeux de données satellites pour

3.3 Outils et méthodes

étudier la variabilité des ondes de Rossby dans l'espace (Est, Ouest et au dessus de la dorsale) et dans le temps (variabilité saisonnière et inter-annuelle) dans l'océan Atlantique Nord.

Par la suite, une analyse spectrale croisée a été réalisée pour l'étude des relations entre SLA et les concentrations en chlorophylle à l'aide des cohérences et des phases en ondelettes croisées (Torrence et Webster, 1999). Cette méthode permet d'extraire les cohérences et les phases pour chaque échelle (période pour une analyse temporelle ou longueur d'onde pour une analyse spatiale) en un point donné dans le cas d'une analyse en ondelettes temporelle ou à une latitude donnée et à un temps donné dans le cas d'une analyse en ondelettes spatiale. Une analyse en ondelettes croisée spatiale a été utilisée de préférence à une analyse temporelle. En effet, ne disposant que de 4 années conjointes pour les deux types de données (SLA et concentrations en chlorophylle), à raison d'une carte par mois, la série temporelle n'est pas suffisamment longue pour étudier les variations interannuelles par cette méthode.

Soit un signal à une latitude donnée, $x_n = x(n\delta x)$ avec des distances égales espacées de δx et $n = 0, \dots, N - 1$, sa fonction analysante en ondelettes ou ondelette "mère" sera notée $\psi(\eta)$. Elle dépend d'un paramètre "spatial" sans dimension η . Dans notre étude, nous utilisons l'ondelette de Morlet (fig. 3.5), utilisée habituellement dans l'analyse des signaux périodiques. Cette dernière est une fonction complexe de la forme d'une onde plane Gaussienne modulée. Son expression est la suivante :

$$\psi(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega\eta} e^{-\eta^2/2} \quad (3.2)$$

où ω est la fréquence sans dimension.

Ainsi, la transformée en ondelettes continue d'une série discrète x_n est définie par la convolution de x_n avec une expression de $\psi(\eta)$ dilatée (comprimée ou étendue) et translatée :

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \psi^* \left[\frac{(n' - n)\delta n}{s} \right] \quad (3.3)$$

où (*) indique le complexe conjugué. En faisant varier l'échelle de l'ondelette s et en translatant l'indice localisé dans l'espace n , il est possible de construire un diagramme exprimant les amplitudes des propriétés du signal en fonction de son échelle et de sa position dans l'espace (Torrence et Compo, 1998). Un lien entre l'espace spectral et physique peut être réalisé en utilisant la relation suivante qui relie les indices j des échelles en ondelettes ($s = s_0 2^{j\delta j}$) aux longueurs d'ondes λ ($\lambda = 1.033s$ - Torrence et Compo, 1998) :

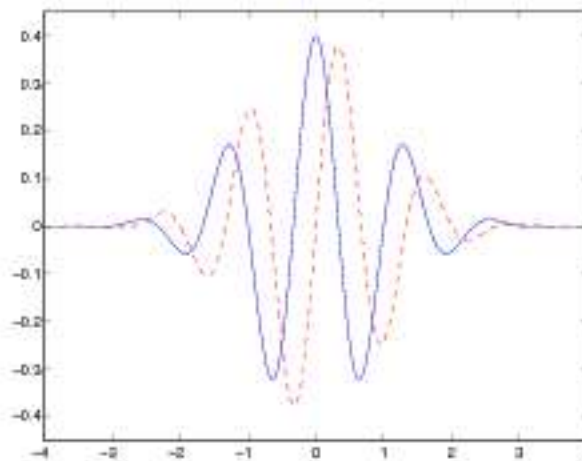


FIG. 3.5 – Ondelette de Morlet : partie réelle (trait plein) et partie imaginaire (trait pointillé).

$$j = \frac{\ln\left(\frac{\lambda}{1.033s_0}\right)}{dj \ln(2)} + 1 \quad (3.4)$$

où $dj = 1/4$ est l'espace entre les échelles discrètes et $s_0 = 2\delta x$ la plus petite échelle de l'ondelette. Ainsi, les échelles en ondelettes peuvent être interprétées en terme de longueurs d'ondes.

Cette même analyse s'applique sur des séries temporelles en un point donné en effectuant les analogies suivantes : l'espace devient temps et les longueurs d'onde deviennent des périodes.

Afin d'illustrer cette méthode, nous avons appliqué la WT sur un signal périodique simple sinusoïdal de longueur d'onde d'environ 500 km. La figure 3.6 représente le résultat obtenu après analyse de ce signal avec le diagramme en ondelettes représentant les coefficients en ondelettes calculés. La ligne noire parabolique délimite le cône d'influence (*Torrence et Compo, 1998*). Ce cône d'influence est la région du spectre en ondelettes dans lequel les effets de bords deviennent important. Il est défini par une distance (ou un temps suivant l'analyse) dépendante de l'ondelette mère (Morlet dans cette étude) et déterminée comme la distance où l'énergie d'une discontinuité située sur le bord est diminuée d'un facteur e^{-2} . Au delà de ce point, les effets de bords sont négligeables. La valeur de cette distance en fonction de l'échelle s considérée est de $\sqrt{2}s$ dans le cas de l'ondelette de Morlet (*Torrence et Compo, 1998*).

Sur cette même figure (fig. 3.6), les contours noirs fermés représentent le niveau de confiance à 95% des coefficients en ondelettes. Ces contours sont déterminés à l'aide d'une comparaison des coefficients distribués selon un loi du χ^2 au spectre de Fourier d'un bruit

blanc (Torrence et Compo, 1998).

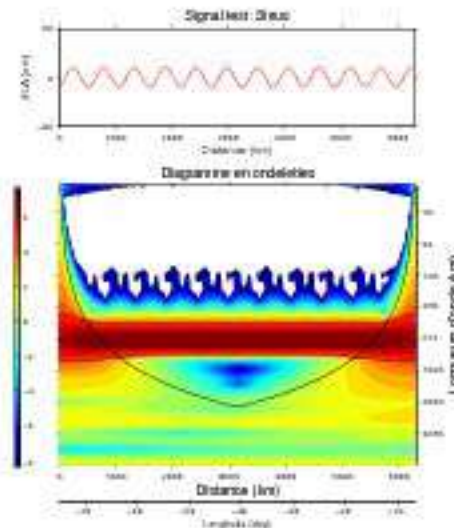


FIG. 3.6 – Diagramme en ondelettes spatiales pour un signal théorique sinusoïdal. Le premier et le deuxième graphiques représentent respectivement la SLA en fonction de la longitude et les coefficients en ondelettes (unité d'énergie en cm^2) en fonction de la longitude et des longueurs d'onde.

Phase et Cohérence en ondelettes

L'analyse en ondelettes, appliquée sur deux jeux de données indépendants, permet de calculer d'autres produits spectraux. Dans notre étude, nous nous sommes intéressés à la cohérence et la phase entre les concentrations en chlorophylle-*a* et la SLA. Pour obtenir ces quantités, une première étape consiste à générer le spectre croisé en ondelettes (Cross-Wavelet Spectrum - CWS). Si nous considérons deux séries spatiales (fonction de la longitude pour un temps et une latitude donnée) *X* et *Y*, avec leur transformées en ondelettes respectives $W_n^X(s)$ et $W_n^Y(s)$, le CWS est défini comme $W_n^{XY} = W_n^X(s)W_n^{Y*}(s)$, où $W_n^{Y*}(s)$ est le complexe conjugué de $W_n^Y(s)$.

Ainsi, nous pouvons en déduire le carré de la cohérence en ondelettes défini comme :

$$R_n^2(s) = \frac{|\langle s^{-1}W_n^{XY}(s) \rangle|^2}{\langle s^{-1}|W_n^X(s)|^2 \rangle \langle s^{-1}|W_n^Y(s)|^2 \rangle} \quad (3.5)$$

où $\langle . \rangle$ indique un lissage selon la dimension spatiale et les échelles. Pour cela, nous avons utilisé une convolution avec une Gaussienne, suivant l'algorithme préconisé par Torrence et Webster (1999).

Le carré de la cohérence R_n^2 (équation 3.5) est compris entre 0 et 1 et donne une mesure

3.3 Outils et méthodes

de la corrélation croisée entre deux séries spatiales en fonction de la longueur d'onde (Torrence et Webster, 1999). La phase de la cohérence en ondelettes entre X et Y est donnée par :

$$\phi_n(s) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(\langle s^{-1} W_n^{XY}(s) \rangle)}{\text{Re}(\langle s^{-1} W_n^{XY}(s) \rangle)} \right) \quad (3.6)$$

La valeur de cette phase (entre $-\pi$ et π) permet de connaître le déphasage entre les deux séries (dans cette étude : SLA et concentrations en chlorophylle). Dans le cadre de cette étude, cette méthode (calcul de la cohérence et des phases) est utilisée pour comparer les propriétés spatiales des ondes de Rossby en SLA avec celles en concentrations en chlorophylle-*a* et ainsi analyser les processus expliquant la signature chlorophyllienne de ces ondes.

3.3.2 La transformée de Fourier à 2 Dimensions

La transformée de Fourier peut être généralisée à deux dimensions. En effet, comme décrit précédemment, la transformée de Fourier permet d'analyser une série de données variant dans l'espace ou dans le temps et d'en extraire les longueurs d'onde ou les fréquences dominantes. La transformée de Fourier à 2 dimensions est basée exactement sur le même principe mais s'applique sur des signaux à deux dimensions (longitude/latitude, longitude/temps, ...). Ainsi dans le cas d'un diagramme longitude/temps, les longueurs d'onde et les fréquences présentes dans le signal peuvent être déduites (soit des informations dans le temps et dans l'espace). L'avantage d'une telle méthode est son aspect à deux dimensions qui permet d'avoir une information à la fois en temps et en espace.

Soit un signal $f(x, y)$ où x et y sont les deux dimensions respectives du signal analysé (par exemple, longitude et temps). La transformée de Fourier discrète à deux dimensions $F(u, v)$ de ce signal sera de la forme suivante :

$$F(u, v) = \sum_{x=0}^{M-1} \sum_{y=0}^{N-1} f(x, y) e^{-2i\pi(\frac{xu}{M} + \frac{yv}{N})} \quad (3.7)$$

où N et M ($N \neq M$) sont les dimensions de la série, u représente la pulsation (km^{-1}) et v la fréquence (s^{-1}).

Le transformée de Fourier inverse, utilisée pour reconstruire le signal physique, est exprimée de la manière suivante :

$$f(x, y) = \frac{1}{MN} \sum_{u=0}^{M-1} \sum_{v=0}^{N-1} F(u, v) e^{2i\pi(\frac{xu}{M} + \frac{yv}{N})} \quad (3.8)$$

3.4 Modèle 3D couplé physique/biogéochimie

La détection des ondes de Rossby s'est faite au travers de l'observation des ondes sur des diagrammes longitude/temps. Une approche à 2 dimensions (longitude/temps à une latitude donnée) a permis d'étudier les propriétés spatiales et temporelles des ondes (*Killworth et al.*, 2004). Cette technique est basée sur l'analyse de spectres croisés 2D (*2D cross spectrum*). Ces spectres sont obtenus après le calcul de la transformée de Fourier 2D à partir du résultat des corrélations croisées 2D des signaux à analyser. Les résultats ainsi obtenus sont complexes et représentent la densité spectrale de puissance (amplitude) et les relations de phase (phase). Dans le cadre de cette thèse, nous avons utilisé cette méthode en complément de l'analyse en ondelettes (voir section 3.3.1).

3.3.3 La transformée de Radon

Les vitesses de propagation (ou vitesses de phase) représentent une propriété importante dans la caractérisation des ondes de Rossby. La Transformée de Radon (TR) à 2 dimensions, dont les paramètres furent décrits tout d'abord par *Radon* en 1917 puis par *Deans* (1983), est une technique permettant d'estimer précisément ces vitesses. La TR, notée $p(x', \phi)$ (fig. 3.7) à un angle donné ϕ , est une projection sur une image (par exemple, un diagramme longitude/temps) le long d'une direction normale à ϕ (*Cipollini et al.*, 2005) :

$$p(x', \phi) = \int_y f(x, y) dy' \quad (3.9)$$

avec $x = x' \cos \phi - y' \sin \phi$ et $y = x' \sin \phi + y' \cos \phi$.

En d'autres termes, cette méthode donne une estimation calculée de manière objective de la vitesse du signal propagatif dominant. Pour cette estimation, une première étape consiste à calculer l'énergie de la TR (c.à.d., la somme des carrés de la TR) pour chaque angle ϕ ; puis, dans une seconde étape, la valeur de ϕ , pour laquelle cette énergie est maximale, est déterminée. Cet angle correspond à l'orientation des propagations dans les diagrammes longitudes/temps et donc permet de calculer des vitesses de phases.

Appliquée à des diagrammes longitudes/temps construits à partir de données satellites et/ou de sorties de modèles filtrées (pour que les propagations des ondes de Rossby soient les plus distinctes possibles), cette méthode permet donc d'estimer les vitesses de phase zonales des ondes de Rossby.

3.4 Modèle 3D couplé physique/biogéochimie

L'étude des couplages physique/biogéochimie a très vite amené à l'utilisation de modèles numériques tridimensionnels permettant de reproduire à la fois les phénomènes physiques

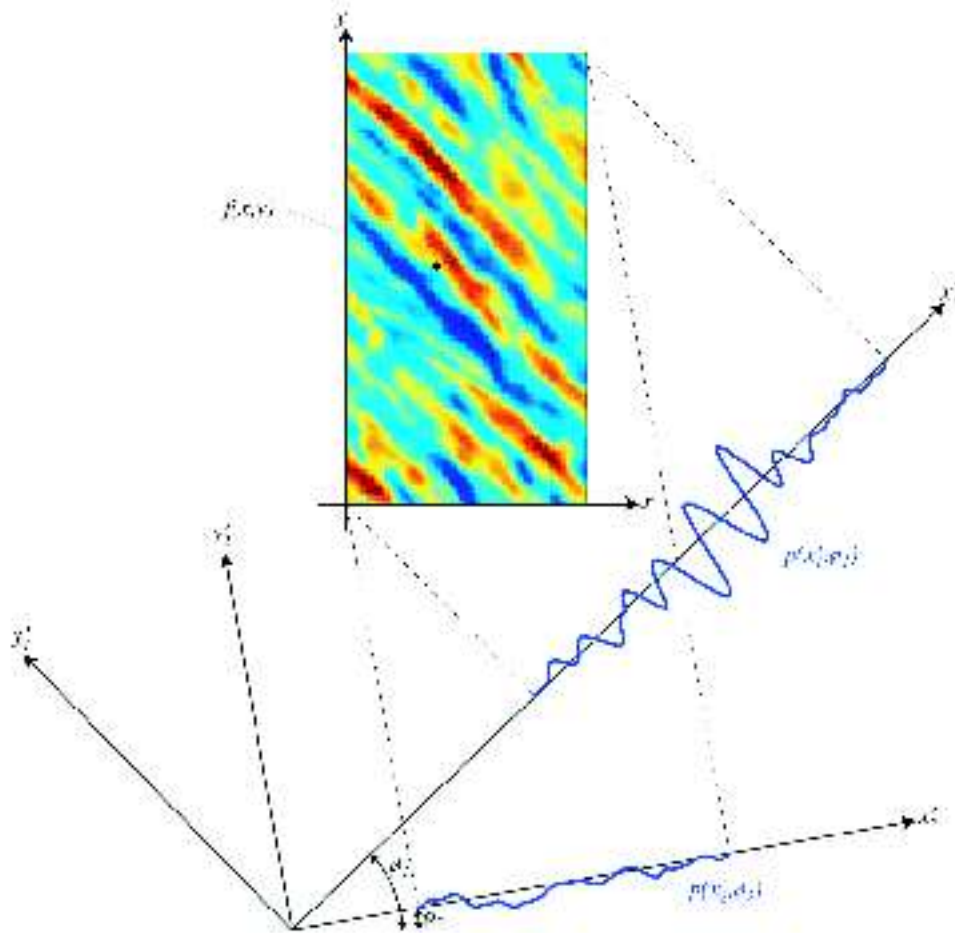


FIG. 3.7 – Exemple d’une transformée de Radon 2D sur un diagramme longitude temps $f(x, y)$ calculée pour deux angles différents ϕ_1 et ϕ_2 (d’après *Cipollini et al.*, 2005).

et en particulier les ondes de Rossby, point focal de cette étude, et d’une manière simplifiée, les phénomènes biogéochimiques. Un des premiers modèles de biogéochimie, ayant été couplé à un modèle réaliste tridimensionnel de circulation océanique, a été développé par *Fasham et al.* (1990) à partir d’un modèle simple de couche de mélange et d’un modèle de biogéochimie à 7 variables d’état (Phytoplancton, Zooplancton, Bactéries, Nitrates, Ammonium, Matière Organique Dissoute et Détritus). Ce modèle de biogéochimie a été couplé à un modèle réaliste de circulation océanique de l’Atlantique Nord en 1993 par *Sarmiento et al.* (1993) pour étudier les productions nouvelle et régénérée.

De nos jours, l’évolution des connaissances et de la puissance de calcul permettent d’utiliser des modèles couplés à 3 dimensions possédant de plus grandes résolutions temporelle et spatiale ainsi qu’une plus grande précision. L’apparition des données satellites a amélioré, grâce à leur couverture globale, la qualité des résultats à mésoéchelle obtenus par les

3.4 Modèle 3D couplé physique/biogéochimie

modèles dynamiques assimilant ces données. Aujourd'hui, l'évolution de ces modèles est à l'origine de simulations de grandes échelles à haute résolution spatiale. Nous pouvons citer par exemple, le système opérationnel PSY2V2 de MERCATOR, assimilant aussi des profils verticaux de température et de salinité, qui offre une résolution au $1/15^\circ$ sur l'océan Atlantique Nord et la Mer Méditerranée. Dans le cadre de cette étude, nous avons choisi d'utiliser un modèle simple de biogéochimie (peu de variables d'état) principalement car le nombre de paramètres, souvent peu connus, croît avec la complexité du modèle. En effet, les difficultés de mesures, leur nombre insuffisant ainsi que la correspondance entre réalité des processus et leur mise en équation mathématiques rendent difficile la connaissance avec précision des valeurs des paramètres biogéochimiques. Seules quelques expériences en laboratoire et de précédents travaux de modélisation et d'optimisation des paramètres à l'aide de données *in situ* ou satellites nous permettent d'avoir une estimation approximative de ces paramètres. Or, complexifier un modèle biogéochimique multiplie le nombre de paramètres peu connus utilisés et donc le nombre d'inconnues dans le système couplé. Néanmoins, certains travaux à différentes échelles (de 1D à globale) utilisent des modèles d'écosystème très complexes permettant de distinguer différentes espèces planctoniques et différents éléments chimiques. Par exemple, *Lima et Doney* (2004) ont couplé un modèle d'écosystème à 17 variables d'état dans l'océan Atlantique Nord. D'autres études à des échelles globales ou de bassin ont aussi été réalisées par exemple par *Popova et al.* (2002), *Gregg* (2002) et *Aumont et al.* (2003).

Une autre raison du choix d'un modèle simple d'écosystème est le souci, après couplage avec le modèle physique à haute résolution utilisé pour l'océan Atlantique Nord, d'obtenir un code dont la taille de l'exécutable nous permettra de réaliser plusieurs simulations lors de l'étude de sensibilité du modèle biogéochimique aux valeurs de ses paramètres (voir section 7).

3.4.1 Modèle de Physique

La dynamique physique océanique de notre zone d'étude est décrite par le modèle aux équations primitives OPA¹³ 8.1 (*Madec et Imbard*, 1996) dans la configuration Atlantique Nord développée initialement pour le projet CLIPPER NATL3 et adaptée par le projet d'océanographie opérationnelle MERCATOR (configuration MNATL). Le projet Mercator¹⁴, défini en 1996, a pour objectif de développer un système d'océanographie opérationnelle (fig. 3.8), de permettre le développement du secteur aval de l'océanographie et de contribuer au succès de l'expérience GODAE¹⁵ (première expérience internationale

¹³Océan PArallélisé

¹⁴<http://www.mercator-ocean.fr>

¹⁵Global Ocean Data Assimilation Experiment

3.4 Modèle 3D couplé physique/biogéochimie

d'océanographie opérationnelle) conjointement aux programmes Jason (observations altimétriques) et Coriolis (observations *in situ*).

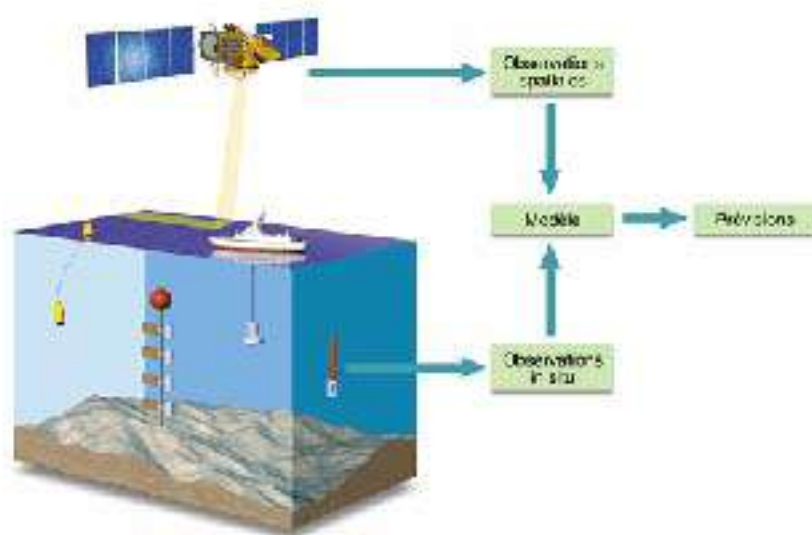


FIG. 3.8 – Schéma de principe de Mercator

Nous utilisons le premier Prototype Système (PSY1) modélisant l'Atlantique Nord au $1/3^\circ$ (MNATL) et assimilant les données satellites d'anomalies de hauteur de la mer. Dans cette thèse, la version non assimilée de ce code est utilisée pour le couplage avec le modèle de biogéochimie. En effet, des expériences ont été réalisées avec la version assimilée du modèle ; cependant, même si la représentation de la circulation à mésoéchelle de surface dans les simulations est améliorée, ce type d'assimilation (lifting-lowering inspiré de *Cooper et Haines, 1996*) semble perturber fortement la biologie et génère des perturbations importantes dans les processus biogéochimiques. Un système d'assimilation différent et plus progressif est nécessaire.

Nous allons présenter brièvement le modèle OPA version 8.1 (pour plus de détails se référer à *Madec et al., 1999*). Le modèle OPA résout les équations de Navier-Stokes selon l'horizontale (équation 3.10) simplifiées selon l'approximation de Boussinesq, l'équation hydrostatique selon la verticale (équation 3.11), l'équation de continuité (équation 3.12) ainsi que les deux équations de conservations de la température et de la salinité (équation 3.13) et une équation d'état (équation 3.14) non linéaire qui couple deux traceurs actifs (Température et Salinité) à la dynamique du fluide. Un certain nombre d'approximations est ensuite effectué :

- Approximation d'une Terre sphérique
- Approximation couche mince (l'épaisseur des océans est négligeable devant le rayon de

3.4 Modèle 3D couplé physique/biogéochimie

la Terre)

- Hypothèses de fermeture turbulente (les processus de petites échelles non résolus par le modèle sont paramétrés)
- Hypothèse hydrostatique
- Hypothèse d'incompressibilité

Le modèle résout donc six équations primitives :

- Les équations du mouvement :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \mathbf{U}_h}{\partial t} = & - \left[(\nabla \times \mathbf{U}) \times \mathbf{U} + \frac{1}{2} \nabla (\mathbf{U}^2) \right]_h \\ & - f \mathbf{k} \times \mathbf{U}_h - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h p + \mathbf{D}^U \end{aligned} \quad (3.10)$$

où t est le temps, f le paramètre de Coriolis, ρ_0 une densité de référence et p la pression. \mathbf{U} est le vecteur vitesse avec $\mathbf{U} = \mathbf{U}_h + w \mathbf{k}$ (h représente le vecteur horizontal local, c'est-à-dire sur le plan (\mathbf{i}, \mathbf{j})). \mathbf{k} est le vecteur local dirigé vers le haut et w la vitesse verticale associée.

- L'équilibre hydrostatique selon la verticale :

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (3.11)$$

- L'équation de continuité pour un fluide incompressible :

$$\nabla \cdot \mathbf{U} = 0 \quad (3.12)$$

- La conservation de chaleur (T : température) et de sel (S : salinité) :

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} &= -\nabla \cdot (T\mathbf{U}) + D^T \\ \frac{\partial S}{\partial t} &= -\nabla \cdot (S\mathbf{U}) + D^S \end{aligned} \quad (3.13)$$

- Une équation d'état (*Jackett et McDougall, 1995*) :

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (3.14)$$

D^U , D^T et D^S sont des paramétrisations des petites échelles pour le mouvement, la température et la salinité incluant les termes de forçages de surface (*Madec et al., 1999*).

3.4 Modèle 3D couplé physique/biogéochimie

Il s'agit d'un modèle de circulation basé sur les équations primitives pour lesquelles les composantes horizontales de la vitesse et les traceurs sont intégrés de manière prognostique alors que la composante verticale de la vitesse, variable diagnostique, est déduite de l'équation de continuité (approximation hydrostatique sur la verticale). Le type d'eau II est utilisé pour l'ensemble du bassin (rapport d'absorption de 0.58, longueurs d'extinction de 0.35 mètre et de 23 mètres dans la formulation de *Paulson et Simpson, 1977*). Le modèle est à toit rigide. Le frottement latéral est nul ("free slip") tandis que le frottement au fond est quadratique. La diffusion horizontale sous maille est biharmonique pour les vitesses et les traceurs. Le mélange vertical turbulent inclut un schéma 1.5 de fermeture de l'énergie cinétique turbulente. Le code OPA est un modèle à différences finies selon l'espace dont la distribution des variables se fait selon une grille C d'Arakawa tridimensionnelle (fig. 3.9).

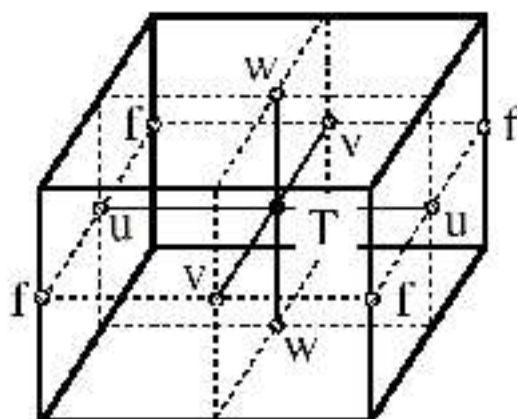


FIG. 3.9 – Grille du modèle : T indique les points scalaires où la température, la salinité, la densité, la pression et la divergence horizontale sont définies. (u,v,w) indiquent les points vecteurs et f indique les points de vorticité où les vorticités planétaires et relatives sont définies.

La région décrite par le modèle s'étend de $20^{\circ}S$ à $70^{\circ}N$ et de $98.5^{\circ}W$ à $20^{\circ}E$. Sa grille horizontale a une résolution de $1/3^{\circ}$ à l'Equateur, de $1/4^{\circ}$ à $45^{\circ}N$ et de $1/6^{\circ}$ à $60^{\circ}N$ (soit une résolution dite "eddy-permitting"). Le modèle présente 43 niveaux verticaux dont l'épaisseur varie de 12 mètres en surface à 200 mètres en dessous de 1500 mètres (la profondeur maximale étant 5600 mètres - voir tableau 3.2).

La bathymétrie de *Smith et Sandwell (1997)* et ETOPO5 au-delà de 72° de latitude (fig. I.1) sont utilisées. Sept îles sont identifiées sur le domaine. Les frontières des mers Nordique, du détroit de Gibraltar ainsi que la limite sud du domaine sont associées à des zones tampons où les variables de température et de salinité sont rappelées à leurs valeurs

3.4 Modèle 3D couplé physique/biogéochimie

climatologiques (climatologie saisonnière de *Reynaud et al.*, 1998).

Le pas de temps est de 30 minutes. Le modèle est forcé par des forçages atmosphériques (tensions de vent et flux de chaleur) ECMWF journaliers. La température de surface est rappelée de manière hebdomadaire aux analyses de Reynolds (*Reynolds et Smith*, 1994) qui incluent observations satellites et *in situ*. La salinité de surface est rappelée vers la climatologie de *Reynaud et al.* (1998). Il n'y a pas de modèle de glace. La couverture de glace est "diagnostique" : ainsi lorsque la température de congélation fixée ($ztgel = -1.8^{\circ}Celsius$) est atteinte les flux de chaleur et les tensions de vent sont annulés imitant l'effet d'une glace de mer.

Niveau	Prof. T	Prof. W	Epais. T	Epais. W
1	6.01	0.00	12.02	12.00
2	18.06	12.03	12.09	12.05
3	30.21	24.12	12.21	12.14
4	42.51	36.33	12.40	12.29
5	55.05	48.74	12.71	12.54
6	68.00	61.46	13.23	12.94
7	81.61	74.70	14.07	13.59
8	96.30	88.79	15.43	14.67
9	112.76	104.25	17.65	16.41
10	132.04	121.96	21.18	19.21
11	155.79	143.22	26.72	23.65
12	186.44	170.06	35.14	30.51
13	227.34	205.36	47.37	40.73
14	282.65	252.92	64.00	55.12
15	356.71	317.09	84.71	73.91
16	452.89	401.90	107.85	96.13
17	572.33	509.74	130.76	119.51
18	713.47	640.38	150.89	141.30
19	872.69	791.09	166.81	159.41
20	1045.63	957.72	178.37	173.10
21	1228.21	1135.93	186.27	182.72
22	1417.25	1322.09	191.43	189.13
23	1610.45	1513.44	194.71	193.26
24	1806.26	1708.10	196.76	195.86
25	2003.71	1904.83	198.03	197.47
26	2202.16	2102.84	198.81	198.47
27	2401.22	2301.63	199.28	199.07
28	2600.66	2500.91	199.57	199.44
29	2800.33	2700.47	199.74	199.67
30	3000.13	2900.21	199.85	199.80
31	3200.01	3100.06	199.92	199.89
32	3399.95	3299.98	199.96	199.94
33	3599.92	3499.93	199.98	199.97
34	3799.91	3699.91	199.99	199.99
35	3999.91	3899.91	200.00	200.00
36	4199.91	4099.91	200.01	200.01
37	4399.92	4299.92	200.01	200.01
38	4599.93	4499.93	200.01	200.01
39	4799.95	4699.94	200.01	200.01
40	4999.96	4899.95	200.01	200.01
41	5199.98	5099.97	200.02	200.02
42	5399.99	5299.98	200.02	200.02
43	5600.01	5500.00	200.02	200.02

TAB. 3.2 – Tableau des profondeurs et épaisseurs des niveaux verticaux (grilles de température T et de vitesse verticale W)

Améliorations du modèle physique

La comparaison des résultats de la réanalyse MNATL PSY1V1 (MNATL avec assimilation de données altimétriques) avec des observations physiques *in situ* en trois sites de mesures (BATS¹⁶, NABE¹⁷, EUMELI¹⁸) correspondant à trois régions biogéochimiques différentes de l'Atlantique Nord a été effectuée pour les 300 premiers mètres de l'océan par Marie Drévillon (CDD, IR, CNES/INSU) (*Drévillon et al.*, 2004). Cette comparaison fait apparaître de nettes dérives en température (plus froid) et en salinité (moins salé) dans la réanalyse. De plus, à 1000 mètres de profondeur dans le Golfe de Cadix, les eaux Méditerranéennes sont plus froides et moins salées et sont par conséquent peu différentes des eaux environnantes.

A la suite de ces conclusions, une version du système PSY1 phasé avec les améliorations apportées à PSY2 (maquette au 1/15°) a été mise au point. Concernant la partie MNATL (physique sans assimilation) que nous avons utilisée pour nos simulations, un rappel à la climatologie de *Reynaud et al.* (1998) en température et salinité a été introduit dans le Golfe de Cadix (*Drillet et al.*, 2005). De plus, la simulation interannuelle a été initialisée à partir de la climatologie de *Reynaud et al.* (1998).

3.4.2 Modèle biogéochimique NPZDDOM

Actuellement, il existe un grand nombre de modèles biogéochimiques couplés avec des modèles de circulation océanique permettant de simuler différents processus biologiques. La plupart de ces modèles sont des modèles appelés 'modèles en boîtes' qui permettent de décrire la concentration d'un ou de plusieurs éléments chimiques sous différentes formes : dissoutes, particulaires, organiques, inorganiques ou vivantes présentes dans les écosystèmes marins ainsi que les flux échangés entre ces différents éléments. Ces modèles sont basés sur la résolution d'équations d'advection-diffusion identiques à celles utilisées pour décrire l'évolution de la Température et de la Salinité dans les modèles dynamiques. Dans le cas du modèle OPA, ces équations sont de la forme :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = S(C) - \left[\frac{1}{\epsilon_1 \epsilon_2} \left(\frac{\partial(\epsilon_2 C u)}{\partial i} + \frac{\partial(\epsilon_1 C v)}{\partial j} \right) + \frac{1}{\epsilon_3} \frac{\partial(C w)}{\partial k} \right] + D^h C + D^v C \quad (3.15)$$

où C est la concentration du traceur considéré, S(C) représente les termes inhérents au traceur considéré (ce sont les termes sources - puits dans le cas de traceurs biogéochimiques). $D^h C$ et $D^v C$ représentent les termes de diffusions horizontale et verticale. La déformation locale du système de coordonnées circulaires est donnée par ϵ_1 , ϵ_2 et ϵ_3 , les trois facteurs

¹⁶Bermuda Atlantic Time Series (32.1°N-65°W)

¹⁷localisé à 47°N-20°W

¹⁸EUtrophe, MEsotrophe, oLIgotrophe (21°N-31°W)

3.4 Modèle 3D couplé physique/biogéochimie

d'échelle (*Madec et al.*, 1999).

Dans le cadre de notre étude, nous avons choisi d'utiliser un modèle simple d'écosystème de type NPZDDON : Nitrates, Phytoplancton, Zooplancton, Détritus, Azote Organique dissous (fig. 3.10, *Huret et al.*, 2005). Les concentrations sont exprimées en concentration d'Azote car cet élément permet de bien caractériser les différentes provinces biogéochimiques de l'Atlantique Nord (élément limitant dans l'océan Atlantique Nord). Le choix de ce modèle est basé sur des études précédentes dans l'océan Atlantique Nord à partir d'un modèle à quatre compartiments NPZD ayant prouvé son efficacité pour décrire d'une façon satisfaisante le système biogéochimique de cet océan (par exemple, *Oschlies et Garçon*, 1999; *Gunson et al.*, 1999). Afin de prendre en compte les processus d'hydrolyse et de reminéralisation plus lents liés à la boucle microbienne, un cinquième compartiment, l'Azote Organique dissous (DON), est pris en compte (*Huret et al.*, 2005).

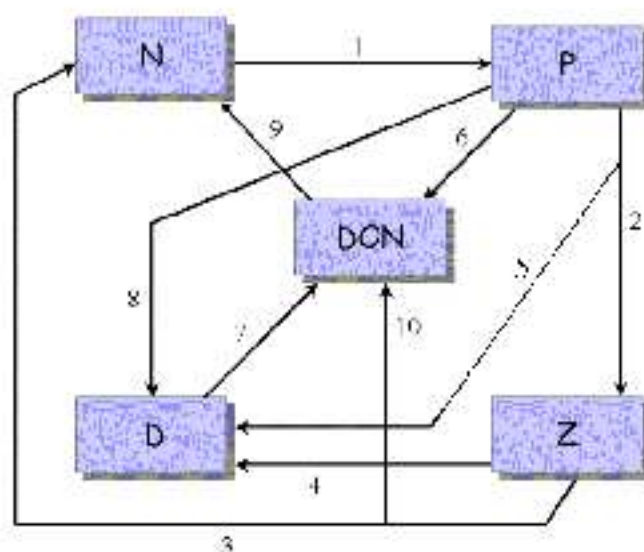


FIG. 3.10 – Le modèle NPZDDON (d'après *Huret et al.*, 2005)).

Les flux entre les différentes variables d'états, représentés schématiquement sur la figure 3.10, sont les suivants :

1. Assimilation des nutriments par le Phytoplancton au cours de la Photosynthèse.
2. Broutage du Zooplancton.

3.4 Modèle 3D couplé physique/biogéochimie

3. Excrétion du Zooplancton.
4. Mortalité du Zooplancton.
5. Fraction non-assimilée du broutage (production de pelotes fécales) par le Zooplancton.
6. Exudation du Phytoplancton.
7. Hydrolyse des particules.
8. Mortalité du Phytoplancton.
9. Reminéralisation de la Matière Organique Dissoute.
10. Excrétion organique du Zooplancton.

L'équation d'évolution des concentrations de ces traceurs est constituée de trois principaux termes (voir l'équation 3.15) :

- les termes sources - puits caractérisant les propriétés des échanges (flux) entre les différents compartiments du modèle,
- l'advection induite par la dynamique,
- et les termes diffusifs.

Nous allons maintenant expliciter les termes sources et puits du modèle biogéochimique utilisé.

Les termes sources et puits

Le code OPA possède un couplage avec un modèle de traceurs passifs déjà développé nommé OPA Traceurs. Nous avons implémenté et adapté les termes sources - puits caractéristiques du modèle NPZDDON.

Les équations d'évolution des concentrations de traceurs de notre modèle NPZDDON (Huret *et al.*, 2005) exprimées en fonction de leur contenu en azote ($mmolN.m^{-3}$) sont :

$$SMS(N) = \rho DON + (1 - f_2)\gamma Z - J(z, t, N)P \quad (3.16)$$

$$SMS(P) = (1 - \epsilon)J(z, t, N)P - \mu_P P - G(P)Z \quad (3.17)$$

$$SMS(Z) = f_1 G(P)Z - \gamma Z - \mu_Z Z^2 \quad (3.18)$$

$$SMS(D) = (1 - f_1)G(P)Z + \mu_P P + \mu_Z Z^2 - \mu_D D - w_\varepsilon \frac{\partial D}{\partial z} \quad (3.19)$$

$$SMS(DON) = \epsilon J(z, t, N)P + f_2 \gamma Z + \mu_D D - \rho DON \quad (3.20)$$

3.4 Modèle 3D couplé physique/biogéochimie

N représente les nitrates, P le phytoplancton, Z le zooplancton, D les détritiques et DON l'azote organique dissous. Les paramètres sont décrits dans le tableau 3.3.

Les valeurs des paramètres sont déduites de *Oschlies et Garçon (1999)* et de *Huret et al. (2005)*, ainsi que d'une étude de sensibilité préliminaire (voir section 7.2). En effet, comme nous l'avons déjà mentionné, les incertitudes sur les valeurs des paramètres dans ce type de modèle restent encore très grandes. Ces valeurs peuvent être affinées, entre autre, par des études de sensibilité qui consistent à perturber les valeurs de paramètres, analyser les améliorations/dégradations des solutions du modèle (par exemple en terme de concentrations en chlorophylle) par comparaison avec des données satellites couleur de l'eau et des données *in situ*.

Le terme $J(z,t,N)$ exprime la limitation par la lumière et les nutriments de la croissance du phytoplancton. Suivant la formulation de la Loi de Liebig du Minimum (*Liebig, 1845*), nous utilisons le minimum de la limitation par la lumière et par les nutriments ; c'est-à-dire :

$$J(z, t, N) = \min(J(z, t), J_{max} L_{NCO_2}) \quad (3.21)$$

avec $J(z, t)$ exprimant le taux de croissance uniquement limité par la lumière, L_{NCO_2} le terme de limitation par les nutriments et J_{max} le taux de croissance maximal pour une lumière non limitante.

Concernant l'expression de la limitation par les nutriments, la formulation de Michaelis - Menten est appliquée :

$$L_{NCO_2} = \frac{N}{N + K_N} \quad (3.22)$$

où K_N représente la constante de demi-saturation de l'assimilation des nutriments par le phytoplancton.

3.4 Modèle 3D couplé physique/biogéochimie

Paramètre	Description du paramètre	Valeur
	Coefficients du phytoplancton	
α	$0.025 \text{ j}^{-1}/(\text{W.m}^{-2})$	Pente initiale de la courbe P - I
PAR	0.43	Pourcentage de la lumière utilisée par la photosynthèse (Photosynthetic Active Radiation)
k_c	$0.03 \text{ m}^{-1}(\text{mmol.m}^{-3})^{-1}$	Atténuation de la lumière par le phytoplancton
a	0.6 j^{-1}	Paramètres du taux de croissance maximal
b	1.066	
c	$1 (\text{°C})^{-1}$	
$1/k_w$	25 m	
k_N	0.5 mmol.m^{-3}	1/atténuation de la lumière par l'eau Constante de demi-saturation pour l'assimilation de N
μ_F	0.03 j^{-1}	Taux de mortalité spécifique
ϵ	0.01	Fraction exudée de la production primaire
	Coefficients du zooplancton	
f_1	0.75	Efficacité de l'assimilation
g	2 j^{-1}	Taux de broutage maximal
p	$1 (\text{mmol.m}^{-3})^{-2} \text{ j}^{-1}$	Taux de capture
μ_z	$0.2 (\text{mmol.m}^{-3})^{-1} \text{ j}^{-1}$	Taux de mortalité
γ	0.03 j^{-1}	Excrétion
f_2	0.25	Fraction organique de l'excrétion
	Coefficients des détritits	
μ_d	0.23 j^{-1}	Taux d'hydrolyse
w_g	5 m.j^{-1}	Vitesse de chute
	Coefficients du DON	
ρ	0.025 j^{-1}	Taux de reminéralisation

TAB. 3.3 – Description et valeurs des paramètres du modèle NPZDDON pour le run de référence.

3.4 Modèle 3D couplé physique/biogéochimie

Le taux de croissance limité uniquement par la lumière est basé sur la méthode analytique d'*Evans et Parslow* (1985). Un des avantages de cette formulation est qu'elle permet à partir de flux solaires journaliers de tenir compte analytiquement du cycle diurne important pour l'activité biologique. En effet, le taux de croissance limité par la lumière $J(z, t)$ est moyenné sur 24 heures et sur une couche verticale tel que :

$$\bar{J}(z, t) = \frac{1}{\tau_{24h}} \int_0^{\tau_{24h}} \frac{1}{z_k - z_{k-1}} \int_{z_{k+1}}^{z_k} J(z, t) dz dt \quad (3.23)$$

où

$$J(z, t) = \frac{J_{max} \alpha I(z, t)}{(J_{max}^2 + \alpha^2 I(z, t)^2)^{1/2}} \quad (3.24)$$

où $I(z, t)$ est l'intensité lumineuse locale et α la pente initiale de la courbe photosynthèse-lumière (P-I). Avec cette expression, la lumière est maximale à midi et en surface (elle décroît exponentiellement avec la profondeur). *Evans et Parslow* (1985) ont ainsi pu calculer analytiquement l'expression de la limitation intégrée sur la profondeur de la couche de mélange et sur la journée. Ils ont obtenu la relation suivante :

$$\bar{J}(z, t) = \frac{2J_{max}}{kM} [F(\beta e^{kM}, \tau) - F(\beta, \tau) - F(\beta e^{kM}, 0) + F(\beta, 0)] \quad (3.25)$$

où $J_{max} = a * b^{e^T}$ avec T la température, M la profondeur de la couche de mélange, $k = 0.1 \text{ m}^{-1}$ le coefficient d'atténuation de la lumière, τ le temps à midi et

$$F(y, t) = (y^2 + t^2)^{1/2} - t * \ln \frac{t + (y^2 + t^2)^{1/2}}{y} \quad (3.26)$$

$G(P)$ représente le broutage du Phytoplancton par le Zooplancton, il est exprimé selon une fonction de Holling type III :

$$G(P) = \frac{gpP^2}{g + pP^2} \quad (3.27)$$

avec g , le taux de broutage maximal pour les fortes valeurs de P et p la pente de $G(P)$ pour les faibles valeurs de P .

Les termes sources - puits sont ainsi définis et permettent de décrire les flux entre les différents traceurs et leurs concentrations.

Le schéma d'advection : MUSCL

Pour l'advection des traceurs biogéochimique un schéma indépendant de celui effectif pour la physique est utilisé. Cette séparation permet de considérer une advection des traceurs plus adaptée aux particularités des variables du modèle biogéochimique.

En effet, lorsque le schéma Arakawa centré (identique à celui de la physique) est activé, des concentrations négatives irréalistes peuvent apparaître. Nous avons donc utilisé le schéma d'advection des traceurs MUSCL¹⁹ (Lévy *et al.*, 2001).

En effet, MUSCL est un schéma monotone et positif à diffusion implicite, qui est très peu dispersif. Il permet par conséquent de minimiser les erreurs diffusion et de dispersion. D'après Lévy *et al.* (2001) qui ont testé ce schéma sur un modèle biogéochimique de type NNPZDDOM (Nitrates, Ammonium, Phytoplancton, Zooplancton, Détritus et Matières Organique Dissoute), MUSCL semble plus adapté pour résoudre les petites échelles que d'autres schémas (MPDATA²⁰, FCT²¹, CEN²², UPS²³).

Une fois les modèles physique et biogéochimique couplés et pour pouvoir intégrer le modèle de biologie dans le temps, il est nécessaire d'initialiser les concentrations des différents traceurs.

Description des champs initiaux

Le champ initial pour les concentrations en nitrates provient d'une climatologie. En effet, les concentrations en nitrates sous la thermocline représentent une situation moyenne caractéristique des 100 dernières années environ dans l'océan Atlantique Nord. Les autres variables d'état du modèle simple de biogéochimie, nécessitant un temps de mise à l'équilibre plus court (de l'ordre d'une année), sont initialisées à des valeurs faibles non nulles, extraites de Sarmiento *et al.* (1993) et réutilisées par Oschlies *et Garçon* (1999). Les concentrations initiales en Phytoplancton, Zooplancton et Matière Organique Dissoute sont respectivement 0.14 mmolNm^{-3} , $0.014 \text{ mmolNm}^{-3}$ et 3 mmolNm^{-3} en surface et décroissent exponentiellement avec la profondeur. Les Détritus sont initialisés avec une valeur proche de zéro mais non nulle : $10^{-4} \text{ mmolNm}^{-3}$, sur toute la zone et sur toute la colonne d'eau.

Pour les concentrations initiales en nitrates, nous avons utilisé la climatologie annuelle de l'Atlas Levitus 2001 de (Conkright *et al.*, 2002). Ces données sont disponibles sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$ sur 33 niveaux verticaux de 0 à 5500m. La grille du modèle couplé (dite Mercator) possède une résolution horizontale de $1/3^\circ$ et 43 niveaux verticaux de 0 à 5500m.

¹⁹MUSCL : Monotonic Upstream centered Scheme for Conservation Laws

²⁰MPDATA : Multidimensional Positive Definite Advection Transport Algorithm

²¹FCT : FLux Corrected Transport

²²CEN : Second order centered differencing

²³UPS : First order upstream differencing

3.5 Conclusion

Nous avons donc interpolé les données Levitus horizontalement et verticalement sur la grille du modèle. Le champ initial ainsi obtenu pour les nitrates en surface est présenté sur la figure 3.11.

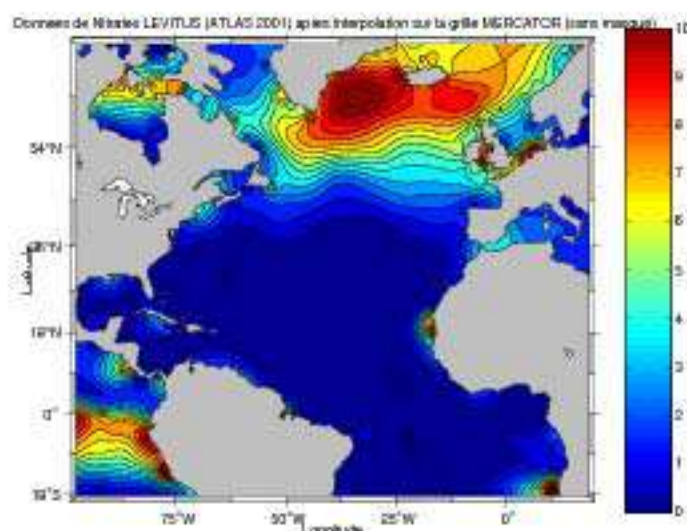


FIG. 3.11 – Climatologie annuelle de l'Atlas Levitus 2001 interpolée sur la grille du modèle pour les concentrations en Nitrates de surface (en mmol N.m^{-3}).

Nous pouvons observer sur cette figure une situation classique de l'Atlantique Nord avec de fortes concentrations en Nitrates au centre du gyre subpolaire. Le gyre subtropical présente des concentrations faibles en surface. Sur cette carte (fig. 3.11), la zone d'upwelling de Mauritanie est aussi marquée en surface par des concentrations en nitrates élevées.

3.5 Conclusion

A l'aide des données et des outils décrits dans ce chapitre, nous avons pu réaliser une étude approfondie des ondes de Rossby dans l'océan Atlantique Nord et de leurs influences sur le système biogéochimique. Dans la partie II, nous avons tout d'abord adopté une approche basée sur les observations satellites et sur des modèles simples de processus. Puis, l'utilisation du modèle couplé physique/biogéochimie, décrite dans la partie III, nous a apporté une vision à trois dimensions du problème. Après validation du modèle et quelques analyses de sensibilité, nous avons exploré les mécanismes associés aux ondes et perturbant les concentrations des variables biogéochimiques.

Deuxième partie

Etude de l'influence des ondes de Rossby sur le système biogéochimique de l'océan Atlantique Nord à l'aide des données satellites

Chapitre 4

Variabilité spatiale et temporelle des ondes de Rossby dans l'océan Atlantique Nord

4.1 Introduction

Des signaux se propageant vers l'Ouest, identifiés auparavant par plusieurs auteurs comme des ondes de Rossby baroclines grâce à leurs propriétés dynamiques (voir *Fu et Chelton*, 2001, ou section 2.3), sont clairement observés dans les diagrammes temps/longitude de SLA à toutes les latitudes étudiées entre 10°N et 40°N. La figure 4.1 montre trois exemples à trois latitudes différentes.

Cependant un pré-traitement est nécessaire pour mieux distinguer la signature de ces ondes. Pour cela, nous avons tout d'abord soustrait la moyenne zonale en chaque pas de temps aux données de SLA brutes (fig. 4.2b). Cette soustraction permet de réduire les tendances Est-Ouest (souvent liées au cycle saisonnier). Puis, le signal est reconstruit, à l'aide d'un filtrage en ondelettes à 1 dimension, entre les échelles $j=20$ et $j=24$ (équivalentes, respectivement, aux longueurs d'ondes 500 km et 1001 km) à chaque latitude. Le choix de cet intervalle de longueurs d'onde permet d'exclure principalement les signaux de plus petites échelles spatiales (0 - 500 km - essentiellement fronts, tourbillons, ...) ainsi que les éventuels signaux périodiques pouvant présenter des échelles spatiales supérieures à 1001 km. Cet intervalle d'échelle a été déterminé sur la base des longueurs d'ondes mesurées par l'analyse spectrale en ondelettes (cf. section 4.3). Dans le cas des grandes longueurs d'ondes supérieures à 1001 km, la largeur de la zone d'étude limite les signaux analysables. Par exemple, dans la partie la plus large de notre zone d'étude (soit à 34°N - 75°W à 10°W), les plus grandes longueurs d'ondes interprétables sont de ~ 3000 km alors qu'elles sont seulement de ~ 1370 km à 10°N (53°W - 28°W).

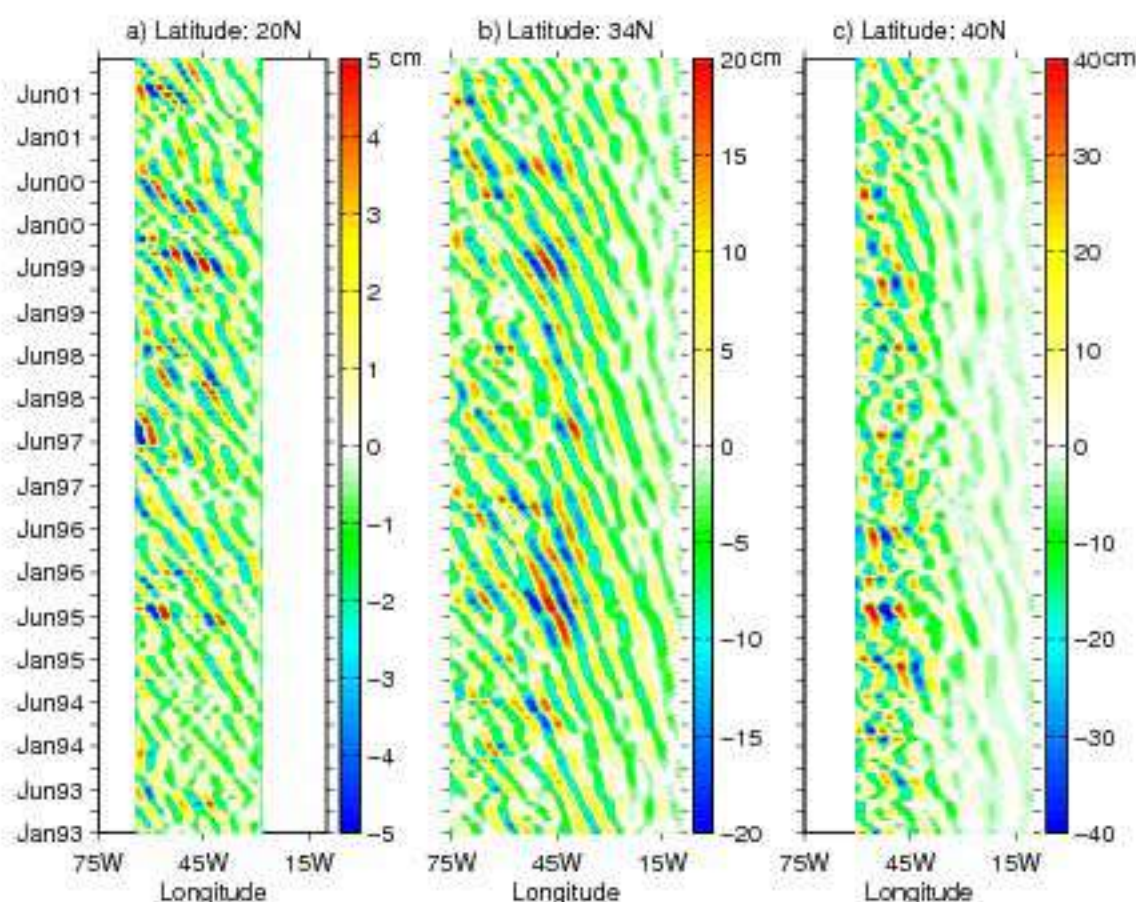


FIG. 4.1 – Diagrammes temps/longitudes de SLA (cm) à a) 20°N, b) 34°N et c) 40°N. Les données ont été filtrées spatialement. Les signaux sont reconstruits pour des longueurs d'onde comprises entre 500 et 1001 km à l'aide d'une analyse en ondelettes.

Après filtrage, les propagations observées sont ainsi plus distinctes comme illustré dans l'exemple de la figure 4.2 où est représenté le signal avant filtrage (fig. 4.2a) et après filtrage (fig. 4.2c) pour la latitude 34°N. Nous pouvons voir sur les trois diagrammes des signaux d'amplitudes variables de ± 5 cm à 20°N (fig. 4.1a) jusqu'à ± 40 cm à 40°N (fig. 4.1c). Les amplitudes des signaux propagatifs varient énormément selon la latitude avec des propagations plus marquées vers 34°N (fig. 4.1b et 4.2). En effet, malgré les plus fortes valeurs à 40°N, les propagations semblent plus marquées et moins perturbées à 34°N. Une explication possible de ces signaux plus distincts à 34°N serait un effet de "guide d'onde" engendré par l'interaction entre le courant zonal des Açores et les ondes de Rossby (Cipollini *et al.*, 1997), par analogie aux observations de Hughes (1996) dans le courant Circumpolaire Antarctique. Ceci pourrait aussi expliquer les variations temporelles des

4.1 Introduction

amplitudes qui seraient reliées à la variabilité saisonnière du courant des Açores. Nous observons également différentes particularités dans l'évolution des ondes d'Est en Ouest à l'échelle du bassin suivant la latitude observée. A 20°N , les ondes présentent globalement une amplitude identique sur tout le bassin alors qu'à 34°N , ces dernières possèdent des amplitudes plus élevées au dessus de la dorsale médio-Atlantique. Cependant, les signaux pour la latitude 40°N montrent une forte amplification à l'Ouest de 40°W , probablement liée à la forte activité mésoéchelle (présentant des longueurs d'ondes proches de celles des ondes de Rossby) associée au Gulf Stream et/ou aux interactions ondes/courants.

Dans les sections suivantes, nous nous proposons de décrire plus en détails les variabilités spatiales et temporelles des amplitudes (section 4.2), des longueurs d'onde (section 4.3), des périodes (section 4.4), ainsi que des vitesses de phase (section 4.5) des ondes de Rossby dans notre zone d'étude.

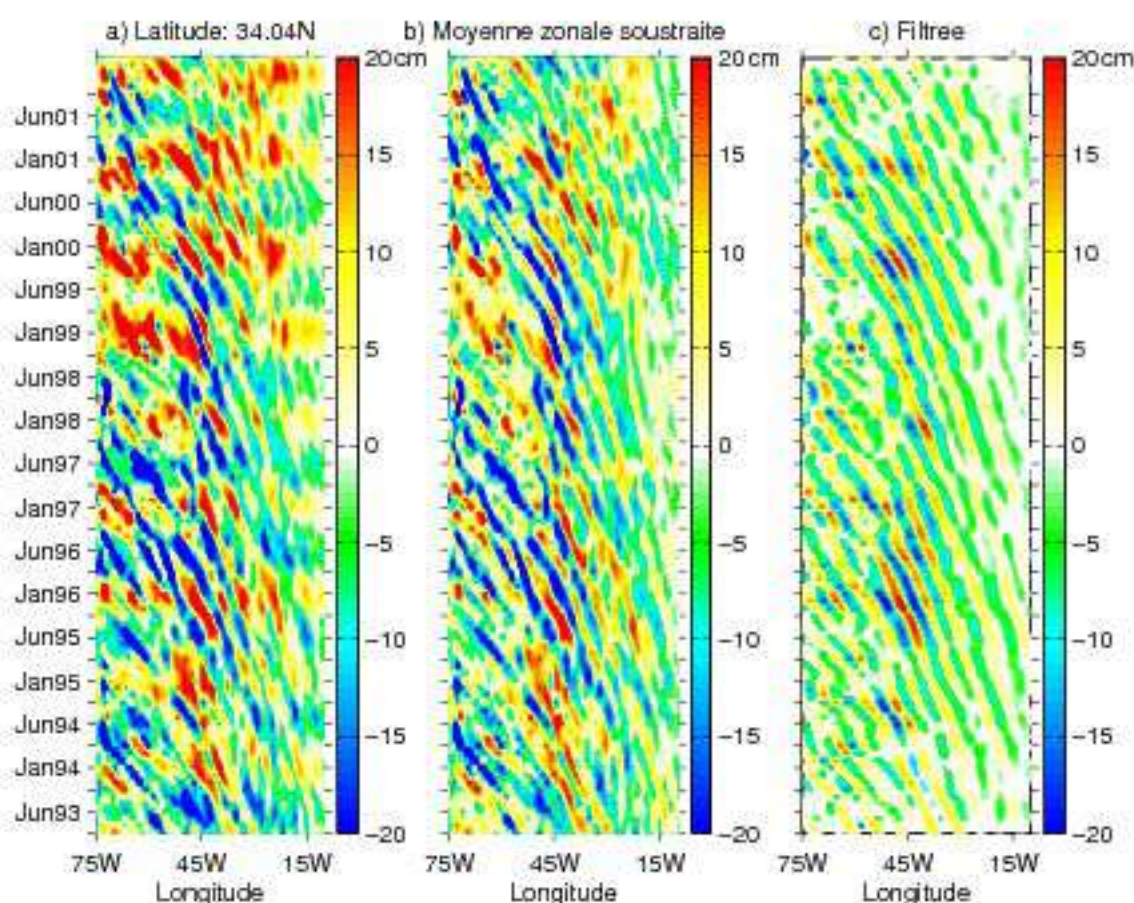


FIG. 4.2 – Diagrammes temps/longitudes de SLA (cm) à 34°N : a) signal non filtré, b) signal brut moins la moyenne zonale et c) signal filtré reconstruit pour les longueurs d'onde comprises entre 500 et 1001 km à l'aide d'une analyse en ondelettes.

4.2 Amplitudes des ondes de Rossby : variations spatiales et temporelles

Les ondes de Rossby dans l'océan Atlantique Nord présentent des amplitudes de l'ordre de quelques centimètres dans les données de SLA. Cependant, il est important de noter que ces ondes ne présentent pas la même amplitude suivant leur position géographique. Ainsi, nous avons pu observer que ces ondes possèdent une amplitude maximum supérieure à 10 cm pour une zone comprise entre 33°N et 40°N en latitudes et entre 30°W et 75°W en longitude avec des amplitudes maximales pouvant atteindre 56.1 cm (39°N - 57.6°W) pour les valeurs positives et -66.5 cm (40°N - 52.4°W) pour les valeurs négatives. De même, les moyennes atteignent des valeurs élevées à l'extrême Nord de la zone d'étude (16.6 cm à 40°N - 55.6°W et -17.6 cm à 40°N - 54.8°W). Sur la figure 4.3 sont représentées les amplitudes maximales et minimales (fig. 4.3a et 4.3b) ainsi que les valeurs moyennes des amplitudes positives (fig. 4.3d) et négatives (fig. 4.3c) extraites et calculées à partir des données de SLA filtrées pour les années 1993-2001. Il apparaît que les amplitudes sont plus élevées dans la partie Ouest du bassin en particulier au Nord de 20°N. De même, ces amplitudes sont corrélées avec des écart-types élevés (fig. 4.3e et 4.3f) impliquant peu de faibles amplitudes à ces latitudes à l'Ouest de la dorsale. Les amplitudes plus fortes à l'Ouest semblent se situer au-dessus et à l'Ouest de la dorsale médio-Atlantique. D'après *Polito et Cornillon (1997)*, un couplage entre les modes baroclines et barotropes pourrait être responsable de l'amplification des ondes de Rossby au-dessus de la dorsale. Comme l'a montré tout d'abord *Barnier (1988)*, à l'approche de la dorsale, l'énergie des ondes baroclines est transmise au mode barotrope alors que l'inverse (barotrope → barocline) se produit sur le flanc Ouest de la dorsale. Les nouvelles ondes baroclines ainsi générées sur la dorsale et associées à des fluctuations locales de la tension du vent peuvent expliquer les amplitudes observées (*Barnier, 1988*).

Plus au Sud, entre 10°N et 20°N, les valeurs maximales et moyennes restent très faibles (< ± 3 cm pour les valeurs moyennes).

4.2 Amplitudes des ondes de Rossby : variations spatiales et temporelles

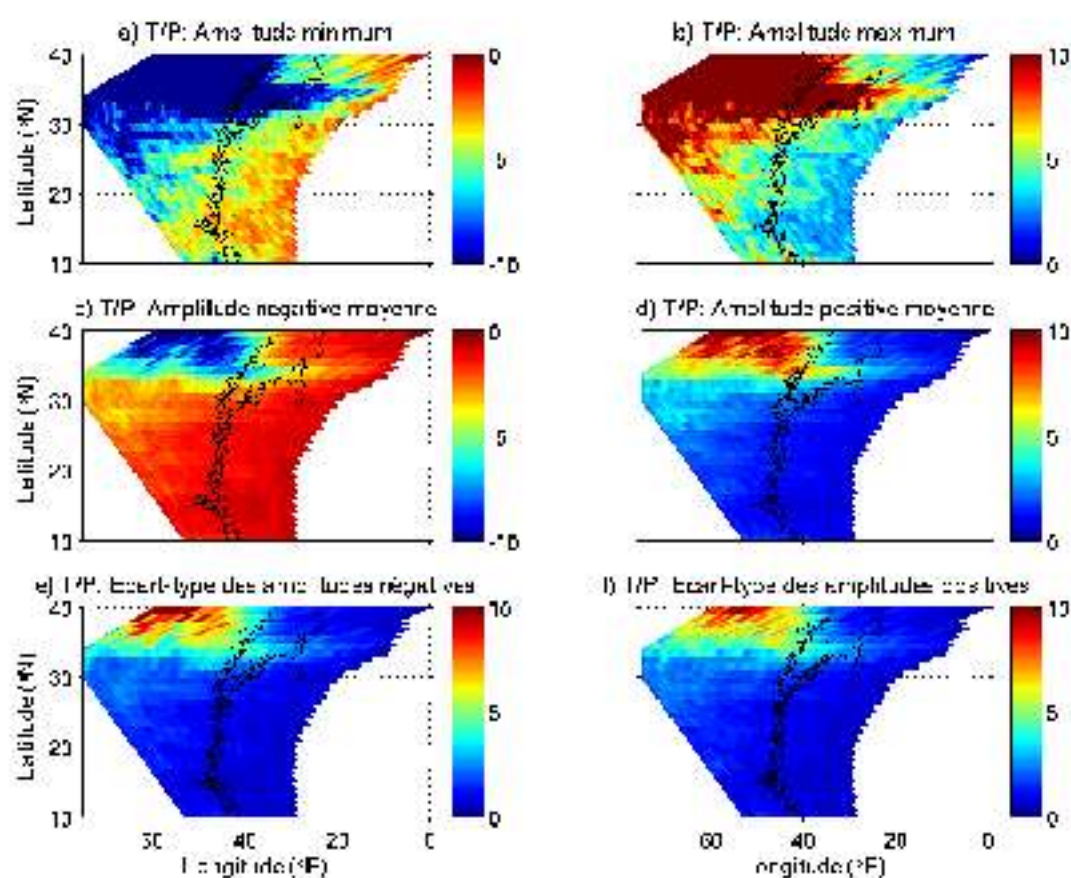


FIG. 4.3 – Amplitudes a) minimales et b) maximales, amplitudes moyennes c) négatives et d) positives des ondes de Rossby ainsi que les écart-types des amplitudes e) négatives et f) positives d’après les données altimétriques filtrées. Les contours noirs, correspondant à l’isobathe 3500 m au centre du bassin, représentent la dorsale médio-Atlantique.

Les amplitudes des ondes varient peu au cours du temps. Les écart-types calculés à chaque pas de temps et pour chaque latitude présentent des variations faibles en comparaison des amplitudes maximales des ondes. La figure 4.4 montre ces écart-types pour différentes latitudes situées dans la zone d’étude. Nous remarquons que ces derniers présentent une variabilité interannuelle. Par conséquent, les ondes présentent des variations interannuelles d’amplitudes qui restent faibles en comparaison des amplitudes maximales des ondes. De plus, au cours d’une année définie, il est difficile d’identifier des variations d’amplitudes annuelles ou semi-annuelles comparables sur les différentes années.

4.3 Propriétés spatiales

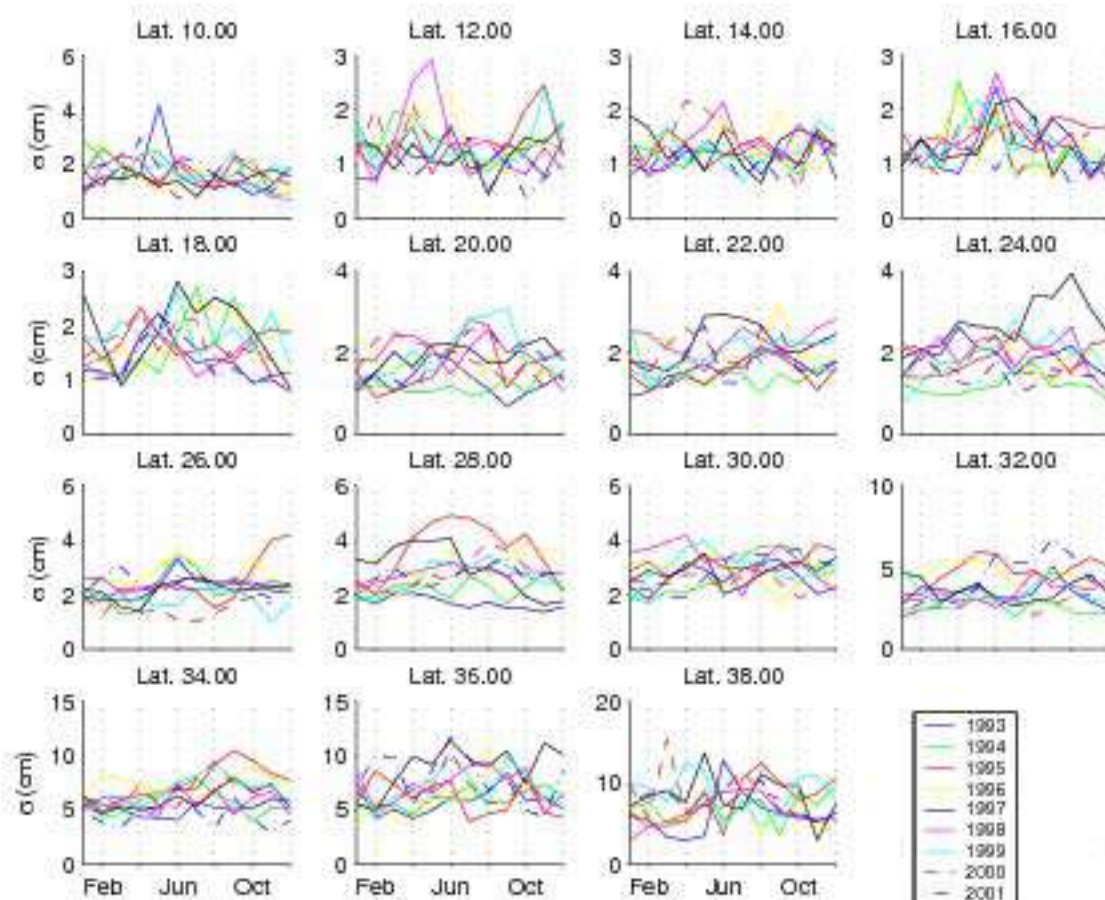


FIG. 4.4 – Ecart-types calculés selon les longitudes en fonction du temps pour les différentes années et latitudes. La limite supérieure de l'axe des ordonnées correspond au maximum d'amplitude à la latitude considérée.

4.3 Propriétés spatiales

Pour estimer la variabilité spatiale des ondes de Rossby, nous avons appliqué une analyse spatiale 1D en ondelettes sur les données de SLA **non filtrées** (cf. section 3.3.1). Cette dernière a été réalisée mois par mois sur des sections zonales s'étendant sur tout le bassin pour chaque latitude de 10° N à 40° N (par pas de 1°). La zone d'analyse entre 10° N et 40° N est variable en longitude; elle a été établie à partir des concentrations en chlorophylle de surface (fig. 4.5). Ainsi, à l'approche des côtes, les régions où les concentrations en chlorophylle de surface sont élevées ont été éliminées de la zone d'étude car elles peuvent induire des biais dans l'analyse. En effet, un fort signal ponctuel situé en bordure du domaine génère de forts coefficients en ondelettes nettement dominants qui peuvent s'étaler géographiquement et recouvrir les signaux plus faibles qui nous intéressent sur les diagrammes

4.3 Propriétés spatiales

en ondelettes. Ainsi, la longueur variable de chaque section (plus ou moins centrées sur la dorsale médio-Atlantique où les ondes de Rossby semblent amplifiées comme discuté par *Cromwell, 2001*) influence directement les valeurs des longueurs d'onde que nous pouvons détecter, délimitées par le cône d'influence sur les diagrammes en ondelettes (fig. 4.6).

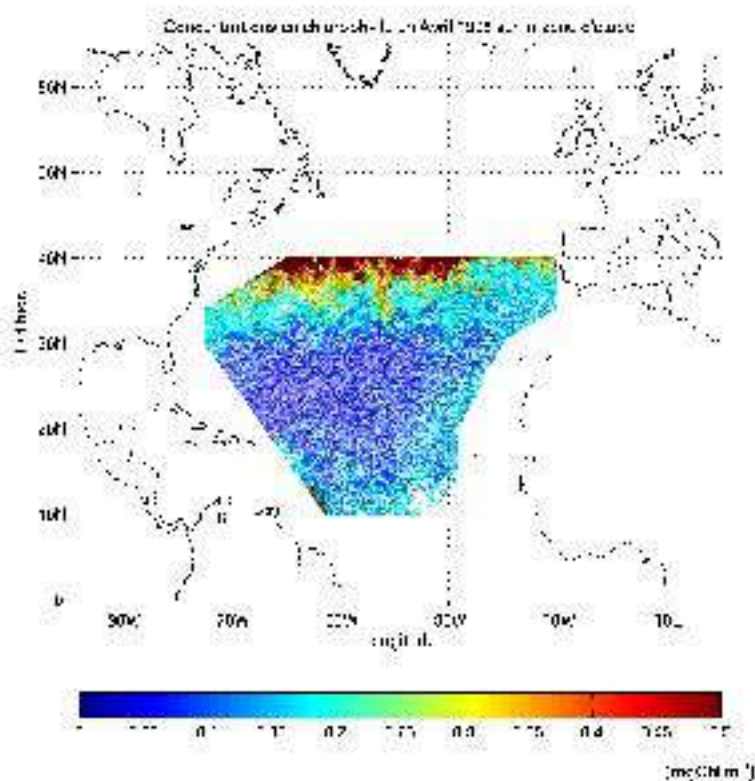


FIG. 4.5 – Concentrations en chlorophylle de surface (SeaWiFS en $mgChl.m^{-3}$) pour la zone d'étude déterminée pour l'analyse des ondes de Rossby.

4.3 Propriétés spatiales

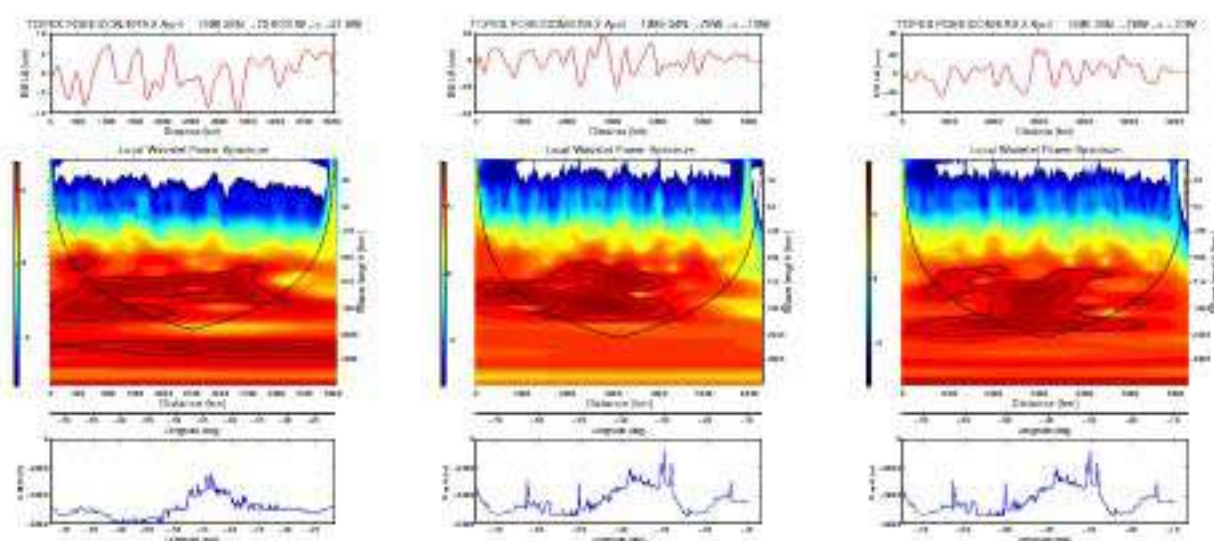


FIG. 4.6 – Diagrammes en ondelettes spatiales a) à 28°N en Avril 1998, b) à 34°N en Avril 1998 et c) à 34°N en Avril 1995. Pour a, b et c, le premier, deuxième et troisième graphiques représentent respectivement la SLA en fonction de la longitude, les coefficients en ondelettes (unité d'énergie en cm^2) en fonction de la longitude et des longueurs d'onde et la bathymétrie en fonction de la longitude. Pour les coefficients en ondelettes, la ligne noire parabolique délimite le cône d'influence (Torrence et Compo, 1998). Les contours noirs fermés représentent le niveau de confiance à 95% des coefficients en ondelettes (test du χ^2).

Les résultats de cette première partie de l'analyse montrent une forte variabilité du signal en fonction de la latitude. Les maxima associés aux propagations vers l'Ouest sont situés entre ~ 500 km et ~ 1000 km. Lorsque nous regardons la répartition des longueurs d'onde associées aux maxima des coefficients en ondelettes à chaque latitude, présentée sur la figure 4.7, peu de variations sur notre zone d'étude sont observées en fonction de la latitude. Il est difficile de déduire une tendance du Nord vers le Sud par contre, les longueurs d'ondes associées au maximum d'énergie sont légèrement plus faibles entre 22°N et 28°N . Au Nord de cette dernière latitude, les longueurs d'onde semblent décroître lentement en allant vers le Nord tout en restant supérieures à 500 km. Au Sud de 22°N , les longueurs d'ondes sont relativement constantes autour d'environ 700 km. Le diagramme d'énergie associé (valeurs des coefficients en ondelettes maximum associées aux longueurs d'onde extraites) présente deux zones distinctes. Au Sud de 32°N , l'énergie reste faible, inférieure à $0.25 \cdot 10^4 \text{ cm}^2$, avec une légère augmentation vers le Nord en fonction de la latitude. Au Nord de 32°N , l'énergie continue d'augmenter avec la latitude mais de manière plus rapide pour atteindre des valeurs de $3.5 \cdot 10^4 \text{ cm}^2$ vers 39°N . Cette zone de fortes énergies présente deux gradients importants situés à $\sim 34^{\circ}\text{N}$ et $\sim 38^{\circ}\text{N}$. En conclusion, la partie

4.3 Propriétés spatiales

Nord de notre zone d'étude semble beaucoup plus énergétique ce qui est en accord avec les amplitudes observées plus importantes à ces même latitudes.

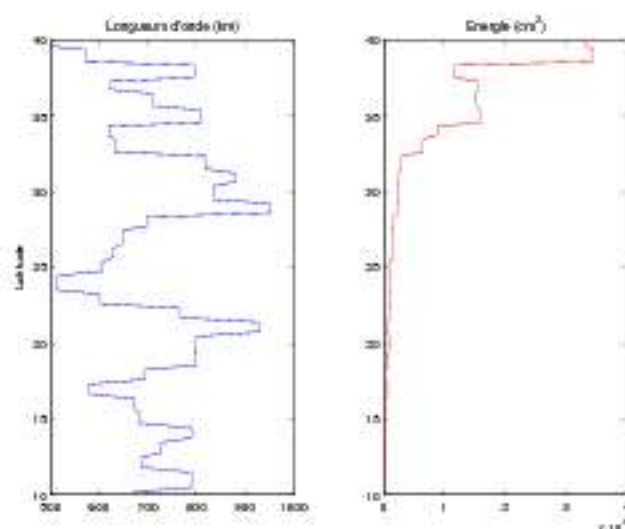


FIG. 4.7 – Les longueurs d'onde sont tout d'abord extraites pour les maxima des coefficients en ondelettes pour chaque latitude et chaque mois. Les longueurs d'onde sont alors moyennées dans le temps (gauche). Énergie moyenne (dans le temps) associée à ces différents coefficients (droite). Ces données sont extraites de l'analyse spatiale de la SLA non filtrée.

Si nous détaillons les diagrammes en ondelettes par latitude et par mois, nous pouvons observer sur la figure 4.6b, représentant un exemple pour Avril 1998 à la latitude 34°N, que le maximum des coefficients en ondelettes (entouré par un contour noir indiquant le niveau de confiance à 95% déterminé à l'aide d'un test du χ^2) est séparé en deux bandes de longueurs d'onde distinctes à environ ~ 500 km et ~ 1000 km, dans la partie centrale du bassin. Ces deux longueurs d'onde ne sont pas détectées à 28°N où un large maximum est observé de 500 à 700 km (fig. 4.6a). L'analyse aux différentes latitudes montre que la répartition d'énergie en deux longueurs d'onde distinctes existe seulement à environ 34°N. Nous avons ensuite cherché à déterminer si cette répartition particulière du signal est stationnaire où si elle n'apparaît qu'à des dates particulières. En répétant l'analyse pour chaque mois sur les séries temporelles, nous avons observé que cette configuration de deux longueurs d'ondes distinctes est plus prononcée tout au long de l'année 1998 à l'exception de quelques mois particuliers (d'Août à Décembre). Cette même répartition de l'énergie est observée ponctuellement à d'autres périodes comme au début de 1994; cependant 1998 reste la seule année pour laquelle ces signaux persistent sur plusieurs

4.3 Propriétés spatiales

mois. Pour illustrer cette particularité en 1998, le diagramme en ondelettes pour la même latitude en Avril 1995 est représenté sur la figure 4.6c. Pour cette année là, nous pouvons noter la présence d'un continuum de longueurs d'onde comprises entre 500 et 1000 km au lieu de deux maxima distincts.

Afin de confirmer l'existence du signal observé à 34°N en 1998, nous avons analysé le diagramme longitude/temps de SLA associé à l'aide d'une transformée de Fourier à 2 dimensions (cf. section 3.3.2). La figure 4.8 montre l'existence de ces deux longueurs d'ondes (~ 600 km et ~ 1000 km) de périodes différentes (~ 8 mois et ~ 11 mois).

Une seconde vérification a été effectuée à l'aide d'une méthode combinant une transformée de Fourier 2D spatiale - latitude/longitude - avec une analyse de Gabor 1D dans le temps (Pottier *et al.*, 2004).

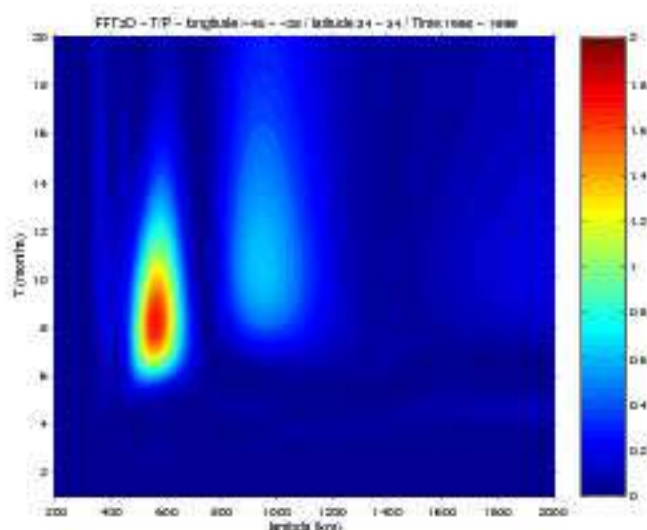


FIG. 4.8 – Transformée de Fourier à 2D réalisée à partir du diagramme longitude/temps de la SLA pour la latitude 34°N entre 48°W et 28°W.

La position des maxima des coefficients en ondelettes est généralement corrélée avec la dorsale médio-Atlantique. Par exemple, à 34°N, les signaux de fortes amplitudes sont détectés au-dessus de la dorsale et persistent à l'Ouest de cette dernière (fig. 4.6b). Il est plus difficile d'extraire une tendance aux autres latitudes mais, en général, au Nord de 28°N, l'énergie a tendance à être plus élevée au-dessus et à l'Ouest de la dorsale qu'à l'Est. L'analyse en ondelettes est donc en accord avec les amplitudes plus élevées au dessus et à l'Ouest de la dorsale déjà mises en évidence dans les diagrammes longitude/temps (cf. section 4.2).

4.4 Propriétés temporelles

Pour caractériser les périodes des ondes de Rossby, nous avons utilisé une analyse en ondelettes temporelle sur les données filtrées, c'est-à-dire reconstruites à partir des coefficients en ondelettes spatiaux pour des longueurs d'onde comprises entre 500 et 1001 km. Cette analyse nous permet de calculer la période temporelle du signal correspondant à une position donnée en longitude et latitude sur la série temporelle de données complète. Les résultats (fig. 4.9) sont présentés pour trois localisations données le long du parallèle à 34°N : à l'Ouest (a), au-dessus (b) et à l'Est (c) de la dorsale. Une décroissance de la période apparaît de l'Est à l'Ouest de la dorsale. A 21°W , à l'Est de la dorsale, les périodes entre ~ 12 et ~ 16 mois présentent une énergie significative (fig. 4.9c). Au-dessus de la dorsale, les périodes des ondes de Rossby décroissent avec le temps de ~ 10 à ~ 6 mois (fig. 4.9b). Dans la partie Ouest du bassin, seuls quelques maxima localisés existent pour des périodes comprises entre ~ 6 et ~ 16 mois (fig. 4.9a). Cette décroissance des périodes d'Est en Ouest, associée à des longueurs d'onde constantes sur tout le bassin (voir section 4.3) entraîne une augmentation des vitesses de phase proportionnelle à la diminution des périodes mesurées. Ces variations de vitesses ont déjà été montrées par (Killworth et Blundell, 1999, voir section 2.3).

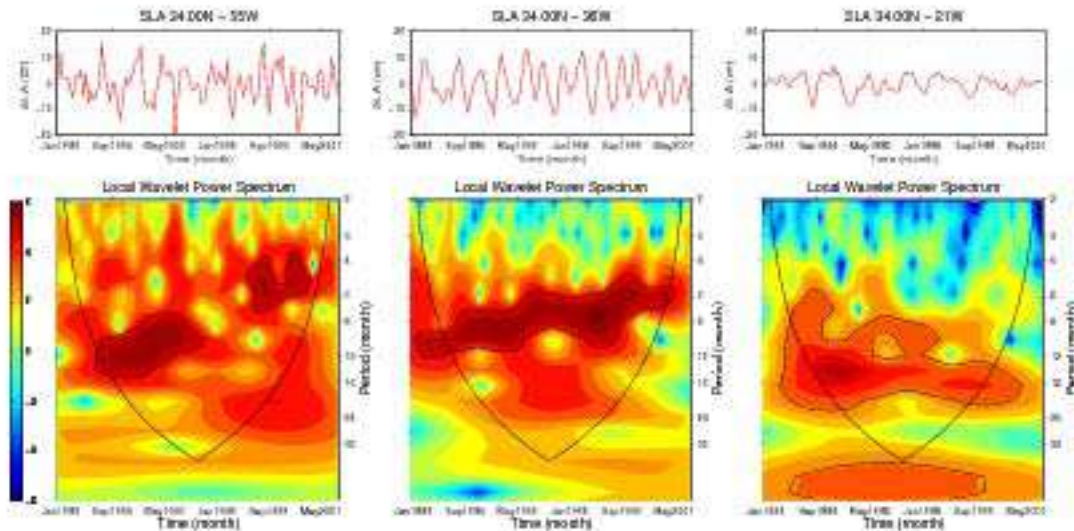


FIG. 4.9 – Diagramme en ondelettes temporelles (unité d'énergie en cm^2) à 34°N : a) 55°W , b) 36°W , and c) 21°W à partir de la SLA filtrée. Pour a, b, c, les premiers et second diagrammes représentent les deux même premiers graphiques que pour la figure 4.6 (a, b, c) excepté la longitude qui est remplacée par le temps et les longueurs d'onde par les périodes.

4.4 Propriétés temporelles

L'analyse temporelle étendue aux autres latitudes entre 10°N et 40°N met en évidence une forte variabilité méridienne (fig. 4.10) avec des périodes comprises entre 4 et 16 mois. Cependant, une tendance à l'augmentation de la période vers le Nord peut être déduite des diagrammes en ondelettes avec des périodes moyennées par latitudes comprises entre ~ 3 et 8 mois au Sud de 30°N et entre ~ 7 et 15 mois au Nord de 30°N (fig. 4.11). Ces résultats sont en accord avec les observations de *Polito et Liu* (2003).

