

THESE

présentée par

Léo BERLINE

pour obtenir le titre de DOCTEUR
de l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE 1
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Discipline : **Sciences de la Terre et de l'Univers**

Assimilation de données dans un modèle couplé physique-biogéochimie de l'océan Atlantique Nord.

Soutenue le 17 janvier 2006

Composition du jury :

M. Eric BLAYO	Président
M. Jean-Luc DEVENON	Rapporteur
M. Louis PRIEUR	Rapporteur
M. Jacques VERRON	Directeur de thèse
M. Pierre BRASSEUR	Codirecteur de thèse

Thèse préparée au sein du Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels

Table des matières

Introduction	1
I Contexte de l'étude	7
1 La production primaire en Atlantique Nord	9
1.1 Le cycle du carbone océanique	9
1.2 Les régimes de production primaire de l'Atlantique Nord	12
1.2.1 La circulation de l'Atlantique Nord	12
Description générale de la circulation de surface	12
Stratification et convection	14
1.2.2 Les apports de nutriments dans la zone euphotique	14
1.2.3 Les régions biogéochimiques	16
2 Le modèle couplé circulation -écosystème	19
2.1 Le modèle physique OPA8.1	19
2.1.1 Approximations	20
2.1.2 Equations	20
2.1.3 Discrétisation	21
2.1.4 Paramétrisation des échelles sous-mailles	21
Sur l'horizontale	21
Sur la verticale : la couche limite de surface	21
2.1.5 Conditions aux limites	23
Frontières latérales et fond	23
Flux en surface	23
2.1.6 La hauteur de la mer	24
2.2 La modélisation biogéochimique	25
2.2.1 Echanges au sein de l'écosystème	25
2.2.2 Complexité et paramétrisation des modèles	27
Principes de modélisation	27
Diversité des modèles	28

	Limite de ces approches	30
2.2.3	Le modèle biogéochimique P3ZD	31
	Origine et objectifs: la modélisation du cycle du carbone océanique	31
	Modélisation du cycle production export reminéralisation	31
	Cycle du carbone et de la silice	37
2.3	Les interactions physique-biogéochimie	37
2.3.1	La rétroaction de la biogéochimie sur la physique	37
2.3.2	Transport et diffusion des traceurs biologiques	38
2.4	Les études de modélisation couplée en Atlantique Nord	38
	La sensibilité aux schémas numériques et paramétrisations du modèle de circulation	38
	Le rôle de la méso-échelle	39
3	Validation du modèle couplé en mode libre	42
3.1	La configuration NATL3	42
	3.1.1 Domaine et bathymétrie	43
	3.1.2 Résolution verticale	43
	3.1.3 Forçages et rappel	43
3.2	Description des expériences numériques	44
	3.2.1 Spin-up physique	44
	3.2.2 Spin-up des traceurs biogéochimiques	45
3.3	Dynamique des couches de surface	45
	3.3.1 Moyennes des vitesses	46
	3.3.2 Variance des vitesses	48
	3.3.3 Profondeur de la couche de mélange	48
	Définition	48
	Comparaison aux observations	49
	3.3.4 Stratification des gyres subpolaire et subtropicale	50
	3.3.5 La dynamique équatoriale	53
3.4	Simulation de l'écosystème	53
	3.4.1 Distribution du nutriment et de la production primaire	55
	Ajustement des traceurs biogéochimiques	55
	Régime d'apports en nutriments	58
	Partition du domaine et bilan annuel des apports	61
	Concentration en chlorophylle de surface et production primaire	63
	Export et reminéralisation	68
	Comportement à l'équateur	69
	3.4.2 Comparaison à des données <i>in situ</i>	71

Station BATS	71
Station oligotrophe EUMELI	72
Station NABE	75
3.5 Conclusions	80
4 L'assimilation de données dans le modèle couplé	81
4.1 Formulation du problème	81
4.1.1 Le modèle couplé	82
4.1.2 Assimilation dans un modèle couplé	82
4.1.3 Les méthodes d'assimilation	84
Formulation du problème	84
Minimisation de J	85
Les paramètres de contrôle	86
4.2 Le filtre de Kalman et ses dérivés	86
4.2.1 Le BLUE	86
4.2.2 Théorie du filtre	87
Un cycle d'assimilation du filtre de Kalman	87
Initialisation	88
Prévision	88
Analyse	89
Applicabilité	90
4.2.3 Variantes du filtre de Kalman	90
4.2.4 Le SEEK et l'expression de la matrice P	91
Les spécificités du SEEK	92
4.2.5 Estimation de P_0	93
4.2.6 Analyse locale	94
4.3 Contraintes physiques et optimalité	94
4.3.1 Un exemple simple de violation des contraintes	95
4.3.2 Cas variationnel	96
4.3.3 Cas de l'estimation optimale	97
L'anamorphose	97
Contraintes imposées comme des observations sans erreur	98
Mode vertical isopycnal	99
Ajustement a posteriori	100
Notre cas	100
4.3.4 Le problème de la discontinuité de la solution physique	100
L'initialisation	101
Un schéma de lissage	101

La correction continue	102
4.4 Conclusions	103
II Expériences d’assimilation dans le modèle couplé	105
5 Assimilation avec la méthode originale	107
5.1 Application du filtre SEEK à la configuration NATL3	107
5.1.1 Vecteur d’état et système d’observation	107
Le vecteur d’état physique	107
Les observations du système	108
5.1.2 Estimation de \mathbf{P}_0	108
5.1.3 Application de la correction et redémarrage	109
5.1.4 Durée du cycle d’assimilation	110
5.2 Diagnostic du schéma original	110
5.2.1 Impact sur les apports en nutriment	111
Apports diffusifs verticaux Q_{zdiff}	112
Apports advectifs verticaux Q_{zadv}	113
Impact des oscillations inertielles sur l’advection de nutriment	114
5.2.2 Causes du dérèglement des apports en nutriments	116
5.3 Sensibilité de l’analyse à la paramétrisation du schéma	117
5.3.1 Cas d’observations parfaites	117
Principe des expériences jumelles	117
Configuration des expériences	118
5.3.2 Sensibilité à l’erreur d’observation	120
Qu’est ce que l’erreur de représentativité ?	120
Sensibilité à la variance de \mathbf{F}	120
5.3.3 Sensibilité aux covariances des erreurs d’ébauche	122
5.3.4 Bilan de l’impact de la méthode originale	126
6 Evolutions apportées à la méthode d’assimilation	127
6.1 Contrôle de la stratification	127
6.1.1 La restratification: imposer la stabilité hydrostatique a posteriori	128
Description de l’algorithme	128
Impact sur les apports diffusifs	130
6.1.2 L’extrapolation isopycnale: imposer la stabilité hydrostatique a priori	130
Correction de la couche de mélange	131
Mode vertical isopycnal	132
Implémentation du schéma	133

6.2	Contrôle de l'advection	134
6.2.1	Algorithme de correction continue	134
	Les variantes de l'algorithme	135
	Choix du vecteur de contrôle	135
6.2.2	Impact sur les oscillations inertielles	136
6.2.3	Impact sur les apports advectifs	138
	Protocole expérimental	138
	Comparaison des schémas de correction intermittente et incrémentale	139
	Impact du vecteur de contrôle	140
6.3	Expériences annuelles avec les nouveaux schémas	141
6.3.1	Description des expériences annuelles	141
6.3.2	Impact de l'assimilation sur les propriétés des couches de surface	143
	Profondeur maximale de la couche de mélange	143
	Energie cinétique turbulente	145
6.3.3	Ecart RMS aux observations assimilées	145
6.3.4	Impact de l'assimilation sur l'apport annuel de nutriment	147
	Apports diffusifs annuels sur le domaine	147
	Description régionale des apports diffusifs	149
	Apports advectifs verticaux annuels sur le domaine	152
	Description régionale des apports advectifs	152
6.3.5	Comparaison des apports simulés à d'autres estimations	157
	Comparaison à des observations	157
	Comparaison à d'autres simulations	158
	Apport advectif dû à la variabilité	160
6.4	Conclusion	163
7	Réponse du modèle d'écosystème marin à la modification de la circulation	165
7.1	Echanges au sein de l'écosystème	165
7.2	Transport horizontal de nutriment et de DOC	168
7.3	Production primaire annuelle	169
	7.3.1 De l'apport de nutriment à la production primaire	169
	7.3.2 Distribution spatiale de la production primaire	171
7.4	Cycle annuel de la production	172
	7.4.1 Trois régimes distincts	172
	7.4.2 Cycle de la concentration de surface en chlorophylle	175
7.5	Flux de carbone organique	176
	7.5.1 Augmentation de l'export	176
	7.5.2 Rôle de la reminéralisation	178

7.6 Bilan: bénéfiques et limites de l'impact de l'assimilation sur l'écosystème	179
Conclusions	185
Annexes	193
A Le modèle complet P3ZD	193
A.1 Processus représentés dans P3ZD	193
A.1.1 Echange de gaz en surface	194
A.1.2 Production de calcite et silicate	194
A.1.3 Processus de l'océan intérieur	194
B Redémarrage dans le cas assimilé	195
B.1 Motivation	195
B.2 Implémentation	195
C Méthode d'extrapolation verticale physique	197
C.1 Correction de T et S dans la couche de mélange	197
C.1.1 Hypothèses	197
C.1.2 Algorithme	197
C.2 Mode isopycnal vertical	199
C.2.1 Principe, rappel	199
C.2.2 Correction du δp_s	200
C.2.3 Calcul de la contribution barotrope $\delta\eta_\Psi$	200
C.2.4 Limites en surface et au fond	201
C.2.5 Algorithme	201
Bibliographie	205
Listes des figures	217
Listes des tables	225

Remerciements

Ma gratitude va tout d'abord à Jacques Verron et Pierre Brasseur, mes directeurs de thèse. Jacques, qui m'a proposé ce travail passionnant et contribué efficacement à sa rédaction, Pierre, qui m'a encadré, écouté, soutenu sans relâche tout au long de ce parcours.

Je remercie en outre Marina Levy, Laurent Bopp, Olivier Aumont et Patrick Monfray pour leur implication dans le projet Bionuts, qui a contribué à cadrer ce travail.

J'adresse un grand merci à Jean-Michel Brankart pour sa disponibilité, son efficacité dans tous les domaines, des fléchettes en passant par la métaphysique jusqu'à la compilation. Je suis aussi profondément reconnaissant à Jean-Marc Molines, grand régleur de problèmes. J'associe à ces remerciements Josiane Brasseur, qui maintient les rouages de l'équipe en bon état.

Ensuite, je tiens à remercier Thierry Penduff, Bernard Barnier et Charles-Emmanuel Testut pour les discussions enthousiastes, et les conseils qu'ils m'ont prodigué.

Concernant les anciens camarades, ma reconnaissance va à Sylvain Cailleau pour la grimpe, Jérôme Chanut pour le rythme, Fabien Debost pour les discussions au RU et Florence Birol pour la présence féminine. Je n'oublie pas les plus récents, et ma sympathie va à Yann, Fred, Laurent et Grégoire, joyeux (en général) et valeureux (toujours) combattants du rez de chaussée, ainsi qu'à David, Serguey et Julien, du troisième étage. Pour l'extrascolaire, grand merci à Alex, Benoit du LTHE pour le coup de main lors de la soutenance, et chaleureuses salutations à tous les membres des Margouillats, groupe inimitable.

D'une manière générale, l'équipe MEOM, par sa taille et son ambiance, est un lieu de travail et d'échanges exceptionnels, et j'y ai passé presque quatre années des plus agréables.

Pour clore ces adieux à Grenoble, je rend hommage à Belledonne, ses sommets immaculés dans la fraîcheur matinale, le Saint-Enard, la dent de Crolles dorée par l'automne, les crêtes rassurantes du Vercors, et à toute cette belle nature qui attend, là, à quelques kilomètres.

Une pensée pour les anciens camarades encore au front, loin de chez eux : Ludovic, Oumarou, Stéphane, et ceux qui en sont revenus, Martin, Delphine, François, Manu, Jacmet,...

Pour la période rédactionnelle, merci à Myriam pour la correction de mes fautes impardonnables. En fin, mais au tout premier rang de mes sentiments, je remercie Stéphanie ma compagne, pour son soutien continu, sa relecture attentive, et tant d'autres choses.

Introduction

Les interactions entre l'océan et le climat sont au coeur d'une série de questions scientifiques pressantes. On dispose maintenant de nombreuses preuves du réchauffement climatique et du rôle de l'accroissement des gaz à effet de serre, dont le dioxyde de carbone, dans cette tendance du climat. Or, l'océan joue un rôle crucial dans cette dynamique, celui de piège à carbone: on estime en effet que l'océan absorbe un tiers de l'ensemble des émissions de dioxyde de carbone d'origine anthropique, un autre tiers étant piégé par la biomasse terrestre. L'océan contribue donc à ralentir le réchauffement climatique lié à l'effet de serre. Ce rôle de pompe est le résultat des propriétés physico-chimiques de l'océan, et de l'activité photosynthétique qui règne dans les couches de surface éclairées. Par conséquent, l'étude des mécanismes à l'origine de ces flux de carbone - les flux à l'interface air-mer, l'export de carbone en profondeur, la reminéralisation, l'alimentation des niveaux trophiques supérieurs, plus généralement la biogéochimie - peut nous aider à mieux comprendre le rôle de l'océan, et à prévoir son évolution. Ainsi, le programme international JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study) a permis une première quantification de la contribution de l'océan aux flux planétaires de carbone. L'approche biogéochimique des écosystèmes marins choisie par JGOFS consiste à tenter de quantifier, y compris par modélisation mathématique, les différents flux de carbone dus aux organismes vivants (en priorité ceux à l'origine de l'exportation et de la séquestration en profondeur), et de comprendre les processus qui en sont responsables. Depuis 2004, le projet européen CARBOOCEAN prend le relais de JGOFS. Son optique est d'évaluer précisément les sources et puits de carbone océaniques, avec une attention particulière portée sur l'Océan Atlantique.

Parallèlement, l'étude des flux de carbone et de leurs interactions avec le climat est abordée sous l'angle des niveaux trophiques supérieurs. Ainsi, le programme international GLOBEC a pour objet l'étude de la structure des écosystèmes, et de leur évolution en réponse aux changements climatiques, des producteurs primaires aux prédateurs d'ordre supérieurs qui constituent les ressources halieutiques.

Enfin, le programme IMBER reprend les thématiques des programmes JGOFS et GLOBEC, en faisant le lien entre biogéochimie et écosystèmes. En parallèle, le réseau d'excellence EUROCEANS s'intéresse à l'impact du changement climatique sur les écosystèmes, selon trois approches: l'étude des écosystèmes pélagiques, la biogéochimie, et l'approche écosystémique des ressources marines, qui vise à la durabilité des pêches par la prise en compte de leur impact sur l'ensemble de la chaîne trophique.

Pour atteindre les objectifs ambitieux affichés par ces programmes de recherche, la communauté scientifique internationale doit déployer des moyens considérables, pour observer et quantifier globalement l'environnement marin, du point de vue physique et biogéochimique. En effet, l'océan apparaît comme un environnement où les propriétés chimiques et les caractéristiques des organismes sont intimement liés à la composante physique. Cela provient de la continuité du milieu, de la dispersion par le fluide, et des contraintes qu'exerce la dynamique océanique sur les propriétés physico-chimiques du milieu. Par conséquent, toute étude de l'environnement marin doit prendre en compte les propriétés physiques du milieu que sont la température, la salinité, la force et la variabilité des courants, etc. La question est maintenant: comment connaître l'océan ?

Les voies de connaissance de l'océan

A la différence de l'atmosphère, l'océan est très mal observé, dans l'espace et dans le temps. Les premières données acquises sur l'océan étaient de type *in situ*. Les mesures de température, de salinité ont conduit à la connaissance de la structure tridimensionnelle de l'océan, des masses d'eau, courants profonds,... Malheureusement, leur coût et leur difficulté d'acquisition conduisent à une couverture spatiale et temporelle faible et très inégale. Parmi ces mesures, celles

concernant la biogéochimie (concentration en nutriments, production primaire, etc) sont plus rares encore, en raison de difficultés d'acquisition supérieures. Le développement actuel des moyens autonomes de mesures (gliders, flotteurs profilants,...) devrait permettre de combler en partie cette lacune. L'arrivée de la télédétection satellitaire, au début des années 1980, a permis de faire un bond en avant dans la connaissance de l'océan. Les grandeurs restituées par les mesures à distance concernent uniquement la surface de l'océan, mais sont très variées : température, rugosité de surface, hauteur de la mer, mais aussi paramètres biologiques (chlorophylle essentiellement) avec l'arrivée des capteurs "couleur de l'eau" (CZCS, SeaWiFS, et maintenant MODIS, MERIS et POLDER). De plus, dans les prochaines années la télédétection de la salinité de surface (missions SMOS et Aquarius) pourrait devenir une réalité. Ces données, disposant d'une couverture quasi-globale et d'une bonne résolution temporelle, ont transformé la vision des océans, de leur dynamique et de leur variabilité dans l'espace et dans le temps. Elles permettent une étude globale des processus, mais sont restreintes à la surface.

Comparativement à celle des propriétés physiques de l'océan, la connaissance des écosystèmes marins est nettement plus complexe à atteindre, et par conséquent partielle. D'une part, on ignore encore un grand nombre des espèces qui y vivent, en particulier les bactéries. D'autre part, on connaît souvent mal le rôle exact des espèces dans la chaîne trophique et la nature des interactions avec leur environnement. Cela est dû en particulier à la lourdeur et à la complexité des moyens d'investigation à mettre en œuvre. On se limite donc à la compréhension des premiers niveaux de la chaîne trophique, en interaction directe avec les constituants chimiques de l'océan, et aux quelques niveaux trophiques supérieurs (poissons) exploités.

Parallèlement à l'observation, de nombreux progrès dans la compréhension de la circulation des océans sont venus des modèles analytiques, puis numériques. La modélisation numérique de la dynamique et de la thermodynamique des océans, apparue dans les années 1950, n'a cessé de progresser en parallèle avec les avancées technologiques des calculateurs. On est passé d'une représentation très grossière de la dynamique à une description de plus en plus réaliste de la température, de la salinité et des courants, à des échelles d'espace et de temps de plus en plus fine. Les progrès réalisés concernent à la fois les processus, la résolution spatiale, et les interactions entre océan, atmosphère, et glace de mer.

La modélisation de la composante biologique des océans est venue plus tard. Deux axes de modélisation se sont développés, avec des objectifs relativement disjoints. La modélisation halieutique s'intéresse à la dynamique des populations exploitées, souvent en réponse à la pression exercée par la pêche, sans forcément prendre en compte la chaîne trophique en amont, tandis que la modélisation biogéochimique décrit le cycle des éléments majeurs de la matière vivante, et les premiers maillons du réseau trophique, sans aller au-delà. Ces deux approches complémentaires illustrent la difficulté à appréhender globalement le système, et la nécessité de faire des choix au cours de la construction des modèles. Le milieu fluide induit une dépendance forte entre les composantes physique, chimique et biologique des océans. Les sels nutritifs et les organismes planctoniques sont passifs par rapport à l'écoulement, et sont donc traités comme des substances dissoutes, soumises au transport et à la turbulence du fluide. C'est en 1990 que la notion de modèle couplé physique-biogéochimie est introduite avec le modèle de Fasham et al. (1990).

D'une part, les modèles de circulation et les modèles couplés physique-biogéochimie constituent notre seul véritable outil cohérent et global d'analyse des processus environnementaux. Ils intègrent des contraintes physiques fortes (lois de conservation de l'énergie, de la quantité de mouvement, de la matière) et concentrent une expertise considérable. Par ailleurs, leur représentation de la réalité est loin d'être parfaite, et les simulations s'éloignent souvent de l'image que l'on a du système par les observations. Cette faiblesse vient tout d'abord des erreurs produites par les modèles, issues des nombreuses simplifications faites lors de leur conception, des

incertitudes préexistantes sur les données que l'on doit leur fournir en entrée (conditions initiales, forçages..), et d'autre part, de la faible prédictabilité, intrinsèque à la nature du système océan.

Il ressort de cette analyse le besoin de synthétiser les deux sources complémentaires de connaissances de l'océan que sont les modèles, et les observations. Ce but peut être atteint par la technique de l'assimilation de données, qui vise à combiner de manière rigoureuse les informations fournies par un modèle, et des observations. Utilisée depuis les années 1970 en météorologie, cette technique n'est vraiment apparue en océanographie qu'au cours des années 1990. Le principe de l'assimilation de données est de traduire les écarts entre modèle et données en terme d'incertitude sur un ou des paramètres au sens large du modèle. On parlera d'estimation d'état, lorsque le paramètre à estimer est la description initiale ou finale de l'état du modèle, et d'estimation de paramètre, lorsque l'on s'intéresse à l'estimation d'un des paramètres internes du modèle. L'assimilation peut être vue comme un outil d'interpolation spatiale et temporelle des données, au moyen du modèle.

La connaissance de l'océan est donc incomplète, mais elle a fait des progrès impressionnants au cours des 20 dernières années, et continue à un rythme soutenu. Aujourd'hui, cette dynamique est relayée par le besoin croissant qu'exprime la société actuelle de gérer, quantifier et prévoir l'environnement marin et les risques associés, notamment au moyen de réseaux de surveillance opérationnels. Cet objectif nécessite de mettre à profit l'ensemble des voies de connaissance que l'on a énumérées. Les dix dernières années ont ainsi vu apparaître la notion d'océanographie opérationnelle. A l'instar des services météorologiques nationaux, les centres d'océanographie opérationnelle collectent des données, et utilisent des modèles numériques pour faire des analyses et des prévisions de l'état physique de l'océan (température, salinité, courant), à l'échéance de quelques semaines.

Ces systèmes sont amenés à se tourner vers la biogéochimie, avec l'ambition de simuler des paramètres comme la concentration en chlorophylle, la production primaire, et à terme la "santé biologique" des océans. C'est un des objectifs du projet européen MERSEA. Lancé en 2004, ce projet vise à fédérer, à l'échelle européenne, les efforts en matière d'océanographie opérationnelle, en étendant ses domaines de compétence à la biogéochimie. MERSEA a pour but de développer les bases d'un système de gestion, et de prévision opérationnelle de la physique, de la biogéochimie, et des écosystèmes océaniques, à l'échelle globale et régionale. En dehors des retombées scientifiques, les objectifs affichés sont (a) l'amélioration de la sécurité et de l'efficacité des transports navals et des installations off-shore (prévision des courants, de la hauteur des vagues, routage des navires,...), (b) participer à une exploitation raisonnée des ressources halieutiques, et (c) diminuer les risques liés à la pollution (eutrophisation côtière, floraisons d'algues toxiques, etc) et les conséquences des catastrophes écologiques telles que les marées noires. Ce projet est un défi technologique, et scientifique.

Objet de ce travail

Ce travail de thèse se situe à la croisée des différentes problématiques - physique de l'océan et biogéochimie d'une part - et des différents moyens d'étude - observation, modélisation, assimilation d'autre part. Il s'agit d'appliquer une technique d'assimilation de données dans le contexte d'un modèle de circulation océanique couplé à un modèle de biogéochimie, sur le domaine Atlantique Nord.

Au cours des 10 dernières années, plusieurs études de modélisation couplée à l'échelle d'un bassin océanique ont montré la sensibilité de la simulation de la biogéochimie à la représentation de la circulation (Oschlies et Garçon 1998; Doney 1999; Oschlies 2000; Garçon et al. 2001; Oschlies 2002a; Doney et al. 2004). Ainsi, Oschlies et Garçon (1999) ont analysé l'impact de la paramétrisation du mélange vertical et du schéma numérique de transport des traceurs sur la

production primaire. Ils ont montré que les paramétrisations des modèles physiques avaient une influence notable sur la représentation de la production primaire, et mis en évidence certaines erreurs systématiques de la circulation simulée.

Par ailleurs, les interactions entre la méso-échelle de la circulation et la biogéochimie ont fait l'objet de nombreuses études. On appelle "méso-échelle" la fraction du spectre de l'énergie cinétique océanique qui couvre des échelles spatiales allant de 10 à 500 km, et des échelles temporelles allant de 20 à 150 jours environ. A partir d'observations, McGillicuddy et al. (1998) ont proposé un mécanisme de pompage de nutriments profond par la méso-échelle (eddy-pumping) qui augmenterait la production dans le gyre subtropical. Oschlies et Garçon (1998) ont obtenu un accroissement de la production en assimilant des données d'altimétrie pour améliorer la représentation de la méso-échelle dans un modèle à la résolution $1/3 \times 2/5^\circ$. D'autres études à plus haute résolution ont aussi indiqué un renforcement de la production par la méso-échelle, sans toutefois s'accorder sur son importance.

Ces travaux soulignent le besoin de quantifier l'importance de la représentation de la circulation dans les modèles couplés, en particulier la représentation de la couche de mélange, et celle de la méso-échelle. Pour améliorer la représentation de ces processus, l'assimilation de données de température de surface et d'altimétrie apparaît comme un moyen adapté et performant.

Vis-à-vis de ces enjeux, l'équipe MEOM du LEGI dispose d'une expertise solide en terme de modélisation océanique et d'assimilation de données. L'équipe MEOM est impliquée depuis de nombreuses années dans le développement et l'application de méthodes d'assimilation séquentielle (Verron et al. 1999; Parent et al. 2003; Brankart et al. 2003; Testut et al. 2003) et variationnelle (Luong 1995; Robert et al. 2005) de données satellitales et *in situ* dans des contextes océanographiques variés. En parallèle, les travaux de modélisation à haute résolution conduits en son sein ont contribué à révéler l'importance de la méso-échelle océanique sur les flux de masse et de chaleur et la circulation générale à l'échelle d'un bassin. Depuis plusieurs années, l'activité assimilation s'est concentrée sur le développement d'une méthode séquentielle avancée basée sur un filtre de Kalman (le filtre SEEK), et son application à des configurations haute résolution pour la reconstruction de la méso-échelle observée par satellite. Plus récemment, des travaux d'assimilation dans des modèles couplés physique-biogéochimie ont été menés, dans des contextes monodimensionnels (Magri 2002; Faugeras 2002), et tridimensionnels (Carmillet et al. 2001).

Dans ce contexte, les objectifs de ce travail sont:

- tout d'abord, de déterminer quels sont les processus clefs du couplage, et définir des nouvelles métriques pour évaluer la qualité de la représentation de ces processus,
- puis d'examiner dans quelle mesure les techniques d'assimilation mise en œuvre jusqu'ici sont capables de représenter de manière satisfaisante les processus clefs du couplage. C'est donc une réévaluation de la solution assimilée sous l'angle de la qualité physique pour le couplage,
- d'identifier les étapes critiques, et proposer des adaptations aux méthodes pour parvenir à une meilleure représentation des processus clefs du couplage,
- enfin, d'évaluer la sensibilité du modèle d'écosystème à la modification de la circulation par l'assimilation, et le bénéfice à tirer de cette approche.

Compte tenu des liens forts qu'entretiennent l'équipe MEOM et le projet MERCATOR, notamment par le biais du projet BIONUTS, ce travail est une première exploration de la capacité des systèmes mis en œuvre par l'océanographie opérationnelle à prévoir les paramètres biogéochimiques (chlorophylle en particulier), au même titre que la température, la salinité et les courants.