En effet, pour des longueurs d'onde comprises entre ~ 500 et ~ 1000 km, *Polito et Liu* (2003) ont observé des périodes d'environ 3 mois au Sud de 20°N , d'environ 6 mois entre 20°N et 30°N , et d'environ 12 mois au Nord de 30°N .

Dans notre étude, les périodes que nous détectons grâce à l'analyse en ondelettes sont plus élevées à l'extrême Sud de notre zone avec des périodes qui ne sont pas inférieures à 4 mois alors que *Polito et Liu* (2003) ont détecté des valeurs inférieures de l'ordre de 3 mois. Au Nord de 30°N , les périodes que nous détectons sont globalement plus faibles (7 à 10 mois entre 30°N et 37°N) que les observations de *Polito et Liu* (2003). Enfin, plus au Nord, entre 37°N et 40°N , les périodes atteignent 14 mois. Toutes ces valeurs obtenues par analyse en ondelettes sont basées sur l'extraction d'un seul coefficient en ondelettes maximum par longitude et par latitude après avoir été moyenné selon les longitudes. Cependant, lorsque nous effectuons une analyse des différents diagrammes en ondelettes en chaque point, plusieurs maxima peuvent être observés au cours du temps en une même position géographique (dans le cas des valeurs moyennées, un seul coefficient est extrait par diagrammes et l'information est résumée selon les longitudes). Cette seconde analyse montre des périodes comprises entre ~ 4 et 12 mois au Sud de 30°N (fig. 4.10a et 4.10b) et entre ~ 6 et 24 mois au Nord de 30°N (fig. 4.10c et 4.10d). Il apparaît donc que différentes périodes plus faibles ou plus élevées que les valeurs moyennes peuvent être observées ponctuellement dans le temps et pour différentes longitudes.

L'augmentation des périodes vers le Nord est en accord avec les observations des longueurs d'ondes (section 4.3) et des vitesses (section 2.3 et 4.5) effectuées dans cette étude et lors de travaux précédents. En effet, les vitesses de phases des ondes diminuent en allant vers le Nord pour des longueurs d'ondes indépendantes de la latitude. Par conséquent, les périodes augmentent en allant vers le Nord pour conserver les vitesses de phases observées et prédites par la théorie.

4.4 Propriétés temporelles

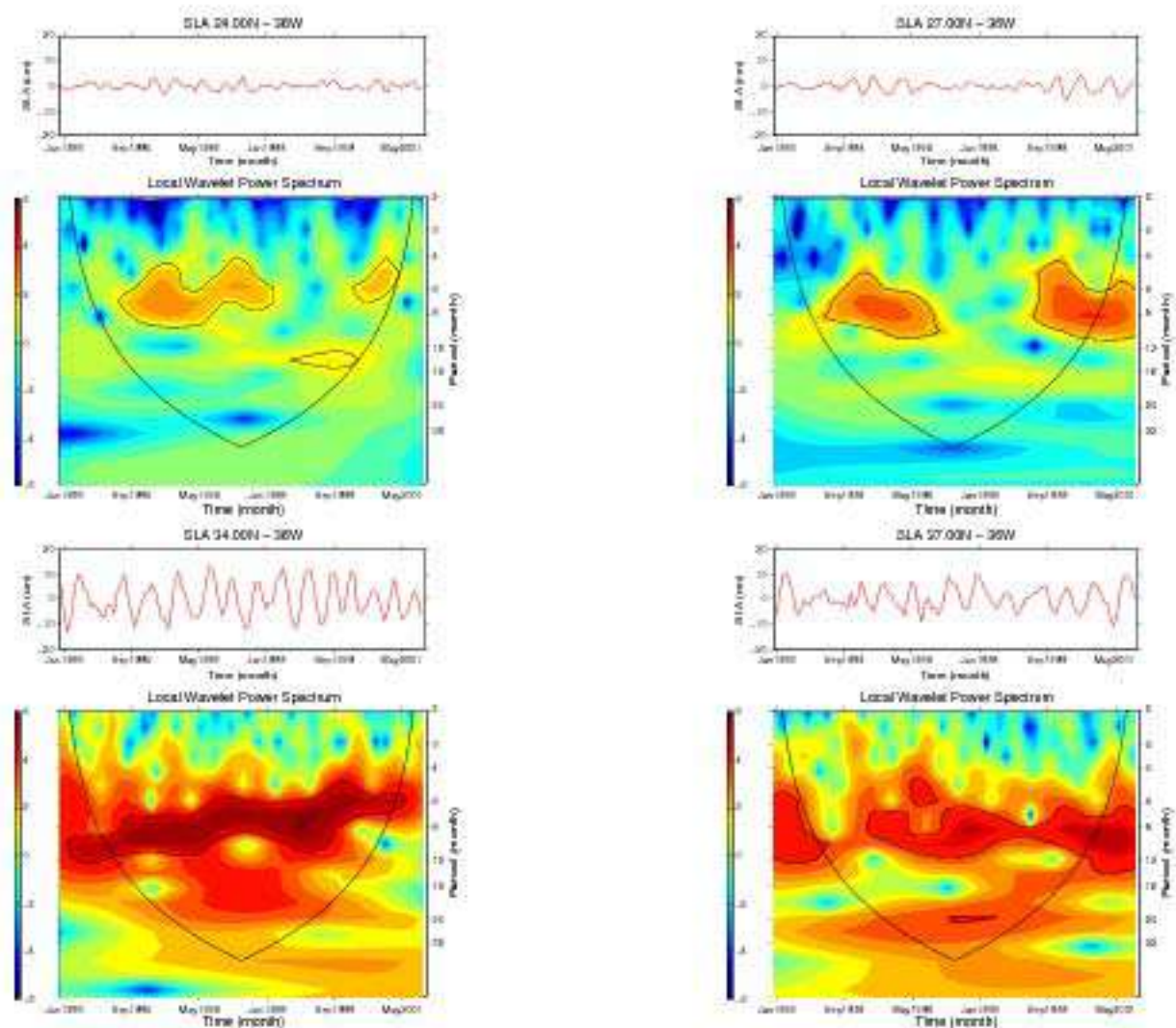


FIG. 4.10 – Diagramme en ondelettes temporelles (unité d'énergie en cm^2) à a) 24°N, b) 27°N, c) 34°N et d) 37°N et 36°W à partir de la SLA filtrée. Pour a, b, c, les premiers et second diagrammes représentent les même graphiques que pour la figure 4.9.

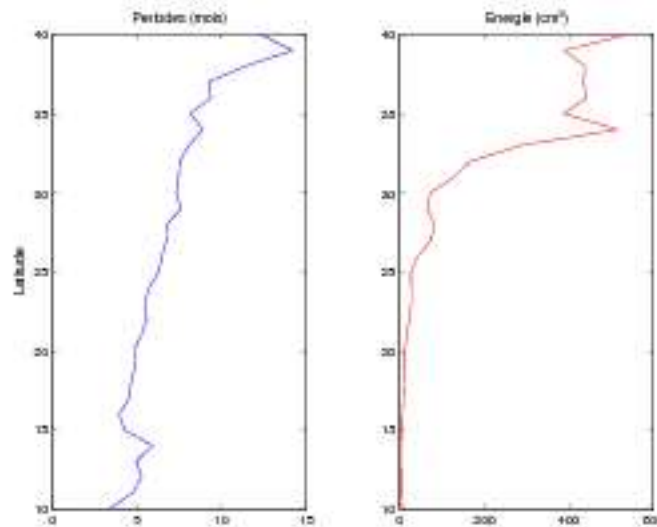


FIG. 4.11 – Périodes tout d'abord extraites pour les maxima des coefficients en ondelettes pour chaque latitude et chaque longitude. Les périodes sont ensuite moyennées selon les longitudes (gauche). Énergie moyenne (selon les longitudes) associée à ces différents coefficients (droite). Ces données sont extraites de l'analyse temporelle de la SLA filtrée. Les maxima sont extraits sur toutes les longitudes et tous les pas de temps à une latitude donnée.

4.5 Vitesses de phase

Les vitesses de propagations zonales (ou vitesses de phase zonales) associées aux ondes de Rossby ont été calculées à partir de diagrammes temps / longitude à l'aide de transformées de Radon à 2D (cf. section 3.3.3).

Les valeurs des vitesses mesurées à partir de la SLA augmentent en allant de 40°N vers l'Équateur de 1-2 $cm.s^{-1}$ à plus de 20 $cm.s^{-1}$ (fig. 4.12a). Une telle dépendance en fonction de la latitude est en accord avec la théorie linéaire pour le premier mode barocline des ondes de Rossby et avec la théorie étendue (fig. 4.12b,c). Nous observons aussi une augmentation des vitesses vers l'Ouest bien décrite par la théorie étendue de *Killworth et Blundell* (2003b). Cette théorie apporte une meilleure représentation de ces augmentations car elle prend en compte la bathymétrie (en particulier la dorsale médio-Atlantique) et les courants moyens (voir section 2.3 et fig. 2.9). Par exemple, à 34°N, les vitesses varient entre 1 et 6 $cm.s^{-1}$ de l'Est à l'Ouest du bassin dans les observations.

Les vitesses de phase observées sont en accord avec les vitesses estimées par la théorie étendue de *Killworth et Blundell* (2003b) pour le premier mode barocline. Ainsi, il est logique de supposer que la majorité des vitesses mesurées représentent ce premier mode

4.6 1998 ... une situation particulière ?

barocline. Cependant, les rapports entre vitesses observées et théoriques (fig. 4.12) possèdent encore des valeurs élevées dans quelques zones géographiques, par exemple au Nord de 33°N dans la partie Ouest du bassin où nous observons des propagations nettement plus rapides que celles prédites par la théorie, ainsi que quelques localisations isolées dans le Sud et l'Est de la région d'étude où sont observées des ondes plus lentes que la théorie. Près de l'Equateur, pour des latitudes inférieures à 15° , *Cipollini et al.* (2005) suggère deux possibilités pour expliquer les vitesses observées plus faibles que celles estimées par la théorie étendue. (1) La largeur de la fenêtre de 20° , utilisée pour la transformée de Radon à 2 dimensions, est trop étroite pour envelopper les longueurs d'onde typiques des ondes de Rossby proches de l'Equateur entraînant des effets d'aliasing dans les caractéristiques de l'onde. En effet, des jeux de données en SLA de 20° d'extension en longitude, pour 108 mois, centrés sur chaque valeur entière de la latitude et tous les 1° de longitude sont utilisés pour cette analyse à l'aide de la transformée 2D de Radon. (2) Dans les Tropiques, la transformée de Radon à 2 dimensions extrait préférentiellement des modes des ondes de Rossby baroclines d'ordres supérieurs.

4.6 1998 ... une situation particulière ?

Dans cette section, nous examinons la présence de deux longueurs d'onde distinctes à ~ 500 km et ~ 1000 km en 1998 à 34°N dans les données de SLA, présentes aussi dans les données de concentrations en chlorophylle-*a* (cf. section 5.2). La première étape consiste à établir la nature de ces deux composantes distinctes. Leurs longueurs d'ondes respectives tendent à suggérer qu'il s'agit d'une signature particulière du premier mode barocline d'ondes de Rossby. Pour vérifier cette hypothèse, nous avons comparé les intervalles de longueurs d'onde (~ 500 km à ~ 1000 km) et de périodes (~ 6 à 16 mois) observés dans notre analyse avec la relation de dispersion de la théorie linéaire (calculée à partir des données de température et de salinité du World Ocean Atlas 2001 - *Conkright et al.*, 2002)(fig. 4.13). Il apparaît très nettement un accord entre les données et le premier mode barocline. Une partie des différences obtenues dans la relation de dispersion entre théorie et observations peut être expliquée par la présence d'un courant zonal moyen et d'une topographie marquée, deux des hypothèses prises en compte dans la théorie étendue (*Killworth et Blundell*, 2003b). Cependant, la théorie étendue ne permet pas l'explication complète du signal puisque les vitesses de phase observées restent plus élevées que celles prédites par la théorie étendue en quelques points à cette latitude (34°N).

4.6 1998 ... une situation particulière ?

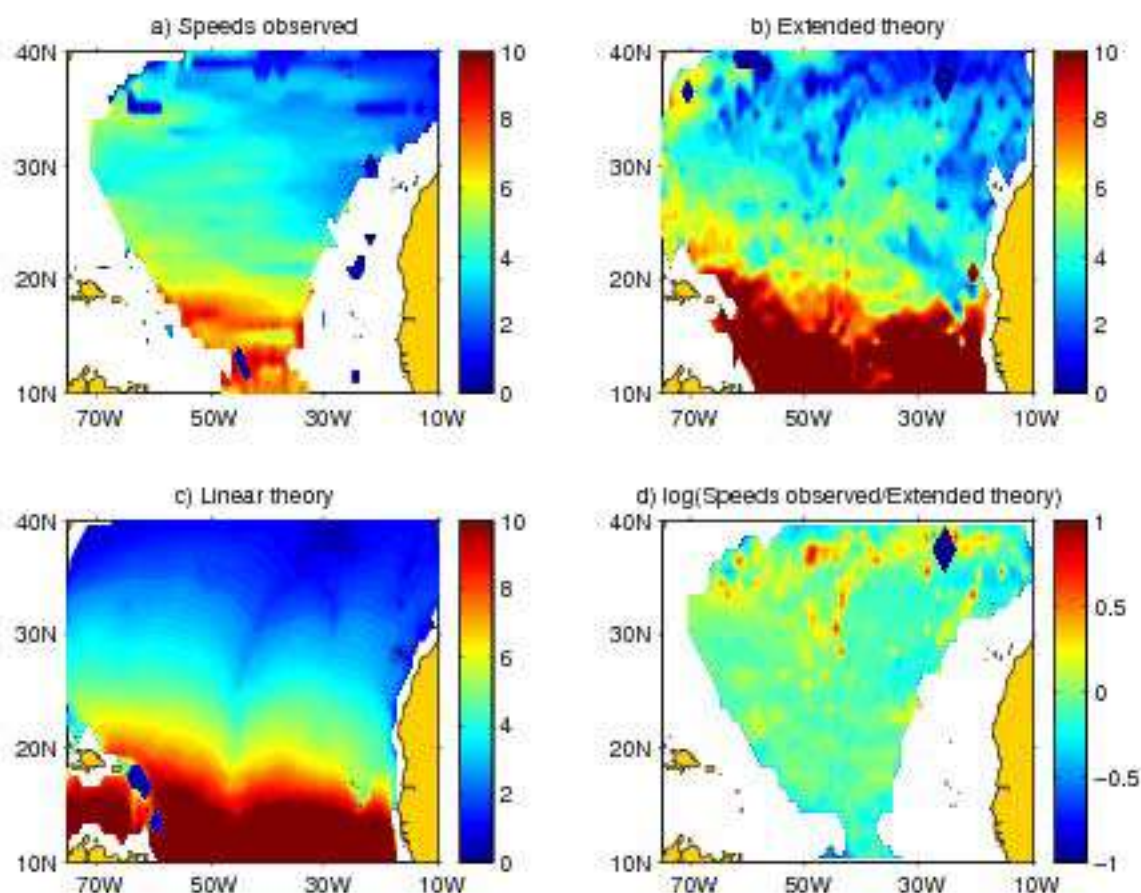


FIG. 4.12 – Vitesses de propagation ($cm.s^{-1}$, positives vers l'Ouest) correspondant a) aux données de SLA filtrées par analyse en ondelettes (Les vitesses ont été mesurées à l'aide de la transformée 2D de Radon, cf. section 3.3.3), b) à la théorie étendue (Killworth et Blundell, 2003b), c) à la théorie linéaire. d) Logarithme du rapport entre les vitesses déduites des observations et de la théorie étendue. Dans les figures a et d, les données proches des côtes sont exclues en raison de la zone d'étude choisie pour l'analyse en ondelettes (forts gradients en chlorophylle proches des côtes exclus) et du cône d'influence.

La deuxième étape dans l'analyse de ce signal consiste à déterminer l'origine de cette situation particulière en 1998 à 34°N. Pour cela, il est nécessaire d'examiner les différents mécanismes de génération de ces ondes ainsi que les processus présentant des caractéristiques proches de celles des ondes de Rossby. Les principaux forçages permettant de générer des ondes de Rossby sont le vent (plutôt dans le bassin Est), tous les processus (par exemple les instabilités dans le bassin Ouest) perturbant les profils verticaux de densité et la bathymétrie à l'origine d'ondes dites topographiques. Dans le cas du signal observé en 1998, l'hypothèse d'ondes générées par la bathymétrie est écartée car le signal

4.6 1998 ... une situation particulière ?

observé n'est pas permanent. De plus, l'absence de mesures hydrographiques en 1998 sur des périodes suffisamment longues (une période de plusieurs mois est nécessaire à l'identification des ondes) dans la partie Est du bassin ne permet pas d'étudier les profils verticaux de densité. Par contre, de longues séries de données existent concernant les tensions de vent. L'hypothèse d'un forçage atmosphérique particulier dans la génération des ondes de Rossby en 1998 a donc tout d'abord été explorée.

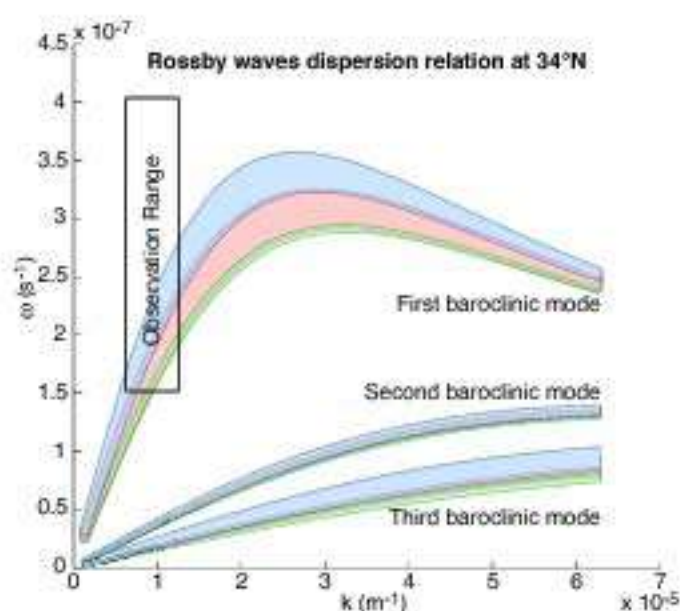


FIG. 4.13 – Relation de dispersion de la théorie linéaire des ondes de Rossby pour les trois premiers modes barocliniques (calculé à partir des données de température et de salinité du World Ocean Atlas 2001 *Conkright et al.*, 2002). Les enveloppes verte, rouge et bleue représentent respectivement la partie Est du bassin (25°W-10°W), la zone au-dessus de la dorsale (50°W-25°W), et la partie Ouest du bassin (74°W-50°W). Le rectangle délimite l'aire correspondante aux observations (avec des longueurs d'onde comprises entre 500 km et 1000 km pour des périodes comprises entre 6 et 16 mois).

Des analyses spectrales ont été menées (analyses spectrales croisées basées sur des transformées spatiaux-temporelles de Fourier à 2 dimensions - voir section 3.3.2) entre la tension du vent (et son rotationnel) hebdomadaire (à partir des données NCEP, *Kalnay et al.*, 1996) et la SLA entre 10°W et 75°W. Lorsque nous effectuons cette analyse sur toute la série temporelle commune au vent et à la SLA (1993-2001), nous observons une faible corrélation entre les deux signaux inférieure à 0.34 (fig. 4.14). Une analyse des maxima d'énergie dans les spectres croisés calculés pour chaque année montre seulement quelques pics de corrélations isolés à des échelles de temps variables. Par exemple, pour l'année

4.6 1998 ... une situation particulière ?

1998, nous observons un pic d'énergie pour une période de ~ 8 mois avec une corrélation supérieure à 0.7 (fig. 4.15). De plus, 1998 n'apparaît pas comme une année présentant une corrélation particulière par rapport aux autres années.

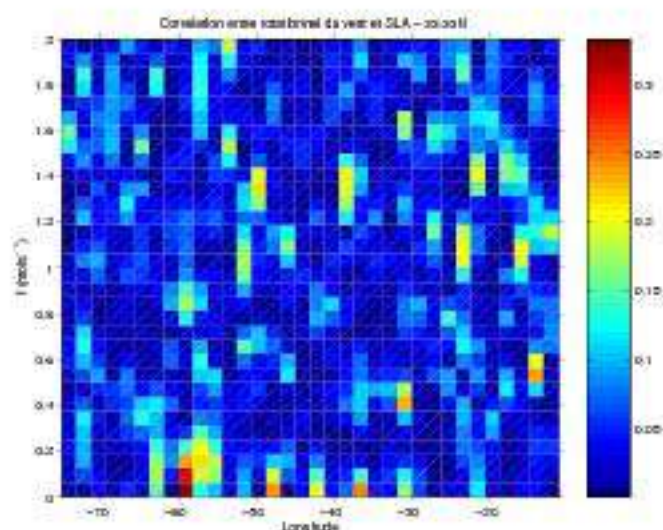


FIG. 4.14 – Cohérences entre les anomalies de rotationnel du vent (NCEP) et la SLA entre 1993 et 2001 à la latitude 33.33°N .

Une autre hypothèse a été explorée : l'influence de tourbillons nommés STORM (SubTropical Oceanic Rings of Magnitude), possédant des propriétés physiques voisines de celles des ondes de Rossby (Pingree et Sinha, 1998). Ces structures présentent une extension de ~ 200 km à ~ 400 km (Mouriño et al., 2002) et des vitesses de déplacement vers l'Ouest de l'ordre de 3 km.j^{-1} soit $\sim 3.5 \text{ cm.s}^{-1}$ (Pingree et Sinha, 2001). D'après les observations de Mouriño et al. (2003), des tourbillons sont observés à l'Est et au-dessus de la dorsale ; mais seulement deux tourbillons STORM ont été observés en 1998 à l'Est de 24°W (fig. 4.16). Par conséquent, il semble très peu probable que ces derniers puissent expliquer les signaux que nous observons en 1998 (les maxima des coefficients en ondelettes sont détectés à partir de 30°W jusqu'à l'Ouest de la dorsale).

4.6 1998 ... une situation particulière ?

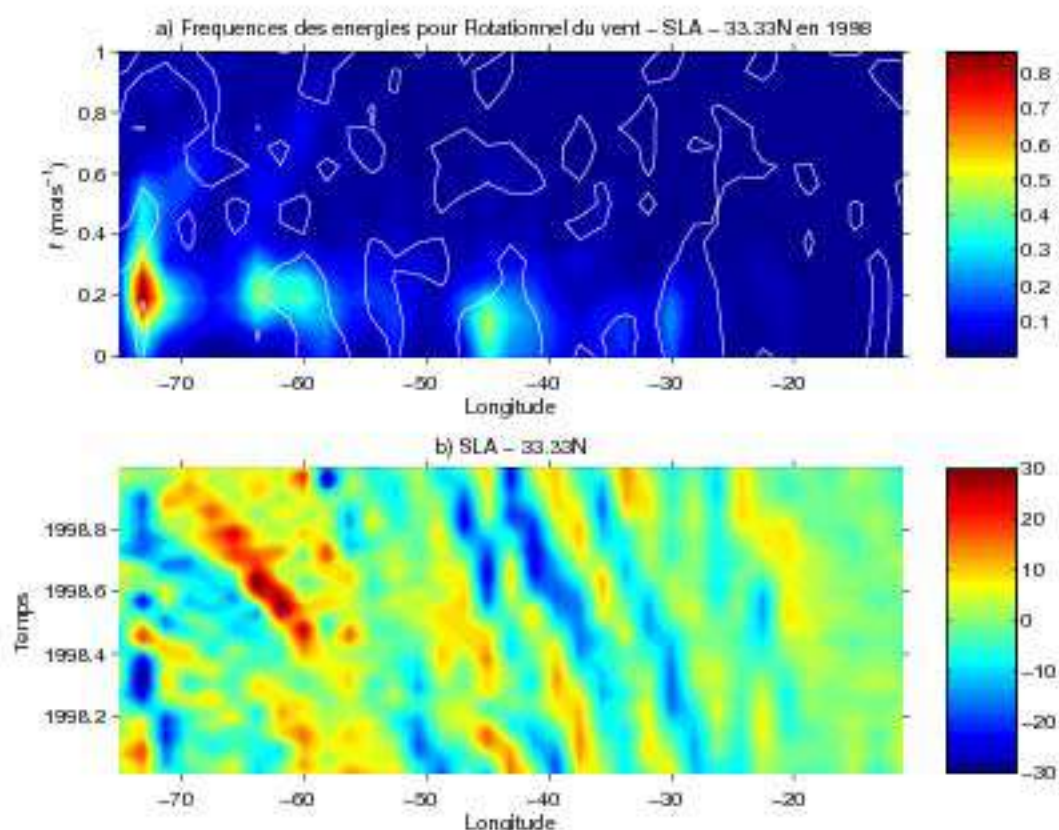


FIG. 4.15 – a) Spectre 2D de Fourier croisé entre les anomalies du rotationnel du vent (NCEP) et la SLA et b) diagramme longitude/temps de SLA filtrée à 34° N en 1998. Les contours blancs (a) délimitent les données présentant des corrélations supérieures à 0.7.

La question de l'origine de ces deux composantes distinctes à 34° N reste donc ouverte. Les données *in situ* ainsi que la modélisation 3D devraient être utilisées pour cette année particulière (1998) à 34° N afin d'expliquer les signaux en SLA observés (deux longueurs d'onde distinctes pour le premier mode des ondes de Rossby baroclines).

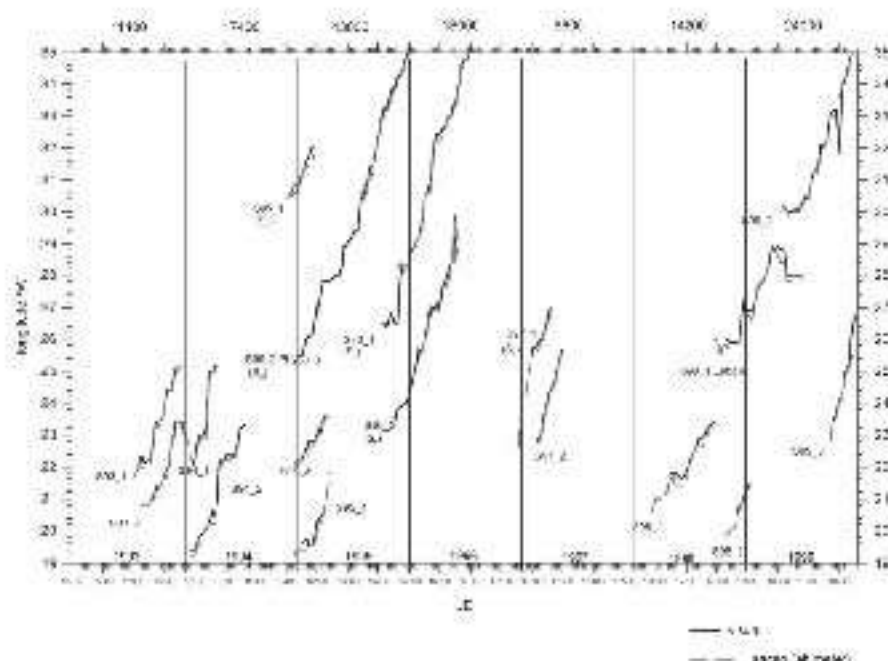


FIG. 4.16 – Trajectoires des tourbillons STORM dérivées de méthodes de détection automatique (méthodes de suivis de tourbillons) confirmées par des analyses visuelles dans l’Atlantique subtropical Nord-Est (vers 33° N, de 19° W à 35° W) pour la période 1993-1999 (JD, Jours Juliens). Les noms entre parenthèses font référence à la classification précédemment utilisée par *Pingree et al.* (1999). Les nombres sur l’axe du haut représentent l’aire moyenne annuelle (km^2) occupée par les tourbillons STORM dans l’Atlantique subtropical Nord-Est - d’après *Mouriño et al.* (2003).

4.7 Conclusion

L’analyse détaillée des données satellites à l’aide d’analyses en ondelettes spatiale et temporelle nous a permis de caractériser les ondes de Rossby dans l’océan Atlantique Nord ainsi que leur variabilité. Les principales caractéristiques sont en accord avec les travaux précédents existant et la spécificité de la méthode en ondelettes apporte des détails supplémentaires concernant ces ondes, leurs caractéristiques et leurs variabilités spatiale et temporelle. Des signaux avec des longueurs d’onde comprises entre ~ 500 km et ~ 1000 km et des périodes comprises entre ~ 4 et ~ 24 mois ont été détectés et identifiés comme le premier mode barocline des ondes de Rossby comme cela a été observé par *Polito et Liu* (2003) et *Osychny et Cornillon* (2004). Les vitesses de propagations estimées à l’aide de la transformée de Radon ont été comparées à la théorie étendue de *Killworth et Blundell* (2003b). Les rapports entre vitesses observées et vitesses estimées restent proche de 1 avec

4.7 Conclusion

des valeurs pouvant atteindre 0.02 (minimum) à 6.7 (maximum). Dans le bassin étudié, il existe des zones où les vitesses observées sont nettement plus rapides que les vitesses théoriques (par exemple un rapport de 6.7 est observé à 37.5°N et 48.5°W).

Les informations spatiale et temporelle apportées par l'analyse en ondelettes ont aussi montré l'existence d'une situation particulière en 1998 à 34°N présentant deux signaux distincts ayant pour longueurs d'onde 500 km et 1000 km. Ces derniers ont été identifiés comme deux composantes du premier mode barocline des ondes de Rossby. L'analyse du vent, un des principaux facteurs de génération des ondes de Rossby dans ce bassin (*Polito, 1997*), n'a pas permis d'identifier l'origine de ces deux signaux pour cette année et cette latitude particulière.

Chapitre 5

Signature chlorophyllienne des ondes de Rossby : un processus couplé

5.1 Introduction

Comme cela a été précédemment introduit dans la section 2.3, plusieurs études ont montré que les ondes de Rossby avaient une signature sur les concentrations en chlorophylle-*a* de surface. Par conséquent, ces ondes perturbent le système biogéochimique lors de leurs passages répétés au cours du temps. Une question essentielle est donc posée : Comment ces ondes influencent-elles les concentrations en chlorophylle de surface et par extension la production biologique ?

Différentes hypothèses, que nous allons expliciter, ont été proposées par plusieurs auteurs pour expliquer la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby. Ces hypothèses sont les suivantes.

L'advection horizontale des gradients méridiens de chlorophylle

Lors du passage d'une onde de Rossby, les anomalies de hauteur de la mer présentent une périodicité associée à une alternance d'anomalies positives (crêtes) et d'anomalies négatives (creux). Par conséquent, des vitesses géostrophiques méridiennes sont associées au passage de l'onde comme cela a été rappelé dans la section 2.2. Si nous prenons le cas d'une onde se propageant le long d'un gradient méridien de concentrations en chlorophylle (schématisé sur la figure 5.1a) positif vers le Nord (les eaux enrichies en chlorophylle se situant au Nord du front), nous observons au passage de l'onde une déformation de ces gradients directement corrélée avec les vitesses géostrophiques méridiennes associées à l'onde (fig. 5.1c). En se plaçant à une latitude donnée, une alternance d'anomalies positives et négatives des concentrations en chlorophylle sera observée. Ainsi, les vitesses

5.1 Introduction

géostrophiques associées au passage de l'onde advectent les gradients méridiens de chlorophylle. Conformément à la théorie, les maxima de vitesses géostrophiques apparaissent à égale distance de la crête et du creux de l'onde. Par conséquent, les anomalies les plus marquées en chlorophylle apparaîtront déphasées par rapport aux anomalies de hauteur de la mer. Des études récentes *Killworth et al.* (2004) et *Quartly et al.* (2003) ont montré que cette hypothèse pouvait expliquer en grande partie le signal observé en chlorophylle aux latitudes moyennes (par exemple à 34°S dans l'Océan Indien, ou à 34°N dans l'Atlantique Nord).

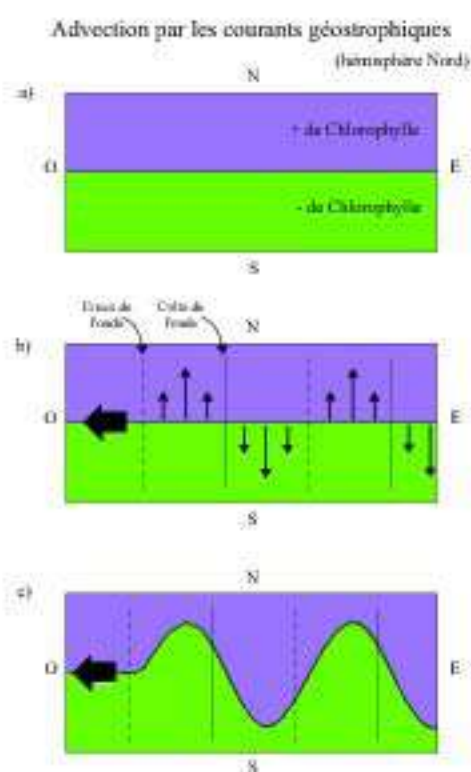


FIG. 5.1 – Schéma du mécanisme d'advection horizontale (advection des gradients méridiens de traceurs par les vitesses géostrophiques associées aux ondes de Rossby). (a) Champ de traceur au repos (le gradient a été schématisé par un front avec des concentrations plus élevées au Nord et plus faibles au Sud). (b) Champ de traceur avec la superposition d'une onde de Rossby et de son champ de vitesses géostrophiques associées (indiquées par les flèches orientées Nord-Sud). La flèche épaisse montre la direction de propagation des ondes de Rossby. (c) Une perturbation résultante possible dans le champ de traceur (la relation de phase montrée ici est seulement qualitative) - d'après *Killworth et al.* (2004).

L'upwelling de nutriments

Un autre processus, comparable à l'effet des tourbillons sur les distributions verticales de nutriments, peut être envisagé pour expliquer la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby. Comme cela a été explicité dans la section 2.2, des vitesses verticales sont associées au passage de l'onde (fig. 2.3). Les advections verticales ainsi générées, peuvent provoquer des remontées de nutriments localisées dans la couche euphotique (*Cipollini et al.*, 2001; *Uz et al.*, 2001; *Siegel*, 2001). Ces nutriments permettent alors une production primaire plus importante éventuellement détectable par un capteur couleur de l'eau via les concentrations en chlorophylle de surface (fig. 5.2).

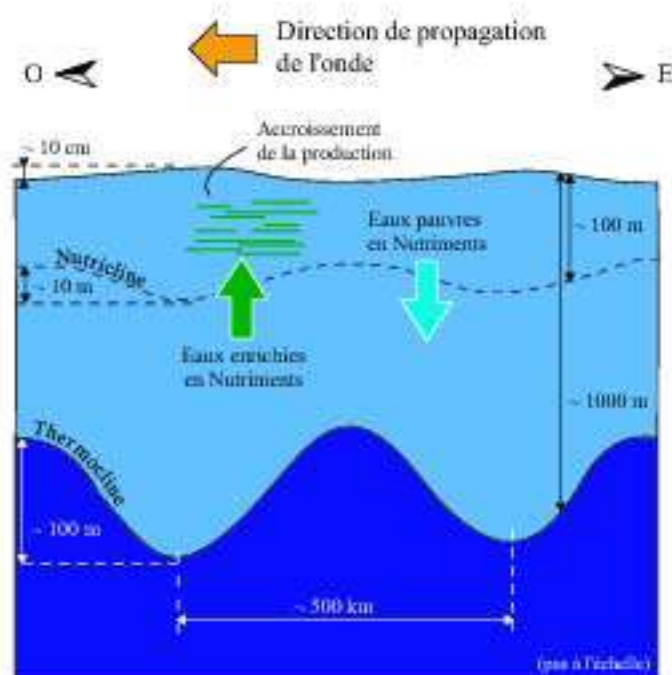


FIG. 5.2 – Schéma du mécanisme d'upwelling pour une onde de Rossby barocline de premier mode avec les ordres de grandeurs des différentes propriétés ("thermocline" indique la thermocline permanente aux latitudes moyennes) - d'après *Killworth et al.* (2004).

La remontée du pic de chlorophylle de subsurface - *Uplifting* de chlorophylle

Un troisième mécanisme, aussi lié aux déformations verticales lors du passage de l'onde de Rossby, agit directement sur les distributions verticales de chlorophylle. Dans de nombreuses régions de l'océan, un maximum de chlorophylle de subsurface est présent à quelques dizaines de mètres de profondeur (la profondeur de ce pic dépend de la zone géographique et de la saison considérée). Comme le montre le schéma de la figure 5.3, les remontées des isopycnes associées au passage de l'onde entraînent une remontée de ce maximum de chlorophylle de subsurface qui peut alors être détecté par satellite (*Cipollini et al.*, 2001; *Kawamiya et Oschlies*, 2001; *Charria et al.*, 2003). Une étude à l'aide d'un modèle de transfert radiatif a permis de montrer que cette hypothèse pouvait expliquer les signaux en chlorophylle observés dans la zone de convergence subtropicale de l'océan Atlantique Sud (*Charria et al.*, 2003, voir Annexe C). La remontée du pic de chlorophylle dans une zone, où l'intensité lumineuse est plus importante, peut aussi entraîner une augmentation de la concentration en chlorophylle par activité photosynthétique (si les nutriments ne sont pas limitants).

Dans cette section, après avoir identifié la signature des ondes de Rossby dans les données couleur de l'eau et avoir déterminé leurs propriétés (section 5.2), les déphasages entre les anomalies de SLA et les anomalies en couleur de l'eau, calculés à l'aide de spectres croisés en ondelettes, sont analysés afin de déterminer les processus possibles mis en jeu lors du passage des ondes de Rossby (section 5.3). Enfin l'utilisation d'un modèle simple de processus (*Killworth et al.*, 2004) comparé aux observations satellites a permis d'aller plus loin dans l'identification de ces processus, notamment leurs contributions relatives dans l'océan Atlantique Nord (section 5.4).

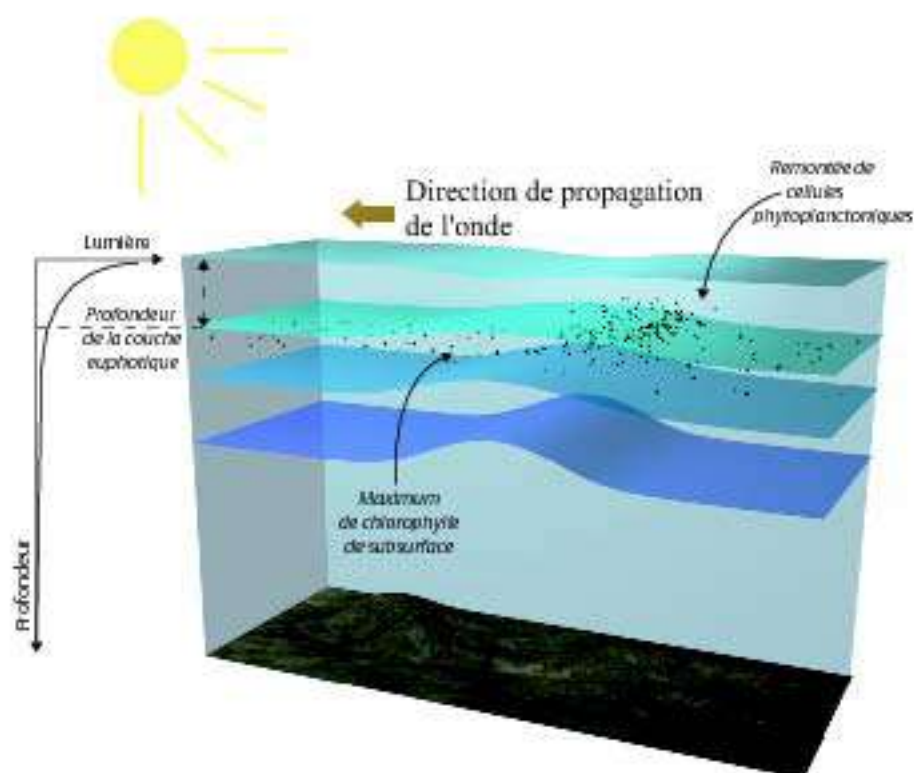


FIG. 5.3 – Schéma du mécanisme de remontée du pic de chlorophylle dans la couche euphotique lors du passage d'une onde de Rossby.

5.2 Détection des ondes de Rossby dans les données couleur de l'eau

Comme cela a été montré dans de précédentes études (*Cipollini et al.*, 2001; *Uz et al.*, 2001) des signaux propagatifs vers l'Ouest peuvent être détectés sur les diagrammes temps/longitude de concentrations en chlorophylle-*a* déduites des données de couleur de l'eau. La figure 5.4 montre trois exemples filtrés à l'aide de la même méthode que celle utilisée pour la SLA (fig. 4.2). Les caractéristiques observées sont similaires à celles des ondes de Rossby détectées dans les données de SLA, avec des longueurs d'onde comprises entre ~ 500 km et ~ 1000 km. Cependant, les amplitudes sont perturbées par le fort cycle saisonnier résiduel dans les données de concentrations en chlorophylle-*a*, même lorsque la moyenne zonale a été retirée. A 34°N , au-dessus de la dorsale, les amplitudes du signal en couleur de l'eau associées aux ondes de Rossby ne semblent pas amplifiées comme

5.2 Détection des ondes de Rossby dans les données couleur de l'eau

cela était observé en SLA (fig. 4.2). Les propagations apparaissant sur les diagrammes longitude/temps de la figure 5.4 ne sont pas aussi distinctes suivant la latitude. En effet, à 20° N (fig. 5.4a), les anomalies de concentrations en chlorophylle sont très faibles avec la plupart des valeurs comprises entre $-0.03 \text{ mg Chl.m}^{-3}$ et $0.03 \text{ mg Chl.m}^{-3}$. Par conséquent, il est difficile d'identifier des signaux propagatifs vers l'Ouest. Néanmoins, ces signaux existent, localisés dans l'espace et dans le temps. Plus au Nord, vers 34° N (fig. 5.4b), la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby apparaît très nettement avec des propagations visibles tout au long de la période d'étude avec des intensités maximales vers les mois de Mars-Avril correspondant à la période du bloom printanier dans cette zone. Les amplitudes maximales des signaux propagatifs s'élèvent à $0.05 \text{ mg Chl.m}^{-3}$. Enfin, à la limite de Nord de notre zone d'étude, les anomalies de concentrations présentent des valeurs nettement plus élevées (entre -0.15 et $0.15 \text{ mg Chl.m}^{-3}$) mais les propagations vers l'Ouest semblent plus perturbées. Si nous nous reportons aux cartes de SLA (fig. 3.3), nous pouvons observer que la latitude 40° N est centrée sur une zone présentant de fortes anomalies en altimétrie liées à l'activité tourbillonnaire du Gulf Stream. Les interactions entre ce courant, les tourbillons et les ondes de Rossby sont fortement non linéaires. La propagation des ondes (fig. 4.1c) peut donc être perturbée ainsi que leur signature chlorophyllienne.

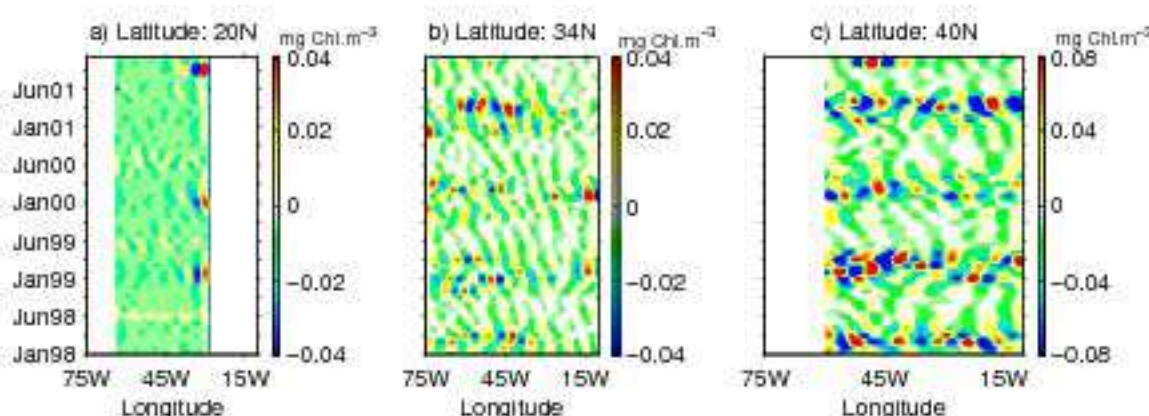


FIG. 5.4 – Diagrammes temps/longitude pour les concentrations en chlorophylle-*a* (mg Chl.m^{-3}) à a) 20° N, b) 34° N et c) 40° N. Les données ont été filtrées spatialement. Les signaux sont reconstruits pour des longueurs d'onde comprises entre 500 et 1000 km à l'aide d'une analyse en ondelettes.

Afin de comparer les signatures des ondes de Rossby en SLA et en concentrations en chlorophylle-*a*, nous avons utilisé la même analyse spatiale (1D) en ondelettes que pour la SLA. Des longueurs d'onde comprises entre 500 km et 1000 km similaires aux signaux

5.2 Détection des ondes de Rossby dans les données couleur de l'eau

observés en SLA présentent des pics d'énergie sur les diagrammes en ondelettes (fig. 5.5). Sur la figure 5.5a pour la latitude 34°N en Juin 1998, apparaissent les deux longueurs d'ondes distinctes précédemment observées dans les données de SLA. Ces dernières associées aux longueurs d'onde 500 et 1000 km (fig. 5.5a) ne sont pas observées durant toute l'année 1998. Elles sont relativement bien détectées de Janvier à Juin et sont absentes de Juillet à Novembre. Lorsque nous détaillons les autres années (1998 - 2001), les deux longueurs d'ondes n'apparaissent pas pour cette même latitude. Par exemple, en Juin 2001 (fig. 5.5c), un maximum d'énergie est observé pour des longueurs d'onde de 500 km à 1000 km avec même des extensions localisées pour des longueurs d'onde de 300 km.

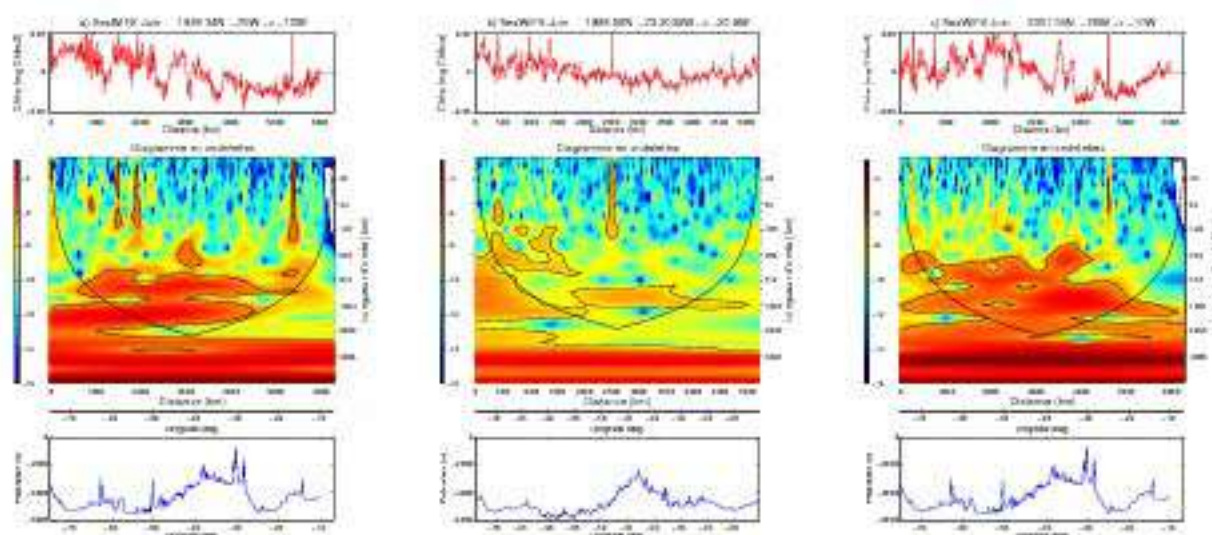


FIG. 5.5 – Diagrammes en ondelettes spatiales (unité d'énergie en $(mgChl.m^{-3})^2$) à 34°N (a) et 29°N (b) en Juin 1998 et à 34°N en 2001 (c) pour les concentrations en chlorophylle-*a* de surface. Le premier, deuxième et troisième diagrammes représentent les mêmes graphiques que pour la figure 4.6 (a, b, c) à l'exception de la SLA remplacée par les concentrations en chlorophylle-*a*.

À 34°N, de Janvier à Juin, cette latitude est située au niveau d'un fort front de chlorophylle (fort gradient méridien de chlorophylle-*a*) situé entre le gyre subtropical oligotrophe et les latitudes moyennes plus productives. Le front présente une inclinaison vers le Nord-Est, en moyenne entre $\sim 35^\circ N$ du côté de la côte Américaine à $\sim 45^\circ N$ au niveau de l'Europe, ainsi qu'une importante variabilité méridienne. Les variations saisonnières de la position du front semblent jouer un rôle important dans la signature des ondes de Rossby sur les concentrations en chlorophylle-*a*. Nous avons appliqué une analyse spatiale en ondelettes sur le signal filtré en chlorophylle ($500\text{ km} \leq \lambda \leq 1000\text{ km}$). Cette approche montre qu'à

5.2 Détection des ondes de Rossby dans les données couleur de l'eau

28°N, 34°N et 40°N, la détection des longueurs d'ondes typiques des ondes de Rossby est fortement corrélée avec la position du front (fig. 5.6). En effet, les énergies les plus importantes pour les longueurs d'ondes correspondantes aux ondes de Rossby sont détectées lorsque le front est centré sur ces trois latitudes. En février, la limite Sud du front en chlorophylle-*a* s'étend jusqu'à 28°N (fig. 5.6j) et la signature des ondes de Rossby est détectée (fig. 5.6a, d, g; respectivement pour chaque latitude 40°N, 34°N et 28°N). En Avril, les signatures des ondes de Rossby sont observées à 34°N (fig. 5.6e) et 40°N (fig. 5.6b) en relation avec l'extension Sud du front légèrement au Sud de 34°N (fig. 5.6k). En Juillet, le front présente une extension faible vers le Sud et les valeurs les plus élevées des gradients de chlorophylle-*a* méridiens apparaissent seulement au Nord de 34°N (fig. 5.6l). Dans ce cas, les signatures des ondes de Rossby sont principalement observées à 40°N (fig. 5.6c, f, i). Ces observations suggèrent que l'advection horizontale des gradients méridiens de chlorophylle-*a* peut jouer un rôle important pour la signature des ondes dans les données de couleur de l'eau mais ne permettent pas d'exclure les autres mécanismes qui seront explorés dans l'étude combinant les données de SLA et de chlorophylle dans la section 5.3.

Une analyse en ondelettes temporelle a aussi été réalisée à partir des données couleur de l'eau filtrées préalablement à l'aide d'un filtre en ondelettes spatial. Les maxima d'énergie apparaissant sur ces analyses ne permettent pas de conclure sur la périodicité de la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby. En effet, la longueur de la série temporelle et la prise en compte du cône d'influence lié aux effets de bords diminuent fortement l'intervalle de périodes analysables. En particulier, les périodes annuelles ne peuvent être identifiées que sur une période de quelques mois entre Avril 1999 et Avril 2000 (fig. 5.7). De plus les maxima significatifs sont peu nombreux. Ainsi, si nous prenons trois longitudes distribuées d'Ouest en Est à 34°N, nous observons des périodes de l'ordre de 12 mois à 55°W (fig. 5.7a), entre 6 et 8 mois à 36°W (fig. 5.7b) et de l'ordre de 6 mois à 21°W (fig. 5.7c). Ces maxima montrent une décroissance de la période d'Ouest en Est mais ils ne sont pas détectés tout au long de la série temporelle. Il est donc difficile de déduire de cette analyse une période des signaux observés pour une position géographique donnée.

5.2 Détection des ondes de Rossby dans les données couleur de l'eau

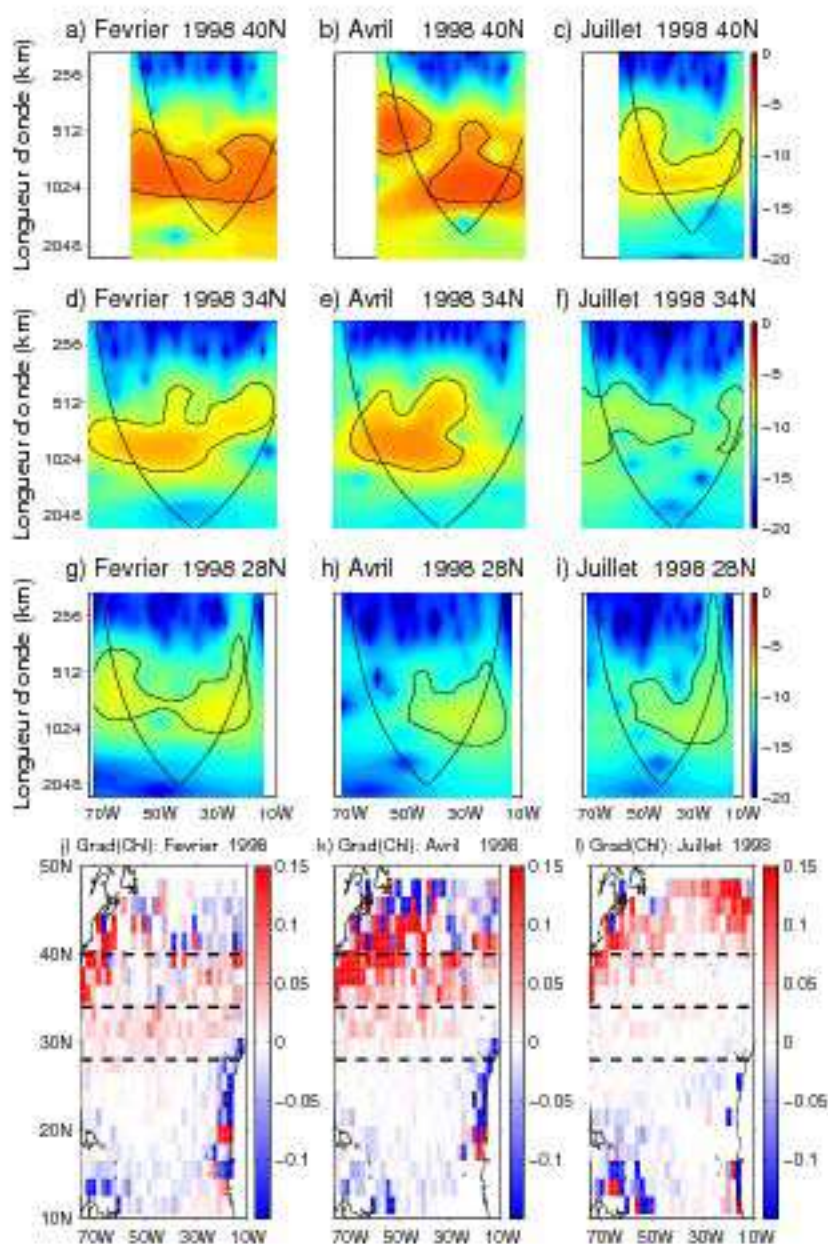


FIG. 5.6 – Diagrammes en ondelettes spatiales (unité d'énergie en $(mg\ Chl.m^{-3})^2$) à 40°N (a, b, c), 34°N (d, e, f) et 28°N (g, h, i) en Février (a, d, g), Avril (b, e, h) et Juillet 1998 (c, f, i). Les concentrations en chlorophylle-*a* analysées sont filtrées spatialement à l'aide d'une analyse en ondelettes permettant de conserver seulement les longueurs d'ondes comprises entre 500 et 1000 km. Les gradients méridiens ($mg\ Chl.m^{-3}.deg^{-1}$) du $\log_{10}(chl)$ calculés à partir des données SeaWiFS sont présentés pour Février (j), Avril (k) et Juillet (l). Les trois lignes pointillées noires indiquent les trois latitudes décrites dans les diagrammes en ondelettes.

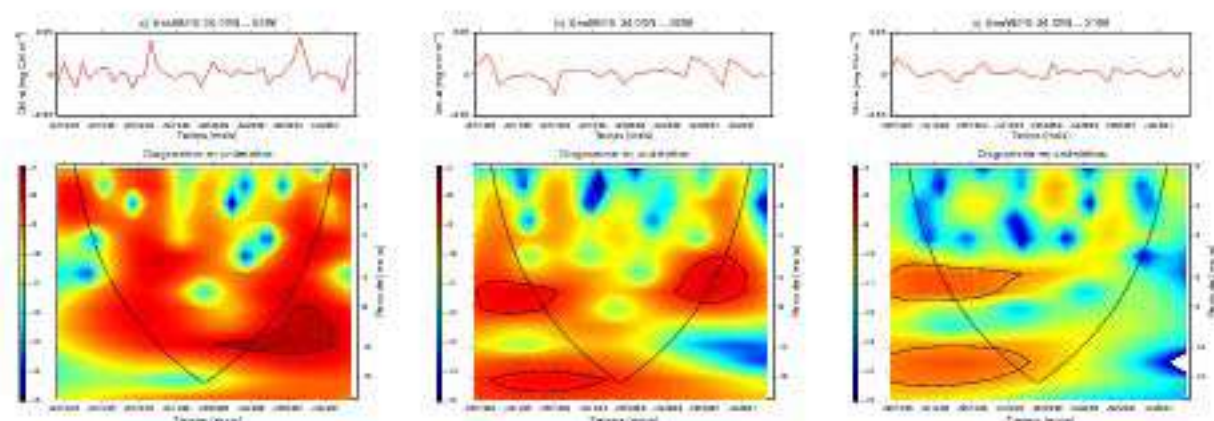


FIG. 5.7 – Diagramme en ondelettes temporelles (unité d'énergie en $(mg\ Chl.m^{-3})^2$) à $34^\circ N$: a) $55^\circ W$, b) $36^\circ W$, and c) $21^\circ W$ à partir des concentrations en chlorophylle- a filtrées. Pour a, b, c, les premier et second diagrammes représentent les deux même premiers graphiques que pour la figure 5.5 (a, b, c) excepté la longitude qui est remplacée par le temps et les longueurs d'onde par les périodes.

5.3 Etude des déphasages couleur de l'eau/altimétrie

Comme nous l'avons déjà signalé, la signature des ondes de Rossby dans les données de couleur de l'eau peut être associée à différents processus. Dans cette section, nous allons analyser si un mécanisme dominant existe dans l'Atlantique Nord en se basant sur une approche combinant modélisation et analyse spectrale croisée suggérée récemment par *Killworth et al.* (2004). Dans leur étude globale, des modèles simples de processus sont développés et fournissent des informations sur l'existence des différents processus couplés à l'origine de la signature des ondes de Rossby dans différentes régions de l'océan. En particulier, l'amplitude et la relation de phase entre les concentrations en chlorophylle- a et la SLA peuvent être calculées théoriquement pour chaque mécanisme, puis comparées avec les observations déduites de l'analyse spectrale croisée dans le but de déterminer l'importance relative de chacun de ces mécanismes.

Les trois processus décrits dans l'introduction de ce chapitre (section 5.1) peuvent être séparés en deux classes : les mécanismes horizontaux (l'advection horizontale des gradients méridiens de chlorophylle) et verticaux (la remontée du pic de chlorophylle de subsurface et l'upwelling de nutriments). Dans le cas d'une analyse spatiale, il peut être montré théoriquement que la relation de phase spatiale associée aux processus verticaux est comprise entre $\pi/2$ et π (*Killworth et al.*, 2004). Pour le processus horizontal, la relation de phase

5.3 Etude des déphasages couleur de l'eau/altimétrie

théorique dépend du signe du gradient méridien de chlorophylle et de l'hémisphère étudié (fig. 5.8). Dans l'océan Atlantique Nord, deux situations peuvent être observées : (1) au Nord d'environ 28°N , un gradient méridien de chlorophylle positif ($\partial[\text{Chl}]/\partial y > 0$) entraîne une relation de phase comprise entre $\pi/2$ et π , et (2) au Sud de 28°N , un gradient négatif de chlorophylle ($\partial[\text{Chl}]/\partial y < 0$) entraîne des relations de phase comprises entre $-\pi/2$ et 0 .

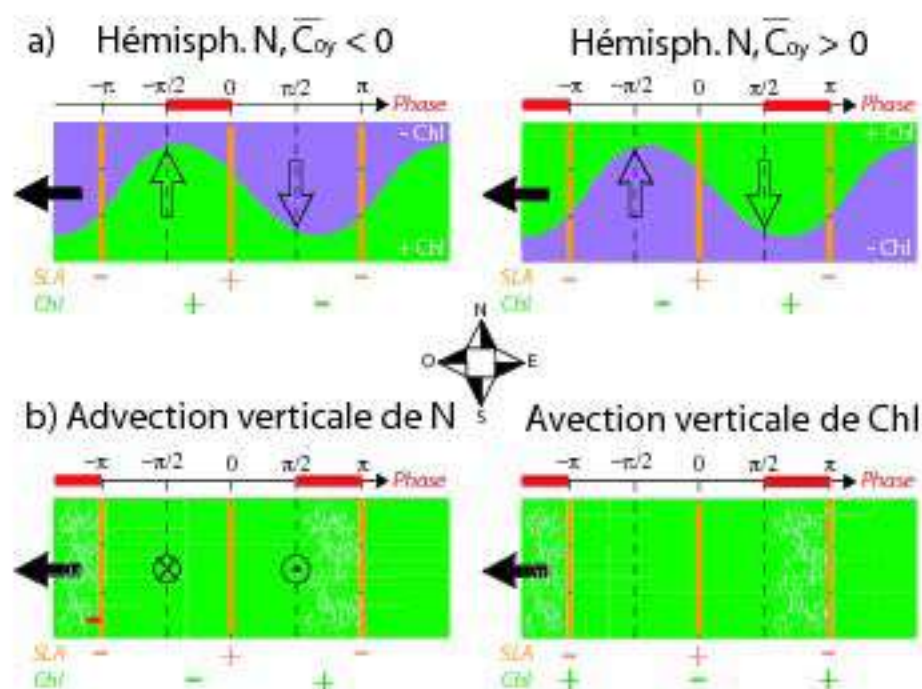


FIG. 5.8 – Schéma des relations de phases prédites pour (a) l'advection horizontale de chlorophylle et (b) les mécanismes verticaux. Les ondes de Rossby en SLA sont indiquées par les traits Nord-Sud épais (trait plein : crête; ligne pointillée : creux). La flèche noire indique la direction de propagation; les flèches évidées représentent les vitesses géostrophiques; les gradients ont été schématisés par des fronts. Les segments épais sur l'axe des phases indiquent les intervalles de phase spatiale calculés à l'aide de modèles simples - d'après *Killworth et al.* (2004).

Dans le cas présent, nous analysons les relations entre les signaux en chlorophylle et SLA à l'aide d'une approche par une analyse spectrale croisée en ondelettes (CWA) qui permet de caractériser la variabilité temporelle des processus. Les cohérences et phases (phase(chlorophylle-a) - phase(SLA)) en ondelettes sont calculées pour chaque latitude de 10°N à 40°N et pour chaque mois à partir de Janvier 1998 jusqu'à Décembre 2001, cette période correspondant aux dates communes entre les deux jeux de données satel-

lites. Avant d'appliquer la CWA, les données ont été regrillées, à l'aide d'une interpolation linéaire à deux dimensions, sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$ pour réduire le niveau de bruit. Les échelles utilisées lors de l'analyse en ondelettes sont par conséquent légèrement différentes. Par exemple, la longueur d'onde 1000 km devient 950 km. La CWA (voir section 3.3.1) est appliquée sur les données précédemment filtrées par l'analyse en ondelettes. Nous extrayons alors à partir de chaque diagramme en ondelettes la phase pour les longueurs d'onde comprises entre 467 et 1110 km (dans le cône d'influence pour exclure les effets de bord) ayant une cohérence supérieure à 0.75. Des tests ont été réalisés sur ce seuil de cohérence et pour des valeurs supérieures à 0.75, les phases extraites varient peu. Les cohérences les plus fortes sont observées au Nord de 30°N avec des valeurs pouvant être supérieures à 0.95 (voir exemple du mois d'Avril sur la figure 5.9). Ces fortes cohérences semblent être liées aux plus fortes amplitudes des ondes de Rossby en SLA et dans les concentrations en chlorophylle-*a*. En effet, au Sud de 28°N , les amplitudes sont très faibles ce qui pourrait expliquer pourquoi l'analyse en ondelettes ne peut pas détecter des signaux périodiques significatifs.

La figure 5.10 représente la carte de ces relations de phases (les phases pour des cohérences inférieures à 0.75 ne sont pas tracées) pour les mois d'Avril de 1998 à 2001. Une forte variabilité interannuelle apparaît mais nous pouvons observer des structures de grande échelle ainsi qu'une nette différence entre les parties Nord et Sud de la zone d'étude.

Dans le secteur où les gradients méridiens de chlorophylle sont positifs (débutant légèrement au Nord de 28°N , soit vers 30°N), les phases sont principalement comprises entre $\pi/2$ et π , et de manière plus distinctes en Avril 1998 et 2001 (fig. 5.10a et 5.10d). Cependant, dans cette zone où les gradients méridiens de chlorophylle sont positifs, un tel intervalle de phases peut résulter de processus verticaux et horizontaux (fig. 5.8). La détermination d'un mécanisme dominant devient alors délicate à partir de ces seules informations. Dans le cas particulier de 1998 à 34°N , une forte cohérence est observée séparément pour les deux longueurs d'onde distinctes (~ 500 km et ~ 1000 km) d'Avril à Juin et les phases associées à ces deux maxima sont similaires ($\sim \pi$ - fig. 5.11).

5.3 Etude des déphasages couleur de l'eau/altimétrie

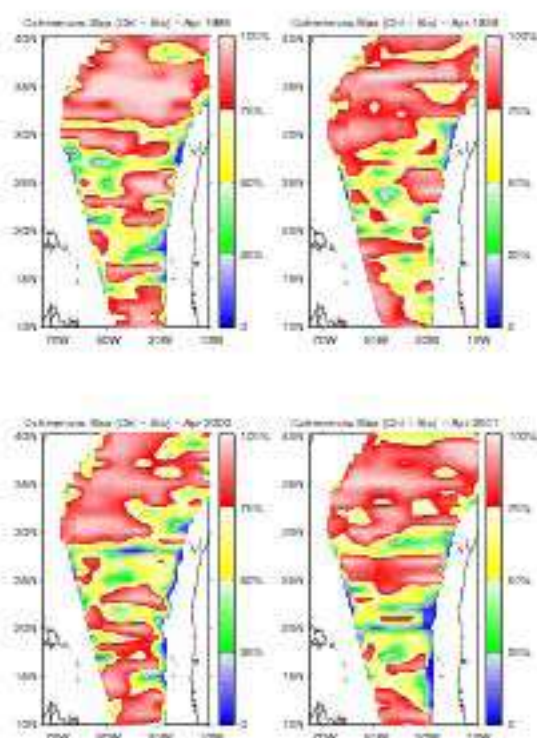


FIG. 5.9 – Maxima de cohérence entre la SLA et les concentrations en chlorophylle-*a*. Ces cohérences ont été calculés à l'aide d'une analyse en ondelettes croisée. Elles sont extraites de chaque diagramme en ondelettes dans le cône d'influence pour des longueurs d'onde comprises entre 467 km et 1110 km. Pour décrire la variabilité spatiale, les mois d'Avril de 1998 à 2001 (a à d) sont représentés.

Dans la zone de faible gradient située vers 28°N et au Sud de cette bande, les observations présentant une cohérence supérieure à 0.75 sont moins nombreuses et apparaissent très bruitées. L'advection horizontale pourrait expliquer la signature des ondes de Rossby sur les concentrations de surface en chlorophylle-*a* pour tous les points où les phases observées sont comprises entre $-\pi/2$ et 0. Au contraire, les processus verticaux se traduisent par des phases comprises entre $\pi/2$ et π mais ces valeurs ne sont observées que pour un très petit nombre de points de grille. Plus généralement, les relations de phase observées restent comprises entre $-\pi/2$ et $\pi/2$. Ainsi, dans cette région, les phases observées désignent l'advection horizontale comme le processus dominant. Ces observations viennent confirmer les résultats obtenus par *Killworth et al.* (2004) à partir d'une analyse de Fourier à deux dimensions dans l'espace (longitude) et le temps.

5.3 Etude des déphasages couleur de l'eau/altimétrie

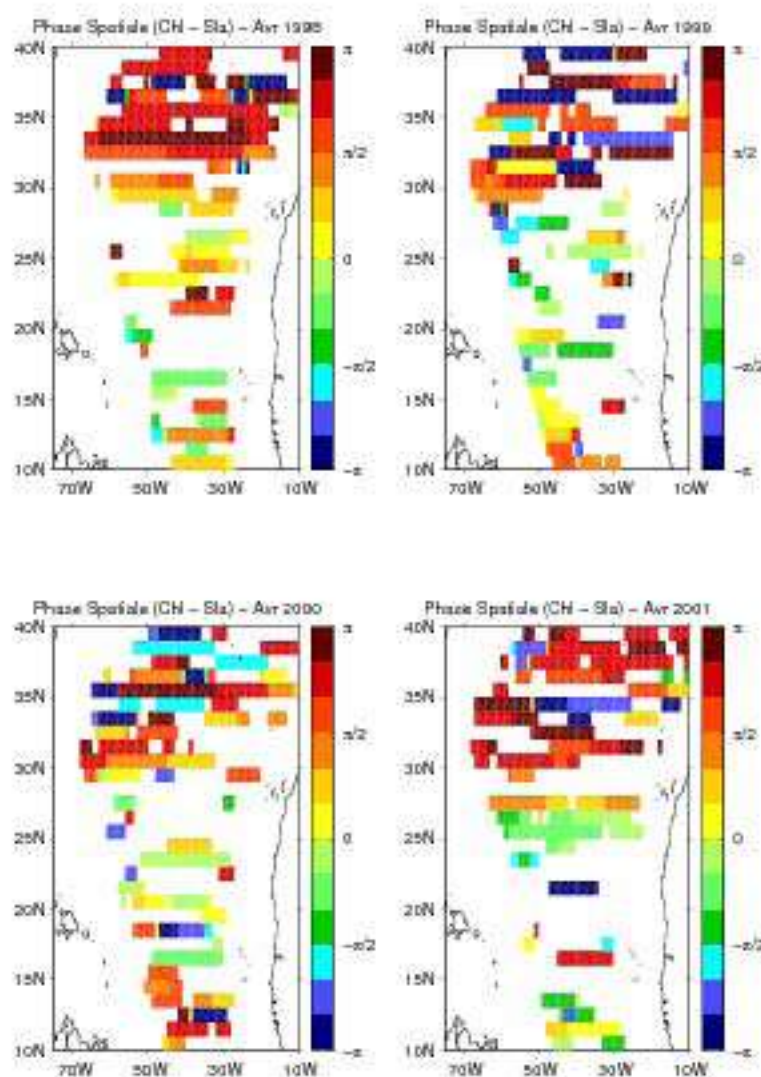


FIG. 5.10 – Relations de phase entre la SLA et les concentrations en chlorophylle-*a* ($\text{phase}(\text{chlorophylle-}a) - \text{phase}(\text{SLA})$). Ces déphasages ont été calculés à l'aide d'une analyse spectrale croisée en ondelettes. Les phases pour les données ayant une cohérence maximale > 0.75 sont extraites de chaque diagramme en ondelettes dans le cône d'influence pour des longueurs d'onde comprises entre 467 km et 1110 km. Dans le cas où, en un point géographique, plus d'une donnée possède le même maximum de cohérence dans le domaine spectral, ce point est exclu pour conserver seulement des phases ne présentant pas d'incertitudes (pouvant être induites par des moyennes). Afin de décrire la variabilité temporelle, les mois d'Avril de 1998 à 2001 (a à d) sont représentés.

5.3 Etude des déphasages couleur de l'eau/altimétrie

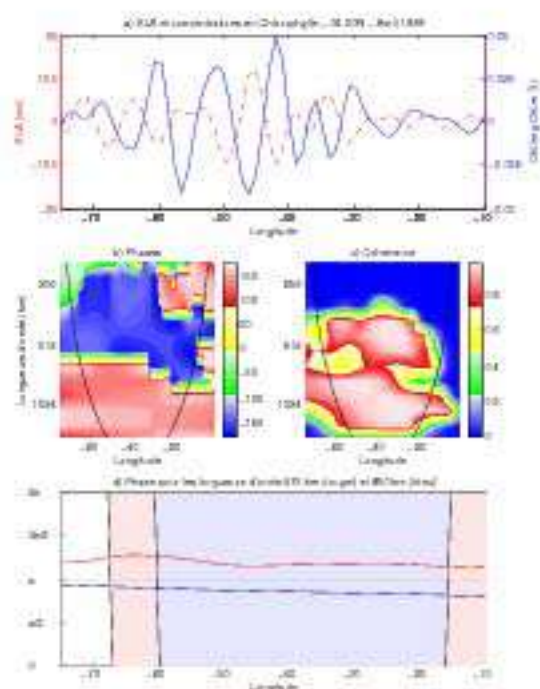


FIG. 5.11 – (a) SLA (rouge) et concentrations en chlorophylle (bleu) à 34° N en Avril 1998. Relations de phase (b) et cohérence (c) entre les deux signaux en fonction de la longitude et des longueurs d'ondes. (d) Phases extraites et analysables (hors cône d'influence) pour les longueurs d'onde 475 km (en rouge + bleu) et 950 km (en bleu).

L'analyse détaillée ci-dessus pour le mois d'Avril a été effectuée pour les autres mois et donne des résultats similaires. Le pourcentage de données ayant une cohérence supérieure à 0.75 est approximativement le même pour chaque mois et année étudiés. Il est compris entre 34% et 49% avec une valeur moyenne de 41%. L'analyse du pourcentage de données extraites en fonction de la latitude permet de confirmer qu'au Nord de 28° N, il y a plus de points présentant une forte cohérence (supérieure à 0.75) entre SLA et concentrations en chlorophylle-*a* avec des valeurs supérieures à 50% (fig. 5.12). Le maximum de ces pourcentages de données extraites est atteint pour la latitude 34° N avec une valeur de 60%.

5.3 Etude des déphasages couleur de l'eau/altimétrie

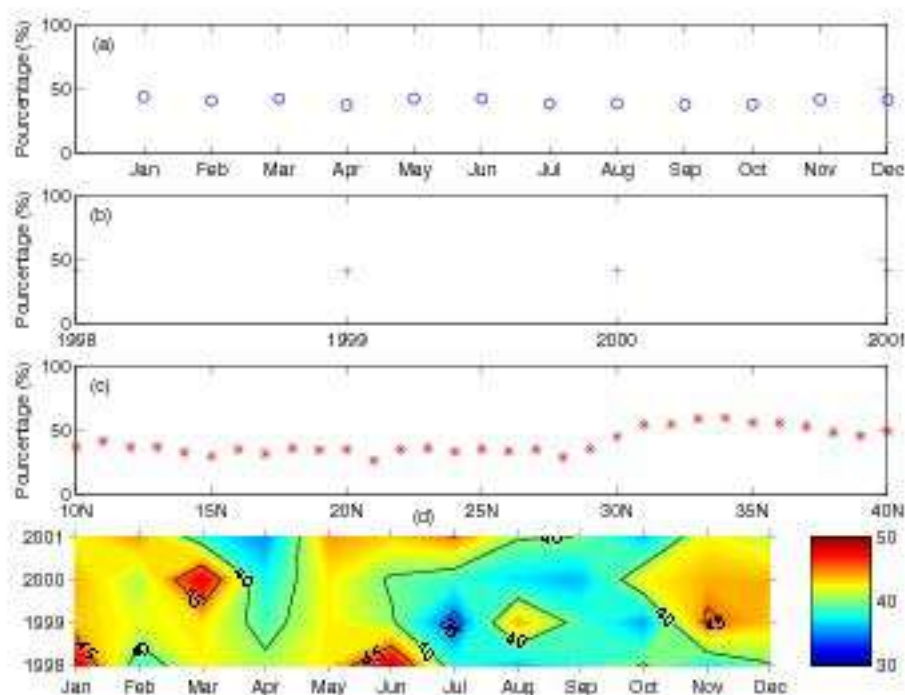


FIG. 5.12 – Rapports de données extraites comparés aux nombres de données utilisées pour l'analyse en ondelettes croisée (exprimé en %) : a) moyennes mensuelles, b) moyennes annuelles, c) moyennes par latitudes sur toute la série temporelle (1998-2001) et d) évolution temporelle des pourcentages par mois et par années.

En résumé, les résultats de la CWA, malgré une légère variabilité temporelle (et des données plus bruitées au Sud de 28°N), montrent des relations de phases en accord avec la phase temporelle moyenne obtenue par *Killworth et al. (2004)* sur la série de données complète (fig. 5.13). Pour que la comparaison soit possible, nous considérons que les ondes se propagent vers l'Ouest et les phases spatiales calculées ont donc un signe opposé aux phases temporelles analysées par *Killworth et al. (2004)*. Ainsi, nous pouvons directement comparer les relations de phase obtenues par deux méthodes différentes (fig. 5.13) : l'analyse spectrale croisée en ondelettes et l'analyse spectrale croisée de Fourier. Dans le cas de l'analyse en ondelettes, les différentes cartes de phases sont moyennées par une somme dans l'espace complexe des coefficients en ondelettes afin de les comparer avec l'analyse de Fourier. Les deux cartes de la figure 5.13 présentent une distribution spatiale des relations de phases identique. En effet, sur les deux cartes apparaît une limite nette à environ 28°N présentant des phases comprises entre $\pi/2$ et π au Nord et entre $-\pi/2$ et 0 au Sud de cette limite.

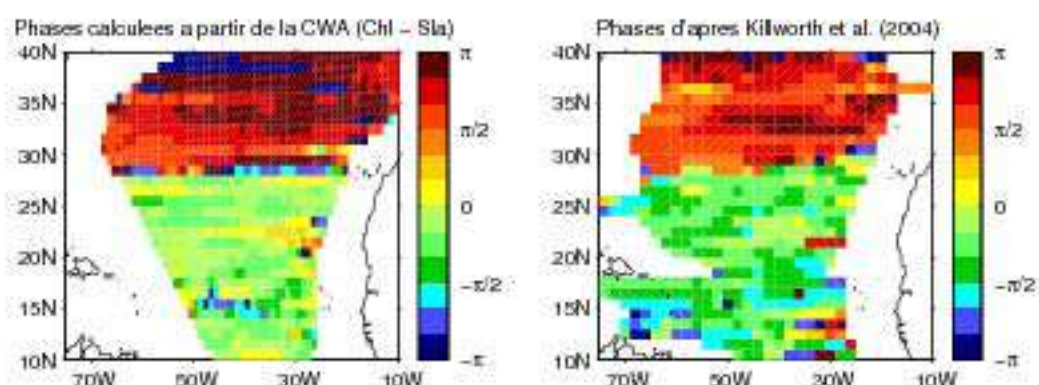


FIG. 5.13 – Relations de phase spatiale entre concentrations en chlorophylle et SLA moyennées dans le temps à partir de l'analyse spectrale croisée en ondelettes (gauche) et à partir de l'analyse spectrale croisée de Fourier (droite) réalisée par *Killworth et al.* (2004).

5.4 Modélisation des processus couplés physique - biogéochimie

La contribution des différents mécanismes expliquant la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby établie dans la section précédente est basée principalement sur des considérations qualitatives. Dans cette section, nous adoptons une approche plus quantitative basée sur les rapports d'amplitude et les différences de phase entre les concentrations en chlorophylle et la SLA. Nous essayons d'identifier la contribution relative des processus pouvant expliquer la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby et, dans la mesure du possible, de lever les ambiguïtés comme au Nord de 28° N.

Tout d'abord, nous illustrerons cette approche au niveau de trois latitudes (représentatives de différentes conditions biogéochimiques - gradients en chlorophylle); puis nous étendrons cette analyse à toute la zone d'étude. Les relations de phase et d'amplitude sont calculées, à l'aide de modèle simple *Killworth et al.* (2004) décrit ci-dessous, pour les trois processus différents et sont comparées aux relations observées.

5.4.1 Modèle de processus utilisé (*Killworth et al.*, 2004)

Killworth et al. (2004) décrit, à l'aide d'un modèle simple, l'évolution d'un traceur (C) advecté par une onde de Rossby se propageant vers l'Ouest.

η , l'élévation de la hauteur de la mer, peut être divisée en une composante moyenne $\bar{\eta}$

5.4 Modélisation des processus couplés physique - biogéochimie

et une composante perturbée η' . Nous pouvons donc décomposer la partie perturbée de cette onde de la manière suivante :

$$\eta' = \eta_A e^{i\varphi} \text{ avec } \varphi = kx - \omega t \quad (5.1)$$

où η_A est l'amplitude de l'onde et φ sa phase. Les axes sont x vers l'Est, y vers le Nord et z vers le haut (avec les vitesses associées respectives u, v, w). Les indices (noté ') signalent une perturbation autour d'une valeur moyenne ou une dérivée par rapport au temps t ou à l'espace. L'onde, par définition, se propage vers l'Ouest. Par conséquent, le nombre d'onde k est négatif et la pulsation ω est positive dans l'équation 5.1. Dans le cas d'une onde de Rossby, le courant Nord-Sud moyen (\bar{v}) est faible en comparaison du courant moyen Est-Ouest. Par conséquent : $\bar{v} = u' = 0$. De plus, une onde de Rossby peut être considérée comme une onde longue en comparaison de son rayon de déformation (~ 30 km dans la plupart des océans *Chelton et al., 1998*). Dans le cadre de cette hypothèse, l'équilibre géostrophique est dominant. Nous pouvons donc utiliser la relation suivante :

$$v_0' = \frac{g}{f} \eta_z' = \frac{ikg}{f} \eta_A e^{i\varphi} \quad (5.2)$$

L'indice 0 représente les valeurs en surface. En prenant en compte ces différentes approximations, la linéarisation suivante de l'équation d'advection/diffusion est utilisée :

$$C_t' + \bar{u}C_x' + v'C_y' + w'C_z' = M \quad (5.3)$$

où M représente tous les processus non conservatifs associés au traceur. w' est estimée à partir de l'équation de vorticité planétaire géostrophique :

$$\beta v' = f w_z' \quad (5.4)$$

où f est le paramètre de Coriolis et $\beta = df/dy$ le gradient méridien du paramètre de Coriolis. Cette équation peut alors être intégrée de la surface jusqu'à une profondeur h dans les couches de surface :

$$w'(z = -h) = -\frac{\beta h}{f} v_0' \quad (5.5)$$

v' est supposée peu variable dans la couche de mélange. L'équation 5.3 est alors intégrée sur cette même couche de surface océanique de profondeur h . Nous obtenons alors l'équation :

$$w' \bar{C}_z = -\frac{\beta}{f} v_0' \Delta C \quad (5.6)$$

avec $\Delta C \equiv \bar{C}(z = 0) - \bar{C}(z = -h)$ avec $h = 50$ m pour les nutriments (valeur choisie pour la profondeur de la couche de mélange d'après la climatologie de nitrates récente de *Louanchi et Najjar, 2001*) et $h = 10$ m pour la chlorophylle (pour les raisons décrites dans

5.4 Modélisation des processus couplés physique - biogéochimie

Killworth et al., 2004). Sur la base de cette équation d'advection/diffusion intégrée, en incluant l'équation 5.6 dans l'équation 5.3, une expression complexe du rapport entre les amplitudes du signal du traceur (C_A) et de la hauteur de surface de la mer (η_A), suffisante pour exprimer les différentes combinaisons possibles de processus, est obtenue :

$$\frac{C_A}{\eta_A} = \left| \frac{C_A}{\eta_A} \right| e^{i\varphi} = \frac{g (\bar{C}_{Oy} - \beta \Delta C / f)}{f (c - \bar{u}_O + ic / \omega \tau)} \quad (5.7)$$

où φ est la différence de phase avec $\varphi = (\text{phase}(C_A) - \text{phase}(\eta_A))$, g est l'accélération liée à la gravité, c la vitesse de phase de l'onde déterminée à partir de $k = \omega/c$, ω la fréquence de l'onde. \bar{C}_{Oy} , estimé à partir des données satellites SeaWiFS de concentrations en chlorophylle moyennées entre 1998 et 2001, est le gradient horizontal méridien de traceur. Nous supposons que les nutriments limitants sont les nitrates, ce qui représente une bonne approximation dans l'océan Atlantique Nord. τ est le temps de relaxation, c'est-à-dire le temps de réponse du système pour revenir à l'état d'équilibre après une perturbation. Il vaut ici 20 jours avec $M_O = -C'_O / \tau$. Ce terme de mélange est paramétré simplement dans cette équation comme l'annulation d'une perturbation pendant un temps de relaxation τ . Cette échelle de temps représente le temps nécessaire à l'ensemble de tous les processus biogéochimiques pour éliminer une anomalie de nutriments. \bar{u}_O est le courant moyen zonal. Les différentes valeurs des paramètres sont extraites de *Killworth et al.* (2004).

L'équation 5.7 permet de modéliser les trois mécanismes. Le cas de l'advection horizontale est calculé en considérant C comme les concentrations en chlorophylle et en supprimant les effets de l'advection verticale ($\Delta C = 0$). Les processus d'advection verticale sont simulés en annulant les gradients horizontaux de traceurs ($\bar{C}_{Oy} = 0$). Ainsi C représente les concentrations en chlorophylle pour résoudre l'advection verticale de chlorophylle (les gradients verticaux ΔC sont calculés à partir de la climatologie de *Conkright et al.*, 1998). Dans le cas de l'advection verticale de nitrates, les concentrations en nitrates sont converties en chlorophylle à l'aide d'un rapport constant Chl :N égal à $\Delta C = 1.59 \Delta N$ où N représente les concentrations en nitrates. ΔN est alors estimé à partir de la climatologie de *Louanchi et Najjar* (2001). A l'aide de ces différentes formulations, les rapports d'amplitude et les relations de phase des différents processus peuvent être analysées.

5.4.2 Observations satellites (*Killworth et al.*, 2004)

Alors que l'analyse en ondelettes décrite dans la section 5.3 permet de calculer les relations de phase entre SLA et couleur de l'eau en fonction du temps et de l'espace, le modèle théorique basé sur l'équation 5.7 est indépendant du temps. Dans le but de comparer le modèle et les observations, il serait nécessaire d'utiliser une moyenne dans le temps des

spectres croisés en ondelettes et de déduire des amplitudes moyennes. Nous utiliserons les rapports d'amplitude et les relations de phase calculées par *Killworth et al.* (2004) à partir d'analyses spectrales croisées de Fourier entre la SLA et les concentrations en chlorophylle de surface car cette méthode représente déjà une moyenne sur la série temporelle de données. Les coefficients complexes spectraux croisés permettent une quantification précise des amplitudes et des relations de phase moyennes (sur la série temporelle) des deux signaux aux fréquences et aux longueurs d'onde pour lesquelles ils sont les mieux corrélés (voir figure 6 de *Killworth et al.*, 2004). Ainsi, ces relations déduites d'observations satellites peuvent être directement comparées aux relations théoriques calculées à l'aide de modèles simples décrits dans le paragraphe précédent.