Ces objectifs, la problématique du contrôle de la physique par l'assimilation dans un modèle couplé, le contexte particulier de l'Atlantique Nord et les observations assimilées font l'originalité de ce travail.

Le manuscrit est divisé en 7 chapitres:

Dans une première partie, on aborde le contexte et les outils utilisés dans ce travail.

- Le premier chapitre est dédié à la présentation des relations entre écosystèmes marins et cycle du carbone. On y donne aussi une description de la diversité de la production primaire dans l'océan Atlantique Nord.
- Le second chapitre aborde la modélisation couplée circulation-biogéochimie. On détaille les deux composantes du système, le modèle de circulation, et le modèle de biogéochimie marine. La modélisation de la biogéochimie est discutée plus généralement.
- Le troisième chapitre est consacré à l'analyse d'une simulation libre couplée d'un an. On met alors en évidence les forces et faiblesses de la représentation de l'écosystème par le modèle. Cette simulation sert de référence pour les simulations avec assimilation de données.
- Pour finir la présentation des outils, on aborde l'assimilation de données, resituée par rapport à notre problème. A la présentation de la méthode séquentielle du filtre SEEK succède une analyse des capacités de l'estimation à respecter certaines propriétés du système.

Dans une seconde partie, nous abordons les expériences d'assimilation dans le modèle couplé.

- Le chapitre 5, au travers de quelques expériences courtes, dresse un état des lieux de l'impact de la méthode d'assimilation originale sur le modèle couplé. Il apparaît que la méthode ne satisfait pas certaines propriétés essentielles pour le modèle biogéochimique. Ce constat débouche sur plusieurs axes de travail.
- Le chapitre 6 est une description des solutions proposées pour rendre notre méthode séquentielle compatible avec la problématique du couplage. Ces méthodes sont ensuite évaluées par des simulations annuelles. Les progrès par rapport à la méthode initiale sont diagnostiqués, ainsi que les problèmes persistants.
- Le chapitre 7 fait un bilan de la réponse de l'écosystème à la modification de la circulation par assimilation.

Enfin, on conclut sur les avancées, les problèmes rencontrés et les perspectives de ce travail.

Partie I

Contexte de l'étude

Chapitre 1

La production primaire en Atlantique Nord

La production primaire océanique est le premier maillon de la vie marine, qui initie la majorité des réseaux trophiques. De cette production dépendent les niveaux trophiques supérieurs, ressources exploitées et surexploitées par l’homme. En outre, la production primaire agit comme un piège pour une quantité importante de carbone atmosphérique, car une partie de la matière organique synthétisée va ensuite être exportée vers l’océan profond. Nous décrirons ici le rôle de la production primaire océanique dans le cycle global du carbone, puis nous évoquerons les principales caractéristiques de la circulation océanique dans l’Atlantique Nord, en relation avec la production primaire que l’on observe. Nous préciserons ensuite les processus physiques qui agissent sur la distribution des nutriments dans les couches de surface, processus déterminants pour la production primaire. Enfin, nous montrerons comment on peut diviser le bassin Atlantique Nord selon les critères physiques mentionnés, et les caractéristiques de la production primaire.

1.1 Le cycle du carbone océanique

L’océan joue un rôle clef dans la régulation du climat terrestre. En effet, cet immense réservoir dont la surface de contact avec l’atmosphère représente 70% de la surface du globe, échange avec l’atmosphère des gaz (dioxyde de carbone, méthane, dimethylsulfide), de la chaleur et de la quantité de mouvement. Son volume, et sa capacité thermique supérieure de trois ordres de grandeur à celle de l’atmosphère, lui confèrent un rôle de tampon vis-à-vis de cette dernière. Mais l’océan agit également de manière active, en soustrayant des masses d’eau du contact de l’atmosphère, piégeant ainsi les propriétés qu’elles contiennent, pour les redistribuer ensuite spatialement et temporellement. Ce rôle de “piège” à carbone est en grande partie lié à la production primaire.

Le cycle global du carbone fait intervenir quatre grands réservoirs. Par ordre décroissant d’importance, on trouve la lithosphère, qui englobe les sédiments et les roches sédimentaires, l’océan, la biosphère et enfin l’atmosphère. La constitution de ces stocks est le résultat de l’intégration de flux pendant les temps géologiques. La figure 1.1 montre les estimations pour les années 1980-1990 des quantités immobilisées, ainsi que des flux entre ces compartiments. Après le réservoir colossal (78 000 000 GtC) de la lithosphère, on estime (Siegenthaler et Sarmiento 1993) que l’océan contient environ 40000 GtC, essentiellement sous forme de carbone inorganique dissous (DIC). La biosphère contient 2000 GtC et l’atmosphère seulement 750 GtC. Ces stocks et flux ont varié au cours de l’histoire de la Terre. En outre, le temps de

résidence du carbone est fonction du réservoir : dans l'océan, il est de l'ordre du millénaire, pour la biosphère, il est de l'ordre de la décennie ou du siècle.

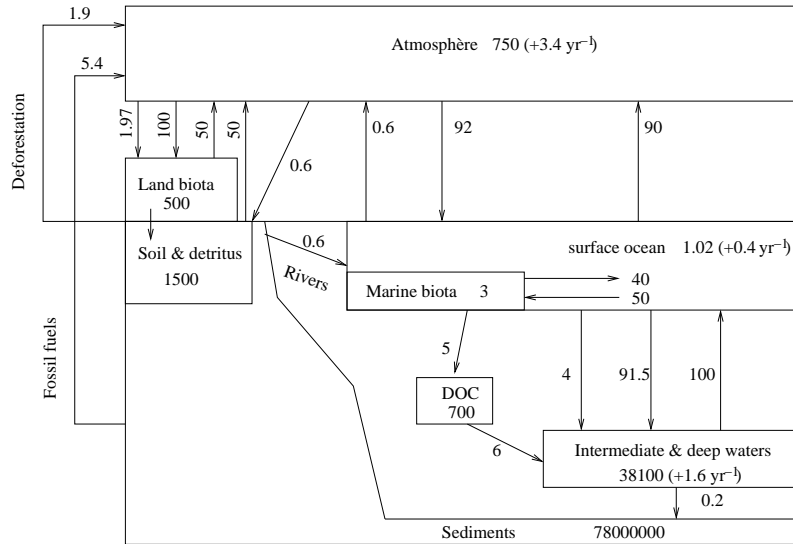


Figure 1.1: Schéma des principaux réservoirs et flux () de carbone pour la décennie 1980-1990. Les chiffres entre parenthèses (en $GtC.an^{-1}$) sont les estimations de l'augmentation annuelle des stocks, les flèches représentent les flux annuels (en $GtC.an^{-1}$). D'après Siegenthaler et Sarmiento (1993)

On dispose de mesures historiques du taux de CO_2 atmosphérique grâce aux bulles d'air piégées dans les glaces des pôles. Elles indiquent une augmentation très nette (30%) du contenu en carbone de l'atmosphère qui est passé de 590 GtC en 1750 à 750 GtC de nos jours. Cette augmentation est le résultat de l'activité humaine, en particulier de l'utilisation de combustibles fossiles et la déforestation (IPCC 2001). D'après le rapport de l'IPCC (2001) les rejets actuels de carbone d'origine anthropique dans l'atmosphère sont de $7 \pm 1,1$ GtC par an. Heureusement, cet apport ne s'accumule pas entièrement dans l'atmosphère. De ces 7 GtC, $3,2 \pm 0,2$ GtC vont être stockés dans l'atmosphère, $1,9 \pm 2$ GtC dans la biosphère et $2,0 \pm 0,8$ GtC dans l'océan.

Comment l'océan absorbe-t-il ce carbone ? A l'interface océan-atmosphère, les flux de gaz sont régis par la différence de pression partielle entre les deux milieux.

$$F_{CO_2} = k \alpha \Delta pCO_2 \quad (1.1)$$

avec $\alpha(T)$ la solubilité du CO_2 dans l'eau inversement proportionnelle à la température, et k un coefficient d'échange fonction principalement de la vitesse du vent.

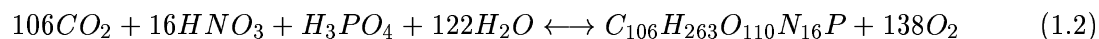
Le CO_2 dissous dans les eaux superficielles peut prendre différentes formes, regroupées sous le terme carbone inorganique dissous : (1) le CO_2 dissous (non-ionique, environ 1% du total), qui peut être échangé avec l'atmosphère jusqu'à l'équilibre des concentrations, (2) l'ion hydrogénocarbonate ou bicarbonate (HCO_3^- , environ 91%); et (3) l'ion carbonate (CO_3^{2-} , 8%). Les autres formes de carbone présentes n'interviennent pas directement dans les échanges avec l'atmosphère : ce sont le carbone colloïdal, le carbone organique dissous (DOC), particulaire (POC) et la biomasse vivante.

Les mesures de pCO_2 montrent un gradient vertical entre les eaux superficielles, à faible pCO_2 et les eaux profondes, à forte pCO_2 . Trois mécanismes permettent d'expliquer ces observations : la "pompe de solubilité", la "pompe biologique", et la contre-pompe des carbonates.

+ La pompe de solubilité résulte de la différence de solubilité des gaz selon la température:

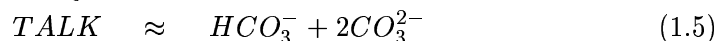
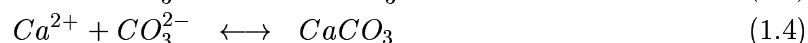
les eaux froides acceptent plus de gaz dissous que les eaux chaudes. La circulation générale océanique emmène les eaux de surface vers le Nord. Sur leur trajet, les eaux se refroidissent, se densifient et se chargent en carbone. Elles plongent ensuite dans les zones de convection profonde, enfouissant le carbone qu'elles contiennent. Le temps mis par les eaux profondes pour remonter à la surface est estimé à 1000 ans. A l'échelle globale, ce processus permettrait d'expliquer 20% du gradient vertical observé (Maier-Reimer et Hasselmann 1987).

- + La pompe biologique est liée à la production primaire brute (gross primary production, GPP), qui est la quantité de carbone fixée par photosynthèse des organismes autotrophes. L'équation 1.2 (Degens et al. 1984) décrit la réaction générale de la photosynthèse en milieu marin, limitée essentiellement par les nutriments et la lumière : réduction du carbone inorganique en molécule organique complexe, accompagnée d'une libération d'oxygène par oxydation de l'eau et d'une consommation de nutriments.



Ce processus de fixation de carbone inorganique en surface expliquerait les 80% restants du gradient de DIC. Si l'on soustrait à la production primaire brute la quantité de carbone relarguée par respiration, on obtient la production primaire nette (net primary production, NPP). Une partie de ce carbone quitte les eaux superficielles, par sédimentation (POC) ou transport (DOC) : c'est la production exportée. En profondeur, cette matière organique est partiellement reminéralisée par des bactéries, qui relarguent du DIC et des nutriments.

- + A ces deux pompes s'ajoute une troisième, liée à l'impact de l'activité biologique sur l'alcalinité du milieu. L'alcalinité totale, "TALK" est une mesure de l'équilibre entre anions et cations présents dans l'eau de mer. Elle dépend principalement des anions carbonates, bicarbonates, et dans une moindre mesure borate $B(OH)_4^-$. En surface, la production primaire s'accompagne d'une production de squelettes carbonatés ou siliceux par les espèces phytoplanctoniques, ce qui appauvrit le milieu en CO_3^{2-} et diminue l'alcalinité (équilibre 1.5).



Par déplacement de l'équilibre chimique 1.3, la baisse d'alcalinité en surface (disparition de CO_3^{2-}) se traduit par une augmentation de la pCO_2 , qui va à l'encontre de la baisse de la pCO_2 par photosynthèse. C'est la "contre-pompe des carbonates". En profondeur, la reminéralisation de la matière organique augmente la pCO_2 , et la dissolution des tests calcaires augmente l'alcalinité, ce qui tend à réduire la pCO_2 . Le bilan de cette contre-pompe est une augmentation nette de la pCO_2 .

Globalement, le rapport entre l'export de carbone organique et l'export de carbonate de calcium ("rain ratio") est critique pour déterminer l'impact de la biologie sur la pCO_2 de surface, et l'absorption de carbone par l'océan. La moyenne globale de ce rapport $C/CaCO_3$ a été estimée égale à 4 (Broecker et Peng 1982), et 11 (Yamanaka et Tajika 1996). Ces estimations indiquent que la pompe biologique l'emporte largement sur la contre-pompe des carbonates.

A ces gradients verticaux de pCO_2 s'ajoutent des gradients horizontaux forts, et une forte variabilité dans l'espace et dans le temps liée à la variabilité de la circulation qui conditionne fortement la production primaire.

Les estimations des flux de carbone présentées plus haut sont issues de modèles. En effet, les observations de flux de CO_2 sont peu nombreuses à l'échelle du globe, aussi les méthodes

d'estimations à partir de ces seules données font appel à des approximations fortes (interpolation spatiale, valeur moyenne de coefficient d'échange). En outre, quantifier le rôle des océans dans le devenir du carbone anthropique par des mesures est impossible à réaliser, car il ne représente qu'une proportion faible du total. Dans la mesure de leurs approximations, les modèles permettent de s'affranchir de ces difficultés de mesures, de reconstruire les variations passées (Bopp et al. 2003), et de tester des scénarii futurs.

1.2 Les régimes de production primaire de l'Atlantique Nord

La production primaire est la quantité de carbone fixée par les organismes photosynthétiques, e.g. le phytoplancton pour les océans. On l'exprime en $g\ C.an^{-1}$, ou en $g\ C.m^{-2}.an^{-1}$.