5.4.3 Combinaison modèle et observations : un mécanisme dominant dans l'Atlantique Nord ?

La comparaison détaillée entre le modèle et les observations a été réalisée à trois latitudes choisies sur la grille du modèle : 33.5°N , 23.5°N et 19.5°N . Ces latitudes correspondent à trois zones présentant des distributions en chlorophylle différentes. La latitude 33.5°N est proche de la latitude 34°N , étudiée précédemment en détail à l'aide des données satellites, et correspond à la position du front associé à de forts gradients méridiens positifs de concentrations en chlorophylle (fig. 5.6 - j, k, l). La deuxième latitude, 23.5°N , a été sélectionnée pour décrire les différents processus au centre du gyre subtropical caractérisé par des faibles concentrations en chlorophylle de surface (fig. 3.1) et par des gradients horizontaux faibles en chlorophylle de surface (fig. 5.6 - j, k, l). La troisième latitude, 19.5°N , est aussi située dans le gyre subtropical (zone oligotrophe) présentant des gradients méridiens de concentration en chlorophylle négatifs et de plus forts gradients verticaux de chlorophylle entre 0 et 10 mètres de profondeur (d'après la climatologie de *Conkright et al.*, 1998, voir fig. 5.14). Ainsi, à l'aide de ces trois latitudes, nous pouvons analyser les mécanismes mis en jeu suivant différentes distributions en chlorophylle : forts gradients méridiens de chlorophylle (33.5°N), faibles gradients verticaux et horizontaux (23.5°N) et forts gradients de chlorophylle verticaux avec de faibles gradients de chlorophylle méridiens (19.5°N).

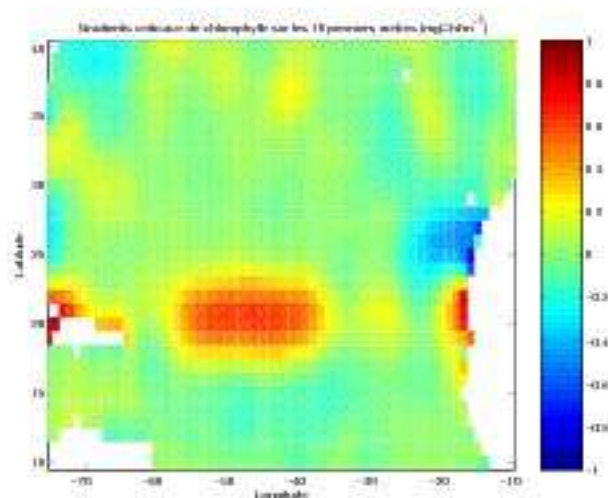


FIG. 5.14 – Gradients verticaux des concentrations en chlorophylle calculés sur les dix premiers mètres de la colonne d'eau d'après la climatologie de *Conkright et al.* (1998).

Tout d'abord, nous avons comparé les relations de phase observées avec celles calculées à l'aide du modèle théorique comme cela a été précédemment réalisé à partir de l'analyse en ondelettes. Les phases observées pour la latitude 19.5°N sont comprises entre 0 et $\pi/2$ (fig. 5.15d) en accord avec les phases modélisées dans le cas du processus d'advection horizontale. Ce résultat suggère que l'advection horizontale des gradients de chlorophylle méridiens par les ondes de Rossby peut être responsable d'une grande partie des signaux observés dans les données de chlorophylle malgré les forts gradients verticaux.

À 23.5°N , bien qu'ayant des conditions légèrement différentes, les relations de phase observées (entre 0 et $\pi/2$) sont très similaires à celles observées à 19.5°N . Elles sont donc aussi en faveur du processus d'advection horizontale (fig. 5.15e). Nous pouvons remarquer un saut dans les phases pour quatre points situés dans la partie Est du bassin pour les relations de phase modélisées dans le cas de la remontée du pic de chlorophylle (les valeurs associées apparaissent comprises entre 0 et $\pi/2$ alors que, dans le cas des autres longitudes, les phases sont situées entre $[-\pi, -\pi/2]$). Des analyses de la climatologie en chlorophylle utilisée dans ce modèle théorique (*Conkright et al.*, 1998) ont montré que ces artefacts sont liés à une climatologie imprécise dans cette région (due au peu de données et aux méthodes d'interpolation). Ces variations de phases correspondent à des changements de signes du gradient vertical (les concentrations en chlorophylle de surface sont plus élevées que les concentrations de subsurface). Nous avons donc exclu ces points de notre étude (des anomalies identiques sont observées pour quelques points à 33.5°N).

5.4 Modélisation des processus couplés physique - biogéochimie

A 33.5°N, l'intervalle de phases déduit de la théorie est le même pour les mécanismes horizontaux et verticaux comme cela est mentionné dans la section 5.3. Toutes les phases modélisées sont dans le même quadrant¹ que les données satellites, entre $-\pi$ et $-\pi/2$ (fig. 5.15). Ainsi, les informations liées aux phases seules sans éléments supplémentaires permettent de conclure que les trois mécanismes peuvent contribuer à la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby à cette latitude.

Afin d'étudier la contribution relative des trois processus, nous avons ajouté une hypothèse statistique supplémentaire qui permet une décomposition quantitative de la contribution des différents processus en combinant les rapports d'amplitude et les relations de phase modélisés et observés.

Nous avons supposé que les rapports d'amplitude et les phases observés peuvent s'exprimer comme une combinaison linéaire des trois processus modélisés. Ainsi, l'équation suivante peut être développée :

$$\left| \frac{C_A}{\eta_A} \right|_{obs} e^{i\varphi_{obs}} = z_\alpha \left| \frac{C_A}{\eta_A} \right|_{hadv} e^{i(\varphi_{hadv})} + z_\beta \left| \frac{C_A}{\eta_A} \right|_{upl} e^{i(\varphi_{upl})} + z_\gamma \left| \frac{C_A}{\eta_A} \right|_{upw} e^{i(\varphi_{upw})} \quad (5.8)$$

où z_α , z_β et z_γ sont les trois paramètres inconnus associés respectivement aux différentes amplitudes complexes modélisées : processus d'advection horizontale (*hadv*), de remontée du pic de chlorophylle (*upl* : *chlorophyll uplifting*) et d'upwelling de nitrates (*upw*). Ces paramètres sont complexes (par exemple, $z_\alpha = \alpha \exp(i\varphi_\alpha)$) pour prendre en compte à la fois les erreurs d'amplitudes et de phases dans le modèle.

Le système d'équation 5.8 possède six paramètres inconnus pour deux équations (parties réelles et imaginaires). Il a donc un nombre infini de solutions. Parmi ces différentes solutions possibles, nous sélectionnons celles qui donnent la valeur la plus faible de la fonction de coût suivante :

$$\Psi = \sqrt{|z_\alpha - 1|^2 + |z_\beta - 1|^2 + |z_\gamma - 1|^2} \quad (5.9)$$

¹Nous divisons l'espace des phases en quatre quadrants de largeur $\pi/2$ et compris entre $-\pi$ et π

5.4 Modélisation des processus couplés physique - biogéochimie

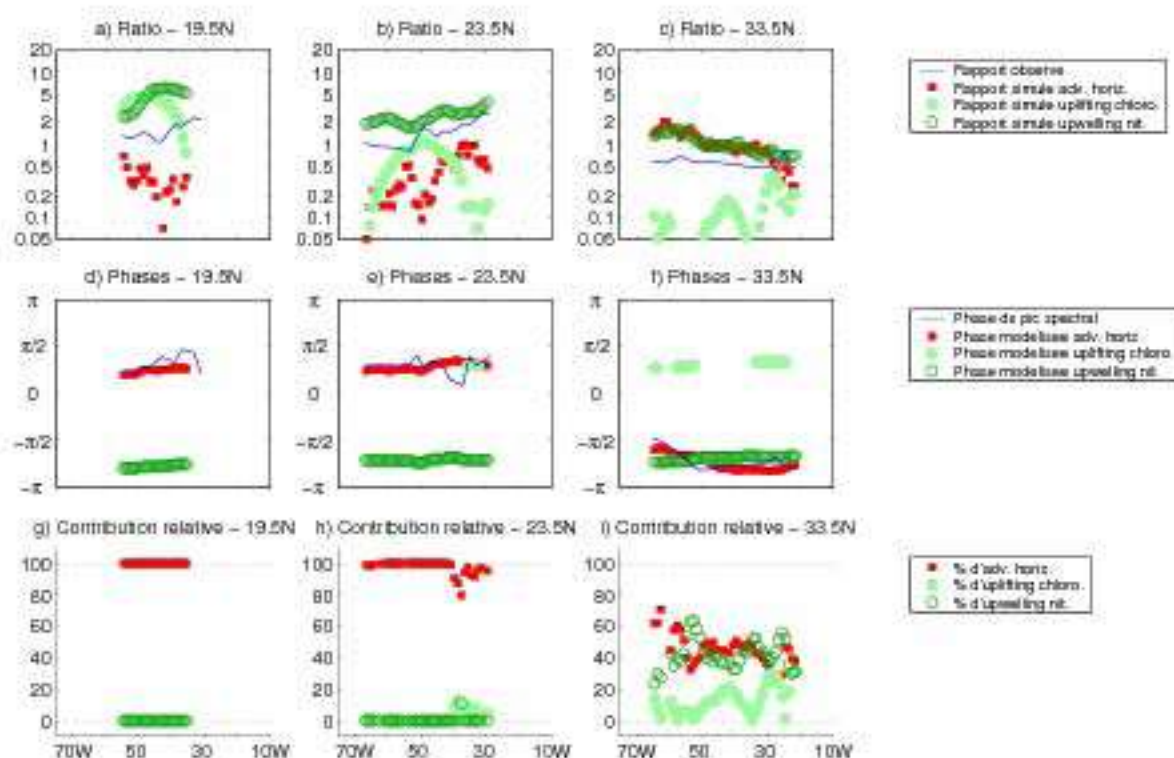


FIG. 5.15 – Rapports d'amplitudes (traceurs sur SLA) estimés à partir des données satellites (ligne bleue), modélisés pour le processus d'advection horizontale (carrés rouges) et modélisés pour les processus verticaux (cercle plein pour la remontée du pic de chlorophylle de subsurface - uplifting de chlorophylle - et cercle évidé pour l'upwelling de nitrates) pour les latitudes 19.5°N (a), 23.5°N (b) et 33.5°N (c). A l'aide des mêmes symboles, les relations de phases observées et modélisées sont représentées sur les diagrammes (d) pour la latitude 19.5°N , (e) pour 23.5°N et (f) pour 33.5°N . Les trois diagrammes du bas représentent la contribution relative (en %) des trois processus pour les latitudes 19.5°N (g), 23.5°N (h) et 33.5°N (i).

La fonction de coût Ψ décrit la distance, dans l'espace des paramètres, entre un point de coordonnées $(z_{\alpha}, z_{\beta}, z_{\gamma})$ et le point de coordonnées $(1,1,1)$. En effet, si la modélisation des processus était correcte alors tous les trois coefficients devraient être égaux à l'unité. En d'autres termes, z_{α} , z_{β} ou z_{γ} égal à l'unité représente une contribution totale du processus correspondant, exactement comme modélisé (c'est-à-dire avec exactement les amplitudes et les phases modélisées). La résolution de l'équation 5.8 en minimisant Ψ permet d'extraire un jeu de paramètres reproduisant les rapports d'amplitude et les relations de phase observés. La contribution relative des différents processus (P) est alors déterminée à l'aide de la relation suivante :

$$P_j = 100 \times \frac{z_j |C_A/\eta_A|_j}{z_\alpha |C_A/\eta_A|_\alpha + z_\beta |C_A/\eta_A|_\beta + z_\gamma |C_A/\eta_A|_\gamma} \quad (5.10)$$

où $j = \alpha, \beta, \gamma$.

Nous avons ainsi appliqué cette méthode aux trois latitudes sélectionnées. Il apparaît qu'à 19.5°N et 23.5°N, l'advection horizontale est clairement le processus dominant (fig. 5.15g et 5.15h). Ce résultat est en accord avec nos conclusions précédentes à partir des relations de phase (observées et modélisées). Pour la latitude 33.5°N, cette nouvelle approche, combinant rapports d'amplitude et phases, met en évidence non seulement une nette contribution de l'advection horizontale, comme suggéré par la bonne corrélation entre le signal détecté et la position du front de chlorophylle (voir section 5.2), mais aussi une contribution du processus d'upwelling de nitrates (fig. 5.15i). En résumé, la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby détectée à 33.5°N est probablement liée à une combinaison d'un processus vertical et d'un processus horizontal. L'upwelling de nitrates et l'advection horizontale des gradients de chlorophylle semblent expliquer chacun 50% des rapports d'amplitude observés.

Pour avoir une vision globale de l'influence des ondes de Rossby dans cette partie de l'océan Atlantique Nord, nous avons appliqué cette méthode à toutes les latitudes de 10°N à 40°N. La figure 5.16 montre la distribution des contributions relatives des différents processus suivant les différentes régions. Ainsi, nous observons deux régions distinctes au Nord et au Sud de 28°N. En effet, au Nord de 28°N, l'advection horizontale des gradients de chlorophylle et l'upwelling de nitrates contribuent de manière équivalente. A l'opposé, au Sud de 28°N, l'advection horizontale est clairement le processus dominant avec des contributions relatives supérieures à $\sim 70\%$. Il est cependant intéressant de remarquer qu'à l'intérieur de ces deux principales régions, la contribution relative varie spatialement avec, par exemple vers 15°N, des régions où la remontée du pic de chlorophylle de subsurface est importante.

En résumé, la figure 5.17 montre la contribution relative, calculée à partir de l'équation 5.10, des trois processus supposés en chaque point de grille du modèle au Nord de 28°N (fig. 5.17a) et au Sud de 28°N (fig. 5.17b) entre 9.5°N et 40.5°N. Les valeurs obtenues sont représentées sur un diagramme ternaire. Ce dernier montre au Nord de 28°N des valeurs centrées vers 50% de l'advection horizontale des gradients de chlorophylle et de l'upwelling de nitrates. La contribution relative de la remontée du pic de chlorophylle de subsurface est inférieure à 35%. Au Sud de 28°N, une contribution principale du processus horizontal est observée avec la plupart des valeurs supérieures à $\sim 70\%$. Les processus verticaux peuvent atteindre une contribution relative de 35% dans le cas de la remontée du pic

5.4 Modélisation des processus couplés physique - biogéochimie

de chlorophylle de subsurface et de 25% pour l'upwelling de nitrates. À ces latitudes, le processus horizontal est clairement dominant.

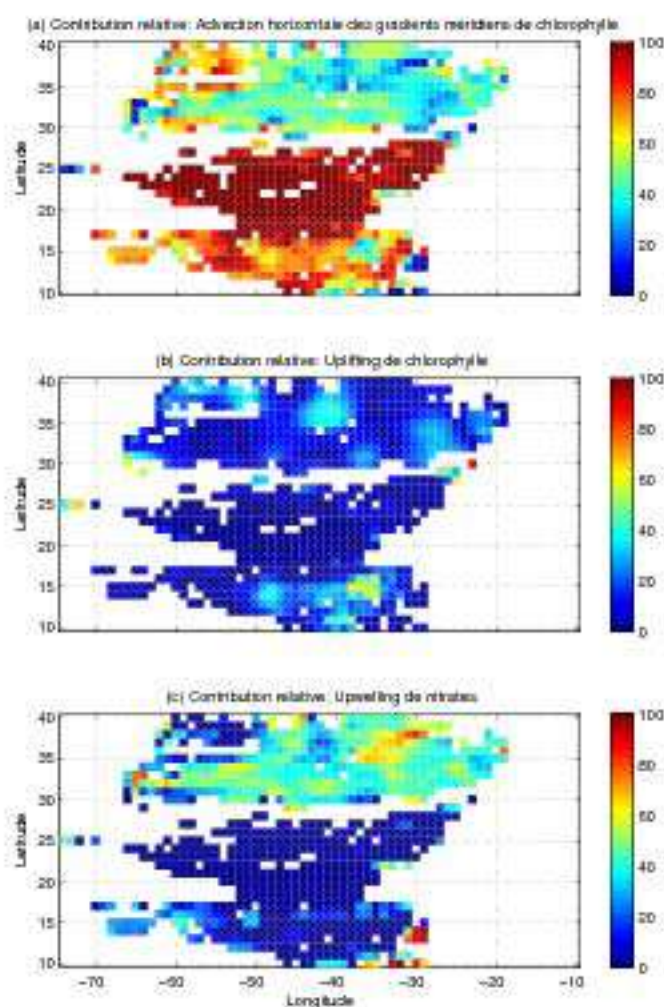


FIG. 5.16 – Distribution spatiale des contributions relatives (en %) des trois processus supposés qui pourraient expliquer la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby : l'advection horizontale des gradients méridiens de chlorophylle (a), la remontée du pic de chlorophylle de subsurface (b) et l'upwelling de nitrates dans la couche euphotique (c).

Ces résultats confirment ainsi les deux régions principales déjà observées à l'aide des relations de phase déduites des données satellites (section 5.3). Au Sud de 28°N, l'advection horizontale des gradients méridiens de chlorophylle représente le processus dominant avec une contribution supérieure à $\sim 70\%$ des rapports d'amplitude observés (fig. 5.17b). Au Nord de 28°N, l'upwelling de nitrates et le processus d'advection horizontale contribuent

5.4 Modélisation des processus couplés physique - biogéochimie

de manière à peu près égale pour expliquer les rapports d'amplitude observés (fig. 5.17a).

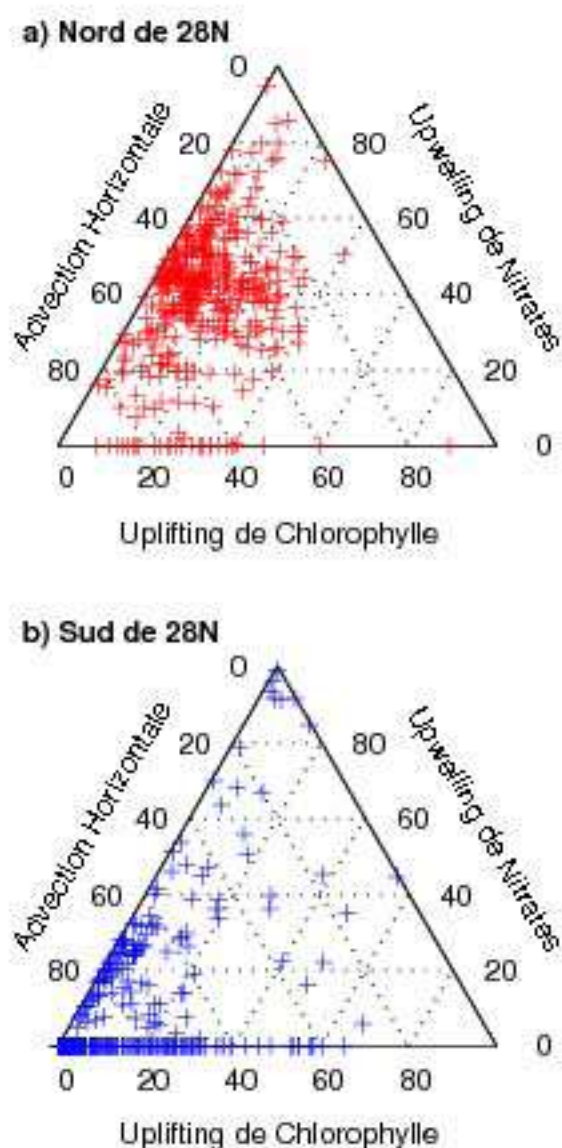


FIG. 5.17 – Contribution relative (en %) des trois processus supposés qui pourraient expliquer la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby : l'advection horizontale des gradients méridiens de chlorophylle, l'upwelling de nitrates dans la couche euphotique et la remontée du pic de chlorophylle de subsurface. Les croix représentent tous les points de grille du modèle au Nord de 28° N (a) et au Sud de 28° N (b) entre 9.5° N et 40.5° N.

5.5 Conclusion : Influence des ondes de Rossby sur les concentrations en chlorophylle

Le résultat principal de cette étude, publiée dans un article récent (*Charria et al.*, 2006, voir Annexe D), est une quantification de l'importance relative des différents mécanismes pouvant expliquer la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby. Ce problème a déjà été exploré par plusieurs auteurs (*Charria et al.*, 2003; *Kawamiya et Oeschies*, 2001; *Killworth et al.*, 2004) mais reste difficile à résoudre. À l'aide des outils et des données disponibles actuellement, dans de nombreuses régions de l'océan, une réponse peut être trouvée seulement en considérant des hypothèses statistiques supplémentaires. L'étude des relations de phase spatiales entre les concentrations en chlorophylle-*a* de surface et la SLA permet d'aboutir à des conclusions intéressantes dans l'océan Atlantique Nord. Au Nord de 28°N, les relations de phase spatiales ne sont pas suffisantes pour identifier un processus dominant. Au Sud de 28°N, la faible cohérence entre les concentrations en chlorophylle-*a* de surface et la SLA diminue de manière significative le nombre de données pouvant être utilisées pour l'analyse des phases. Néanmoins, la plupart des phases observées sont comprises entre $-\pi/2$ et $\pi/2$. Les phases observées à ces latitudes semblent en accord avec le processus horizontal mais il est nécessaire d'être prudent sur cette conclusion en raison du faible nombre de points cohérents et des résultats bruités.

Les relations de phase calculées à l'aide du modèle théorique de *Killworth et al.* (2004) comparées à celles observées confirment les résultats obtenus grâce à l'analyse en ondelettes croisée. Les deux latitudes, 19.5°N et 23.5°N, étudiées au Sud de 28°N présentent un bon accord entre les observations et le mécanisme d'advection horizontale simulé.

L'exploration de la contribution relative des trois différents processus à l'aide du modèle théorique, des données satellites et d'une fonction de coût statistique conduit aux conclusions suivantes. Au Nord de 28°N, la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby n'est pas uniquement due à un processus horizontal. En effet, notre analyse montre que l'upwelling de nitrates dans la couche euphotique permet d'expliquer environ la moitié des amplitudes observées. Ce résultat est cohérent avec les gradients verticaux de nitrates extraits de la climatologie (*Louanchi et Najjar*, 2001). L'autre partie du signal est due à l'advection horizontale, en accord avec la bonne corrélation trouvée entre le signal observé et la position du front en chlorophylle. Cependant, quelques précautions doivent être prises concernant ces résultats car le modèle de *Killworth et al.* (2004) utilisé est basé sur de fortes hypothèses (par exemple, le rapport N:Chl et le temps de réponse constants pour les anomalies en chlorophylle). Néanmoins, nos résultats suggèrent que les ondes de Rossby ont une influence sur la production biologique dans cette partie (au Nord de 28°N) de l'océan Atlantique. Grâce à l'utilisation du modèle couplé physique/biogéochimie, décrit dans la section 3.4, cette influence est analysée dans la section 8.

Troisième partie

Apport de la modélisation 3D dans la
compréhension des couplages
physiques/biogéochimiques aux
passages des ondes de Rossby

L'utilisation de données satellites permet d'avoir une vision à l'échelle de bassins océaniques de la dynamique de l'océan mais aussi des distributions de la chlorophylle en surface. La faiblesse de cette description *satellite* de l'océan est principalement liée à ses informations uniquement bidimensionnelles, ne permettant de décrire que la surface des océans et nécessitant des hypothèses nombreuses pour estimer les propriétés de toute la colonne d'eau. Des mesures *in situ* permettent d'avoir des données sur toute la colonne d'eau mais leur faible nombre et leur répartition géographique ne permettent pas forcément d'analyser des processus à grandes échelles.

Nous avons donc choisi de compléter cette étude par l'utilisation d'un modèle couplé physique/biogéochimie réaliste développé dans le cadre d'un projet du Groupe Mission MERCATOR-CORIOLIS (GMMC). Ce modèle, décrit en détails dans la section 3.4, a tout d'abord nécessité une validation des simulations à l'aide des données satellites et *in situ* disponibles dans notre zone d'étude (chapitre 6). Par la suite, des analyses ont été réalisées afin de connaître la sensibilité des concentrations en chlorophylle et des autres variables d'état (N,Z,D et DON) aux paramètres du modèle biogéochimique (chapitre 7). Enfin, les ondes de Rossby ont été extraites puis analysées dans le modèle. Leurs propriétés ont été comparées aux observations et l'influence de ces dernières sur les concentrations en chlorophylle de surface et sur la production primaire a été explorée (chapitre 8).

Chapitre 6

Validation des résultats du modèle couplé sur la période d'étude

6.1 Introduction

Les simulations réalisées au cours de ce travail de thèse concernent les années 1995 à 1999 selon la chronologie représentée sur la figure 6.1. La première année (1995) correspond à une année de spin-up¹ de la physique à partir de climatologies en température et salinité (Reynaud et al., 1998) et de courants nuls. Les deux années suivantes (1996-1997) correspondent à la période de spin-up du modèle biogéochimique couplé à la physique à partir du 30 Décembre 1995. Ainsi, l'année 1998 représente la première année analysable. Les résultats présentés dans ce travail de thèse sont centrés sur cette année 1998. La validation du modèle est réalisée sur 1998 mais aussi sur quelques données en 1997 car le modèle présente déjà des structures bien établies et réalistes. Cette simulation est appelée simulation de référence.

Dans un premier temps, les valeurs de température et de salinité de surface (voir annexe A) ont été comparées à la climatologie du World Atlats 2001 (Conkright et al., 2002). A l'exception de quelques zones peu étendues, les températures sont en accord avec la climatologie. Concernant la salinité, les principales structures présentent de faibles variations saisonnières et une distribution similaire à la climatologie utilisée.

¹Spin-up : Temps nécessaire pour atteindre un état proche de l'équilibre dans le modèle

6.2 Les concentrations en chlorophylle de surface

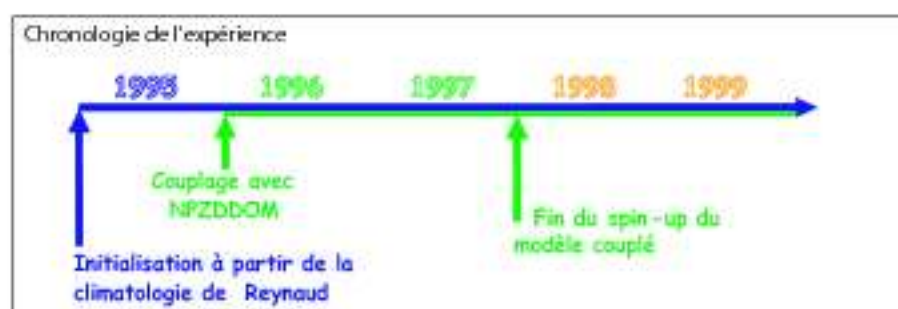


FIG. 6.1 – Chronologie des simulations réalisées à l'aide du modèle couplé physique/biogéochimie.

6.2 Les concentrations en chlorophylle de surface

Après avoir analysé la température et la salinité de surface, nous nous intéressons aux variables d'état liées au modèle biogéochimique. A la base de la chaîne trophique simulée par notre modèle simple d'écosystème se trouvent les nitrates représentant, dans ce modèle, les nutriments (nitrates, nitrites et ammonium) assimilés pour le développement du phytoplancton. Pour estimer la biomasse phytoplanctonique, la concentration en chlorophylle est analysée car elle peut être estimée à l'aide des données couleur de l'eau satellites provenant du capteur SeaWiFS (depuis Septembre 1997 - voir section 3.2.1) et permet donc une validation des concentrations de surface estimées par le modèle pour l'année 1998, année analysée dans cette thèse. Pour estimer les concentrations en chlorophylle à partir des concentrations en phytoplancton dans le modèle, nous utilisons un rapport Chlorophylle/Azote variable horizontalement et verticalement qui dépend des termes de limitations par les nitrates et par la lumière. D'après *Taylor et al.* (1997), le rapport Carbone/Chlorophylle est compris entre deux valeurs extrêmes qui sont :

- Minimale si la lumière est limitante :

$$\frac{C}{Chl} = 25 \text{ gC.}(gChl a)^{-1}$$

- Maximale si les nitrates sont limitants :

$$\frac{C}{Chl} = 160 \text{ gC.}(gChl a)^{-1}$$

6.2 Les concentrations en chlorophylle de surface

Les concentrations en phytoplancton estimées en azote à l'aide du modèle sont multipliées par un rapport Chlorophylle/Azote calculé de la manière suivante :

- Si la lumière est le facteur limitant :

$$\frac{Chl}{N} = 1.59 (gChl a).mol^{-1}$$

- Si les nitrates représentent le facteur limitant :

$$\frac{Chl}{N} = 1.59 \times \frac{J_{max} L_{NO_3}}{\bar{J}(z, t)} (gChl a).mol^{-1}$$

avec

$$\frac{J_{max} L_{NO_3}}{\bar{J}(z, t)} \geq 0.31 (gChl a).mol^{-1}$$

où $J_{max} L_{NO_3}$ et $\bar{J}(z, t)$ sont les taux de croissance, respectivement, uniquement limité par les nitrates et par la lumière (voir section 3.4.2). Le rapport appliqué croît ainsi avec la quantité de lumière disponible dans le cas où les nitrates sont limitants et pour un taux de croissance constant (*Hurt et Armstrong, 1996*).

Dans un premier temps, nous avons donc comparé les concentrations en chlorophylle de surface simulées par le modèle à celles mesurées par le capteur SeaWiFS (voir section 3.2.1).

La figure 6.2 représente les concentrations moyennes en chlorophylle de surface observées et modélisées pour l'hiver 1998. Dans les observations (fig. 6.2a), nous pouvons distinguer les grandes structures présentes dans l'océan Atlantique Nord en concentrations en chlorophylle. Tout d'abord, entre $\sim 10^\circ N$ et $\sim 34^\circ N$ se trouve le gyre oligotrophe avec des concentrations en chlorophylle faibles ($< 0.1 mg Chl.m^{-3}$). Plus au Nord, des concentrations plus élevées apparaissent liées à une production plus importante mais qui reste faible en cette saison. Les nombreux points blancs représentent les données manquantes principalement à cause d'une couverture nuageuse importante à ces latitudes en cette saison hivernale. Si nous nous reportons aux concentrations en chlorophylle modélisées (fig. 6.2b), nous remarquons tout d'abord que le gyre oligotrophe présente une extension méridienne plus faible que dans les observations. En effet, sa limite Nord est située vers $30^\circ N$ alors qu'elle se situe à $34^\circ N$ dans les observations. Cette faible extension méridienne

6.2 Les concentrations en chlorophylle de surface

a été en partie améliorée à l'aide d'un ajustement de la boucle de reminéralisation dans le modèle (voir section 7.2). Mais il apparaît que la nutricline reste trop peu profonde à ces latitudes et la production semble donc moins limitée par l'absence de nitrates dans la couche de mélange comme cela est observé dans cette zone. Néanmoins, le gyre présente des concentrations nettement inférieures à celle observées plus au Nord.

Au niveau de la limite Nord du gyre oligotrophe, les concentrations en chlorophylle sont relativement élevées ($\sim 0.75 \text{ mg Chl.m}^{-3}$) par rapport aux observations ($\sim 0.5 \text{ mg Chl.m}^{-3}$).

Au-delà des structures grandes échelles relativement bien reproduites par le modèle, certaines caractéristiques à plus petites échelles sont aussi présentes. Par exemple, l'upwelling de Mauritanie, situé à l'Est du bassin le long des côtes africaines et remontant des eaux riches en nutriments en surface, est bien représenté dans les concentrations en chlorophylle simulées.

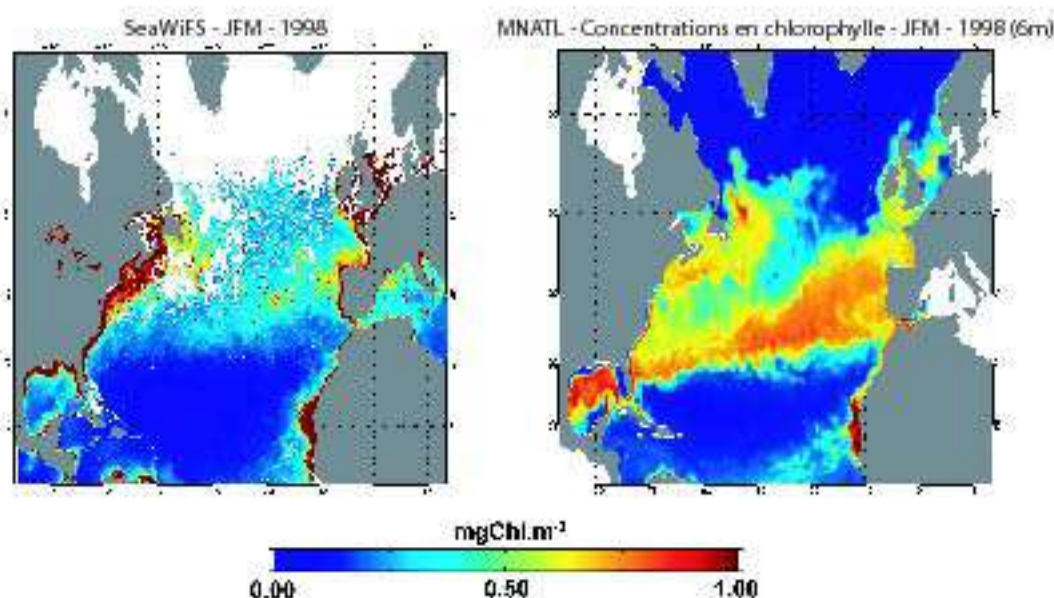


FIG. 6.2 – Concentrations en chlorophylle de surface (mg Chl.m^{-3}) pour l'hiver 1998 (Janvier-Février-Mars) a) estimées par le capteur SeaWiFS et b) modélisées.

Le printemps est une saison importante dans la production primaire de l'océan Atlantique Nord. En effet, pendant cette période le bloom printanier se développe (voir section 1.3). Des fortes concentrations en chlorophylle sont par conséquent observées (fig. 6.3) dans les régions ne présentant pas d'éléments limitants (principalement les nutriments ou la lumière). Cette période de bloom est en moyenne bien représentée dans le modèle comme l'illustre la figure 6.3b. Nous notons cependant une propagation du bloom plutôt disconti-

6.2 Les concentrations en chlorophylle de surface

nue (augmentations localisées des concentrations en chlorophylle) alors que des études ont montré une propagation relativement continue du bloom vers le Nord-Est (Siegel *et al.*, 2002a).

Concernant le gyre oligotrophe en cette saison, nous retrouvons sa limite Nord légèrement trop au Sud ainsi que ses concentrations en chlorophylle trop élevées, et un front en chlorophylle trop diffus.

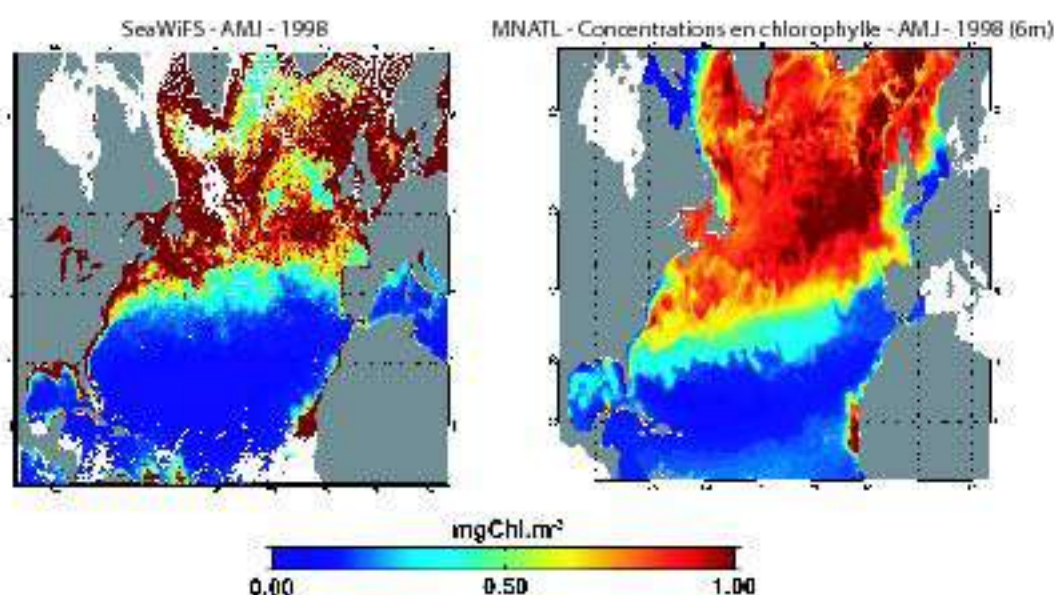


FIG. 6.3 – Concentrations en chlorophylle de surface ($mg\ Chl.m^{-3}$) pour le printemps 1998 (Avril-Mai-Juin) a) estimées par le capteur SeaWiFS et b) modélisées.

En été, le front de chlorophylle (limite Nord du gyre oligotrophe, entre les concentrations faibles au Sud et les concentrations plus élevées au Nord) est situé nettement plus au Nord (fig. 6.4). A cette période de l'année, le gyre oligotrophe est nettement plus étendu avec une limite Nord vers $42^{\circ}N$ dans le modèle et dans les observations. Cette évolution saisonnière est reproduite par le modèle tout en conservant des concentrations légèrement trop élevées. Nous constatons aussi que le front, orienté Est-Ouest dans le modèle, est moins rectiligne dans les données avec vers, $45^{\circ}W$, une position du front plus au Nord ($\sim 50^{\circ}N$ - fig. 6.4a).

6.2 Les concentrations en chlorophylle de surface

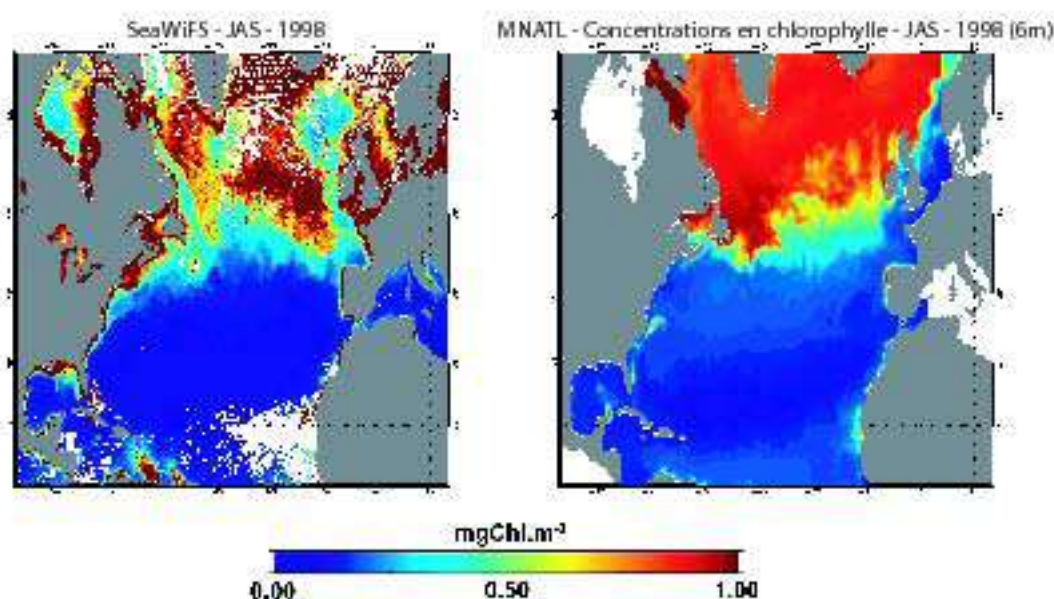


FIG. 6.4 – Concentrations en chlorophylle de surface ($mg\ Chl.m^{-3}$) pour l'été 1998 (Juillet-Août-Septembre) a) estimées par le capteur SeaWiFS et b) modélisées.

Vers la fin de l'année 1998, les concentrations en chlorophylle simulées (fig. 6.5b) suivent les variations saisonnières observées (fig. 6.5a) avec un front qui se situe à nouveau vers 34°N dans les données et vers 30°N dans le modèle. Les concentrations au Nord du front sont surestimées par le modèle en moyenne et sont ponctuellement plus élevées dans les observations. De plus, l'upwelling de Mauritanie est nettement plus développé dans les observations que dans les simulations numériques. Son extension zonale, de 15°W jusqu'à 20°W dans les données satellites, est beaucoup plus faible dans les sorties du modèle (d'environ $\sim 1^\circ$).

6.2 Les concentrations en chlorophylle de surface

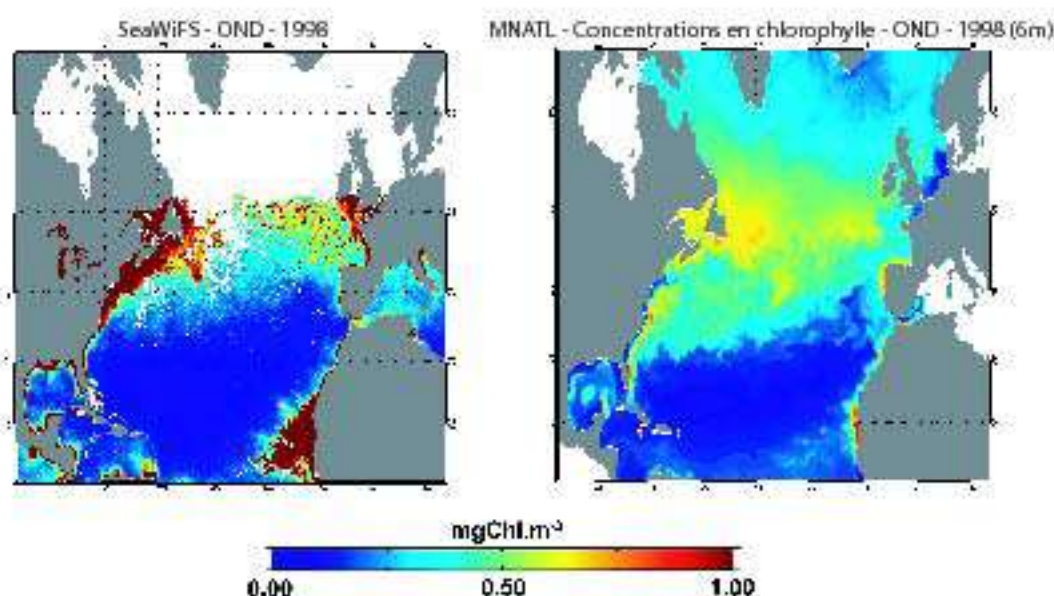


FIG. 6.5 – Concentrations en chlorophylle de surface ($mg\ Chl.m^{-3}$) pour l'automne 1998 (Octobre-Novembre-Décembre) a) estimées par le capteur SeaWiFS et b) modélisées.

En conclusion, le modèle reproduit bien l'évolution saisonnière des concentrations en chlorophylle avec une advection Nord-Sud du front de chlorophylle. Les grandes structures sont présentes dans les simulations avec un gyre oligotrophe et une zone de production plus importante. Nous constatons par contre que les concentrations, principalement au sein du gyre oligotrophe sont trop élevées ($> 0.1\ mg\ Chl.m^{-3}$). Une analyse des termes limitants et des profondeurs de couche de mélange nous a permis de noter la présence d'une nitracline trop peu profonde et d'une couche de mélange pouvant apporter des nitrates en quantité suffisante pour induire une production plus importante. De plus, les premiers tests de sensibilité (voir section 7.2) ont montré une reminéralisation trop importante, dans la simulation initiale, qui a pu être ajustée et a permis une réduction des concentrations dans le gyre dans la simulation de référence présentée dans ce chapitre.

Un autre biais du modèle est une position du front en chlorophylle plus au Sud dans les simulations que dans les observations satellites. Cette différence est aussi liée à la structure verticale de nitrates comme nous l'observons le long des sections WOCE (section 6.5), AMT (section 6.6) et des stations comme BATS (section 6.3).

6.3 Dans la Mer des Sargasses : le site BATS

L'analyse des données *in situ* disponibles dans notre zone d'étude permet une validation des profils verticaux simulés pour l'année 1998.

Dans un premier temps, nous utilisons les données de mouillages mesurées en un point fixe. Dans l'océan Atlantique Nord, le site de mesure le plus important en terme de longueur des séries de données mesurées est BATS². Depuis Octobre 1988, des mesures physiques (température, salinité, ...) mais aussi biogéochimiques (nitrates, chlorophylle, matières organique dissoute, flux de carbone, ...) sont réalisées au niveau de cette station (fig. 6.6) à intervalles réguliers. Ce mouillage, situé dans la partie Ouest du gyre subtropical (31°40'N, 64°10'W), permet aujourd'hui d'avoir de longues séries de données. Ces efforts de mesures s'inscrivent dans le cadre du programme JGOFS³.

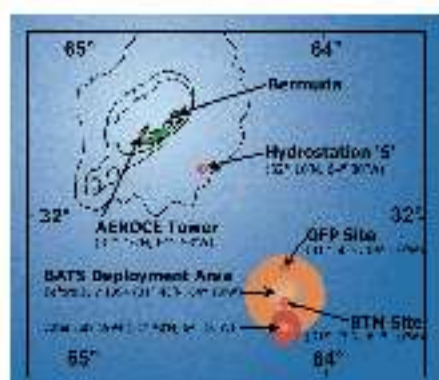


FIG. 6.6 - Positions des différents sites de mesure à BATS (extrait du site <http://www.bbsr.edu/cintoo/bats/bats.html>)

La température et la salinité simulées ont été comparées aux mesures *in situ*. Les figures 6.7a et 6.7b représentent les séries temporelles de température observées (fig. 6.7a) et simulées (fig. 6.7b) pour l'année 1998. De février à début Mai, les températures sont homogènes, de l'ordre de 18°C, sur les 300 premiers mètres dans le modèle et les observations. Le cycle saisonnier apparaît clairement avec un réchauffement des températures de surface supérieures à 28°C en été. Cette lentille d'eau chaude est présente dans le modèle avec des température similaires. La limite inférieure de cette masse d'eau chaude, correspondant à la thermocline, s'approfondit de 50 à 100 m environ entre les mois de Mai et Décembre. La thermocline simulée suit la même évolution temporelle. Les températures

²Bermuda Atlantic Time-series Study

³Joint Global Ocean Flux Study

6.3 Dans la Mer des Sargasses : le site BATS

sont donc similaires aux observations à BATS. Nous pouvons cependant noter des températures maximales de surface plus faibles dans le modèle mais la résolution verticale et temporelle des données ne permet pas d'estimer précisément cet écart. Ces faibles écarts de température peuvent être liés à des imprécisions de l'analyse à laquelle la température est rappelée (*Reynolds et Smith, 1994*) en surface ou à des biais dans les forçages atmosphériques utilisés.

La salinité, représentée sur les figures 6.7c (observations) et 6.7d (modèle), présente des différences nettes entre les observations et notre simulation. Tout d'abord, la salinité semble plus élevée dans les données (~ 36.6 psu) que dans les sorties du modèle (~ 36.4 psu). Cet écart notable, ~ 0.2 psu, traduit une dérive du modèle vers des salinités moins élevées depuis l'initialisation du modèle de physique en 1995. Cette dérive, déjà observée dans la réanalyse PSY1-v1⁴, reste cependant difficilement quantifiable sur une année de simulation. D'après les observations, la salinité reste relativement homogène sur les 300 premiers mètres entre Janvier et Juin 1998. De plus, une diminution des salinités de surface d'environ 0.5 psu est observée en été. Ces variations saisonnières existent dans le modèle mais les gradients verticaux de salinité sont beaucoup plus faibles dans le modèle. En effet, en été, le minimum de salinité s'étend jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 200 mètres tout en étant plus marqué en surface. L'amplitude des variations de salinité est aussi beaucoup plus faible dans le modèle avec une différence entre le printemps et l'été de l'ordre de 0.2 psu pour 0.5 psu dans les observations. Ainsi, le cycle saisonnier en salinité est moins marqué dans le modèle.

La station BATS permet aussi d'étudier les principaux paramètres biogéochimiques (*Steinberg et al., 2001*). En effet, la compréhension des principaux cycles chimiques et biologiques représente un des objectifs des programmes JGOFS et maintenant IMBER.

A la base de la chaîne trophique se trouvent les nutriments essentiels au développement du phytoplancton. Dans notre modèle de biogéochimie, nous nous concentrons sur le principal nutriment limitant dans notre zone d'étude : les nitrates. Des mesures de nitrates sont effectuées lors de campagnes fréquentes sur le site BATS. Ces mesures peuvent être comparées directement aux concentrations en nitrates que nous simulons dans le modèle (fig. 6.8). Les nitrates mesurés ne sont pas dissociés des nitrites mais ces derniers ne représentent qu'une fraction très faible de la concentration mesurée. Lorsque nous comparons les nitrates modélisés et mesurés en 1998, il apparaît que les concentrations modélisées (fig. 6.8b) sont nettement plus élevées que celles observées (fig. 6.8a). Par exemple, vers

⁴La réanalyse PSY1-v1 correspond à une simulation sur les années 1993-1998 du modèle physique MERCATOR dans sa version Atlantique Nord au $1/3^\circ$ avec assimilation des données altimétriques. Voir Newsletter MERCATOR N°6 Juillet 2002

6.3 Dans la Mer des Sargasses : le site BATS

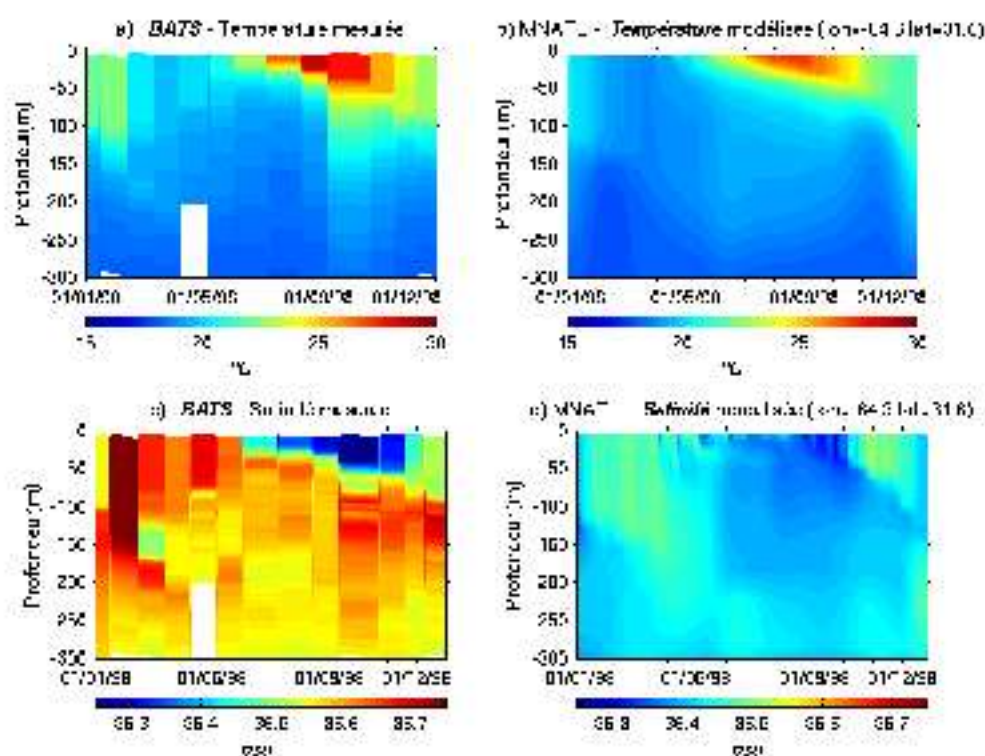


FIG. 6.7 – Evolution temporelle pour l'année 1998 de la température, mesurée à BATS (a) et simulée par le modèle couplé physique/biogéochimie (b), et de la salinité mesurée à BATS (c) et modélisée (d) sur les 300 premiers mètres de profondeur.

250 m de profondeur, les concentrations modélisées sont de l'ordre de 7 mmol N.m^{-3} alors que les observations n'excèdent pas 4 mmol N.m^{-3} . L'échantillonnage des données ne permet pas de déterminer avec certitude la profondeur de la nitracline mais il semble que cette dernière soit située vers 200 mètres alors que le modèle présente un fort gradient de nitrates, particulièrement en été, vers 80 mètres de profondeur. L'évolution des concentrations de nitrates modélisées au cours de l'année peut être résumée en deux phases : une période entre Janvier et Avril 1998 présentant une couche mélangée profonde de l'ordre de 100 à 250 mètres suivie d'une restratification en Avril, période du bloom, à l'origine d'une couche homogène de nitrates sur les 80 premiers mètres (la couche de mélange est alors comprise entre 10 et 50 mètres de profondeur) qui persiste jusqu'au mois de Décembre. Les concentrations en nitrates modélisées semblent donc trop élevées à BATS avec une nitracline trop peu profonde.

6.3 Dans la Mer des Sargasses : le site BATS

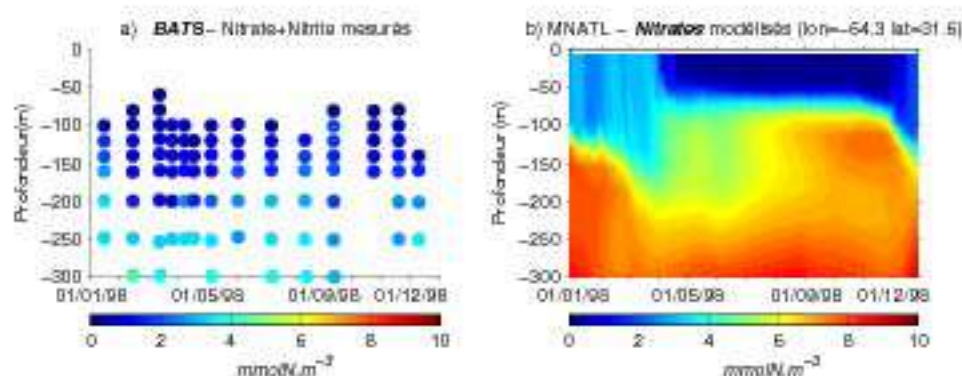


FIG. 6.8 – Evolution temporelle pour l'année 1998 des concentrations en nitrates a) mesurées à BATS (Nitrates+Nitrites) et b) simulées par le modèle couplé physique/biogéochimie dans les 300 premiers mètres de profondeur.

La chlorophylle peut aussi être comparée aux observations mesurées par fluorimétrie et par HPLC (High-Performance Liquid Chromatography). Les concentrations en chlorophylle observées et modélisées sont comparées sur la figure 6.9. Les concentrations modélisées sont nettement plus élevées que les observations. En effet, la production primaire est directement reliée aux concentrations en nitrates et par conséquent, les concentrations trop importantes en nitrates entraînent des concentrations en chlorophylle trop élevées dans cette zone. BATS est caractérisé par un maximum de chlorophylle de subsurface ($\sim 0.3 - 0.4 \text{ mg Chl.m}^{-3}$) caractéristique de cette région et des concentrations en chlorophylle de surface faibles ($\sim 0.1 \text{ mg Chl.m}^{-3}$). Ce maximum de subsurface est simulé par le modèle à une profondeur plus faible de l'ordre de 50 mètres alors que dans les observations, il se situe vers 80 mètres. Les concentrations au niveau de ce maximum dans le modèle sont plus élevées avec des valeurs $\sim 0.5 \text{ mg Chl.m}^{-3}$. Dans la chlorophylle simulée, les différentes phases de pre-bloom, bloom et post-bloom sont présentes. Tout d'abord, en Janvier et Février, le mélange est important et se traduit par des concentrations relativement élevées dans les 100 premiers mètres. Au mois d'Avril, la restratification est propice au développement du phytoplancton et entraîne le bloom modélisé en surface avec des concentrations supérieures à $0.6 \text{ mg Chl.m}^{-3}$. Par la suite, le broutage du zooplancton entraîne une diminution des concentrations en chlorophylle de surface.

En conclusion, la chlorophylle simulée à BATS présente une structure correcte avec un maximum de subsurface marqué mais légèrement trop peu profond. Par contre, les concentrations, en accord avec les nitrates sont trop élevées et présentent un cycle saisonnier beaucoup trop prononcé par rapport aux données.

6.3 Dans la Mer des Sargasses : le site BATS

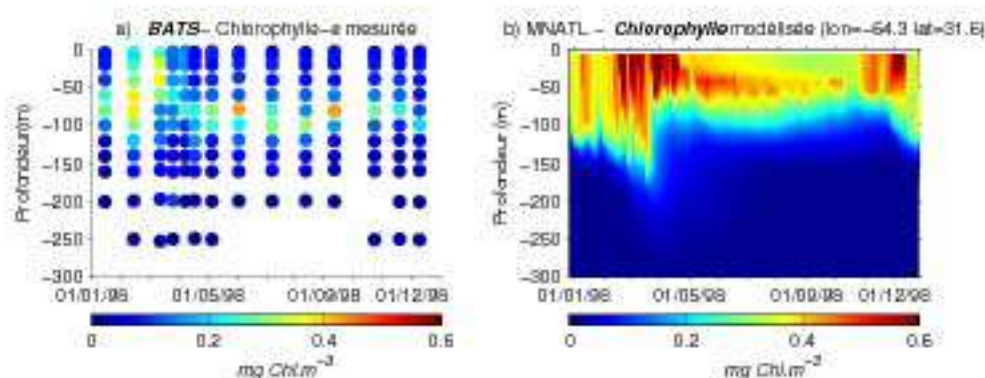


FIG. 6.9 – Evolution temporelle pour l’année 1998 des concentrations en chlorophylle a) mesurées à BATS (pigments) et b) simulées par le modèle couplé physique/biogéochimie dans les 300 premiers mètres de profondeur.

L’azote organique dissous est mesuré à BATS par oxydation UV (fig. 6.10a). Cette matière dissoute intervient dans la boucle microbienne. En effet, une partie de l’azote organique particulaire peut subir une hydrolyse dans les couches de surface avant d’être retransformé en nutriments à nouveau disponibles pour la production. De plus, le plancton exude de la matière organique dissoute. Dans notre modèle biogéochimique, nous avons introduit cette étape et nous simulons donc des concentrations en azote organique dissous (fig. 6.10b). Il existe une quantité de DON réfractaire constante sur toute la colonne d’eau et présente toute l’année de l’ordre de $1.9\ mmolN.m^{-3}$ (cette valeur représentant environ 38% de l’azote organique dissous de surface a été estimée à partir des mesures profondes - > 4000m - à BATS). Cette concentration de *base*, soustraite des observations sur la figure 6.10a, n’est pas simulée dans le modèle puisque les concentrations en DON initiales sont très faibles en profondeur. De plus, ce pool de matière organique dissoute réfractaire n’est pas introduit dans le modèle car il ne réagit pas avec les autres variables biogéochimiques du modèle et présente un temps de résidence très long. En prenant en compte cette quantité, nous en déduisons que les concentrations simulées (fig. 6.10b) sont du même ordre que les observations (fig. 6.10a). Au mois d’Avril 1998, le DON présente des valeurs plus élevées et commence à développer un maximum de subsurface à une profondeur identique au pic de chlorophylle de subsurface. Auparavant, au début de l’année, les valeurs sont faibles et relativement homogènes sur les 100 premiers mètres. Les observations ne semblent pas décrire une structure similaire avec un maximum de subsurface. La structure verticale est plutôt répartie en deux couches, une couche supérieure entre 0 et 150 mètres de profondeur avec des concentrations plus élevées et une couche inférieure présentant des concentrations plus faibles. Dans le modèle, le DON (Azote Organique Dissous) n’excède pas $3.5\ mmolN.m^{-3}$ au niveau du maximum de subsurface et présente des valeurs de

6.3 Dans la Mer des Sargasses : le site BATS

l'ordre de 1.5 mmolN.m^{-3} en dehors de ce maximum. Les valeurs pour les observations sur les 300 premiers mètres sont comprises entre 2.5 et 3.5 mmolN.m^{-3} .

Le DON présente donc des concentrations simulées du même ordre de grandeur que les observations avec cependant une structure verticale différente.

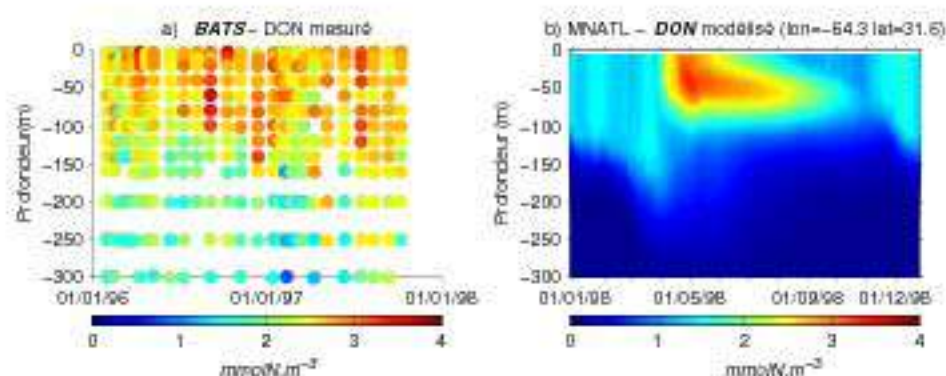


FIG. 6.10 – Evolution temporelle pour l'année 1998 de l'azote organique dissous mesuré à BATS (a) (le DON réfractaire estimé à 1.9 mmolN.m^{-3} a été soustrait) et simulé par le modèle couplé physique/biogéochimie (b) dans les 300 premiers mètres de profondeur.

Les mesures de zooplancton sont moins nombreuses à BATS (1 à 2 mesures par mois) par rapport aux autres paramètres biogéochimiques. Néanmoins, *Madin et al.* (2001) ont présenté une analyse des mesures de mésozooplancton (entre 0.2 et $> 5 \text{ mm}$) de 1994 à 1998. Nous avons comparé les mesures de l'année 1998 à notre simulation. La figure 6.11 montre les concentrations en zooplancton simulées (fig. 6.11a) et observées (fig. 6.11b) avec une distinction entre les mesures nocturnes et diurnes. En effet, le zooplancton présente une biomasse dans les 200 premiers mètres plus importante la nuit car il migre des couches plus profondes vers les couches de surface enrichies en phytoplancton la nuit afin d'éviter ses prédateurs. Comme l'ont montré *Madin et al.* (2001), le zooplancton présente une cycle saisonnier avec un maximum de biomasse au printemps et en été. Ce pic printanier est corrélé avec le bloom printanier de phytoplancton qui est une période propice au développement du zooplancton (le pic de zooplancton se produit généralement entre une semaine et un mois après le bloom, d'après *Madin et al.*, 2001).

Le modèle (fig. 6.11a) présente un pic printanier marqué en accord avec les observations et avec les productions simulées. Par contre, le pic secondaire observé durant l'été est absent dans la biomasse simulée. De plus, les concentrations intégrées du modèle sont très supérieures aux observations (maximum $\sim 80 \text{ mmolN.m}^{-2}$ dans la simulation pour $\sim 12 \text{ mmolN.m}^{-2}$ dans les données). Cette différence majeure s'explique en grande partie par

6.3 Dans la Mer des Sargasses : le site BATS

le fait que le zooplancton dans le modèle représente le microzooplancton. Le zooplancton peut aussi être considéré comme un compartiment de fermeture dans notre modèle d'où une représentation des termes puits de l'équation liée au zooplancton très approximative pour boucler le cycle en azote.

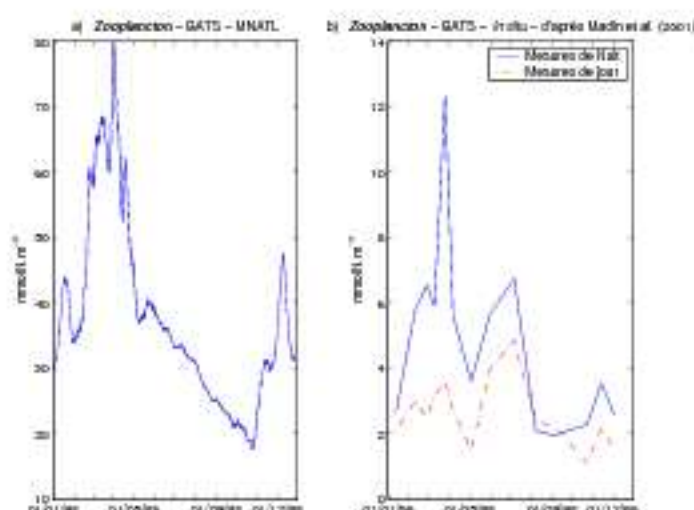


FIG. 6.11 – Evolution temporelle pour l'année 1998 des concentrations en zooplancton intégrées sur les 200 premiers mètres simulées (a) et observées (b). Les observations sont extraites de *Madin et al.* (2001) et représentent le mésozooplancton mesuré en période diurne (courbe rouge) et nocturne (courbe bleue).

La fluctuation saisonnière de zooplancton simulé (fig. 6.12) est cohérente avec l'évolution de la biomasse phytoplanctonique; un maximum de subsurface se développe après la période printanière du bloom avec des concentrations élevées ($\sim 1.3 \text{ mmolN.m}^{-3}$) dans les 50 premiers mètres en Avril 1998.

La dernière variable biogéochimique simulée correspond aux détritits. Nous pouvons noter la structure verticale (fig. 6.13) similaire à celle du zooplancton et du phytoplancton qui génèrent les détritits. Des concentrations supérieures à 0.7 mmolN.m^{-3} sont atteintes dans les 60 premiers mètres lors du bloom printanier en Avril puis vers 50 mètres de profondeur se développe alors un maximum de subsurface lié au maximum de chlorophylle de subsurface. Lorsque nous comparons les concentrations en détritits à l'azote organique particulaire mesuré à BATS (fig. 6.13a), nous constatons que le maximum de subsurface est aussi présent dans les observations ainsi que l'enrichissement durant le mois d'Avril 1998 lié à l'augmentation des concentrations en phytoplancton puis en zooplancton. Ce-

6.3 Dans la Mer des Sargasses : le site BATS

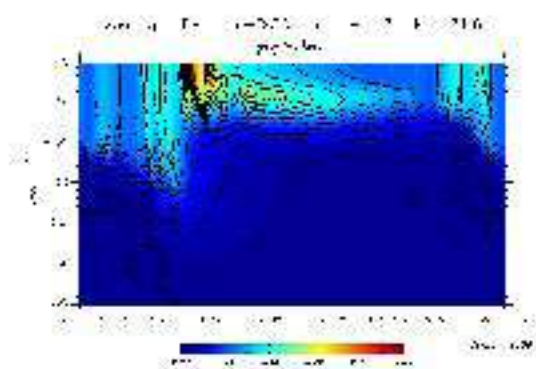


FIG. 6.12 – Evolution temporelle pour l'année 1998 des concentrations en zooplancton simulées par le modèle couplé physique/biogéochimie dans les 300 premiers mètres de profondeur.

pendant, les concentrations en azote organique particulaire sont plus élevées que celles simulées par le modèle avec des valeurs pouvant dépasser les 5 mmolN.m^{-3} .

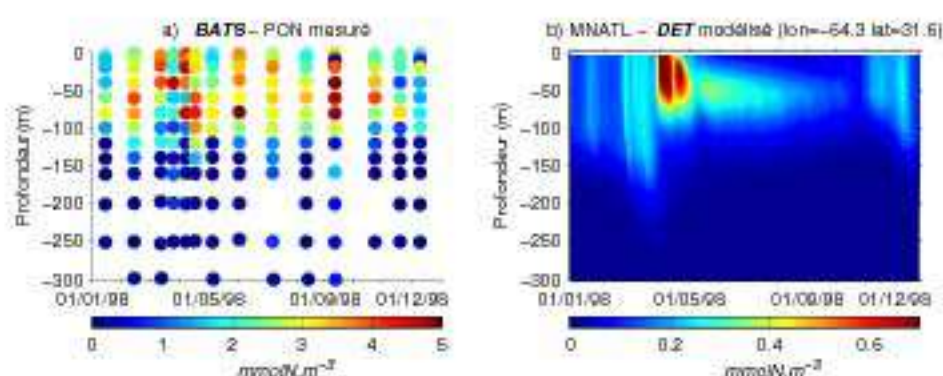


FIG. 6.13 – Evolution temporelle pour l'année 1998 de l'azote organique particulaire (PON) mesuré à BATS (a) et des détritius simulés par le modèle couplé physique/biogéochimie (b) dans les 300 premiers mètres de profondeur. Remarque : les échelles de couleurs des deux figures sont différentes.

6.4 Dans la partie Est du gyre subtropical : le site oligotrophe EUMELI

Parmi les sites d'études locales dans le cadre de JGOFS dans l'océan Atlantique Nord, le site oligotrophe EUMELI⁵ (21°N, 31°W) a été le siège de quatre campagnes de mesures de Juillet 1991 à Décembre 1992 (Morel, 1996). L'objectif du programme était d'étudier les principaux processus gouvernant les flux de particules, de leur création dans les couches de surface par l'activité photosynthétique à leur dépôt dans les sédiments, à trois sites présentant des régimes trophiques différents (eutrophe⁶, mésotrophe⁷ et oligotrophe⁸). Comme dans le cas du mouillage BATS, des sorties hautes fréquences (pas de trente minutes) sont effectuées à certains mouillages. Nous avons choisi parmi les sites EUMELI d'extraire les données au site oligotrophe. Les données à EUMELI n'ont pas été mesurées en 1998, comme notre année de simulation mais nous supposons que les variations interannuelles restent faibles et que les concentrations ainsi que la variabilité saisonnière restent comparables aux données mesurées entre 1991 et 1992.

Le site oligotrophe EUMELI présente des concentrations en nitrates de surface pratiquement nulles (Morel, 2000; Dadou et al., 2001). Dans notre simulation numérique, en 1998, nous observons aussi des concentrations faibles en nitrates pour les 80 premiers mètres de profondeur tout au long de l'année (fig. 6.14a) soit des valeurs en surface inférieures à $0.03 \text{ mmol N.m}^{-3}$ dans le modèle. Le profil de nitrates modélisé de la figure 6.14a présente une nitracline marquée vers 100 mètres avec des valeurs pouvant excéder les 10 mmol N.m^{-3} vers 200 mètres entre Février et Août 1998. De telles concentrations ne sont pas observées dans les données durant cette période. En effet, les concentrations observées sont de l'ordre de 7 mmol N.m^{-3} et peuvent atteindre 9 mmol N.m^{-3} vers 200 mètres. En dehors de ces quelques mois où les fortes concentrations de nitrates sont modélisées jusqu'à 100 mètres de profondeur, les concentrations restent relativement faibles jusqu'à 200 mètres de profondeur. Elles n'excèdent pas 6 mmol N.m^{-3} dans le modèle.

Les concentrations en nitrates simulées par le modèle (fig. 6.14a) restent donc comparables aux observations avec des valeurs plus faibles en surface et ponctuellement plus élevées en profondeur. Lorsque nous regardons l'évolution temporelle des concentrations de nitrates en 1998, nous pouvons observer une remontée de nitrates centrée sur le mois d'Avril suivie à nouveau d'une diminution des concentrations. Il est aussi intéressant de remarquer une élévation des concentrations entre 100 et 150 mètres en Août 1998 probablement liée au

⁵EUMELI : EUtrophe, MEsotrophe et oLIgotrophe

⁶Eutrophe : Milieu riche en éléments nutritifs ayant une forte productivité et une biomasse importante.

⁷Mésotrophe : Milieu ayant une productivité modérée.

⁸Oligotrophe : Milieu pauvre en nutriments associé à une productivité faible.

passage d'un tourbillon.

Les concentrations en chlorophylle mesurées à EUMELI ont une structure verticale caractéristique des zones oligotrophes avec la présence d'un maximum de chlorophylle de subsurface vers 100 à 120 mètres de profondeur (Claustre et Marty, 1995) atteignant des concentrations de 0.2 mgChl.m^{-3} . Ce maximum de subsurface est reproduit par le modèle avec des concentrations atteignant 0.4 mgChl.m^{-3} entre 70 et 80 mètres de profondeur (fig. 6.14b). Il apparaît donc que ce maximum de subsurface est moins profond dans le modèle. Nous pouvons remarquer que ce maximum est logiquement situé au niveau de la nitracline (fig. 6.14a). La différence de profondeur entre observations et modèle provient effectivement du fait que la nitracline est moins profonde dans le modèle ($\sim 80 \text{ m}$) que dans les observations ($\sim 100 \text{ m}$). Ce biais du modèle certainement lié aux profondeurs de la couche de mélange a pour conséquence des concentrations en chlorophylle plus élevées dans la couche euphotique (les nitrates étant l'élément limitant dans cette zone). Ainsi, nous pouvons constater que les concentrations en chlorophylle de surface modélisées sont de l'ordre de 0.3 mgChl.m^{-3} alors qu'elles n'excèdent pas $0.05 \text{ mgChl.m}^{-3}$ dans les observations. Ceci est en accord avec les concentrations trop élevées que nous avons observées à l'échelle du gyre.

En conclusion, il apparaît d'après ce site que les concentrations trop élevées en chlorophylle de surface dans le gyre oligotrophe sont liées à une trop grande concentration de nitrates dans la couche euphotique. La production est alors moins limitée par l'absence de nitrates et les conditions de lumière étant optimales, le phytoplancton peut se développer.

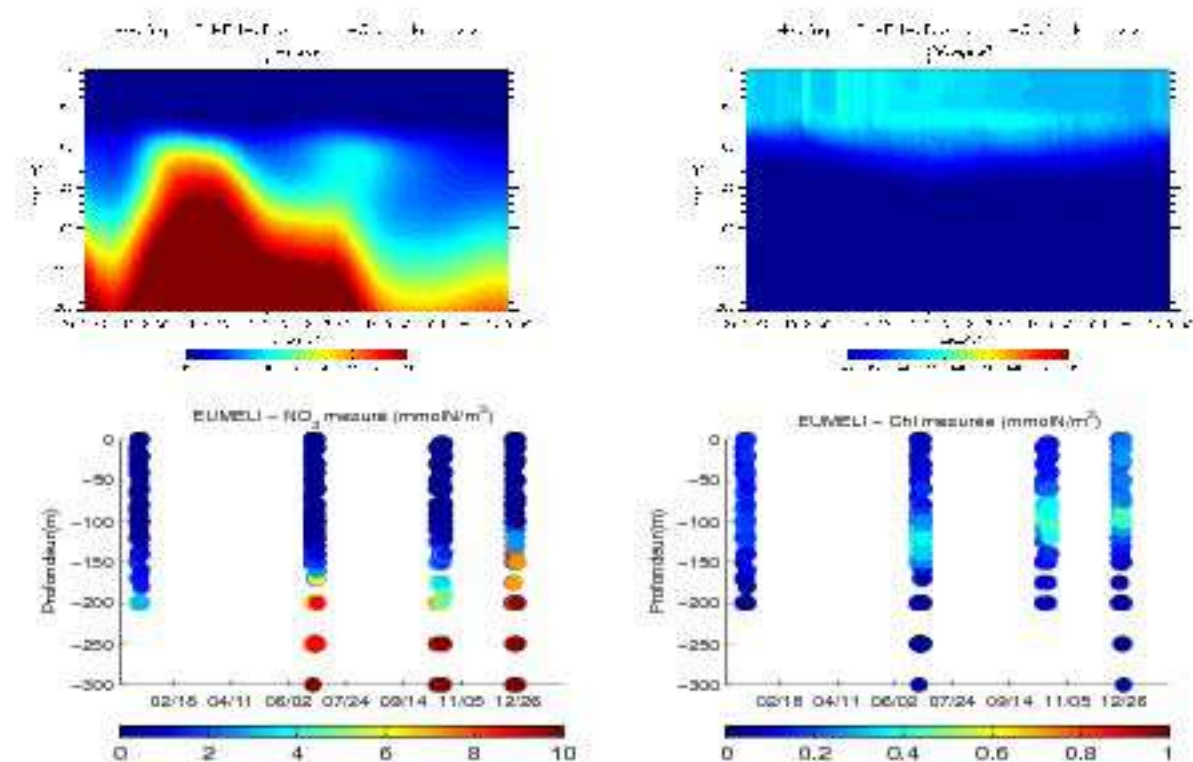


FIG. 6.14 – Evolution temporelle au site oligotrophe EUMELI pour l'année 1998 des concentrations en nitrates (gauche) et en chlorophylle (droite) modélisées par le modèle couplé physique/biogéochimie (haut) et mesurées en 1991 et 1992 (bas) sur les 300 premiers mètres de profondeur.

6.5 Les sections hydrographiques World Ocean Circulation Experiment

Dans l'océan Atlantique Nord, de nombreuses mesures *in situ* ont été réalisées par différents pays lors du programme international WOCE⁹. Ce programme, dont les campagnes de mesures se sont déroulées de 1988 à 2001, avait pour objectif d'étudier le rôle des océans dans le climat de la Terre à travers la compréhension des processus océaniques et de développer une base de donnée afin d'observer les futurs changements climatiques dans l'océan.

Nous avons sélectionné certaines sections effectuées au cours de ce programme (fig. 6.15) localisées dans l'océan Atlantique Nord entre 1997 et 1998, puis nous les avons comparées à nos sorties du modèle couplé. Les sections utilisées proviennent du CCHDO¹⁰ et, suivant

⁹World Ocean Circulation Experiment

¹⁰CLIVAR and Carbon Hydrographic Data Office (<http://whpo.ucsd.edu>)

6.5 Les sections hydrographiques World Ocean Circulation Experiment

les sections, présentent des données en température, salinité et pour certaines en nitrates. Nous aborderons dans ce paragraphe les différents transects WOCE par ordre chronologique du plus ancien au plus récent. Seules des campagnes réalisées dans l'Atlantique Nord entre 1997 et 1998 ont été retenues pour cette validation. Les quelques sections supplémentaires, existantes pour cette période et cette zone, ont été analysées et présentent des résultats similaires. Dans le cadre de cette validation, nous avons choisi d'inclure l'année 1997 car les structures physiques sont déjà bien établies dans les simulations et les concentrations en nitrates semblent avoir peu évolué entre 1997 et 1998.



FIG. 6.15 – Principales sections WOCE réalisées en 1997 et 1998 utilisées pour la validation du modèle couplé physique/biogéochimie. La section *a24* est traitée dans l'annexe B.

Section *a02b* : 11/06/97 - 03/07/97

La section suivante, *a02b*, décrit un profil d'Est en Ouest vers la latitude 45°N (fig. 6.16) de la température, la salinité et les nitrates. Cette campagne s'est déroulée durant le mois de Juin 1997.

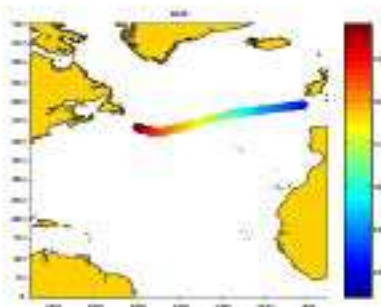


FIG. 6.16 – Relation entre les numéros de station et leurs positions géographiques pour la section *a02b*.

Ces coupes verticales en température et en salinité, représentées sur la figure 6.17, montrent, à l'Ouest, le front entre les eaux froides et peu salées du courant du Labrador et les eaux chaudes du Gulf Stream. En effet, dans la partie Ouest du bassin, à l'Ouest de 45°W, nous pouvons remarquer un fort gradient horizontal de température associé à un passage d'Est en Ouest d'eaux chaudes ($\sim 15\text{-}20^\circ\text{C}$) vers des eaux froides ($\sim 5^\circ\text{C}$). Sur la coupe verticale présentée dans la figure 6.17, les positions des stations entraînent l'apparition d'une colonne d'eau plus chaude au milieu des eaux froides. Cette anomalie chaude correspond à une mesure plus au Sud recoupant les eaux chaudes et plus salées du Gulf Stream. De plus, les températures décroissent vers l'Est avec des températures à 100 mètres de 20°C à 43°W et de 12°C vers 10°W. Cette décroissance d'Ouest en Est s'accompagne d'une diminution de la profondeur de la thermocline.

Le profil vertical de salinité met en évidence des masses d'eaux identiques avec des salinités plus faibles (~ 33 psu) associées aux eaux froides du gyre subpolaire. De plus, la salinité diminue en se déplaçant vers l'Est.

Le profil vertical extrait du modèle (fig. 6.17) ne présente pas des caractéristiques similaires aux observations. En particulier, les minima de températures et de salinité à l'Ouest du bassin ne sont pas observés. Cette absence s'explique par la position trop au Nord du courant du Gulf Stream dans le modèle. Ainsi, dans la partie Ouest de cette section, les températures et les salinités modélisées restent représentatives des eaux plus chaudes du gyre subtropical. Les températures à l'Est de la section sont comparables ($\sim 15^\circ\text{C}$ en surface et $\sim 10^\circ\text{C}$ vers 200 m).

Concernant la salinité, le profil modélisé est relativement homogène sur la verticale avec des valeurs proches de 35.5 psu comme les valeurs observées à l'Est du bassin.

Le modèle représente donc correctement les eaux centrales de l'Atlantique Nord (NACW - voir section 1.2.5) mais ne simule pas la présence des eaux Arctiques Intermédiaires (AIW) à la latitude dans la partie Ouest de la section.

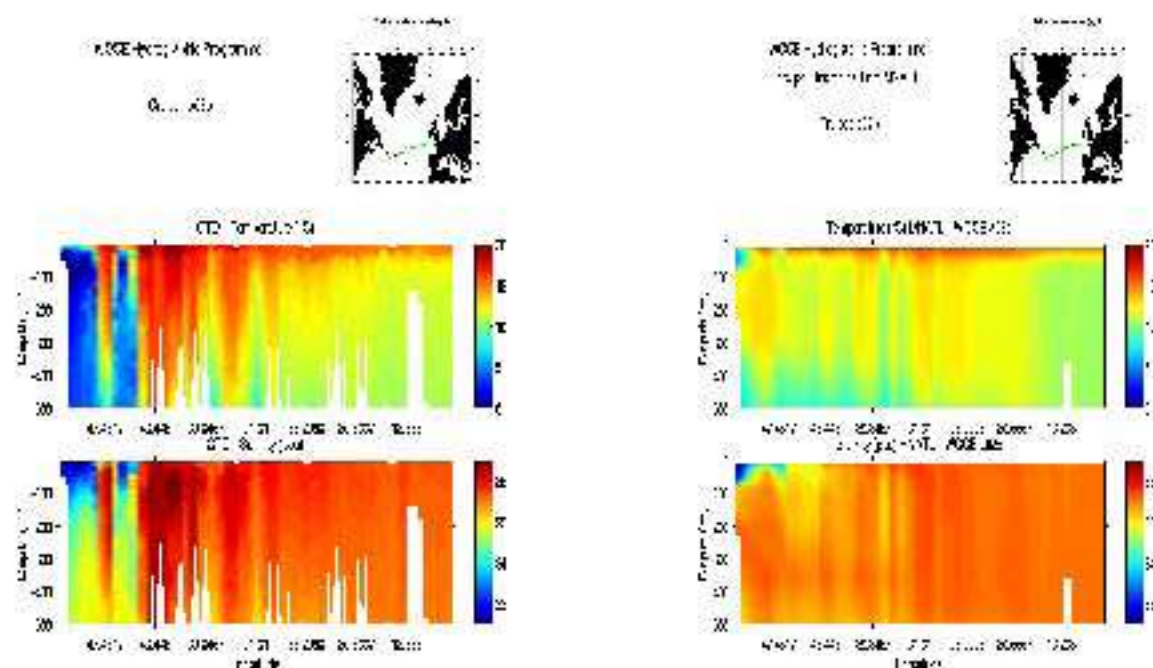


FIG. 6.17 – Température (haut) et salinité (bas) mesurées lors de la campagne WOCE *a02b* (gauche) et estimées par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 500 premiers mètres.

Les concentrations en nitrates modélisées montrent une nette surestimation (fig. 6.18). En effet, les profils jusqu'à 500 mètres de profondeur présentent des concentrations observées à 200 mètres de profondeur de l'ordre de 5 mmol N.m^{-3} alors que les nitrates estimés ont des concentrations de l'ordre de 10 mmol N.m^{-3} à cette même profondeur. Ces concentrations sont atteintes dans les observations dans les eaux du gyre subpolaire dans la partie Ouest de la section (à l'Ouest de 45°W). Par contre, les caractéristiques en température et en salinité observées ont montré que ces eaux n'étaient pas présentes à ces latitudes dans le modèle. De plus, comme nous pouvons le voir sur les profils sur toute la colonne d'eau, l'approfondissement Ouest-Est de la nitracline entre 500 et 1000 mètres de profondeur dans le gyre oligotrophe est bien représenté par le modèle.

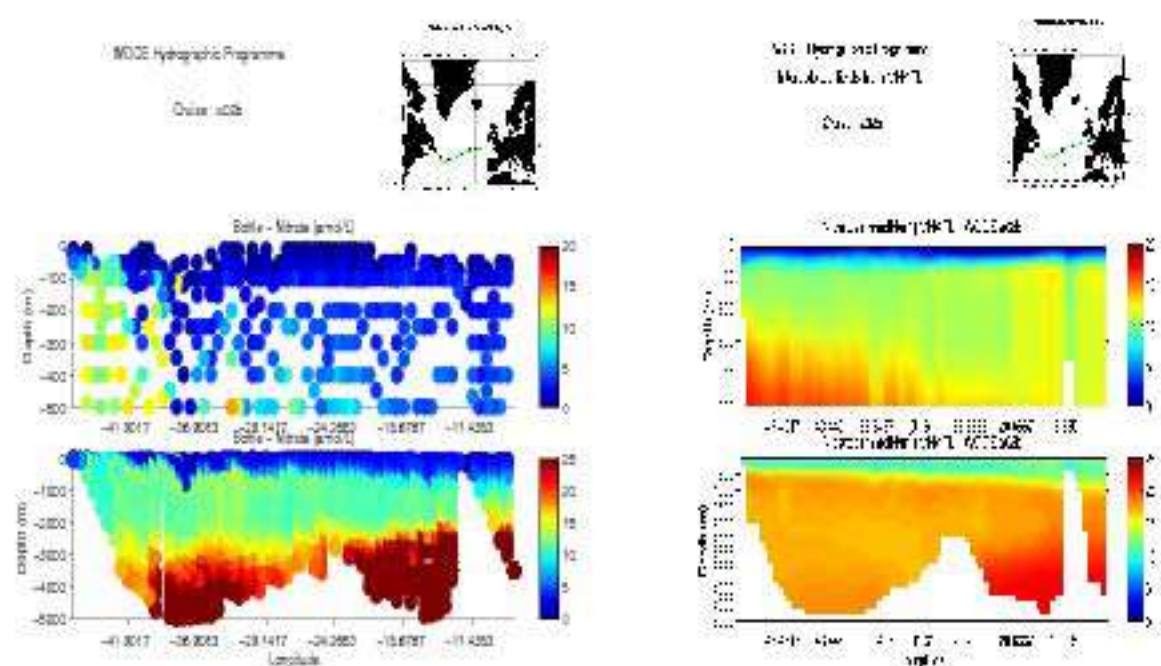


FIG. 6.18 – Nitrates mesurés lors de la campagne WOCE *a20b* (gauche) et estimés par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 500 premiers mètres (haut) et sur toute la colonne d'eau (bas).

Section *a20* : 17/07/97 - 10/08/97

La section décrite, *a20*, possède une orientation Nord-Sud (entre 45°N et 5°N) vers la longitude 52.3°W (fig. 6.19) de la température et la salinité. Les mesures des nitrates n'ont pas été effectuées lors de cette campagne qui s'est déroulée au cours du mois de Juillet 1997.

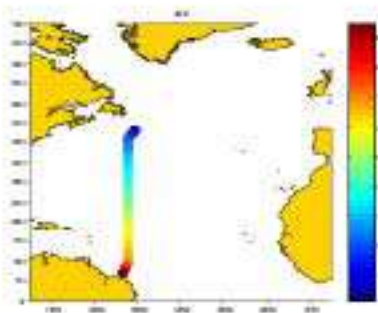


FIG. 6.19 – Relation entre les numéros de station et leurs positions géographiques pour la section *a20*.

Cette section méridienne permet de traverser le gyre subtropical et de caractériser les différentes masses d'eaux rencontrées. La figure 6.20 représente les sections en température et en salinité avec un axe des abscisses positif vers le Nord. Un gradient très net de température séparant les eaux chaudes du gyre subtropical des eaux froides du gyre subpolaire apparaît au Nord de la section, vers 41.5°N , dans les observations. La même section simulée par le modèle présente aussi un gradient en température moins intense. Ainsi, les températures élevées du gyre s'étendent plus au Nord en accord avec la position du Gulf Stream trop au Nord dans le modèle mais déjà mis en évidence pour la section *a02b* (fig. 6.17). Les profils en température présentent aussi des gradients verticaux plus diffus dans le modèle et des températures de surface dans la partie Sud du gyre moins élevées dans le modèle ($\sim 25^{\circ}\text{C}$ pour des températures observées $\sim 28^{\circ}\text{C}$).