La croissance des organismes photosynthétiques, et donc l'intensité de la production primaire dépend essentiellement de la disponibilité en lumière et nutriments, mais aussi de la température. Le transport et le mélange vertical de nutriments et d'organismes photosynthétiques va modifier ces trois facteurs, et ainsi déterminer une large part de la production primaire. Nous décrivons ici la circulation générale et son influence sur la production, puis les différents modes d'apports de nutriments. Ces considérations débouchent sur la définition de régions biogéochimiques.

1.2.1 La circulation de l'Atlantique Nord

Description générale de la circulation de surface

La circulation de surface océanique est fortement liée aux vents dominants. Le vent moyen est essentiellement zonal : vent d'Ouest aux moyennes et hautes latitudes (vents dépressionnaires, "westerlies") et vent d'Est (alizés, "trade winds") le long de l'équateur.

En partant du sud de la zone, on trouve (figure 1.2) le courant Sud-Equatorial, orienté vers l'Est, qui engendre le courant du Nord Brésil. Celui-ci se divise : une partie rétroflète et alimente le contre-courant Nord Equatorial, vers l'Ouest, l'autre partie continue vers le Nord et forme le courant des Caraïbes, qui va pénétrer le golfe du Mexique.

Le gyre subtropical, anticyclonique, est le pendant océanique de la circulation atmosphérique. Il se compose, au Sud, du courant Equatorial Nord, rejoint ensuite par le courant de Guyane. Ce courant se divise : le courant des Caraïbes entre dans la mer des Antilles, puis dans le Golfe du Mexique. L'autre partie appelée courant des Antilles longe Cuba. Les deux se rejoignent et forment le courant de Floride.

En remontant le long des côtes, ce courant va s'intensifier fortement, et prend le nom de Gulf Stream. Le Gulf Stream se détache des côtes vers Cap Hatteras ($75^{\circ}W$, $35^{\circ}N$) et prend une orientation Nord-Est, puis Est. Il engendre vers $45^{\circ}W$ une branche faible, le courant des Açores qui continue vers l'Est entre 32° et $35^{\circ}N$, et une branche forte, la Dérive Nord-Atlantique qui part vers le Nord-Est. A l'Est du bassin, le courant des Canaries, orienté Nord-Sud, boucle la circulation.

Le long du bord Est du bassin, on trouve plusieurs upwelling induits par les courants, ou les vents : le long des côtes portugaises, le long des côtes de Mauritanie et du Sénégal, et plus au sud le long des côtes du Gabon. A l'équateur, dans la partie Est du bassin règne l'upwelling equatorial, lié à la divergence induite par les vents zonaux.

Au Nord du domaine se développe un gyre cyclonique, formé par la Dérive Nord Atlantique qui alimente le courant d'Irminger et le courant de Norvège. Le courant d'Irminger longe les côtes du Groënland, et engendre le courant du Labrador. Ce courant froid et peu salé longe la

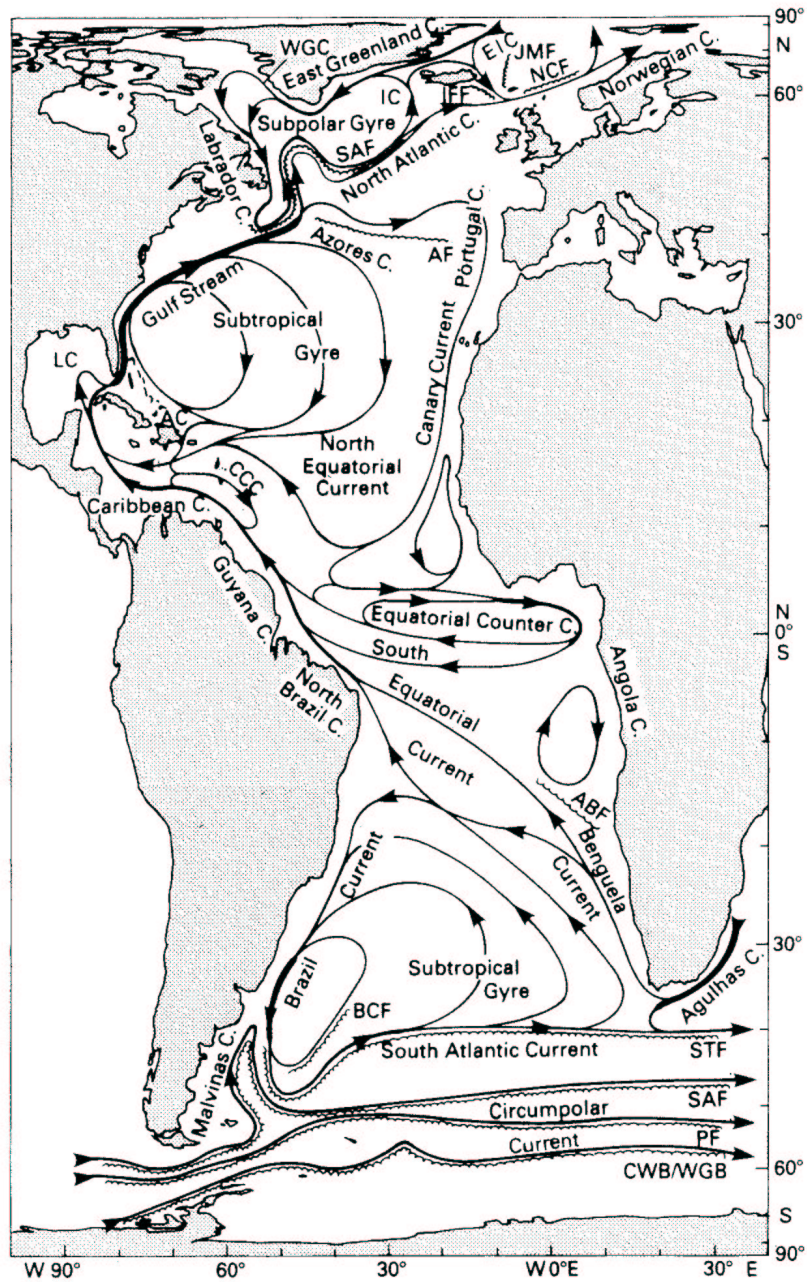


Figure 1.2: *Courants de surface de l'Atlantique, d'après Tomczak et Godfrey (1994)*

côte Est des Etats-Unis, puis remonte et boucle le gyre.

L'activité tourbillonnaire est concentrée dans les zones du Gulf Stream et de la réflexion du courant du Nord Brésil. Le Gulf Stream forme des méandres et des tourbillons après avoir quitté le plateau continental. La réflexion engendre des tourbillons de grande taille qui remontent le long des côtes brésiliennes.

Stratification et convection

Dans l'océan, la stabilité des couches de surface est le résultat de la compétition entre des agents déstabilisants (mélange par le vent, densification par refroidissement, évaporation) et stabilisants (gain de flottabilité par élévation de la température, précipitations).

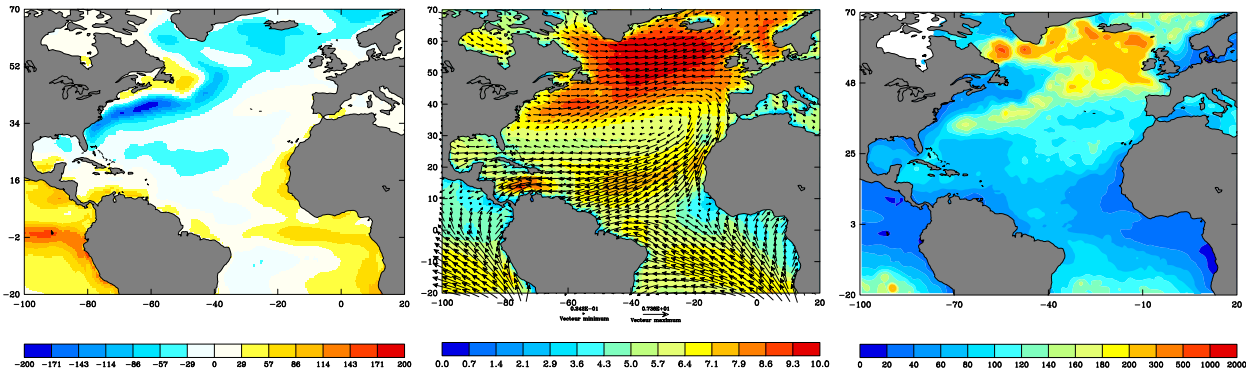


Figure 1.3: Flux de chaleur ($W.m^{-2}$), vent moyen ($m.s^{-1}$) et profondeur maximum de la couche de mélange climatologique (m). Les flux et le vent proviennent de la réanalyse ERA40 du Centre européen de prévision météorologique à moyen terme (CEPMMT), et la climatologie de profondeur de couche de mélange provient du LOCEAN (De Boyer Montégut et al. 2004).

Le flux de chaleur net, le vent moyen et la profondeur maximum de la couche de mélange sont présentés sur la figure 1.3. Au sud de $25^{\circ}N$, l'ensemble du bassin est relativement bien stratifié. Au-delà, la zone où le flux de chaleur est fortement négatif, et le stress mécanique du vent important (zone des Vents d'Ouest) correspond globalement à l'extension du Gulf Stream, et sa continuation, la Dérive Nord-Atlantique et le courant des Açores. En Mer du Labrador et d'Irmingier se trouvent des zones de convection profonde, lieu de formation des eaux de fond qui forment la branche profonde de la circulation thermohaline.

1.2.2 Les apports de nutriments dans la zone euphotique

Partout, la concentration en nutriment augmente avec la profondeur (figure 1.4 gauche). En effet, la production primaire qui a lieu dans les couches superficielles éclairées s'accompagne de la consommation de nutriments. Parallèlement à leur consommation en surface, les nutriments sont soumis au transport par le fluide et à la diffusion liée à la turbulence du fluide. La distribution de surface des nutriments principaux (nitrate, phosphate) est le résultat de la compétition entre les effets de la circulation, et la consommation par les organismes photosynthétiques dans la zone euphotique. La concentration en nutriment permet en général de différencier le niveau de production phytoplanctonique du milieu. Du plus pauvre vers le plus riche en nutriments, les milieux sont dits oligotrophes, mésotrophes, et eutrophes. Cependant, dans les régions HNLC (High Nutrient Low Chlorophyll), la forte concentration en nutriment n'est pas associée à une forte production primaire. On peut expliquer ce comportement par une limitation de la croissance par des micro-nutriments, comme le fer.

En surface, la consommation rapide des nutriments conduit à leur épuisement si aucun apport nouveau ne vient compenser leur disparition. La concentration devient alors quasi-nulle, jusqu'à une profondeur appelée *nutricline* à laquelle le gradient de nutritif est maximum. En régime permanent, cette profondeur correspond au maximum des profondeurs des zones euphotique et mélangée. Les échanges verticaux entre les couches de surface appauvries et les profondeurs riches ont donc une importance cruciale pour la production primaire.

Le mélange vertical est un facteur déterminant de la production primaire (Sverdrup 1953). Il tend à lisser le gradient de nutriment. Lors d'un épisode de convection, la profondeur de la couche de mélange s'approfondit et peut atteindre la *nutricline*, ce qui recharge la surface en nutriment. Sverdrup (Sverdrup 1953) a caractérisé les conditions d'occurrence de la floraison (*bloom*) printanière en considérant deux profondeurs : la profondeur de la couche de mélange Z_m et la profondeur critique Z_c , profondeur pour laquelle la quantité de carbone fixée par photosynthèse équilibre la quantité relâchée par respiration sur une période de 24 h. On définit également l'éclairement de compensation pour lequel la photosynthèse équilibre la respiration. Z_c varie avec l'éclairement en surface. Au printemps (schéma 1.4), lorsque la profondeur de mélange diminue jusqu'à devenir inférieure à la profondeur critique Z_c , la photosynthèse devient supérieure à la respiration, et les conditions sont réunies pour la floraison.

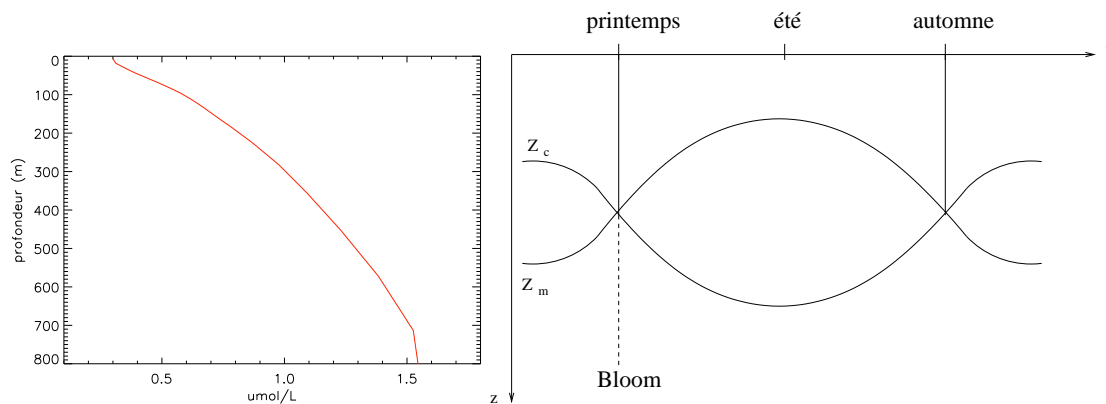


Figure 1.4: *A gauche : profil vertical climatologique de phosphate moyenné sur le domaine Atlantique Nord ($\mu\text{mol.l}^{-1}$). A droite : schéma du cycle annuel de la profondeur de mélange Z_m et de la profondeur critique Z_c .*

L'épaisseur de la zone euphotique ne dépassant jamais une centaine de mètres, une profondeur de mélange hivernale supérieure à 100 m atteint nécessairement la *nutricline* estivale, et par conséquent réalimente la zone de production en nutriment.