La salinité associée au gyre subtropical présente des valeurs plus élevées de l'ordre de 37 psu dans le modèle et les données. Un gradient en salinité existe aussi dans la partie Nord de la section mais est moins marqué en profondeur dans les simulations. Une variation importante est seulement remarquable en surface dans les 200 premiers mètres pour les observations et les 100 premiers mètres dans la simulation. Les gradients verticaux au Sud de 10°N sont aussi érodés dans le modèle comme cela est aussi observé pour les températures.

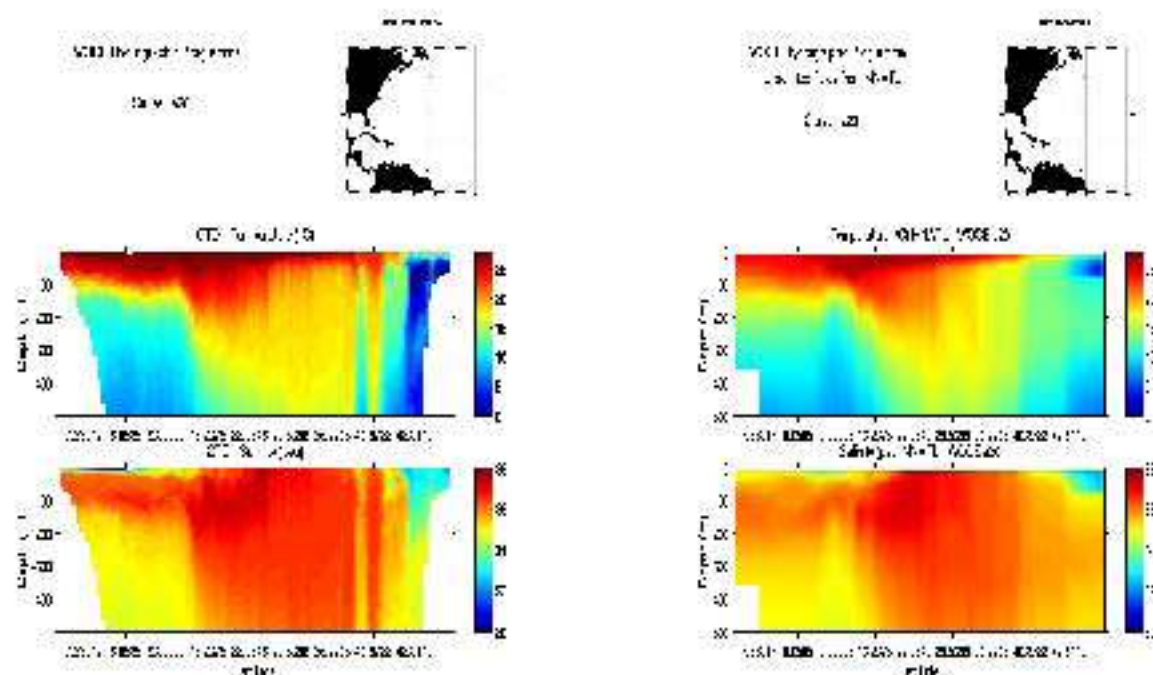


FIG. 6.20 – Température (haut) et salinité (bas) mesurées lors de la campagne WOCE *a20* (gauche) et estimées par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 500 premiers mètres.

Section *a22* : 15/08/97 - 03/09/97

En Août 1997, une autre campagne a été réalisée dans le cadre de WOCE décrivant une section principalement orientée Sud-Nord à l'Ouest de la section *a20* décrite précédemment. Cette série de mesures, numéro *a22*, est centrée sur la longitude 66°W avec une légère bifurcation vers l'Ouest au Nord et vers l'Est au Sud (fig. 6.21). En plus des données hydrographiques de température et salinité, des mesures de nitrates ont aussi été réalisées tout au long de cette campagne. Cette section méridienne supplémentaire nous apporte des informations sur la distribution des nitrates disponibles dans cette zone en été.

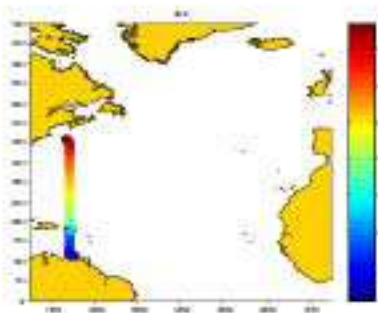


FIG. 6.21 – Relation entre les numéros de station et leurs positions géographiques pour la section *a22*.

Les profils de température (fig. 6.22) restent similaires à ceux observés pour la section *a20* (fig. 6.20) avec des eaux plus chaudes ($\sim 27^\circ\text{C}$) entre 13°N et 40°N associées à la limite Ouest du gyre subtropical. Nous pouvons également noter le gradient en température à 40°N absent dans la simulation toujours en relation avec la position du Gulf Stream plus au Nord dans le modèle.

En salinité, il est intéressant de noter la présence d'un maximum de subsurface vers 180 mètres de profondeur présent dans les observations et dans la simulation numérique supérieur à 37 psu. Au Nord, le gradient en salinité associé à la limite du gyre est très marqué dans les observations (de 36 à 34.5 psu en surface). A l'opposé, il n'apparaît pas de gradient similaire dans le modèle à cette latitude. Seul un gradient en surface est observé vers 35°N mais n'est pas marqué sur toute la colonne d'eau.

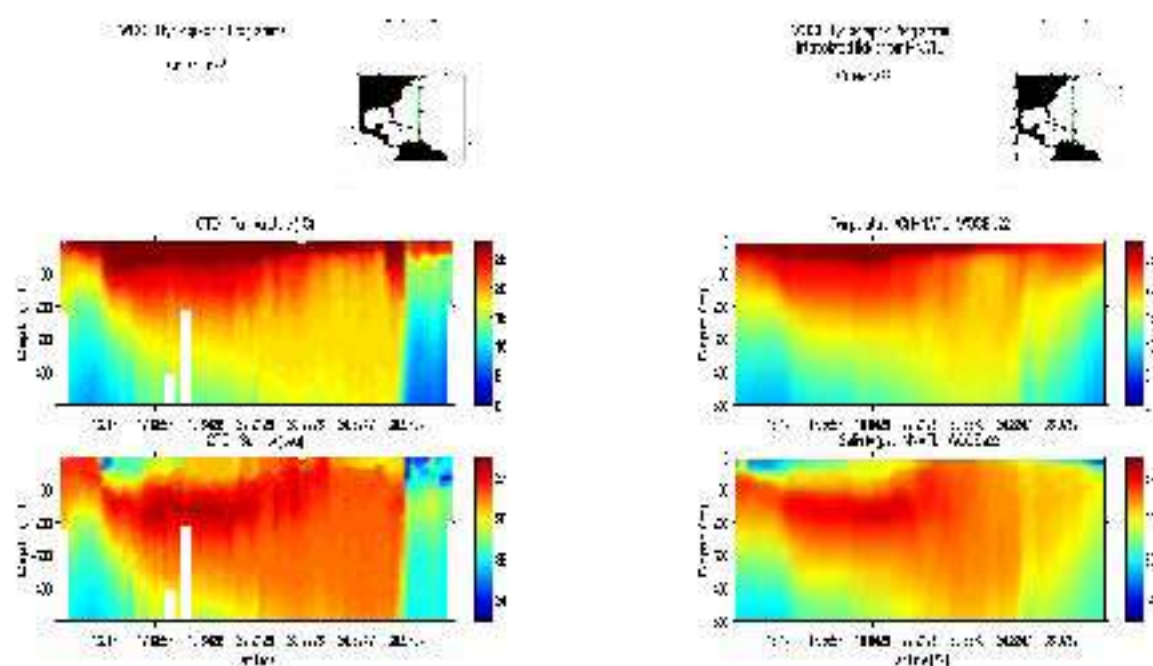


FIG. 6.22 – Température (haut) et salinité (bas) mesurées lors de la campagne WOCE a22 (gauche) et estimées par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 500 premiers mètres.

Les concentrations en nitrates (fig. 6.23) montrent distinctement la présence d'eaux appauvries caractéristiques du gyre subtropical oligotrophe (voir section 1.3.1). Ces dernières sont bien reproduites par le modèle avec des valeurs en surface inférieures à 5 mmol N.m^{-3} . Nous pouvons cependant remarquer la présence d'eaux plus pauvres au Nord de la section dans le modèle par rapport aux observations, en particulier en dessous de 200 mètres. De plus, le gyre oligotrophe semble s'étendre moins au Nord dans le modèle. Lorsque nous analysons la section sur toute la colonne d'eau, nous pouvons voir que la nitracline semble située à des profondeurs comparables dans les observations et dans le modèle.

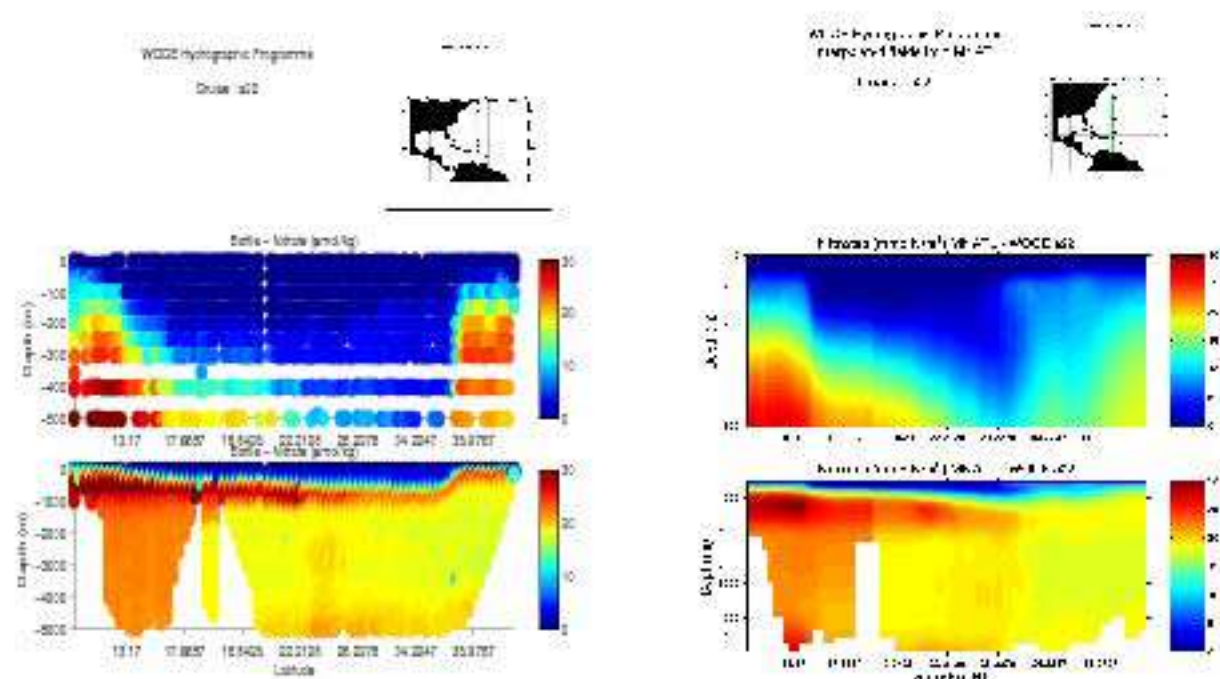


FIG. 6.23 – Nitrates mesurés lors de la campagne WOCE *a22* (gauche) et estimés par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 500 premiers mètres (haut) et sur toute la colonne d'eau (bas).

Section *ar01a* : 23/01/98 - 24/02/98

La section *ar01a* s'est déroulée du 23 Janvier 1998 au 24 Février 1998 et traverse d'Est en Ouest l'Océan Atlantique Nord vers la latitude 24.5°N (fig. 6.24). Nous avons ainsi la possibilité de comparer nos simulations à une coupe zonale du gyre subtropical.

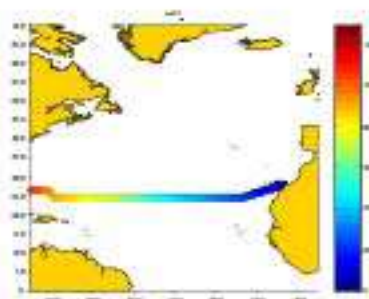


FIG. 6.24 – Relation entre les numéros de station et leurs positions géographiques pour la section *ar01a*.

6.5 Les sections hydrographiques World Ocean Circulation Experiment

Les température et salinité le long de cette section (fig. 6.25) sont relativement homogènes avec un approfondissement de la pycnocline (la thermocline et la halocline s'approfondissent simultanément) d'Est en Ouest. Le modèle reproduit clairement cet approfondissement avec cependant un gradient vertical principal de salinité moins profond dans le modèle (vers 300 mètres dans la partie Ouest du profil) que dans les observations (vers 400 mètres dans la partie Ouest du profil). De plus, à l'extrême Ouest de la section, une discontinuité apparaît dans le modèle en salinité et de manière moins marquée en température. Cette anomalie peut être attribuée à une imprécision de la bathymétrie dans le modèle à l'approche des côtes (dans le cas présent les côtes de Floride).

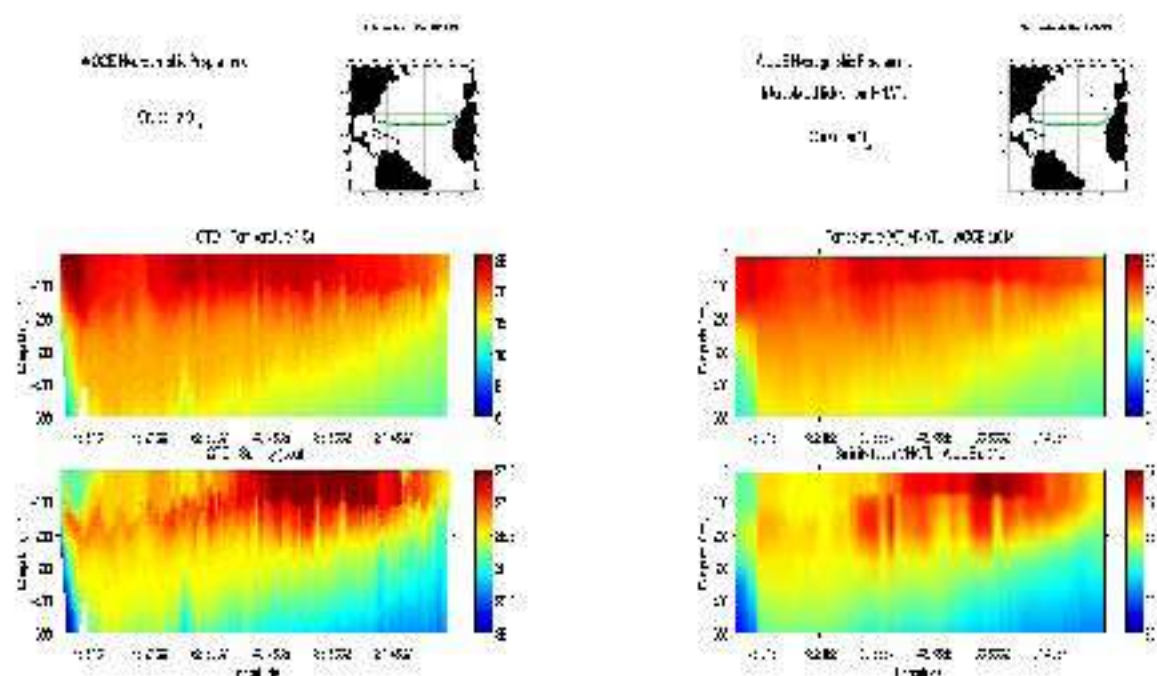


FIG. 6.25 – Température (haut) et salinité (bas) mesurées lors de la campagne WOCE *ar01a* (gauche) et estimées par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 500 premiers mètres.

Les sections WOCE : conclusions

En conclusion, ces sections ont permis d'évaluer et de valider la structure verticale de notre modèle couplé physique/biogéochimie. Ce dernier reproduit correctement les observations *in situ* et ne semble pas présenter de biais importants en température, salinité et pour quelques zones géographiques en nitrates. Nous devons cependant noter l'incidence de la position du Gulf Stream trop au Nord dans le modèle qui se traduit par un déplacement

6.6 Les sections Atlantic Meridional Transect

des gradients horizontaux vers le Nord. Les concentrations en nitrates sont comparables aux observations, en particulier dans la partie Nord-Est de l'océan Atlantique Nord. Cependant, les nitrates sont nettement sous-estimés par le modèle vers 45°N ainsi qu'au niveau de la limite Nord observée du gyre subtropical. Nous pouvons donc en conclure que les eaux appauvries en nitrates s'étendent plus au Nord dans le modèle en relation avec la position du Gulf Stream. Néanmoins, sur les cartes de chlorophylle de surface (voir section 6.2), nous avons observé une extension méridienne plus faible du gyre oligotrophe dans le modèle que dans les données. L'explication de cette contradiction est liée à la concentration trop élevée de nitrates dans le gyre subtropical dans le modèle. Ainsi, les nitrates ne sont pas aussi limitants dans le modèle que dans les observations. Le phytoplancton peut ainsi se développer plus au Sud malgré l'absence de valeurs très élevées de nitrates dans la couche euphotique.

Pour compléter la validation de nos simulations et confirmer les conclusions précédentes, des sections situées à l'Est du bassin ont aussi été analysées grâce au programme AMT (Atlantic Meridional Transect).

6.6 Les sections Atlantic Meridional Transect

Dans le cadre du programme Anglais "Atlantic Meridional Transect" (AMT), des sections répétées dans le temps offrent une opportunité unique de comparer les champs physiques et biogéochimiques simulés par notre modèle couplé avec des observations essentiellement sur le bord Est de l'océan Atlantique Nord. Ce programme vise à mieux caractériser les différentes provinces de l'Atlantique tant du point de vue physique que biogéochimique; ces données servent aussi pour la calibration et la validation des algorithmes des données couleur de l'eau comme ceux du capteur SeaWiFS (*Aiken et Bale, 2000*). Ces transects de la Grande-Bretagne aux îles des Malouines sont effectués régulièrement deux fois par an correspondant à deux saisons (printemps et automne) depuis 1995. Pour l'année 1998, nous disposons donc de deux sections le long desquelles nous avons comparé les données de température, salinité, nitrates et chlorophylle aux champs modélisés correspondants. Pour la saison du printemps 1998, nous disposons de la section AMT6 et pour la saison d'automne 1998 de la section AMT7.

Printemps 1998 (AMT6)

La section AMT6 s'est déroulée du 24 Mai 1998 au 14 Juin 1998 pour sa partie comprise entre -18°S et 50°N, commune avec le domaine du modèle couplé (fig. 6.26). Elle couvre

6.6 Les sections Atlantic Meridional Transect

la partie Est de l'océan Atlantique Nord et traverse différentes structures comme le gyre subtropical, l'upwelling de Mauritanie et l'upwelling Equatorial. Les données sont essentiellement échantillonnées dans les 200 premiers mètres.

Les températures des masses d'eau des couches de surface observées sont bien représentées dans le champ de température modélisé (fig. 6.26). Les eaux chaudes (20-25°C) du gyre subtropical subissant un pompage d'Ekman négatif sont comprises entre 36.6°N et 20.4°N et sont bien simulées par le modèle. Au sud de 20.4°N, se trouvent les eaux de l'upwelling de Mauritanie caractérisées par des isothermes remontantes. Cet upwelling en terme de température est beaucoup moins marqué dans le champ modélisé. Ainsi, l'isotherme 17°N est proche de 50 m de profondeur pour les observations et proche de 100 m de profondeur pour les champs simulés. Au sud de 5.8°N se situent les eaux de l'upwelling équatorial.

Le champ de salinité est aussi bien reproduit dans le champ modélisé par rapport aux observations avec cependant une sous-estimation de la salinité dans le champ modélisé (fig. 6.26). Par exemple dans les eaux du gyre subtropical entre 20.4°N et 28.7°N à 100 m de profondeur, l'écart est de l'ordre de 0.2 psu. De même dans les eaux de l'upwelling de Mauritanie, la salinité déduite du modèle est plus faible dans les eaux proches de la surface. Vers 5.8°N, dans les observations, des eaux de faible salinité sont présentes dans les 50 premiers mètres (fig. 6.26) et sont liées aux eaux du fleuve Amazone qui sont advectées vers l'Est par le Contre-courant Nord Equatorial (NECC) et mélangées avec les eaux de l'upwelling équatorial (*Aiken et Bale, 2000*). Ces eaux sont bien représentées dans le champ simulé car un rappel à la climatologie de *Reynaud et al. (1998)*, présentant cette anomalie de salinité, est effectué à l'interface atmosphère-océan.

6.6 Les sections Atlantic Meridional Transect

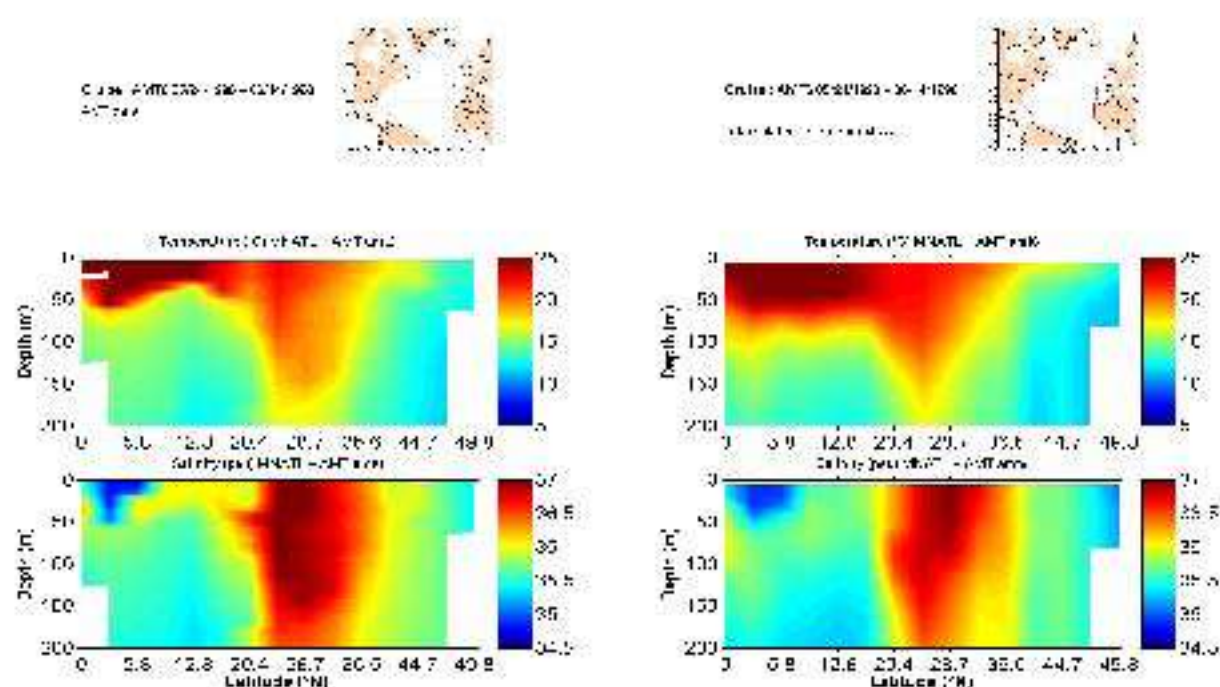


FIG. 6.26 – Température (haut) et salinité (bas) mesurées lors du transect AMT 6 (gauche) et estimées par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 200 premiers mètres.

Le champ de nitrates simulé présente des structures bien reproduites à l'exception de la bordure nord du gyre oligotrophe qui se situe plus au Sud par rapport aux observations (fig. 6.27). Par exemple vers 36.6°N , les concentrations en nitrates sont inférieures à 5 mmol N.m^{-3} dans les observations alors que dans le champ simulé, elles sont proches de 10 mmol N.m^{-3} entre 100 et 200 m de profondeur. Les eaux riches de l'upwelling de Mauritanie et de l'upwelling équatorial sont bien reproduites dans le champ simulé. Après conversion du champ modélisé de phytoplancton d'azote en chlorophylle en utilisant les équations précédemment explicitées, un pic de subsurface caractéristique du gyre oligotrophe est bien présent dans le champ de chlorophylle modélisé mais il est moins profond (50 m) que dans les observations entre 20.4°N et 36.6°N . Les deux enrichissements successifs (entre 12.8 et 20.4°N puis à l'équateur) liés aux zones d'upwelling sont bien représentés dans le champ modélisé. On note aussi au nord du gyre oligotrophe des concentrations de chlorophylle simulées trop fortes par rapport aux observations (fig. 6.27).

6.6 Les sections Atlantic Meridional Transect

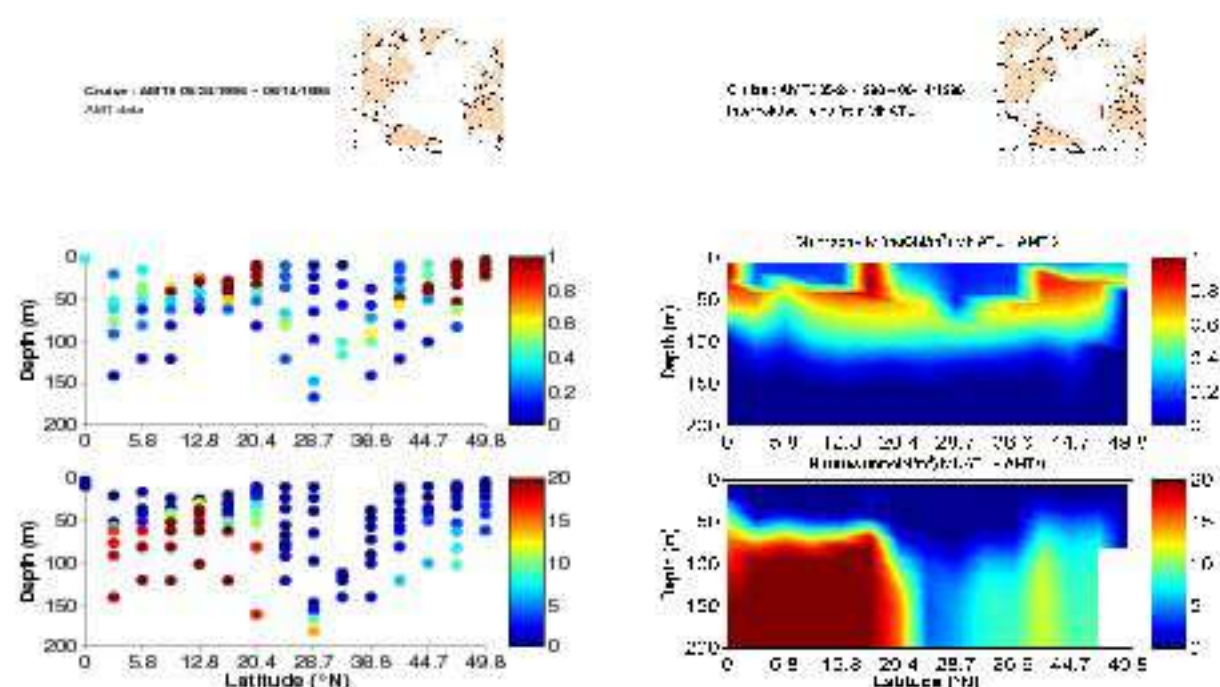


FIG. 6.27 – Concentrations en chlorophylle (haut) et en nitrates (bas) mesurées lors du transect AMT 6 (gauche) et estimées par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 200 premiers mètres.

Automne 1998 (AMT7)

La section AMT7 suit les mêmes positions géographiques que AMT6 de 50°N jusqu'à 14.5°N puis présente une direction Sud-Ouest avec une position à 25°W à l'équateur (fig. 6.28). Pour la partie commune des deux transects (AMT6 et AMT7) la température est plus forte pour la saison d'Automne (AMT7) dans les champs observé et simulé (fig. 6.28). La salinité simulée est particulièrement faible par rapport aux observations dans le gyre subtropical. De plus les eaux peu salées, résultat d'un mélange des eaux environnantes avec les eaux du fleuve Amazone ne sont pas présentes dans le champ simulé. Ce biais est sûrement lié à la climatologie de *Reynaud et al.* (1998) utilisée à l'interface océan-atmosphère ou à un courant NECC moins efficace dans le modèle (fig. 6.28).

6.6 Les sections Atlantic Meridional Transect

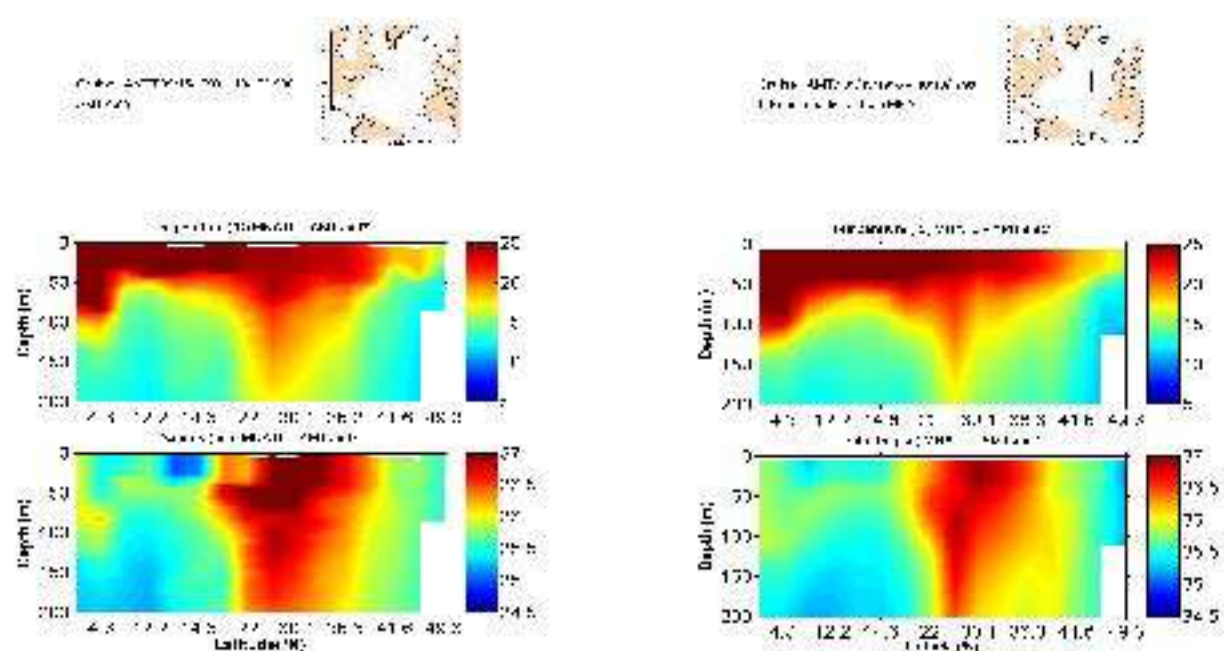


FIG. 6.28 – Température (haut) et salinité (bas) mesurées lors du transect AMT 7 (gauche) et estimées par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 200 premiers mètres.

Nous ne disposons pas de données de nitrates pour cette section. Pour les concentrations en chlorophylle, les mêmes biais que pour la section AMT6 sont visibles entre les champs observé et simulé (fig. 6.29).

Les sections AMT : conclusions

Ces sections ont permis d'évaluer les structures horizontales dans les 200 premiers mètres dans la partie est du bassin Atlantique Nord simulées par le modèle. Ces structures sont en bon accord avec les observations à l'exception des biais du modèle déjà signalés : salinité plus faible dans le gyre subtropical, extension méridienne du gyre oligotrophe réduite, surestimation des concentrations en chlorophylle dans le front au nord du gyre oligotrophe.

6.7 La Production Primaire

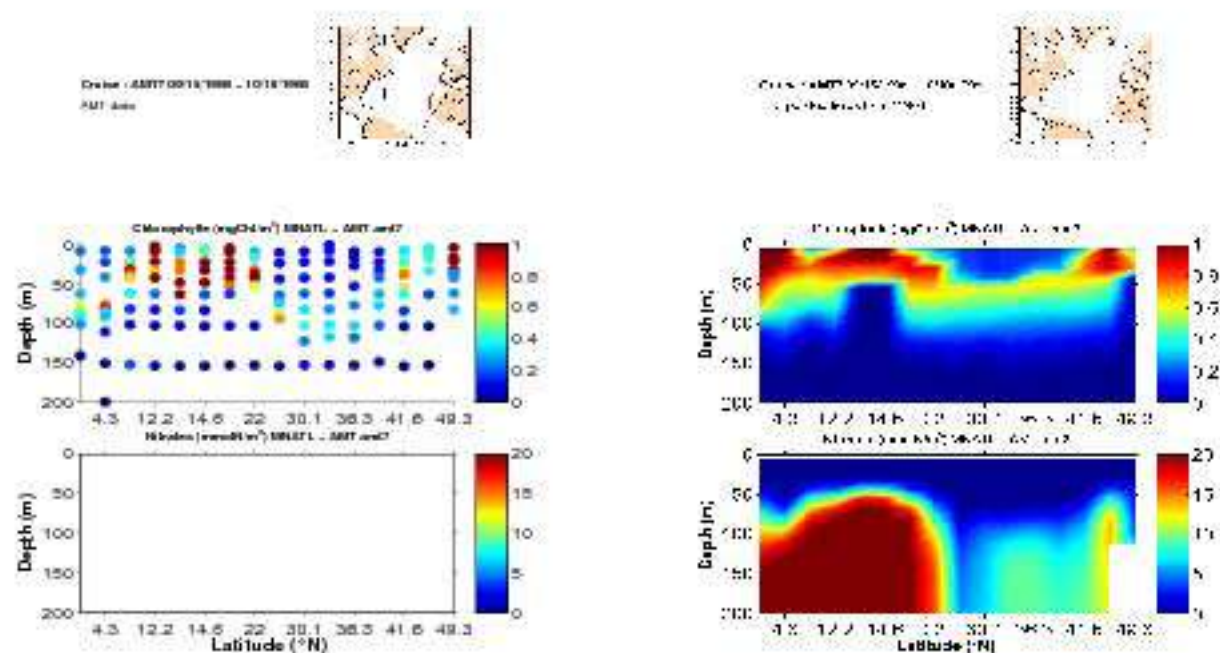


FIG. 6.29 – Concentrations en chlorophylle (haut) et en nitrates (bas) mesurées lors du transect AMT 7 (gauche) et estimées par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 200 premiers mètres.

6.7 La Production Primaire

La simulation effectuée sur l'année 1998 permet de déduire la production primaire dans le modèle sur cette période. La figure 6.30 représente la production intégrée verticalement sur les 112 premiers mètres en $mgC.m^{-2}.j^{-1}$. L'océan Atlantique Nord, comme détaillé dans le chapitre 1, présente différentes zones possédant des productions primaires très différentes. Tout d'abord, le gyre subtropical présente une production primaire très faible, en accord avec le caractère oligotrophe de cette région, de l'ordre de $100 mgC.m^{-2}.j^{-1}$ pour la région la plus oligotrophe. Plus au Nord, la zone frontale en chlorophylle est caractérisée par une production importante de l'ordre de $500 mgC.m^{-2}.j^{-1}$. Finalement au Nord de $45^{\circ}N$, la production décroît avec la latitude pour atteindre des valeurs de l'ordre de $250 mgC.m^{-2}.j^{-1}$ vers $65^{\circ}N$.

Ces valeurs peuvent être comparées aux productions estimées par différents modèles et mesurées pour les différentes provinces biogéochimiques. Le tableau 6.1 énonce ces différentes valeurs.

6.7 La Production Primaire

Province	Modèle couplé ($mgC.m^{-2}.j^{-1}$)	JGOFS ($mgC.m^{-2}.j^{-1}$)	ME ($mgC.m^{-2}.j^{-1}$)	AM96 ($mgC.m^{-2}.j^{-1}$)	BF 97 ($mgC.m^{-2}.j^{-1}$)
ARCT	164	1330	507	430	687
SARC	255	830	472	483	887
NADR	236	660	555	484	852
GFST	400	490	522	488	677
NASW	459	459	304	355	360
NASE	419	330	410	413	526
NATR	225	290	313	513	363

TAB. 6.1 – Production Primaire océanique dans les provinces de l’océan Atlantique Nord simulées et moyennées pour chaque province, d’après *Longhurst (1995)* corrigée grâce aux mesures *in situ* de JGOFS ainsi que d’autres études (colonne JGOFS *Ducklow, 2003*). ME représente les estimations d’un modèle développé par *Mélin (2003)*. Il explicite la propagation de la lumière le long de la colonne d’eau et décrit le processus photosynthétique à l’aide de courbes lumière-photosynthèse. AM96 et BF97 sont aussi des modèles basés sur les travaux de *Antoine et Morel (1996)* et *Behrenfeld et Falkowski (1997)*.

Dans les régions polaires (provinces ARCT et SARC), quelque soit les mesures ou le modèle considérés, les productions sont importantes et restent supérieures à $400 mgC.m^{-2}.j^{-1}$. Dans notre modèle, la production dans ces régions n’excède pas $300 mgC.m^{-2}.j^{-1}$. Il semble donc que la production soit trop faible dans ces régions même si les concentrations en chlorophylle restent importantes. L’élément limitant à ces latitudes est principalement lié à la lumière. Une analyse des flux solaires utilisés pourrait expliquer ces différences de production.

Plus au Sud, dans la province NADR de la Dérive Nord Atlantique, la production primaire modélisée est de l’ordre de $236 mgC.m^{-2}.j^{-1}$. Cette valeur est sous-estimée par rapport aux modèles ME et AM96 (voir tableau 6.1) qui estiment des productions respectivement de 555 et $484 mgC.m^{-2}.j^{-1}$. De même, la production primaire estimée par le modèle couplé est inférieure aux valeurs de JGOFS ($660 mgC.m^{-2}.j^{-1}$) et BF97 ($852 mgC.m^{-2}.j^{-1}$). Finalement, cette province présente une production primaire faible par rapport aux observations et aux modèles de production primaire.

La province du Gulf Stream (GFST), avec une production primaire modélisée moyenne de $400 mgC.m^{-2}.j^{-1}$, présente des valeurs de production primaire légèrement inférieures aux observations. Cette différence peut être due aux processus mésoéchelle importants dans cette zone et mal représentés dans le modèle, en relation avec la résolution spatiale

6.7 La Production Primaire

des simulations ($1/3^\circ$). Les provinces Subtropicales du Gyre Nord Atlantique (NASE et NASW) présentent des productions plus élevées que celles de la province NADR. Les valeurs de production primaire modélisées sont comprises entre 400 et 500 $mgC.m^{-2}.j^{-1}$ pour ces régions en accord avec les observations et les modèles de production primaire (voir tableau 6.1).

Enfin, la province Tropicale du Gyre Nord Atlantique (NATR) correspond à la région la moins productive de l'océan Atlantique Nord. Notre modèle simule des productions comprises entre 31 et 774 $mgC.m^{-2}.j^{-1}$ soit en moyenne 225 $mgC.m^{-2}.j^{-1}$ qui correspondent effectivement aux zones les moins productives de notre zone d'étude avec cependant une influence dans la partie Sud de la province des régions équatoriales et de l'upwelling de Mauritanie qui entraînent des productions pouvant excéder 700 $mgC.m^{-2}.j^{-1}$ en dehors de l'upwelling. Si nous comparons ces valeurs aux estimations des modèles de production primaire et aux observations de JGOFS, il semble que notre modèle soit légèrement moins productif au centre du gyre. En effet, les valeurs observées sont plutôt comprises entre 200 et 400 $mgC.m^{-2}.j^{-1}$.

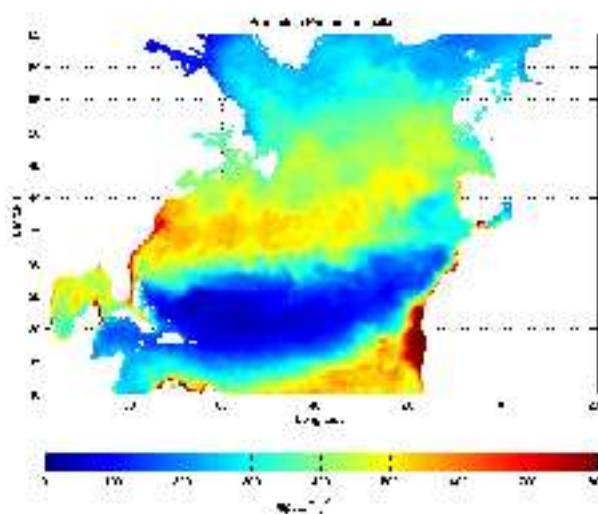


FIG. 6.30 – Production primaire annuelle dans le modèle couplé physique/biogéochimie en 1998 intégrée sur les 9 premiers niveaux verticaux du modèle soit les 112 premiers mètres.

La production primaire simulée par le modèle couplé physique/biogéochimie est donc relativement cohérente avec les valeurs observées et simulées par les modèles de production primaire. Nous avons ainsi une zone de forte production aux latitudes de la zone frontale en chlorophylle et une zone de faible production associée au gyre oligotrophe. Notre simulation présente cependant des différences avec les observations avec en particulier une

production plus faible dans les régions polaires. Les différentes productivités associées aux différentes provinces restent cependant bien respectées malgré la position du front de chlorophylle au Nord du gyre oligotrophe trop au Sud dans les simulations.

6.8 Conclusion

La validation du modèle couplé physique/biogéochimie à l'aide des données *in situ* et satellites montre que notre simulation reste réaliste et cohérente avec les observations. Les principaux biais du modèle ont été caractérisés, il sera nécessaire de les prendre en compte lors de l'analyse des simulations.

Concernant les aspects dynamiques du modèle, le biais le plus important est lié à une position du Gulf Stream trop au Nord dans les simulations. Ce biais connu (*DYNAMO Group*, 1997) et nettement amélioré dans les simulations récentes à plus haute résolution réalisées par le groupe MERCATOR (avec assimilation des données satellites et *in situ*, avec de nouvelles paramétrisations du type "partial step" et des schémas d'advection améliorés) a des conséquences directes sur les distributions en salinité et en température (front de température trop au Nord comme l'a montré l'analyse des sections WOCE) et indirectes sur les concentrations des différents éléments biogéochimiques. En effet, les concentrations en chlorophylle de surface présentent une diminution de ces concentrations à partir de la zone frontale vers le Nord mais une zone de concentrations à nouveau importante est observée plus au Nord au niveau du Gulf Stream. Cette réaugmentation n'est pas observée dans les données satellites (fig. 6.2).

Concernant la biogéochimie, le modèle a une variabilité saisonnière bien développée, avec une période de bloom au mois d'Avril, mais l'extension méridienne du gyre oligotrophe reste trop faible. L'analyse des profils verticaux de nitrates a permis d'établir que cette limite trop au Sud du gyre était directement liée à la trop grande quantité de nitrates dans le modèle à des faibles profondeurs. De plus, l'excès de nitrates dans le modèle entraîne des concentrations en chlorophylle trop élevées, en particulier au niveau du gyre oligotrophe. Enfin, la production primaire modélisée présente un bon accord avec les observations et les modèles de production primaire basés sur des mesures satellites.

Chapitre 7

Analyses de sensibilité aux paramètres du modèle biogéochimique

7.1 Introduction

Le modèle biogéochimique, régi par des équations simples représentant des sources et des puits pour chaque variable d'état du modèle (voir section 3.4.2), présente 19 paramètres fixes tout au long des simulations (voir tableau 3.3). Une proportion importante de ces paramètres a été fixée sur la base d'expériences précédentes (modélisation, mesures *in situ*, expériences en laboratoire) mais nombre de ces paramètres restent encore mal connus. De plus, il est difficile d'estimer un ensemble de paramètres pouvant, à l'échelle d'un bassin, représenter de manière précise les processus dominants par province biogéochimique possédant des propriétés très différentes. Comme le montre la partie précédente concernant la validation du modèle couplé, à l'aide d'un ensemble unique de paramètres sur toute la zone, nous arrivons à reproduire les principales propriétés biogéochimiques dans l'océan Atlantique Nord; un ajustement plus fin serait néanmoins appréciable pour les concentrations en chlorophylle, nitrates et zooplancton un peu trop élevées dans la simulation actuelle.

Pour estimer l'influence des variations des principaux paramètres du modèle de biogéochimie autour de leurs valeurs fixes utilisées dans la simulation de référence (voir tableau 3.3), nous avons réalisé quelques expériences de sensibilité des différentes variables d'état du modèle à ces paramètres.

Le coût des simulations, en temps et en espace de calcul, nous a contraint à ne réaliser qu'un petit nombre d'expériences de sensibilité. Néanmoins, nous avons pu identifier les paramètres ayant une influence sur les concentrations de surface modélisées.

La totalité des expériences de sensibilité a été réalisée sur la période du bloom printanier en 1998 qui présente donc une variabilité importante de la concentration en chlorophylle.

Les simulations couvrent la période du 21 Mars 1998 au 11 Juillet 1998.

7.2 Amélioration de la simulation initiale par ajustement des paramètres liés à l'azote organique dissous

La simulation, dite "de référence", présentée dans la section 6, constitue le résultat de premières analyses de sensibilité sur une simulation, dite initiale, que nous avons réalisée avec un premier ensemble de paramètres estimés seulement à partir d'une étude précédente de *Huret et al.* (2005) sur l'océan Atlantique Nord. En effet, nous avons réalisé de premières études de sensibilité des variables du modèle de biogéochimie (par exemple : des concentrations en chlorophylle et en nitrates) aux paramètres du modèle biogéochimique sur la période d'étude de fin Mars à début Juillet 1998. La sensibilité de ces concentrations au taux de reminéralisation de la matière organique dissoute et au taux d'hydrolyse des détritiques a tout d'abord été explorée car le modèle présentait des concentrations trop élevées en chlorophylle et en nitrates. La simulation initiale a été comparée à deux cas extrêmes :

Cas 1 : un taux de reminéralisation, ρ , de l'ordre de zéro (10^{-15} s^{-1}) avec un taux d'hydrolyse, μ_d , identique à la simulation initiale (0.46 j^{-1}).

Cas 2 : un taux d'hydrolyse, μ_d , de l'ordre de zéro (10^{-15} s^{-1}) avec un taux de reminéralisation, ρ , identique à la simulation initiale (0.05 j^{-1}).

Lorsque nous comparons ces deux expériences à la simulation initiale, des différences importantes sont observées. Comme le montre la figure 7.1, dans le **cas 1** d'une reminéralisation pratiquement inexistante, le gyre oligotrophe (zone géographique présentant des concentrations faibles en chlorophylle) est plus étendu vers le Nord avec des concentrations plus faibles que lors de la simulation initiale (fig. 7.1). Cette évolution est principalement due à des concentrations en nitrates plus faibles dans le gyre (gradient de nitrates situé plus au Nord) et à une accumulation de la matière organique dissoute non reminéralisée en nitrates puisque le taux de reminéralisation pour le **cas 1** est très faible.

7.2 Amélioration de la simulation initiale par ajustement des paramètres liés à l'azote organique dissous

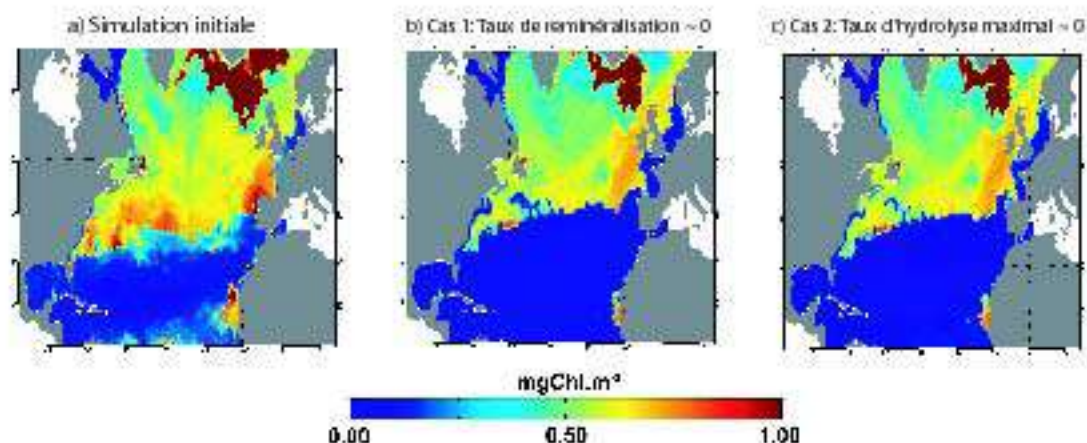


FIG. 7.1 – Concentrations en chlorophylle de surface du 13 Mai 1998 pour la simulation initiale (a), dans le cas 1 d'un taux de reminéralisation, $\rho_r \sim 0$ (b) et dans le cas 2 d'un taux d'hydrolyse, $\mu_d \sim 0$ (c).

Dans le cas 2, la diminution du taux d'hydrolyse a moins d'influence sur les concentrations en chlorophylle de surface. L'accumulation ainsi obtenue de détritus entraîne une diminution des concentrations en matière organique dissoute et par conséquent des concentrations en nitrates. Nous observons donc un gyre légèrement plus oligotrophe que dans la simulation initiale et un peu plus étendu vers le Nord mais l'influence de la diminution de la valeur de ce paramètre sur les concentrations en chlorophylle et en nitrates notamment est moins importante que dans le cas 1.

Les améliorations observées lors de ces premières analyses de sensibilité (en particulier la diminution des concentrations en chlorophylle qui étaient trop élevées dans le gyre oligotrophe pour la simulation initiale), nous ont amenées à effectuer une simulation intermédiaire présentant un taux de reminéralisation et un taux d'hydrolyse diminués simultanément de 50% soit respectivement 0.025 j^{-1} et 0.26 j^{-1} , permettant de maintenir les concentrations en matière organique dissoute à des valeurs comparables aux quelques données *in situ* disponibles. Cette simulation, préalablement testée sur les trois mois des analyses de sensibilités et appelée simulation de référence, apporte des améliorations notables par rapport à la simulation initiale (concentrations en chlorophylle plus faibles, approfondissement de la nitracline dans le gyre oligotrophe, ...). Suite à ces conclusions, nous avons relancé cette simulation de référence avec ces nouveaux paramètres sur les années d'analyse (1998-1999) en effectuant le spin-up du modèle couplé sur les années 1996-1997.

7.2 Amélioration de la simulation initiale par ajustement des paramètres liés à l'azote organique dissous

Ainsi cette nouvelle simulation, présentée en détail dans la section 6, a permis d'améliorer les propriétés biogéochimiques modélisées dans l'océan Atlantique Nord. Tout d'abord, l'extension méridienne du gyre oligotrophe a pu être étendue (fig. 7.2). Ceci est particulièrement visible en été et en automne 1998. La position du front en chlorophylle a été déplacée vers le Nord de pratiquement 4° . De plus, nous pouvons remarquer que les concentrations sont plus faibles dans la nouvelle simulation avec des valeurs au centre du gyre subtropical inférieures à 0.1 mgChl.m^{-3} , en accord avec les données *in situ* et satellites couleur de l'eau.

7.2 Amélioration de la simulation initiale par ajustement des paramètres liés à l'azote organique dissous

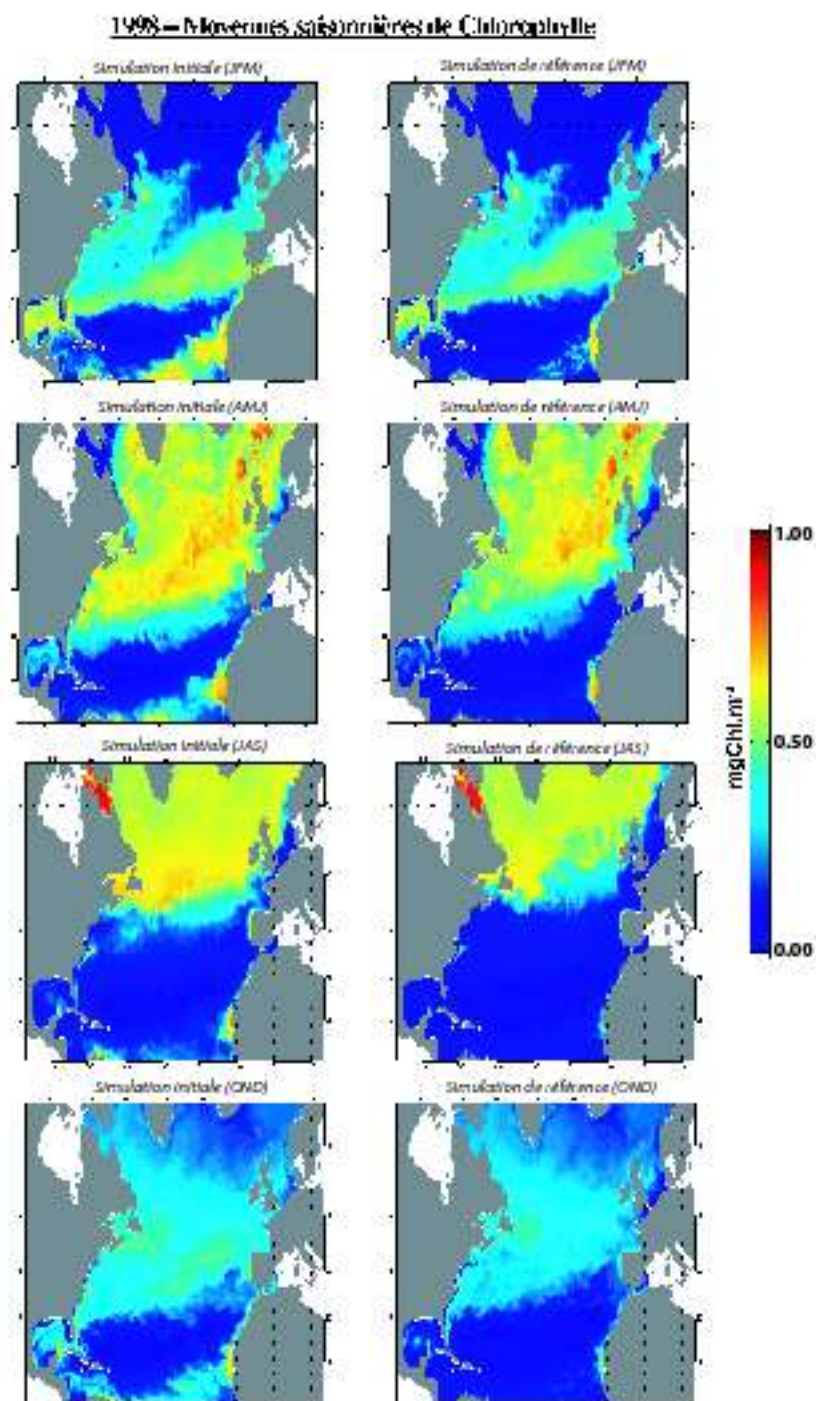


FIG. 7.2 – Concentrations en chlorophylle de surface moyennes par saison en 1998 (JFM : Janvier-Février-Mars; AMJ : Avril-Mai-Juin; JAS : Juillet-Août-Septembre; OND : Octobre-Novembre-Décembre) pour la simulation initiale (gauche) et pour la simulation de référence (droite).

7.2 Amélioration de la simulation initiale par ajustement des paramètres liés à l'azote organique dissous

Lorsque nous analysons les coupes verticales à BATS (fig. 7.3) ou à EUMELI (fig. 7.4), un net approfondissement d'une vingtaine de mètres de la nitracline est observé avec par conséquent un approfondissement identique du maximum de subsurface en chlorophylle. Ainsi, les concentrations des variables biogéochimiques de cette simulation de référence sont en meilleur accord avec les observations même si le maximum de subsurface reste plus profond dans les observations. De plus, les concentrations en chlorophylle diminuent significativement entre les deux simulations. Concernant les autres variables, leurs concentrations décroissent en lien direct avec les concentrations en nitrates et donc en chlorophylle.

Dans cette simulation de référence, l'équilibre du modèle est donc conservé tout en améliorant ses performances.

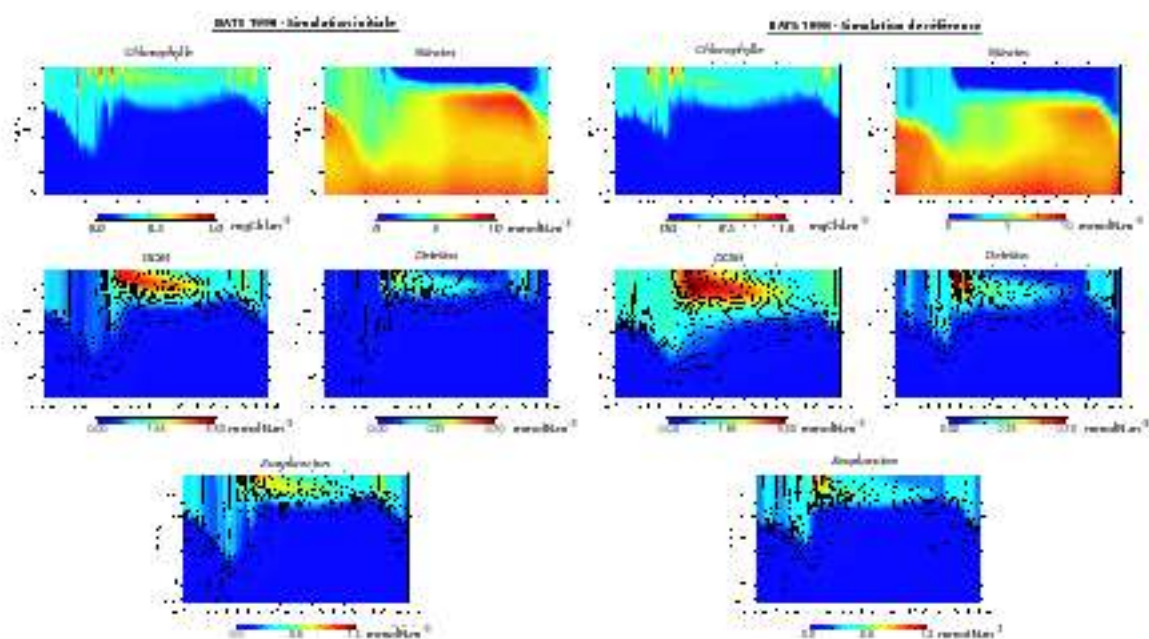


FIG. 7.3 – Concentrations des différentes variables d'état du modèle biogéochimique (Chlorophylle, Nitrates, Matière Organique Dissoute, Détritus et Zooplancton) pour l'année 1998 à BATS dans les cas de la simulation de référence (droite) et de la simulation initiale (gauche).

7.3 Sensibilité à l'échelle du bassin

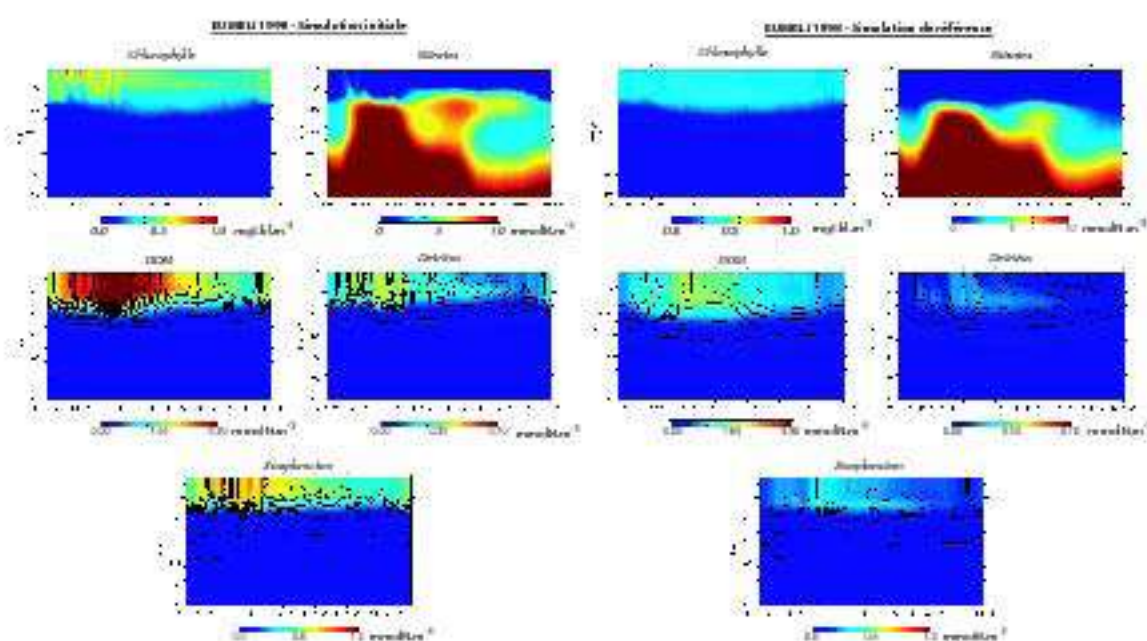


FIG. 7.4 – Concentrations des différentes variables d'état du modèle biogéochimique (Chlorophylle, Nitrates, Matière Organique Dissoute, Détritus et Zooplancton) pour l'année 1998 à EUMELI dans le cas de la simulation de référence (droite) et de la simulation initiale (gauche).

7.3 Sensibilité à l'échelle du bassin

A partir de la simulation de référence définie précédemment, nous avons étudié la sensibilité des différentes variables d'état du modèle biogéochimique aux valeurs des paramètres du modèle à l'aide de différentes expériences sur la période du bloom définie précédemment (Avril-Juillet 1998). Les expériences qui ont été réalisées sont principalement de deux types. Les paramètres ont été perturbés, un par un, soit par une augmentation de 100% de leur valeur de référence, soit par une diminution de 100% de leur valeur de référence. Dans le cas des paramètres entraînant des variations importantes sur la majorité des variables biogéochimiques du modèle en surface, nous avons réalisé des expériences supplémentaires en diminuant les valeurs de référence des paramètres de 50%. L'ensemble des expériences réalisées est résumé dans le tableau 7.1.

7.3 Sensibilité à l'échelle du bassin

Paramètre perturbé	+100% (ref*2)	-100% (~ 0)	-50% (ref/2)
α_{bio}	X	X	X
α	X	X	X
k_z	X	X	O
k_N	X	X	O
f_i	X	X	O
ϵ	X	X	O
g	X	X	X
p	X	X	X
μ_d	X	X	O
ρ	X	X	X
w_S	X	X	O
μ_F	X	X	O
μ_z	X	X	X
I_z	X	X	O
γ	X	X	O

TAB. 7.1 – Expériences de sensibilité réalisées dans cette étude (X : expérience réalisée ; O : expérience non réalisée). +100%, -100% et -50% représentent une valeur du paramètre respectivement augmentée de 100%, diminuée de 100% et de 50% de sa valeur de référence. Les valeurs de référence des paramètres sont exprimées dans le tableau 3.3.

Pour analyser les résultats de ces expériences de sensibilités, nous avons choisi une approche statistique spatio-temporelle permettant d'estimer la sensibilité de chaque variable aux différents paramètres. Dans cette étude, nous nous sommes concentrés sur l'analyse des concentrations de surface. Ainsi, pour chaque expérience, l'écart-type ainsi que la corrélation par rapport à la simulation de référence de la matrice constituée des concentrations de surface sur toute la zone et pour chaque pas de temps de la période des études de sensibilités ont été calculés. Ces résultats ont été résumés et comparés à la simulation de référence à l'aide de diagrammes de Taylor (1/4 de cercle - Taylor, 2001) dont les rayons et l'arc de cercle représentent respectivement, l'écart type normalisé par rapport à la simulation de référence et la corrélation entre l'expérience analysée et la simulation de référence.

Chaque variable du modèle biogéochimique a alors pu être analysée en fonction des différents paramètres perturbés. Pour notre étude, nous avons estimé que nous pouvions

7.3 Sensibilité à l'échelle du bassin

considérer la variable comme étant sensible au paramètre perturbé lorsque le rapport entre écart-type de l'expérience considérée et l'écart-type de référence est inférieur à 0.8 ou supérieur à 1.2 ou la corrélation est inférieure à 0.9. Ainsi, les points situés près de l'origine des axes présenteront un écart-type très éloigné de l'écart-type observé. Il en sera de même pour les points situés à l'extérieur du graphique représentés dans le cadre "not shown". Les points les moins bien corrélés seront les plus éloignés de l'axe des abscisses en suivant les rayons.

Tout d'abord, la figure 7.5 représente les résultats obtenus pour les nitrates. Il apparaît que les nitrates sont sensibles aux variations de peu de paramètres. Ainsi, les concentrations en nitrates semblent perturbées lorsque l'un des paramètres suivant est annulé (-100%) :

- a_{max} : Taux de croissance maximal du phytoplancton
- α : Pente initiale de la courbe P-I
- g : Taux de broutage maximal du zooplancton
- p : Taux de capture du zooplancton.

A l'échelle du bassin, les concentrations en nitrates sont donc influencées par des perturbations extrêmes de ces différents paramètres liés à la production primaire et au broutage (lorsque ces derniers ont des valeurs proches de zéro). Ainsi, lorsque la production primaire et donc le terme puits de l'équation de nitrates est très faible, les nitrates peuvent s'accumuler. A l'opposé lorsque la pression du zooplancton est pratiquement inexistante, en trois mois, les stocks de nitrates vont être notablement amoindris par la croissance du phytoplancton qui n'est alors plus limitée. Par contre, il est important de noter qu'un doublement des paramètres liés à la production primaire ou au broutage ne semble pas avoir un effet significatif sur une échelle de temps de trois mois.

7.3 Sensibilité à l'échelle du bassin

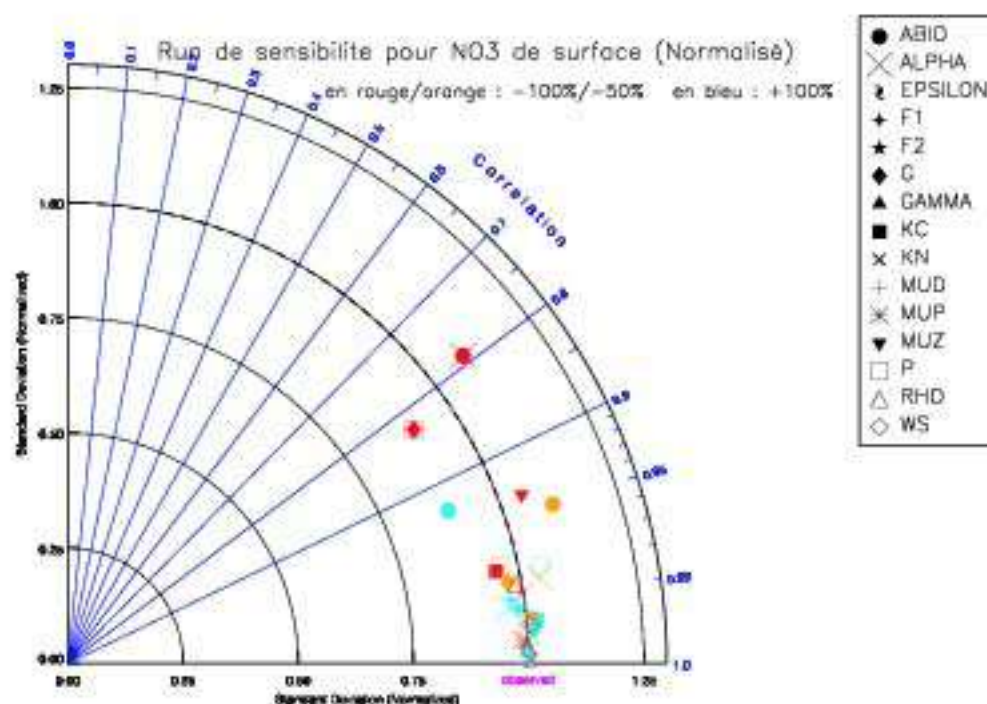


FIG. 7.5 – Diagramme de Taylor (*Taylor, 2001*) résumant les résultats des expériences de sensibilité sur les concentrations en nitrates de surface.

Les concentrations en chlorophylle de surface semblent plus perturbées que les nitrates sur la période d'analyse. En effet, la figure 7.6 montre un plus grand nombre d'expériences dites sensibles. Néanmoins, nous retrouvons les mêmes paramètres que pour les nitrates, c'est-à-dire liés au broutage et à la production primaire mais cette fois-ci, les concentrations en chlorophylle sont aussi sensibles lorsque ces derniers sont doublés (+100%) ou divisés par deux (-50%) par rapport à leurs valeurs de référence. En effet, le phytoplancton réagit donc plus rapidement lorsque nous varions les paramètres de production primaire ou de broutage. De plus, d'autres paramètres comme la mortalité du zooplancton (μ_z) ou l'efficacité de l'assimilation du phytoplancton par le zooplancton (f_1) semblent avoir une influence notable sur les concentrations en chlorophylle de surface.

7.3 Sensibilité à l'échelle du bassin

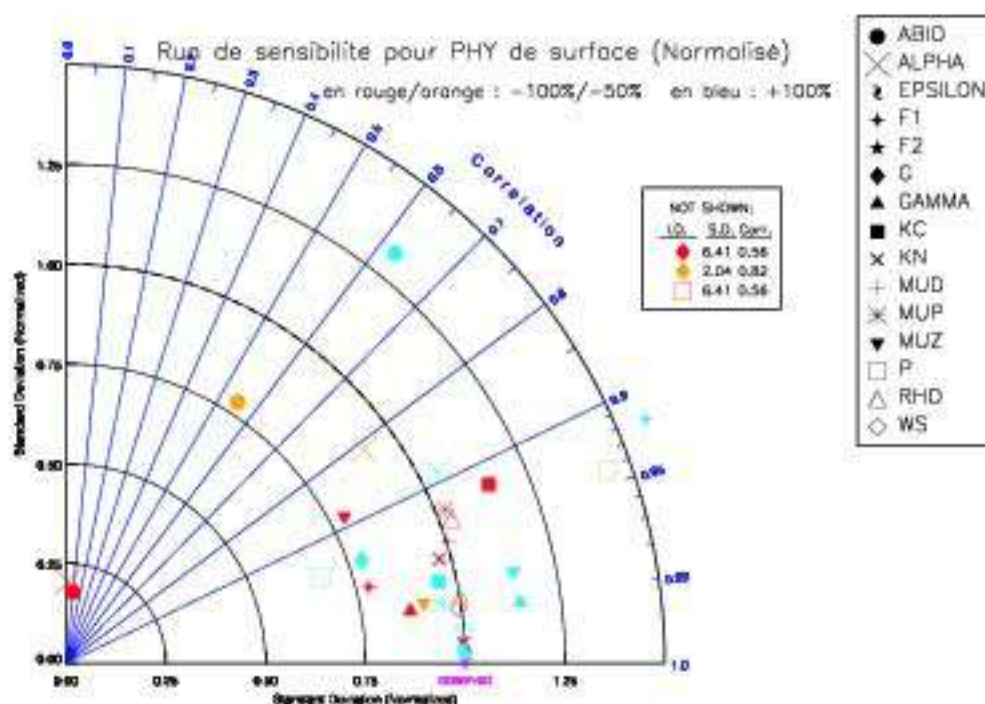


FIG. 7.6 – Diagramme de Taylor (*Taylor, 2001*) résumant les résultats des expériences de sensibilité sur les concentrations en chlorophylle de surface.

Concernant la matière organique dissoute (fig. 7.7), au-delà des paramètres liés à la production primaire (α_{bio} et α), les paramètres liés à la reminéralisation (ρ), à la sédimentation (w_s) et à l'hydrolyse des détritiques (μ_d) semblent avoir une influence rapide (effets observés sur la courte période d'analyse de 3 mois) et importante sur les concentrations en matière organique dissoute. Cependant ces résultats restent prévisibles car ils concernent directement les termes sources et puits de la matière organique dissoute. Le principal apport de matière organique dissoute provenant des détritiques par hydrolyse des particules est essentiel dans l'alimentation du pool de DOM. À l'inverse, le taux de reminéralisation conditionne directement la quantité de DOM transformée en nitrates.

7.3 Sensibilité à l'échelle du bassin

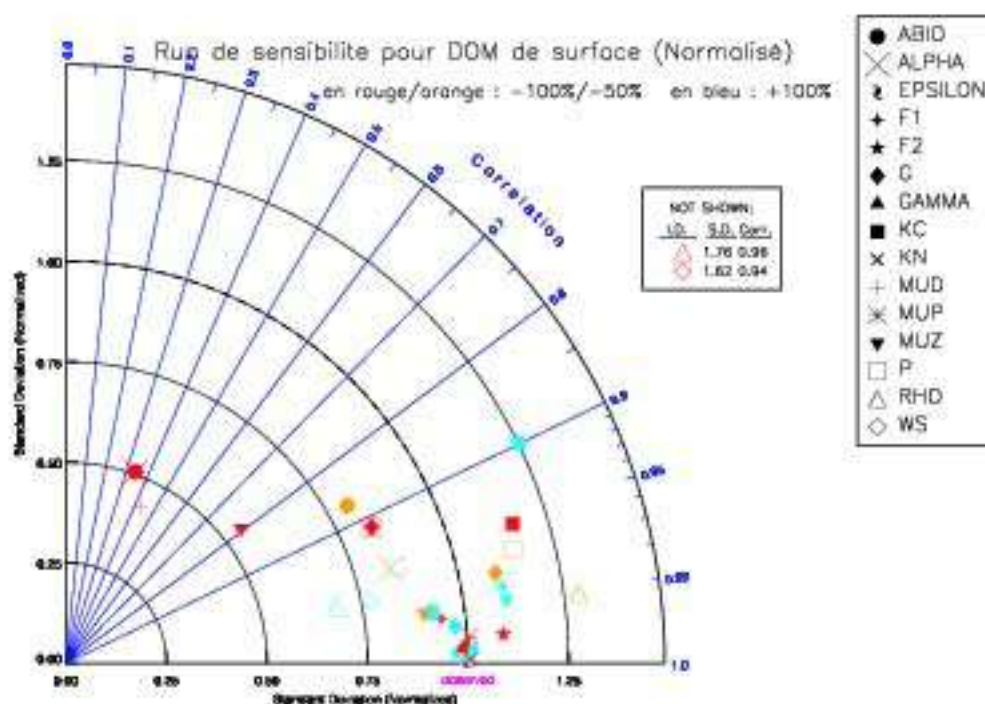


FIG. 7.7 – Diagramme de Taylor (*Taylor, 2001*) résumant les résultats des expériences de sensibilité sur les concentrations en matière organique dissoute de surface.

Dans la même logique que pour les autres variables considérées, le zooplancton est particulièrement sensible aux paramètres régulant ses termes sources et puits (fig. 7.8). Ainsi, nous retrouvons des écarts importants à l'écart-type observé ainsi que de faibles corrélations pour les paramètres liés à la mortalité du zooplancton (μ_z) et au broutage (g et p). Nous pouvons aussi noter que le zooplancton est aussi sensible à des paramètres influant directement sur la concentration en chlorophylle comme le taux de croissance maximal du phytoplancton (α_{bio}).

7.3 Sensibilité à l'échelle du bassin

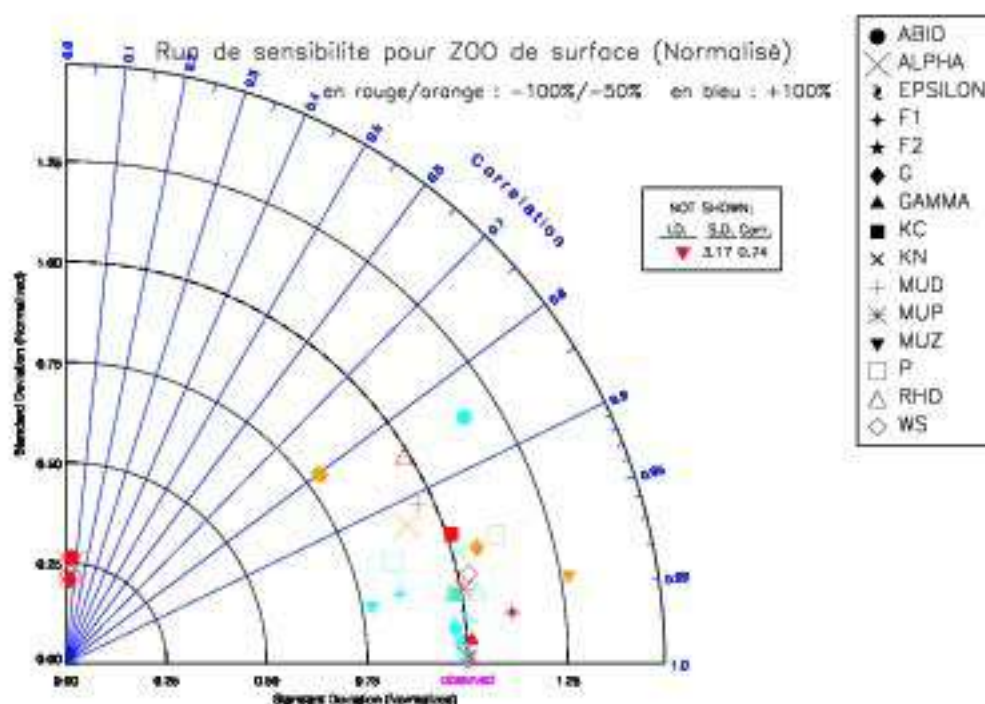


FIG. 7.8 – Diagramme de Taylor (*Taylor, 2001*) résumant les résultats des expériences de sensibilité sur les concentrations en zooplancton de surface.

Enfin, les détritits (fig. 7.9) présentent eux aussi une sensibilité aux paramètres liés à la production primaire (σ_{bio} et α) qui perturbent fortement le champ de chlorophylle et par conséquent les autres variables de manière importante et rapide (effets observés sur la courte période d'analyse de 3 mois). Les détritits sont aussi sensibles à la perturbation de leurs flux sortants régulés par le taux d'hydrolyse (μ_d) et la vitesse de chute (w_s). En effet, ces deux paramètres ont un fort impact sur les concentrations en détritits de surface. Par exemple, une forte diminution d'un de ces flux aura pour conséquence une augmentation des concentrations en détritits.

De manière moins directe, les détritits sont aussi sensibles aux paramètres de broutage du zooplancton (g et p). En effet, la part de phytoplancton broutée mais non assimilée par le zooplancton constitue une partie des détritits.

7.3 Sensibilité à l'échelle du bassin

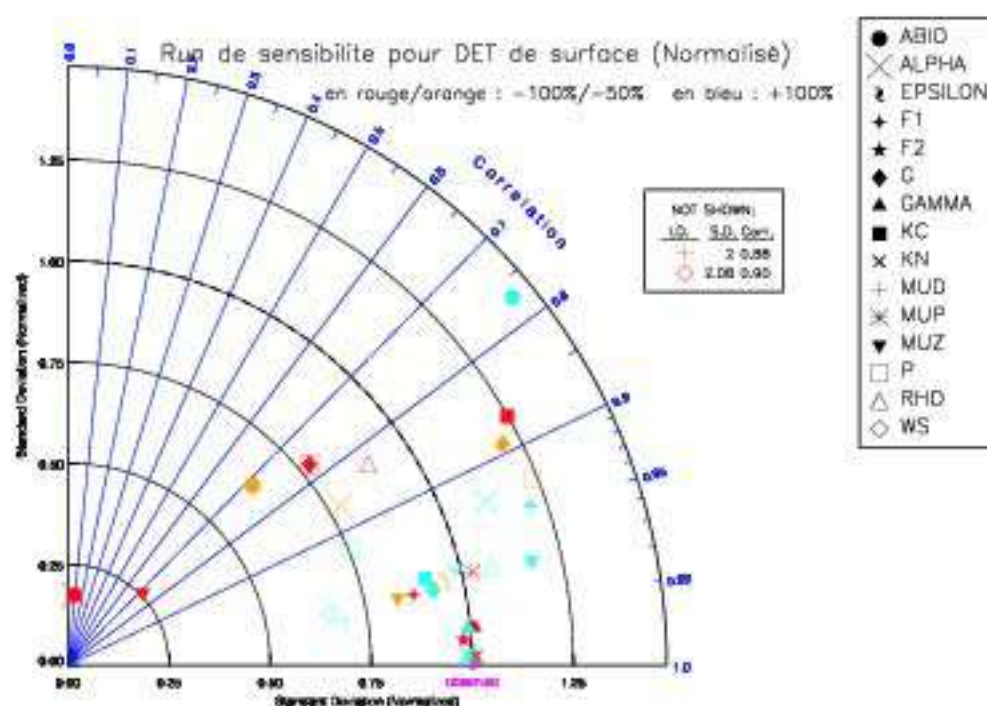


FIG. 7.9 – Diagramme de Taylor (*Taylor, 2001*) résumant les résultats des expériences de sensibilité sur les concentrations en détritiques de surface.

Lorsque nous résumons l'information des résultats des différentes analyses de sensibilité pour les différentes variables à l'échelle de l'océan Atlantique Nord, la majorité (à l'exception des nitrates peu sensibles) des variables semblent réagir rapidement (dans la période d'étude de 3 mois) à des perturbations de paramètres régulant la production primaire. D'une part, a_{bio} , un des paramètres du taux de croissance maximal perturbe notablement les différentes variables du modèle. D'autre part, α , la pente initiale de la courbe P-I (efficacité de la photosynthèse) semble affecter les concentrations des diverses variables. Les autres expériences de sensibilité (toutes les expériences exceptées celles liées à a_{bio} , α , g et p) ne permettent pas d'extraire des paramètres perturbant en surface toutes les variables du modèle. Nous avons résumé les simulations dites "sensibles" entraînant des perturbations importantes sur les concentrations de certaines variables dans le tableau 7.2.

Finalement cinq paramètres semblent n'avoir qu'une influence très faible sur les concentrations de surface des différentes variables à l'échelle de l'Atlantique Nord. Ces paramètres sont les suivants :

- ϵ : la fraction exudée de la production primaire
- f_2 : la fraction organique de l'excrétion
- γ : l'excrétion du zooplancton

- k_N : la constante de demi-saturation pour l'assimilation de N
- μ_F : le taux de mortalité spécifique du phytoplancton

Dans une optique d'optimisation des paramètres du modèle biogéochimique et sur la base de cette analyse, nous pouvons conclure que ces paramètres ne seraient pas sensibles à une information de surface telle que les concentrations de chlorophylle provenant des données satellites de couleur de l'eau. En effet, cette analyse montre que des changements importants sur ces paramètres dans le cadre de ces expériences (période courte et analyse seulement en surface) n'influencent pas sur les concentrations de surface des différentes variables biogéochimiques.

7.4 Sensibilité selon les différentes provinces biogéochimiques

Afin d'affiner notre analyse de sensibilité aux valeurs des paramètres du modèle de biogéochimie sur la base des expériences réalisées (voir tableau 7.1), nous avons choisi d'étudier les concentrations de surface des différentes variables biogéochimiques par provinces biogéochimiques (décrites dans la section 1.3.1). En effet, l'approche à l'échelle du bassin détaillée dans le chapitre précédent ne permet pas de prendre en compte les particularités des différentes provinces ; or, les concentrations de surface peuvent être influencées localement par certains processus qui jouent un rôle plus important dans certaines régions.

Sur la base de la division de l'océan en différentes provinces biogéochimiques de *Longhurst* (1998), nous avons défini une *station* par province présentant des conditions représentatives de la province considérée pour la période d'étude (fig. 7.10). En effet, une approche statistique sur l'ensemble des points de grille du modèle présents dans chaque province apparaît peu représentative car les caractéristiques du modèle sont légèrement différentes de celles décrites pour chaque région de *Longhurst* (1998) (période considérée, extension plus faible du gyre oligotrophe, ...).

Nous avons concentré notre étude sur cinq provinces biogéochimiques situées entre 10°N et 60°N : la Province Tropicale du Gyre Nord Atlantique (NATR), la Province Subtropicale Ouest du Gyre Nord Atlantique (NASW), la Province Subtropicale Est du Gyre Nord Atlantique (NASE), la Province du Gulf Stream (GFST) et la Province de la Dérive Nord Atlantique (NADR). Ce choix exclut les provinces équatoriales ainsi que les provinces au Nord de 50°N de la zone simulée. En effet, dans ces zones, les performances du modèle biogéochimique, en relation avec celles du modèle physique, sont moins bonnes et les structures simulées ne sont par conséquent pas représentatives de l'activité biogéochi-

7.4 Sensibilité selon les différentes provinces biogéochimiques

Simulations sensibles ($\sigma/\sigma_{r,c,f} < 0.8$ ou $\sigma/\sigma_{r,c,f} > 1.2$ ou $\text{corr} < 0.9$) pour les concentrations de surface									
PHY	$a_{bzo} -100\%$	$\alpha -100\%$	$f_1 -100\%$	$g -100\%$	$p -100\%$				$\mu_z -100\%$
	$a_{bzo} -50\%$	$\alpha -50\%$		$g -50\%$	$p -50\%$				
	$a_{bzo} +100\%$	$\alpha +100\%$	$f_1 +100\%$	$g +100\%$	$p +100\%$				
DOM	$a_{bzo} -100\%$	$\alpha -100\%$		$g -100\%$	$p -100\%$	$\mu_d -100\%$	$w_z -100\%$	$p -100\%$	$\mu_z -100\%$
	$a_{bzo} -50\%$							$p -50\%$	
	$a_{bzo} +100\%$					$\mu_d +100\%$	$w_z +100\%$	$p +100\%$	
NO ₃	$a_{bzo} -100\%$	$\alpha -100\%$		$g -100\%$	$p -100\%$				
ZOO	$a_{bzo} -100\%$	$\alpha -100\%$		$g -100\%$	$p -100\%$			$p -100\%$	$\mu_z -100\%$
	$a_{bzo} -50\%$								$\mu_z -50\%$
	$a_{bzo} +100\%$								$\mu_z +100\%$
DET	$a_{bzo} -100\%$	$\alpha -100\%$	$k_z -100\%$	$g -100\%$	$p -100\%$	$\mu_d -100\%$	$w_z -100\%$	$p -100\%$	$\mu_z -100\%$
	$a_{bzo} -50\%$	$\alpha -50\%$		$g -50\%$	$p -50\%$				
	$a_{bzo} +100\%$		$f_1 +100\%$		$p +100\%$	$\mu_d +100\%$	$w_z +100\%$		
	Production Primaire			Broutage du Zooplacton			Reminéralisation + Sédimentation		
							Mort. Zoo.		

TAB. 7.2 – Simulations dites "sensibles" entraînant des perturbations importantes sur les concentrations de surface des différentes variables d'état du modèle biogéochimique.

7.4 Sensibilité selon les différentes provinces biogéochimiques

mique de ces zones.

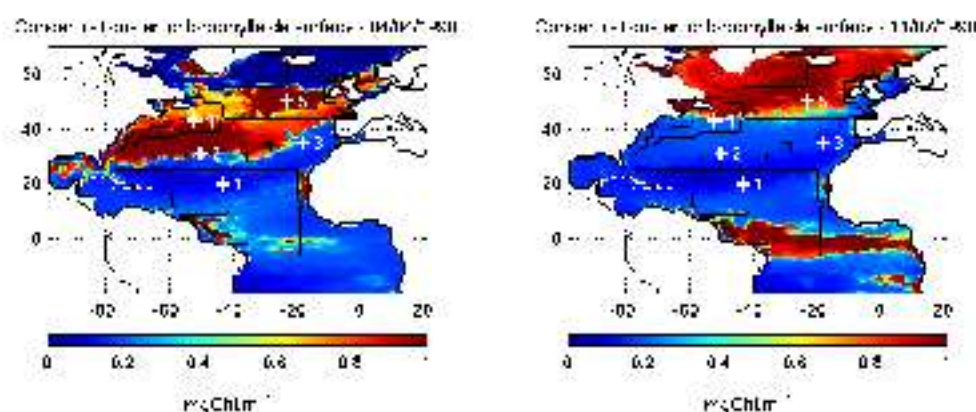


FIG. 7.10 – Concentrations en chlorophylle de surface modélisées au début (04/04/1998) et à la fin (11/07/1998) de la période des analyses de sensibilité. Les contours noirs représentent les différentes provinces biogéochimiques selon *Longhurst* (1998). Les croix blanches définissent les points représentatifs de chaque province analysée que nous avons choisis pour les analyses de sensibilité par province : 1 → NATR, 2 → NASW, 3 → NASE, 4 → GFST, 5 → NADR.