Les facteurs qui déterminent l'évolution de la couche de mélange diffèrent selon la stratification du lieu. Aux hautes latitudes, après les épisodes de convection hivernale, la turbulence de méso-échelle va jouer un rôle important dans la restratification de la colonne d'eau. Dans la zone des Vents d'Ouest, le mélange vertical est le résultat du forçage local par le vent et le flux de chaleur. Dans les zones où la stratification est très forte, e.g. les tropiques, la profondeur de mélange est déterminée par l'ajustement géostrophique au forçage du vent distant (Longhurst 1995). En dehors des périodes de convection, c'est le mélange diapycnal très faible qui régule les apports diffusifs verticaux.

Le facteur suivant à considérer pour les échanges verticaux de nutriments est le transport vertical (*upwelling*), qui contribue largement à l'apport de nutriments vers les zones de production. Les origines des *upwelling* sont diverses : *upwelling* côtier généré par le vent comme le long des côtes Sénégalaises, *upwelling* associé à une divergence des courants à l'équateur. A l'échelle d'une région, le rotationnel du vent induit un pompage d'Ekman s'il est négatif (*upwelling*),

ou un downwelling s'il est positif. Les gyres anticycloniques sont des zones de downwelling : cela entraîne un appauvrissement des eaux de surface au profit des eaux profondes. Il faut noter qu'en présence d'un gradient vertical de nutriments, la perte de nutriments par la zone euphotique que représente un downwelling est inférieure en valeur absolue au gain associé à un upwelling.

Enfin, il faut considérer les apports advectifs locaux liés à la variabilité de la circulation, la méso-échelle et sub-méso-échelle. En effet, les tourbillons cycloniques de méso-échelle génèrent des upwelling locaux, et par le mécanisme de déplacement vers la surface des isopycnes seraient capables de ramener des nutriments dans la zone euphotique (McGillicuddy et al. 1998). Aux filaments de sub-méso-échelle sont associés des upwelling ponctuels (Lévy et al. 2001). De plus, les tourbillons de méso-échelle cohérents et rapides peuvent transporter des propriétés sur des distances importantes, et contribuer ainsi au transfert d'une zone riche vers une zone appauvrie.

D'autre part, la zone euphotique peut être alimentée par des transferts latéraux, en présence de gradients horizontaux de concentration en nutriments (fronts). Des fronts sont présents aux abords des zones d'upwelling et le long des côtes.

En prenant comme critère le mode d'apport de nutriments, associé à d'autres facteurs, on aboutit à une subdivision du domaine Atlantique Nord en régions écologiques, qui permet de mieux comprendre les cycles de production observés.

1.2.3 Les régions biogéochimiques

Selon Longhurst (1995) et Sathyendranath et al. (1995), on peut diviser le bassin Atlantique Nord en 4 domaines écologiques : zones côtières, hautes latitudes (région Polar), latitudes moyennes (west wind domain) et zone équatoriale (trades wind domain), chaque domaine, représenté sur la figure 1.5 présentant un cycle saisonnier de production bien différencié.

Cette première division est basée sur des critères physiques de stabilité, d'apports en nutriments et d'illumination, et sur les caractéristiques observées de la production algale. Ces domaines peuvent à leur tour être subdivisés en provinces biogéochimiques, en fonction des contraintes exercées par la circulation sur l'écosystème (courants, fronts, bathymétrie) mais aussi en fonction du cycle saisonnier caractéristique de la concentration de surface en chlorophylle.

Voici les grandes caractéristiques des domaines et provinces océaniques, d'après Sathyendranath et al. (1995).

Les zones côtières ont une circulation influencée par la topographie et le régime des vents côtiers. Elles sont le plus souvent marquées par un front associé à la pente du talus. C'est un domaine peu homogène, défini par souci de simplicité.

Le domaine Polaire est caractérisé par la présence au printemps et au début de l'été, d'une couche de surface déssalée due à la fonte de la glace de mer. Cette couche induit une stratification tôt dans l'année, qui permet un bloom dès que l'éclairement en surface est suffisant, en avance sur les latitudes moyennes. Le facteur limitant pour le déclenchement du bloom est la lumière, puis les nutriments deviennent limitants.

Le domaine des Vents d'ouest est le lieu où le stress induit par le vent est la cause d'un mélange convectif en hiver. Le bloom est bien décrit par le modèle de Sverdrup comme le résultat de l'amincissement progressif de la couche de mélange. Au printemps, l'amincissement de la couche mélangée progresse vers le Nord, suivi du bloom. La dynamique du phytoplancton est une réponse au forçage local. Les nutriments (nitrate inorganique et silice parfois) vont rapidement limiter le développement du bloom. En conditions oligotrophiques estivales la croissance va être déterminée par la production et la régénération dans la zone euphotique, l'entraînement du

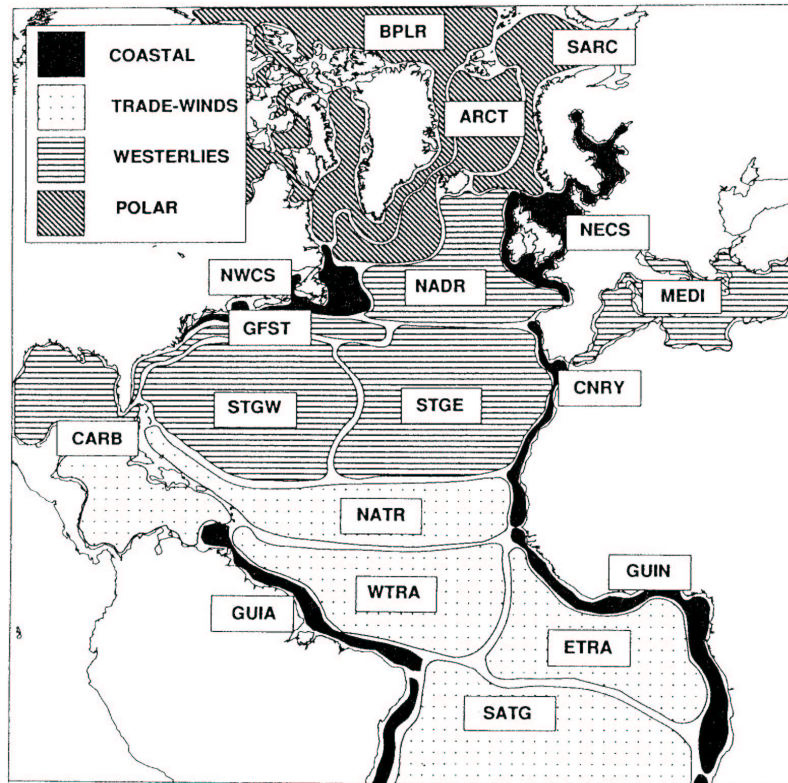


Figure 1.5: *Domaines et provinces biogéographiques de l'Atlantique Nord, d'après Sathyendranath et al. (1995)*

nitrate dans la zone euphotique par les coups de vent et le downwelling d'Ekman induit par le rotationnel du vent.

La province Gulf-Stream couvre une zone qui va du détroit de Floride au bassin de Terre-neuve. Le front Nord du Gulf Stream correspond à un front de chlorophylle, les eaux côtières étant plus riches. Les tourbillons libérés par le courant sont de deux types: les tourbillons froids (cold-core eddies) cycloniques piègent les eaux riches du talus, et les tourbillons chauds (warm-core eddies) anticycloniques piègent des eaux appauvries de la mer des Sargasses. Les premiers sont souvent associés à des blooms, mais une floraison algale peut aussi apparaître dans le cas des tourbillons chauds.

La province du gyre subtropical peut être séparée au niveau de la dorsale en deux sous provinces Est (Mer des Sargasses) et Ouest. Un peu au sud des Bermudes, les conditions de mélange hivernal sont remplacées par des conditions tropicales, dans lesquelles la température de surface ne descend pas en dessous de 20°C. La couche de mélange n'atteint jamais la nutricline. La limite Sud de la province est la convergence subtropicale (entre 20° et 30°N), marquée par une forte activité méso-échelle et des ondes internes.

Dans le domaine des alizés, le mélange local par le vent est limité par les valeurs élevées de la fréquence de Brunt-Väisälä dans la mince pycnocline, et par les grandes valeurs du rayon interne de déformation de Rossby. Par conséquent, la profondeur de la couche de mélange, et par là même la croissance phytoplanctonique est déterminée principalement par l'ajustement géostrophique au forçage du vent distant. Le cycle saisonnier de production est peu marqué. Les blooms sont déclenchés par des upwelling induits par le vent (Ekman) ou la méso-échelle, des dômes thermiques, et des remontées locales de la thermocline.

La figure 1.6 présente la production primaire annuelle estimée par le VGPM¹ de Behrenfeld et Falkowski (1997). On distingue nettement les gyres subtropicaux pauvres avec des productions inférieures à $100 \text{ gC.m}^{-2}.an^{-1}$ des zones des Vents d'Ouest riches, avec des productions primaires entre 150 et $250 \text{ gC.m}^{-2}.an^{-1}$. Le front du Gulf Stream sépare nettement les eaux appauvries au sud et riches au nord. Les hautes latitudes présentent des productions supérieures à $300 \text{ gC.m}^{-2}.an^{-1}$. Les zones cotières (côte Est des Etats Unis, plateau continental européen, plateau du Nord-Brésil associé à l'estuaire de l'Amazone) sont très productives. Les upwelling des Canaries, de l'équateur, et du Golfe de Guinée sont associés à des zones de forte production.

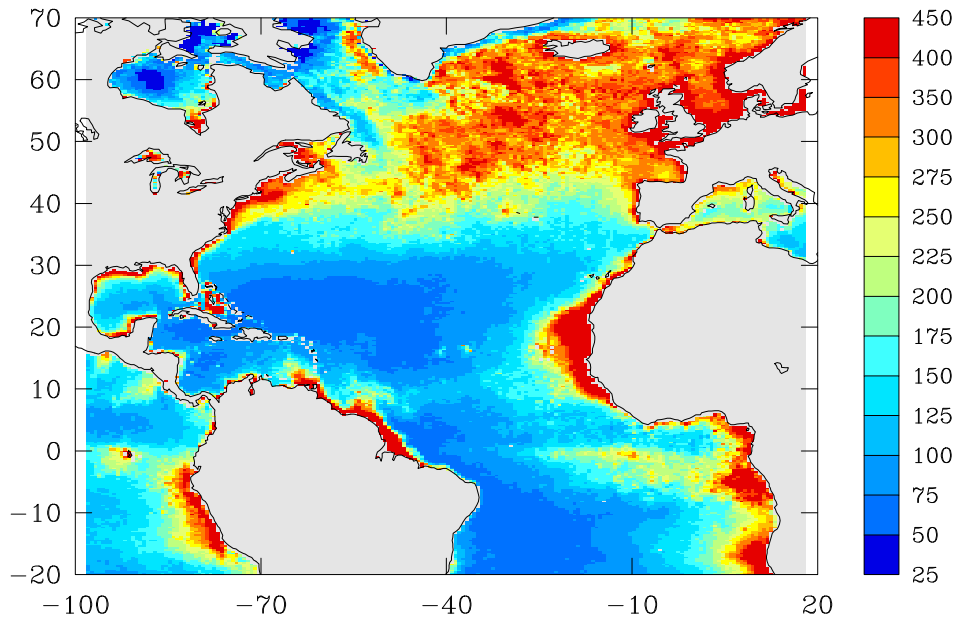


Figure 1.6: *Production primaire annuelle ($\text{gC.m}^{-2}.an^{-1}$) estimée par le Vertically Generalized Production Model (VGPM) (Behrenfeld et Falkowski 1997), à 0.1° de résolution.*

¹le VGPM est un algorithme de restitution de la production primaire à partir de données satellitaires de chlorophylle de surface, de température de surface, d'irradiance de surface et de photopériode

Chapitre 2

Le modèle couplé circulation -écosystème

Après la description des mécanismes qui conduisent à la production primaire marine, nous allons exposer les outils employés pour simuler à la fois l’environnement physique et l’écosystème marin, c’est-à-dire le modèle couplé.

Un modèle couplé physique-biogéochimie est composé d’un modèle de circulation, qui décrit l’évolution des variables température, salinité et vitesse, et d’un modèle de biogéochimie. Les variables du modèle biogéochimique sont des traceurs, qui représentent des organismes (phyto-plancton..), des constituants organiques (matière organique dissoute..) ou inorganiques (nutriments..). Les réactions et interactions entre les traceurs sont regroupées sous le terme source-moins-puits (SMP). Ce second modèle est couplé au premier par le biais d’une équation d’advection-diffusion. Chaque concentration C de traceur biogéochimique suit l’équation :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\nabla \cdot (C\mathbf{U}) + D^c_l + D^c_v + SMP^c \quad (2.1)$$

avec D^c_l et D^c_v la diffusion horizontale et verticale. On remarque que l’expression couramment employée de modèle “couplé” est abusive, car il n’y a pas de rétroaction de la partie biogéochimique sur la physique.

Dans la suite, nous donnons une description de la composante physique du modèle, suivie d’une description plus approfondie de la composante biogéochimique. Enfin, nous faisons une rapide revue des études de modélisation couplée sur l’Atlantique Nord.

2.1 Le modèle physique OPA8.1

Le modèle de circulation OPA¹ (Madec et al. 1998) a été développé au LOCEAN et dans la communauté océanographique française pour simuler la circulation océanique régionale et globale. Il est et a été utilisé par de nombreux projets français (CLIPPER, DRAKKAR, MERCATOR), et son code est en évolution constante. Le système OPA a été développé dans le souci de permettre un couplage aisé entre les autres compartiments du système terre, l’atmosphère et la biogéochimie marine. Le LOCEAN développe et maintient également des modèles de biogéochimie marine. Ces outils ont donné lieu à de nombreuses études de modélisation couplée physique-biogéochimie, dans des configurations réalistes et idéalisées. Nous donnons ici une description du modèle physique et de quelques aspects du code.