Le même type de statistiques, mais uniquement dans la dimension temporelle, a alors été calculé en chaque station sélectionnée. D'une part, l'écart-type de la série temporelle a été comparé à l'écart-type de référence pour le point considéré. D'autre part, la corrélation a aussi été estimée à partir des expériences perturbées par rapport à la simulation de référence. Les résultats des différentes expériences par province sont représentés sous forme d'histogrammes. Sur ces diagrammes (fig. 7.11 à 7.19) sont représentées, pour les paramètres perturbés de +100% et de -50% de leur valeur initiale, les expériences ayant une influence importante sur les concentrations de surface des différentes variables biogéochimiques pour les provinces analysées. Dans cette partie de l'étude, nous nous sommes limités aux simulations doublant ou divisant par deux les valeurs des paramètres car nous avons observé qu'à l'échelle d'une station les concentrations de surface étaient sensibles à l'annulation (-100%) de presque tous les paramètres. De plus, diminuer de -100% la valeur d'un paramètre représente une perturbation extrême. Ainsi, seules les expériences présentant une corrélation inférieure à 0.9 ou un rapport écart-type perturbé sur écart-type de référence (σ/σ_{ref}) < 0.8 ou un σ/σ_{ref} > 1.2 ont été représentées sur les histogrammes.

La Province Tropicale du Gyre Nord Atlantique (NATR), caractérisée par une faible production primaire (voir section 1.3.1), présente principalement une sensibilité de ses

7.4 Sensibilité selon les différentes provinces biogéochimiques

concentrations de surface aux paramètres liés au zooplancton, aux paramètres liés à la boucle microbienne (reminéralisation et hydrolyse) et à la sédimentation.

Lorsque nous analysons en détails l'influence des différents paramètres (fig. 7.11), nous pouvons noter que toutes les variables biogéochimiques sont sensibles aux paramètres liés à la boucle microbienne et à la sédimentation (μ_d , ρ et w_s). L'influence de ces paramètres, et donc des processus associés, est en accord avec les caractéristiques biogéochimiques de la province oligotrophe considérée et s'explique par la faible production primaire liée à un stock de nutriments très faible dans cette zone et donc une très grande sensibilité aux concentrations en nitrates disponibles dans les couches de surface. Par exemple, une augmentation de 100% du paramètre de reminéralisation (ρ), entraîne une augmentation rapide des concentrations en nitrates et donc influence toute la chaîne trophique modélisée notamment les concentrations en phytoplancton (fig. 7.12).

7.4 Sensibilité selon les différentes provinces biogéochimiques

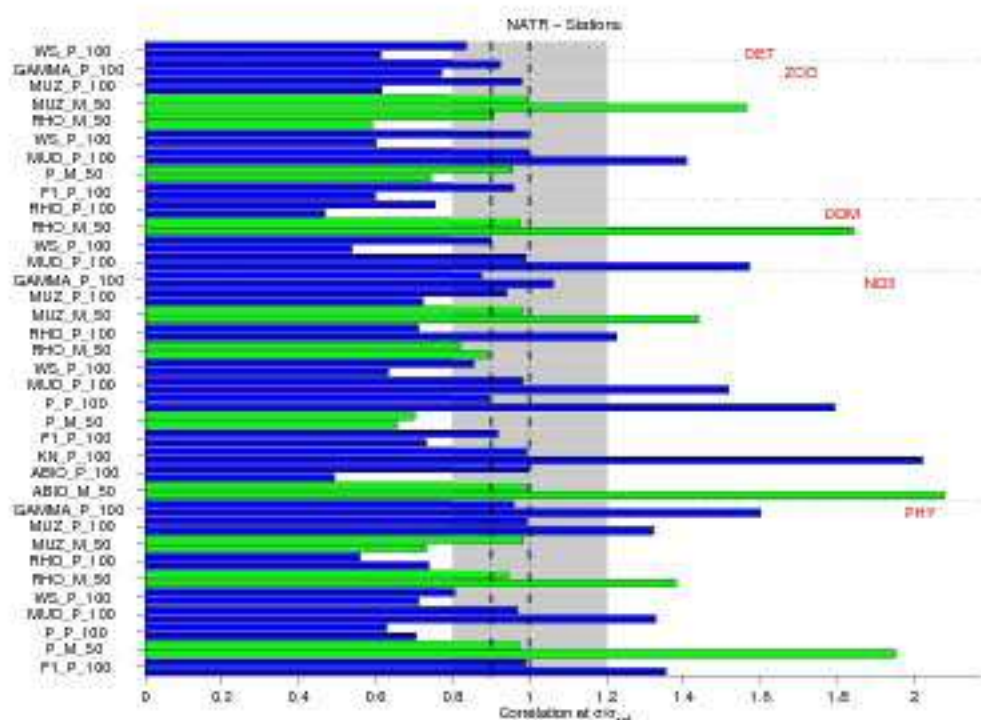


FIG. 7.11 – Histogramme des expériences ayant une influence sur les concentrations des variables biogéochimiques en surface ($\sigma/\sigma_{ref} < 0.8$ ou $\sigma/\sigma_{ref} > 1.2$ ou corrélation < 0.9) pour la Province Tropicale du Gyre Nord Atlantique (NATR). Les lignes horizontales pointillées délimitent les expériences pour les différentes variables biogéochimiques. Pour chaque expérience sont représentés la corrélation (barre du haut) et l'écart-type (barre du bas) correspondant. Les barres bleues et vertes correspondent respectivement aux expériences où le paramètre est perturbé de +100% et de -50% de sa valeur de référence. La zone grisée délimite les écart-types proches de la simulation de référence ($\sigma/\sigma_{ref} \geq 0.8$ et $\sigma/\sigma_{ref} \leq 1.2$) et les lignes pointillées verticales représentent les corrélations égales à 0.9 et à 1.

Les nitrates, le phytoplancton et le zooplancton sont aussi influencés par certains paramètres liés au zooplancton. En particulier, ces trois variables sont sensibles au taux de capture (p) du zooplancton ainsi qu'à la mortalité du zooplancton (μ_z). Le paramètre p intervenant dans l'expression du broutage du zooplancton entraîne des variations importantes des concentrations de surface. Par contre, le taux de broutage maximal (g) ne semble pas avoir d'influence. Cette particularité, propre à cette région s'explique par les faibles concentrations en phytoplancton dans cette région. En effet, la formulation utilisée pour le broutage (Holling type III - voir équation 3.27) entraîne une sensibilité plus importante de ce terme à p qu'à g pour les faibles concentrations de phytoplancton ($G(P) \sim pP^2$ si P est très faible).

7.4 Sensibilité selon les différentes provinces biogéochimiques

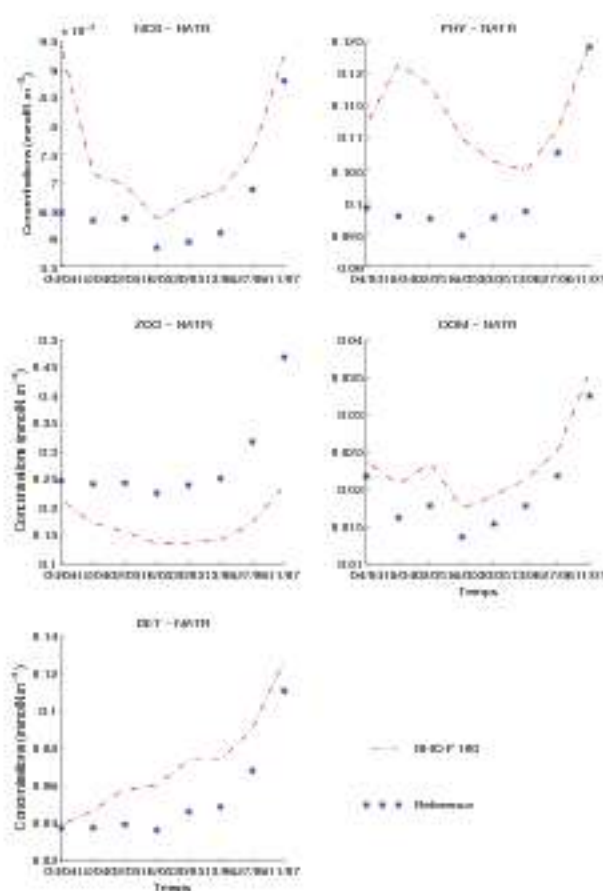


FIG. 7.12 – Séries temporelles sur la période d'étude des concentrations de surface pour les différentes variables biogéochimiques dans la province NATR. Les étoiles bleues représentent la simulation de référence et les courbes pointillées rouges la simulation perturbée pour le paramètre de reminéralisation ρ augmenté de 100%.

Plus au Nord, la Province Subtropicale Ouest du Gyre Nord Atlantique (NASW) présente des concentrations de surface plus influencées par les paramètres associés à la production primaire (fig. 7.13). En effet, nous pouvons remarquer que les concentrations en nitrates et en chlorophylle de surface sont particulièrement sensibles à α (pente initiale de la courbe P - I) et α_{max} (paramètre du taux de croissance maximal du phytoplancton)(fig. 7.14). Ces effets sont directement liés aux caractéristiques de la région NASW qui est plus productive que le gyre oligotrophe de la région NATR grâce à un apport de nutriments plus important. De plus, les concentrations en zooplancton, détritiques et matière organique dissoute restent sensibles aux paramètres de la boucle microbienne et de la sédimentation comme dans la région NATR précédemment décrite.

7.4 Sensibilité selon les différentes provinces biogéochimiques

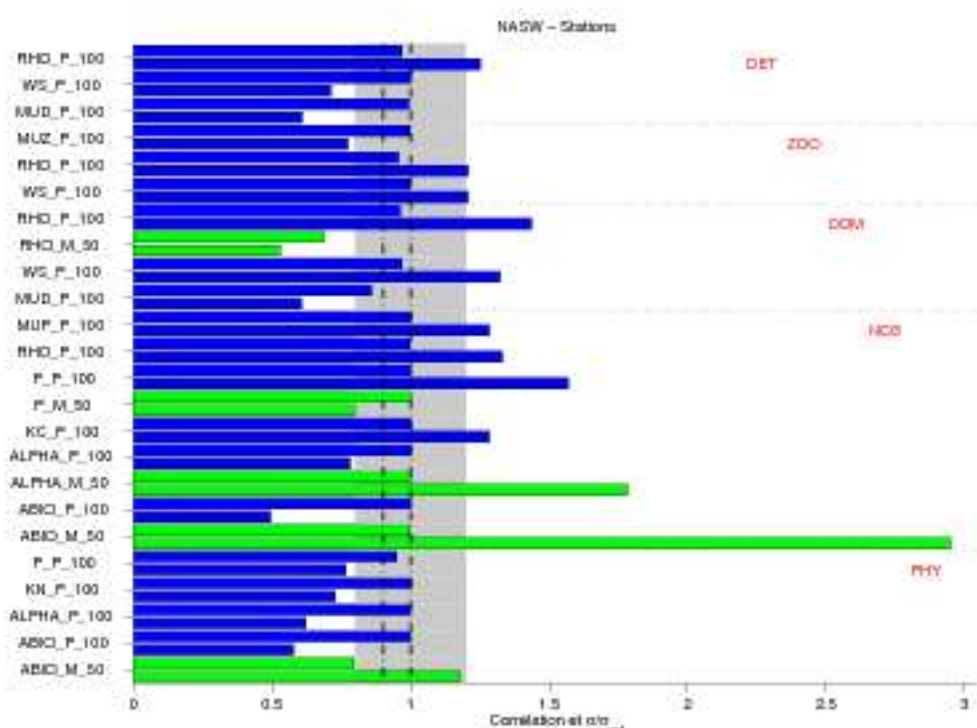


FIG. 7.13 – Histogramme des expériences ayant une influence sur les concentrations des variables biogéochimiques en surface pour la Province Subtropicale Ouest du Gyre Nord Atlantique (NASW) - voir figure 7.11 pour les détails d'interprétation du graphique.

D'autres paramètres comme le paramètre d'atténuation de lumière par le phytoplancton (k_c) et celui lié à la limitation par les nitrates (k_N) apparaissent comme influents respectivement sur les concentrations en nitrates et en chlorophylle mais ils restent en limite du test statistique avec soit des écart-types proches des observations soit des corrélations élevées.

7.4 Sensibilité selon les différentes provinces biogéochimiques

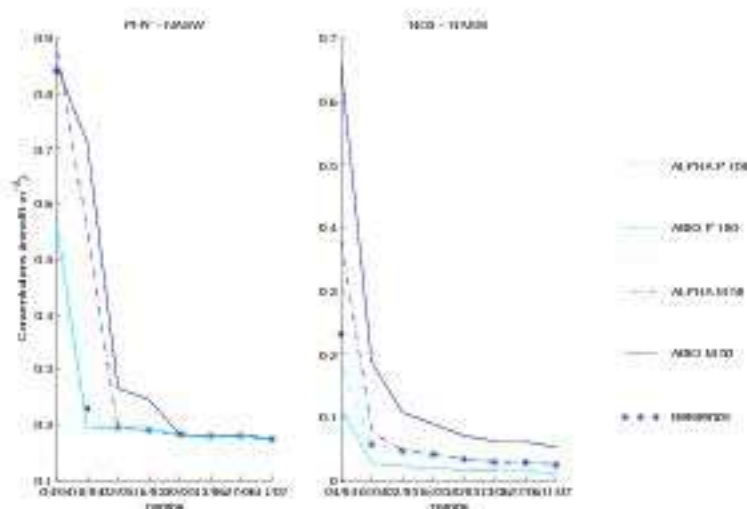


FIG. 7.14 – Séries temporelles sur la période d'étude des concentrations de surface pour le phytoplancton, le zooplancton et les détritux dans la province NASW. Les étoiles bleues représentent la simulation de référence.

La partie Est de la Province Subtropicale du Gyre Nord Atlantique (NASE) est globalement moins riche que la partie Ouest, principalement à cause de l'orientation Sud-Ouest Nord-Est du front de chlorophylle sur la période d'étude (Mars-Juillet 1998). Néanmoins, les résultats des analyses de sensibilité restent comparables à ceux de la NASW. Plus exactement, cette province présente des caractéristiques intermédiaires entre les provinces NATR et NASE. En effet, les paramètres ayant une influence sur les concentrations des détritux, de la matière organique dissoute et du zooplancton sont pratiquement identiques à la NASW avec les paramètres de la boucle microbienne et de la sédimentation. Pour les nitrates, les expériences sensibles sont identiques à celles du NASW avec une apparition du paramètre k_N exprimant l'influence de la limitation par les nitrates sur la production primaire dans cette zone (fig. 7.16).

7.4 Sensibilité selon les différentes provinces biogéochimiques

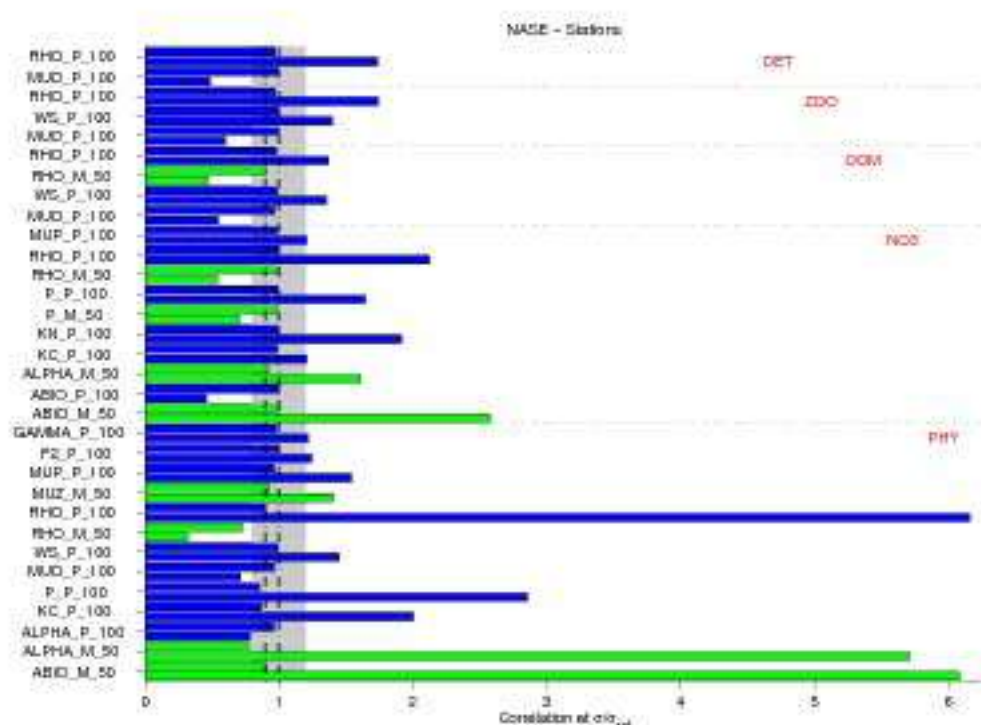


FIG. 7.15 – Histogramme des expériences ayant une influence sur les concentrations des variables biogéochimiques en surface pour la Province Subtropicale Est du Gyre Nord Atlantique (NASE) - voir figure 7.11 pour les détails d'interprétation du graphique.

Enfin, dans cette région, les paramètres influençant les concentrations en chlorophylle de surface sont semblables à ceux de la province NATR avec cependant une plus grande influence des paramètres liés à la production primaire. Cette zone présente donc une faible productivité mais légèrement plus élevée que pour la station oligotrophe de la province NATR.

7.4 Sensibilité selon les différentes provinces biogéochimiques

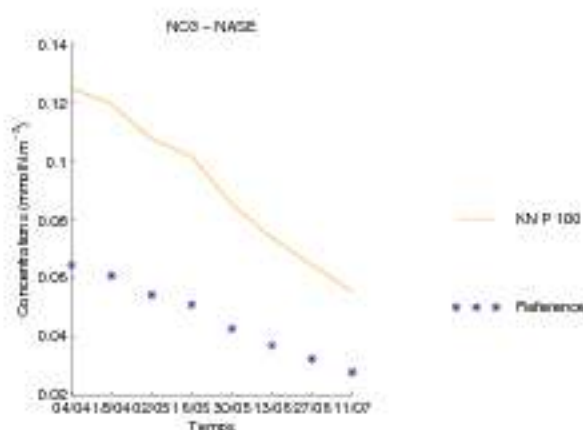


FIG. 7.16 – Séries temporelles sur la période d'étude des concentrations de surface pour les nitrates dans la province NASE. Les étoiles bleues représentent la simulation de référence.

Au Nord de la NASW, la Province du Gulf Stream (GFST) marque le passage vers une province nettement plus productive qui est beaucoup moins limitée par les nitrates. Au niveau des analyses de sensibilité dans cette région (fig. 7.17), cela se traduit par une influence des paramètres de production primaire sur toutes les variables du modèle et par l'apparition du paramètre d'atténuation de la lumière par le phytoplancton qui joue cependant un rôle encore faible dans cette zone. Une production primaire plus importante se traduit par une croissance de la biomasse de phytoplancton qui, par conséquent, influencera la croissance de la biomasse du zooplancton. Ainsi, nous retrouvons le phytoplancton, le zooplancton et les détritiques sensibles à la mortalité du zooplancton et à son taux de capture (influence sur la quantité de phytoplancton broutée) (fig. 7.18). De même la fraction de phytoplancton assimilée par le zooplancton (f_1) a une influence sur le phytoplancton et les détritiques. Il apparaît donc que toutes les variables du modèle biogéochimique sont plus sensibles aux paramètres liés aux termes sources des équations du phytoplancton et du zooplancton en comparaison des provinces moins productives précédemment analysées.

7.4 Sensibilité selon les différentes provinces biogéochimiques

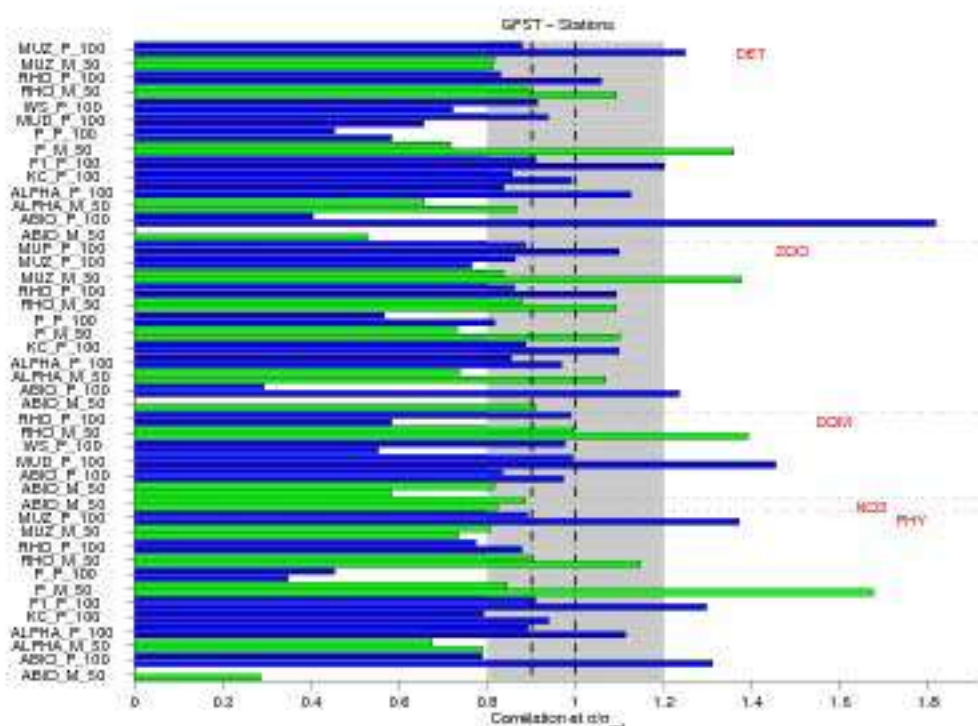


FIG. 7.17 – Histogramme des expériences ayant une influence sur les concentrations des variables biogéochimiques en surface pour la Province du Gulf Stream (GFST) - voir figure 7.11 pour les détails d'interprétation du graphique.

Notons cependant le peu d'influence des paramètres sur les nitrates. Ce résultat s'explique par des concentrations en nitrates de surface plus élevées dans cette région et donc les perturbations sur les paramètres n'ont que peu d'impact sur les concentrations en nitrates.

7.4 Sensibilité selon les différentes provinces biogéochimiques

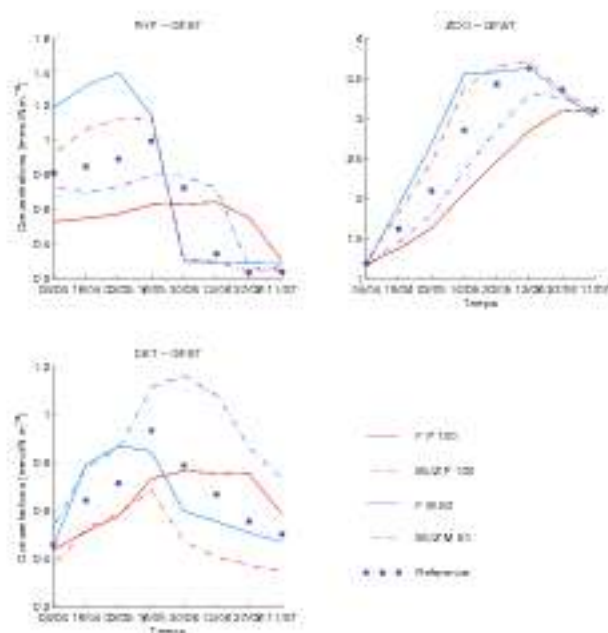


FIG. 7.18 – Séries temporelles sur la période d'étude des concentrations de surface pour le phytoplancton et les nitrates dans la province GFST. Les étoiles bleues représentent la simulation de référence.

Finalement, la province la plus productive analysée est la Province de la Dérive Nord Atlantique (NADR) dans la partie Nord de notre zone d'étude (fig. 7.19). A cette latitude, seuls la matière organique dissoute et les détritiques sont encore influencés par les paramètres de la boucle microbienne et de la sédimentation. Par contre, les concentrations plus élevées en chlorophylle de surface entraînent une pression plus forte du zooplancton qui se traduit par une sensibilité des concentrations de toutes les variables du modèle aux paramètres de broutage du zooplancton. De même, la plupart des variables (Détritiques, Zooplancton, Matière Organique Dissoute et Phytoplancton) sont aussi influencées par la mortalité du zooplancton. Toujours en relation avec la biomasse plus importante, les résultats montrent une influence des paramètres liés au phytoplancton : a_{bio} , α , k_c et f_1 . En conclusion, la province NADR présente une biomasse plus importante se traduisant par une influence plus grande des paramètres intervenant dans les processus liés au phytoplancton et au zooplancton.

Le résultat de ces statistiques a été résumé sur la figure 7.20. Ainsi, nous pouvons noter les paramètres influents sur les concentrations de surface pour les différentes variables biogéochimiques (phytoplancton, zooplancton, détritiques, matière organique dissoute et nitrates). En particulier, apparaît clairement la disparition de l'influence des paramètres de la boucle microbienne et de la sédimentation sur les nitrates et le phytoplancton en allant

7.4 Sensibilité selon les différentes provinces biogéochimiques

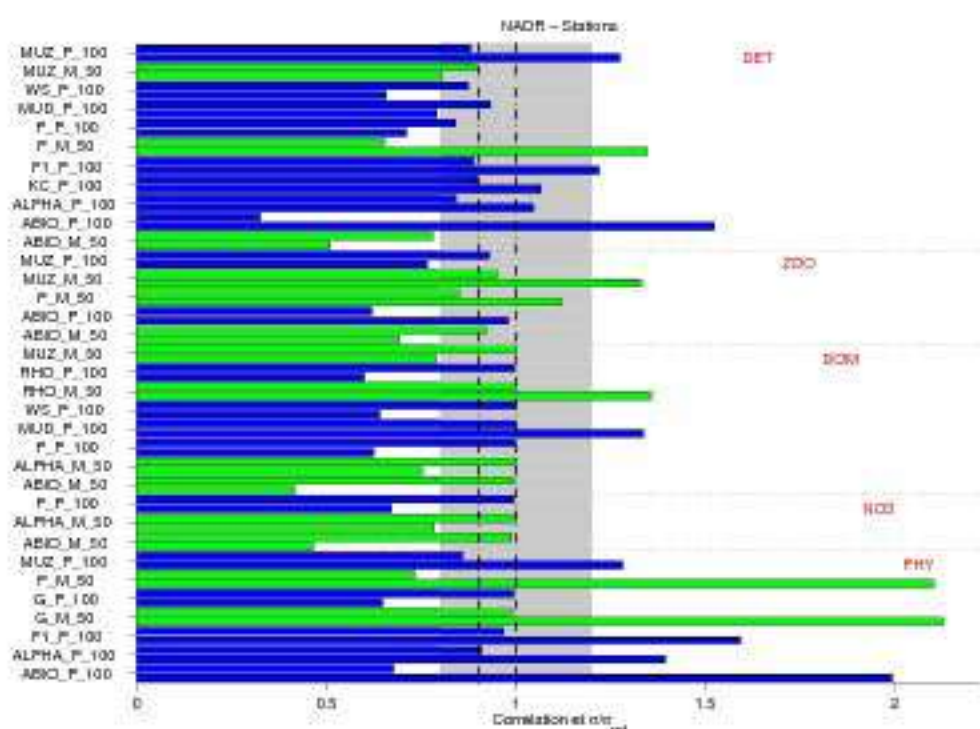


FIG. 7.19 – Histogramme des expériences ayant une influence sur les concentrations des variables biogéochimiques en surface pour la Province de la Dérive Nord Atlantique (NADR) - voir figure 7.11 pour les détails d'interprétation du graphique.

vers le Nord vers des provinces plus riches et plus productives. De même les paramètres liés au zooplancton (broutage et mortalité) ont une influence sur un plus grand nombre de variables biogéochimiques du modèle en allant vers les régions plus productives. Enfin, les paramètres liés à la production primaire, influents quel que soit la province sur les nitrates et le phytoplancton, étendent leurs influences sur les autres variables du modèle biogéochimiques dans les provinces productives (NADR et GFST).

Les résultats de ces expériences de sensibilité aux valeurs des paramètres sont en accord avec les propriétés biogéochimiques des différentes provinces. Cette approche régionale permet donc d'identifier une évolution Sud-Nord des paramètres ayant une influence sur les concentrations de surface qui n'apparaissait pas dans l'étude globale.

Par rapport à l'analyse globale, seul un paramètre n'entraîne pas d'influence significative des concentrations de surface quel que soit la province considérée. Il s'agit de la fraction de phytoplancton exudée (ϵ). Il est par conséquent peu probable qu'une information de surface, de type observation satellite couleur de l'eau, permette de contraindre ce paramètre dans le cadre d'une optimisation des paramètres du modèle de biogéochimie.

7.5 Conclusion

Les différentes analyses de sensibilité réalisées ont apporté de nombreuses informations sur le comportement du modèle biogéochimique suivant les valeurs de ses paramètres.

Tout d'abord, des premières analyses sur les paramètres de la boucle microbienne (hydrolyse + reminéralisation) ont permis d'améliorer de manière significative notre simulation initiale. En effet, une diminution de moitié des taux de reminéralisation et d'hydrolyse a entraîné une réduction des concentrations trop élevées en chlorophylle, en particulier dans le gyre oligotrophe, ainsi qu'une augmentation de l'extension méridienne du gyre (cette dernière était largement sous-estimée dans la première simulation). Cette simulation améliorée, appelée simulation de référence, présente des caractéristiques en meilleur accord avec les données *in situ* et les données satellites de couleur de l'eau.

Sur la base de cette simulation de référence, des études de sensibilité des différentes concentrations de surface aux paramètres du modèle biogéochimique ont été menées. Un nombre limité d'expériences ($\pm 100\%$ et -50% des valeurs initiales), imposé par la durée des simulations et le temps de calcul disponible, a permis de tirer un certain nombre de conclusions. Deux approches différentes ont été réalisées.

Tout d'abord, les résultats des expériences ont été analysés à l'échelle de tout l'océan Atlantique Nord à l'aide de diagrammes de *Taylor* (2001). La conclusion de cette première étape montre une sensibilité des concentrations de surface aux paramètres liés à la production primaire, en particulier a_{bio} , un des paramètres du taux de croissance maximal du phytoplancton et α , la pente initiale de la courbe P-I. La période de bloom choisie pour cette étude correspond à une période de production primaire intense au Nord du gyre oligotrophe. Par conséquent, les influences des paramètres de production primaire sont justifiées. À l'inverse, un petit nombre de paramètres n'a pratiquement pas d'influence sur les concentrations de surface à l'échelle de l'océan Atlantique Nord.

Après cette étude globale, une analyse régionale par province des résultats des expériences a été réalisée. Cette analyse a mis en évidence une variabilité géographique de l'influence des paramètres suivant les provinces considérées. Sur la base de stations choisies à partir des propriétés des provinces de *Longhurst* (1998), nous avons pu montrer que les provinces peu productives et peu enrichies en biomasse (NATR) sont particulièrement sensibles aux paramètres de la boucle microbienne et de la sédimentation. À l'inverse, les régions plus productives (GFST et NADR) sont beaucoup plus sensibles aux paramètres liés à la production primaire (pente initiale de la courbe P-I, taux de croissance maximal du phytoplancton) et au zooplancton (broutage et mortalité). Au travers de cette approche par

7.5 Conclusion

provinces, seul un unique paramètre n'a que peu d'effet sur les concentrations de surface, la fraction de phytoplancton exudée (ϵ).

Si nous nous replaçons dans le contexte d'une optimisation des paramètres du modèle biogéochimique, cette analyse permet simplement de conclure qu'une optimisation des paramètres par région (les paramètres ayant ainsi des valeurs différentes par région) serait plus appropriée qu'une optimisation à l'échelle du bassin au vue de la variabilité spatiale de l'influence des paramètres sur les concentrations de surface. De même, de précédentes études de sensibilité des valeurs des paramètres sur les concentrations en chlorophylle de surface (*Gunson et al.*, 1999) avaient déjà montré par l'analyse de flotteurs lagrangiens à l'aide d'une méthode adjointe une sensibilité variable selon la latitude.

L'analyse détaillée de chacune des provinces montre que le paramètre ϵ ne pourra en aucun cas être contraint par une information de surface. Par contre, tous les autres paramètres ont une influence sur les concentrations de surface au moins dans une des provinces considérées et sur une des variables du modèle biogéochimique. Cela ne signifie pas nécessairement qu'une information de surface pourra contraindre tel ou tel paramètre mais seulement que au moins localement, les concentrations de surface sont sensibles à la valeur du paramètre. Donc nous pouvons raisonnablement envisager que dans ces cas les valeurs des paramètres seront sensibles aux concentrations de surface. De plus le large nombre de paramètres ainsi identifiés peut servir de base à une optimisation afin de réduire cet ensemble jusqu'à obtenir un jeu de paramètres optimisables.

Actuellement, les paramètres du modèle de biogéochimie possèdent des valeurs fixes à l'échelle du bassin. Afin d'améliorer les performances du modèle actuel, une optimisation des paramètres par des informations de surface comme les données couleur de l'eau serait envisageable en utilisant le jeu réduit de paramètres identifiés dans l'étude à l'échelle du bassin soit les dix paramètres correspondant à la totalité des paramètres moins ϵ , f_2 , γ , k_N et μ_F .

Ces études de sensibilité représentent une source importante d'information sur le comportement du modèle suivant les valeurs de ses paramètres. Afin d'affiner cette étude, des expériences supplémentaires sont nécessaires et permettront de préciser l'analyse de l'évolution des concentrations en fonction des différents paramètres suivant les différentes conditions biogéochimiques. De plus, il serait intéressant d'étudier l'influence de ces paramètres sur la production primaire.

Au-delà d'une analyse des concentrations de surface, il serait intéressant d'explorer l'influence des paramètres du modèle sur certains processus comme, par exemple, les ondes de Rossby, thématique centrale de cette thèse. Comme nous l'avons montré dans le chapitre

7.5 Conclusion

5, au Nord de 28°N, la moitié de l'amplitude de la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby serait due à l'advection verticale de nitrates. Ce processus vertical est basé sur une augmentation de la production primaire, détectée par le capteur couleur de l'eau, liée à une intrusion de nitrates dans la couche euphotique. Si nous nous basons sur les résultats des analyses de sensibilité, nous savons que les concentrations en nitrates de surface sont sensibles aux paramètres de production primaire à ces latitudes. Nous pouvons donc en conclure que la signature des ondes de Rossby sur les concentrations en chlorophylle de surface liée à ce processus devrait elle aussi être sensible aux paramètres de production primaire au Nord de 28°N.

Après avoir analysé le comportement du modèle couplé physique / biogéochimie à l'aide de quelques expériences de sensibilité, les processus à l'origine de la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby sont étudiés dans le chapitre suivant.

Chapitre 8

Application de la modélisation couplée aux ondes de Rossby

8.1 Introduction

Après l'analyse de la sensibilité du modèle biogéochimique aux différents paramètres, les simulations effectuées à l'aide du modèle couplé ont été utilisées pour analyser les ondes de Rossby et leurs influences sur le système biogéochimique dans l'océan Atlantique Nord. En effet, l'apport de simulations réalistes permettant de disposer d'une description à trois dimensions de l'océan pour la compréhension des processus associés au passage des ondes de Rossby est essentiel. Ainsi, sur la base des résultats obtenus dans la partie II à l'aide des données satellites, cette nouvelle approche a permis de détailler la contribution des différents mécanismes envisagés (voir section 5.1) sur la signature chlorophyllienne en surface des ondes de Rossby.

Afin de pouvoir analyser ces différents processus, nous avons tout d'abord identifié les ondes de Rossby et déterminé leurs propriétés dans les simulations numériques (section 8.2). Un certain nombre de caractéristiques de base ont été retenues (longueur d'onde, amplitudes, ...) pour une validation des ondes de Rossby à l'aide des données satellites de SLA et des concentrations en chlorophylle de surface.

Dans une seconde partie (section 8.3), deux approches ont été choisies pour l'analyse de l'influence des ondes de Rossby sur le système biogéochimique. D'une part, une approche statistique similaire à celle utilisée avec les données satellites a été appliquée sur les sorties de modèle (section 8.3.1). D'autre part, l'information sur la verticale apportée par la modélisation à 3 dimensions a été exploitée pour analyser les différentes advections verticales et horizontales associées aux passages des ondes (section 8.3.2).

Enfin, l'analyse approfondie des processus verticaux et horizontaux a permis une première

estimation de l'influence des ondes de Rossby sur la production primaire d'après les simulations de notre modèle couplé (section 8.4).

8.2 Ondes de Rossby modélisées et comparaison aux données satellites

8.2.1 Les anomalies de hauteur de la mer

Avant de mesurer les différentes propriétés des ondes de Rossby, nous avons procédé à la détection de ces ondes par l'analyse des anomalies de hauteur de la mer, c'est-à-dire des propagations vers l'Ouest d'anomalies positives et négatives. Les anomalies de hauteur de la mer de la simulation couplée ont été calculées à partir des champs de température, de salinité et de fonction de courant barotrope simulés à l'aide de la relation de 'pression compensation' de *Mellor et Wang (1996)*. Cette formule permet d'estimer la hauteur de la mer (*SSH*) par une somme de la hauteur barotrope (H_{Bar}) et de la hauteur barocline (H_{Dgn}). Elle s'exprime de la manière suivante :

$$SSH \simeq \underbrace{\frac{f\Psi}{gH}}_{H_{Bar}} + \underbrace{\frac{1}{\rho_0} \int_{-H}^0 \rho(z) dz}_{H_{Dgn}} \quad (8.1)$$

Les différents paramètres de l'équation correspondent à la fonction de courant barotrope (Ψ), la hauteur de la colonne d'eau (H) et la densité ($\rho(z)$). La densité de référence ρ_0 est prise égale à $1026.97 \text{ kg.m}^{-3}$ (densité moyenne des océans). Les anomalies de hauteur de mer (SLA) diagnostiquées par le modèle sont alors obtenues en soustrayant en chaque point de l'espace et pour chaque pas de temps considéré (les données moyennées tous les 14 jours ont été utilisées pour l'étude des ondes dans le modèle) une moyenne calculée sur l'année complète 1998. Sur cette SLA simulée, un pré-traitement identique à celui utilisé pour les données de SLA satellites (voir partie II) a été appliqué. En effet, nous avons filtré les SLA simulées à l'aide d'une analyse en ondelettes en ne conservant que les longueurs d'ondes comprises entre 500 et 1000 km (voir méthode dans la section 3.3.1). Ainsi, nous avons pu représenter les diagrammes longitudes/temps pour les différentes latitudes de la zone d'étude (10-40°N - fig. 4.5). Ces diagrammes présentent des propagations distinctes d'anomalies de SLA vers l'Ouest (fig. 8.1) comparables à celles observées grâce aux données satellites (section 4). Trois latitudes, comprises entre 10°N et 40°N, ont été sélectionnées. A ces trois latitudes, les amplitudes semblent nettement plus faibles dans la simulation que dans les observations avec par exemple des extrema proches de 10 cm dans les données et de 3 cm dans le modèle vers 30°N. Une mesure

8.2 Ondes de Rossby modélisées et comparaison aux données satellites

graphique des vitesses simulées comparée à la mesure des vitesses de propagation à l'aide de la transformée de Radon dans les données satellites (voir section 4.5) montre un bon accord entre observations et modélisation. En effet, les vitesses des ondes simulées sont de l'ordre de -4 cm.s^{-1} avec une accélération d'Est en Ouest mesurée à 30.17°N (de -3.5 cm.s^{-1} à -4 cm.s^{-1}). Les observations pour ces mêmes latitudes présentent des vitesses de phase augmentant aussi d'Est en Ouest avec des valeurs comparables (fig. 4.12). Nous notons seulement des vitesses inférieures dans notre simulation pour la latitude 20.55°N où les vitesses simulées sont de l'ordre de -3.9 cm.s^{-1} alors que pour les observations les vitesses restent supérieures à -5.4 cm.s^{-1} .

Parmi les différentes caractéristiques des ondes de Rossby, il est essentiel d'estimer les longueurs d'onde simulées. À l'aide d'une analyse en ondelettes sur les SLA modélisées, nous avons pu extraire des longueurs d'onde moyennes par latitude comme cela a été fait pour les données satellites (voir section 4.3). Ainsi, la figure 8.2 montre des longueurs d'onde majoritairement comprises entre 500 et 1000 km comme cela a été observé à l'aide des données satellites. Cependant, nous devons noter quelques différences par rapport aux observations, avec en particulier des valeurs des longueurs d'onde pouvant excéder 1000 km et atteignant des valeurs inférieures à 500 km. Concernant la variabilité des longueurs d'onde selon la latitude, la simulation présente des valeurs diminuant en allant vers le Nord comme pour les observations. Néanmoins, l'amplitude de cette variation est plus importante dans le modèle avec des longueurs d'ondes décroissantes de $\sim 1400 \text{ km}$ à $\sim 400 \text{ km}$ entre 27°N et 40°N . Pour les mêmes latitudes, les longueurs d'onde mesurées sur les données satellites varient seulement de $\sim 950 \text{ km}$ à $\sim 500 \text{ km}$.

La structure de l'énergie des coefficients en ondelettes extraits en fonction des latitudes est très similaire dans le modèle et dans les observations (fig. 8.2). Cependant les valeurs sont très différentes avec des énergies simulées ~ 10 fois plus faibles que les observations. Cet écart est directement relié aux amplitudes des ondes dans le modèle. Cette énergie modélisée est sous-estimée certainement en raison de la résolution "eddy-permitting" au $1/3^\circ$ du modèle. Une résolution plus fine ou une assimilation de données de SLA pourrait permettre d'améliorer ces différences modèle-observations.

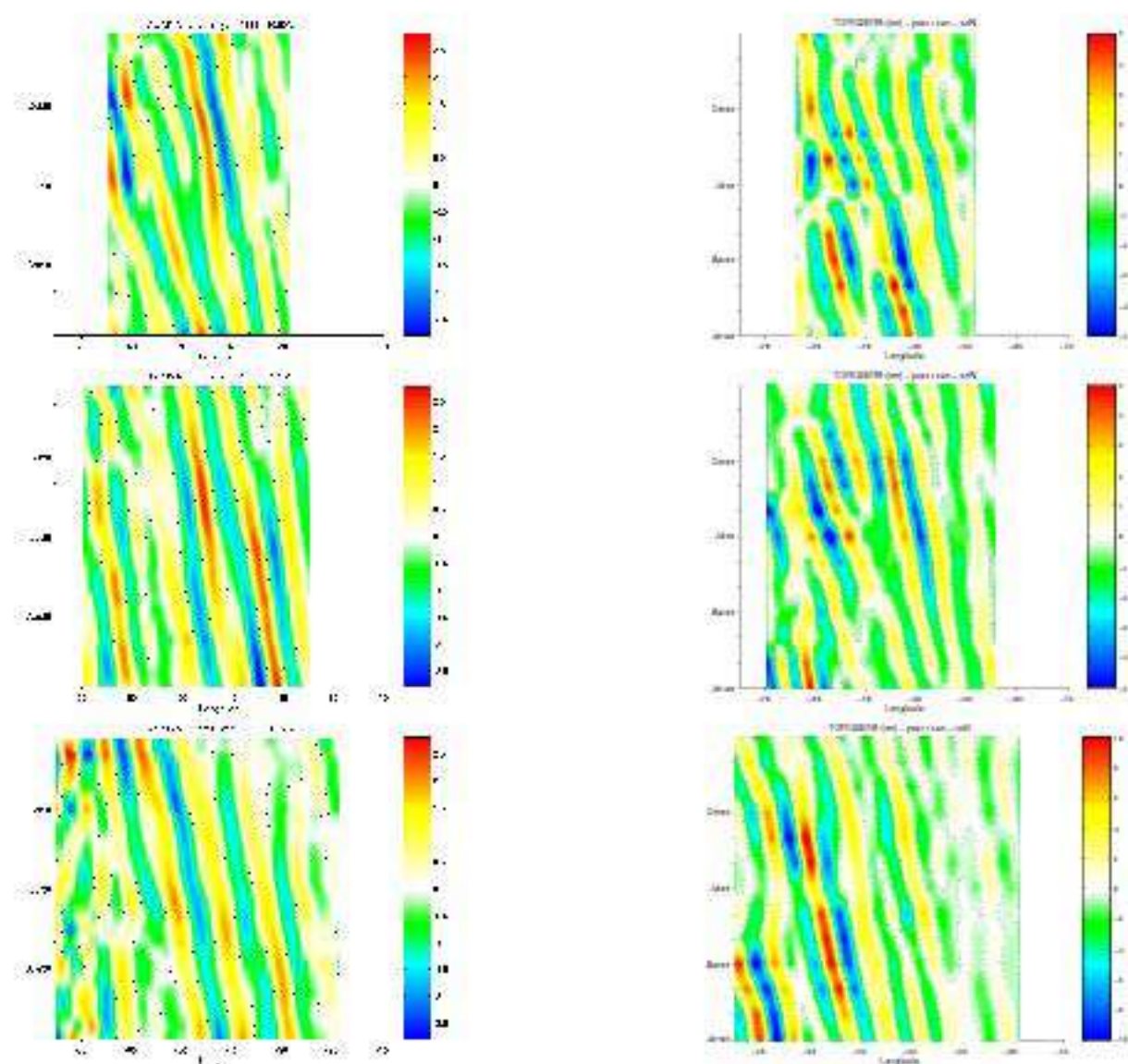


FIG. 8.1 – Diagrammes temps/longitudes de SLA (cm) simulée (gauche) et mesurée à partir des données satellites (droite) pour les latitudes $\sim 20^\circ\text{N}$ (haut), $\sim 25^\circ\text{N}$ (milieu) et $\sim 30^\circ\text{N}$ (bas). Les données ont été filtrées spatialement. Les signaux sont reconstruits pour des longueurs d'onde comprises entre 500 et 1001 km à l'aide d'une analyse en ondelettes.

En effet, comme le montre la figure 8.3, les amplitudes moyennes simulées sont environ deux fois plus faibles que celles des ondes observées à l'aide des données satellites. Par contre, il est intéressant de remarquer que la zone Nord-Ouest d'amplitudes plus élevées est reproduite par le modèle avec cependant une extension plus faible des amplitudes élevées vers l'Est probablement liée à une sous-estimation des énergies du courant de Açores ou à la position trop au Nord du Gulf Stream dans le modèle.

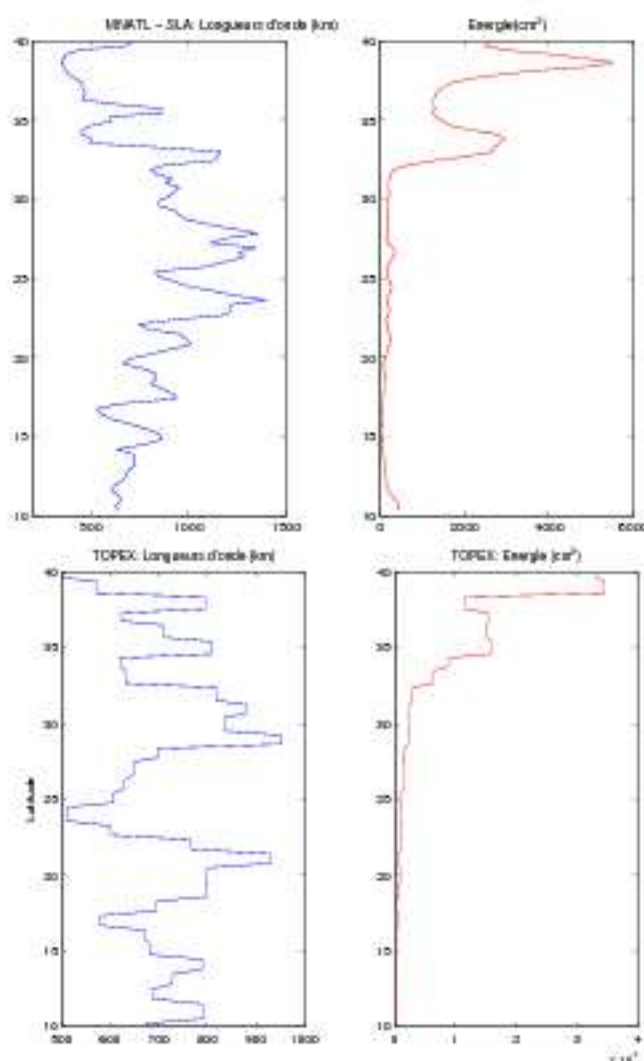


FIG. 8.2 – Les longueurs d’onde sont tout d’abord extraites pour les coefficients en ondelettes maximum pour chaque latitude et chaque mois. Les longueurs d’onde sont alors moyennées dans le temps (gauche). Energie moyenne (dans le temps) associée à ces différents coefficients (droite). Ces données sont extraites de l’analyse spatiale de la SLA simulée (haut) et de la SLA satellite (bas) non filtrées.

8.2.2 Les concentrations en chlorophylle de surface

Afin de compléter cette caractérisation des ondes de Rossby dans les simulations du modèle couplé, nous avons extrait et analysé la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby. Tout d’abord, il est important de signaler que le modèle reproduit une signature

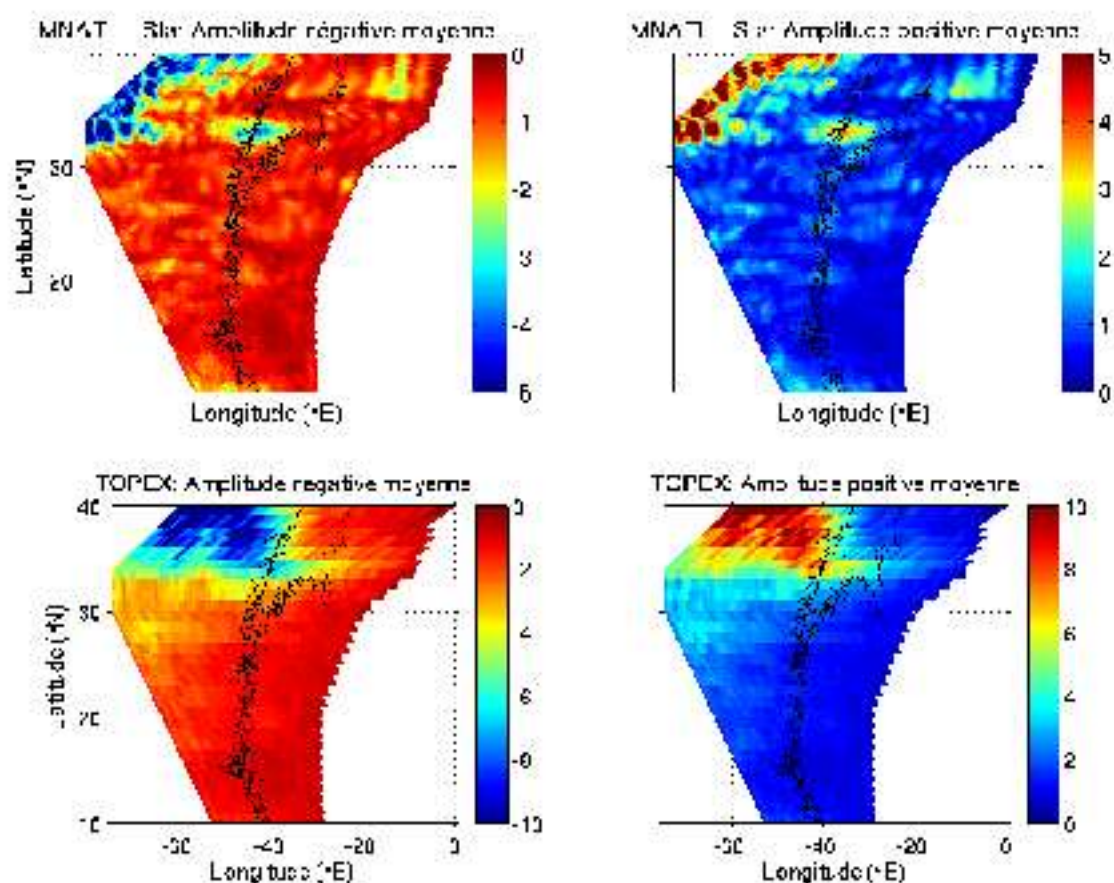


FIG. 8.3 – Amplitudes moyennes négatives (gauche) et positives (droite) des ondes de Rossby d’après la SLA simulée filtrée (haut) et les données altimétriques satellites filtrées (bas). Les contours noirs, correspondant à l’isobathe 3500 m au centre du bassin, représentent la dorsale médio-Atlantique.

des ondes de Rossby sur les concentrations en chlorophylle de surface. Pour preuve, nous avons tracé les diagrammes temps/longitudes (fig. 8.4) pour les mêmes latitudes que celles sélectionnées en SLA. Comme cela était le cas pour les données SeaWiFS, il est plus difficile d’extraire les propagations des ondes de Rossby dans les données de concentrations en chlorophylle et par conséquent, même après filtrage, les propagations restent peu marquées. Seules des analyses statistiques permettent de confirmer la présence des signaux périodiques, signatures des ondes de Rossby. Néanmoins, des propagations sont visibles dans les concentrations en chlorophylle de surface du modèle avec des anomalies plus marquées dans le modèle par rapport aux observations. Cet écart entre l’amplitude des anomalies modélisées et observées est en accord avec les concentrations en chlorophylle trop élevées dans le modèle.

8.2 Ondes de Rossby modélisées et comparaison aux données satellites

A l'exception de 30.17°N où les propagations sont plus difficiles à observer avec un cycle saisonnier important et beaucoup plus fort que la signature des ondes de Rossby, même après filtrage (à l'aide de l'analyse en ondelettes, identique à celui utilisé pour la SLA), le signal reste difficilement observable à ces latitudes au Nord de 30°N .

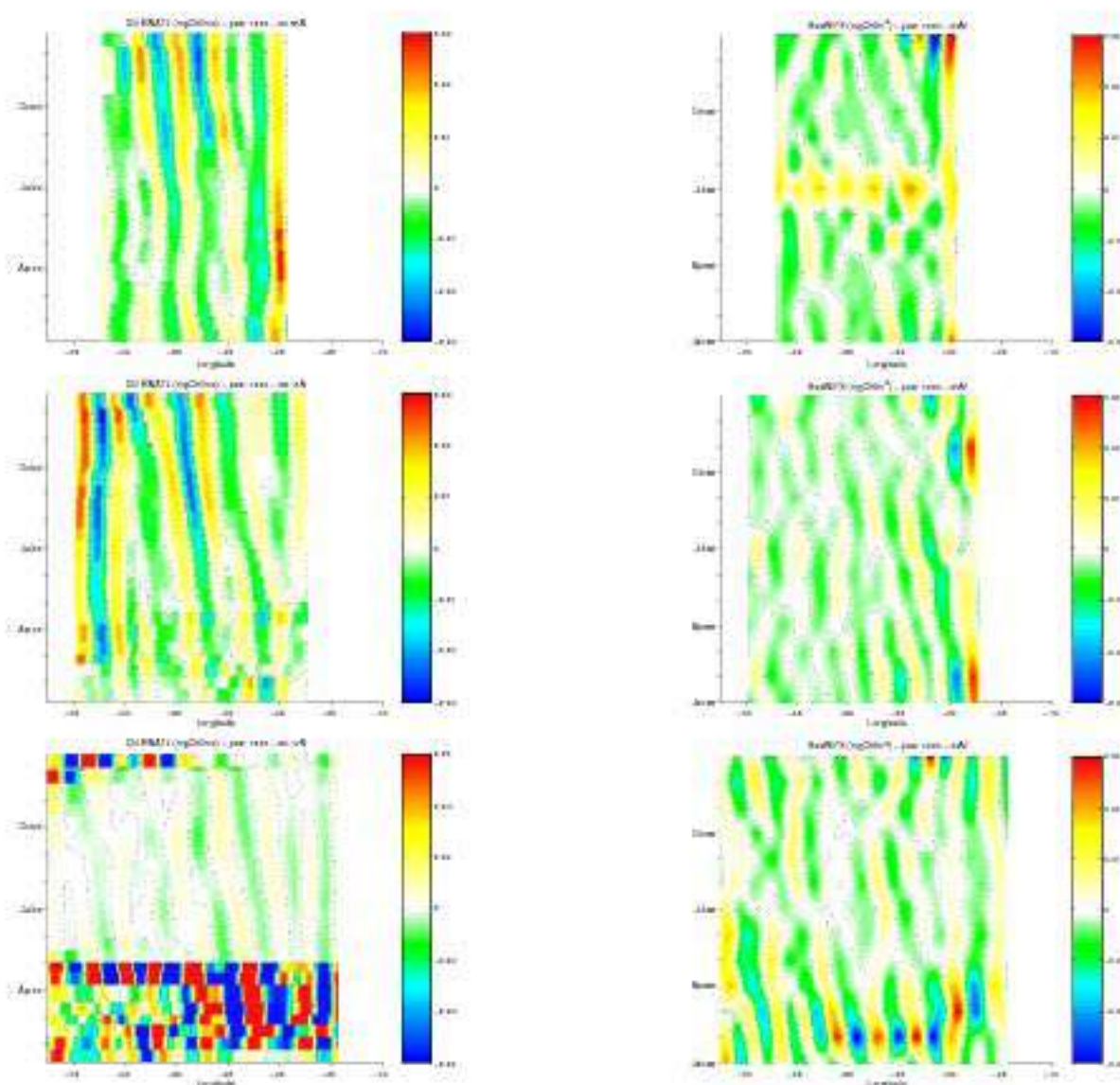


FIG. 8.4 – Diagrammes temps/longitudes de concentrations en chlorophylle de surface (mgChl.m^{-3}) simulées (gauche) et mesurées à partir des données satellites (droite) pour les latitudes $\sim 20^{\circ}\text{N}$ (haut), $\sim 25^{\circ}\text{N}$ (milieu) et $\sim 30^{\circ}\text{N}$ (bas). Les données ont été filtrées spatialement. Les signaux sont reconstruits pour des longueurs d'onde comprises entre 500 et 1001 km à l'aide d'une analyse en ondelettes.

8.2 Ondes de Rossby modélisées et comparaison aux données satellites

Les longueurs d'onde de la signature chlorophyllienne de ces ondes ont aussi été extraites et comparées aux données SeaWiFS (fig. 8.5). La comparaison est néanmoins difficile étant donné la différence de résolution spatiale entre SeaWiFS (0.1°) et le modèle ($1/3^\circ$). Ainsi, les longueurs d'onde extraites sont très bruitées pour les données de couleur de l'eau. Malgré cette différence, nous observons des longueurs d'onde comprises entre 500 et 1000 km (en accord avec la SLA) avec une augmentation des longueurs d'onde dans le modèle jusqu'à 1400 km qui n'est pas observée sur les données satellites. Cette augmentation semble en accord avec un accroissement de l'énergie modélisée à partir d'environ 30°N qui n'apparaît seulement vers 35°N et de manière plus progressive dans les données satellites. Cet écart en latitude semble corrélé avec la limite du gyre oligotrophe trop au Sud dans le modèle couplé. En effet, la signature des ondes de Rossby dans les concentrations en chlorophylle de surface est sensible à la position du front en chlorophylle puisque nous avons montré, dans le chapitre 5, que le processus dominant à ces latitudes était lié à l'advection horizontale des gradients méridiens de chlorophylle.

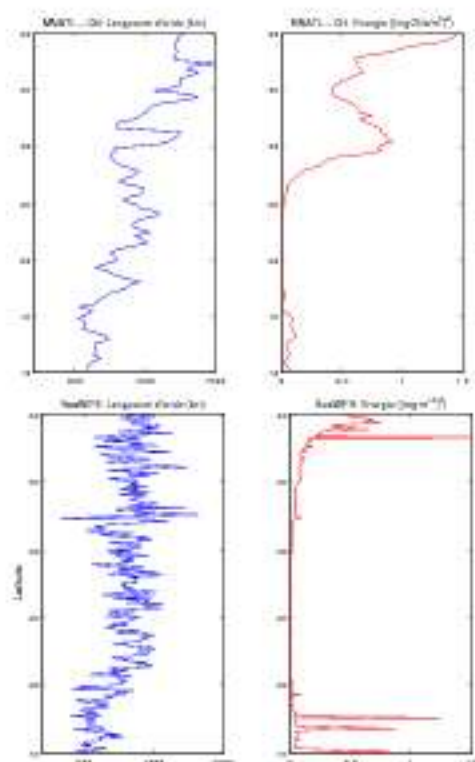


FIG. 8.5 – Les longueurs d’onde sont tout d’abord extraites pour les coefficients en ondelettes maximum pour chaque latitude et chaque mois. Les longueurs d’onde sont alors moyennées dans le temps (gauche). Energie associée à ces différents coefficients (droite). Ces données sont extraites de l’analyse spatiale de la chlorophylle simulée (haut) et des données SeaWiFS (bas) non filtrées.

Ces analyses ont permis d’identifier et de caractériser les ondes de Rossby dans les champs simulés (SLA et chlorophylle) du modèle couplé. Les propriétés des ondes sont bien reproduites par le modèle à l’exception de décalages en latitude liés à la position du Gulf Stream pour la SLA et à la position du front pour les concentrations en chlorophylle.

8.3 Identification des processus à l'origine de la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby

8.3.1 Par l'analyse du déphasage entre les signaux en SLA et en chlorophylle

Afin de comprendre les mécanismes expliquant l'influence des ondes de Rossby sur les concentrations en chlorophylle de surface modélisées, nous nous sommes basés, dans un premier temps, sur l'analyse des déphasages entre SLA et concentrations en chlorophylle qui a été précédemment réalisée à l'aide des données satellites (voir section 5.3). Cette approche, centrée sur une connaissance *a priori* des déphasages associés aux différents processus (voir section 5), est appliquée aux champs de surface simulés. Ainsi, après un filtrage à l'aide d'une analyse en ondelettes des champs modélisés et un calcul des relations de phase entre les deux variables (SLA et concentrations en chlorophylle) avec une analyse en ondelettes croisées, nous obtenons la carte des relations de phase représentée sur la figure 8.6b. Une moyenne temporelle des phases obtenues avec les ondelettes croisées a été effectuée aussi bien pour les champs simulés que pour les données satellites. Ces deux cartes (fig. 8.6a et 8.6b) sont comparées à l'analyse spectrale de Fourier réalisée par *Killworth et al.* (2004) (fig. 8.6c).

Les déphasages reproduits par le modèle (fig. 8.6b) peuvent être divisés en trois zones différentes. Entre 10°N et 15°N ainsi qu'entre 35°N et 40°N , il est difficile de déterminer des phases dominantes. Entre 15°N et 23°N , les relations de phases sont comprises entre 0 et $-\pi/2$. Enfin entre 23°N et 35°N , nous observons des valeurs comprises entre $\pi/2$ et π . En nous basant sur les relations théoriques entre déphasages et processus de *Killworth et al.* (2004) (fig. 5.8), nous pouvons conclure pour les latitudes comprises entre 15°N et 23°N que les relations de phases sont en accord avec le mécanisme d'advection horizontale des gradients méridiens de chlorophylle. A l'opposé, de 23°N à 35°N , les relations de phase ne permettent pas de distinguer les processus verticaux et horizontaux. Ces résultats, suggérant une contribution plus importante de l'advection horizontale au Sud et une contribution des processus verticaux et horizontaux au Nord, sont en accord avec les résultats obtenus à l'aide des données satellites (voir section 5) et par *Killworth et al.* (2004). Une étude complémentaire à l'aide d'un modèle théorique (voir section 5.4) et basée sur les déphasages et les amplitudes des signaux a d'ailleurs confirmé la contribution plus importante de l'advection horizontale au Sud et la contribution équivalente des advections verticale de nitrates et horizontale de gradients de chlorophylle au Nord. Cependant, la zone de déphasages compris entre $\pi/2$ et π est située plus au Sud dans le modèle avec une limite inférieure vers 23°N donc 5° plus au Sud par rapport aux données

8.3 Identification des processus à l'origine de la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby

satellites (28°N). Ce décalage vers le Sud est corrélé avec la position du front trop au Sud dans le modèle. Nous pouvons donc en déduire que la contribution de l'advection verticale de nitrates est plus importante au Nord du front.

Concernant la partie des déphasages compris entre 0 et $-\pi/2$, il semble que son extension vers le Sud soit moins importante dans le modèle avec l'apparition de phases proches de π au Sud de 15°N . Cette différence avec les observations satellites pourrait être liée à une contribution supplémentaire du processus vertical de remontée du pic de chlorophylle qui deviendrait dominante dans cette zone. En effet, cette hypothèse se justifie par l'apparition de phases en accord avec un processus vertical et par un maximum de chlorophylle de subsurface moins profond dans le modèle qui serait plus visible en surface au moment des remontées des isopycnes liées au passage de l'onde de Rossby.

Cette analyse des déphasages amène aux mêmes conclusions que l'étude précédente sur les données satellites avec des différences géographiques en accord avec les biais du modèle couplé décrits précédemment (voir section 6). Afin d'approfondir la compréhension et l'effet de ces différents mécanismes sur les concentrations en chlorophylle de surface, nous avons étudié les advections verticales (de nitrate et de phytoplancton) et horizontale (de phytoplancton) simulées.

8.3 Identification des processus à l'origine de la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby

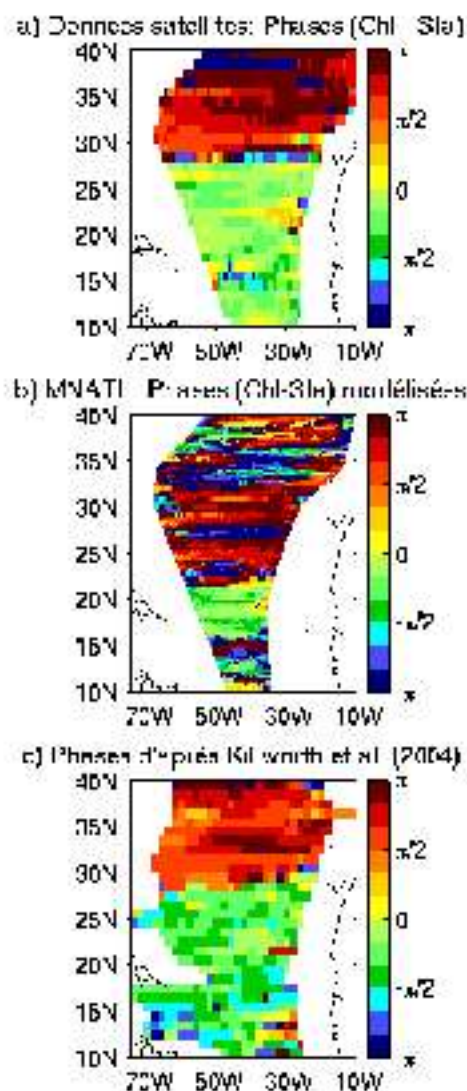


FIG. 8.6 – Relations de phase spatiale entre concentrations en chlorophylle et SLA moyennées dans le temps à partir de l'analyse en ondelettes croisées des données satellites (a), à partir de l'analyse en ondelettes croisées de la simulation du modèle couplé (b) et à partir de l'analyse spectrale de Fourier (c) réalisée par *Killworth et al.* (2004).

8.3.2 Etudes des advections modélisées

Le modèle couplé à trois dimensions permet une analyse détaillée des advections verticales et horizontales des différentes variables du modèle biogéochimique. Sur la base des trois hypothèses énoncées pour expliquer la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby (voir section 5.1), nous nous sommes concentrés sur l'analyse de trois principaux termes

8.3 Identification des processus à l'origine de la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby

d'advection permettant de tester ces différents mécanismes : l'advection méridienne de phytoplancton ($v \frac{\partial F}{\partial y}$), l'advection verticale de phytoplancton ($w \frac{\partial F}{\partial z}$) et l'advection verticale de nitrates ($w \frac{\partial N}{\partial z}$). Ces trois éléments simulés ont été extraits et comparés aux concentrations en chlorophylle de surface.

Les champs de concentrations en chlorophylle moyennés sur 14 jours et filtrés (offrant une résolution temporelle suffisante pour l'analyse des ondes de Rossby), représentés sous forme de diagrammes longitudes/temps, présentent des propagations distinctes ayant été identifiées comme des signatures d'ondes de Rossby (voir section 8.2.2). A partir de ces représentations graphiques, nous avons extrait huit zones (limitées en longitude et en temps pour des latitudes données) afin d'effectuer une analyse plus fine des différents termes d'advection et de leurs influences sur la concentration en chlorophylle au passage de l'onde. Ces zones, représentées sur la figure 8.7, ont été déterminées de manière empirique sur des critères d'intensité de la signature des ondes en chlorophylle et de netteté des signaux.

Pour chaque zone, les différents termes d'advection ont été analysés en détail et ont été comparés à la signature chlorophyllienne de l'onde à l'aide d'une approche unidimensionnelle pour chaque pas de temps à une latitude donnée. Cette comparaison est basée sur une analyse de la corrélation et du déphasage entre les termes d'advection et les concentrations en chlorophylle filtrées. En effet, nous considérons que le terme advectif associé au passage de l'onde sera influent sur les concentrations en chlorophylle lorsque la corrélation est maximale et le déphasage minimal. Auparavant, un filtrage des advections verticales et horizontales a été nécessaire afin de les comparer à la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby. En effet, les advections, exprimées en $mmolN.m^{-3}.s^{-1}$, présentent des valeurs très faibles pour un niveau vertical donné. De plus, les advections verticales sont pratiquement nulles à l'interface océan-atmosphère en relation avec les conditions limites de surface associées à l'hypothèse de toit rigide. Après avoir observé ces advections sur les différents niveaux verticaux, nous avons opté pour un filtrage en ondelettes (reconstruction du signal pour les longueurs d'onde comprises entre 500 et 1000 km - voir section II) à partir du niveau 3 (30.21 mètres) sur les advections centrées réduites¹ pour chaque latitude. Enfin, pour chaque bande de latitude, la valeur minimale de la profondeur de la couche de mélange a été déterminée et les données filtrées ont été intégrées sur cette profondeur. Nous présentons ici trois types de situations modélisées.

¹Les données centrées réduites sont obtenues par soustraction de la moyenne et division par l'écart-type. Elles entraînent par conséquent une adimensionnalisation des données.

8.3 Identification des processus à l'origine de la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby

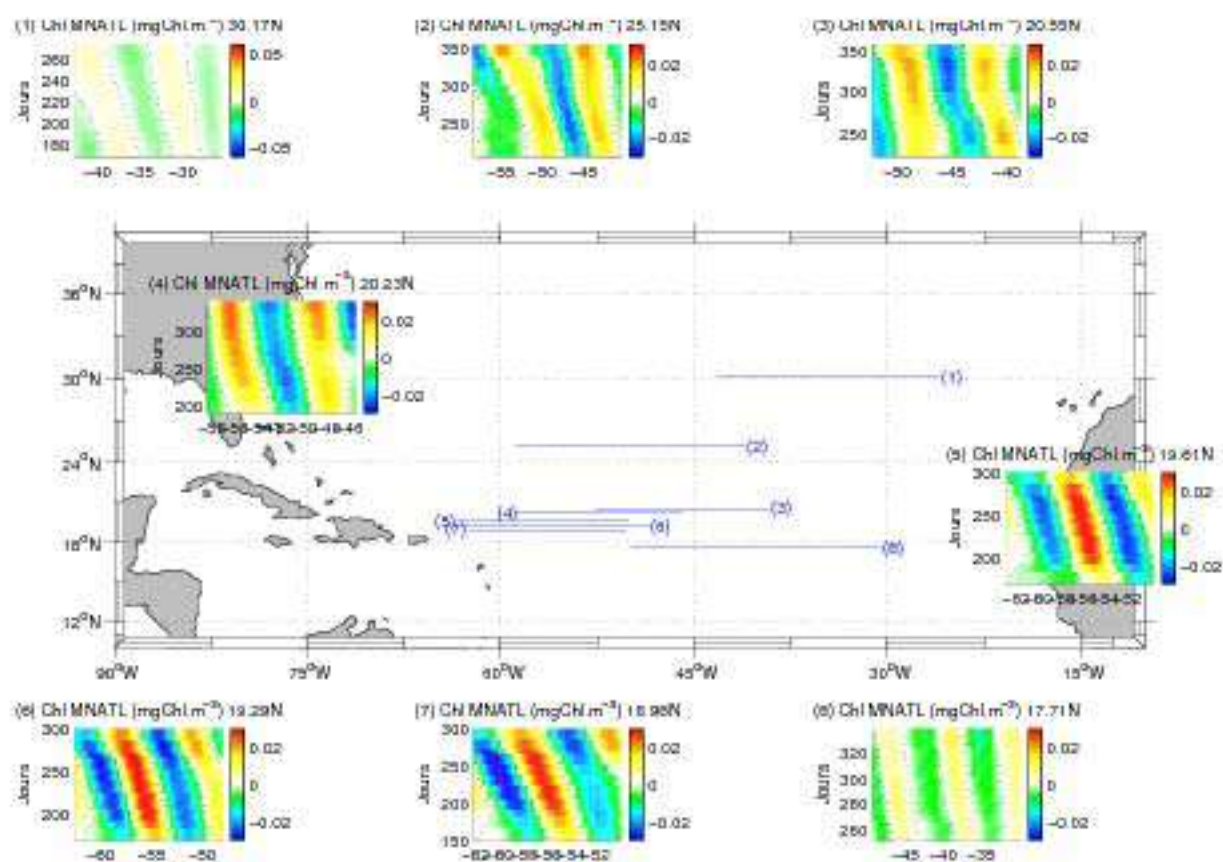


FIG. 8.7 – Positions géographiques des huit zones sélectionnées et diagrammes longitudinaux/temps de concentrations en chlorophylle de surface filtrées associées à chaque zone sur la période d'analyse.

Tout d'abord, pour la zone 8 (fig. 8.7), à 17.71°N entre 30.4°W et 50°W en moyenne sur les 14 jours précédant le 28 Novembre 1998, nous observons la signature spatiale d'une onde de Rossby sur les concentrations en chlorophylle de surface ayant une amplitude de l'ordre de $0.01 \text{ mgChl.m}^{-3}$ (fig. 8.8). L'advection horizontale de phytoplancton, intégrée sur la couche de mélange, présente des variations en accord avec les concentrations en chlorophylle avec un maximum vers 40°W encadré par deux minimums symétriques. Le même type de structure est aussi observé sur l'advection verticale de nitrates avec cependant une amplitude beaucoup plus faible. Lorsque nous sommes les différents termes d'advections par paires, nous constatons que les concentrations en chlorophylle de surface et la somme des signaux en advection verticale de nitrates et en advection horizontale de phytoplancton présentent des variations identiques, en particulier au niveau du maximum central.

8.3 Identification des processus à l'origine de la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby

En terme de corrélation entre les termes d'advection et les concentrations en chlorophylle, le signal le mieux corrélé avec le signal chlorophyllien est l'advection horizontale de phytoplancton seule présentant des corrélations supérieures à 0.5 (fig. 8.9) avec un léger déphasage d'environ 23 *km*. Lorsque cette advection horizontale est combinée avec un autre processus, la corrélation diminue fortement.

L'advection horizontale méridienne semble donc expliquer la majeure partie du signal en chlorophylle de surface dans cette zone. Dans un premier temps, nous n'avons pas analysé les influences des puits (broutage du zooplancton et mortalité du phytoplancton) pouvant aussi avoir un effet sur les concentrations en chlorophylle aux échelles spatiales des ondes de Rossby et aussi le décalage spatial entre les termes d'advection et la signature en chlorophylle des ondes.

8.3 Identification des processus à l'origine de la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby

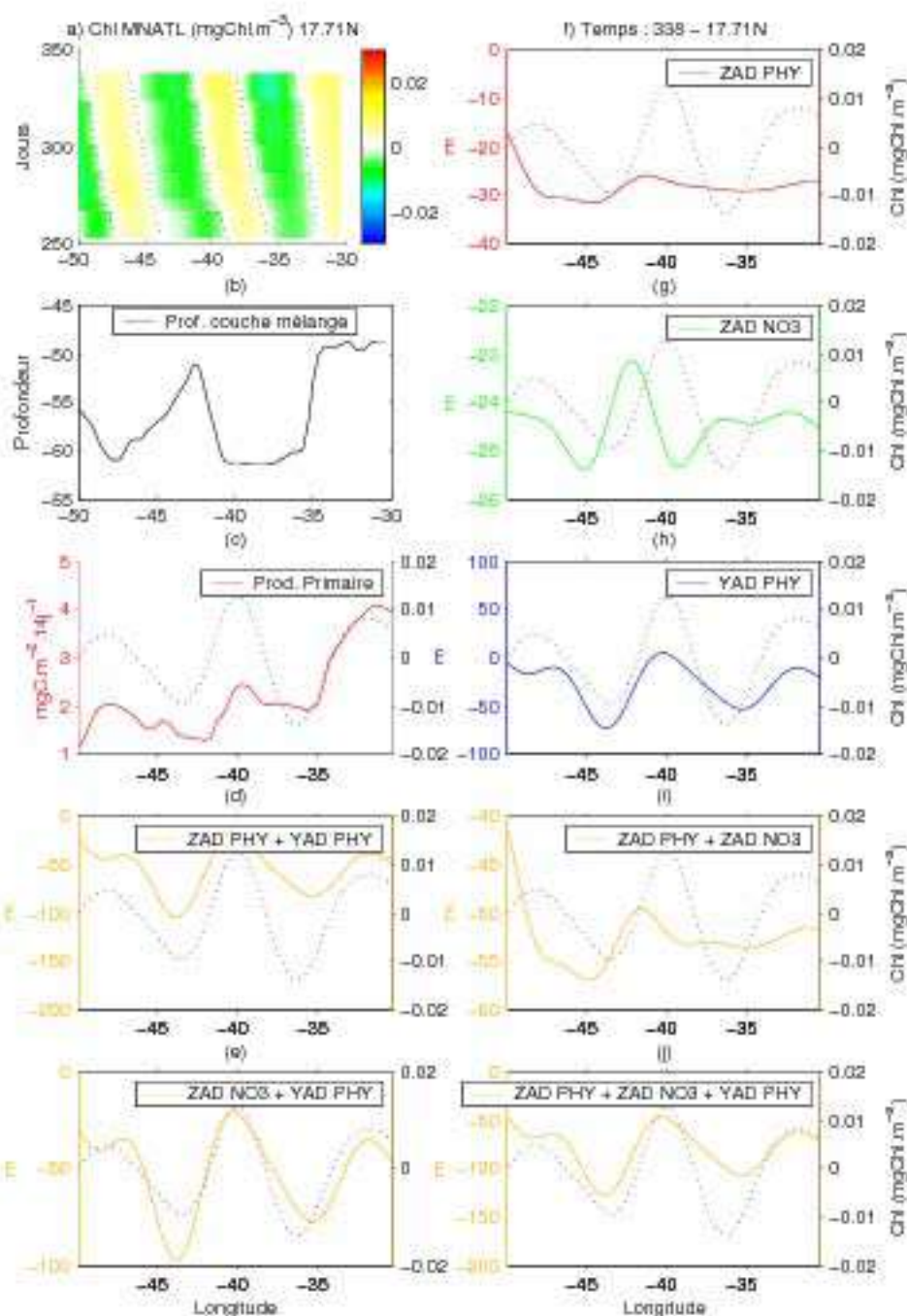


FIG. 8.8 – Analyse des termes d'advection et comparaison avec les concentrations en chlorophylle de surface à 17.71°N entre 30.4°W et 50°W le 28 Novembre 1998. a) Diagramme longitudes/temps de concentrations en chlorophylle de surface filtrées correspondant à la zone spatio-temporelle considérée. b) Profondeur de la couche de mélange pour le pas de temps considéré. c) Production primaire exprimée en $\text{mgC.m}^{-2}.(14\text{j})^{-1}$ (intégrée sur les 9 premiers niveaux verticaux jusqu'à 112.76 m). Sur ce dernier graphique ainsi que sur les suivants, la ligne noire pointillée représente les concentrations en chlorophylle de surface pour le pas de temps considéré. Les courbes colorées (d à j) représentent les différents termes d'advection ainsi que différentes combinaisons linéaires (la somme de ces termes deux à deux puis la somme des trois termes). ZAD PHY signifie advection verticale de phytoplancton, ZAD NO3 advection verticale de nitrates et YAD PHY advection méridienne de phytoplancton. Ces termes intégrés sur 112.76 m de profondeur sont exprimés en mètres.

8.3 Identification des processus à l'origine de la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby

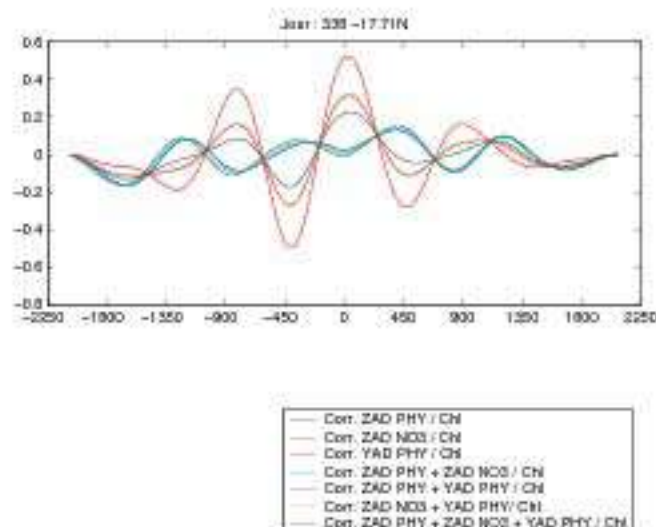


FIG. 8.9 – Corrélations entre les différentes combinaisons des termes d'advection et les concentrations en chlorophylle pour le cas considéré correspondant à la figure 8.8. L'axe des abscisses représente le décalage nécessaire entre les concentrations en chlorophylle et les advections (exprimé en km) pour obtenir une corrélation maximale.

Lorsque nous nous plaçons légèrement plus au Nord (zone 5) à 19.61°N et pour une période plus estivale (Juillet 1998), nous observons une relation légèrement différente entre les concentrations en chlorophylle et les advections (fig. 8.10). En effet, dans cette zone, même si l'advection méridienne est toujours dominante en amplitude, il semble que l'ajout de l'advection verticale de nitrates contribue à l'obtention d'un signal lié aux termes advectifs mieux corrélé et moins déphasé avec la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby. Ainsi, une forte corrélation d'environ 0.85 (fig. 8.11) est observée sans déphasage entre la combinaison de l'advection verticale de nitrates et de l'advection méridienne de phytoplancton et les concentrations en chlorophylle. Une corrélation légèrement plus élevée (~ 0.9) est observée lorsque nous rajoutons le processus d'advection verticale de phytoplancton mais il semble que ce processus entraîne aussi un léger déphasage.

Nous pouvons donc conclure qu'à cette latitude, l'advection méridienne reste dominante avec cependant une influence de l'advection verticale de nitrates entraînant un meilleur accord entre les concentrations en chlorophylle et le signal résultant des termes d'advection.

8.3 Identification des processus à l'origine de la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby

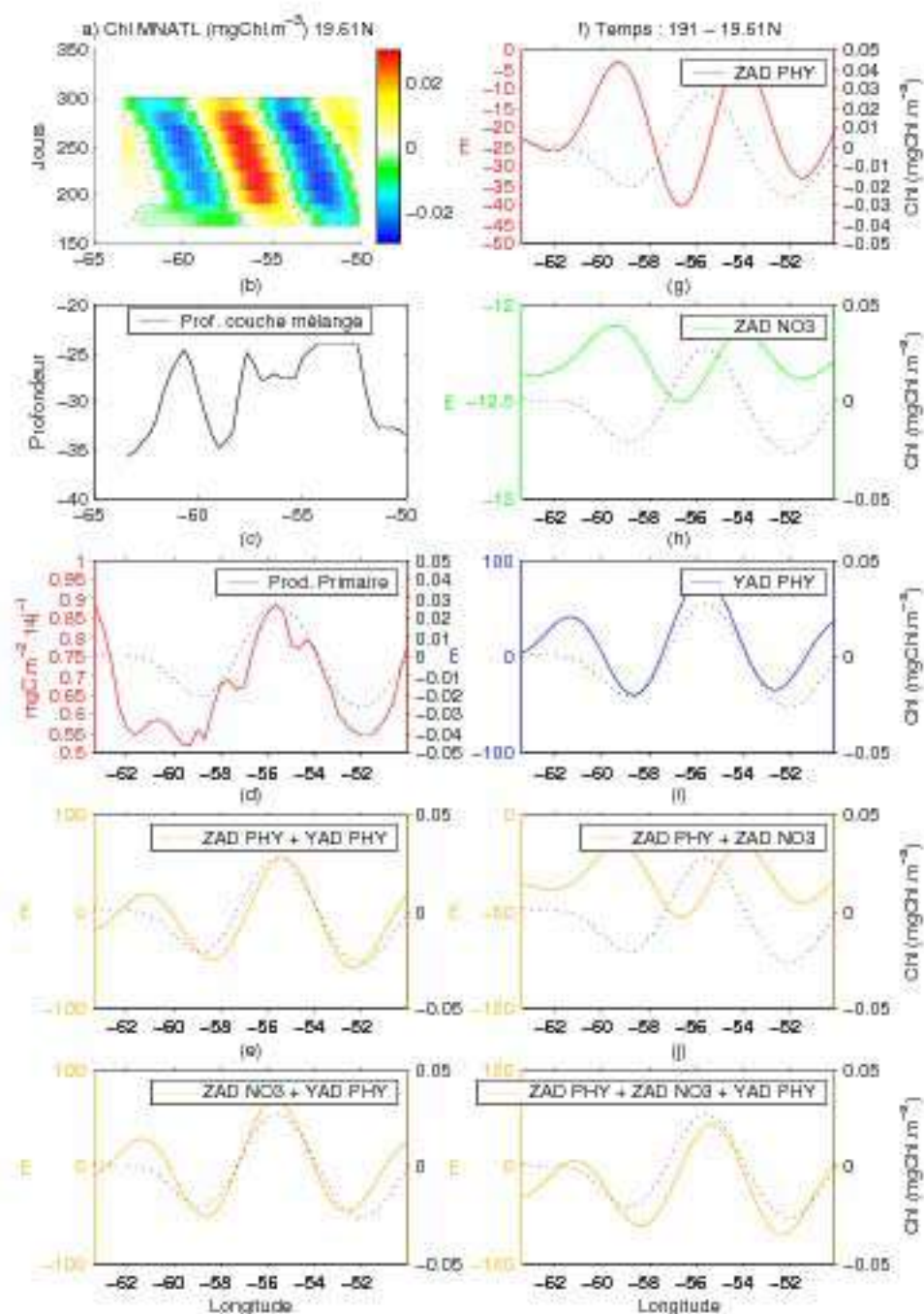


FIG. 8.10 – Analyse des termes d'advection et comparaison avec les concentrations en chlorophylle de surface à la latitude 19.61°N entre 50.1°W et 63.4°W le 11 Juillet 1998. Les graphiques (a) à (j) représentent les mêmes termes que pour la figure 8.8.

8.3 Identification des processus à l'origine de la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby

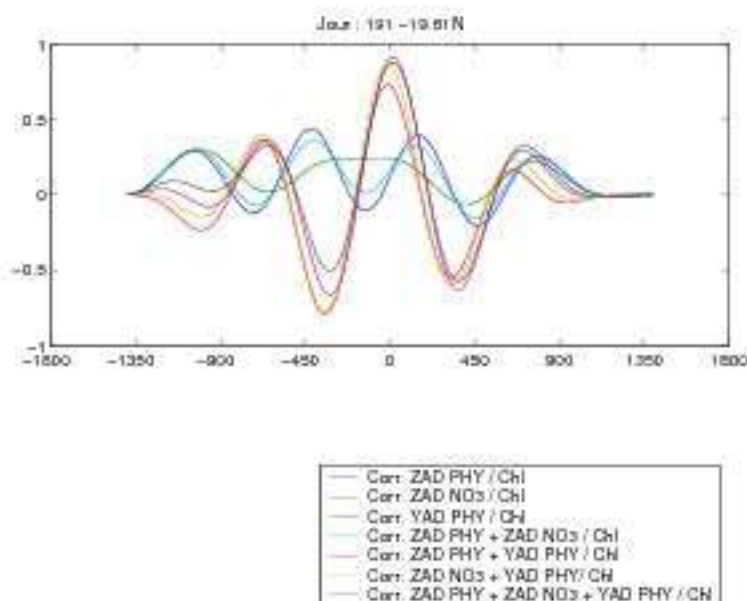


FIG. 8.11 – Corrélations entre les différentes combinaisons des termes d'advection et les concentrations en chlorophylle pour le cas considéré correspondant à la figure 8.10. L'axe des abscisses représente le décalage nécessaire entre les concentrations en chlorophylle et les advections (exprimé en km) pour obtenir une corrélation maximale.

Finalement, nous avons sélectionné un dernier cas (zone 4) situé à la latitude 20.23°N en Automne 1998. Cette zone, malgré sa proximité spatiale (mais pour une fenêtre temporelle différente) avec le cas précédent, présente une advection verticale intégrée de phytoplancton nettement plus intense que les autres termes d'advection décrits (fig. 8.12) qui, de plus, est très bien corrélée avec les concentrations en chlorophylle de surface. Par conséquent, nous observons une très nette influence de cette advection verticale lorsqu'elle est sommée avec des advections différentes. Les courbes ZAD PHY², (ZAD PHY + YAD PHY³), (ZAD PHY + ZAD NO3⁴) et (ZAD PHY + ZAD NO3 + YAD PHY) sont très similaires. Ainsi, nous mesurons des corrélations supérieures à 0.8 non déphasées entre l'advection verticale de phytoplancton (sommée ou pas avec d'autres termes d'advection) et les concentrations en chlorophylle.

²ZAD PHY : Advection verticale de phytoplancton

³YAD PHY : Advection méridienne de phytoplancton

⁴ZAD NO3 : Advection verticale de nitrates

8.3 Identification des processus à l'origine de la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby

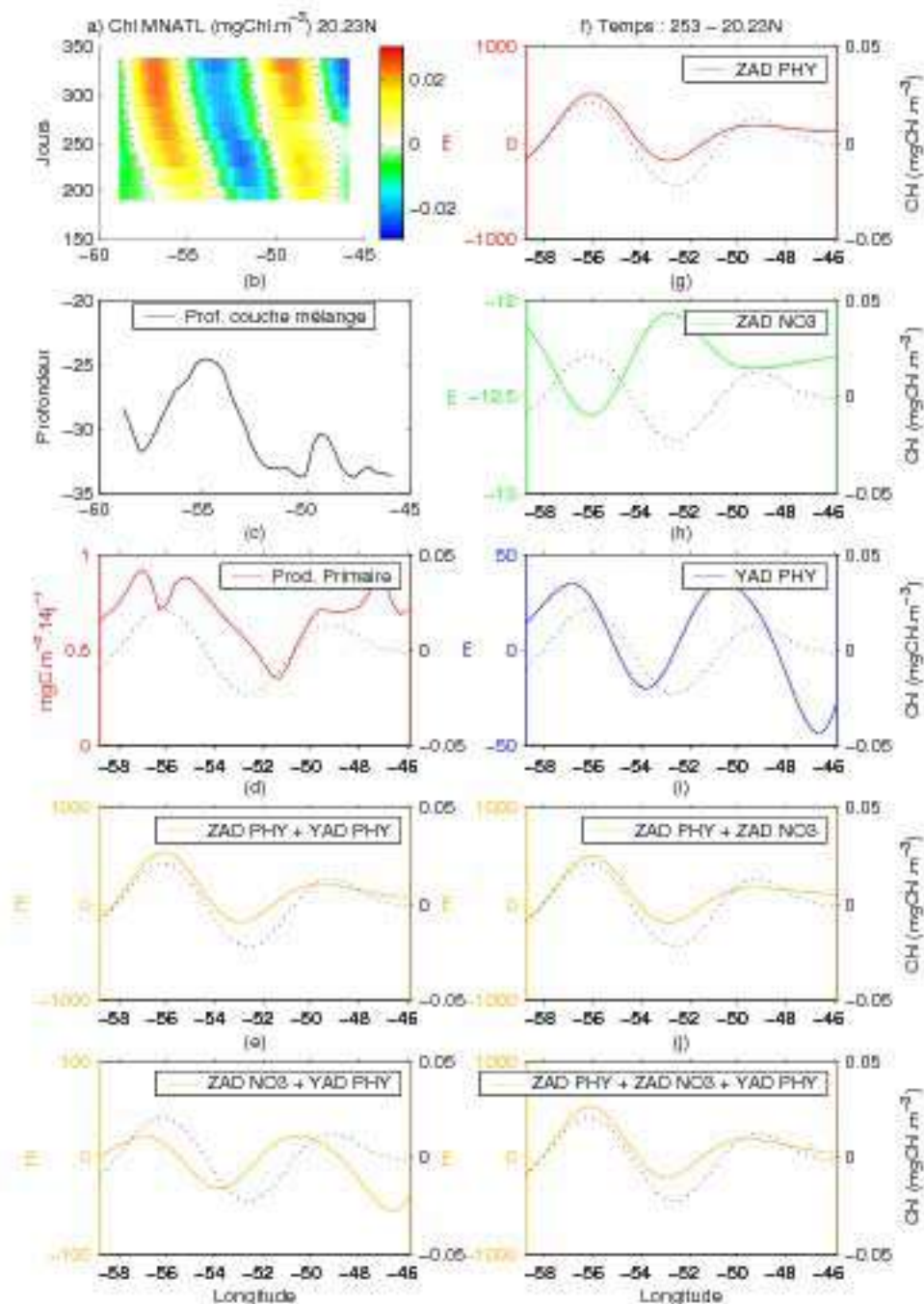


FIG. 8.12 – Analyse des termes d'advection et comparaison avec les concentrations en chlorophylle de surface à la latitude 20.23°N entre 58.8°W et 45.9°W le 5 Septembre 1998. Les graphiques (a) à (j) représentent les mêmes termes que pour la figure 8.8.

8.3 Identification des processus à l'origine de la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby

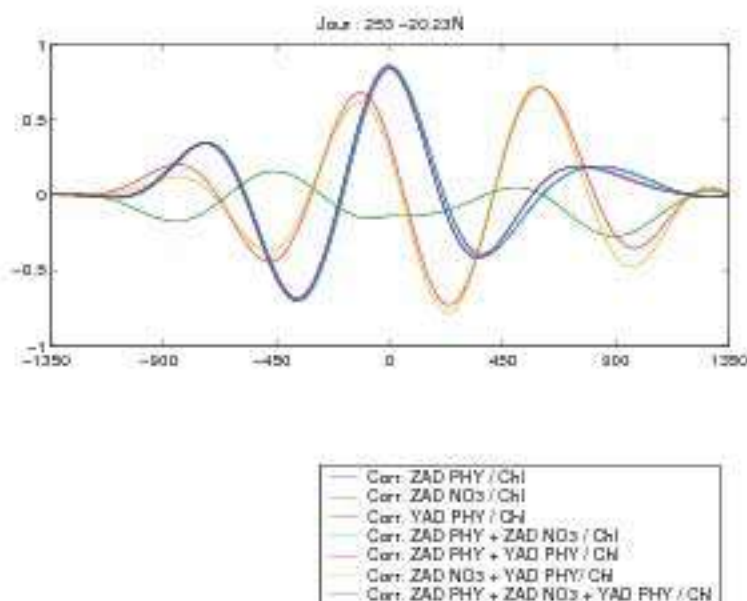


FIG. 8.13 – Corrélations entre les différentes combinaisons des termes d'advection et les concentrations en chlorophylle pour le cas considéré correspondant à la figure 8.12. L'axe des abscisses représente le décalage nécessaire entre les concentrations en chlorophylle et les advections (exprimé en km) pour obtenir une corrélation maximale.

Dans cette zone et à ce pas de temps, l'advection verticale de phytoplancton apparaît comme le processus permettant d'expliquer en grande partie le signal observé en chlorophylle.

A l'échelle de ces trois exemples, nous observons déjà une certaine variabilité dans la contribution des différents termes d'advection à la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby. Cette même analyse étendue aux autres latitudes des huit zones considérées et aux différents pas de temps montre que dans certains cas, aucun terme d'advection (ou combinaison associée) ne permet de reproduire la forme du signal observé pour les concentrations en chlorophylle.

En conclusion, les résultats restent très variables spatialement et temporellement. Ils montrent l'importance d'autres processus d'échelles spatiales comparables aux ondes de Rossby. Pour une étude plus fine, il serait intéressant de détailler les termes sources et puits associés au phytoplancton (variable d'état du modèle couplé) ainsi que les advections et les diffusions non retenues dans les hypothèses initiales.

Cependant, il est important de noter que les résultats obtenus pour ces trois exemples sont en accord avec les processus prédits d'après les déphasages mesurés entre SLA et concen-

trations en chlorophylle simulées (fig. 8.6). En effet, à ces latitudes, inférieures à 23°N , les relations de phases reliant SLA et concentrations en chlorophylle modélisées suggèrent que les ondes de Rossby influencent les concentrations en chlorophylle de surface par un processus d'advection méridienne des gradients de chlorophylle. Les résultats à 17.71°N et 19.61°N montrent une contribution nettement dominante de l'advection méridienne de phytoplancton. A l'inverse, à 20.23°N , l'advection verticale de phytoplancton est dominante. Ce contre-exemple est cohérent avec la variabilité spatio-temporelle des déphasages entre SLA et concentrations en chlorophylle.

8.4 Influence des ondes de Rossby sur la production primaire

Un des principaux objectifs de cette thèse est de comprendre et d'estimer l'influence des ondes de Rossby sur la production primaire.

L'analyse à une dimension des advections horizontale et verticales (par exemple, fig. 8.8, 8.10 et 8.12) ne permet pas d'observer une relation systématique et claire entre la production primaire et les advections verticales. Cependant, il est intéressant de noter un très bon accord entre la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby et la production primaire (non filtrée) pour certaines latitudes. Par exemple, la figure 8.14 représente les concentrations en chlorophylle de surface comparées à la production primaire pour trois des huit zones sélectionnées (30.17°N , 19.29°N et 18.98°N - fig. 8.7). A 30.17°N , aucune similitude n'est observée entre production primaire et concentrations en chlorophylle. A l'inverse, à 19.29°N et 18.98°N , les variations en production primaire sont corrélées avec les concentrations en chlorophylle tout au long de la période considérée. Cette différence suivant la latitude observée montre une variabilité spatiale de l'influence des ondes de Rossby sur la production primaire. En première approximation et sur la base des huit zones étudiées, les ondes de Rossby semblent avoir un influence marquée et observable sur la production primaire seulement pour les latitudes 19.29°N et 18.98°N .

8.4 Influence des ondes de Rossby sur la production primaire

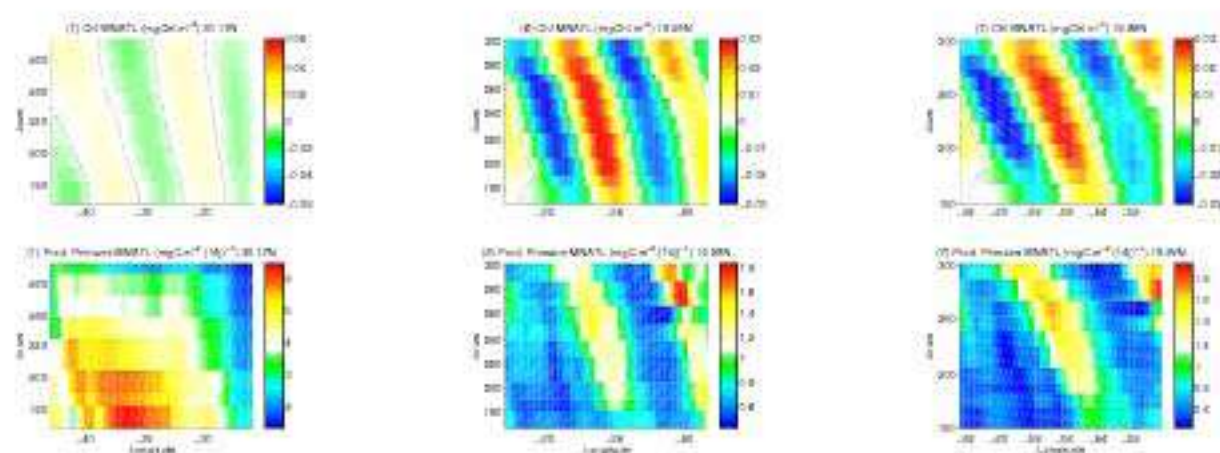


FIG. 8.14 – Diagrammes longitudes/temps de concentrations en chlorophylle de surface filtrées (haut) et de production primaire intégrée (sur les 9 premiers niveaux jusqu'à 112.76 m)(bas) pour les latitudes 30.17°N (de 43.2°W à 25.9°W du 13/06/98 au 03/10/98), 19.29°N (de 63°W à 48.5°W du 13/06/98 au 31/10/98) et 18.98°N (de 62.5°W à 50.2°W du 30/05/98 au 31/10/98).

Afin de comprendre la cause de ces variations spatiales de la signature des ondes de Rossby sur la production primaire, nous avons analysé les cartes 2D de production primaire intégrée et de concentrations en chlorophylle de surface filtrées pour les différents pas de temps de l'année 1998. Comme illustré par l'exemple de la figure 8.15, nous observons une signature chlorophyllienne des ondes de Rossby plus marquée (amplitude plus forte) dans les zones de production importante et plus particulièrement dans les zones frontales en chlorophylle associées à des gradients de production primaire importants. Ainsi, nous pouvons voir sur la figure 8.15 une signature d'une onde de Rossby vers 31°N (pour une date en dehors de la zone d'expérience 1) avec une alternance d'anomalie positives et négatives situées au niveau de la limite Nord entre le gyre oligotrophe et la partie productive liée à la zone frontale. De même, plus au Sud, au niveau de l'upwelling de Mauritanie, un enrichissement en chlorophylle, associé à une production importante, est observé et s'accompagne d'anomalies marquées en concentrations en chlorophylle filtrées.

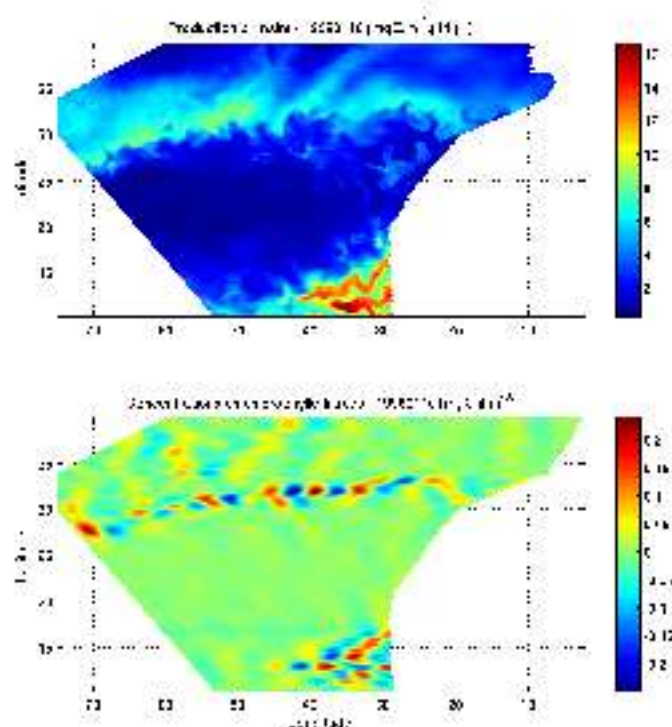


FIG. 8.15 – Carte de production primaire simulée intégrée sur les 9 premiers niveaux jusqu'à 112.76 m et carte de concentrations en chlorophylle de surface filtrées du 10 Janvier 1998.

Lorsque nous regardons plus en détails des coupes Est-Ouest (fig. 8.16) extraites des cartes de la figure 8.15, nous observons clairement que l'influence des ondes de Rossby sur la production primaire n'est pas aussi distincte suivant les latitudes considérées. En effet, si nous considérons deux latitudes aux conditions biogéochimiques très différentes en Janvier 1998, nous pouvons voir que l'onde n'a pas une signature marquée en production primaire dans le gyre oligotrophe (signature chlorophyllienne des ondes de Rossby présentant des anomalies faibles) alors qu'au niveau du front de chlorophylle, la production primaire est très bien corrélée avec la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby.

Les ondes de Rossby ont donc une influence plus importante sur la production primaire dans les zones frontales plus productives s'accompagnant d'anomalies en concentrations en chlorophylle plus marquées. Localement, l'influence des ondes de Rossby peut entraîner des augmentations de la production primaire de ~ 0.2 à $\sim 0.5 \text{ mgC.m}^{-2} \cdot (14j)^{-1}$. Ces accroissements ont été estimés graphiquement à partir des sections Ouest-Est à différentes latitudes en relation avec les maxima d'anomalies positives de concentrations en chlorophylle.

8.5 Conclusion

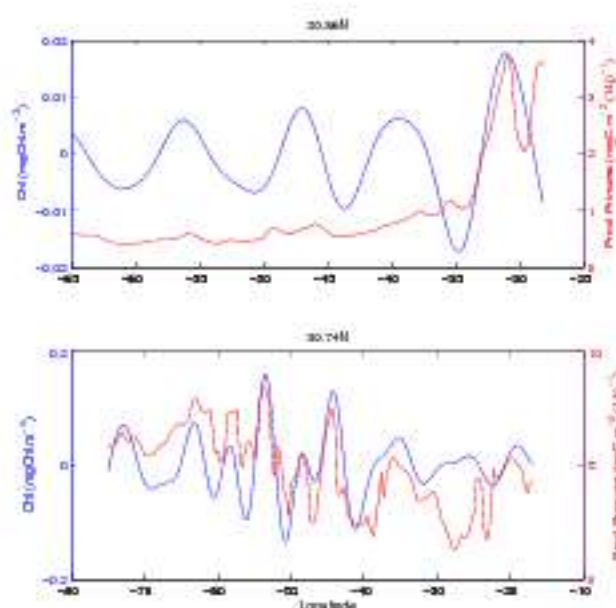


FIG. 8.16 – Sections Ouest-Est de production primaire intégrée (en rouge) et de concentrations en chlorophylle de surface filtrées (en bleu) du 10 Janvier 1998 pour les latitudes 20.86°N et 30.74°N .

8.5 Conclusion

En conclusion, les ondes de Rossby sont bien représentées dans les simulations couplées avec des longueurs d'onde, des amplitudes et des vitesses de propagations réalistes. De plus leurs signatures chlorophylliennes apparaissent également dans les champs de concentrations en chlorophylle de surface avec des amplitudes plus fortes liées à une surestimation des concentrations dans le modèle de biogéochimie. Les biais préalablement identifiés lors de la validation des simulations (voir section 6) ont une influence sur l'intensité des ondes (position du Gulf Stream pour la physique et position du front de concentrations en chlorophylle pour la biogéochimie).

L'analyse détaillée des processus montre d'une part des résultats similaires à ceux obtenus par l'analyse des données satellites avec des déphasages entre SLA et concentrations en chlorophylle de surface distribués en deux principales zones : une zone au Nord de 23°N ne permettant pas d'identifier un processus dominant à l'aide des phases seules et une zone au Sud de 23°N où l'advection méridienne des gradients de chlorophylle semble dominer. Il faut cependant aussi considérer une zone au Sud de 15°N présentant une situation si-

8.5 Conclusion

milaire à la partie Nord du bassin.

D'autre part, l'analyse des termes d'advection verticale et horizontale dans le modèle sur huit zones géographiques a montré une forte variabilité spatio-temporelle de l'influence de ces différents termes sur les concentrations en chlorophylle de surface. Cependant il semble que l'hypothèse d'une forte influence de l'advection méridienne des gradients de chlorophylle au Sud de 23°N sur la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby soit vérifiée.

Enfin, à l'aide des simulations couplées, l'influence des ondes de Rossby sur la production primaire a pu être investiguée. Sur la base des huit zones détaillées, nous montrons que les ondes de Rossby ont une influence majeure sur la production primaire dans les zones frontales en chlorophylle très productives. Ainsi la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby est amplifiée pour ces latitudes particulières. De plus, nous avons pu montrer localement une augmentation de la production primaire liée au passage des ondes de Rossby pouvant atteindre $\sim 0.5 \text{ mgC.m}^{-2} \cdot (14j)^{-1}$ soit, dans certains cas, un doublement de la production locale.

Quatrième partie

Conclusions et Perspectives

L'objectif principal de ces travaux était de déterminer quelle est l'influence des ondes de Rossby sur le système biogéochimique dans l'océan Atlantique Nord. Afin d'apporter des éléments de réponse à cette question, nous avons suivi deux approches. D'une part, l'utilisation conjointe des données satellites couleur de l'eau et altimétriques avec des modèles simples de processus (développés par *Killworth et al.*, 2004) a permis non seulement de détecter et de décrire la variabilité spatio-temporelle des ondes de Rossby mais aussi de déterminer les processus horizontaux ou verticaux expliquant la signature chlorophyllienne de ces ondes. D'autre part, les simulations réalistes effectuées à l'aide d'un modèle couplé physique/biogéochimie ont montré une grande variabilité spatio-temporelle des advections associées aux ondes de Rossby ainsi qu'une influence locale de ces dernières sur la production primaire.

Ondes de Rossby et signature chlorophyllienne de surface dans l'océan Atlantique Nord

Concernant la première partie de cette étude, basée sur l'analyse des données satellites altimétriques et couleur de l'eau, une analyse en ondelettes détaillée a permis d'étudier la propagation d'anomalies (en altimétrie et en concentrations en chlorophylle) se propageant vers l'Ouest. Ces anomalies, identifiées comme le premier mode barocline des ondes de Rossby, présentent des longueurs d'onde comprises entre ~ 500 km et ~ 1000 km et des périodes observées entre ~ 4 et ~ 24 mois avec cependant une variabilité spatiale et temporelle importante. En particulier, nous avons mis en évidence une situation particulière observée en 1998 à 34°N . En effet, cette latitude, considérée comme un "guide d'onde" (*Cromwell*, 2001), présente, en 1998, deux signaux distincts de longueurs d'onde 500 km et 1000 km, tous deux composantes du premier mode barocline des ondes de Rossby (d'après leurs caractéristiques spatio-temporelles). Une analyse des tensions de vent, principal facteur de génération des ondes de Rossby dans ce bassin (*Polito*, 1997), n'a pas permis d'identifier l'origine de ces deux signaux pour cette latitude et cette année particulières.

Lorsque nous nous intéressons à la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby, nous détectons des propriétés similaires à la signature physique des ondes de Rossby (également pour la situation de 1998 à 34°N). Suite à ces constatations, nous avons cherché à quantifier l'importance relative des différents mécanismes pouvant expliquer la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby. Trois principaux processus ont été considérés dans cette étude : l'advection horizontale des gradients méridiens de chlorophylle associée aux vitesses géostrophiques, l'upwelling de nutriments dans la couche euphotique et la remontée du maximum de chlorophylle de subsurface au passage de l'onde. Sur la base de résultats d'études récentes (*Killworth et al.*, 2004) et d'une analyse des déphasages et des

rapports d'amplitude entre anomalies de surface de la mer et anomalies de concentrations en chlorophylle de surface, deux zones géographiques ont été identifiées. Ces deux régions situées au Sud et au Nord de 28° N présentent une importance relative des processus verticaux et horizontaux différente. Au Sud de 28° N, plus de 70% du signal s'explique par l'advection horizontale des gradients de chlorophylle. Au Nord de 28° N, la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby semble induite par l'advection horizontale des gradients de chlorophylle et par l'advection verticale de nutriments, chacun des processus représentant $\sim 50\%$ des amplitudes observées.

Réalisme du modèle couplé et sensibilité aux valeurs des paramètres

Dans une deuxième partie, l'analyse des simulations couplées physique / biogéochimie comparée à différents jeux de données *in situ* (WOCE, AMT, BATS, EUMELI) et satellites montre la présence de quelques biais. Une position trop au Nord du Gulf Stream, des gradients verticaux et horizontaux trop diffus, des concentrations de surface en chlorophylle trop élevées et une position trop au Sud de la limite Nord du gyre oligotrophe ont été mis en évidence. Parmi ces anomalies, les problèmes de circulation et de gradients sont liés à des imprécisions de la partie physique de la simulation. Concernant les aspects biogéochimiques, il semble que le modèle soit trop enrichi en nitrates, particulièrement dans les couches de surface (lié à la physique du modèle - diffusion - et/ou la reminéralisation). Le développement du phytoplancton est alors moins limité aux latitudes moyennes. Néanmoins, la simulation interannuelle réalisée sur les années 1998 et 1999 (avec un spin-up à partir de 1995) reproduit correctement les principales caractéristiques physiques et biogéochimiques de l'océan Atlantique Nord ainsi que sa variabilité saisonnière (position des fronts, ...).

A partir de cette simulation réaliste, des analyses de sensibilité des concentrations de surface aux paramètres du modèle biogéochimique ont pu être réalisées. Les nombreuses informations récoltées, malgré le faible nombre de simulations limité par le temps de calcul nécessaire, montrent une sensibilité des concentrations de surface aux paramètres de la boucle microbienne et de la sédimentation dans les zones peu productives et une sensibilité plus importante de ces mêmes concentrations aux paramètres liés à la production primaire et aux sources et puits du zooplancton dans les régions plus productives.

Apports de la modélisation dans la compréhension des couplages physique / biogéochimie aux passages des ondes de Rossby

Après une validation de la simulation couplée physique / biogéochimie et une analyse du comportement du modèle suivant les valeurs de ses paramètres biogéochimiques, nous avons décrit les ondes de Rossby simulées. Ces ondes présentent des caractéristiques réalistes comparées à celles déduites des données satellites. Nous notons même des amplitudes de la signature chlorophyllienne des ondes plus élevées en relations avec les concentrations en chlorophylle de surface surestimées par le modèle. Les principales différences entre observations et champs modélisés proviennent des biais détectés dans le modèle (position du Gulf Stream pour la physique et position du front de concentrations en chlorophylle à la bordure Nord du gyre oligotrophe pour la biogéochimie).

L'apport de la modélisation à trois dimensions pour la compréhension de l'influence des ondes de Rossby sur le système biogéochimique est essentiel. En effet, l'analyse détaillée des termes d'advections verticales de nitrates et de phytoplancton ainsi que d'advection horizontale de phytoplancton sur huit zones dans l'océan Atlantique Nord a montré, en accord avec les conclusions obtenues à l'aide des données satellites, la présence de deux principales zones géographiques au Nord et au Sud de 23°N (équivalente à la limite à 28°N trouvée par l'utilisation des données satellites). Malgré la très forte variabilité spatiale et temporelle des termes d'advections, nous avons pu valider l'hypothèse d'une forte influence de l'advection méridienne des gradients de chlorophylle au Sud de 23°N sur la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby.

Les simulations numériques permettent aussi d'analyser la production primaire en chaque point et à chaque pas de temps du modèle. Il a donc été possible de comparer la production primaire et la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby. Les résultats montrent une influence locale importante des ondes de Rossby sur la production primaire au niveau des zones frontales entre des zones oligotrophes et eutrophes (production importante) avec des augmentations locales de la production primaire pouvant atteindre $\sim 0.04 \text{ mgC.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$. En conclusion, à l'échelle des huit zones considérées, les ondes de Rossby semblent avoir un effet localement important sur la production primaire avec des augmentations moyennées dans le temps de 57% à 143% de la production primaire estimée à l'aide du modèle couplé. Cet apport des ondes de Rossby peut être comparé à l'effet des tourbillons estimé à 25% de la production primaire totale (Garçon *et al.*, 2001). De plus, il est important de noter que les ondes de Rossby sont présentes dans tous les océans et à toutes les latitudes de l'océan. De même ces dernières se propagent tout au long de l'année. Cette étude préliminaire doit donc être généralisée afin d'estimer l'impact des ondes de Rossby à l'échelle du bassin.

Perspectives

Ces travaux offrent de nombreuses perspectives. D'une part, dans le cadre du Groupe Mission Mercator/Coriolis, il sera intéressant, sur la base des résultats des analyses de sensibilité, d'envisager des expériences de sensibilité plus systématiques (couverture plus importante de l'espace des paramètres) visant à décrire l'influence des paramètres du modèle biogéochimique voir du modèle physique sur les concentrations de surface des différentes variables d'état ainsi que sur les ondes de Rossby. Ces simulations devraient permettre une compréhension plus précise du comportement du modèle couplé physique / biogéochimie suivant les paramètres utilisés. Une extension de cette étude, tout d'abord au niveau de mouillages puis par provinces biogéochimiques, consistera en une analyse de l'influence des paramètres du modèle biogéochimique sur les différentes concentrations de toute la colonne d'eau. En effet, l'importance et la sensibilité de certains paramètres peuvent varier suivant la profondeur et la zone considérées.

D'autre part, les premiers résultats des analyses de sensibilité peuvent servir de base à une étude spécifique devant conduire à l'optimisation des paramètres à l'aide des concentrations en chlorophylle de surface mais aussi des matières particulaires (POC⁵ - *Loisel et al.*, 2002) ou dissoutes (CDOM⁶ - *Siegel et al.*, 2002b) estimées par les capteurs couleur de l'eau. Sur la base du noyau des dix paramètres ayant une influence sur les concentrations de surface à l'échelle de l'océan Atlantique Nord, il est possible à l'aide par exemple de méthodes d'optimisations basées sur des algorithmes de stratégies évolutives (*Schwefel*, 1995; *Dadou et al.*, 2004; *Huret et al.*, 2005) d'estimer un jeu de paramètres optimal à l'échelle du bassin soit le long de trajectoires de flotteurs lagrangiens (*Gunson et al.*, 1999) ou en plusieurs stations fixes (*Schartau et Oschlies*, 2003a,b) simultanément, soit par une approche à trois dimensions. Cette dernière solution, très coûteuse en temps de calcul, nécessite au préalable une optimisation et une parallélisation du modèle couplé physique / biogéochimie que nous utilisons. Une extension de ce travail à plus long terme serait d'inclure et d'optimiser des paramètres variables par province biogéochimique aux vues de la forte variabilité de l'influence des paramètres par province.

En complément et afin de réaliser des simulations plus réalistes, il serait intéressant d'introduire un terme de rétroaction de la biogéochimie sur le modèle physique par l'introduction d'un facteur, proportionnel aux concentrations en phytoplancton, atténuant la pénétration de la lumière dans l'océan au niveau des zones enrichies en phytoplancton.

Afin de mieux représenter les productions primaire et exportée, le modèle de biogéochimie pourrait être complexifié pour prendre en compte plusieurs espèces phytoplanctoniques (diatomées, cyanobactéries, ...) et tailles de zooplancton (microzooplancton, macrozooplancton, ...) (*Moore et al.*, 2001a,b; *Aumont et al.*, 2003) ou une approche en "cell quota"

⁵Particulate Organic Carbon

⁶Colored Dissolved Organic Matter

pour représenter les réserves internes des cellules (*Salihoglu, 2005*). Différents éléments chimiques pourraient être pris en compte (phosphore, carbone) ainsi que leurs co-limitations car les rapports de Redfield constants biaisent les estimations. Enfin, l'approche en tailles de cellules et les processus d'aggrégation/désaggrégation ... permettraient de mieux représenter la production exportée (*Kriest et Evans, 1999*).

Concernant l'étude des ondes de Rossby, l'utilisation combinée des données satellites sur de longues périodes (1992-2005 pour l'altimétrie et 1997-2005 pour la couleur de l'eau) et des simulations numériques réalistes pourrait contribuer à une étude fine de l'effet des ondes de Rossby sur le système biogéochimique. Ainsi, à court terme, le développement d'un outil couplé données satellites et modèle réaliste permettrait, sur la base de différents "métrics" de caractériser les ondes de Rossby (longueurs d'onde, périodes, vitesses de phase, amplitude, ...), d'affiner la compréhension des processus induisant une signature chlorophyllienne des ondes (études des déphasages SLA et chlorophylle, amélioration des modèles théoriques, nouvelles hypothèses de processus ...) et de quantifier leur influence sur la production primaire et la production exportée en comparaison avec la production induite par l'activité tourbillonnaire (tourbillons, fronts, ...) mais aussi sur les ressources halieutiques (par exemple : thons) à l'échelle de l'océan Atlantique Nord. En effet, des travaux de *White et al. (2004)* ont démontré un lien entre les ondes de Rossby et les distributions de populations de thons dans l'océan Indien. La modélisation couplée pourra aussi être étendue à des simulations à plus haute résolution (par exemple : 1/15° - configuration PAM Prototype Atlantique-Méditerranée) assimilant des données satellites et *in situ* afin de mieux résoudre des échelles plus petites (mésoséchelle, submésoséchelle, ...) et d'étudier l'influence des ondes de Rossby sur ces structures. En complément, des études basées sur le suivi d'ondes individuellement (*Cipollini et al., 2004*), permettront de suivre l'évolution des propriétés d'une onde au cours de sa propagation à travers le bassin océanique. Enfin, dans ce bassin tant pour la physique que pour la biogéochimie, la variabilité temporelle intrannuelle et interannuelle des caractéristiques des ondes de Rossby pourra être analysée, notamment l'influence de phénomènes climatiques comme ENSO (El Niño-Southern Oscillation) (par exemple, *Reid et al., 1998*) ou la NAO (North Atlantic Oscillation) (par exemple, *Aebischer et al., 1990; Hurrell, 1995; Taylor et al., 1992*).

A terme, ces études généralisées à l'océan global initiées par une analyse d'autres régions particulières (comme l'océan Pacifique Sud et l'océan Atlantique Sud) devraient permettre d'évaluer l'influence globale des ondes de Rossby sur les productions primaire et exportée et par extension sur le cycle du carbone, thématique importante de plusieurs programmes internationaux actuels (IMBER, SOLAS, ...).

Bibliographie

- Aebischer, N. J., J. C. Coulson, et J. M. Colebrook, Parallel long-term trends across four marine trophic levels and weather, *Nature*, *347*, 753-755, 1990.
- Aiken, J., et A. J. Bale, An introduction to the Atlantic Meridional Transect (AMT) programme, *Progr. in Oceanogr.*, *45*, 251-256, 2000.
- Antoine, D., et A. Morel, Ocean Primary Production, 2 : Estimation at global scale from satellite (Coastal Zone Color Scanner) chlorophyll, *Global Biogeochem. Cycles*, *10*, 57-69, 1996.
- Arnault, S., Tropical atlantic geostrophic currents and ship drifts, *J. Geophys. Res.*, *92*, 5076-5088, 1987.
- Arnault, S., B. Bourlès, Y. Gouriou, et R. Chuchla, Intercomparison of the upper layer circulation of the western equatorial Atlantic Ocean : In situ and satellite data, *J. Geophys. Res.*, *104*, 21 171-21 194, 1999.
- Auer, S. J., Five-year climatological survey of the Gulf Stream System and its associated rings, *J. Geophys. Res.*, *92*, 11,709-11,726, 1987.
- Aumont, O., E. Maier-Reimer, S. Blain, et P. Monfray, An ecosystem model of the global ocean including Fe, Si, P colimitations, *Global Biogeochem. Cycles*, *17*(2), doi : 10.1029/2001GB001745, 1060, 2003.
- Barnier, B., A Numerical Study on the Influence of the Mid-Atlantic Ridge on Nonlinear First-Mode Baroclinic Rossby Waves Generated by Seasonal Winds, *J. Phys. Oceanogr.*, *18*, 417-433, 1988.
- Behrenfeld, M. J., et P. Falkowski, Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration, *Limnology and Oceanography*, *42*, 1-20, 1997.
- Behrenfeld, M. J., E. Boss, D. A. Siegel, et D. M. Shea, Carbon-based ocean productivity and phytoplankton physiology from space, *Global Biogeochem. Cycles*, *19*, gB1006, doi :10.1029/2004GB002299, 2005.

BIBLIOGRAPHIE

- Bersch, M., J. Meincke, et A. Sy, Interannual thermohaline changes in the northern North Atlantic 1991-1996, *Deep-Sea Res. II*, 46, 55-75, 1999.
- Bourlès, B., Y. Gouriou, et R. Chuchla, On the circulation in the upper layer of the western equatorial Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 104(C9), 21,151-21,170, 1999a.
- Bourlès, B., R. L. Molinari, E. Johns, W. D. Wilson, et K. D. Leaman, Upper layer currents in the western tropical North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 104(C1), 1661-1375, 1999b.
- Brachet, S., P. Y. LeTraon, et C. LeProvost, Mesoscale variability from a high-resolution model and from altimeter data in the North Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 109, doi :10.1029/2004JC002360, c12025, 2004.
- Capone, D. G., J. P. Zehr, H. W. Paerl, B. Bergman, et E. J. Carpenter, *Trichodesmium* : a globally significant cyanobacterium, *Science*, 276, 1221-1229, 1997.
- Charria, G., F. Mélin, I. Dadou, M.-H. Radenac, et V. Garçon, Rossby wave and ocean colour : The cells uplifting hypothesis in the South Atlantic Subtropical Convergence Zone, *Geophys. Res. Lett.*, 30(3), 1125, doi :10.1029/2002GL016390, 2003.
- Charria, G., I. Dadou, P. Cipollini, M. Drévilion, P. DeMey, et V. Garçon, Understanding the influence of Rossby waves on surface chlorophyll concentrations in the North Atlantic Ocean, *J. Mar. Res.*, 64(1), 43-71, 2006.
- Chelton, D. B., et M. G. Schlax, Global observations of oceanic Rossby waves, *Science*, 272, 234-238, 1996.
- Chelton, D. B., R. A. De Szoeke, M. G. Schlax, K. El Naggar, et N. Siwertz, Geographical Variability of the First Baroclinic Rossby Radius of Deformation, *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 433-460, 1998.
- Cipollini, P., D. Cromwell, M. S. Jones, G. D. Quartly, et P. G. Challenor, Concurrent altimeter and infrared observations of Rossby wave propagation near 34°n in the Northeast Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 24(8), 889-892, 1997.
- Cipollini, P., D. Cromwell, G. D. Quartly, et P. G. Challenor, Remote sensing of oceanic extra-tropical Rossby waves, *Satellites, Oceanography and Society*, pp. 99-123, ed. by David Halpern, ch. 6, Elsevier Science Ltd, 2000.
- Cipollini, P., D. Cromwell, P. G. Challenor, et S. Raffaglio, Rossby waves detected in global ocean colour data, *Geophys. Res. Lett.*, 28(2), 323-326, 2001.

BIBLIOGRAPHIE

- Cipollini, P., P. G. Challenor, et S. Colombo, A method for tracking individual planetary waves in remotely sensed data, *Soumis à IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2004.
- Cipollini, P., G. D. Quartly, P. G. Challenor, D. Cromwell, et I. S. Robinson, Remote sensing of extra-tropical planetary waves in the oceans, *Manual of Remote Sensing*, sous presse, 2005.
- Claustre, H., et J.-C. Marty, Specific phytoplankton biomasses and their relation to primary production in the tropical North Atlantic, *Deep-Sea Res. I*, 42(8), 1475-1493, 1995.
- Codispoti, L. A., et G. E. Friederich, Local and mesoscale influences on nutrient variability in the northwest african upwelling region near Cabo Corbeiro, *Deep-Sea Res.*, 25, 751-770, 1978.
- Colin de Verdière, A., et R. Tailleux, The Interaction of a Baroclinic Mean Flow with Long Rossby Waves, *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 865-879, 2005.
- Conkright, M., T. O'Brien, S. Levitus, T. P. Boyer, J. Antonov, et C. Stephens, World Ocean Atlas 1998, *NOAA Atlas NESDIS 36*. U.S. Gov. Printing Office, wash., D. C., 245 pp., 1998.
- Conkright, M. E., R. A. Locarnini, H. E. Garcia, T. D. O'Brien, T. P. Boyer, C. Stephens, et J. I. Antonov, World Ocean Atlas 2001 : Objective Analyses, *National Oceanographic Data Center*, silver Spring, MD, 17 pp, 2002.
- Cooper, M., et K. Haines, Data assimilation with water property conservation, *J. Geophys. Res.*, 101, 1059-1077, 1996.
- Cromwell, D., Sea surface height observations of the 34°n 'waveguide' in the North Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 28(19), 3705-3708, 2001.
- Cushman-Roisin, B., *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*, Prentice Hall, 1994.
- Dadou, I., V. Garçon, V. Andersen, G. Flierl, et C. Davis, Impact of the North Equatorial Current meandering on a pelagic ecosystem : A modelling approach, *J. Mar. Res.*, 54, 311-342, 1996.
- Dadou, I., F. Lamy, C. Rabouille, D. Ruiz-Pino, V. Andersen, M. Bianchi, et V. Garçon, An integrated biological pump model from the euphotic zone to the sediment : a 1-D application in the Northeast tropical Atlantic, *Deep-Sea Res. II*, 48, 2345-2381, 2001.

BIBLIOGRAPHIE

- Dadou, I., G. Evans, et V. Garçon, Using in situ JGOFS data and ocean color data to compare different biogeochemical models and estimate their parameters, *J. Mar. Syst.*, *62*, 565-594, 2004.
- Dandonneau, Y., A. Vega, H. Loisel, Y. DuPenhoat, et C. Menkes, Oceanic Rossby waves acting as a 'hay rake' for ecosystem floating by-products, *Science*, *302*, 5650, 2003.
- Dandonneau, Y., C. Menkes, T. Gorgues, et G. Madec, Response to Comment on 'Oceanic Rossby Waves Acting As a 'Hay Rake' for Ecosystem Floating By-Products', *Science*, *304*, 2004.
- De Mey, P., et M. Benkiran, A multivariate reduced-order optimal interpolation method and its application to the mediterranean basin-scale circulation, *Ocean Forecasting, Conceptual basis and applications*, N. Pinardi and J.D. Woods, Eds., Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 472pp, 2002.
- Deans, S. R., *The Radon transform and some of its applications*, John Wiley, 1983.
- Drillet, Y., R. Bourdalle-Badie, L. Siefridt, et C. LeProvost, Meddies in the Mercator North Atlantic and Mediterranean sea eddy resolving model, *J. Geophys. Res.*, *110*, doi :10.1029/2003JC002170, c03016, 2005.
- Drévilion, M., et al., Performance assessment of two MERCATOR North Atlantic oceanic forecasting system prototypes prior to coupling with a biogeochemical model, scientific LEGOS internal report, 2004.
- Ducet, N., P. Y. LeTraon, et G. Reverdin, Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2, *J. Geophys. Res.*, *105*(C8), 19,477-19,498, 2000.
- Ducklow, H. W., Biogeochemical provinces : Towards a jgofs synthesis, *In : Ocean Biogeochemistry by M. J. R. Fasham*, pp. 3-17, springer Ed., 2003.
- DYNAMO Group, DYNAMO Dynamics of North Atlantic Models : Simulation and assimilation with high resolution models, *Rapport de l'Institut für Meereskunde de Kiel*, *294*, 1997.
- Eppley, R. W., et B. J. Peterson, Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean, *Nature*, *282*, 677-680, 1979.
- Evans, G. T., et J. S. Parslow, A model of annual plankton cycles, *Biological Oceanography*, *3*(3), 1985.

BIBLIOGRAPHIE

- Falkowski, P. G., The role of phytoplankton photosynthesis in global biogeochemical cycles, *Photosynth. Res.*, *39*, 235–258, 1994.
- Fasham, M. J. R., *Ocean Biogeochemistry : The Role of the Ocean Carbon Cycle in Global Change*, Springer, 2003.
- Fasham, M. J. R., H. W. Ducklow, et S. M. McKelvie, A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer, *J. Mar. Res.*, *48*, 591–639, 1990.
- Fedoseev, A., Geostrophic circulation of surface waters on the shelf of north-west africa, *Rapp. P.-V. Reun. Cons. Int. Explor. Mer.*, *159*, 32–37, 1970.
- Fernández, E., et R. D. Pingree, Coupling between physical and biological fields in the north atlantic subtropical front southeast of the azores, *Deep-Sea Res. I*, *43*(9), 1369–1393, 1996.
- Frankignoul, D., G. de Coetlogon, T. M. Joyce, et S. F. Dong, Gulf stream variability and ocean-atmosphere interactions, *J. Phys. Oceanogr.*, *31*, 3516–3529, 2001.
- Fu, L. L., Latitudinal and frequency characteristics of the westward propagation of large-scale oceanic variability, *J. Phys. Oceanogr.*, *34*, 1907–1921, 2004.
- Fu, L.-L., et A. Cazenave, *Satellite altimetry and Earth Sciences : A Handbook of Techniques and Applications*, vol. 69, Academic Press, San Diego, 463pp., 2001.
- Fu, L. L., et D. B. Chelton, Large-scale ocean circulation, *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, pp. 133–169, L. L. Fu and A. Cazenave, Eds., Academic Press, 2001.
- Fuglister, F. G., Annual variations in current speeds in the Gulf Stream System, *J. Mar. Res.*, *10*, 119–127, 1951a.
- Fuglister, F. G., Multiple currents in the Gulf Stream System, *Tellus*, *3*, 230–233, 1951b.
- Garçon, V., A. Oschlies, S. C. Doney, D. McGillicuddy, et J. Waniek, The role of mesoscale variability on plankton dynamics in the North Atlantic, *Deep-Sea Res. II*, *48*, 2199–2226, 2001.
- Gill, A., *Atmosphere-Ocean Dynamics*, vol. 30, International Geophysics Series, 1982.
- Giraud, X., P. Bertrand, V. Garçon, et I. Dadou, Interpretation of the nitrogen isotopic signal variations in the Mauritanian upwelling with a 2D physical-biogeochemical model, *Global Biogeochem. Cycles*, *17*(2), doi :10.1029/2002GB001951, 2003.

BIBLIOGRAPHIE

- Gordon, H. R., Ocean color remote sensing systems : radiometric requirements, in *Recent Advances in Sensors, Radiometry, and Data Processing for Remote Sensing*, vol. 924, spie ed., pp. 151-157, P. N. Slater, 1988.
- Gordon, H. R., et A. Y. Morel, Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery : A review, in *Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*, pp. 24-67, Springer-Verlag, New York, R. T. Barber et al., 1983.
- Gould, W. J., Physical Oceanography of the Azores Front, *Progress in Oceanography*, 14, 167-190, 1985.
- Gregg, W. W., Tracking the SeaWiFS record with a coupled physical/biogeochemical/radiative model of the global oceans, *Deep-Sea Res. II*, 49, 81-105, 2002.
- Gruber, N., C. D. Keeling, et N. R. Bates, Interannual Variability in the North Atlantic Ocean Carbon Sink, *Science*, 298(5602), 2374-2378, 2002.
- Gunson, J., A. Oschlies, et V. Garçon, Sensitivity of ecosystem parameters to simulated satellite ocean colour data using a coupled physical-biological model of the North Atlantic, *J. Mar. Res.*, 57, 613-639, 1999.
- Hemmings, J. C. P., M. A. Srokosz, P. Challenor, et M. J. R. Fasham, Assimilating satellite ocean-colour observations into oceanic ecosystem models, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 361, 33-39, 2003.
- Hemmings, J. C. P., M. A. Srokosz, P. Challenor, et M. J. R. Fasham, Split-domain calibration of an ecosystem model using satellite ocean colour data, *J. Mar. Syst.*, 50, 141-179, 2004.
- Herrmann, P., et W. Krauss, Generation and Propagation of Annual Rossby Waves in the North Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 727-744, 1989.
- Hill, K. L., I. S. Robinson, et P. Cipollini, Propagation characteristics of extratropical planetary waves observed in the ATSR global sea surface temperature record, *J. Geophys. Res.*, 105(C9), 21,927-21,945, September 15, 2000.
- Hogg, N. G., et W. E. Johns, Western boundary currents. U.S. National Report to International Union of Geodesy and Geophysics 1991-1994, *Supplément à Reviews of Geophysics*, 33, 1311-1334, 1995.
- Hubbard, B., *Ondes et Ondelettes*, Pour la Science, 1997.

BIBLIOGRAPHIE

- Hughes, C. W., Rossby Waves in the Southern Ocean : A comparison of TOPEX/POSEIDON Altimetry with Model Predictions, *J. Geophys. Res.*, 100(C8), 15,933–15,950, 1995.
- Hughes, C. W., The Antarctic Circumpolar Current as a waveguide for Rossby waves, *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 1375–1387, 1996.
- Huret, M., I. Dadou, F. Dumas, P. Lazure, et V. Garçon, Coupling physical and biogeochemical processes in the Río de la Plata plume, *Continental Shelf Research*, 25, 629–653, 2005.
- Hurrell, J. W., Decadal trends in the North Atlantic Oscillation : regional temperatures and precipitation, *Science*, 269, 676–679, 1995.
- Hurtt, G. C., et R. A. Armstrong, A pelagic ecosystem model calibrated with BATS data, *Deep-Sea Res. II*, 43(2-3), 653–683, 1996.
- Huthnance, J. M., H. M. V. Aken, M. White, E. D. Barton, B. LeCann, E. Cuelho, E. A. Fanjul, P. Miller, et J. Vitorino, Ocean margin exchange-water flux estimates, *J. Mar. Syst.*, 32, 107–137, 2002.
- IMBER, Science Plan and Implementation Strategy, IGBP Report No. 52, IGBP Secretariat, Stockholm, 76 pp., 2005.
- Iselin, C., A study of the circulation of the western North Atlantic, *Papers in Physical Oceanography and Meteorology*, 4, 101pp., 1936.
- Jackett, D. R., et T. J. McDougall, Minimal adjustment of hydrographic data to achieve static stability, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 12, 381–389, 1995.
- Jenkins, W. J., Nitrate flux into the euphotic zone near bermuda, *Nature*, 331, 521–523, 1988.
- Johnson, J., et I. Stevens, A fine resolution model of the eastern North Atlantic between the Azores, the Canary Islands and the Gibraltar Strait, *Deep-Sea Res. I*, 47, 875–899, 2000.
- Josey, S. A., E. C. Kent, et P. K. Taylor, The Southampton Oceanography Centre (soc) Ocean-Atmosphere Heat, Momentum and Freshwater Flux Atlas, *Southampton Oceanography Centre Report*, 6, 1998.
- Kalnay, E., et al., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bullet. Amer. Meteorol. Soc.*, 77, 437–471, 1996.

BIBLIOGRAPHIE

- Kawamiya, M., et A. Oschlies, Formation of a basin-scale surface chlorophyll pattern by Rossby waves, *Geophys. Res. Lett.*, 28(21), 4139–4142, 2001.
- Kelly, K. A., et S. T. Gille, Gulf stream surface transport and statistics at 69° w from the geosat altimeter, *J. Geophys. Res.*, 95, 3149–3161, 1990.
- Killworth, P. D., Comment on *oceanic rossby waves acting as a hay rake for ecosystem floating by-products*, *Science*, 304, 2004.
- Killworth, P. D., et J. R. Blundell, The Effect of Bottom Topography on the Speed of Long Extratropical Planetary Waves, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 2689–2710, 1999.
- Killworth, P. D., et J. R. Blundell, Long Extratropical Planetary Wave Propagation in the Presence of Slowly Varying Mean Flow and bottom Topography. Part I : The Local Problem, *J. Phys. Oceanogr.*, 33(4), 784–801, 2003a.
- Killworth, P. D., et J. R. Blundell, Long Extratropical Planetary Wave Propagation in the Presence of Slowly Varying Mean Flow and Bottom Topography. Part II : Ray Propagation and Comparison with Observations, *J. Phys. Oceanogr.*, 33(4), 802–821, 2003b.
- Killworth, P. D., D. B. Chelton, et R. A. D. Szoeké, The Speed of Observed and Theoretical Long Extratropical Planetary Waves, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1946–1966, 1997.
- Killworth, P. D., P. Cipollini, B. M. Uz, et J. R. Blundell, Physical and biological mechanisms for planetary waves observed in sea-surface chlorophyll, *J. Geophys. Res.*, 109(C7), doi :10.1029/2003JC001768, 2004.
- Klein, B., et G. Siedler, On the origin of the Azores Current, *J. Geophys. Res.*, 94, 6159–6168, 1989.
- Krause, W., The North Atlantic Current, *J. Geophys. Res.*, 91, 5061–5074, 1986.
- Krauss, W., E. Fahrbach, A. Aitsam, J. Elken, et P. Koske, The North Atlantic Current and its associated eddy field southeast of Flemish Cap, *Deep-Sea Res.*, 34, 1163–1185, 1987.
- Kriest, I., et G. T. Evans, Representing phytoplankton aggregates in biogeochemical models, *Deep-Sea Res. I*, 46, 1841–1859, 1999.
- Käse, R. H., J. F. Price, P. Richardson, et W. Zenk, A quasi-synoptic survey of the thermocline circulation and water mass distribution within the Canary Basin, *J. Geophys. Res.*, 91, 9739–9748, 1986.

BIBLIOGRAPHIE

- Kumar, P., et E. Foufoula-Georgiou, Wavelet analysis in geophysics : An introduction, *Wavelets in Geophysics, Efi Foufoula-Georgiou and Praveen Kumar (eds)*, pp. 1–43, 1994.
- Larsen, J. C., et T. B. Sanford, Florida Current volume transport from voltage measurements, *Science*, 227, 302–304, 1985.
- Le Provost, C., Ocean tides, in *Satellite Altimetry and Earth Sciences, L. L. Fu and A. Cazenave (Eds)*, academic Press, 2001.
- Le Traon, P.-Y., et J.-F. Minster, Sea Level Variability and Semiannual Rossby Waves in the South Atlantic Subtropical Gyre, *J. Geophys. Res.*, 98(176), 12,315–12,326, 1993.
- Le Traon, P.-Y., F. Nadal, et N. Ducet, An improved mapping method of multi-satellite altimeter data, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 15, 522–534, 1998.
- Leaman, K. D., R. Molinari, et P. Vertes, Structure and Variability of the Florida Current at 27°N : April 1982–July 1984, *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 565–583, 1987.
- Lee, M.-M., et R. G. Williams, The role of eddies in the isopycnic transfer of nutrients and their impact on biological production, *J. Mar. Res.*, 58, 895–917, 2000.
- Lee, T. N., F. A. Scott, et R. J. Zantopp, Florida Current : low-frequency variability as observed with moored current meters during April 1982 to June 1983, *Science*, 227, 298–302, 1985.
- Lee, T. N., W. E. Johns, R. Zantopp, et E. R. Fillenbaum, Moored observations of western boundary current variability and thermohaline circulation 26.5°N in the subtropical North Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, pp. 962–963, 1996.
- Lewis, M. R., W. G. Harrison, N. S. Oakey, D. Herbert, et T. Platt, Vertical nitrate fluxes in the oligotrophic ocean, *Science*, 234, 870–873, 1986.
- Liebig, J., On the chemical processes in the nutrition of vegetables, in *Chemistry in its applications to agriculture and physiology*, L. Playfair editor, Peterson, PA, USA, 1845.
- Lima, I. D., et S. C. Doney, A three-dimensional, multinutrient, and size-structured ecosystem model for the North Atlantic, *Global Biogeochem. Cycles*, 18, doi : 10.1029/2003GB002146, gB3019, 2004.
- Little, S. A., Wavelet analysis of seafloor bathymetry : An example, *Wavelets in Geophysics, Efi Foufoula-Georgiou and Praveen Kumar (eds)*, pp. 167–182, 1994.

BIBLIOGRAPHIE

- Liu, P. C., Wavelet spectrum analysis and ocean wind waves, *Wavelets in Geophysics*, Efi Foufoula-Georgiou and Praveen Kumar (eds), pp. 151–166, 1994.
- Llido, J., Variabilité spatiale et temporelle du système biologique dans la convergence subtropicale au sud de l'Afrique, Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier Toulouse, 2004.
- Llido, J., E. Machu, J. Sudre, I. Dadou, et V. Garçon, Variability of the biological front south of Africa from SeaWiFS and a coupled physical-biological model, *J. Mar. Res.*, *62*, 595–609, 2004.
- Lochte, K., H. W. Ducklow, M. J. R. Fasham, et C. Stienen, Plankton succession and carbon cycling at 47°N 20°W during the JGOFS North Atlantic Bloom Experiment, *Deep-Sea Res. II*, *40*(1/2), 91–114, 1993.
- Loisel, H., J.-M. Nicolas, P.-Y. Deschamps, et R. Frouin, Seasonal and inter-annual variability of particulate organic matter in the global ocean, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(24), doi :10.1029/2002GL015948, 2196, 2002.
- Longhurst, A., Ecological Geography of the Sea, *Academic Press*, 1998.
- Longhurst, A. R., Seasonal cycles of pelagic production and consumption, *Prog. Oceanogr.*, *36*, 77–167, 1995.
- Louanchi, F., et R. G. Najjar, The mean annual cycle of nutrients and oxygen in the North Atlantic Ocean, *Deep-Sea Res. II*, *48*, 2155–2171, 2001.
- Lévy, M., A. Estubier, et G. Madec, Choice of an advection scheme for biogeochemical models, *Geophys. Res. Lett.*, 2001.
- Machu, E., Etude de l'interaction des processus physiques et biologiques dans le système du Courant des Aiguilles au Sud de l'Afrique : Apport des observations spatiales, Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier Toulouse, 2000.
- Machu, E., et V. Garçon, Phytoplankton seasonal distribution from SeaWiFS data in the Agulhas current system, *J. Mar. Res.*, *59*, 795–812, 2001.
- Machu, E., B. Ferret, et V. Garçon, Phytoplankton pigment distribution from SeaWiFS data in the subtropical convergence zone south of Africa : a wavelet analysis, *Geophys. Res. Lett.*, *26*(10), 1469–1472, 1999.
- Machu, E., A. Biastoch, A. Oschlies, M. Kawamiya, J. Lutjeharms, et V. Garçon, Phytoplankton distribution in the Agulhas system from a coupled physical-biological model, *Deep-Sea Res.*, en révision, 2004.

BIBLIOGRAPHIE

- Madec, G., et M. Imbard, A global ocean mesh to overcome the north pole singularity, *Climate Dynamics*, 12, 381–388, 1996.
- Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, et C. Levy, OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual, *Note du pole de modélisation*, institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, 91pp, 1999.
- Madin, L. P., E. F. Horgan, et D. K. Steinberg, Zooplankton at the Bermuda Atlantic Time-series Study (BATS) station : diel, seasonal and interannual variation in biomass, 1994-1998, *Deep-Sea Res. II*, 48, 2063–2082, 2001.
- Maharaj, A. M., P. Cipollini, et N. J. Holbrook, Observed variability of the South Pacific westward sea level anomaly signal in the presence of bottom topography, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 104611, doi :10.1029/2004GL020966, 2005.
- Maillard, C., et R. Käse, The near-surface flow in the sub-tropical gyre south of the Azores, *J. Geophys. Res.*, 94, 16,133–16,140, 1989.
- Mann, C. R., The termination of the Gulf Stream and the beginning of the North Atlantic Current, *Deep-Sea Res.*, 14, 337–359, 1967.
- Mariano, A. J., T. M. Chin, E. H. Ryan, R. Kovach, et O. B. Brown, On Gulf Stream Path Variability, *J. Phys. Oceanogr.*, submitted, 2002.
- Martin, J. H., S. E. Fitzwater, R. M. Gordon, C. N. Hunter, et S. J. Tanner, Iron, primary production and C-N flux studies during the JGOFS North Atlantic Bloom Experiment, *Deep-Sea Res. II*, 40, 1115–1134, 1993.
- Martins, C. S., M. Hamann, et A. F. G. Fuiza, Surface circulation in the eastern North Atlantic from drifters and altimetry, *J. Geophys. Res.*, 107, 2002.
- Maze, J. P., M. Arhan, et H. Mercier, Volume budget of the eastern boundary layer off the Iberian Peninsula, *Deep-Sea Res. I*, 44, 1543–1574, 1997.
- McClain, C. R., M. L. Cleave, G. C. Fledman, W. W. Gregg, S. B. Hooker, et N. Kurig, Science quality SeaWiFS data for global biosphere research, *Sea Technology*, 39, 10–16, 1998.
- McGillicuddy, D. J., A. R. Robinson, D. A. Siegel, H. W. Jannasch, R. Johnson, T. Dickens, J. McNeil, A. F. Michaels, et A. H. Knap, New evidencen for the impact of mesoscale eddies on biogeochemical cycling in the Sargasso Sea, *Nature*, 394, 263–266, 1998.

BIBLIOGRAPHIE

- McGillicuddy, D. J., L. A. Anderson, S. C. Doney, et M. E. Maltrud, Eddy-driven sources and sinks of nutrients in the upper ocean : Results from a 0.1° resolution model of the North Atlantic, *Global Biogeochem. Cycles*, 17(2), doi :10.1029/2002GB001987, 2003.
- Mellor, G. L., et X. H. Wang, Pressure compensation and the bottom boundary layer, *J. Phys. Oceanogr.*, 26(10), 2214–2222, doi :10.1175/1520-0485, 1996.
- Michaels, A. F., D. Olson, J. L. Sarmiento, J. W. Ammerman, K. Fanning, R. Jahnke, A. H. Knap, F. Lipschultz, et J. M. Prospero, Inputs, losses and transformations of nitrogen and phosphorus in the pelagic North Atlantic Ocean, *Biogeochemistry*, 35, 181–226, 1996.
- Mittelstaedt, E., The ocean boundary along the northwest african coast : Circulation and oceanographic properties at the sea surface, *Progress in Oceanography*, 26, 307–355, 1991.
- Mélin, F., Potentiel de la télédétection pour l'analyse des propriétés optiques du système océan-atmosphère et application à l'estimation de la photosynthèse phytoplanctonique, Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier Toulouse, 2003.
- Molinari, R. L., W. D. Wilson, et K. Leaman, Volume and heat transports of the Florida Current : April 1982 through August 1983, *Science*, 227, 292–294, 1985.
- Moore, J. K., S. C. Doney, J. A. Kleypas, et D. M. G. I. Y. Fung, An intermediate complexity marine ecosystem model for the global domain, *Deep-Sea Res. II*, 49, 403–462, 2001a.
- Moore, J. K., S. C. Doney, J. A. Kleypas, et D. M. G. I. Y. Fung, Iron cycling and nutrient limitation patterns in surface waters of the world ocean, *Deep-Sea Res. II*, 49, 463–507, 2001b.
- Morel, A., An ocean flux study in eutrophic, mesotrophic and oligotrophic situations : the EUMELI program, *Deep-Sea Res. I*, 43(8), 1185–1190, 1996.
- Morel, A., Process studies in eutrophic, mesotrophic and oligotrophic ocean regimes within the tropical northeast Atlantic, in *The Changing Ocean Carbon Cycle*, pp. 338–374, IGBP Book Series, Cambridge University Press, New York, Hanson, R.B., Ducklow, H.W., Field, J.G. (Eds), 2000.
- Mouriño, B., E. Fernández, J. Escánez, D. de Armas, S. Giraud, B. Sinha, et R. Pingree, A Subtropical Oceanic Ring of Magnitude (STORM) in the Eastern North Atlantic : physical, chemical and biological properties, *Deep-Sea Res. II*, 49, 4003–4021, 2002.

BIBLIOGRAPHIE

- Mouriño, B., E. Fernández, H. Etienne, F. Hernandez, et S. Giraud, Significance of cyclonic SubTropical Oceanic Rings of Magnitude (STORM) eddies for the carbon budget of the euphotic layer in the subtropical northeast Atlantic, *J. Geophys. Res.*, *108*(C12), doi :10.1029/2003JC001884, 2003.
- Naeije, M. C., et B. A. C. Ambrosius, Seasonal cycle and inter-annual variability of the Kuroshio/Oyashio current system using multichannel sea surface temperature and altimetry sea level data, *Advances in Space Research*, *25*(5), 1103–1106, 2000.
- New, A., Y. Jia, M. Coulibaly, et J. Dengg, On the role of the Azores Current in the ventilation of the North Atlantic Ocean, *Progress in Oceanography*, *48*, 163–194, 2001.
- Niiler, P. P., et W. S. Richardson, Seasonal variability of the Florida Current, *J. Mar. Res.*, *31*, 144–167, 1973.
- Olson, D. B., F. A. Schott, R. J. Zantopp, et K. D. Leaman, The mean circulation east of the Bahamas as determined from a recent measurement program and historical XBT data, *J. Phys. Oceanogr.*, *14*, 1470–1487, 1984.
- O'Reilly, J. E., et al., Ocean Color Chlorophyll *a* Algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4 : Version 4, SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 3, NASA Technical Memorandum 206892, Vol. 11, 2000.
- Oschlies, A., Can eddies make ocean deserts bloom?, *Global Biogeochem. Cycles*, *16*(4), doi :10.1029/2001GB001830, 2002a.
- Oschlies, A., Nutrient supply to the surface waters of the North Atlantic : A model study, *J. Geophys. Res.*, *107*(C5), doi :10.1029/2000JC000275, 2002b.
- Oschlies, A., et V. Garçon, Eddy-induced enhancement of primary production in a model of the North Atlantic Ocean, *Nature*, *394*, 266–269, 1998.
- Oschlies, A., et V. Garçon, An eddy-permitting coupled physical-biological model of the North Atlantic. 1. Sensitivity to advection numerics and mixed layer physics, *Global Biogeochem. Cycles*, *13*(1), 135–160, 1999.
- Oschlies, A., W. Koeve, et V. Garçon, An eddy-permitting coupled physical-biological model of the North Atlantic. 2. Ecosystem dynamics and comparison with satellite and JGOFS local studies data, *Global Biogeochem. Cycles*, *14*(1), 499–523, 2000.
- Osychny, V., et P. Cornillon, Properties of Rossby Waves in the North Atlantic Estimated from Satellite Data, *J. Phys. Oceanogr.*, *34*, 61–76, 2004.

BIBLIOGRAPHIE

- Oudot, C., J. F. TERNON, C. ANDRIÉ, E. S. BRAGA, et P. MORIN, On the crossing of the equator by intermediate water masses in the western Atlantic ocean : Identification and pathways of Antarctic Intermediate Water and Upper Circumpolar Water, *J. Geophys. Res.*, 104(C9), 20,911–20,926, 1999.
- Pairaud, I., et F. AUCLAIR, Combined wavelet and principal component analysis (WEoF) of a scale oriented model of coastal ocean gravity waves, *Dynamics of Atmosphere and Oceans*, 40(4), 254–282, 2005.
- Paulson, C. A., et J. J. SIMPSON, Irradiance measurements in the upper ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 952–956, 1977.
- Picaut, J., E. HACKERT, A. J. BUSALACCHI, R. MURTUGUDDE, et G. S. E. LAGERLOEF, Mechanisms of the 1997-1998 El Niño - La Niña, as inferred from space-based observations, *J. Geophys. Res.*, 107(C5), doi :10.1029/2001JC000850, 2002.
- Pingree, R. D., The eastern subtropical gyre (North Atlantic) : Flow rings recirculations structure and subduction, *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 77, 573–624, 1997.
- Pingree, R. D., et B. SINHA, Dynamic topography (ERS-1/2 and Seatruth) of subtropical ring (STORM 0) in the STORM Corridor (32-34°N, Eastern Basin, North Atlantic Ocean), *J. Mar. Biol. Ass. U. K.*, 78, 351–376, 1998.
- Pingree, R. D., et B. SINHA, Westward moving waves or eddies (*storms*) on the Subtropical/Azores Front near 32.5°N? Interpretation of the Eulerian currents and temperature records at moorings 155 (35.5°w) and 156 (34.4°w), *J. Mar. Sys.*, 29, 239–276, 2001.
- Pingree, R. D., C. GARCIA-SOTO, et B. SINHA, Position and structure of the Subtropical/Azores Front region from combined Lagrangian and remote sensing (IR/altimeter/SeaWiFS) measurements, *J. Mar. Biol. Ass. U. K.*, 79, 769–792, 1999.
- Polito, P. S., Observation of Long First-Mode Baroclinic Rossby Waves in the North Atlantic and their Connection with Wind Forcing, Ph.D. thesis, University of Rhode Island, 1997.
- Polito, P. S., et P. CORNILLON, Long baroclinic Rossby waves detected by TOPEX/POSEIDON, *J. Geophys. Res.*, 102(C2), 3215–3235, 1997.
- Polito, P. S., et W. T. LIU, Global characterization of rossby waves at several spectral bands, *J. Geophys. Res.*, 108(C1), doi :10.1029/2000JC000607, 2003.

BIBLIOGRAPHIE

- Popova, E. E., C. J. Lozano, M. A. Srokosz, M. J. R. Fasham, P. J. Haley, et A. R. Robinson, Coupled 3D physical and biological modelling of the mesoscale variability observed in North-East Atlantic in spring 1997 : biological processes, *Deep-Sea Res. I*, *49*, 1741–1768, 2002.
- Pottier, C., J.-P. C eron, J. Sudre, I. Dadou, S. Belamari, et V. Garçon, Dominant propagating signals in sea level anomalies in the Southern Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, doi :10.1029/2004GL019565, 2004.
- Prentice, I. C., et al., The Carbon Cycle and atmospheric carbon dioxide, In Houghton, J. T., et Yihui, D. (Eds.), *Third Assessment Report of Climate Change*, Cambridge University Press, 2001.
- Price, J. M., et L. Magaard, Interannual Baroclinic Rossby Waves in the Midlatitude North Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, *16*(2061-2070), 1986.
- Quartly, G. D., P. Cipollini, D. Cromwell, et P. J. Challenor, Rossby waves : synergy in action, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 2003.
- Reid, P. C., M. Edwards, H. G. Hunt, et A. J. Warner, Phytoplankton change in the North Atlantic, *Nature*, pp. 391–546, 1998.
- Reverdin, G., P. P. Niiler, et H. Valdimarsson, North atlantic ocean surface currents, *J. Geophys. Res.*, *108*(C1), doi :10.1029/2001JC001020, 2003.
- Reynaud, T., P. Legrand, H. Mercier, et B. Barnier, A new analysis of hydrographic data in the Atlantic and its application to an inverse modelling study, *International WOCE Newsletters*, *32*, 1998.
- Reynolds, R. W., et T. Smith, Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation, *J. of Climate*, *7*, 929–948, 1994.
- Richardson, P. L., et D. Walsh, Mapping climatological seasonal variations of surface currents in the tropical Atlantic using ship drifts, *J. Geophys. Res.*, *91*, 10,537–10,550, 1986.
- Rintoul, S. R., et C. Wunsch, Mass, heat, oxygen and nutrient fluxes and budgets in the North Atlantic Ocean, *Deep-Sea Res. I*, *38*, S355–S377, 1991.
- Rio, M.-H., et F. Hernandez, Estimation d'une topographie dynamique moyenne sur l'Atlantique Nord et Tropical, *Rapport final pour le Groupe Mission Mercator*, CLS/DOS/NT/02.515, CLS, Ramonville St Agne, 2002.

BIBLIOGRAPHIE

- Rémy, F., J.-F. Minster, et P. Femenias, Monitoring continental ice sheets by satellite altimetry, *Advances in Space Research*, 13(11), 353–359, 1993.
- Rémy, F., L. Testut, et B. Legresy, Topographie des calottes polaires par altimétrie satellite, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 330(7), 457–467, 2000.
- Rogel, P., Variabilité mésoéchelle et saisonnière du gyre Nord Atlantique, Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse 3, 1995.
- Sakamoto, C. M., D. M. Karl, H. W. Jannasch, R. R. Bidigare, R. M. Letelier, P. M. Waltz, J. P. Ryan, et P. S. Polito, Influence of Rossby waves on nutrient dynamics and the plankton community structure in the North Pacific subtropical gyre, *J. Geophys. Res.*, 109(C05032), doi :10.1029/2003JC001976, 2004.
- Salihoglu, B., Modeling the effect of physical and biogéochimiques processes on phytoplankton species and carbon production in the equatorial Pacific ocean, Ph.D. thesis, Old Dominion University, 2005.
- Sarmiento, J. L., R. D. Slater, M. J. R. Fasham, H. W. Ducklow, J. R. Toggweiler, et G. T. Evans, A Seasonal Three-Dimensional Ecosystem Model of Nitrogen Cycling in the North Atlantic Euphotic Zone, *Global Biogeochem. Cycles*, 7(2), 417–450, 1993.
- Sathyendranath, S., R. Longhurst, C. Caverhill, et T. Platt, Regionally and seasonally differentiated primary production in the North Atlantic, *Deep-Sea Res. I*, 42, 1773–1802, 1995.
- Schartau, M., et A. Oschlies, Simultaneous data-based optimisation of a 1D-ecosystem model at three locations in the North Atlantic Ocean : Part I. Method and parameter estimates, *J. Mar. Res.*, 61, 765–793, 2003a.
- Schartau, M., et A. Oschlies, Simultaneous data-based optimisation of a 1D-ecosystem model at three locations in the North Atlantic Ocean : Part II. Standing stocks and nitrogen fluxes, *J. Mar. Res.*, 61, 795–821, 2003b.
- Schmitz, W. J., et M. S. McCartney, On the North Atlantic circulation, *Rev. Geophys.*, 31, 29–49, 1993.
- Schmitz, W. J., et W. S. Richardson, On the transport of the Florida Current, *Deep-Sea Res.*, 15, 679–693, 1968.
- Schmitz, W. J., J. D. Thompson, et J.R.Luyten, The Sverdrup circulation for the Atlantic along 24°N, *J. Geophys. Res.*, 97, 7251–7256, 1992.

BIBLIOGRAPHIE

- Schott, F., T. N. Lee, et R. Zantopp, Variability of structure and transport of the Florida Current in the period range of days to seasonal, *J. Phys. Oceanogr.*, *18*, 1209–1230, 1988.
- Schott, F. A., P. Brandt, M. Hamann, J. Fischer, et L. Stramma, On the boundary flow off Brazil at 5–10°S and its connection to the interior tropical Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(17), doi :10.1029/2002GL014786, 2002.
- Schwefel, H.-P., Evolution and Optimum Seeking. Sixth-Generation Computer Technology Series., *John Wiley & Sons, New York*, 1995.
- Siegel, D., The Rossby Rototiller, *Nature*, *409*, 576–577, 2001.
- Siegel, D. A., D. J. J. McGillicuddy, et E. A. Fields, Mesoscale eddies, satellite altimetry, and new production in the Sargasso Sea, *J. Geophys. Res.*, *104*(C6), 13,359–13,379, 1999.
- Siegel, D. A., S. C. Doney, et J. A. Yoder, The North Atlantic Spring Phytoplankton Bloom and Sverdrup's Critical Depth Hypothesis, *Science*, *296*, 730–733, 2002a.
- Siegel, D. A., S. Maritorena, N. B. Nelson, D. A. Hansell, et M. Lorenzi-Kayser, Global distribution and dynamics of colored dissolved and detrital organic materials, *J. Geophys. Res.*, *107*(C12), doi :10.1029/2001JC000965, 2002b.
- Smith, W. H. F., et D. T. Sandwell, Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings, *Science*, *277*, 1956–1962, 1997.
- Spall, M. A., Rossby Wave Radiation in the Cape Verde Frontal Zone, *J. Phys. Oceanogr.*, *22*, 796–807, 1992.
- Steinberg, D. K., C. A. Carlson, N. R. Bates, R. J. Johnson, A. F. Michaels, et A. H. Knap, Overview of the US JGOFS Bermuda Atlantic Time-series Study (BATS) : a decade-scale look at ocean biology and biogeochemistry, *Deep-Sea Res. II*, *48*, 1405–1447, 2001.
- Stramma, L., Geostrophic transport in the warm water sphere of the eastern subtropical North Atlantic, *J. Mar. Res.*, *42*, 537–5584, 1984.
- Stramma, L., et T. J. Muller, Some observations of the Azores Current and the North Equatorial Current, *J. Geophys. Res.*, *94*, 3181–3186, 1989.
- Stramma, L., et F. Schott, The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean, *Deep-Sea Res. II*, *46*, 279–303, 1999.

BIBLIOGRAPHIE

- Strub, P. T., et C. James, The 1997-1998 oceanic El Niño signal along the southeast and northeast Pacific boundaries : An altimetric view, *Progress in Oceanogr.*, 54(1-4), 439-458, 2002.
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson, et R. H. Fleming, *The Oceans*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, 1087 pp., 1942.
- Sy, A., Investigation of large-scale circulation patterns in the central North-Atlantic - the North-Atlantic Current, the Azores Current, and the Mediterranean Water plume in the area of the mid-Atlantic ridge, *Deep-Sea Res.*, 35, 383-413, 1988.
- Tailleux, R., Comments on the effect of bottom topography on the speed of long extratropical planetary waves, *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 1536-1541, 2003.
- Tailleux, R., A WKB analysis of the surface signature and vertical structure of long extratropical baroclinic Rossby waves over topography, *Ocean Modelling*, 6, 191-219, 2004.
- Tailleux, R., et J. C. McWilliams, The Effect of Bottom Pressure Decoupling on the Speed of Extratropical, Baroclinic Rossby Waves, *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 1461-1476, 2000.
- Tailleux, R., et J. C. McWilliams, Energy propagation of long extratropical Rossby waves over slowly varying zonal topography, *J. Fluid Mech.*, 473, 295-319, 2002.
- Takahashi, T., et S. C. Sutherland, An assessment of the role of the North Atlantic as a CO2 sink, *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Series B*, 348, 143-152, 1995.
- Taylor, A. H., J. M. Colebrook, J. A. Stephens, et N. G. Baker, Latitudinal displacements of the Gulf Stream and the abundance of plankton in the North-east Atlantic, *J. Mar. Biol. Assoc. Uk*, 72, 919-921, 1992.
- Taylor, A. H., R. J. Geider, et F. J. H. Gilbert, Seasonal and latitudinal dependencies of phytoplankton carbon-to-chlorophyll *a* ratios : results of a modelling study, *Marine Ecology Progress Series*, 152, 51-66, 1997.
- Taylor, K. E., Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *J. Geophys. Res.*, 106(D7), 7183-7192, 2001.
- Tchernia, P., *Océanographie régionale. Description physique des océans et des mers*, Ecole Nationale Supérieure de Techniques Avancées, 257 pp., 1978.
- Tomczak, M., et J. S. Godfrey, *Regional Oceanography : An Introduction*, Pergamon, 1994.

BIBLIOGRAPHIE

- Toner, M., A. D. Kirwan, A. C. Poje, L. H. Kantha, F. E. Muller-Karger, et C. K. R. T. Jones, Chlorophyll dispersal by eddy-eddy interactions in the Gulf of Mexico, *J. Geophys. Res.*, *108*(C4), doi :10.1029/2002JC001499, 2003.
- Torrence, C., et G. P. Compo, A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *79*(1), 61–78, 1998.
- Torrence, C., et P. J. Webster, Interdecadal Changes in the ENSO-Monsoon System, *J. Climate*, *12*, 2679–2690, 1999.
- Tsuchiya, M., Circulation of the Antarctic Intermediate Water in the North Atlantic Ocean, *J. Mar. Res.*, *47*, 747–755, 1989.
- Uz, B. M., J. A. Yoder, et V. Osychny, Pumping of nutrients to ocean surface waters by the action of propagating planetary waves, *Nature*, *409*, 597–600, 2001.
- Wang, L., et C. J. Kobalinsky, Influence of mid-ocean ridge on Rossby waves, *J. Geophys. Res.*, *99*(C12), 25,143–25,153, 1994.
- White, W. B., K. A. Gloersen, F. Marsac, et Y. M. Tourre, Influence of Coupled Rossby Waves on Primary Productivity and Tuna Abundance in the Indian Ocean, *Journal of Oceanography*, *60*, 531–541, 2004.
- Williams, R. G., et M. J. Follows, Physical Transport of Nutrients and the Maintenance of Biological Production, *In : Ocean Biogeochemistry by M. J. R. Fasham*, pp. 19–51, springer Ed., 2003.
- Williams, R. G., A. McLaren, et M. J. Follows, Estimating the convective supply of nitrate and implied variability in export production, *Global Biogeochem. Cycles*, *14*, 1299–1313, 2000.
- Wilson, W. D., E. Johns, et R. L. Molinari, Upper layer circulation in the western tropical North Atlantic Ocean during August 1989, *J. Geophys. Res.*, *99*, 22,513–22,523, 1994.
- Woodgate, R. A., E. Fahrbach, et G. Rohardt, Structure and transport of the East Greenland Current at 75°N from moored current meters, *J. Geophys. Res.*, *104*, 18,059–18,072, 1999.
- Wooster, W. S., A. Bakun, et D. R. McLain, The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic, *J. Mar. Res.*, *34*, 131–140, 1976.
- Wüst, G., Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Die Stratosphäre des Atlantischen Ozeans, *Wiss. Ergebn. Deutsch. Atlant. Exp. 'Meteor'*, *6*, 109–288, 1935.

BIBLIOGRAPHIE

Zhou, M., J. D. Paduan, et P. P. Niiler, Surface currents in the Canary Basin from drifter observations, *J. Geophys. Res.*, *105*, 21,893–21,911, 2000.