¹www.lodyc.jussieu.fr/opa

Le modèle OPA est un modèle aux équations primitives, par opposition aux modèles quasi-géostrophiques et shallow-water. Dans notre version, la coordonnée verticale est géopotentielle.

2.1.1 Approximations

Les équations discrétisées sont les équations de Navier-Stokes, l'équation de continuité, l'équation de conservation de la chaleur et du sel, et l'équation d'état de l'eau de mer qui lie température, salinité et densité. Compte tenu des échelles géophysiques considérées, on peut faire certaines approximations :

- Approximation de Boussinesq : dans l'équation de quantité de mouvement, la densité est considérée constante, sauf dans le terme de flottabilité.
- Incompressibilité : la densité étant considérée comme quasi-constante, la divergence de la vitesse est nulle.
- Approximation hydrostatique : dans la composante verticale de l'équation du mouvement, on néglige la contribution de l'accélération verticale et de la force de Coriolis, ainsi le gradient vertical de pression équilibre la force de flottabilité.
- Hypothèse de fermeture turbulente : on peut exprimer les flux turbulents correspondant aux petites échelles en fonction des variables grandes échelles.
- L'hypothèse de toit rigide : on impose une vitesse verticale nulle à la surface, pour supprimer les ondes externes de gravité à propagation très rapide qui nécessiteraient un pas de temps très court.
- La Terre est considérée comme sphérique, le vecteur \vec{k} est toujours perpendiculaire à la surface.
- La profondeur de l'océan est négligée devant le rayon terrestre.

2.1.2 Equations

Voici le système d'équations obtenu :

$$\frac{\partial \vec{u}_h}{\partial t} = - \left\{ (\nabla \times \vec{u}) \times \vec{u} + \frac{1}{2} \nabla (\vec{u}^2) \right\}_h - f \vec{k} \times \vec{u}_h - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h p + \vec{D}^u \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot \vec{u} = 0 \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (\vec{u} T) + D^T \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (\vec{u} S) + D^S \quad (2.6)$$

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (2.7)$$

avec $\vec{u} = \vec{u}_h + w\vec{k} = (u, v, w)$ le vecteur vitesse [$m.s^{-1}$], T la température potentielle [$^{\circ}C$], S la salinité [psu], ρ la masse volumique in situ [$kg.m^{-3}$], p la pression [bar], z la coordonnée verticale ascendante, \vec{k} le vecteur unitaire vertical ascendant, f le paramètre de Coriolis, fonction de la latitude θ . D^u, D^T, D^S sont les paramétrisations des processus sous-maille sous forme d'une diffusion pour la vitesse, la température et la salinité. Ils sont explicités plus loin.

2.1.3 Discrétisation

Les équations primitives sont discrétisées spatialement selon une méthode de différences finies centrées d'ordre deux. Les variables sont discrétisées selon une grille 'C' (Arakawa et Lamb 1977). Les grandeurs scalaires sont calculées au centre des mailles, les grandeurs vectorielles (u,v,w) au centre de chaque coté de la maille.

Temporellement, un schéma "Leapfrog" (équation 2.8) est utilisé pour les processus non-diffusifs, associé à un filtre temporel (Asselin 1972) pour éviter la dissociation des modes pairs et impairs.

$$Leapfrog : u^{t+\Delta t} = u^{t-\Delta t} + 2\Delta t RHS^t \quad (2.8)$$

$$u_f^t = u^t + \gamma(u_f^{t-\Delta t} - 2u^t + u^{t+\Delta t}) \quad (2.9)$$

(l'indice f dénote des valeurs filtrées, RHS étant le membre droit de l'équation d'évolution)

2.1.4 Paramétrisation des échelles sous-mailles

La discrétisation spatio-temporelle utilisée dans le modèle ne permet pas de représenter les processus de taille inférieure à la maille, comme la turbulence de couche limite, la convection ou la sub-méso-échelle. Cependant l'impact de ces échelles "sous-mailles" sur les échelles résolues est important. Selon l'hypothèse de fermeture turbulente, on peut exprimer ces flux turbulents en fonction des grandeurs résolues. On considère que l'intensité de ces flux est proportionnelle au gradient des variables grandes échelles : les flux prennent la forme d'une diffusion. La prépondérance de la force de gravité conduit à séparer les flux verticaux et horizontaux.

Sur l'horizontale

Sur l'horizontale, dans notre configuration, le terme de diffusion est exprimé par un bilaplacien, qui présente l'intérêt d'amortir plus fortement les petites longueurs d'ondes que l'opérateur laplacien. Pour la variable x , on a

$$D_x^h = \Delta(A_x^h \Delta x)$$

$A_{h,x}$ étant le coefficient de diffusion. Dans l'océan, la diffusion est essentiellement isopycnale. L'expression horizontale de la diffusion est une approximation forte dans les zones frontales, où les pentes des isopycnes ne sont pas négligeables.

Sur la verticale : la couche limite de surface

Les échanges de quantité de mouvement, de chaleur et d'eau douce qui interviennent à l'interface océan-atmosphère génèrent des flux turbulents vigoureux. La représentation de ces processus est capitale pour la ventilation de l'océan profond, autant que pour la dynamique de la couche

mélangée elle-même. La paramétrisation employée est de type diffusive. Les flux pour la vitesse, la température et la salinité sont

$$\begin{aligned}\vec{D}^{vu} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(A_{vm} \frac{\partial \vec{u}_h}{\partial z} \right) \\ D^{vT} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(A_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \\ D^{vS} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(A_{vS} \frac{\partial S}{\partial z} \right)\end{aligned}$$

Le modèle de fermeture turbulente permet d'estimer la viscosité turbulente A_{vm} et les diffusivités turbulentes A_{vT}, A_{vS} en fonction des variables grandes échelles. OPA 8.1 utilise le modèle de fermeture TKE (Blanke et Delecluse 1993) d'ordre 1.5 : la viscosité turbulente et la diffusivité turbulente sont calculées comme le produit d'une vitesse turbulente (la racine de l'énergie cinétique turbulente) et d'une longueur caractéristique. L'évolution de l'énergie cinétique turbulente e est définie selon une équation pronostique 2.11, et la longueur caractéristique de mélange l est calculée par une équation diagnostique.

$$\bar{e} = 1/2 (u'^2 + v'^2 + w'^2) \quad (2.10)$$

$$\partial_t \bar{e} = \partial_z (K_e \partial_z \bar{e}) + K_m (\partial_z U_h)^2 - K_\rho N^2 - C_\epsilon \frac{\bar{e}^{3/2}}{l_\kappa} \quad (2.11)$$

Avec x' la déviation par rapport à la moyenne temporelle de la variable x , K_e, K_m et K_ρ les coefficients de diffusion respectivement de l'énergie, la quantité de mouvement et les traceurs. N est la fréquence de Brünt-Väisälä. L'évolution de l'énergie cinétique turbulente est régie par sa diffusion verticale, sa production, sa destruction, et sa dissipation.

L'équation diagnostique pour l_κ

$$l_\kappa = \min\left(\frac{\sqrt{2\bar{e}}}{N}, \text{abs}(z)\right)$$

D'ou les coefficients :

$$K_m = \max(\nu_b, C_\kappa l_\kappa \sqrt{\bar{e}}) = A_{vm} \quad (2.12)$$

$$K_\rho = \max(\kappa_b, K_m) = A_{vT} \quad (2.13)$$

$$K_e = \alpha_e K_m \quad (2.14)$$

Dans la suite, on notera K_z la diffusivité turbulente K_ρ . La convection hivernale est un processus initié par un refroidissement intense des couches de surface, qui aboutit à l'apparition d'instabilités hydrostatiques ($N < 0$). Dans l'océan, ces instabilités vont engendrer une convection verticale, qui rétablie l'équilibre hydrostatique. Dans un modèle hydrostatique, ces instabilités ne peuvent se dissiper. Il faut donc les paramétriser, car le modèle de fermeture TKE ne parvient pas à simuler un mélange suffisant. La paramétrisation d'ajustement convectif adoptée est simple, elle consiste à fixer la valeur de K_m et K_z à une valeur forte (ici $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) si $N < 0$. Ce point sera rediscuté ultérieurement à propos du couplage.

2.1.5 Conditions aux limites

Frontières latérales et fond

Notre configuration décrite plus loin ne comporte que des frontières fermées. Le long des côtes et des frontières fermées, la condition de non-glissement est appliquée.

$$u = v = 0 \quad (2.15)$$

Au fond, un frottement non-linéaire est appliqué aux vitesses horizontales.

Flux en surface

Le forçage de notre version du modèle OPA est dit “à flux spécifié”, c’est à dire que les grandeurs de forçage sont directement des flux, par opposition au forçage de type “Bulk”. Ce dernier utilise les conditions atmosphériques (vent, humidité, température de surface de l’air ainsi que la couverture nuageuse) associées à la température de surface de l’océan simulée pour calculer de manière interactive les échanges océan-atmosphère selon des formules semi-empiriques (Bulk formulae). Dans notre cas, les flux imposés concernent la quantité de mouvement, la température et l’eau douce.

- × En surface, le stress du vent apparaît dans le terme de viscosité turbulente de l’équation 2.2 :

$$\vec{D}_{z=0}^{vu} = \left(A_{vm} \frac{\partial \vec{u}_h}{\partial z} \right)_{z=0} = \frac{\vec{\tau}}{\rho_0} \quad (2.16)$$

$\vec{\tau}$ est le vecteur de tension de vent à la surface de l’océan.

La tension de vent à la surface de l’océan est calculée à partir du vent en surface par une formule aérodynamique du type :

$$\vec{\tau} = \rho_a C |U_{10} - U_s| \vec{u}_{10},$$

ρ_a est la densité de l’air

U_{10} est la vitesse du vent à une altitude de 10 mètres

U_s est la vitesse de courant de surface océanique

C est un coefficient d’échange turbulent.

- × Le flux de chaleur Q en surface apparaît dans le terme de diffusivité turbulente de l’équation 2.5, avec C_p la capacité calorifique de l’eau de mer :

$$\vec{D}_{z=0}^{vT} = \left(A_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} = \frac{Q}{\rho_0 C_p} \quad (2.17)$$

Q est la somme de plusieurs termes $Q = Q_{SOL} + Q_{IR} + Q_{LAT} + Q_{SENS}$, respectivement radiation solaire, infra-rouge, flux de chaleur latente et sensible, calculés à partir d’observations et de modèles atmosphériques. Dans la réalité, le flux de chaleur dépend de la différence de température entre océan et atmosphère. Or, la température de surface simulée diffère de celle utilisée pour le calcul du flux, en raison des erreurs du modèle et des flux. Aussi, on ajoute au flux imposé Q_{clim} un terme de correction de flux qui rend compte de cette différence de température de surface :

$$Q = Q_{clim} + \gamma (T - T_{clim}) \quad (2.18)$$

$$\gamma = \left(\frac{\partial Q}{\partial T} \right)_{T_{clim}} \quad (2.19)$$

Ce terme $Q_{cor} = \gamma (T_{clim} - T)$ agit comme un terme de rappel vers la température climatologique, avec un temps de rappel.

- × Le flux d'eau douce par évaporation (E), précipitation (P), apport des rivières et de la fonte de la glace océanique (R) modifie la salinité. L'hypothèse de toit rigide interdit les flux d'eau douce, aussi le terme EMP prend la forme d'un flux de sel. L'apport total en sel est noté EMP, $EMP = E - P - R$

$$\vec{D}_{z=0}^{vS} = \left(A_{vT} \frac{\partial \vec{S}}{\partial z} \right)_{z=0} = EMP \cdot S_{z=0} \quad (2.20)$$

Bien que la valeur du flux soit indépendante de la salinité de surface, ici aussi on ajoute à ce flux un terme de correction qui rappelle la salinité de surface modèle vers la salinité de surface observée, pour éviter la dérive du modèle.

$$EMP = EMP_{clim} + \frac{1}{\lambda_S} (S - S_{clim}) / S \quad (2.21)$$

2.1.6 La hauteur de la mer

Les variations de la hauteur de la mer sont observées par satellite. Pour pouvoir assimiler cette donnée, il importe donc de calculer un équivalent modèle de cette variable. Le modèle OPA8.1 fait l'approximation du toit rigide, aussi la hauteur de la mer se déduit de la pression de surface, variable diagnostique du modèle.

En intégrant sur la verticale l'équation (2.2) de conservation de la quantité de mouvement et en introduisant l'équation 2.3, on obtient (avec $\bar{x} = \int_{fond}^{surface} x dz$):

$$\frac{\partial \bar{U}_h}{\partial t} = \bar{M} - \frac{1}{\rho} \cdot \nabla P_S \quad (2.22)$$

M regroupant les termes advectif, de coriolis et les effets sous-maille de l'équation (2.2). L'hypothèse du toit rigide et l'incompressibilité du fluide impliquent la non divergence horizontale du champ de vitesse barotrope \bar{U}_h . La fonction de courant barotrope Ψ peut donc être introduite par:

$$\bar{U}_h = \frac{1}{H} k \times \nabla \Psi \quad (2.23)$$

En remplaçant \bar{U}_h dans 2.22 :

$$\frac{1}{\rho_0} \nabla_h P_S = \bar{M} - \frac{\partial \bar{U}_h}{\partial t} = \bar{M} - \frac{1}{H} [k \times \nabla \left(\frac{\partial \Psi}{\partial t} \right)] \quad (2.24)$$

Enfin, on prend la divergence de l'équation 2.24, et on obtient :

$$\nabla_h (H \bar{M}) - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h (H \nabla_h P_S) = 0 \quad (2.25)$$

Cette équation elliptique est résolue par le solveur d'OPA. Le modèle étant à volume constant, la pression de surface doit être nulle en moyenne spatiale : on connaît sa valeur à une constante près. La hauteur de la mer, SSH, est déduite de P_S par la relation suivante :

$$SSH = \frac{P_S}{g \rho_0} \quad (2.26)$$

Après cette description du modèle physique, nous abordons la modélisation des écosystèmes marins en général, puis plus particulièrement le modèle biogéochimique P3ZD, couplé au modèle de circulation.

2.2 La modélisation biogéochimique

Dans la littérature, les expressions “modèle biogéochimique” et “modèle d’écosystème marin” sont employées de manière quasi-interchangeable. Cela est dû au fait que la majorité des modèles d’écosystèmes marins suivent l’approche de la biogéochimie, c’est à dire l’étude des flux de matière et d’énergie (et des processus à l’origine de ces flux) qui gouvernent la composition du milieu naturel. Par contre, certains modèles biogéochimiques utilisent une représentation hypersimplifiée de l’écosystème. Le choix du terme dépend des objectifs de la modélisation.

D’une part, un des objectifs de la modélisation biogéochimique est d’estimer les flux de matières induits par l’activité biologique. C’est un des objectifs du programme international JGOFS (Joint Global Ocean Flux study), par exemple. En effet, depuis le constat de l’augmentation du taux atmosphérique de dioxyde de carbone liée à l’activité humaine, le rôle des océans dans le cycle global du carbone, et par conséquent dans la régulation du climat est devenu une préoccupation majeure. Or, le cycle océanique du carbone est étroitement lié au cycle d’autres éléments impliqués dans la dynamique des écosystèmes, comme l’azote et le phosphore. Un impact moins connu de la production primaire océanique sur le climat est l’émission de DMS (diméthylsulfide), qui est en mesure de modifier les propriétés radiatives de l’atmosphère (Bopp 2002). Le rôle de la modélisation est d’autant plus important que la connaissance des flux est difficile à atteindre par les seules observations, qui sont peu nombreuses, et renseignent en général sur les stocks plutôt que sur les flux.

D’autre part, l’objectif de la modélisation des écosystèmes marins est l’amélioration de la compréhension de la structure et du fonctionnement des écosystèmes, comme définie dans le programme GLOBEC (Global Ocean Ecosystem Dynamics). En effet, la modélisation est un moyen efficace pour tester des hypothèses sur les réseaux trophiques, des premiers niveaux trophiques (planctons) jusqu’aux prédateurs d’ordre supérieur (poissons) (Loukos et al. 2003), beaucoup plus facile à mettre en œuvre que les observations *in situ* et l’expérimentation.

2.2.1 Echanges au sein de l’écosystème

Nous décrivons ici le fonctionnement des écosystèmes pélagiques, c’est à dire de pleine eau, par opposition aux écosystèmes benthiques, inféodés au fond. Les processus biogéochimiques principaux sont schématisés sur la figure 2.1. La production primaire a lieu dans la zone éclairée appelée zone euphotique. La majorité de la biomasse formée est régénérée sur place, et le reste est exporté hors de cette zone. Dans la zone aphotique sombre se déroule la reminéralisation de la matière organique qui restitue des éléments minéraux. Pour décrire les échanges de carbone au sein de la chaîne trophique, on a coutume de regrouper les organismes vivants selon la fonction qu’ils occupent dans le cycle du carbone.

Au bas de l’échelle, on trouve les autotrophes, comme par exemple les diatomées, et les dinoflagellés. Ces producteurs primaires synthétisent leur matière à partir de carbone inorganique, de minéraux et d’énergie lumineuse. On regroupe sous le terme phytoplancton un grand nombre d’espèces photosynthétiques de tailles et caractéristiques hétérogènes. Pour croître, ces espèces ont besoin de lumière, d’éléments nutritifs (nitrate, ammonium, urée, phosphate, silice), de carbone inorganique, de vitamines et de “micro-nutriments” comme le fer. La disponibilité en nutriment, déterminée par le transport et la diffusion turbulente conditionne, avec la température,

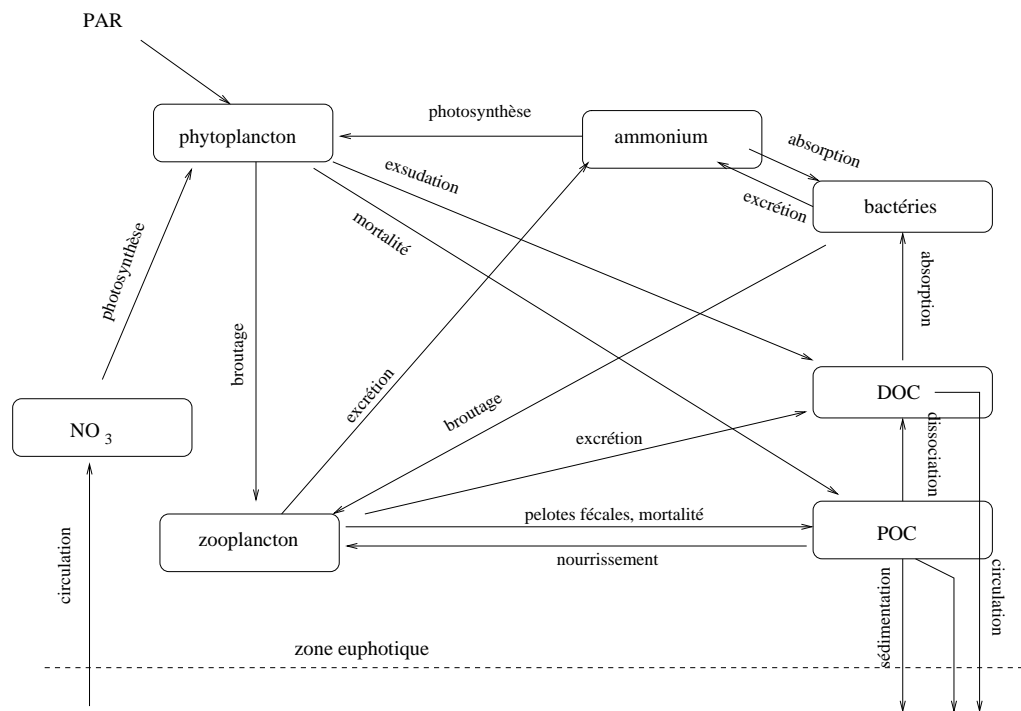


Figure 2.1: Schéma des processus de la zone euphotique, d'après Fasham et al. (1990)

leur croissance. Le devenir de ces algues microscopiques est d'être brouté par le zooplancton, ou de sédimenter hors de la zone euphotique. En outre, leur métabolisme les conduit à exsuder du carbone organique dissous. Le phytoplancton mort rejoint le carbone organique particulaire, qui sédimente.

Ensuite viennent les hétérotrophes, comme le zooplancton, la plupart des bactéries, et les prédateurs d'ordre supérieur : ils ne peuvent synthétiser leurs tissus qu'à partir de matière organique préexistante. Les appellations zooplancton et bactérie regroupent des organismes de tailles, mode d'alimentation et comportement très divers. Ces espèces excrètent du carbone organique dissous, de l'ammonium et rejettent des pelotes fécales qui s'ajoutent au POC. Les nutriments azote et phosphore forment les tissus mous des organismes, tandis que la silice et le calcium constituent le squelette externe des phytoplanctons et zooplanctons.

On divise la matière organique en deux réservoirs selon ses propriétés vis-à-vis de l'export et de la durée de séquestration du carbone :

- > Le POC, ou détritus, est constitué de particules de grande taille ($> 0.45 \mu m$) qui sédimentent à une vitesse supérieure à la vitesse caractéristique des courants marins. Elles sont ainsi exportées rapidement hors de la zone euphotique, et la durée moyenne de séquestration du carbone sous cette forme est de 1000 ans.
- > Le DOC se définit comme l'ensemble des particules de taille inférieure à $0.45 \mu m$, non soumises à la sédimentation, dont la durée de séquestration du carbone est de quelques mois à quelques années. Cette définition expérimentale par la taille maximum peut inclure des organismes vivants (picophytoplancton, bactéries). Les observations ont conduit à diviser le DOC en trois sous-compartiments : le DOC réfractaire, semi-labile et labile. Le DOC réfractaire a une concentration quasi-constante dans le temps et l'espace d'environ $40 \mu mol$, avec un temps de résidence très long. Il n'a pas d'interaction avec les organismes vivants. Le DOC labile a un temps de résidence de l'ordre de l'heure, et une concentration d'environ $1 \mu mol$, soit moins d'1% de la concentration de surface. Ces deux sous-compartiments ont un impact limité sur

le cycle du carbone et peuvent être négligés. A l'inverse, le DOC semi-labile représente 30% de la concentration en surface, et présente des variations saisonnières fortes: il augmente au printemps et diminue en automne et en hiver. C'est cette fraction qui importe pour l'export de carbone organique vers l'océan profond. En outre, on estime qu'il a une durée de vie de l'ordre de quelques mois, aussi il pourrait servir de réservoir temporaire de nutriment.

Dans la zone aphotique a lieu la reminéralisation de la matière organique morte qui redonne des nutriments, dont l'ammonium et l'urée, du DIC et d'autres molécules organiques. Les bactéries seraient responsables de la reminéralisation du DOC semi-labile, le zooplancton de la dissociation du POC.

La production primaire permise par consommation de nitrate est appelée production nouvelle, et la production par consommation d'ammonium, ou d'urée issue de la reminéralisation est appelée production régénérée. A l'échelle globale, Eppley et Peterson (1979) ont estimé à 80% la contribution de la production régénérée à la production primaire.

2.2.2 Complexité et paramétrisation des modèles

On donne ici les bases de la modélisation des écosystèmes marins, illustrées d'exemples.

Principes de modélisation

Tout modèle est une simplification du monde réel. L'exercice de modélisation consiste à faire les bonnes simplifications compte tenu des objectifs poursuivis. On cite ici les approximations communes à l'ensemble des modèles d'écosystèmes marins.

Primo, devant la diversité du monde vivant, pour étudier les flux de matière dans le réseau trophique, le modélisateur est amené à regrouper les organismes en compartiments. Chaque compartiment représente un "maillon" de la chaîne trophique. Une condition à respecter pour pouvoir "agrèger" dans un même compartiment plusieurs espèces (espèce au sens large) est que ces espèces aient des périodes de turn-over ($T = \text{biomasse du groupe} / \text{flux de carbone}$) semblables (Iwasa et Levin 1987). Or la période de turn-over est étroitement liée au taux de croissance, qui est souvent proportionnel à la taille des organismes. Cela conduit à regrouper les organismes selon leur taille. Cependant, plus le nombre de boîtes est élevé, plus l'interprétation des résultats est complexe. Cette approche par compartiments, universellement adoptée, est néanmoins une des approximations les plus fortes de la modélisation des écosystèmes.

Secondo, l'objectif de l'étude détermine l'unité (azote, carbone, phosphate..) utilisée pour exprimer les stocks et les flux. En effet, la photosynthèse s'accompagne de la consommation de nutriments, et par conséquent le cycle du carbone est étroitement lié à celui des nutriments. Pour convertir les flux d'une unité à l'autre, on utilise en général des rapports constants, les rapports de Redfield (Redfield et al. 1963). Cette approximation est acceptable pour les éléments constitutifs de la matière vivante (C, O, N, P) dont les proportions varient faiblement. Par contre, les proportions intracellulaires en chlorophylle, fer et silice du phytoplancton sont très variables et ne peuvent être considérées comme constantes.

Tertio, les processus biologiques étant par nature complexes et intriqués, et les organismes qui en sont à l'origine mal connus, il n'existe pas d'équation équivalente aux lois physiques pour décrire simplement et uniquement la dynamique des flux entre les compartiments définis, hormis la conservation de la matière. Chaque processus, croissance et consommation, prédation, perte par métabolisme et mortalité peut être paramétré selon des fonctions plus ou moins complexes (linéaire, quadratique, hyperbolique), et dépend de paramètres souvent mal connus, car difficilement mesurables. En effet, les expériences de culture en laboratoire sont difficilement

transposables à l'océan du large. La croissance est le processus le mieux connu, sa limitation suit toujours une cinétique de Michaelis-Menten. A l'inverse, il existe peu d'observations et de nombreuses paramétrisations pour le broutage et les pertes par mortalité. Enfin, beaucoup d'incertitudes subsistent concernant l'export et la reminéralisation.

Diversité des modèles

Le nombre de modèles biogéochimiques existant dans la communauté scientifique est énorme. Cette prolifération vient de la diversité des motivations (objectifs de la modélisation), des contextes (vocation globale ou régionale), de l'absence de consensus sur la formulation des échanges et des données disponibles pour les valider.

Ces modèles se différencient d'abord par les processus représentés: échanges en surface, avec le fond, production, broutage, export, reminéralisation, niveaux trophiques. Une fois que les processus à représenter ont été choisis, de nombreuses possibilités existent pour choisir les compartiments, et paramétrer les interactions entre ces compartiments. Cependant, ces modèles possèdent de nombreux points communs dans leur formulation. On peut identifier deux extrêmes, selon l'angle d'attaque du problème de la biogéochimie marine.

- > Les modèles (bio)géochimiques (type HAMOCC1 (Hamburg ocean carbon cycle circulation model), OCMIP (Ocean carbon model intercomparison project) 1 et 2): ils mettent l'accent sur le cycle du carbone et son impact climatique : la biologie est réduite à la production exportée. Les échanges gazeux océan-atmosphère et la biogéochimie du carbone sont représentés.
- > Les modèles orientés biologie (type NPZD) : ils mettent l'accent sur les processus, et les échanges au sein du réseau trophique de la zone euphotique. Les échanges avec l'atmosphère sont négligés.