Table des figures

1	Schéma de la pompe biologique et des échanges gazeux avec l'atmosphère (http://www.uea.ac.uk/env/solas/welcome.html)	12
1.1	Bathymétrie (mètres) de l'océan Atlantique Nord	17
1.2	Vents moyennés pour la période 1948-2005 estimées à partir de modèle atmosphérique. Carte distribuée par la NOAA-CIRES Climate Diagnostics Centre, Boulder, Colorado, extraite du site web : http://www.cdc.noaa.gov/	19
1.3	Vents saisonniers moyennés en hiver (gauche) et en été (droite) pour la période 1949-2004. Carte distribuée par la NOAA-CIRES Climate Diagnostics Centre, Boulder, Colorado, extraite du site web : http://www.cdc.noaa.gov/	19
1.4	Flux de chaleur net annuel moyen sur les années 1980-1993 dans l'océan Atlantique Nord (en $W.m^{-2}$) calculé à l'aide d'observations <i>in situ</i> - d'après <i>Josey et al. (1998)</i>	20
1.5	Circulation de surface dans l'océan Atlantique Nord (d'après <i>Tomczak et Godfrey, 1994</i>). Des abréviations sont utilisées pour les courants d'Est Islande (CEI), d'Irminger (CI), d'Ouest du Groënland (COdG), d'Est du Groënland (CEdG), le "Loop current" (LC), le courant des Antilles (CA), le contre-courant des Caraïbes (CCC) et le courant Nord Brésil (CNB). D'autres abréviations font référence à des fronts : le front Jan Mayen (FJM), le front du courant de Norvège (FCN), le front Islande-Faroe (FII), le front Subarctique (FSA) et le front des Açores (FA).	22
1.6	Illustration des anneaux du Gulf Stream.	23
1.7	Principales masses d'eaux de l'Océan Atlantique.	26
1.8	Carte des provinces biogéochimiques d'après <i>Longhurst (1998)</i> - Image de fond représentant les concentrations en chlorophylle- <i>a</i> (SeaWiFS) au printemps (carte moyenne).	31
1.9	Influence des gyres subtropicaux et polaires sur les concentrations en nitrates dans l'hémisphère nord (gyre subtropical oligotrophe, gyre polaire riche en nitrates) liée à la circulation d'Ekman et aux pompages associés (d'après <i>Williams et Follows, 2003</i>).	38

TABLE DES FIGURES

1.10	Influence des tourbillons sur les écosystèmes marins (d'après <i>Williams et Follows</i> , 2003).	40
2.1	Effets des ondes de Rossby sur l'environnement (d'après <i>Cipollini et al.</i> , 2000, - http://www.noc.soton.ac.uk/JRD/SAT/Rosby/).	43
2.2	Schéma d'une onde de Rossby barocline - 1 ^{er} mode (d'après <i>Cipollini et al.</i> , 2000).	44
2.3	Structure d'une onde de Rossby barocline. Ce diagramme a été construit avec une seule inversion dans la structure verticale des vitesses (1 ^{er} mode) - d'après <i>Cushman-Roisin</i> (1994).	48
2.4	Comparaison globale des vitesses de propagations moyennées zonalement associées aux ondes de Rossby calculées à partir de la théorie linéaire, de la théorie étendue de <i>Killworth et al.</i> (1997), de l'analyse par une transformée 2D de Radon des données altimétriques TOPEX/POSEIDON et des données de température de surface ATSR analysées par <i>Hill et al.</i> (2000), ainsi que les vitesses trouvées pour les données couleur de l'eau par <i>Cipollini et al.</i> (2000). (D'après <i>Cipollini et al.</i> , 2001)	51
2.5	a) Vitesses des ondes longues planétaires les plus rapides (en $cm.s^{-1}$) a) non perturbées, b) en présence d'un champ u de courants baroclines et c) en présence d'un champ u de courants barotropes (d'après les sorties du modèle numérique à haute résolution OCCAM) et baroclines. Les zones de vitesses positives (vers l'Est) sont représentées en gris clair; les zones où aucune solution n'est obtenue sont en gris foncé. Les valeurs des contours ne sont pas uniformes : 30, 20, 15, 10, 8, 6, 4, 2, 1 et 0 $cm.s^{-1}$ (>0 vers l'Est). Les vitesses sont masquées dans une bande de $\pm 10^\circ$ autour de l'Equateur où les ondes longues suivent une théorie équatoriale différente de la théorie des ondes longues planétaires - d'après <i>Killworth et al.</i> (1997).	53
2.6	Atlantique Nord : a) Trajectoire des rayons, b) rapports de vitesses de phase $c/c_{fondplat}$ (vitesses calculées en tenant compte de la topographie sur vitesses dans le cas d'un fond plat). Intervalles des contours de 0.1 avec des lignes pointillées pour les valeurs inférieures à 1. c) Topographie lissée utilisée - d'après <i>Killworth et Blundell</i> (1999).	54
2.7	Rapports des vitesses de phases c sur les vitesses de phase dans le cas d'un fond plat $c_{fondplat}$ moyennés zonalement en fonction de la latitude sur les bandes de longitudes définies par <i>Chelton et Schlax</i> (1996). Les symboles pleins représentent les rapports observés par <i>Chelton et Schlax</i> (1996) et les symboles non remplis représentent la théorie tenant compte de la topographie. Les cercles indiquent les valeurs dans le Pacifique et les carrés dans l'Atlantique et l'Indien - d'après <i>Killworth et Blundell</i> (1999).	55

TABLE DES FIGURES

2.8	Résultats de la théorie des rayons pour l'océan Atlantique Nord montrant les trajectoires avec un espacement initial des rayons de $1/4^\circ$. Les O marquent les régions au-delà desquelles les conditions limites de fond (et implicitement la conservation de la fréquence) ne sont pas satisfaites de manière suffisamment précise - d'après <i>Killworth et Blundell</i> (2003b).	56
2.9	Vitesses vers l'Ouest observées (données de P. Cipollini 2001, communication personnelle) et vitesses calculées dans le cas de la théorie étendue (courants moyens et topographie), moyennées par bandes de longitudes recouvrant les bassins océaniques - d'après <i>Killworth et Blundell</i> (2003b).	57
3.1	Cartes mensuelles de concentrations en chlorophylle mesurées par le capteur SeaWiFS pour les mois de Janvier (a), Avril (b), Juillet (c) et Octobre (d) de l'année 1998.	65
3.2	Principe de la mesure de la hauteur de la mer.	67
3.3	Cartes mensuelles d'anomalies de hauteur de la mer (SLA) issues du produit combiné TOPEX/POSEIDON - ERS-1/2 pour les mois de Janvier (a), Avril (b), Juillet (c) et Octobre (d) de l'année 1998.	69
3.4	La transformée en ondelettes d'un signal compare une ondelette (ici de Morlet) aux différentes parties du signal. (1) et (2) sont deux zones différentes du signal. Dans le cas de (1) en b', le coefficient en ondelettes obtenu est faible compte tenu des ses parties négatives et positives. Dans le cas de (2) en b, le coefficient en ondelettes est plus fort car il ne présente que des coefficients positifs. Ainsi les ondelettes vont faire apparaître les variations du signal étudié.	72
3.5	Ondelette de Morlet : partie réelle (trait plein) et partie imaginaire (trait pointillé).	74
3.6	Diagramme en ondelettes spatiales pour un signal théorique sinusoïdal. Le premier et le deuxième graphiques représentent respectivement la SLA en fonction de la longitude et les coefficients en ondelettes (unité d'énergie en cm^2) en fonction de la longitude et des longueurs d'onde.	75
3.7	Exemple d'une transformée de Radon 2D sur un diagramme longitude temps $f(x, y)$ calculée pour deux angles différents ϕ_1 et ϕ_2 (d'après <i>Cipollini et al.</i> , 2005).	78
3.8	Schéma de principe de Mercator	80
3.9	Grille du modèle : T indique les points scalaires où la température, la salinité, la densité, la pression et la divergence horizontale sont définies. (u,v,w) indiquent les points vecteurs et f indique les points de vorticité où les vorticités planétaires et relatives sont définies.	82
3.10	Le modèle NPZDDON (d'après <i>Huret et al.</i> , 2005)).	85

TABLE DES FIGURES

3.11 Climatologie annuelle de l'Atlas Levitus 2001 interpolée sur la grille du modèle pour les concentrations en Nitrates de surface (en $mmolN.m^{-3}$).	91
4.1 Diagrammes temps/longitudes de SLA (cm) à a) 20°N, b) 34°N et c) 40°N. Les données ont été filtrées spatialement. Les signaux sont reconstruits pour des longueurs d'onde comprises entre 500 et 1001 km à l'aide d'une analyse en ondelettes.	95
4.2 Diagrammes temps/longitudes de SLA (cm) à 34°N : a) signal non filtré, b) signal brut moins la moyenne zonale et c) signal filtré reconstruit pour les longueurs d'onde comprises entre 500 et 1001 km à l'aide d'une analyse en ondelettes.	96
4.3 Amplitudes a) minimales et b) maximales, amplitudes moyennes c) négatives et d) positives des ondes de Rossby ainsi que les écart-types des amplitudes e) négatives et f) positives d'après les données altimétriques filtrées. Les contours noirs, correspondant à l'isobathe 3500 m au centre du bassin, représentent la dorsale médio-Atlantique.	98
4.4 Écart-types calculés selon les longitudes en fonction du temps pour les différentes années et latitudes. La limite supérieure de l'axe des ordonnées correspond au maximum d'amplitude à la latitude considérée.	99
4.5 Concentrations en chlorophylle de surface (SeaWiFS en $mgChl.m^{-3}$) pour la zone d'étude déterminée pour l'analyse des ondes de Rossby.	100
4.6 Diagrammes en ondelettes spatiales a) à 28°N en Avril 1998, b) à 34°N en Avril 1998 et c) à 34°N en Avril 1995. Pour a, b et c, le premier, deuxième et troisième graphiques représentent respectivement la SLA en fonction de la longitude, les coefficients en ondelettes (unité d'énergie en cm^2) en fonction de la longitude et des longueurs d'onde et la bathymétrie en fonction de la longitude. Pour les coefficients en ondelettes, la ligne noire parabolique délimite le cône d'influence (Torrence et Compo, 1998). Les contours noirs fermés représentent le niveau de confiance à 95% des coefficients en ondelettes (test du χ^2).	101
4.7 Les longueurs d'onde sont tout d'abord extraites pour les maxima des coefficients en ondelettes pour chaque latitude et chaque mois. Les longueurs d'onde sont alors moyennées dans le temps (gauche). Energie moyenne (dans le temps) associée à ces différents coefficients (droite). Ces données sont extraites de l'analyse spatiale de la SLA non filtrée.	102
4.8 Transformée de Fourier à 2D réalisée à partir du diagramme longitude/temps de la SLA pour la latitude 34°N entre 48°W et 28°W.	103

TABLE DES FIGURES

4.9	Diagramme en ondelettes temporelles (unité d'énergie en cm^2) à $34^\circ N$: a) $55^\circ W$, b) $36^\circ W$, and c) $21^\circ W$ à partir de la SLA filtrée. Pour a, b, c, les premiers et second diagrammes représentent les deux même premiers graphiques que pour la figure 4.6 (a, b, c) excepté la longitude qui est remplacée par le temps et les longueurs d'onde par les périodes.	104
4.10	Diagramme en ondelettes temporelles (unité d'énergie en cm^2) à a) $24^\circ N$, b) $27^\circ N$, c) $34^\circ N$ et d) $37^\circ N$ et $36^\circ W$ à partir de la SLA filtrée. Pour a, b, c, les premiers et second diagrammes représentent les même graphiques que pour la figure 4.9.	106
4.11	Périodes tout d'abord extraites pour les maxima des coefficients en ondelettes pour chaque latitude et chaque longitude. Les périodes sont ensuite moyennées selon les longitudes (gauche). Énergie moyenne (selon les longitudes) associée à ces différents coefficients (droite). Ces données sont extraites de l'analyse temporelle de la SLA filtrée. Les maxima sont extraits sur toutes les longitudes et tous les pas de temps à une latitude donnée. . .	107
4.12	Vitesses de propagation ($cm.s^{-1}$, positives vers l'Ouest) correspondant a) aux données de SLA filtrées par analyse en ondelettes (Les vitesses ont été mesurées à l'aide de la transformée 2D de Radon, cf. section 3.3.3), b) à la théorie étendue (Kilworth et Blundell, 2003b), c) à la théorie linéaire. d) Logarithme du rapport entre les vitesses déduites des observations et de la théorie étendue. Dans les figures a et d, les données proches des côtes sont exclues en raison de la zone d'étude choisie pour l'analyse en ondelettes (forts gradients en chlorophylle proches des côtes exclus) et du cône d'influence.	109
4.13	Relation de dispersion de la théorie linéaire des ondes de Rossby pour les trois premiers modes baroclines (calculé à partir des données de température et de salinité du World Ocean Atlas 2001 Conkright et al., 2002). Les enveloppes verte, rouge et bleue représentent respectivement la partie Est du bassin ($25^\circ W$ - $10^\circ W$), la zone au-dessus de la dorsale ($50^\circ W$ - $25^\circ W$), et la partie Ouest du bassin ($74^\circ W$ - $50^\circ W$). Le rectangle délimite l'aire correspondante aux observations (avec des longueurs d'onde comprises entre 500 km et 1000 km pour des périodes comprises entre 6 et 16 mois).	110
4.14	Cohérences entre les anomalies de rotationnel du vent (NCEP) et la SLA entre 1993 et 2001 à la latitude $33.33^\circ N$	111
4.15	a) Spectre 2D de Fourier croisé entre les anomalies du rotationnel du vent (NCEP) et la SLA et b) diagramme longitude/temps de SLA filtrée à $34^\circ N$ en 1998. Les contours blancs (a) délimitent les données présentant des corrélations supérieures à 0.7.	112

TABLE DES FIGURES

4.16	Trajectoires des tourbillons STORM dérivées de méthodes de détection automatiques (méthodes de suivis de tourbillons) confirmées par des analyses visuelles dans l'Atlantique subtropical Nord-Est (vers 33°N, de 19°W à 35°W) pour la période 1993-1999 (JD, Jours Juliens). Les noms entre parenthèses font référence à la classification précédemment utilisée par <i>Pingree et al.</i> (1999). Les nombres sur l'axe du haut représentent l'aire moyenne annuelle (km^2) occupée par les tourbillons STORM dans l'Atlantique subtropical Nord-Est - d'après <i>Mourino et al.</i> (2003).	113
5.1	Schéma du mécanisme d'advection horizontale (advection des gradients méridiens de traceurs par les vitesses géostrophiques associées aux ondes de Rossby). (a) Champ de traceur au repos (le gradient a été schématisé par un front avec des concentrations plus élevées au Nord et plus faibles au Sud). (b) Champ de traceur avec la superposition d'une onde de Rossby et de son champ de vitesses géostrophiques associées (indiquées par les flèches orientées Nord-Sud). La flèche épaisse montre la direction de propagation des ondes de Rossby. (c) Une perturbation résultante possible dans le champ de traceur (la relation de phase montrée ici est seulement qualitative) - d'après <i>Killworth et al.</i> (2004).	117
5.2	Schéma du mécanisme d'upwelling pour une onde de Rossby barocline de premier mode avec les ordres de grandeurs des différentes propriétés ("thermocline" indique la thermocline permanente aux latitudes moyennes) - d'après <i>Killworth et al.</i> (2004).	118
5.3	Schéma du mécanisme de remontée du pic de chlorophylle dans la couche euphotique lors du passage d'une onde de Rossby.	120
5.4	Diagrammes temps/longitude pour les concentrations en chlorophylle- <i>a</i> ($mg\ Chl.m^{-3}$) à a) 20°N, b) 34°N et c) 40°N. Les données ont été filtrées spatialement. Les signaux sont reconstruits pour des longueurs d'onde comprises entre 500 et 1000 km à l'aide d'une analyse en ondelettes.	121
5.5	Diagrammes en ondelettes spatiales (unité d'énergie en $(mg\ Chl.m^{-3})^2$) à 34°N (a) et 29°N (b) en Juin 1998 et à 34°N en 2001 (c) pour les concentrations en chlorophylle- <i>a</i> de surface. Le premier, deuxième et troisième diagrammes représentent les mêmes graphiques que pour la figure 4.6 (a, b, c) à l'exception de la SLA remplacée par les concentrations en chlorophylle- <i>a</i>	122

TABLE DES FIGURES

5.6	Diagrammes en ondelettes spatiales (unité d'énergie en $(mg\ Chl.m^{-3})^2$) à 40°N (a, b, c), 34°N (d, e, f) et 28°N (g, h, i) en Février (a, d, g), Avril (b, e, h) et Juillet 1998 (c, f, i). Les concentrations en chlorophylle- <i>a</i> analysées sont filtrées spatialement à l'aide d'une analyse en ondelettes permettant de conserver seulement les longueurs d'ondes comprises entre 500 et 1000 km. Les gradients méridiens ($mg\ Chl.m^{-3}.deg^{-1}$) du $log_{10}(chl)$ calculés à partir des données SeaWiFS sont présentés pour Février (j), Avril (k) et Juillet (l). Les trois lignes pointillées noires indiquent les trois latitudes décrites dans les diagrammes en ondelettes.	124
5.7	Diagramme en ondelettes temporelles (unité d'énergie en $(mg\ Chl.m^{-3})^2$) à 34°N : a) 55°W, b) 36°W, and c) 21°W à partir des concentrations en chlorophylle- <i>a</i> filtrées. Pour a, b, c, les premier et second diagrammes représentent les deux même premiers graphiques que pour la figure 5.5 (a, b, c) excepté la longitude qui est remplacée par le temps et les longueurs d'onde par les périodes.	125
5.8	Schéma des relations de phases prédites pour (a) l'advection horizontale de chlorophylle et (b) les mécanismes verticaux. Les ondes de Rossby en SLA sont indiquées par les traits Nord-Sud épais (trait plein : crête ; ligne pointillée : creux). La flèche noire indique la direction de propagation ; les flèches évidées représentent les vitesses géostrophiques ; les gradients ont été schématisés par des fronts. Les segments épais sur l'axe des phases indiquent les intervalles de phase spatiale calculés à l'aide de modèles simples - d'après <i>Killworth et al. (2004)</i>	126
5.9	Maxima de cohérence entre la SLA et les concentrations en chlorophylle- <i>a</i> . Ces cohérences ont été calculés à l'aide d'une analyse en ondelettes croisée. Elles sont extraites de chaque diagramme en ondelettes dans le cône d'influence pour des longueurs d'onde comprises entre 467 km et 1110 km. Pour décrire la variabilité spatiale, les mois d'Avril de 1998 à 2001 (a à d) sont représentés.	128

5.10	Relations de phase entre la SLA et les concentrations en chlorophylle- <i>a</i> (phase(chlorophylle- <i>a</i>)-phase(SLA)). Ces déphasages ont été calculés à l'aide d'une analyse spectrale croisée en ondelettes. Les phases pour les données ayant une cohérence maximale > 0.75 sont extraites de chaque diagramme en ondelettes dans le cône d'influence pour des longueurs d'onde comprises entre 467 km et 1110 km. Dans le cas où, en un point géographique, plus d'une donnée possède le même maximum de cohérence dans le domaine spectral, ce point est exclu pour conserver seulement des phases ne présentant pas d'incertitudes (pouvant être induites par des moyennes). Afin de décrire la variabilité temporelle, les mois d'Avril de 1998 à 2001 (a à d) sont représentés.	129
5.11	(a) SLA (rouge) et concentrations en chlorophylle (bleu) à 34°N en Avril 1998. Relations de phase (b) et cohérence (c) entre les deux signaux en fonction de la longitude et des longueurs d'ondes. (d) Phases extraites et analysables (hors cône d'influence) pour les longueurs d'onde 475 km (en rouge + bleu) et 950 km (en bleu).	130
5.12	Rapports de données extraites comparées au nombres de données utilisées pour l'analyse en ondelettes croisée (exprimé en %) : a) moyennes mensuelles, b) moyennes annuelles, c) moyennes par latitudes sur toute la série temporelle (1998-2001) et c) évolution temporelle des pourcentages par mois et par années.	131
5.13	Relations de phase spatiale entre concentrations en chlorophylle et SLA moyennées dans le temps à partir de l'analyse spectrale croisée en ondelettes (gauche) et à partir de l'analyse spectrale croisée de Fourier (droite) réalisée par <i>Killworth et al.</i> (2004).	132
5.14	Gradients verticaux des concentrations en chlorophylle calculés sur les dix premiers mètres de la colonne d'eau d'après la climatologie de <i>Conkright et al.</i> (1998).	136
5.15	Rapports d'amplitudes (traceurs sur SLA) estimés à partir des données satellites (ligne bleue), modélisés pour le processus d'advection horizontale (carrés rouges) et modélisés pour les processus verticaux (cercle plein pour la remontée du pic de chlorophylle de subsurface - uplifting de chlorophylle - et cercle évidé pour l'upwelling de nitrates) pour les latitudes 19.5°N (a), 23.5°N (b) et 33.5°N (c). A l'aide des mêmes symboles, les relations de phases observées et modélisées sont représentées sur les diagrammes (d) pour la latitude 19.5°N, (e) pour 23.5°N et (f) pour 33.5°N. Les trois diagrammes du bas représentent la contribution relative (en %) des trois processus pour les latitudes 19.5°N (g), 23.5°N (h) et 33.5°N (i).	138

TABLE DES FIGURES

5.16	Distribution spatiale des contributions relatives (en %) des trois processus supposés qui pourraient expliquer la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby : l'advection horizontale des gradients méridiens de chlorophylle (a), la remontée du pic de chlorophylle de subsurface (b) et l'upwelling de nitrates dans la couche euphotique (c).	140
5.17	Contribution relative (en %) des trois processus supposés qui pourraient expliquer la signature chlorophyllienne des ondes de Rossby : l'advection horizontale des gradients méridiens de chlorophylle, l'upwelling de nitrates dans la couche euphotique et la remontée du pic de chlorophylle de subsurface. Les croix représentent tous les points de grille du modèle au Nord de 28°N (a) et au Sud de 28°N (b) entre 9.5°N et 40.5°N.	141
6.1	Chronologie des simulations réalisées à l'aide du modèle couplé physique/biogéochimie.	147
6.2	Concentrations en chlorophylle de surface ($mg\ Chl.m^{-3}$) pour l'hiver 1998 (Janvier-Février-Mars) a) estimées par le capteur SeaWiFS et b) modélisées.	149
6.3	Concentrations en chlorophylle de surface ($mg\ Chl.m^{-3}$) pour le printemps 1998 (Avril-Mai-Juin) a) estimées par le capteur SeaWiFS et b) modélisées.	150
6.4	Concentrations en chlorophylle de surface ($mg\ Chl.m^{-3}$) pour l'été 1998 (Juillet-Août-Septembre) a) estimées par le capteur SeaWiFS et b) modélisées.	151
6.5	Concentrations en chlorophylle de surface ($mg\ Chl.m^{-3}$) pour l'automne 1998 (Octobre-Novembre-Décembre) a) estimées par le capteur SeaWiFS et b) modélisées.	152
6.6	Positions des différents sites de mesure à BATS	153
6.7	Évolution temporelle pour l'année 1998 de la température, mesurée à BATS (a) et simulée par le modèle couplé physique/biogéochimie (b), et de la salinité mesurée à BATS (c) et modélisée (d) sur les 300 premiers mètres de profondeur.	155
6.8	Évolution temporelle pour l'année 1998 des concentrations en nitrates a) mesurées à BATS (Nitrates+Nitrites) et b) simulées par le modèle couplé physique/biogéochimie dans les 300 premiers mètres de profondeur.	156
6.9	Évolution temporelle pour l'année 1998 des concentrations en chlorophylle a) mesurées à BATS (pigments) et b) simulées par le modèle couplé physique/biogéochimie dans les 300 premiers mètres de profondeur.	157
6.10	Évolution temporelle pour l'année 1998 de l'azote organique dissous mesuré à BATS (a) (le DON réfractaire estimé à $1.9\ mmol\ N.m^{-3}$ a été soustrait) et simulé par le modèle couplé physique/biogéochimie (b) dans les 300 premiers mètres de profondeur.	158

TABLE DES FIGURES

6.11	Évolution temporelle pour l'année 1998 des concentrations en zooplancton intégrées sur les 200 premiers mètres simulées (a) et observées (b). Les observations sont extraites de <i>Madin et al. (2001)</i> et représentent le méso-zooplancton mesuré en période diurne (courbe rouge) et nocturne (courbe bleue).	159
6.12	Évolution temporelle pour l'année 1998 des concentrations en zooplancton simulées par le modèle couplé physique/biogéochimie dans les 300 premiers mètres de profondeur.	160
6.13	Évolution temporelle pour l'année 1998 de l'azote organique particulaire (PON) mesuré à BATS (a) et des détritits simulés par le modèle couplé physique/biogéochimie (b) dans les 300 premiers mètres de profondeur. Remarque : les échelles de couleurs des deux figures sont différentes.	160
6.14	Évolution temporelle au site oligotrophe EUMELI pour l'année 1998 des concentrations en nitrates (gauche) et en chlorophylle (droite) modélisées par le modèle couplé physique/biogéochimie (haut) et mesurées en 1991 et 1992 (bas) sur les 300 premiers mètres de profondeur.	163
6.15	Principales sections WOCE réalisées en 1997 et 1998 utilisées pour la validation du modèle couplé physique/biogéochimie. La section <i>a24</i> est traitée dans l'annexe B.	164
6.16	Relation entre les numéros de station et leurs positions géographiques pour la section <i>a02b</i>	165
6.17	Température (haut) et salinité (bas) mesurées lors de la campagne WOCE <i>a02b</i> (gauche) et estimées par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 500 premiers mètres.	166
6.18	Nitrates mesurés lors de la campagne WOCE <i>a02b</i> (gauche) et estimés par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 500 premiers mètres (haut) et sur toute la colonne d'eau (bas).	167
6.19	Relation entre les numéros de station et leurs positions géographiques pour la section <i>a20</i>	168
6.20	Température (haut) et salinité (bas) mesurées lors de la campagne WOCE <i>a20</i> (gauche) et estimées par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 500 premiers mètres.	169
6.21	Relation entre les numéros de station et leurs positions géographiques pour la section <i>a22</i>	170
6.22	Température (haut) et salinité (bas) mesurées lors de la campagne WOCE <i>a22</i> (gauche) et estimées par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 500 premiers mètres.	171

TABLE DES FIGURES

6.23	Nitrates mesurés lors de la campagne WOCE <i>a22</i> (gauche) et estimés par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 500 premiers mètres (haut) et sur toute la colonne d'eau (bas).	172
6.24	Relation entre les numéros de station et leurs positions géographiques pour la section <i>ar01a</i>	172
6.25	Température (haut) et salinité (bas) mesurées lors de la campagne WOCE <i>ar01a</i> (gauche) et estimées par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 500 premiers mètres.	173
6.26	Température (haut) et salinité (bas) mesurées lors du transect AMT 6 (gauche) et estimées par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 200 premiers mètres.	176
6.27	Concentrations en chlorophylle (haut) et en nitrates (bas) mesurées lors du transect AMT 6 (gauche) et estimées par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 200 premiers mètres.	177
6.28	Température (haut) et salinité (bas) mesurées lors du transect AMT 7 (gauche) et estimées par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 200 premiers mètres.	178
6.29	Concentrations en chlorophylle (haut) et en nitrates (bas) mesurées lors du transect AMT 7 (gauche) et estimées par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 200 premiers mètres.	179
6.30	Production primaire annuelle dans le modèle couplé physique/biogéochimie en 1998 intégrée sur les 9 premiers niveaux verticaux du modèle soit les 112 premiers mètres.	181
7.1	Concentrations en chlorophylle de surface du 13 Mai 1998 pour la simulation initiale (a), dans le cas 1 d'un taux de reminéralisation, $\rho_s \sim 0$ (b) et dans le cas 2 d'un taux d'hydrolyse, $\mu_d \sim 0$ (c).	186
7.2	Concentrations en chlorophylle de surface moyennes par saison en 1998 (JFM : Janvier-Février-Mars; AMJ : Avril-Mai-Juin; JAS : Juillet-Août-Septembre; OND : Octobre-Novembre-Décembre) pour la simulation initiale (gauche) et pour la simulation de référence (droite).	188
7.3	Concentrations des différentes variables d'état du modèle biogéochimique (Chlorophylle, Nitrates, Matière Organique Dissoute, Détritus et Zooplankton) pour l'année 1998 à BATS dans les cas de la simulation de référence (droite) et de la simulation initiale (gauche).	189
7.4	Concentrations des différentes variables d'état du modèle biogéochimique (Chlorophylle, Nitrates, Matière Organique Dissoute, Détritus et Zooplankton) pour l'année 1998 à EUMELI dans le cas de la simulation de référence (droite) et de la simulation initiale (gauche).	190

TABLE DES FIGURES

7.5	Diagramme de Taylor (<i>Taylor, 2001</i>) résumant les résultats des expériences de sensibilité sur les concentrations en nitrates de surface.	193
7.6	Diagramme de Taylor (<i>Taylor, 2001</i>) résumant les résultats des expériences de sensibilité sur les concentrations en chlorophylle de surface.	194
7.7	Diagramme de Taylor (<i>Taylor, 2001</i>) résumant les résultats des expériences de sensibilité sur les concentrations en matière organique dissoute de surface.	195
7.8	Diagramme de Taylor (<i>Taylor, 2001</i>) résumant les résultats des expériences de sensibilité sur les concentrations en zooplancton de surface.	196
7.9	Diagramme de Taylor (<i>Taylor, 2001</i>) résumant les résultats des expériences de sensibilité sur les concentrations en détritrus de surface.	197
7.10	Concentrations en chlorophylle de surface modélisées au début (04/04/1998) et à la fin (11/07/1998) de la période des analyses de sensibilité. Les contours noirs représentent les différentes provinces biogéochimiques selon <i>Longhurst (1998)</i> . Les croix blanches définissent les points représentatifs de chaque province analysée que nous avons choisis pour les analyses de sensibilité par province : 1 → NATR, 2 → NASW, 3 → NASE, 4 → GFST, 5 → NADR.	200
7.11	Histogramme des expériences ayant une influence sur les concentrations des variables biogéochimiques en surface ($\sigma/\sigma_{ref} < 0.8$ ou $\sigma/\sigma_{ref} > 1.2$ ou corrélation < 0.9) pour la Province Tropicale du Gyre Nord Atlantique (NATR). Les lignes horizontales pointillées délimitent les expériences pour les différentes variables biogéochimiques. Pour chaque expérience sont représentés la corrélation (barre du haut) et l'écart-type (barre du bas) correspondant. Les barres bleues et vertes correspondent respectivement aux expériences où le paramètre est perturbé de +100% et de -50% de sa valeur de référence. La zone grisée délimite les écart-types proches de la simulation de référence ($\sigma/\sigma_{ref} \geq 0.8$ et $\sigma/\sigma_{ref} \leq 1.2$) et les lignes pointillées verticales représentent les corrélations égales à 0.9 et à 1.	202
7.12	Séries temporelles sur la période d'étude des concentrations de surface pour les différentes variables biogéochimiques dans la province NATR. Les étoiles bleues représentent la simulation de référence et les courbes pointillées rouges la simulation perturbée pour le paramètre de reminéralisation ρ augmenté de 100%.	203
7.13	Histogramme des expériences ayant une influence sur les concentrations des variables biogéochimiques en surface pour la Province Subtropicale Ouest du Gyre Nord Atlantique (NASW) - voir figure 7.11 pour les détails d'interprétation du graphique.	204

TABLE DES FIGURES

7.14	Séries temporelles sur la période d'étude des concentrations de surface pour le phytoplancton, le zooplancton et les détritiques dans la province NASW. Les étoiles bleues représentent la simulation de référence.	205
7.15	Histogramme des expériences ayant une influence sur les concentrations des variables biogéochimiques en surface pour la Province Subtropicale Est du Gyre Nord Atlantique (NASE) - voir figure 7.11 pour les détails d'interprétation du graphique.	206
7.16	Séries temporelles sur la période d'étude des concentrations de surface pour les nitrates dans la province NASE. Les étoiles bleues représentent la simulation de référence.	207
7.17	Histogramme des expériences ayant une influence sur les concentrations des variables biogéochimiques en surface pour la Province du Gulf Stream (GFST) - voir figure 7.11 pour les détails d'interprétation du graphique.	208
7.18	Séries temporelles sur la période d'étude des concentrations de surface pour le phytoplancton et les nitrates dans la province GFST. Les étoiles bleues représentent la simulation de référence.	209
7.19	Histogramme des expériences ayant une influence sur les concentrations des variables biogéochimiques en surface pour la Province de la Dérive Nord Atlantique (NADR) - voir figure 7.11 pour les détails d'interprétation du graphique.	210
7.20	Carte de l'océan Atlantique Nord des concentrations moyennes en chlorophylle de surface sur la période des analyses de sensibilité (Avril-Juillet 1998). Les histogrammes représentent pour chaque province biogéochimique (NATR, NASW, NASE, GFST et NADR) les expériences +100% et -50% ayant nettement perturbé ($\sigma/\sigma_{ref} < 0.8$ ou $\sigma/\sigma_{ref} > 1.2$ ou corrélation < 0.9) les concentrations en surface des différentes variables biogéochimiques du modèle. Les expériences de couleur verte, rouge, bleue, blanche et orange concernent des perturbations des paramètres liées respectivement à la production de phytoplancton, au broutage du phytoplancton par le zooplancton, à la boucle microbienne (hydrolyse + reminéralisation) avec la sédimentation, à la mortalité du zooplancton et du phytoplancton et à l'excrétion du zooplancton dans le modèle.	211
8.1	Diagrammes temps/longitudes de SLA (cm) simulée (gauche) et mesurée à partir des données satellites (droite) pour les latitudes $\sim 20^\circ N$ (haut), $\sim 25^\circ N$ (milieu) et $\sim 30^\circ N$ (bas). Les données ont été filtrées spatialement. Les signaux sont reconstruits pour des longueurs d'onde comprises entre 500 et 1001 km à l'aide d'une analyse en ondelettes.	219

TABLE DES FIGURES

8.2	Les longueurs d'onde sont tout d'abord extraites pour les coefficients en ondelettes maximum pour chaque latitude et chaque mois. Les longueurs d'onde sont alors moyennées dans le temps (gauche). Energie moyenne (dans le temps) associée à ces différents coefficients (droite). Ces données sont extraites de l'analyse spatiale de la SLA simulée (haut) et de la SLA satellite (bas) non filtrées.	220
8.3	Amplitudes moyennes négatives (gauche) et positives (droite) des ondes de Rossby d'après la SLA simulée filtrée (haut) et les données altimétriques satellites filtrées (bas). Les contours noirs, correspondant à l'isobathe 3500 m au centre du bassin, représentent la dorsale médio-Atlantique.	221
8.4	Diagrammes temps/longitudes de concentrations en chlorophylle de surface ($mgChl.m^{-3}$) simulées (gauche) et mesurées à partir des données satellites (droite) pour les latitudes $\sim 20^{\circ}N$ (haut), $\sim 25^{\circ}N$ (milieu) et $\sim 30^{\circ}N$ (bas). Les données ont été filtrées spatialement. Les signaux sont reconstruits pour des longueurs d'onde comprises entre 500 et 1001 km à l'aide d'une analyse en ondelettes.	222
8.5	Les longueurs d'onde sont tout d'abord extraites pour les coefficients en ondelettes maximum pour chaque latitude et chaque mois. Les longueurs d'onde sont alors moyennées dans le temps (gauche). Energie associée à ces différents coefficients (droite). Ces données sont extraites de l'analyse spatiale de la chlorophylle simulée (haut) et des données SeaWiFS (bas) non filtrées.	224
8.6	Relations de phase spatiale entre concentrations en chlorophylle et SLA moyennées dans le temps à partir de l'analyse en ondelettes croisées des données satellites (a), à partir de l'analyse en ondelettes croisées de la simulation du modèle couplé (b) et à partir de l'analyse spectrale de Fourier (c) réalisée par <i>Killworth et al.</i> (2004).	227
8.7	Positions géographiques des huit zones sélectionnées et diagrammes longitudes/temps de concentrations en chlorophylle de surface filtrées associés à chaque zone sur la période d'analyse.	229

TABLE DES FIGURES

8.8	Analyse des termes d'advection et comparaison avec les concentrations en chlorophylle de surface à 17.71°N entre 30.4°W et 50°W le 28 Novembre 1998. a) Diagramme longitudes/temps de concentrations en chlorophylle de surface filtrées correspondant à la zone spatio-temporelle considérée. b) Profondeur de la couche de mélange pour le pas de temps considéré. c) Production primaire exprimée en $mgC \cdot m^{-2} \cdot (14j)^{-1}$ (intégrée sur les 9 premiers niveaux verticaux jusqu'à 112.76 m). Sur ce dernier graphique ainsi que sur les suivants, la ligne noire pointillée représente les concentrations en chlorophylle de surface pour le pas de temps considéré. Les courbes colorées (d à j) représentent les différents termes d'advection ainsi que différentes combinaisons linéaires (la somme de ces termes deux à deux puis la somme des trois termes). ZAD PHY signifie advection verticale de phytoplancton, ZAD NO3 advection verticale de nitrates et YAD PHY advection méridienne de phytoplancton. Ces termes intégrés sur 112.76 m de profondeur sont exprimés en mètres.	231
8.9	Corrélations entre les différentes combinaisons des termes d'advection et les concentrations en chlorophylle pour le cas considéré correspondant à la figure 8.8. L'axe des abscisses représente le décalage nécessaire entre les concentrations en chlorophylle et les advections (exprimé en km) pour obtenir une corrélation maximale.	232
8.10	Analyse des termes d'advection et comparaison avec les concentrations en chlorophylle de surface à la latitude 19.61°N entre 50.1°W et 63.4°W le 11 Juillet 1998. Les graphiques (a) à (j) représentent les même termes que pour la figure 8.8.	233
8.11	Corrélations entre les différentes combinaisons des termes d'advection et les concentrations en chlorophylle pour le cas considéré correspondant à la figure 8.10. L'axe des abscisses représente le décalage nécessaire entre les concentrations en chlorophylle et les advections (exprimé en km) pour obtenir une corrélation maximale.	234
8.12	Analyse des termes d'advection et comparaison avec les concentrations en chlorophylle de surface à la latitude 20.23°N entre 58.8°W et 45.9°W le 5 Septembre 1998. Les graphiques (a) à (j) représentent les même termes que pour la figure 8.8.	235
8.13	Corrélations entre les différentes combinaisons des termes d'advection et les concentrations en chlorophylle pour le cas considéré correspondant à la figure 8.12. L'axe des abscisses représente le décalage nécessaire entre les concentrations en chlorophylle et les advections (exprimé en km) pour obtenir une corrélation maximale.	236

TABLE DES FIGURES

8.14	Diagrammes longitudes/temps de concentrations en chlorophylle de surface filtrées (haut) et de production primaire intégrée (sur les 9 premiers niveaux jusqu'à 112.76 m)(bas) pour les latitudes 30.17° N (de 43.2° W à 25.9° W du 13/06/98 au 03/10/98), 19.29° N (de 63° W à 48.5° W du 13/06/98 au 31/10/98) et 18.98° N (de 62.5° W à 50.2° W du 30/05/98 au 31/10/98).	238
8.15	Carte de production primaire simulée intégrée sur les 9 premiers niveaux jusqu'à 112.76 m et carte de concentrations en chlorophylle de surface filtrées du 10 Janvier 1998.	239
8.16	Sections Ouest-Est de production primaire intégrée (en rouge) et de concentrations en chlorophylle de surface filtrées (en bleu) du 10 Janvier 1998 pour les latitudes 20.86° N et 30.74° N.	240
A.1	Températures de surface (en °C) pour l'hiver (Janvier-Février-Mars) 1998 a) modélisées et b) d'après la climatologie du World Atlas 2001 (<i>Conkright et al., 2002</i>).	289
A.2	Températures de surface (en °C) pour le printemps (Avril-Mai-Juin) 1998 a) modélisées et b) d'après la climatologie du World Atlas 2001 (<i>Conkright et al., 2002</i>).	290
A.3	Températures de surface (en °C) pour l'été (Juillet-Août-Septembre) 1998 a) modélisées et b) d'après la climatologie du World Atlas 2001 (<i>Conkright et al., 2002</i>).	291
A.4	Températures de surface (en °C) pour l'automne (Octobre-Novembre-Décembre) 1998 a) modélisées et b) d'après la climatologie du World Atlas 2001 (<i>Conkright et al., 2002</i>).	292
A.5	Salinité de surface (psu) pour l'hiver (Janvier-Février-Mars) 1998 a) modélisée et b) d'après la climatologie du World Atlas 2001 (<i>Conkright et al., 2002</i>).	293
A.6	Salinité de surface (psu) pour le printemps (Avril-Mai-Juin) 1998 a) modélisée et b) d'après la climatologie du World Atlas 2001 (<i>Conkright et al., 2002</i>).	293
A.7	Salinité de surface (psu) pour l'été (Juillet-Août-Septembre) 1998 a) modélisée et b) d'après la climatologie du World Atlas 2001 (<i>Conkright et al., 2002</i>).	294
A.8	Salinité de surface (psu) pour l'automne (Octobre-Novembre-Décembre) 1998 a) modélisée et b) d'après la climatologie du World Atlas 2001 (<i>Conkright et al., 2002</i>).	294
B.1	Relation entre les numéros de station et leurs positions géographiques pour la section a24.	296

TABLE DES FIGURES

B.2	Température (haut) et salinité (bas) mesurées lors de la campagne WOCE <i>a24</i> (gauche) et estimées par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 500 premiers mètres.	297
B.3	Nitrates mesurés lors de la campagne WOCE <i>a24</i> (gauche) et estimés par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 500 premiers mètres (haut) et sur toute la colonne d'eau (bas).	298

Liste des tableaux

1.1	Quatres principaux domaines ou biomes d'après <i>Longhurst</i> (1998) - Extrait de <i>Ducklow</i> (2003).	32
1.2	Production Primaire océanique dans les provinces de l'océan Atlantique Nord d'après <i>Longhurst</i> (1995) corrigée grâce aux mesures <i>in situ</i> de JGOFS ainsi que d'autres études (colonne JGOFS, d'après <i>Ducklow</i> , 2003). ME représente les estimations d'un modèle de production primaire, utilisant les données couleur de l'eau, développé par <i>Mélin</i> (2003). Il explicite la propagation de la lumière le long de la colonne d'eau et décrit le processus photosynthétique à l'aide de courbes lumière-photosynthèse. AM96 et BF97 sont aussi des modèles de production primaire d'après les travaux de <i>Antoine et Morel</i> (1996) et <i>Behrenfeld et Falkowski</i> (1997).	37
3.1	Description des canaux pour le capteur SeaWiFS. Les caractéristiques optiques de l'eau ont permis de définir deux types d'eaux : les eaux dites de "type 1" font référence à des eaux claires, en plein océan et les eaux dites de "type 2" qui sont généralement des eaux côtières, turbides ou encore où la production est élevée. $K(490)$ est le coefficient d'atténuation de diffusion pour la longueur d'onde 490 nm qui est une mesure de la clarté optique de l'eau (extrait de <i>Llido</i> , 2004).	63
3.2	Tableau des profondeurs et épaisseurs des niveaux verticaux (grilles de température T et de vitesse verticale W)	83
3.3	Description et valeurs des paramètres du modèle NPZDDON pour le run de référence.	88

6.1	Production Primaire océanique dans les provinces de l'océan Atlantique Nord simulées et moyennées pour chaque province, d'après <i>Longhurst</i> (1995) corrigée grâce aux mesures <i>in situ</i> de JGOFS ainsi que d'autres études (colonne JGOFS <i>Ducklow</i> , 2003). ME représente les estimations d'un modèle développé par <i>Mélin</i> (2003). Il explicite la propagation de la lumière le long de la colonne d'eau et décrit le processus photosynthétique à l'aide de courbes lumière-photosynthèse. AM96 et BF97 sont aussi des modèles basés sur les travaux de <i>Antoine et Morel</i> (1996) et <i>Behrenfeld et Falkowski</i> (1997).	180
7.1	Expériences de sensibilité réalisées dans cette étude (X : expérience réalisée ; O : expérience non réalisée). +100%, -100% et -50% représentent une valeur du paramètre respectivement augmentée de 100%, diminuée de 100% et de 50% de sa valeur de référence. Les valeurs de référence des paramètres sont exprimées dans le tableau 3.3.	191
7.2	Simulations dites "sensibles" entraînant des perturbations importantes sur les concentrations de surface des différentes variables d'état du modèle biogéochimique.	199

Annexe A

Température et Salinité de surface : comparaison modèle couplé - climatologies

A.1 Température

Tout d'abord, la température de surface modélisée est comparée à la climatologie du World Ocean Atlas 2001 (*Conkright et al.*, 2002). Nous présentons dans cette section une description saisonnière des champs de températures comparés à la climatologie.

En hiver (Janvier-Février-Mars), le modèle reproduit relativement bien les structures générales observées dans la climatologie (fig. A.1). En particulier, le gradient Sud-Nord de température avec des températures plus élevées au Sud de 20°N et des températures inférieures à 12°C au Nord de 50°N est bien reproduit par le modèle. De même, la limite marquée au niveau du Gulf Stream (entre 40°N et 45°N) entre les eaux plus froides (< 10°C) emmenées par le courant du Labrador et les eaux chaudes du Gulf Stream apparaît nettement. Les structures à mésoéchelle sont reproduites par le modèle grâce à sa plus haute résolution (1/3°) par rapport aux observations (1°). Cependant, quelques différences sont aussi observées. En particulier, les champs de température modélisés présentent un front, entre les eaux plus froides du Nord et les eaux plus chaudes du gyre subtropical, orienté d'Ouest en Est alors que dans la climatologie, ce dernier présente une bifurcation marquée vers le Nord vers 45°W. De même, au Sud, au centre et à l'Est du bassin, les températures sont plus élevées que celles provenant de la climatologie. Par exemple, entre 15°W et 30°W, au Sud de 15°N, le modèle simule des températures supérieures à 24°C alors que la climatologie ne présente que des températures de l'ordre de 20°C.

A.1 Température

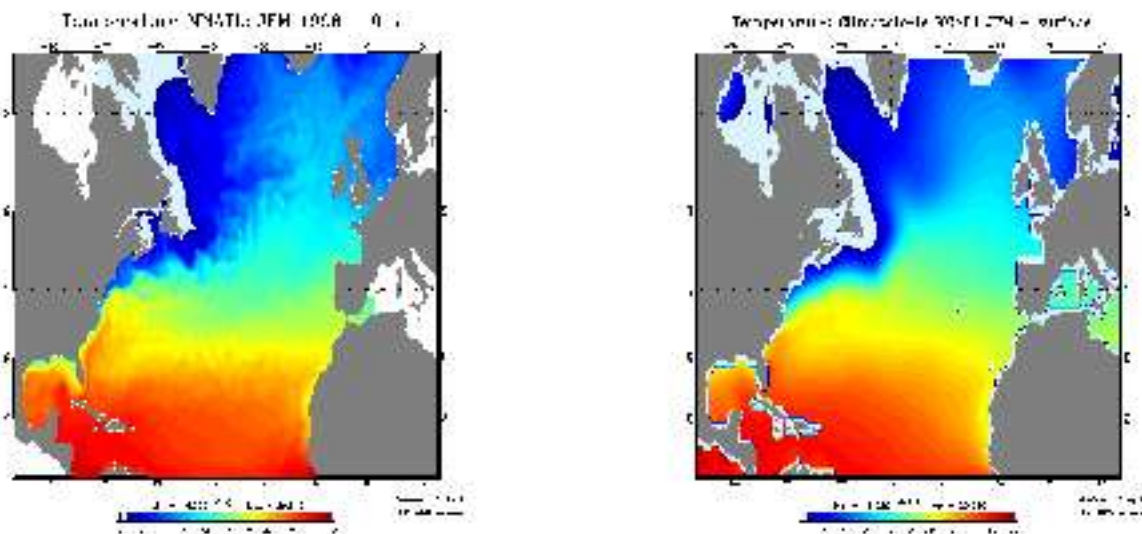


FIG. A.1 – Températures de surface (en °C) pour l'hiver (Janvier-Février-Mars) 1998 a) modélisées et b) d'après la climatologie du World Atlas 2001 (Conkright et al., 2002).

Au printemps 1998 (fig. A.2), le modèle reste en accord avec les observations et présente de légers biais similaires à ceux observés pour l'hiver 1998 (fig. A.1). Il est cependant intéressant de noter une extension des eaux relativement chaudes plus au Nord dans la partie Est du bassin. Ce léger réchauffement est bien reproduit par le modèle avec une bifurcation vers le Nord du front de température toujours moins marquée dans le modèle. Une structure bien distincte, visible en hiver mais plus marquée au printemps, est présente dans les températures simulées au niveau de la branche Ouest du gyre subtropical. Cette langue d'eaux chaudes ($> 24^{\circ}\text{C}$) correspond à la signature du courant de Floride. La résolution spatiale de la climatologie ne permet pas de bien représenter ce courant qui est simulé par le modèle. En effet, ce courant transporte les eaux chaudes du Golfe du Mexique vers le Nord pour alimenter le Gulf Stream.

En été (fig. A.3), les températures maximales sont observées, en relation avec les flux de chaleurs maximum en cette saison. Ainsi, les températures de surface atteignent des valeurs supérieures à 20°C dans la partie Est du bassin vers 45°N . Cette augmentation des températures est bien reproduite par le modèle. Seule une légère surestimation des températures peut être notée dans la mer du Labrador et à l'Est du Groënland.

Finalement, en automne (fig. A.4), les températures diminuent à nouveau à l'approche de l'hiver. Le modèle reproduit cette variation saisonnière avec des températures similaires à la climatologie.

A.2 Salinité

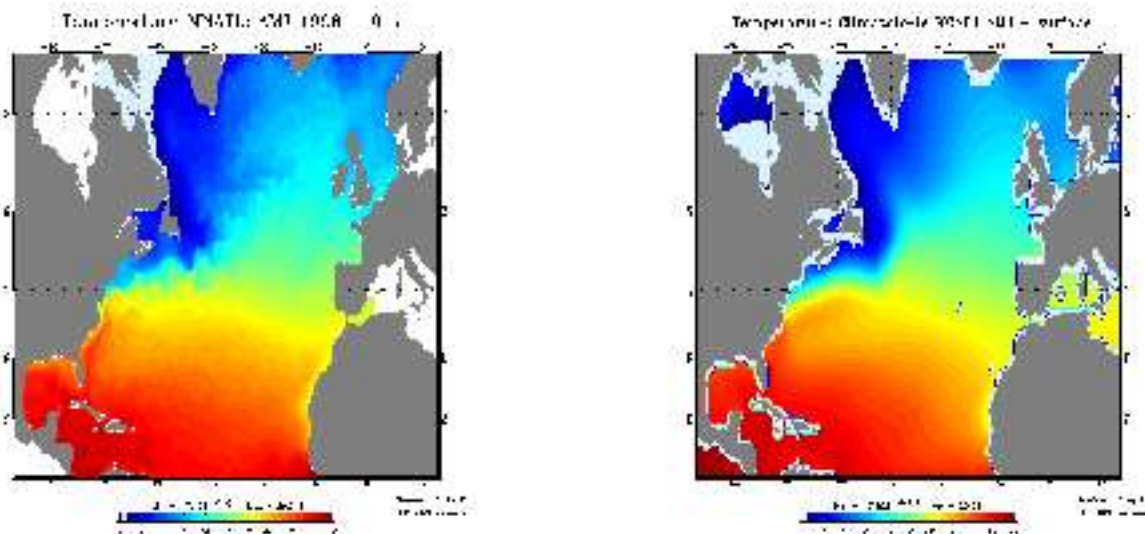


FIG. A.2 – Températures de surface (en °C) pour le printemps (Avril-Mai-Juin) 1998 a) modélisées et b) d'après la climatologie du World Atlas 2001 (*Conkright et al., 2002*).

Les températures de surface sont donc en accord avec la climatologie récente que nous avons utilisée pour cette validation.

A.2 Salinité

La salinité de surface de l'océan Atlantique Nord présente de fortes valeurs au centre du gyre subtropical (> 37 psu). Comme pour la température, il existe un front en salinité au niveau du Gulf Stream dans la partie Est puis plus au Nord dans la partie Ouest du bassin séparant les eaux de surface salées du gyre subtropical (> 36.5 psu) des eaux moins salées du gyre subpolaire (< 35.5 psu).

Nous avons choisi de comparer, la salinité de surface modélisée à la même climatologie que celle précédemment utilisée pour la température (*Conkright et al., 2002*).

En hiver 1998 (fig. A.5), le maximum de salinité au centre du gyre subtropical est bien représenté dans les simulations numériques. Les valeurs sont comparables avec cependant des valeurs légèrement plus faibles dans le modèle entre 30°N et 40°N , en particulier dans la partie Est du bassin. Ces valeurs sont de l'ordre de 36.3 psu dans le modèle et de 36.8 psu dans les observations. D'autres différences apparaissent au Sud de 20°N à l'Est et à l'Ouest du bassin où des zones de faibles salinités sont observées. Dans le cas du modèle, à l'Est, le minimum de salinité atteint 34.5 psu alors que la climatologie reste à des valeurs proche de 35.3 psu. Le minimum est donc plus marqué dans le modèle. Ceci peut être

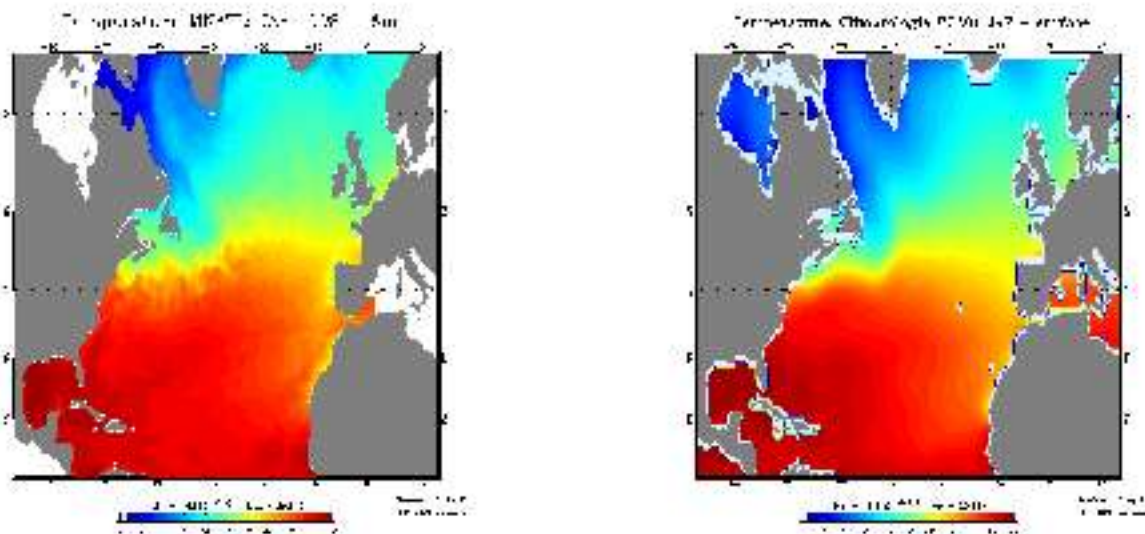


FIG. A.3 – Températures de surface (en °C) pour l'été (Juillet-Août-Septembre) 1998 a) modélisées et b) d'après la climatologie du World Atlas 2001 (*Conkright et al., 2002*).

corrélé à la température de surface simulée qui présentait des températures plus élevées que les observations. A l'inverse, dans la partie Ouest du bassin, la salinité est plus faible dans la climatologie (34 psu pour 34.4 psu dans le modèle).

Au printemps (fig. A.6), la salinité varie peu par rapport aux structures observées en hiver. Les gradients de salinité restent marqués au niveau du Gulf Stream et au Nord du gyre subtropical. Dans les simulations comme les observations, le minimum de salinité dans la partie Sud-Ouest de la zone d'étude est accentué. Les différences entre la climatologie et la salinité simulée restent donc similaires pour cette saison.

En été (fig. A.7), les structures en salinité varient peu en comparaison des saisons précédentes. Nous pouvons seulement remarquer une légère diminution de la salinité par rapport aux valeurs simulées et observées au printemps. Par exemple, au Nord du gyre subtropical, les valeurs simulées sont de l'ordre de 36.2 psu alors qu'elles étaient de 36.5 psu au printemps.

Les eaux moins salées apparues dans la partie Sud-Ouest du gyre subtropical continuent à progresser vers l'intérieur du gyre venant éroder le maximum de salinité au centre du gyre.

Finalement, en automne (fig. A.8), le minimum de salinité présent dans la partie Sud-Ouest du gyre commence à s'éroder et les structures tendent à nouveau vers une situation hivernale.

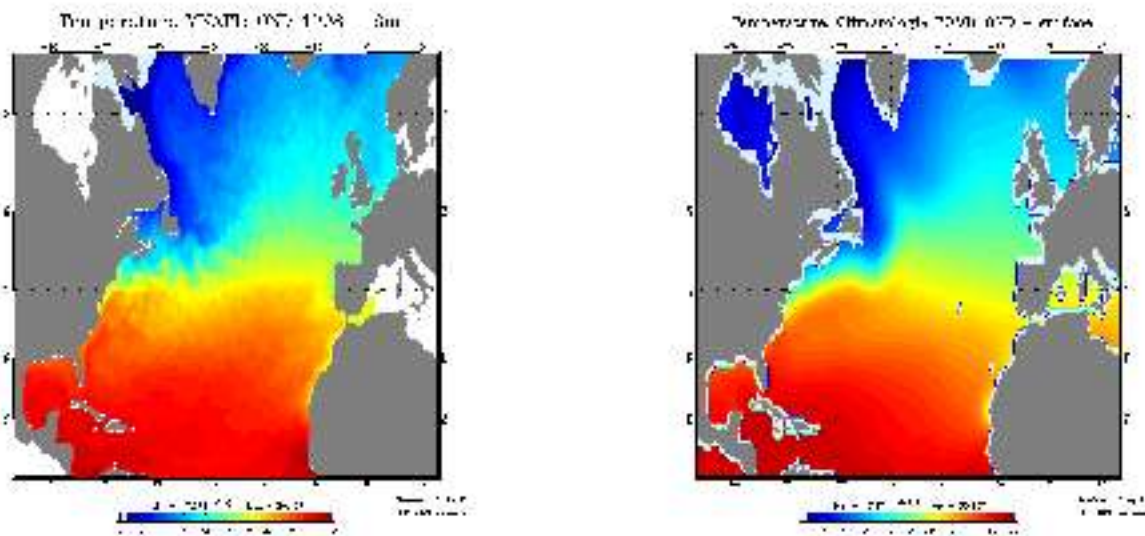


FIG. A.4 – Températures de surface (en °C) pour l'automne (Octobre-Novembre-Décembre) 1998 a) modélisées et b) d'après la climatologie du World Atlas 2001 (*Conkright et al.*, 2002).

Comme le montrent ces figures (fig. A.5 à A.8), la salinité varie peu au cours du temps. Les principales structures semblent peu influencées par les variations saisonnières des forçages atmosphériques. Notre simulation, à l'aide du modèle couplé, est en accord avec la climatologie. Ces résultats sont également en partie liés aux rappels effectués à la surface en salinité (à une fréquence saisonnière) à la climatologie de *Reynaud et al.* (1998).

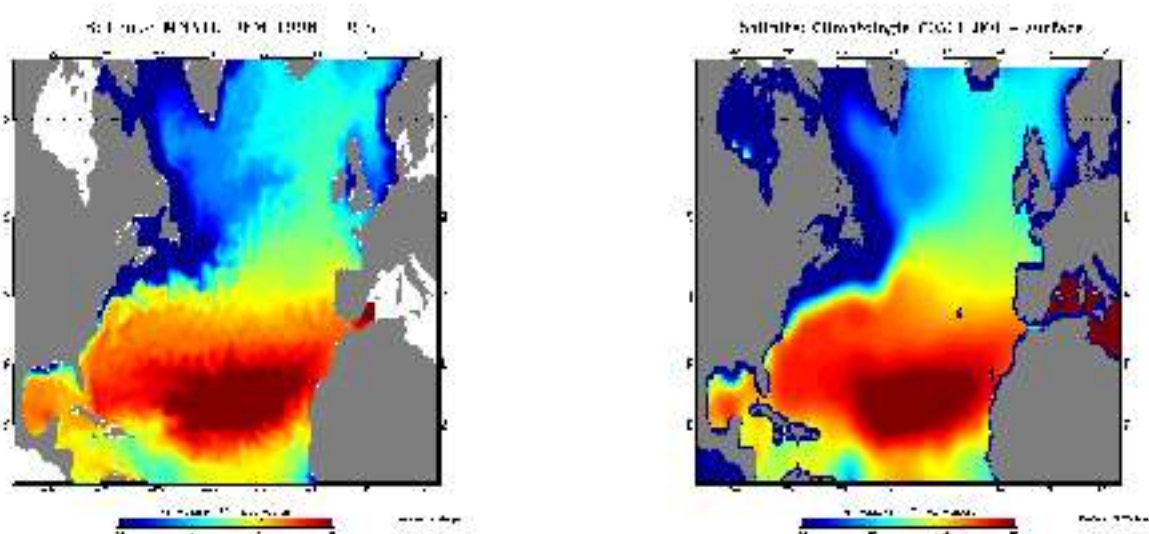


FIG. A.5 – Salinité de surface (psu) pour l'hiver (Janvier-Février-Mars) 1998 a) modélisée et b) d'après la climatologie du World Atlas 2001 (*Conkright et al., 2002*).

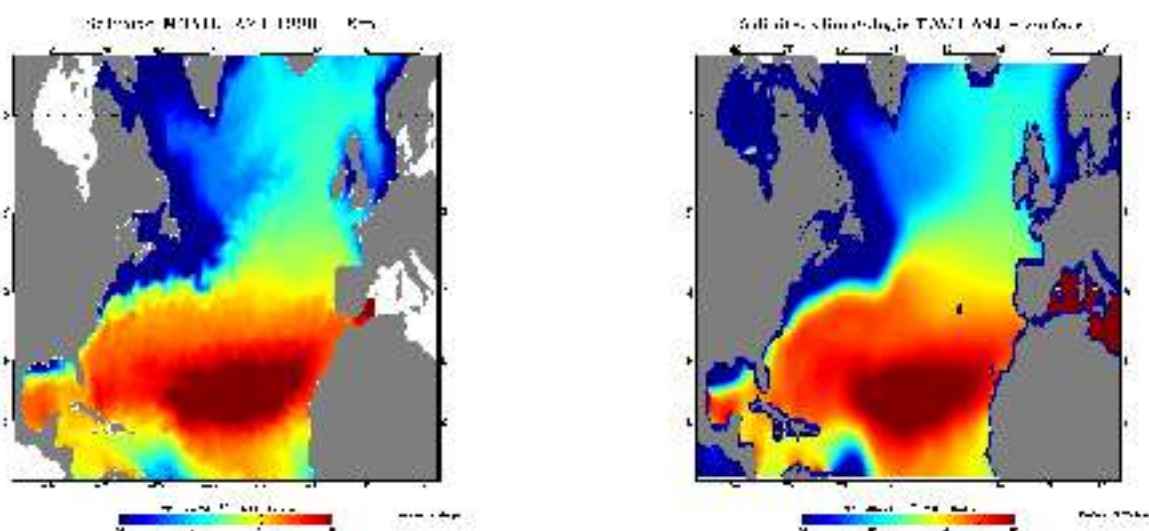


FIG. A.6 – Salinité de surface (psu) pour le printemps (Avril-Mai-Juin) 1998 a) modélisée et b) d'après la climatologie du World Atlas 2001 (*Conkright et al., 2002*).

A.2 Salinité

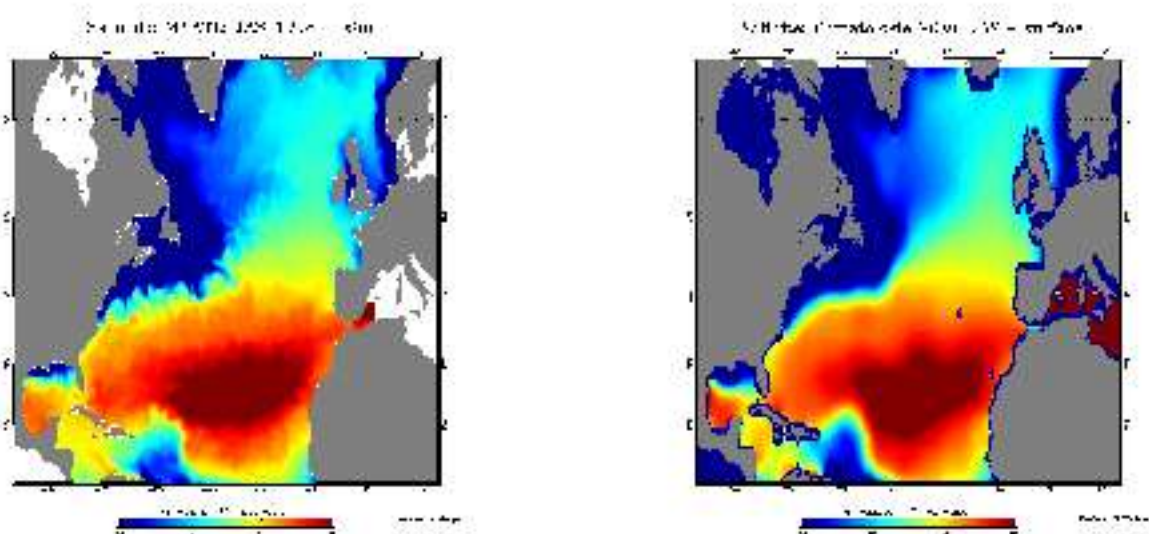


FIG. A.7 – Salinité de surface (psu) pour l'été (Juillet-Août-Septembre) 1998 a) modélisée et b) d'après la climatologie du World Atlas 2001 (*Conkright et al., 2002*).

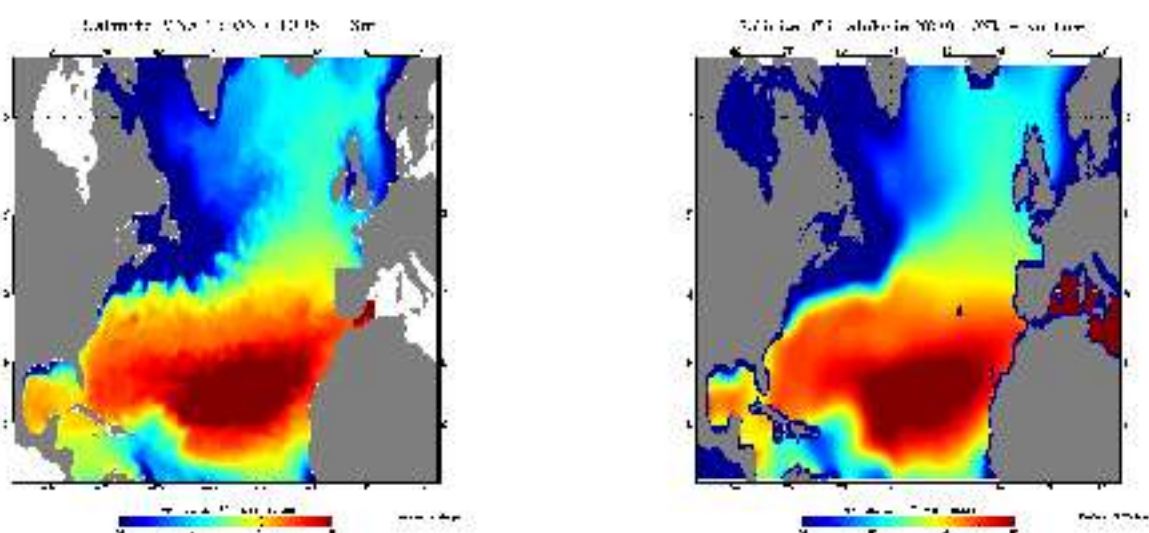


FIG. A.8 – Salinité de surface (psu) pour l'automne (Octobre-Novembre-Décembre) 1998 a) modélisée et b) d'après la climatologie du World Atlas 2001 (*Conkright et al., 2002*).

Annexe B

La section *a24* du World Ocean Circulation Experiment

Section *a24* : 30/05/97 - 05/07/97

La première section, *a24*, s'est déroulée du 30 Mai 1997 au 5 Juillet 1997. Elle couvre la partie Nord-Est de notre zone d'étude (fig. B.1) avec les premières stations au large de la France et de l'Espagne en direction du Sud-Ouest puis une longue section d'Est en Ouest entre l'Angleterre et le Groënland pour enfin revenir à la latitude de 35°N vers 30°W.



FIG. B.1 – Relation entre les numéros de station et leurs positions géographiques pour la section *a24*.

La température pour cette section (fig. B.2) est très similaire dans les sorties du modèle et dans les observations. Les températures faibles entre les stations 80 (60°N,30°W) et 120 (55°N,40°W) apparaissent dans les simulations avec des valeurs proches de 5°C pour des observations identiques avec des eaux un peu plus froides dans les premiers mètres au niveau des stations 95 à 100 correspondant aux côtes du Groënland. Ces eaux froides correspondent aux eaux Profondes de l'Atlantique Nord se propageant vers le Sud dans le

courant Est du Groënland. Les premières et les dernières stations indiquent les mesures les plus au Sud situées dans des eaux plus chaudes (de l'ordre de 15 à 20°C en surface dans le modèle comme dans les observations).

La salinité est aussi bien reproduite par le modèle et présente les deux principales régions comme pour la température. Au large du Groënland, les eaux ont des salinités plus faibles d'environ 34.5 à 35 psu avec un minimum pour les stations les plus proches de la côte et les plus au Nord avec une salinité diminuant jusqu'à 33 psu. Plus au Sud, la salinité remonte pour atteindre 36 psu.

Le modèle simule correctement la température et la salinité de cette zone pour les 500 premiers mètres avec la présence d'eaux Nord Atlantique Profondes (NADW) à ces latitudes caractérisées par des eaux froides et de salinité relativement élevées.

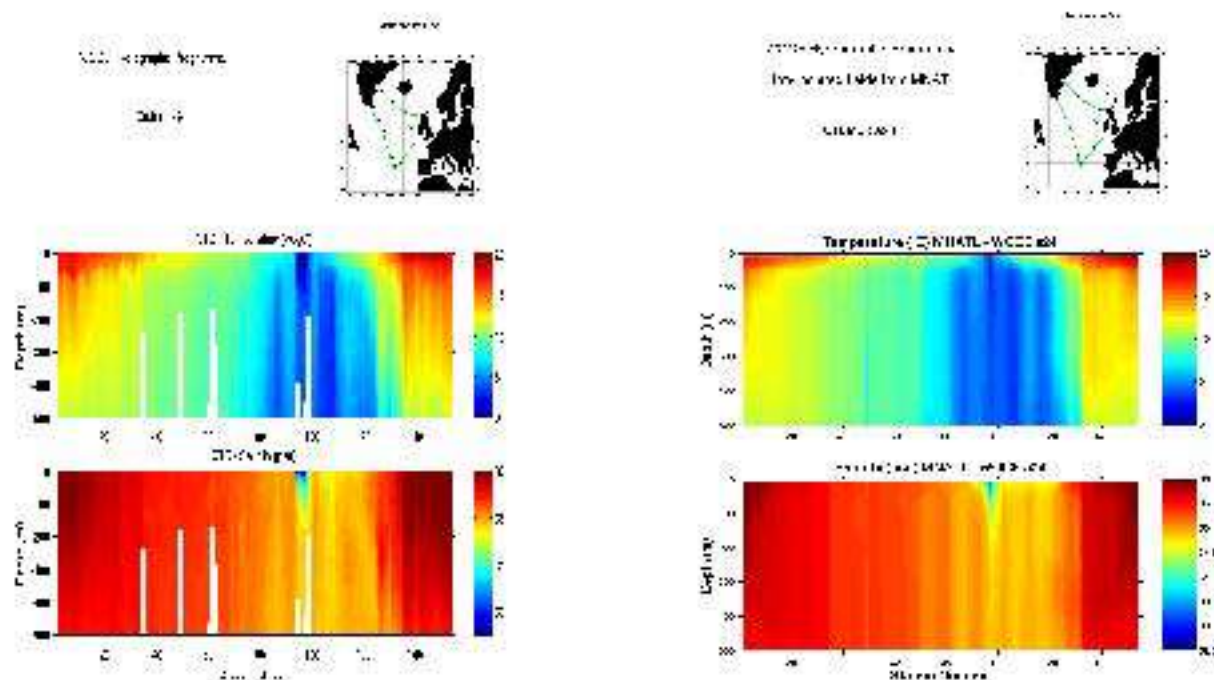


FIG. B.2 – Température (haut) et salinité (bas) mesurées lors de la campagne WOCE a24 (gauche) et estimées par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 500 premiers mètres.

Lors de cette campagne, les mesures de nitrates ont aussi été réalisées (fig. B.3). Les concentrations en nitrates sont similaires aux concentrations mesurées avec cependant une nitracline légèrement moins profonde dans le modèle. La résolution verticale des mesures effectuées ne permet pas d'estimer sa profondeur précisément mais la nitracline semble située vers 50 mètres alors que cette dernière dans le modèle reste à des profon-

deurs inférieures à 50 mètres.

Les profils jusqu'à 5000 mètres de profondeur montrent une représentation correcte des nitrates dans le modèle avec des concentrations supérieures à 20 mmol N.m^{-3} pour des profondeurs supérieures à 3000 mètres.

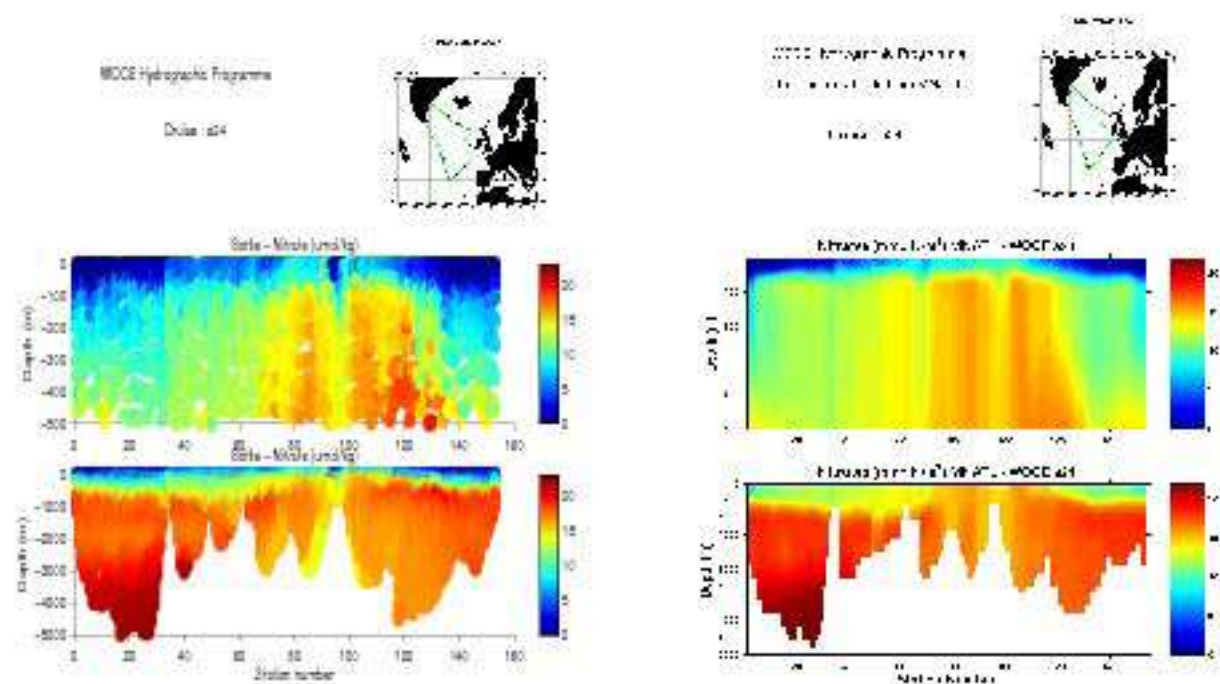


FIG. B.3 – Nitrates mesurés lors de la campagne WOCE *a24* (gauche) et estimés par le modèle couplé physique/biogéochimie (droite) sur les 500 premiers mètres (haut) et sur toute la colonne d'eau (bas).

Annexe C

Rossby wave and ocean colour : The cells uplifting hypothesis in the South Atlantic Subtropical Convergence Zone

Charria¹, G., F. Mélin², I. Dadou¹, M.-H. Radenac¹, and V. Garçon¹

C.1 Résumé

Les signatures des ondes de Rossby sur les données filtrées de couleur de l'eau sont détectées dans la zone de convergence subtropicale de l'océan Atlantique Sud. Nous étudions si ces anomalies de chlorophylle peuvent s'expliquer par le mécanisme de remontée des cellules phytoplanctoniques associé au passage d'une onde de Rossby. Nous considérons les profils verticaux de chlorophylle présentant un maximum de chlorophylle de subsurface caractéristique de la Province de la Convergence Subtropicale de l'Atlantique Sud. Les concentrations en chlorophylle mesurables par satellite résultant de cas académiques de remontées de trois profils de chlorophylle sont reconstruites à l'aide d'un modèle de transferts radiatifs. L'amplitude des enrichissements en chlorophylle trouvés avec cette hypothèse ($0.06 \text{ mg Chl.m}^{-3}$) est comparable aux anomalies propagatives de couleur de l'eau détectées dans les données SeaWiFS. Cependant, d'autres processus comme l'effet 'Rototiller' (Siegel, 2001) ou l'advection des gradients de chlorophylle peuvent jouer un rôle non négligeable.

¹Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiale, Centre National de la Recherche Scientifique, 18 avenue Edouard Belin, 31401 Toulouse Cedex 9, France

²Inland and Marine Waters Unit, Joint Research Centre of the EC, Ispra (VA), Italy

C.2 Abstract

Rosby waves signatures on filtered ocean color data are detected in the subtropical convergence zone of the South Atlantic ocean. We investigate whether these chlorophyll anomalies can be accounted for by the uplifting mechanism of phytoplanktonic cells associated with the passage of a Rossby wave. We consider vertical chlorophyll profiles exhibiting a subsurface chlorophyll maximum typical of the South Atlantic Subtropical Convergence Province. Chlorophyll remotely-sensed concentrations resulting from an academic uplifting of the three chlorophyll profiles are reconstructed with a radiative transfer model. Amplitude of the chlorophyll enrichments found with this hypothesis ($0.06 \text{ mg Chl. m}^{-3}$) compares well with propagative ocean color anomalies detected in the SeaWiFS data. However, other processes such as the Rototiller effect (Siegel, 2001) or advection of chlorophyll gradients could also play a non negligible role.

C.3 Article publié - Geophys. Res. Lett. 2003

Rossby wave and ocean color: The cells uplifting hypothesis in the South Atlantic Subtropical Convergence Zone

G. Chiriac,¹ F. Millot,² J. Dubouil,¹ M.-H. Rienecker,¹ and V. Garçon¹

Received 7 October 2002; accepted 1 December 2002; published 2 February 2003

[1] Rossby wave-signatures on filtered ocean color data are detected in the subtropical convergence zone of the South Atlantic ocean. We investigate whether these chlorophyll anomalies can be associated for by the up lifting mechanism of phytoplankton cells associated with the passage of a Rossby wave. We consider vertical chlorophyll profiles exhibiting a subsurface chlorophyll maximum typical of the South Atlantic Subtropical Convergence Zone. Chlorophyll horizontally-averaged concentrations resulting from an ensemble uplifting of the base chlorophyll profiles are reconstructed with a radiative transfer model. Amplitude of the chlorophyll enrichments found with this hypothesis (0.05 mg chlor^{-3}) compares well with propagative ocean color anomalies detected in the SOWFS data. However, other processes such as the Rotunno effect [Siegel, 2001], or advection of chlorophyll gradients could also play a non negligible role. *Index Terms:* 1700 Oceanography: Physical: Sea level, wind, and waves; 1755, 3525 In situ satellite; 4140 to 4149 Ocean: Regional: Atlantic Ocean; 4552 Oceanography: Physical: Ocean optics; Citation: Chiriac, G., F. Millot, J. Dubouil, M.-H. Rienecker, and V. Garçon, Rossby wave and ocean color: The cells uplifting hypothesis in the South Atlantic Subtropical Convergence Zone, *Geophys. Res. Lett.*, 30(2), 1223, doi:10.1029/2002GL016280, 2003.

1. Introduction

[2] Early observational studies of Rossby waves affected from the vicinity of 60° N measurements. The advent of satellite borne sensors renewed the study of planetary waves. Altitude observations showed the presence of extra-tropical Rossby waves over most of the ocean basins, but in 1980s, *Jamst et al.* [1991] presented evidence that westward propagating Rossby waves generated by reflection of equatorial Kelvin waves from the American coast during the 1982–1983 El Niño, crossed the North Pacific and crossed perpendicular to the Kuroshio current extension a decade later. Then, using TOPEX/Poseidon altimetry data, *Chelton and Schlax* [1996] detected Rossby waves propagating speed and highlighted discrepancies between observational and theoretical studies. *Birn et al.* [2000] further emphasized the quasi-global coverage of the signature of baroclinic Rossby waves on the sea surface temperature field. Westward propagating features attributed to the effect of Rossby waves on biology have been reported

recently in ocean color data. *Martin et al.* [1999] showed that Rossby waves were responsible for a distinct ocean color signal in the Subtropical Convergence Zone (SCZ) south of South Africa. Sea-sigma-t are also seen reported in the global ocean [Cipollini et al., 2001; *Le et al.*, 2001].

[3] How can baroclinic Rossby waves propagation induce perturbations in the surface chlorophyll field? Three potential mechanisms have been invoked: (i) meridional advection of chlorophyll by geostrophic currents associated with the baroclinic disturbance; (ii) the eddy pumping mechanism by which currents injection favors phytoplankton growth; and (iii) shoaling of isopycnals lifting phytoplanktonic cells towards the surface and eventually within the mixed layer [Le et al., 2001; *Cipollini et al.*, 2001]. *Cipollini et al.* (submitted) argue that advection of the horizontal background chlorophyll gradient could be a leading process in the modification of chlorophyll concentration in the mid-latitude Indian Ocean.

[4] In this paper, we extend the region studied by *Martin et al.* [1999] from South Africa westward along the SCZ in the South Atlantic ocean. We first detect westward propagating chlorophyll anomalies on ocean color time-longitude diagrams using a wavelet analysis. Then, by performing radiative transfer simulations, we investigate whether a simple uplifting of phytoplanktonic cells associated with the passage of Rossby waves can account for the observed chlorophyll anomalies.

2. Detection of the Rossby Waves Signal

[5] Chlorophyll concentrations are obtained for the period 1998–2000 from the SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-View Sensor) products (monthly level 2 data, 9 by 9 km, version 2) generated by the NASA Goddard Space Flight Center (GSFC) Distributed Active Archive Center (DAAC) [Morel et al., 1998]. Zonal averages are subtracted from the original data. A one-dimensional continuous wavelet method [Torrence and Comins, 1998] is performed on the reconstructed data in order to analyze localized variations of power within zonal spatial series at any latitude between 35° S and 45° S in the South Atlantic ocean. The extraction of the wavelet coefficient maximum for wavelengths above 100 km from the local wavelet power spectrum gives us the range of the wavelengths associated to the features and waves of the SCZ [see *Martin and Garçon*, 2002, for details]. In order to properly describe westward propagating features in this region, data are reconstructed with the wavelet analysis for spatial wavelengths between 100 km and 500 km.

[6] Westward propagation of chlorophyll anomalies at 35° S in the reconstructed SeaWiFS data is readily observed in the time-longitude diagram (Figure 1a). Chlorophyll anomalies persist for some time and are clearly visible

¹ The oceanic Division of Geophysical Oceanography, Spanish CNRS, CSIC, IUE, CSIC, CSIC, T. 41013, Spain.

² Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer, CSIC, T. 41013, France.

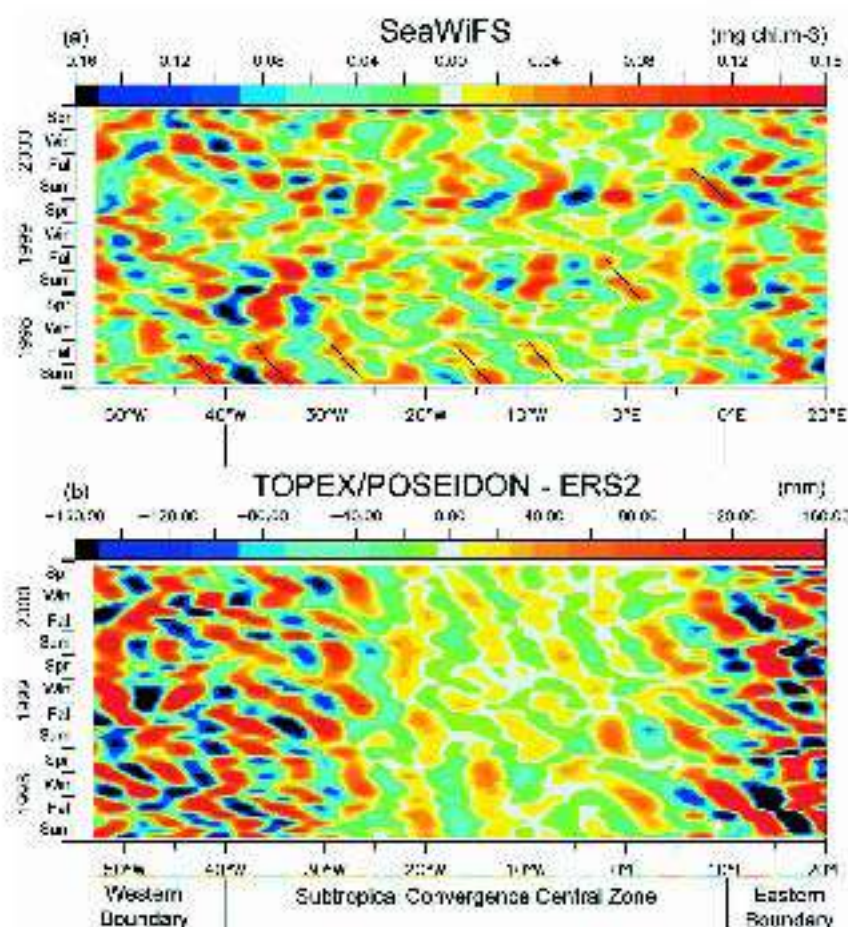


Figure 1. Time-longitude diagrams of the wavelet filtered data at 40°S. (a) SeaWiFS chlorophyll anomaly (Figure 1a). (b) TOPEX/POSEIDON and ERS-2 SLA front. Black lines indicate some of the visible alignments of crests and troughs propagating westward at speeds typical of baroclinic Rossby waves.

during austral summer and fall. Their amplitude is of the order of $0.08 \text{ mg chl.m}^{-3}$ and can exceed $0.14 \text{ mg chl.m}^{-3}$ in the western and eastern boundary zones.

[2] The same methodological approach is followed on mapped sea level anomalies (SLA) obtained from the combined processing of the TOPEX/POSEIDON and ERS-2 data (e.g. Leffler et al., 1998). On a global scale, prominent westward-propagating features are detected. SLA can reach, for instance, roughly 70 cm in both boundary regions and 5–10 cm in the central region.

[3] Three distinct areas emerge on Figure 1: two areas characterized by energetic signals both in SLA and in chlorophyll anomalies (the western boundary between 50°W and 40°W including the outflow of the Brazil-Malvinas gyres and the Agulhas Current system east of 10°E) and one in the center of the SCZ characterized by a low level signal. In the central zone, propagation speeds derived from ocean color data (between 2 and 3 cm.s^{-1}) and from SLA (around 2 cm.s^{-1}) are greater than the theoretical phase speed of the first baroclinic Rossby wave mode in this latitude and are in agreement with results presented by *Chassignet et al.* [2001] and *Marshall* [2001]. Consequently, the westward-propagating

chlorophyll anomalies can result from the passage of Rossby waves. In the western and eastern regions, mesoscale eddy features probably interact with Rossby waves.

[4] To confirm the robustness of these results, we process both the altimetric and ocean color signals through two consecutive Hanning filters so as to remove small (cut-off length scale 200 km) and large scale (cut-off length scale 400 km) spatial variability. We find the same three characteristic regions and similar westward-propagating features associated speeds (not shown).

3. The Cells Uplifting Hypothesis

[5] Our strategy to test the cells uplifting hypothesis is as follows. To mimic the passage of a Rossby wave and the subsequent uplift of isopycnals, a chlorophyll profile is shifted upwards. For each modified profile, the satellite-sensed concentration is computed after calculation of the light field by a radiative transfer code (*Mishchenko et al., 1999*). The chlorophyll enrichment, as detected by satellite sensing, can then be estimated by comparing the original concentration with that derived from the uplifted chlorophyll profile.

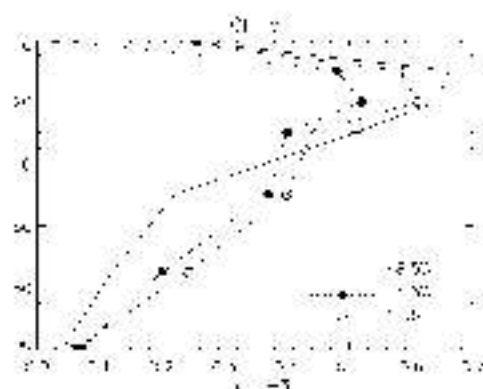


Figure 2. Chlorophyll *a* profiles ($\mu\text{g.m}^{-3}$) at 40.5°S for the western (48.5°W), central (15.5°W) and eastern (13.5°E) regions of the South Atlantic SCZ.

[10] Three chlorophyll *a* vertical profiles along 40.5°S, representative of the western (48.5°W), central (15.5°W), and eastern (13.5°E) regions of the South Atlantic SCZ, are extracted from the annual climatology of *Cooley et al.* [1998] (Figure 2). These profiles are first converted to total pigment concentration using an empirical relationship between pigment and chlorophyll *a* concentrations [O'Reilly *et al.*, 1998], and translated into absorption and scattering coefficients of the water column, following relationships proposed for case 1 waters by Morel [1988] and Gordon [1992]. These inherent optical properties, together with the assumption of a given scattering phase function [Morel, 1992] and a standard maritime atmosphere, are used in the radiative transfer code to simulate the upwelling and downwelling light field at the SeaWiFS center wavelengths. The season considered is the austral summer solstice (a slight dependence with the season does not question the results presented below). Simulations are run for pigment profiles upwelled incrementally by up to 2 meters. This purely formal shift represents a displacement of the water column solely driven by physics with no accumulation or dispersal of particles in the surface layer, nor biological reactions. To simulate the passage of all phases of the wave, the profiles are progressively restored to their initial position and subsequently downwelled by 2 m. The upper part of the profiles is then obtained by interpolation between the initial surface concentration and a new surface value arbitrarily chosen as a background $0.07 \mu\text{g.m}^{-3}$. For every increment (1 m upward or downward), the simulated reflectance spectrum is used to compute a chlorophyll *a* concentration with the standard ocean color algorithm OC4v4 [O'Reilly *et al.*, 2000]. The resulting cycle presented on Figure 3 exhibits an amplitude of $\sim 0.12 \mu\text{g.m}^{-3}$ peak-to-peak.

[11] This pigment concentration obtained via remote sensing (C_{sat}) is to be compared with a satellite-sensitive surface layer concentration (C_{sat}), and not to the surface value (C_{surf}). C_{sat} is here computed according to Gordon and Chiré [1985], from the chlorophyll and light field profiles, or using a simple average over the water column, due to a depth defined empirically by the near surface concentration [Morel, 1992]. Table 1 shows the values of C_{sat} obtained by the two approaches, together with the

C_{surf} and C_{OC4} concentrations. These values are presented for the original profile and for the profiles shifted by 2 m.

[12] It is stressed that a close agreement between C_{sat} and C_{OC4} was not expected because of the uncertainties of the OC4v4 algorithm and the various assumptions made along the pathway of calculations. Specifically, the simulated reflectance spectrum depends on the inherent optical properties of the seawater constituents, and then naturally as a function of the chlorophyll *a* concentration (or account for the differences).

[13] On the other hand, the variations of concentrations of the various species, mainly explained by the stratification of the profiles, appear significant and coherent among themselves. More importantly, they compare well with the amplitudes shown in Figure 1 ($\sim 0.06 \mu\text{g.m}^{-3}$).

4. Discussion

[14] Some underlying assumptions made throughout the previous computations are now discussed: representativity of the chlorophyll vertical profiles and the academic nature of our cells upwelling mechanism.

[15] The three chlorophyll *a* profiles extracted from the annual climatological dataset [Cooley *et al.*, 1998] and considered as typical of the SCZ share some characteristics such as a pronounced subsurface chlorophyll maximum (SCM) in the 10–30 m layer. However, the central zone presents oligotrophic conditions with a much lower surface value. *Leung *et al.* [1995]* defined chlorophyll *a* vertical profiles as representative of biogeochemical processes assuming a gaussian shape. In the South Subtropical Convergence Province, profiles exhibit a deeper SCM (50 m) and a ratio of the subsurface maximum to the surface value not exceeding a value of 3. Note that the present profile is based on very few measurements in the Atlantic sector. In the western area, the chlorophyll profiles collected during the Atlantic Meridional Transect cruises (Alexandre, pers. comm.) present a strong spatial variability due to the intense mesoscale activity in this region. Nevertheless, profiles with a SCM within the 15–35 m layer appear as characteristic of the region and seem consistent with those from the Cooley

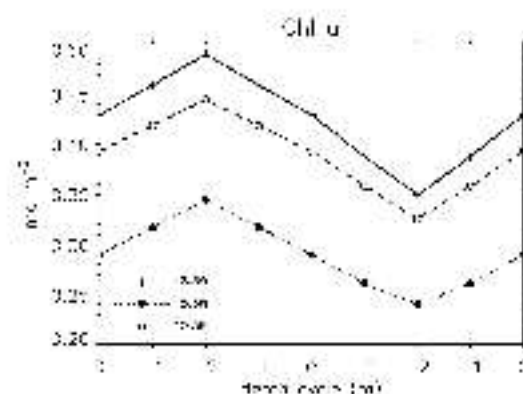


Figure 3. Simulation of the cycle of a Rossby wave. For the three profiles, variations as a function of the vertical shift (by 1 m increment upward and downward) of the C_{OC4} derived chlorophyll *a* concentration.

Annexe D

Understanding the influence of Rossby waves on surface chlorophyll concentrations in the North Atlantic Ocean

Charria¹, G., I. Dadou¹, P. Cipollini², M. Drévillon³, P. De Mey¹, and V. Garçon¹

Journal of Marine Research, 64 :1, January 2006

D.1 Résumé

La variabilité (dans l'espace et le temps) des ondes de Rossby se propageant vers l'Ouest est analysée à l'aide d'une méthode en ondelettes entre 10°N et 40°N dans l'océan Atlantique Nord à partir de deux jeux de données satellites (Anomalies de Hauteur de la Mer - SLA et concentrations en chlorophylle-*a* de surface) afin de mieux comprendre les caractéristiques de ces ondes et leurs influences sur les distributions en chlorophylle. Des signaux de longueurs d'onde comprises entre ~ 500 km et ~ 1000 km avec des périodes de ~ 4 à ~ 24 mois ont été détectés et identifiés comme le premier mode barocline des ondes de Rossby. Les informations spatiales et temporelles ont aussi mis en évidence une situation particulière en 1998 à 34°N avec l'existence simultanée de deux composantes distinctes correspondant aux longueurs d'onde 500 km et 1000 km.

¹Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiale, Centre National de la Recherche Scientifique, 18 avenue Edouard Belin, 31401 Toulouse Cedex 9, France

²National Oceanography Centre, European Way, Southampton SO14 3ZH, United Kingdom

³MERCATOR, Parc Technologique du Canal, 8-10 rue Hermès, 31520 Ramonville Saint Agné, France

Les signatures des ondes sur la couleur de l'eau posent la question suivante : comment les ondes de Rossby influencent-elles les concentrations en chlorophylle de surface ? Plusieurs processus couplés physique/biogéochimie ont été proposés : le mécanisme d'"eddy pumping" associé à des injections de nutriments, la remontée d'un maximum de chlorophylle de subsurface vers la surface et l'advection méridienne des gradients horizontaux de chlorophylle par les courants géostrophiques associés aux ondes de Rossby baroclines. Une décomposition statistique du signal observé en différents processus modélisés par *Killworth et al.* (2004) confirme une contribution principale de l'advection Nord-Sud des gradients en chlorophylle-*a* de surface au Sud de 28° N. Dans cette partie du bassin, plus de $\sim 70\%$ du signal est expliqué par ce processus horizontal. Au Nord de 28° N, les signatures des ondes de Rossby semblent dues à l'advection horizontale ainsi qu'à l'injection verticale de nutriments ($\sim 50\%$ de l'amplitude observée). Ce mécanisme vertical peut avoir un impact sur la production primaire dans cette partie du bassin.

D.2 Abstract

The variability (in space and time) of westward propagating Rossby waves is analyzed with a wavelet method between 10°N and 40°N in the North Atlantic ocean using two remotely sensed data sets (Sea Level Anomalies - SLA and surface chlorophyll-*a* concentrations) in order to better understand the waves characteristics and their impacts on the chlorophyll distribution. Signals with wavelengths between ~ 500 km and ~ 1000 km with ~ 4 to ~ 24 months periods were detected and identified as the first baroclinic mode of Rossby waves. The spatial and temporal information has also highlighted a particular situation in 1998 at 34°N, with the simultaneous existence of two distinct wave components corresponding to wavelengths 500 km and 1000 km.

Signatures of the waves in ocean colour prompt the question of how Rossby waves influence surface chlorophyll concentrations. Several physical/biological processes have been suggested : the eddy pumping mechanism associated with nutrient injection, the uplifting of a deep chlorophyll maximum towards the surface, and the meridional advection of horizontal chlorophyll gradients by geostrophic currents associated with baroclinic Rossby waves. A statistical decomposition of the observed signal into the different processes modelled by *Killworth et al.* (2004) confirms a main contribution of the north-south advection of the surface chlorophyll-*a* gradients south of 28° N. In this part of the basin, more than $\sim 70\%$ of the signal is explained by this horizontal process. North of 28° N, Rossby waves signatures seems to be due to the horizontal advection and as well as the vertical nutrient injection ($\sim 50\%$ of the observed amplitude). This vertical mechanism may have an im-

pact on the primary production in this part of the basin.

D.3 Article publié - Journal of Marine Research 2006

Understanding the influence of Rossby waves on surface chlorophyll concentrations in the North Atlantic Ocean

by G. Charria^{1,2}, I. Dadou¹, P. Cipollini³, M. Drévillon⁴, P. De Mey¹ and V. Garçon¹

ABSTRACT

The variability (in space and time) of westward propagating Rossby waves is analyzed with a wavelet method between 10N and 40N in the North Atlantic Ocean using two remotely sensed data sets (Sea Level Anomalies – SLA and surface chlorophyll-*a* concentrations) in order to better understand the waves' characteristics and their impacts on the chlorophyll distribution. Signals with wavelengths between ~ 500 km and ~ 1000 km with ~ 4 to ~ 24-month periods were detected and identified as the first baroclinic mode of Rossby waves. The spatial and temporal information has also highlighted a particular situation in 1998 at 34N, with the simultaneous existence of two distinct wave components corresponding to wavelengths 500 km and 1000 km.

Signatures of the waves in ocean color prompt the question of how Rossby waves influence surface chlorophyll concentrations. Several physical/biological processes have been suggested: the eddy pumping mechanism associated with nutrient injection, the uplifting of a deep chlorophyll maximum toward the surface, and the meridional advection of horizontal chlorophyll gradients by geostrophic currents associated with baroclinic Rossby waves. A statistical decomposition of the observed signal into the different processes modeled by Killworth *et al.* (2004) confirms a main contribution of the north-south advection of the surface chlorophyll-*a* gradients south of 28N. In this part of the basin, more than ~ 70% of the signal is explained by this horizontal process. North of 28N, Rossby wave signatures seem to be due to the horizontal advection as well as the vertical nutrient injection (~ 50% of the observed amplitude). This vertical mechanism may have an impact on the primary production in this part of the basin.

1. Introduction

Rossby waves (also known as planetary waves) play an important role in the dynamics of the oceans. The westward propagating potential energy helps to maintain the mid-latitude gyres and to intensify the western boundary currents (Polito and Liu, 2003). Oceanic Rossby waves were for first observed in the 1970s and 1980s using XBT data (see Fu and Chelton, 2001, for a full review of the *in situ* observations). *In situ* measurements are not enough to fully describe and understand these waves due to their sparse spatial and

1. Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, Centre National de la Recherche Scientifique, 18 Avenue Edouard Belin, 31401 Toulouse Cedex 9, France.

2. Corresponding author, email: guillaume.charria@rosos.cnr.fr

3. National Oceanography Centre, European Way, Southampton SO14 3ZH, United Kingdom.

4. CERFACS, 42 Avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse, Cedex, France.

temporal coverage. Nevertheless, the numerical simulations following these observations allowed the first studies of the properties of these waves. With the development of satellite measurements, it finally became possible to observe Rossby waves in the form of westward-propagating features in time/longitude diagrams of Sea Level Anomalies (SLA) from radar altimeters (e.g.: Chelton and Schlax, 1996; Cipollini *et al.*, 1997; Polito and Liu, 2003; Fu, 2004) as well as in Sea Surface Temperature (SST) from infrared sensors (e.g.: Cipollini *et al.*, 1997; Hill *et al.*, 2000).

Recently, a number of papers have described features associated with planetary waves in ocean color data (chlorophyll-*a* concentration) (e.g.: Machu *et al.*, 1999; Cipollini *et al.*, 2001; Uz *et al.*, 2001; Kawamiya and Oschlies, 2001). The observations of such signals prompt the question of how Rossby waves influence surface chlorophyll concentrations. Several physical/biological processes which might be involved have been suggested: (1) the eddy pumping mechanism associated with nutrient injection (Cipollini *et al.*, 2001; Uz *et al.*, 2001; Siegel, 2001), (2) the uplifting of a deep chlorophyll maximum toward the surface (Cipollini *et al.*, 2001; Kawamiya and Oschlies, 2001; Charria *et al.*, 2003), and (3) the meridional advection of horizontal chlorophyll gradients by geostrophic currents associated with baroclinic Rossby waves (Killworth *et al.*, 2004). These different processes are described using theoretical models and are compared to the remotely sensed observations in a recent paper by Killworth *et al.* (2004). A fourth process, the accumulation of phytoplankton detritus in convergent zones as the waves pass, was also suggested (Dandonneau *et al.*, 2003), but its occurrence is still subject of debate (Killworth, 2004; Dandonneau *et al.*, 2004).

This paper aims at (a) investigating the spatial and temporal variability of Rossby waves and their effects on chlorophyll-*a* concentrations in the North Atlantic between 10N and 40N and (b) quantifying the relative importance of the different physical/biological processes over the same region. This part of the Atlantic Ocean includes very different biogeochemical provinces (Longhurst, 1998) and is characterized by a strong phytoplankton spring bloom inducing a well-marked chlorophyll frontal zone. Furthermore, an oligotrophic area, due to the existence of the subtropical gyre, resides south of 30N. This spatial variability allows us to analyze the influence of Rossby waves in the presence of very different background chlorophyll conditions.

The work is divided in two parts. In the first part of the study (Section 2), we characterize the variability in space and time of Rossby waves in two simultaneous remotely sensed data sets (Sea Level Anomalies and Chlorophyll-*a* concentrations) in the North Atlantic Ocean, using a wavelet transform approach. Previous studies had not analyzed the temporal variability (with the exception of Cromwell (2001) at the single latitude of 34N on SLA only). Using two data sets allows us a first step into assessing the likelihood of the different mechanisms by which planetary waves may affect the signal we observe in ocean color and allows location in time and/or space of any anomalous conditions that may deserve further study.

In the second part of the study (Section 3), process modeling from Killworth *et al.*

(2004) is compared with result of a cross-spectral wavelet analysis of SLA and chlorophyll in order to investigate the interplay of the three aforementioned coupled biological/physical mechanisms over the same area. As it will be shown in the following, this study broadly confirms the findings by Killworth *et al.* (2004) and gives additional information on the temporal variability of the SLA/chlorophyll relationship. Nevertheless, over part of the basin this analysis is not sufficient to remove the ambiguity in attributing the signals observed in ocean color to one or the other mechanism. Therefore, we finally attempt a quantitative decomposition of the observed relationship between SLA and ocean color based on statistical argumentations to estimate the share of the signal due to each process.

2. Rossby wave features in the North Atlantic

a. Remotely sensed data

*i. Chlorophyll-*a* concentrations.* Chlorophyll-*a* concentrations (in mg m^{-3}) were obtained from the ocean color sensor SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) products (level 3 binned data, monthly, version 4 - O'Reilly *et al.*, 1998) generated by the NASA Goddard Space Flight Center (GSFC) Distributed Active Archive Center (DAAC) (McClain *et al.*, 1998). We used the products on a regular grid of 9 by 9 km from January 1998 to December 2001. The predicted error on the single 1-km SeaWiFS estimates of chlorophyll-*a* concentration is 35 % (McClain *et al.*, 1998); the accuracy of 9 km gridded data is comparable or better. As our study focuses on the anomalies of chlorophyll-*a* concentrations, we remove a monthly zonal average from raw data at each latitude and for each month. To apply the spectral wavelet analysis described below, the residual gaps in the data, mainly due to the presence of clouds, are filled with a linear interpolation.

ii. Sea Level Anomalies (SLA). Sea Level Anomaly data are provided by CLS Space Oceanography Division as part of the Environment and Climate EC AGORA and DUACS projects. These SLA were obtained from the combined processing of the Topex/Poseidon (T/P) and ERS-1/2 data. The two data sets were combined using an improved space/time objective analysis method taking into account long wavelength errors which correlated noise with a 1-2 cm mean error (Le Traon *et al.*, 1998). SLA are relative to a seven-year average (1993-1999) and were mapped every 7 days from October 1992 to February 2002 with a spatial resolution of $1/3^\circ$. To have the same temporal resolution as for the surface chlorophyll-*a* concentrations, SLA data were averaged with a monthly time step.

b. Methodology

In order to describe the spatial and temporal characteristics of Rossby waves in the North Atlantic from 10N to 40N, we adopt a spectral analysis method based on the Wavelet Transform (WT - see details in Appendix) (Torrence and Compo, 1998). We apply the WT in two different ways. A *spatial* wavelet analysis is carried out by applying the WT to zonal (east-west) sections of data at a given time step, and helps identify wavelength variability

in space along the section. A *temporal* wavelet analysis is carried out by applying the WT to a time series of data at a given location, and helps locate periods in time. Several studies have been performed with this spectral analysis tool on satellite data sets to study particular physical or biogeochemical processes. For example, Machu and Garçon (2001) and Charria *et al.* (2003) used this method to describe SeaWiFS ocean color data in the Agulhas Current system and in the South Atlantic, respectively, and Cromwell (2001) analyzed Topex/Poseidon altimetry data at 34N in the North Atlantic. In the present study, we first apply the WT to both data sets to study Rossby wave variability both in space (east of, west of and above the ridge) and in time (seasonal and inter-annual variability) in the North Atlantic Ocean. Subsequently, a cross-spectral analysis is performed to study the relationship between the SLA and the chlorophyll-*a* concentrations by computing (cross-)wavelet coherency and phase (Torrence and Webster, 1999). This method allows extracting coherency and phase for each scale (period or wavelength, for a temporal or a spatial analysis, respectively) at a given point in the case of a temporal wavelet analysis or at a given latitude and a particular date in the case of a spatial wavelet analysis (see details in Appendix). Due to the limited length of the time series of remotely sensed data sets (only 4 simultaneous years for the SLA and chlorophyll-*a* concentrations), the spatial cross-wavelet analysis will be used in preference to the temporal analysis.

c. Detection of Rossby waves in the North Atlantic Ocean: Results

i. Westward propagation observed on SLA. Westward propagating signals, previously identified by several authors as baroclinic Rossby waves due to their dynamical features (see Fu and Chelton, 2001, for a review), are clearly observed in time-longitude plots of SLA at all latitudes studied between 10N and 40N. Three examples are shown in Figure 1. Some pre-processing may be applied to highlight the signature of the waves; for visual analysis purposes we have reconstructed, with a 1D wavelet filtering, the signal between $j = 20$ and $j = 24$ (equivalent to wavelengths between 500 km and 1000 km) at each latitude. The choice of this wavelength range allows filtering out mesoscale signals. The features become clearer after filtering, as illustrated by the comparison of Figures 2a and b. The observed amplitude of the westward-propagating signals varies greatly with latitude, being larger at around 34N (Figs. 1 and 2). This feature could be due to the “waveguide effect,” which in turn may be related to the interaction between the Azores zonal current and Rossby waves (Cipollini *et al.*, 1997), in analogy with what happens in the Antarctic Circumpolar Current (Hughes, 1996). We also observe different behaviors as far as the longitudinal variability is concerned: at 20N the waves maintain roughly the same amplitude across the basin, whereas at 34N they are larger above the mid-Atlantic ridge and at 40N show a very strong amplification west of 40W, probably due to broadband energy associated with the Gulf Stream and/or to wave/current interaction.

ii. Spatial and temporal properties from SLA. To assess the spatial variability of Rossby waves, we applied a 1D spatial wavelet analysis to the unfiltered SLA. The analysis was

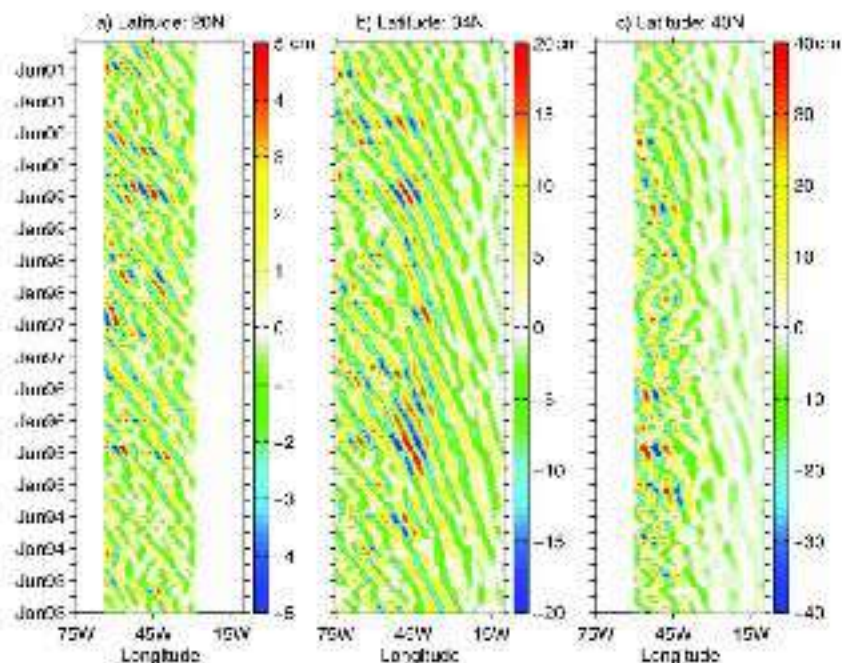


Figure 1. Time/longitude plots of SLA (cm) at (a) 20N, (b) 34N and (c) 40N. Data have been spatially filtered. Signals are reconstructed for wavelengths between 500 and 1000 km using a wavelet analysis.

performed month by month on sections spanning the whole zonal extent of the basin at each latitude value from 10N to 40N in 1° steps. The variable length of each section (more or less centered on the mid-Atlantic ridge where Rossby waves may be amplified (as discussed by Cronwell, 2001)) directly influences the values of the wavelengths that we could detect, delimited by the cone of influence on the local wavelet power spectrum (Fig. 3).

The results of this first part of the analysis highlight a strong latitudinal variability of the signal. There are usually maxima for wavelengths between ~ 500 km and ~ 1000 km associated to the westward propagations. As shown on Figure 3a, which presents an example for April 1998 at the latitude 34N, the maximum of wavelet coefficients (contoured by a black line indicating the 95% confidence level determined with a χ^2 test) is almost split into two wavelength bands at around ~ 500 km and ~ 1000 km, in the central part of the basin (these results agree with the findings of a 2D longitude/time Fourier transform and a 2D - latitude/longitude - Fourier transform combined with a 1D Gabor analysis in time - Pottier et al., 2004). These two distinct wavelengths are not detected at

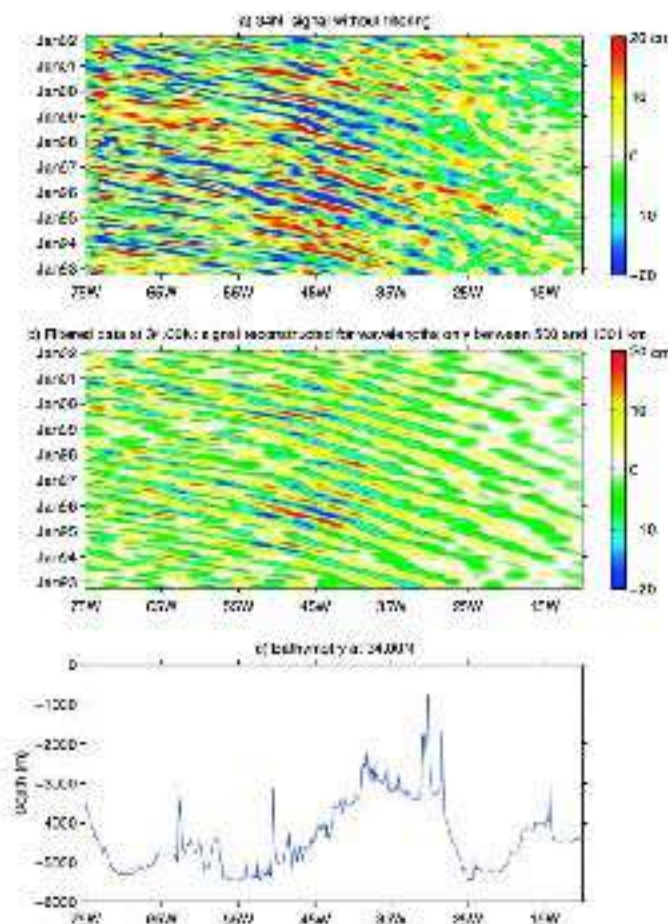


Figure 2. Time/longitude plots of SLA (cm) at 34N (a) signal without filtering and (b) signal is reconstructed for wavelengths only between 500 and 1000 km using a wavelet analysis and represent the filtered data, (c) Bathymetry at 34N.

28N where a broad maximum is observed from 500 to 700 km (Fig. 3b). From the analysis at all latitudes, it appears that a partition of energy into two distinct wavelengths only exists near 34N. Then we investigated whether such a peculiar partition of the signal is stationary or whether it only occurs at some specific times. By repeating the analysis for each month in the time series we observed that the double-wavelength configuration is most pronounced throughout almost all of 1998, except in some particular months (August and

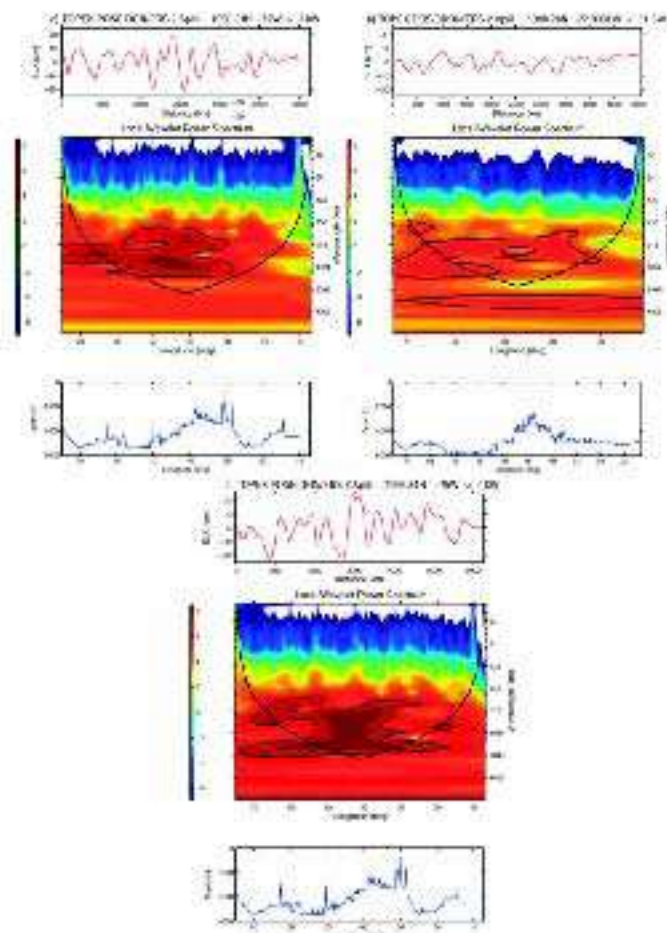


Figure 3. Spatial LWPS (Local Wavelet Power Spectrum) (a) at 34N for April 1998, (b) at 28N for April 1998, and (c) at 34N for April 1995. For (a), (b), and (c), the first, second and third plots represent the SLA as a function of longitude, the LWPS (energy units in cm^2) as a function of longitude and wavelengths, and the bathymetry as a function of longitude, respectively. For the LWPS, the parabolic black line delimits the cone of influence (Torrence and Compo, 1998). The black lines represent the 95% confidence level of the wavelet coefficient (χ^2 statistical test).

December). The same double-wavelength WT spectrum is occasionally observed in other periods, such as at the beginning of 1994, but 1998 is the only year in which it lasted for several months. To illustrate, the WT spectrum for the same latitude in April 1995 is represented in Figure 3c. For the latter, we observe only a continuum of wavelengths from

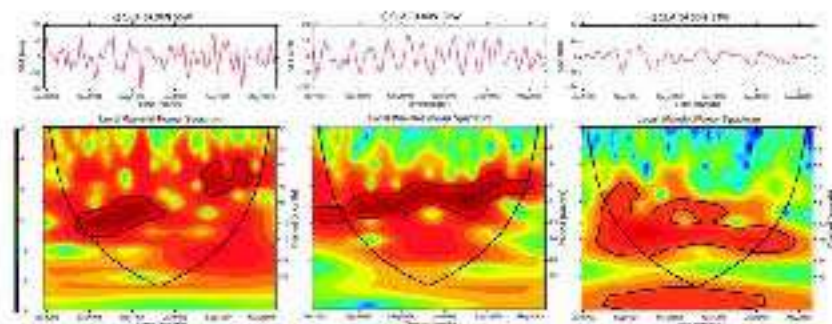


Figure 4. Temporal LWPS (energy units in cm^2) at 34N: (a) 55W, (b) 36W, and (c) 21W from filtered SLA. For (a), (b), (c) the first and second diagrams represent the same two first plots than for Figure 3 (a, b, c) except that longitude is replaced by time, and wavelengths by periods.

500 km to 1000 km, rather than two distinct peaks. The position of wavelet coefficient maxima is generally correlated with the mid-Atlantic ridge. For example, at 34N, signals with high amplitude are detected above the ridge and persist west of the ridge. Establishing a trend at other latitudes is less obvious, but in general it seems that, north of 28N, energy is higher above and west of the ridge than to the east of it. According to Polito and Cornillon (1997), a coupling between baroclinic and barotropic modes may be responsible for the wave amplification above the ridge. As shown originally by Barnier (1988), on approaching the ridge the baroclinic wave energy is transmitted to the barotropic mode; the converse happens on the western flank of the ridge. The new baroclinic waves then generated over the ridge and associated to local wind stress fluctuations may explain the amplitudes observed. An analysis of wind stress fluctuations above the ridge may therefore help to explain the intensification of the signal, but is beyond the limits and scope of the present study.

To characterize the Rossby wave periods, we use a temporal wavelet analysis on the data filtered and reconstructed from the spatial wavelet coefficients for wavelengths between 500 km and 1000 km. This analysis shows the temporal period of the corresponding signal at a given location in longitude and latitude on the complete data series. Results (Fig. 4) are presented for three chosen points along the 34N parallel: east, above and west of the ridge. A general decrease of the period can be observed from the east to the west side of the ridge. At 21W, east of the ridge, periods between ~ 12 and ~ 16 months present a significant energy (Fig. 4c). Above the ridge, Rossby wave periods decrease with time from ~ 10 to ~ 6 months (Fig. 4b). In the western part of the basin, no coherent structure can be observed in the wavelet coefficients. Only sparse patches exist for periods between ~ 6 and ~ 16 months (Fig. 4a).

The temporal analysis extended to other latitudes between 10N and 40N shows a strong meridional variability (Fig. 5). However, a trend toward a northward increase of the period

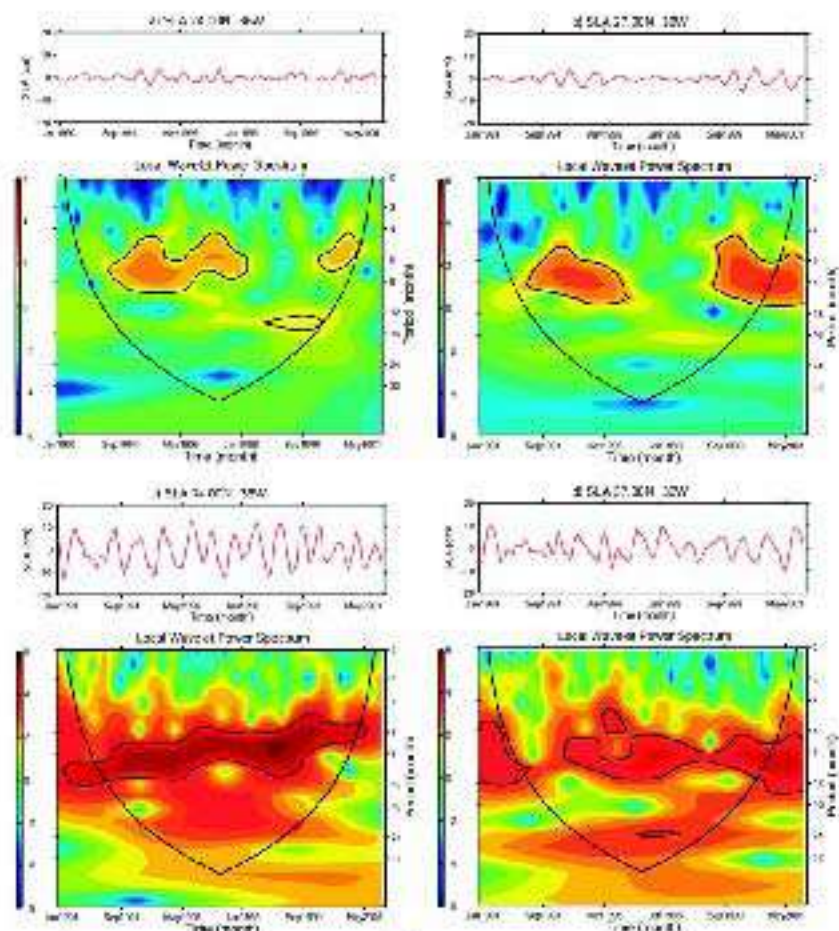


Figure 5. Temporal LWPS (energy units in cm^2) at (a) 24N, (b) 27N, (c) 34N, and (d) 37N and 36W from filtered SLA. For (a), (b), (c), (d), the first and second diagrams represent the same plots as in Figure 4.

is observed on the local wavelet power spectrum, with periods between ~ 4 and 12 months south of 30N (Figs. 5a, b) and between ~ 6 and 24 months north of 30N (Figs. 5c, d). These results are in agreement with the observations from Polito and Liu (2003). Indeed, between the wavelengths ~ 500 and ~ 1000 km, they detected the existence of periods around 3 months south of 20N, around 6 months between 20N and 30N, and around 12 months north of 30N.

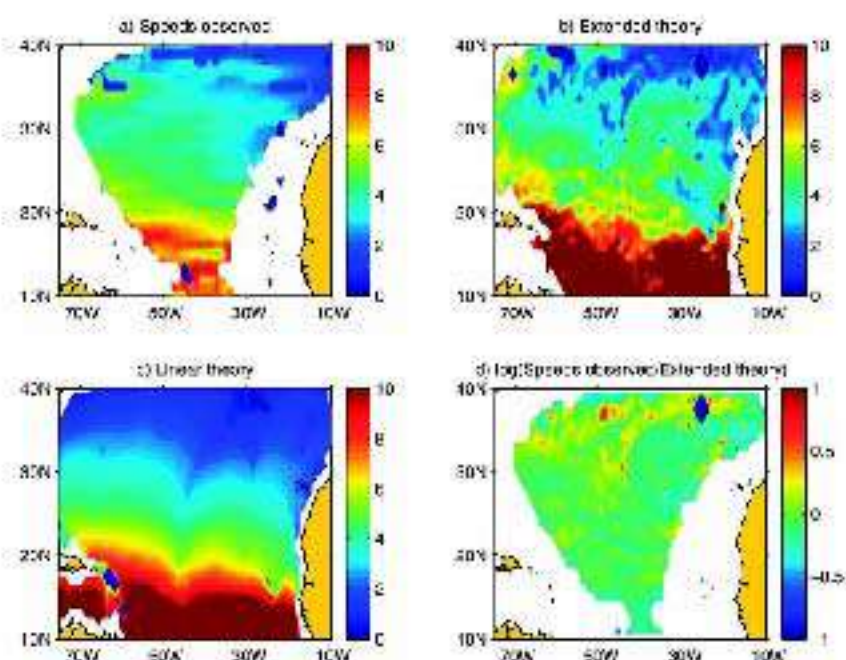


Figure 6. Propagation speeds (cm s^{-1} , positive westward) corresponding (a) to the filtered SLA data (speeds were computed with the 2-D Radon transform (see Challenger *et al.*, 2001)), (b) to the extended theory (Killworth and Blundell, 2003), (c) to the linear theory, (d) Logarithm of the ratio between speeds deduced from the observations and the extended theory. In (a) and (d), data close to the coasts are omitted due to strong zonal chlorophyll gradients which introduce marked edge effects in the wavelet analysis.

iii. Phase velocities. Propagation velocities (or phase speeds) associated with Rossby waves (500 – 1000 km) are now calculated from the filtered time/longitude diagrams with a 2-D Radon transform method (for details see Challenger *et al.*, 2001).

For the SLA, the values of the velocities increase equatorwards, from $1\text{--}2 \text{ cm s}^{-1}$ to more than 20 cm s^{-1} (Fig. 6a). Such a dependence on latitude is expected from both the linear theory for the first baroclinic mode of Rossby waves and its more recent extensions (Fig. 6b, c). We also observe a westward increase of the speeds, which is well described by the extended theory from Killworth and Blundell (2003a, b). This theory gives a better representation of these increases because it considers the bathymetry (and particularly the mid-Atlantic ridge) and the mean currents. For example, at 34°N , velocities vary between 1 to 6 cm s^{-1} from east to west of the basin in the observations.

The observed phase speeds are in broad agreement with the velocities that the extended theory from Killworth and Blundell (2003a, b) predicts for the first baroclinic mode,

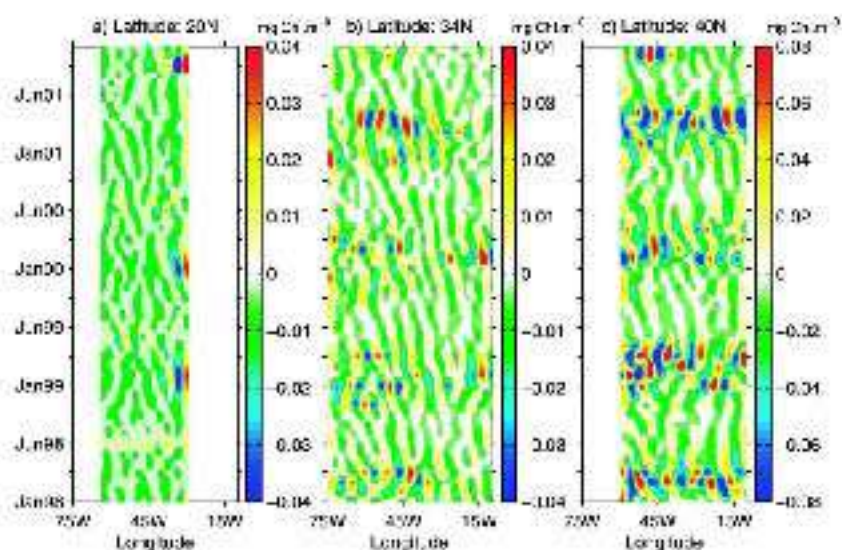


Figure 7. Time/longitude plots for chlorophyll-*a* concentrations (mg Chl m^{-3}) at (a) 20N, (b) 34N and (c) 40N. Data have been spatially filtered. Signals are reconstructed for wave-lengths between 500 and 1000 km using a wavelet analysis.

therefore it is safe to assume that in the majority of locations they represent the first baroclinic mode of Rossby waves. However, the ratio between observed and theoretical speeds (Fig. 6d) still shows some strong differences in a few localized areas; for example, north of 33N in the western part of the basin where there are areas of significantly faster propagation than predicted, and in a few spots in the southern and eastern part of the study region, where observed waves are slower than predicted. The presence of some residual discrepancies between theoretical and observed speeds is in line with the results of a number of studies (reviewed in Fu and Chelton, 2001).

*iv. Spatial and temporal properties from chlorophyll-*a* concentrations.* We now move to the observation of planetary waves in the chlorophyll data set. As reported in previous studies (Cipollini et al., 2001; Uz et al., 2001), westward-propagating features can be detected on time/longitude diagrams of ocean color data; here we show three examples in Figure 7, computed with the same method as for the SLA in Figure 1. The observed features are very similar to the Rossby waves detected in SLA, with wavelengths between 500 km and 1000 km. However, the amplitudes are perturbed by the strong residual seasonal cycle on chlorophyll-*a* concentrations data. At 34N above the ridge, the chlorophyll-*a* concentrations amplitudes (Fig. 7) linked to Rossby waves do not seem amplified as for SLA amplitudes.

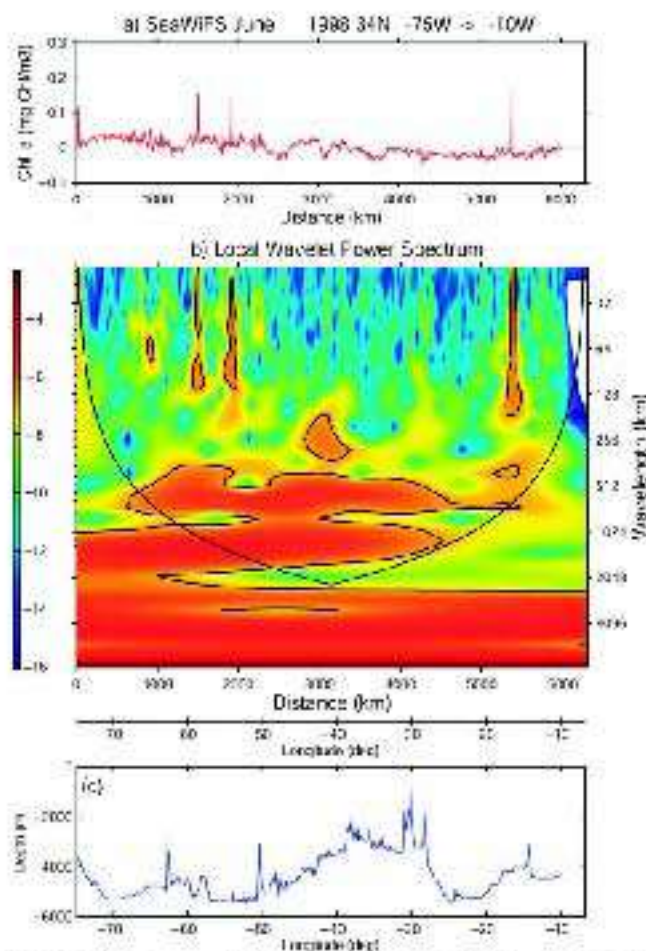


Figure 8. Spatial LWPS (energy units in $(\text{mgChl } a \text{ m}^{-3})^2$) at 34N in June 1998 of chlorophyll-*a* concentrations. The first, second and third diagrams represent the same plots as in Figure 3 (a, b, c) except that SLA is replaced by chlorophyll-*a* concentrations.

To compare the particular signals observed in the SLA in 1998 with the chlorophyll-*a* concentrations, we again use the spatial wavelet analysis. The signatures for both wavelengths 500 km and 1000 km (Fig. 8) are observed but not for the entire year. Both wavelengths are relatively well detected from January to June and are absent from July to November.

At 34N, from January to June, this latitude is occupied by a strong chlorophyll front between the oligotrophic subtropical gyre and the highly productive mid-latitudes. The front slopes north-eastward, on average between $\sim 35\text{N}$ on the American shelf to $\sim 45\text{N}$ off Europe, but presents some meridional variability. The seasonal variation in the position of the front, in particular, could play an important role in the signature of Rossby waves in chlorophyll-*a* concentrations. As we see through the wavelet analysis at 28N, 34N and 40N, the detection of typical wavelengths of Rossby waves is strongly correlated with the position of the front (Fig. 9). Indeed, larger energy at wavelengths compatible with planetary waves is detected when the front (strong meridional gradients of chlorophyll-*a*) is centered on these three latitudes. In February, the southern limit of the chlorophyll-*a* front extends to 28N (Fig. 9j) and Rossby wave signatures can be detected (Figs. 9a, d, g for each latitude 40N, 34N and 28N, respectively). In April, Rossby wave signatures are observed at 34N (Fig. 9e) and 40N (Fig. 9b) due to a southern front extension slightly south of 34N (Fig. 9k). In July, the front presents a weak southern extension and the strongest values of the chlorophyll-*a* meridional gradients appear only north of 34N (Fig. 9l). In this case, Rossby wave signatures are mostly observed at 40N (Fig. 9c, f, i). These observations suggest that horizontal advection of meridional gradients should play an important role in the formation of an ocean color signal, but do not allow ruling out other mechanisms, which will be examined in the coupled SLA/chlorophyll study in Section 3.

v. 1998: *A particular year?* In this subsection we examine the presence of two distinct wavelengths in 1998 at 34N in both SLA and chlorophyll-*a* data sets. The first question is to confirm the nature of these two distinct components as planetary waves; to this purpose, the range of wave numbers (~ 500 km to ~ 1000 km) and frequencies (~ 4 to 24 months) observed in the analysis is compared with the dispersion relation of the linear theory (calculated from the 2001 World Ocean Atlas of temperature and salinity data; Conkright *et al.*, 2002) (Fig. 10). A broad agreement is obtained between the data and the first baroclinic mode. Part of the residual discrepancy between observations and theory can be explained with the presence of a mean zonal current and of a nonflat bottom topography, two of the improvements added by the extended theory (Killworth *et al.*, 1997; Killworth and Blundell, 2003a, b); observed speeds will however be faster than theory in a few localized spots at 34N. A cross-spectral analysis based on time/space 2D Fourier transform was carried out between the weekly wind stress and wind stress curl (from the NCEP data set, Kalnay *et al.*, 1996) and the SLA. Apart from sporadic correlation peaks at smaller temporal scales (~ 5 months periods) above the ridge and west of the basin (not shown), it is hard to find any significant link between the wind conditions in 1998 and the signature of Rossby waves on SLA. The influence of STORM (SubTropical Oceanic Rings of Magnitude) eddies, which have physical properties close to Rossby waves (Pingree and Sinha, 1998), was also investigated. According to the observations of Mourino *et al.* (2003), eddies can be seen east and above the ridge, but only two STORM eddies were observed in 1998 east of 24W. Then, it looks unlikely that they can explain the particular

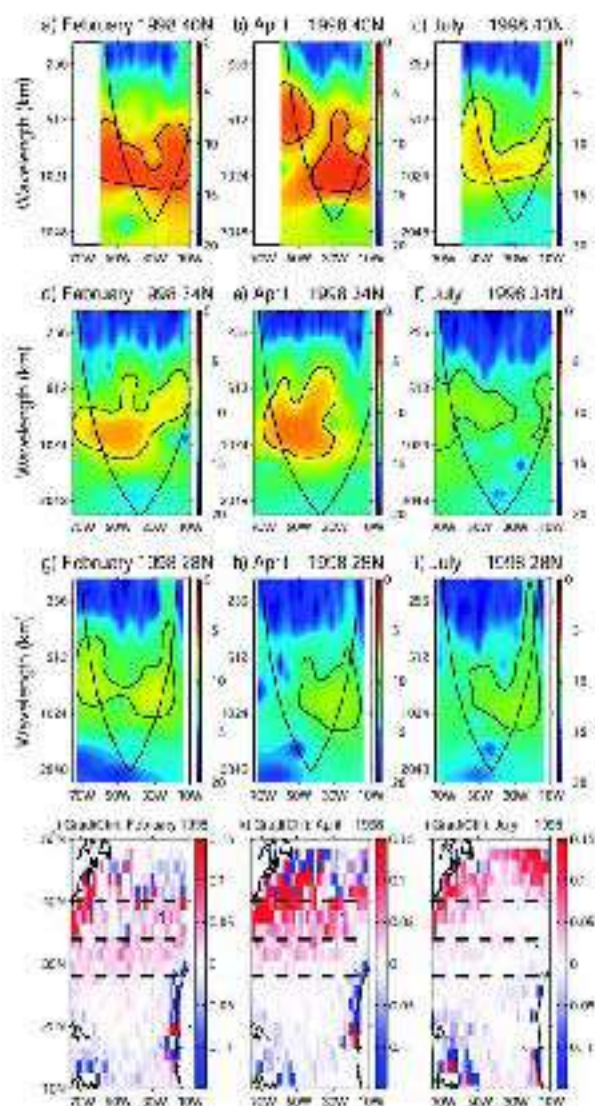


Figure 9. Spatial LWS (energy units in $(\text{mgChl m}^{-3})^2$) at 40N (a, b, c), 34N (d, e, f) and 28N (g, h, i) in February (a, d, g), April (b, e, h) and July 1998 (c, f, i). The chlorophyll- a concentrations are filtered with a wavelet analysis for wavelengths between 500 km and 1000 km. Meridional gradients ($1/\text{degree}$) of the $\log_{10}(\text{chl})$ from the SeaWiFS data set are represented for February (j), April (k), and July (l). The three dotted black lines indicate the three latitudes described in the LWS.

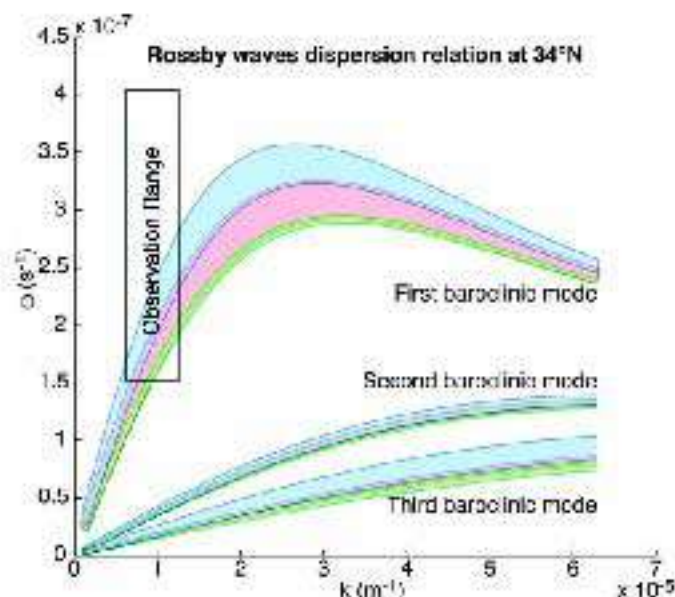


Figure 10. Relation of the linear theory of Rossby waves for the first three baroclinic modes of Rossby waves (calculated from the World Ocean Atlas 2001 of temperature and salinity data; Conkright *et al.*, 2002). The green, red and blue envelopes represent the eastern part of the basin (25W-10W), the domain above the ridge (50W-25W), and the western part of the basin (74W-50W), respectively. The rectangle delimits the area which corresponds to the observations (with wavelengths from 500 km to 1000 km for periods between 6 and 16 months).

signals we observed in 1998 (maxima of wavelet coefficients are detected from 30W to the west of the ridge). The question of the origin of these two distinct wave components at 34N therefore remains open, and *in situ* data as well as 3D modeling will have to be used to explore the vertical stratification associated to the different wavelengths in order to understand the observed surface signals.

3. Signature of Rossby waves in chlorophyll-*a* concentrations and SLA: A coupled process

a. Joint SLA/chlorophyll concentration remotely sensed data analysis

The signature of Rossby waves on ocean color can, in principle, be due to a number of different mechanisms. In this section we address the question of which mechanism dominates in the North Atlantic, following and extending the "modeling versus cross-spectra" approach recently suggested by Killworth *et al.* (2004). Their global study

introduces process models that provide valuable information to investigate the different coupled processes involved in the Rossby waves signature at different locations in the ocean. In particular, the amplitude and phase relationship between surface chlorophyll-*a* concentrations and SLA can be predicted theoretically for each mechanism and can be compared with the cross-spectral observations in an attempt to assess the relative importance of that mechanism.

The three processes described in the introduction can be classified in horizontal (the horizontal advection of meridional chlorophyll gradients) and vertical (the uplifting of the chlorophyll subsurface maximum and the upwelling of nutrients). In the case of a spatial analysis, it can be demonstrated theoretically that the predicted spatial phase relationship associated with vertical processes is between $\pi/2$ and π (Killworth *et al.*, 2004). For the horizontal mechanism, the theoretical phase relationship depends on the sign of the meridional gradient of chlorophyll and the hemisphere studied. In the North Atlantic Ocean, two situations can be observed: (1) roughly north of 28N, a positive meridional gradient of chlorophyll ($\partial \text{Chl} / \partial y > 0$) which gives a spatial phase relationship between $\pi/2$ and π , and (2) south of 28N, a negative gradient of chlorophyll ($\partial \text{Chl} / \partial y < 0$) which gives a phase relationship between $-\pi/2$ and 0.

Here we analyse the relationship between the chlorophyll and SLA signal by means of a cross-wavelet approach, which allows us to characterize the temporal variability of the phenomena. Wavelet coherency and phase (phase (chlorophyll-*a*) – phase (SLA)) are computed for each latitude from 10N to 40N and for each month from January 1998 to December 2001 which is the coincident period for the two remote data sets (prior to the cross-wavelet analysis, the data were rebinned onto a $1^\circ \times 1^\circ$ grid to reduce the noise level). The cross-wavelet analysis (see Appendix) is applied to the wavelet-filtered data. We then extract, from each Local Wavelet Power Spectrum, the phase for components between 467 km and 1110 km wavelength (in the cone of influence, to exclude the edge effects), having a coherency above 0.75. Tests have been performed on this coherency threshold and for threshold values above 0.75, the phases do not change significantly. The largest coherency is observed north of 30N, where it reaches values above 0.95 (not shown). This strong coherency appears to be correlated with the strongest amplitudes of Rossby waves in SLA and in chlorophyll-*a* concentrations. In fact, south of 28N, the amplitudes are very small which could explain why the wavelet analysis cannot detect significant periodic signals (not shown). Figure 11 presents the maps of these phase relationships (phases for coherency lower than 0.75 are not plotted) for the month of April, from 1998 to 2001. It shows a strong interannual variability but we can observe some large scale spatial features, and a clear difference between the northern and southern parts of the study area.

In the area of strong positive meridional gradient (starting a bit to the north of 28N, i.e. roughly at 30N), phases are mainly between $\pi/2$ and π , most clearly in April 1998 and 2001 (Figs. 11a, d). However in this area where the meridional gradient of chlorophyll-*a* is positive, such a range of phase values can arise from both vertical and horizontal processes,

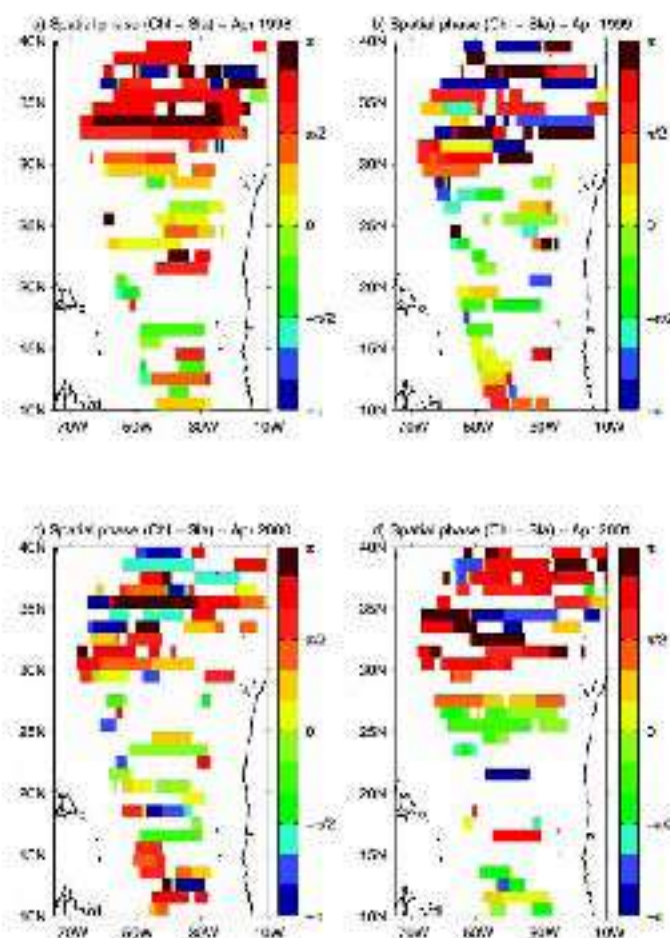


Figure 11. Phase relationships between SLA and chlorophyll-*a* concentrations ($\text{phase}(\text{chlorophyll-}a) - \text{phase}(\text{SLA})$). They were computed using the cross-wavelet analysis. Phases for the data having a maximum coherence >0.75 are extracted from each LWPS in the cone of influence for wavelengths between 467 km and 1110 km. In case more than one data set has the same maximum coherence in the spectral domain, the point, in the physical space, is excluded to retain only unambiguous phases. To describe the temporal variability, the month of April from 1998 to 2001 (a to d) is displayed.

and the determination of a dominant mechanism remains ambiguous at this stage. For the particular case of 1998 at 34N, a strong coherence is observed separately for the two distinct wavelengths (~ 500 km and ~ 1000 km) from April to June and the phases associated to these two maxima are similar (around π - not shown).

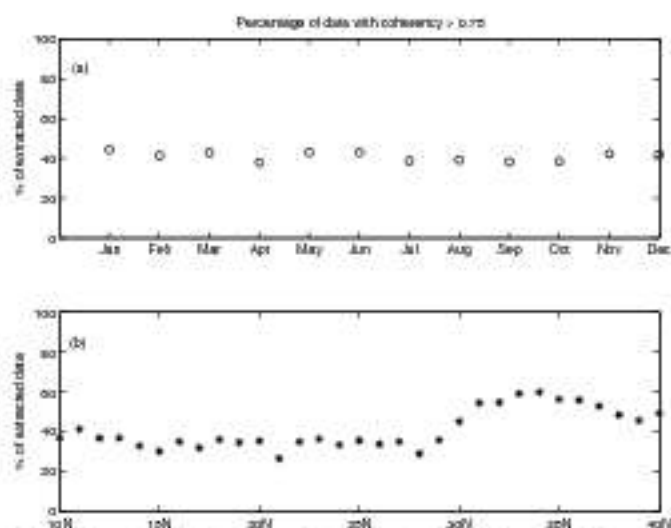


Figure 12. Ratio of extracted data compared to the number of data used for the cross-wavelet analysis (expressed in %) (a) monthly averaged, and (b) zonally averaged for the whole period (1998-2001).

In the weak gradient zonal band around 28N and south of that band, the observations are less coherent and very noisy. Horizontal advection could explain the Rossby wave signatures in surface chlorophyll-*a* concentrations in all those locations where the observed phases are between $-\pi/2$ and 0. On the contrary, vertical processes would still generate a phase between $\pi/2$ and π , which is only observed in a very small number of grid points. Therefore in this region the phase observations point unequivocally to horizontal advection as the predominant process, confirming the findings of Killworth *et al.* (2004).

The analysis detailed above for the month of April has been repeated for other months leading to similar results. The percentage of data having a coherence above 0.75 is approximately the same (between 34 and 49% with a mean value of 41%) for each month and each year studied. The analysis of the percentage of extracted data as a function of latitude confirms that north of 28N there is better chlorophyll-*a* concentrations/SLA coherence, with values above 50% (Fig. 12). The maximum of this percentage is reached for the 34N latitude (59.7%).

To summarize the results of the wavelet cross spectral analysis, despite some degree of temporal variability (and higher noise south of 28N) the phase relationship appears to be in good agreement with the average temporal phase map found by Killworth *et al.* (2004) over the entire time series (their Fig. 6b) when one considers that due to the propagation being westward, the spatial phases computed here will have opposite sign.

b. Coupled physical and biological process modeling

The attribution of the ocean color signal to different mechanisms suggested in the previous subsections has been mainly based on qualitative considerations. In this subsection, instead, we take a more quantitative look at the amplitude ratios and phase differences between chlorophyll concentrations and SLA, trying to identify the shares of the processes that can explain the chlorophyll signature of Rossby waves and resolve any ambiguity if possible. First we will illustrate this approach at three test latitudes (representative of different background conditions), then we will extend it to the whole region. The phase and amplitude relationships are computed for the three different mechanisms and are compared to the observed relationship, in agreement with Killworth *et al.*'s (2004) approach, which is recalled below.

i. Model used (Killworth et al., 2004). Killworth *et al.* (2004) describe the evolution of a tracer (C) advected by a purely westward propagating Rossby wave. In such wave, the mean north-south flow (\bar{v}) is weak compared with the mean east-west flow, so $\bar{v} = a' = 0$. The following linearization of the advection/diffusion equation is taken:

$$C_t' + \bar{u}C_x' + v'C_y' + w'C_z' = M \quad (1)$$

where the axes are x east, y north and z upward (with respective velocities u, v, w). The suffixes denote perturbation around the mean value (noted $\bar{\cdot}$) or differentiations over time t or space. M represents all the nonconservative processes for the tracer. w' is estimated from the vortex stretching equation ($\beta v' = f w_z'$) where f is the Coriolis parameter and $\beta = df/dy$ the northward gradient of the Coriolis parameter. Eq. (1) is integrated over an ocean surface layer of depth h .

Based on this integrated advection/diffusion equation, a complex expression of the ratio between the amplitude of the tracer signal (C_A) and the sea-surface height (η_A), sufficient to express the various possible combinations of mechanisms, is obtained:

$$\frac{C_A}{\eta_A} = \left| \frac{C_A}{\eta_A} \right| e^{i\varphi} = \frac{g}{f} \frac{(\bar{C}_{0y} - \beta \Delta C/f)}{(c - \bar{u}_0 + ic/\omega\tau)} \quad (2)$$

where φ is the phase difference, g is the acceleration due to gravity, c the phase speed of the wave, ω the wave frequency. \bar{C}_{0y} is the horizontal meridional gradient of tracer. The assumed limiting nutrients are the nitrates which is a good approximation over the North Atlantic Ocean. $\Delta C = \bar{C}(z=0) - \bar{C}(z=-h)$ with $h = 50$ m for nutrients (chosen value for the mixed layer depth using the more recent nitrate climatology of Louanchi and Najjar (2001) and $h = 10$ m for chlorophyll (for the reasons outlined by Killworth *et al.*, 2004). τ is the relaxation time, i. e. the characteristic decay time of the tracer anomaly, here taken to be 20 days with $M_0 = -C_t'/\tau$. \bar{u}_0 is the mean zonal current. All the chosen values for the different parameters are taken from Killworth *et al.* (2004).

Eq. (2) allows the modeling of the three different mechanisms. The horizontal advection case is computed by taking C as chlorophyll concentrations and removing the effect of the

vertical advection ($\Delta C = 0$). The vertical advection processes are simulated removing the tracers gradients ($\bar{C}_{0y} = 0$), then taking C to represent either chlorophyll concentrations to solve the vertical advection of chlorophyll, or nutrient concentrations (then converted to chlorophyll assuming a constant Chl:N ratio $\Delta C = 1.59 \Delta N$) for the upwelling case. Using these different formulations, amplitude ratios and phase relationships from each process can be analyzed.

ii. Remotely sensed observations (Killworth et al., 2004). Although the wavelet analysis described in Section 3a describes amplitude and phase between SLA and ocean color as a function of space and time, the theoretical model (6) is independent of time; in order to compare observations and model we would need to take some kind of time average of wavelet cross-spectra in time. We will therefore use the amplitude ratios and phase relationships computed by Killworth et al. (2004) with a cross-spectral Fourier analysis between SLA and surface chlorophyll concentrations, as these already represent averages over the entire time series. The cross-spectral complex coefficients allow a precise quantification of the average (over the time series) amplitude and phase relationship of the two signals at those frequencies and wave numbers at which they are most correlated. Then these relationships can be directly compared to those from the theoretical simulations.

iii. Combining model and observations: a dominant mechanism in the North Atlantic? The detailed comparison between the model and the observations has been performed at three given model grid latitudes: 33.5N, 23.5N and 19.5N. These latitudes correspond to three areas with different chlorophyll concentration distributions. 33.5N is close to the 34N latitude studied before with the remotely sensed data, and corresponds to the front position normally associated with large positive meridional gradients of chlorophyll concentrations. The second latitude, 23.5N was selected to describe the different processes in the middle of the subtropical gyre characterized by low surface chlorophyll concentrations and weak horizontal surface chlorophyll gradients. The third latitude, 19.5N, is also located in the subtropical gyre (oligotrophic zone) with negative meridional gradients of chlorophyll concentrations but exhibits stronger vertical chlorophyll gradients between 0 and 10-meter depth (from Conkright et al., 1998). Using these three latitudes we can analyze the mechanisms involved following different chlorophyll backgrounds: strong positive meridional chlorophyll gradients (33.5N), weak horizontal and vertical gradients (23.5N) and strong vertical chlorophyll gradients with weak meridional chlorophyll gradients (19.5N).

First, we compared the observed phase relationships to the theoretical model as it was previously performed using the wavelet analysis. The observed phases for the latitude 19.5N extend between 0 and $\pi/2$ (Fig. 13d) in good agreement with the modeled phases from the horizontal advection process. This result suggests that horizontal advection of meridional chlorophyll gradients by Rossby waves may be responsible for a large part of the observed features in the chlorophyll data, notwithstanding the strong vertical gradient.

At 23.5N, despite slightly different conditions, the observed phase relationships (between 0 and $\pi/2$) are very similar to those at 19.5N, also in favor of the horizontal

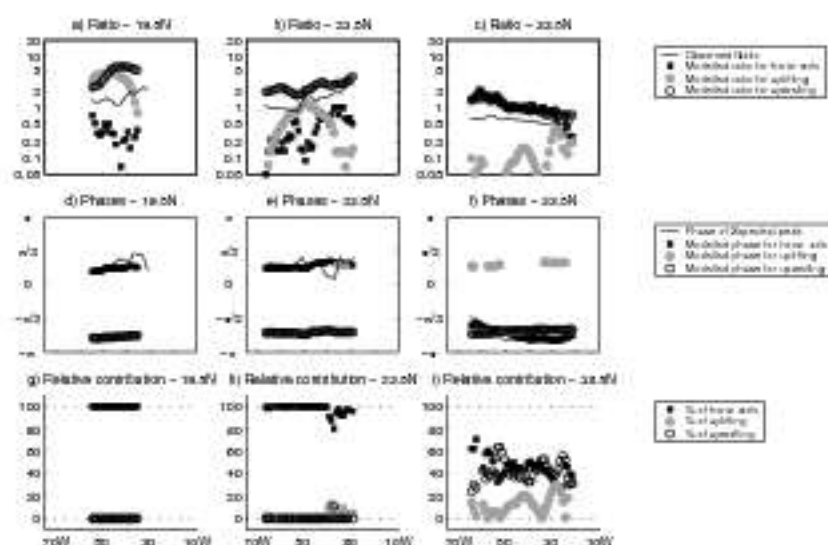


Figure 13. Amplitudes ratio (traces on SLA) from the remotely sensed data (black line), modeled for the horizontal advection process (square) and modeled for the vertical processes (full grey circle for the chlorophyll uplifting and empty circle for the nitrate upwelling) for the latitudes 19.5N (a), 23.5N (b) and 33.5N (c). With the same symbols, the observed and modeled phase relationships are represented on the diagrams (d) for the latitude 19.5N, (e) for 23.5N and (f) for 33.5N. The three bottom diagrams represent the relative contribution (in %) of the three assumed processes for the latitudes 19.5N (g), 23.5N (h) and 33.5N (i).

advection process (Fig. 13e). We notice a jump in phase for four points located in the eastern part of the basin for the modeled phase relationship of the chlorophyll uplifting (the associated values lie between 0 and $\pi/2$ compared to the $[-\pi, -\pi/2]$ range found for the other longitudes). After analyses of the chlorophyll climatology used in this theoretical model (Conkright *et al.*, 1998), it appears that these artefacts are linked to an inaccurate climatology in this region (due to few data and interpolation method) because these variations correspond to sign changes of the vertical gradient (surface chlorophyll concentrations are greater than subsurface concentrations). We then exclude these points (the same applies to a few locations at 33.5N) from our study.

At 33.5N, the phase range deduced from the theory is the same for the horizontal and vertical mechanisms as mentioned in Section 3a. All the modeled phases are in the same quadrant as the remotely sensed data, between $-\pi$ and $-\pi/2$ (Fig. 13f). Then, using the phase information without additional assumption, the three mechanisms can contribute.

Our strategy to investigate the relative contributions of the three different coupled processes is precisely to add a statistical assumption that allows a quantitative decomposi-

tion of the contributions by the different processes, by combining together modeled and observed amplitude ratios and phase relationships.

The assumption we use is to consider the observed amplitude ratios and phases as a linear combination of the three modeled processes. So, the following equation can be built:

$$\left| \frac{C_A}{\eta_A} \right|_{obs} e^{i\varphi_{obs}} = z_a \left| \frac{C_A}{\eta_A} \right|_{adv} e^{i\varphi_{adv}} + z_b \left| \frac{C_A}{\eta_A} \right|_{upw} e^{i\varphi_{upw}} + z_c \left| \frac{C_A}{\eta_A} \right|_{upw} e^{i\varphi_{upw}} \quad (3)$$

where z_a , z_b and z_c are three unknown parameters associated with the different modeled complex amplitudes: horizontal advection, chlorophyll uplifting and nitrates upwelling processes, respectively. These parameters are complex (for example $z_a = \alpha \exp(i\varphi_a)$) in order to encompass both an amplitude and a phase error in the model.

System (3) has six unknown parameters for two equations (real and imaginary parts) so it has an infinite number of solutions. Among the different possible solutions, we select the one that gives the smallest value for the following cost function:

$$\Psi = \sqrt{|z_a - 1|^2 + |z_b - 1|^2 + |z_c - 1|^2} \quad (4)$$

Cost function Ψ describes the distance, in parameters' space, between the three complex parameters and number one, based on the idea that if the process modeling is correct then all the three coefficients would be equal to unity. In other words, z_a , z_b or z_c equal one represents a total contribution by the corresponding process, exactly as modeled (that is, with exactly the modeled amplitude and phase), to reproduce the observations. Solving (3) by minimizing Ψ allows extracting a set of parameters to reproduce the observed amplitude ratios and phase relationships. The relative contributions (P_j) are then computed using the following equation:

$$P_j = 100 \times \frac{z_j |C_j/\eta_j|}{z_a |C_a/\eta_a| + z_b |C_b/\eta_b| + z_c |C_c/\eta_c|} \quad (5)$$

where $j = a, b, c$.

We then applied this method to the three selected latitudes. It appears that at 19.5N and 23.5N, the horizontal advection is clearly the main process (Figs. 13g, h). This result is in agreement with our previous conclusions from phases relationships (observed and modeled). For the latitude 33.5N, this new approach highlights not only a clear contribution by the horizontal advection as suggested by the good correlation between the signal detected and the chlorophyll front position (see Section 2c.iv), but also a contribution by the nitrate upwelling process (Fig. 13i). In short, the observed chlorophyll signature of Rossby waves at 33.5N seems to be due to a combination of a vertical and a horizontal process. The upwelling of nitrates and the horizontal advection of the chlorophyll gradients might explain, each one, around 50% of the observed amplitude ratio.

For a global view of the influences of Rossby waves in this part of the North Atlantic Ocean, we applied the method for all latitudes from 10N to 40N. Figure 14 shows the

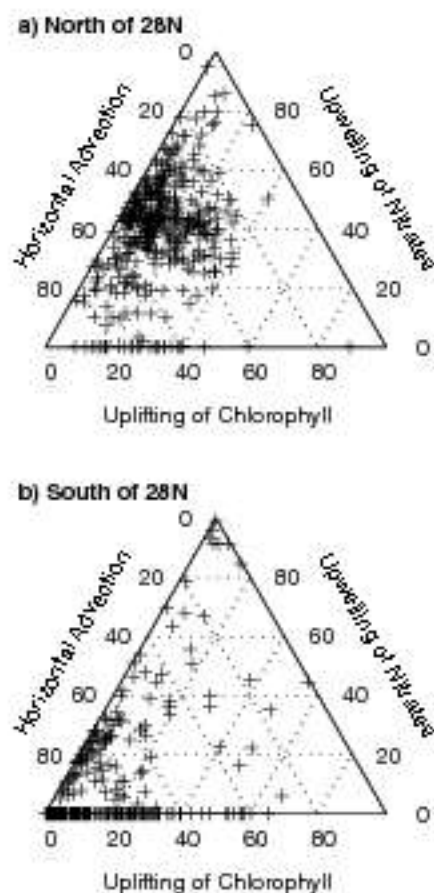


Figure 14. Relative contribution (in %) of the three assumed processes which can explain the chlorophyll signature of Rossby waves: horizontal advection of meridional chlorophyll gradients, upwelling of nitrates in the euphotic zone and uplifting of the deep chlorophyll maximum. The crosses represent all the model grid points north of 28N (a) and south of 28N (b) between 9.5N and 40.5N.

relative contribution, computed from Eq. 5, of the three assumed processes for each model grid points north of 28N (Fig. 14a) and south of 28N (Fig. 14b) between 9.5N and 40.5N. The values obtained are then represented on a ternary diagram. North of 28N, the diagram shows values centered around 50% of horizontal advection of chlorophyll gradients and upwelling of nitrates. The relative contribution of uplifting of chlorophyll is lower than

35%. South of 28N, there is a main contribution of the horizontal process with most of values higher than $\sim 70\%$. The vertical processes can reach a relative contribution of 35% in the case of the uplifting of chlorophyll and 25% for the upwelling of nitrates. At these latitudes, the horizontal process is clearly dominant.

In summary, the results highlight two main regions already previously found with the phases relationships deduced from the remotely sensed data (Section 3a). South of 28N, the horizontal advection of chlorophyll gradients is the dominant process with a contribution higher than $\sim 70\%$ of the observed amplitude ratios (Fig. 14b). North of 28N, the upwelling of nitrates and horizontal advection processes contribute approximately by the same amount to explain the observed amplitude ratios (Fig. 14a).

4. Conclusions

The detailed analysis of remotely sensed data with spatial and temporal wavelet analysis allows us to characterize Rossby wave variability in the North Atlantic Ocean. The main features are in agreement with previous work and the peculiarity of the wavelet method yields additional details about these waves and their characteristics. Signals with wavelengths between ~ 500 km and ~ 1000 km and with ~ 4 - to ~ 24 -month periods were detected and identified as the first baroclinic mode of Rossby waves, as observed by Polito and Liu (2003), and Ogychny and Cornillon (2004). The propagation speeds estimated with the Radon transform have been compared to the extended theory from Killworth and Blundell (2003a, b) and confirm that we observed the first baroclinic mode of Rossby waves. However there are still areas in the basin where significantly faster waves are observed.

The spatial and temporal information given by the wavelet analysis have also allowed to highlight a particular situation in 1998 at 34N, with the simultaneous existence of two wave components corresponding to wavelengths 500 km and 1000 km. Analysis of the wind field was not conclusive on the cause of the existence of these two distinct signals for this particular year and latitude, therefore further studies are needed.

The main finding of the paper is a quantification of the relative importance of various mechanisms explaining the signature of Rossby waves on ocean color. Although already explored by several authors, the problem is difficult to solve in a deterministic way. With the current tools and data from several regions in the oceans, an answer can only be given by taking additional statistical assumptions. The study of the spatial phase relationship between the surface chlorophyll-*a* concentrations and the SLA led to some interesting considerations in the North Atlantic Ocean. North of 28N, the spatial phase relationship does not allow decoding the dominant process unambiguously. South of 28N, the weak coherency between chlorophyll-*a* concentrations and SLA decreases significantly the number of data that can be used to analyze the phase. Nevertheless, it is found that most of the phases range between $-\pi/2$ and $\pi/2$. Thus, phases observed at these latitudes are mostly in agreement with the horizontal process but caution is of use here due to the low number of points and the noisiness of the results. With this cross-wavelet analysis, the temporal

variation of chlorophyll/SLA phase relationships has been addressed. Over these 4 years of data, monthly phase relationships do not change significantly. The use of the theoretical model from Killworth *et al.* (2004) compared to the observations, confirms results obtained with the cross-wavelet analysis. The two latitudes, 19.5N and 23.5N analyzed south of 28N presents a clear agreement between the observations and the horizontal advection mechanism simulated.

The exploration of the relative contribution of the three different processes using the theoretical model and the remotely sensed data, and adopting a statistical cost function, leads to the conclusion that north of 28N, the chlorophyll signature of Rossby waves may not be due to a horizontal process alone. In fact, our analysis shows that upwelling of nitrates in the euphotic zone can explain about half of the observed amplitudes. This observation is coherent with the vertical nitrate gradients from the climatology. The other part is due to horizontal advection, in agreement with the good correlation found between the signal observed and the chlorophyll front position. Some caveats have to be made on these results knowing the different strong assumptions made in the Killworth *et al.*'s (2004) model (for example, the constant Chl:N ratio, and a constant decay time for the chlorophyll anomalies, which are both first-cut approximations). However our findings suggest that Rossby waves may have an influence on the biological production in this part (north of 28°) of the Atlantic Ocean. In future work, simulated chlorophyll fields from a coupled physical/biological model over the North Atlantic Ocean will be used to understand the contributions of the different processes in the surface chlorophyll concentration signature and to quantify the influence of Rossby waves on the primary production.

Acknowledgments. Financial support for this work was provided by the GMMC (Groupe Mission MERCATOR/CORICLIS) to LEGOS. The CNES and IFREMER are thanked for the fellowship attributed to G. Charria. We would like to thank the Université Paul Sabatier for the ATUPS financial support during G. Charria's stay at NOCS. Ocean color data were produced by the SeaWiFS project at GSFC and obtained from the DAAC. We thank J. Sudre (LEGOS) for extracting the SeaWiFS data. Wavelet software was provided by C. Torrence and G. Compe, and is available at <http://paco.colorado.edu/research/wavelets/>. The NCEP data set was kindly provided by Simon Josey (NOCS). We are grateful to J. Blundell, D. Cromwell and P. Killworth from NOCS, X. Carton from LPO, and J. Sudre for their remarks and suggestions as well as the two anonymous referees for their very fruitful and constructive comments on this manuscript.

APPENDIX

Details of the wavelet analysis

The wavelet analysis is a spectral method that allows finding dominant frequencies of the signal and their distributions in space and/or time. In principle the WT can be seen as an evolution of the windowed Fourier transform (that is a Fourier Transform done on finite size windows translated over the whole data set) by using as function basis a two parameter family of functions called *wavelets*. One of the two parameters is the translation as in the windowed Fourier transform case, and the other one is the dilatation λ (Kumar and Foufoula-Georgiou, 1994).

In the following we recall the definition of WT for a spatial series at a given latitude, $x_n = x(n\delta x)$, with equal distance spacing δx and $n=0, \dots, N-1$. The wavelet function will be noted as $\psi(\tau)$, depending on a non-dimensional "spatial" parameter τ . In our study, we adopt the Morlet wavelet, usually used for periodic signals, which is a complex-valued, modulated Gaussian plane wave. Its expression is:

$$\psi(\tau) = \pi^{-1/4} e^{i\omega\tau} e^{-\tau^2/2} \quad (\text{A1})$$

where ω is the nondimensional frequency.

Thus, the continuous wavelet transform of a discrete sequence x_n is defined as the convolution of x_n with a scaled and translated version of $\psi(\tau)$:

$$W_s(x) = \sum_{n'=n}^{n+1} x_{n'} \psi^* \left[\frac{(n' - n)\delta x}{s} \right] \quad (\text{A2})$$

where the (*) indicates the complex conjugate. By varying the wavelet scale s and translating along the localized space index n , one can construct a map of $W_s(x)$ showing both the amplitude of any features versus the scale and how this amplitude varies in space (Torrence and Compo, 1998). A link between the spectral and the physical space during the wavelet analysis can be done using the following relationship, which relates the indices j of the wavelet scales ($s = s_0 2^{j/4}$) to the wavelength λ ($\lambda = 1.033s$ - Torrence and Compo, 1998):

$$j = \frac{\ln(\lambda/1.033s_0)}{dj/4 + \ln(2)} + 1 \quad (\text{A3})$$

where $dj=1/4$ is the spacing between discrete scales and $s_0 = 2\delta x$ the smallest scale of the wavelet. Then, the arbitrary set of wavelet scales can be interpreted as wavelengths in meters.

These concepts can be applied to the analysis of temporal time series, with obvious modifications.

Wavelet coherency and phase

The wavelet analysis, applied on two distinct data sets, allows computing other spectral products. In our study, we are interested in the coherency and phase between the chlorophyll-*a* concentrations and the SLA. To obtain these quantities, the cross-wavelet spectrum is estimated in a first step. Considering two spatial series (function of the longitude for a given time and latitude) X and Y , with wavelet transform $W_s^X(s)$ and $W_s^Y(s)$, the cross-wavelet spectrum is defined as $W_s^{XY}(s) = W_s^X(s)W_s^{Y*}(s)$, where $W_s^{Y*}(s)$ is the complex conjugate of $W_s^Y(s)$.

Then, the wavelet squared coherency is defined as:

$$R_s^2(x) = \frac{|(s^{-1}W_s^{XY}(s))|^2}{(s^{-1}|W_s^X(s)|^2)(s^{-1}|W_s^Y(s)|^2)} \quad (\text{A4})$$

where (\cdot) indicates smoothing in both space and scale. As smoothing we have used convolution with a gaussian, following Torrence and Webster (1999).

The result of (4) is between 0 and 1, and measures the cross-correlation between two spatial series as a function of the wavelength (Torrence and Webster, 1999). The wavelet-coherency phase difference between X and Y is given by:

$$\phi_s(s) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}((s^{-1}W_s^{xy}(s)))}{\text{Re}((s^{-1}W_s^{xy}(s)))} \right) \quad (\text{A5})$$

The values obtained with the equations (A4) and (A5) allow studying the relationship between the two data sets. In our case, this method is applied to compare the spatial Rossby waves properties in SLA with those in chlorophyll-*a* concentrations.

REFERENCES

- Barnier, B. 1988. A numerical study on the influence of the mid-Atlantic ridge on nonlinear first-mode baroclinic Rossby waves generated by seasonal winds. *J. Phys. Oceanogr.*, **18**, 417-433.
- Challenger, P. G., P. Cipollini and D. Cromwell. 2001. Use of the 3D Radon transform to examine the properties of oceanic Rossby waves. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **18**, 1558-1566. See also: Corrigendum - 2002. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **19**, 828.
- Charria, G., F. Melin, I. Dalou, M.-H. Radencic and V. Garçon. 2003. Rossby wave and ocean color: The cells uplifting hypothesis in the South Atlantic Subtropical Convergence Zone. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(7), 1125. doi:10.1029/2002GL016390
- Chelton, D. B. and M. G. Schlax. 1996. Global observations of oceanic Rossby waves. *Science*, **272**, 234-238.
- Cipollini, P., D. Cromwell, P. G. Challenger and S. Raffaglin. 2001. Rossby waves detected in global ocean color data. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(2), 323-326.
- Cipollini, P., D. Cromwell, M. S. Jones, G. D. Quartly and P. G. Challenger. 1997. Concurrent altimeter and infrared observations of Rossby wave propagation near 34N in the Northeast Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, **24**(8), 889-892.
- Conkright, M. E., R. A. Lucchini, H. E. Garcia, T. D. O'Brien, T. P. Boyer, C. Stephens and J. I. Antonov. 2002. World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures. CD-ROM Documentation, National Oceanographic Data Center, Silver Spring, MD, 17 pp.
- Conkright, M., T. O'Brien, S. Levitus, T. P. Boyer, J. Antonov and C. Stephens. 1998. World Ocean Atlas 1998. Vol. 10, Nutrients and Chlorophyll of the Atlantic Ocean, NOAA Atlas NESDIS 36. U.S. Gov. Printing Office, Wash., D. C., 245 pp.
- Cromwell, D. 2001. Sea surface height observations of the 34N 'waveguide' in the North Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(19), 3705-3708.
- Dandonneau, Y., C. Menkes, T. Gorgues and G. Madec. 2004. Response to Comment on "Oceanic Rossby waves acting as a 'hay rake' for ecosystem floating by-products." *Science*, **304**.
- Dandonneau, Y., A. Vega, H. Loisel, Y. Du Penhoat and C. Menkes. 2003. Oceanic Rossby waves acting as a "hay rake" for ecosystem floating by-products. *Science*, **302**, 5650.
- Fu, L.-L. 2004. Latitudinal and frequency characteristics of the westward propagation of large-scale oceanic variability. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 1907-1921.
- Fu, L.-L. and D. B. Chelton. 2001. Large scale ocean circulation, in *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, L.-L. Fu and A. Cazenave, eds., Academic Press, 463 pp.
- Hill, K. L., J. S. Robinson and P. Cipollini. 2000. Propagation characteristics of extratropical planetary waves observed in the ATSR global sea surface temperature record. *J. Geophys. Res.*, **105**(C9), 21,927-21,945.

- Hughes, C. W. 1996. The Antarctic Circumpolar Current as a waveguide for Rossby waves. *J. Phys. Oceanogr.*, *26*, 1375-1387.
- Kahay, E., M. Kanamitsu, R. Kutler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelowski, J. Wang, A. Leetma, R. Reynolds, R. Jenne and D. Joseph. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *77*, 437-471.
- Kawamiya, M. and A. Oshiro. 2001. Formation of a basin-scale surface chlorophyll pattern by Rossby waves. *Geophys. Res. Lett.*, *28*(21), 4139-4142.
- Killworth, P. D. 2004. Comment on "Oceanic Rossby waves acting as a 'hay rake' for ecosystem floating by-products." *Science*, *304*.
- Killworth, P. D. and J. R. Blundell. 2003a. Long extratropical planetary wave propagation in the presence of slowly varying mean flow and bottom topography. Part I: The local problem. *J. Phys. Oceanogr.*, *33*, 784-801.
- 2003b. Long extratropical planetary wave propagation in the presence of slowly varying mean flow and bottom topography. Part II: Ray propagation and comparison with observations. *J. Phys. Oceanogr.*, *33*, 802-821.
- Killworth, P. D., D. B. Chelton and R. de Szoeke. 1997. The speed of observed and theoretical long extra-tropical planetary waves. *J. Phys. Oceanogr.*, *27*, 1946-1966.
- Killworth, P. D., P. Cipollini, B. M. Uz and J. R. Blundell. 2004. Physical and biological mechanisms for planetary waves observed in sea-surface chlorophyll. *J. Geophys. Res.*, *109*(C7). doi:10.1029/2003JC001768.
- Kumar, P. and E. Foufoula-Georgiou. 1994. Wavelet analysis in geophysics: An Introduction, in *Wavelets in Geophysics*, Eli Foufoula-Georgiou and Praveen Kumar, eds., 1-43.
- Le Traon, P.-Y., F. Nadal and N. Ducet. 1998. An improved mapping method of multi-satellite altimeter data. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, *15*, 522-534.
- Longhurst, A. 1998. *Ecological Geography of the Sea*, Academic Press, 398 pp.
- Louanché, F. and R. G. Najjar. 2001. The mean annual cycle of nutrients and oxygen in the North Atlantic Ocean. *Deep Sea Res. II*, *48*, 2155-2171.
- Machu, E., B. Feret and V. Garçon. 1999. Phytoplankton pigment distribution from SeaWiFS data in the subtropical convergence zone south of Africa: A wavelet analysis. *Geophys. Res. Lett.*, *26*(10), 1469-1472.
- Machu, E. and V. Garçon. 2001. Phytoplankton seasonal distribution from SeaWiFS data in the Agulhas Current System. *J. Mar. Res.*, *59*, 795-812.
- McClain, C. R., M. L. Cleave, G. C. Fleckman, W. W. Gregg, S. B. Hooker and N. Kurig. 1998. Science quality SeaWiFS data for global biosphere research. *Sea Technology*, *39*, 10-16.
- Mourão, B., E. Fernandez, H. Ekiene, F. Hernandez and S. Giraud. 2003. Significance of cyclonic SubTropical Oceanic Rings of Magnitude (STORM) eddies for the carbon budget of the euphotic layer in the subtropical northeast Atlantic. *J. Geophys. Res.*, *108*(C12), 3383. doi:10.1029/2003JC001884.
- O'Reilly, J. E., S. Maritorena, B. G. Mitchell, D. A. Siegel, K. L. Carder, S. A. Garver, M. Kahn and C. McClain. 1998. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *J. Geophys. Res.*, *103*(C11), 24,937-24,953.
- Ouychyn, V. and P. Cornillon. 2004. Properties of Rossby waves in the North Atlantic estimated from satellite data. *J. Phys. Oceanogr.*, *34*, 61-76.
- Pingree, R. D. and B. Sinha. 1998. Dynamic topography (ERS-1/2 and SeaTruth) of subtropical ring (STORM 0) in the STORM Corridor (32-34N, Eastern Basin, North Atlantic Ocean). *J. Mar. Biol. Assoc. U. K.*, *78*, 351-376.
- Polito, P. S., and P. Cornillon. 1997. Long baroclinic Rossby waves detected by TOPEX/POSEIDON. *J. Geophys. Res.*, *102*(C2), 3215-3235.

2006] *Charria et al.: Influence of Rossby waves on surface chlorophyll* 71

- Polito, P. S. and W. T. Liu. 2003. Global characterization of Rossby waves at several spectral bands. *J. Geophys. Res.*, *108(C1)*, 3018, doi:10.1029/2000JC000607.
- Pottier, C., J.-P. Cèven, J. Sudre, I. Dadou, S. Belamari, and V. Gaçon. 2004. Dominant propagating signals in sea level anomalies in the Southern Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L11305, doi:10.1029/2004GL019565.
- Siegel, D. 2001. The Rossby rototiller. *Nature*, *409*, 76-77.
- Torrence, C. and G. P. Compo. 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *79*, 61-78.
- Torrence, C. and P. J. Webster. 1999. Interdecadal Changes in the ENSO-Monsoon System. *J. Climate*, *12*, 2679-2690.
- Uz B. M., J. A. Yoder and V. Ouyedny. 2001. Pumping of nutrients to ocean surface waters by the action of propagating planetary waves. *Nature*, *409*, 597-600.

Received: 23 September, 2004; revised: 21 September, 2005.

Guillaume Charria

**Influence of Rossby waves on the biogeochemical system in the
North Atlantic Ocean : Use of ocean colour remotely sensed data
and of a coupled physical/biogeochemical model**

Ph.D. Advisors :

I. Dadou and P. De Mey

Université Toulouse III - Paul Sabatier

~ **Abstract** ~

The marine phytoplankton in the ocean represents only less than 1% of global biomass. Phytoplankton performs half of all photosynthesis. This autotrophic biomass in ocean is then an essential element in the climate regulation through processes as carbon dioxide absorption during the photosynthesis. Therefore, we need to estimate precisely this biomass as well as the processes which affect it. Using remotely sensed data (altimetry and ocean colour) and a coupled physical/biogeochemical model (MERCATOR-OPA/NPZDDON), Rossby waves and their influence on phytoplankton biomass are specifically studied in the North Atlantic Ocean. Their features and their influences on surface chlorophyll concentrations were analysed. Through the different mechanisms identified, we estimated that these waves can induce local increases from 60% to 150% of the estimated primary production.

Keywords : coupled physical/biogeochemical oceanography, planetary waves, Rossby (or planetary) waves, altimetry, ocean colour, primary production, North Atlantic Ocean, ocean carbon cycle, multi-sensor wavelet analysis, coupled physical/biogeochemical modelling.

Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales ~ LEGOS
18, Avenue Edouard Belin - 31401 Toulouse Cedex 9 - France

Guillaume Charria

Influence des ondes de Rossby sur le système biogéochimique de l'Océan Atlantique Nord : Utilisation des données couleur de l'eau et d'un modèle couplé physique/biogéochimie

Directeurs de thèse :

I. Dadou (Maître de Conférence, UPS) et P. De Mey (Directeur de Recherches, CNRS)

Thèse soutenue le 14 Décembre 2005 à Toulouse - Université Paul Sabatier

~ **Résumé** ~

Même si l'océan ne représente que moins de 1% de la biomasse liée aux plantes sur la terre, il est responsable de près de la moitié de la photosynthèse nette de la biosphère. Cette biomasse est par conséquent un élément essentiel dans la régulation du climat à travers par exemple le cycle océanique du carbone. Il est donc nécessaire d'estimer correctement cette biomasse ainsi que les processus qui l'affectent. A l'aide de données satellites altimétriques et couleur de l'eau et d'un modèle couplé physique/biogéochimie (MERCATOR-OPA / NPZDDON), les ondes de Rossby et leur influence sur cette biomasse sont spécifiquement étudiées dans l'océan Atlantique Nord. Leurs propriétés et leur influence sur les concentrations en chlorophylle de surface sont analysées. Au travers des mécanismes mis en jeu identifiés, nous estimons que ces ondes peuvent entraîner une augmentation locale comprise entre 60% et 150% de la production primaire estimée.

Mots Clés : océanographie couplée physique/biogéochimie, ondes de Rossby ou planétaires, altimétrie, couleur de l'eau, production primaire, océan Atlantique Nord, cycle océanique du carbone, analyse en ondelettes multi-capteurs, modélisation couplée physique/biogéochimie.

Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales ~ LEGOS
18, Avenue Edouard Belin - 31401 Toulouse Cedex 9 - France