Après la description de ces deux tendances, on abordera une nouvelle classe de modèles plus complets, qui prend en compte l'aspect biologie et l'aspect géochimie, et d'autres sophistications.

La première catégorie concerne des modèles biogéochimiques globaux dédiés spécifiquement à l'étude du cycle du carbone océanique (Maier-Reimer et Hasselmann 1987; Maier-Reimer et Bacastow 1990; Maier-Reimer 1993; Bacastow et Maier-Reimer 1990). Ces modèles ont été développés sous l'impulsion des recherches sur les modifications du climat par les gaz à effet de serre. Ils simulent la pompe biologique et la pompe de solubilité du carbone : on a accès au flux de carbone océan-atmosphère. Pour exemple, le modèle HAMOCC3 (Maier-Reimer 1993) inclut un modèle du cycle du carbone inorganique DIC, avec des échanges de CO_2 et oxygène avec l'atmosphère, les compartiments DIC, carbonates dissous, alcalinité totale et silicates. Le modèle d'écosystème est réduit à la production exportée, fonction directe d'un nutriment limitant. Les compartiments phytoplancton et zooplancton sont absents. L'objectif étant de simuler le climat, les simulations réalisées sont globales. Moins d'une dizaine de paramètres sont nécessaires pour calibrer le modèle. Les simplifications adoptées par ce modèle - production primaire, export et reminéralisation non-explicite - ne permettent pas de reproduire les variations saisonnières observées de la pCO_2 , mais permettent de tester des scénarii d'impact du taux de carbone atmosphérique sur la biologie marine.

La seconde catégorie est la plus fournie. Le modèle de Fasham et al. (1990) (noté FDM) est le père de la plupart de ces modèles. Voici les caractéristiques de quelques modèles de cette catégorie, utilisés dans les années 1990 par la communauté de modélisateurs du programme JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study, 1987-2004). Le modèle FDM, exprimé en azote, a été développé pour étudier et quantifier l'importance de la production régénérée et nouvelle à

la station Bermuda Atlantic Time Series Study (BATS, 32°N 65°W). Il comporte 7 compartiments (NNPZD-DON-B pour nitrate, ammonium, phytoplancton, zooplancton, détritus, azote organique dissous et bactéries). Le compartiment bactérie permet un mode de production du carbone indépendant de la photosynthèse. Son rapport Chl/C est constant.

Sur le schéma du FDM, d'autres modèles comportant moins de compartiments ont été développés. Comme caractères communs, citons les compartiments nutriment et phytoplancton (N et P), qui suffisent à la représentation du cycle saisonnier de production primaire et consommation de nutriment (Evans et Parslow 1985). Le compartiment zooplancton, qui ferme le système, n'est pas toujours explicitement représenté.

Lorsque c'est l'azote (N) qui est choisi comme unité, l'adoption d'un compartiment ammonium permet de dissocier la production régénérée ($NH_4 \rightarrow P \rightarrow POC \rightarrow DOC \rightarrow NH_4$) de la production nouvelle ($NO_3 \rightarrow P$), ce qui est plus réaliste. Ces modèles sont notés 'NN'. Les deux modes de production sont alors liés par le processus de nitrification ($NH_4 \rightarrow NO_3$) souvent inclu. La dénitrification ($NO_3 \rightarrow N_{2gaz}$) est rarement représentée car elle est rare à l'échelle globale, et absente en Atlantique Nord. Sans l'ammonium, le paramètre qui joue le rôle de la boucle de régénération est la vitesse de reminéralisation du DOC.

Autre exemple de modèle utilisé pendant JGOFS, le modèle de Doney et al. (1996) comporte en plus de N et P, un zooplancton Z et un détritus D (NPZD). Le rapport Chl/C varie en fonction de la lumière et des nutriments. Il a été utilisé pour l'étude des flux verticaux de nutriment et d'export à BATS, et de la distribution verticale de la chlorophylle. McGillicuddy et Robinson (1995) ont proposé un modèle NNPZ (NN signifie nitrate et ammonium) basé sur l'azote pour étudier les interactions locales physique-écosystème à la station North Atlantic Bloom Experiment (NABE, 47°N 20°W). Les processus de nitrification-dénitrification ne sont pas pris en compte. Le modèle de Hurtt et Armstrong (1996) est de type NNPD. Son originalité est une évolution des taux de croissance et de mortalité du phytoplancton en fonction de la biomasse du compartiment, pour simuler l'évolution de la composition des espèces. Il a été utilisé avec succès pour simuler la production primaire à BATS. Son rapport Chl/C est variable. Le modèle de Dadou et al. (2001), développé pour la description de l'écosystème de la station oligotrophe Eutrophic, Mesotrophic, oligotrophic program (EUMELI, 21°N 31°W) est de type NPZ-2D-2DON. Deux compartiments de matière organique dissoute (DON), labile et semi-labile sont distingués pour étudier la production par régénération. Enfin, on peut citer le modèle récent LOBSTER du LOCEAN (LODyC) (Lévy et al. 1998a), qui est un modèle NNPZD-DOM avec un rapport Chl/C variable, et la possibilité d'inclure le cycle du carbone.

Ces modèles relativement compacts, couplés à des modèles physiques uni-dimensionnels, ont été développés pour reproduire la dynamique observée de production-export-reminéralisation en un site particulier. Ils ont été appliqués avec succès à des régimes de production divers (eutrophique, mésotrophique, oligotrophique). Ils ont permis de tester de nouvelles hypothèses sur la structure des échanges dans l'écosystème et d'optimiser les paramétrisations. Ces modèles possèdent environ 10 variables d'état et une vingtaine de paramètres. Peu coûteux en temps de calcul, ils sont bien adaptés aux études de processus biogéochimiques, d'interactions physique-biologie, à haute et très haute résolution (Oschlies 2002a; Lévy et al. 2001). En revanche, leur représentation du cycle du carbone se limite en général à évaluer la production primaire et exportée, et leur application à l'océan global montre leurs limites.

La généralisation de ces deux grandes catégories de modèles, associée à la synthèse de la somme d'observations collectées pendant JGOFS, et le développement des moyens de calculs ont conduit à l'émergence d'une nouvelle génération de modèles à vocation globale (Six et Maier-Reimer 1996; Moore et al. 2002; Aumont et al. 2003), et régionale (Lima et Doney 2004), qui prennent en compte les améliorations suivantes :

-
- × La prise en compte de la diversité de taille, de métabolisme et de prédation au sein des planctons et détritus (groupes fonctionnels).
 - × La limitation par plusieurs nutriments (P, N, Si, Fe), la prise en compte de la fixation de l'azote atmosphérique.
 - × L'adoption de rapports variables pour Si/C, Fe/C, Chla/C et parfois N/C (Moore et al. 2002).
 - × L'adoption d'un compartiment matière organique dissoute (DOM) qui ne sédimente pas, parfois qualifié de "détritus de petite taille", soumis à la reminéralisation.

Le gain en réalisme a un coût important en terme de temps de calcul (advection des traceurs) et la multiplication des paramètres rend difficile l'interprétation des résultats et l'optimisation du système. Pour exemple, le modèle PISCES (Aumont et al. 2003) associe modélisation fine de la chaîne trophique (catégorie 2) et modélisation du cycle du carbone (catégorie 1). Il comporte 24 traceurs et environ 100 paramètres. Il prend en compte 5 nutriments limitants, et les compartiments phytoplancton, zooplancton et POC sont scindés en deux classes selon la taille. Avec d'autres modèles globaux, il est mis en œuvre dans le projet OCMIP (Ocean Carbon Model Intercomparison Project) pour estimer les flux de carbone océan-atmosphère.

Limite de ces approches

Arhonditsis et Brett (2004) ont évalué la performance de 153 modèles biogéochimiques publiés entre 1990 et 2002. Hormis les variables physiques, ils montrent que les variables qui se comparent le mieux aux observations sont les nutriments, puis le phytoplancton, tandis que le zooplancton et les bactéries sont mal représentés. D'autre part, ils montrent que l'augmentation de la complexité des modèles n'augmente pas leur performance. En outre, Denman (2003) remarque que la complexification des modèles n'augmente pas leur stabilité d'une part, et d'autre part elle s'accompagne d'une augmentation du nombre de paramètres à spécifier. Les observations étant le plus souvent trop nombreuses, le nombre de paramètres devient rapidement supérieur au nombre d'observations disponible pour les estimer.

Certains auteurs (Jørgensen 1999; Vallino 2003) ont proposé une approche nouvelle, qui tient compte de la forte adaptabilité des écosystèmes. En effet, dans la réalité, la variabilité des conditions environnementales conduit à des transitions dans la structure des populations, qui devraient se traduire par une modification des paramètres des modèles (propriétés des compartiments, taux d'échange). Ce phénomène est difficilement représentable par les modèles à compartiments classiques, dont les interactions sont figées. Cette nouvelle génération de modèles tente de simuler la structure dynamique des écosystèmes par l'utilisation d'une "fonction de coût" qui détermine la réponse de l'écosystème à son environnement. Certains résultats montrent la capacité de ces modèles "à structure dynamique" à simuler les modifications de la structure de l'écosystème. Cependant, dans l'état actuel des connaissances il est impossible de savoir si ces modèles donnent de meilleurs résultats que les modèles classiques.

Au-delà du réalisme de la biologie, on évalue la réponse du modèle biogéochimique au travers de son couplage avec le modèle de circulation, qui n'est lui-même pas sans défaut. Par conséquent, l'autre voie d'amélioration de la représentation des écosystèmes marins consiste en une meilleure compréhension et représentation des processus cruciaux que sont la dynamique de la couche de mélange, la convection hivernale, et la turbulence de méso-échelle et subméso-échelle. Ainsi, les modèles couplés circulation-production primaire ont permis d'identifier certains défauts dans la représentation de la physique (Oschlies et Garçon 1999; Doney 1999; Doney et al. 2004) (profondeur de couche mélangée, vitesses verticales...). Enfin, l'augmentation de la résolution horizontale et verticale dans les couches supérieures, et la représentation des

interactions fortes entre biosphère et océan sur les plateaux continentaux sont des directions prometteuses.

Après ce tour d’horizon de la modélisation et des modèles biogéochimiques, nous allons détailler la formulation du modèle P3ZD utilisé dans notre étude. Le choix du modèle P3ZD pour notre étude est motivé par la simplicité de sa formulation (NPZD-DOM donc 5 traceurs pour le cycle production, export, reminéralisation), et sa validation au travers des études tridimensionnelles grande échelle. Cependant, d’autres modèles de ce type auraient pu être employés.

2.2.3 Le modèle biogéochimique P3ZD

Origine et objectifs: la modélisation du cycle du carbone océanique

Le modèle P3ZD a été développé au LOCEAN (LODyC) par Olivier Aumont (Aumont 1998), pour étudier le cycle naturel du carbone océanique à l’échelle globale. Il dérive du modèle plus simple HAMOCC3 (Hamburg model of Ocean Carbon Cycle, Six et Maier-Reimer 1996), dédié à l’étude du cycle du carbone et de la silice, qui ne représente pas explicitement la dynamique des phyto- et zoo-planctons. L’évolution d’HAMOCC3 vers P3ZD découle du souci d’améliorer la représentation du cycle saisonnier de la pCO_2 , de la production exportée et la distribution du DOC dans les gyres subtropicales, et du cycle saisonnier de l’ O_2 en subsurface. Jusqu’alors, P3ZD a été utilisé pour des simulations interannuelles à l’échelle globale, à basse résolution (Aumont 1998; Aumont et al. 2002; Le Quéré et al. 2003). Il est cependant tout à fait adapté pour être couplé à un modèle au $1/3^\circ$.

P3ZD comporte 7 traceurs issus du modèle HAMOCC3 (phosphate, DIC, alcalinité, oxygène, calcite, silicates, POC) auxquels s’ajoutent deux compartiments phyto- (P) et zoo-plancton (Z) et le compartiment de carbone organique dissous DOC. P3ZD est constitué de deux sous-modèles : le premier, détaillé dans la suite, décrit le cycle production- export -reminéralisation, le second, forcé par le premier, simule le cycle du carbone et de la silice. Il est décrit en annexe. Au total, P3ZD comporte 10 traceurs.

Modélisation du cycle production export reminéralisation

Le schéma de production export reminéralisation, présenté à la figure 2.2 est de type NPZD-DOM. Cinq compartiments sont utilisés pour décrire ces processus : les phosphates (PO_4^{3-}), le carbone organique particulaire (POC) et dissous (DOC). Le modèle est désigné P3ZD pour Phosphate - POC - Phytoplancton (P) - Zooplancton (Z) - DOC.

Pour s’affranchir des processus de nitrification-dénitrification, des échanges d’azote inorganique (N_2) avec l’atmosphère et de la dégradation bactérienne, le nutriment choisi est le phosphate plutôt que le nitrate, ce qui revient à utiliser un nutriment générique unique. Dans l’océan réel toutefois, il est plus ou moins admis que le nutriment limitant est le nitrate (Falkowski et Smetacek 1998). Ce choix ne permet pas la distinction entre production nouvelle (par consommation du nitrate) et régénérée (par consommation d’ammonium).

Le DOC pris en compte est la fraction semi-labile, c’est à dire utilisable par les bactéries. Le POC comprend les pelotes fécales du zooplancton et les organismes morts. Le phytoplancton et le POC sont soumis à la sédimentation.

D’emblée, la colonne d’eau est divisée en une zone superficielle éclairée, et une zone profonde. On verra dans la suite que les phénomènes représentés dans ces deux zones sont différents. La profondeur maximale de la zone euphotique est fixée à 143 mètres (niveau 10 du modèle), et définit la “zone de production” de profondeur Z_p . Cependant, dans l’océan réel en conditions

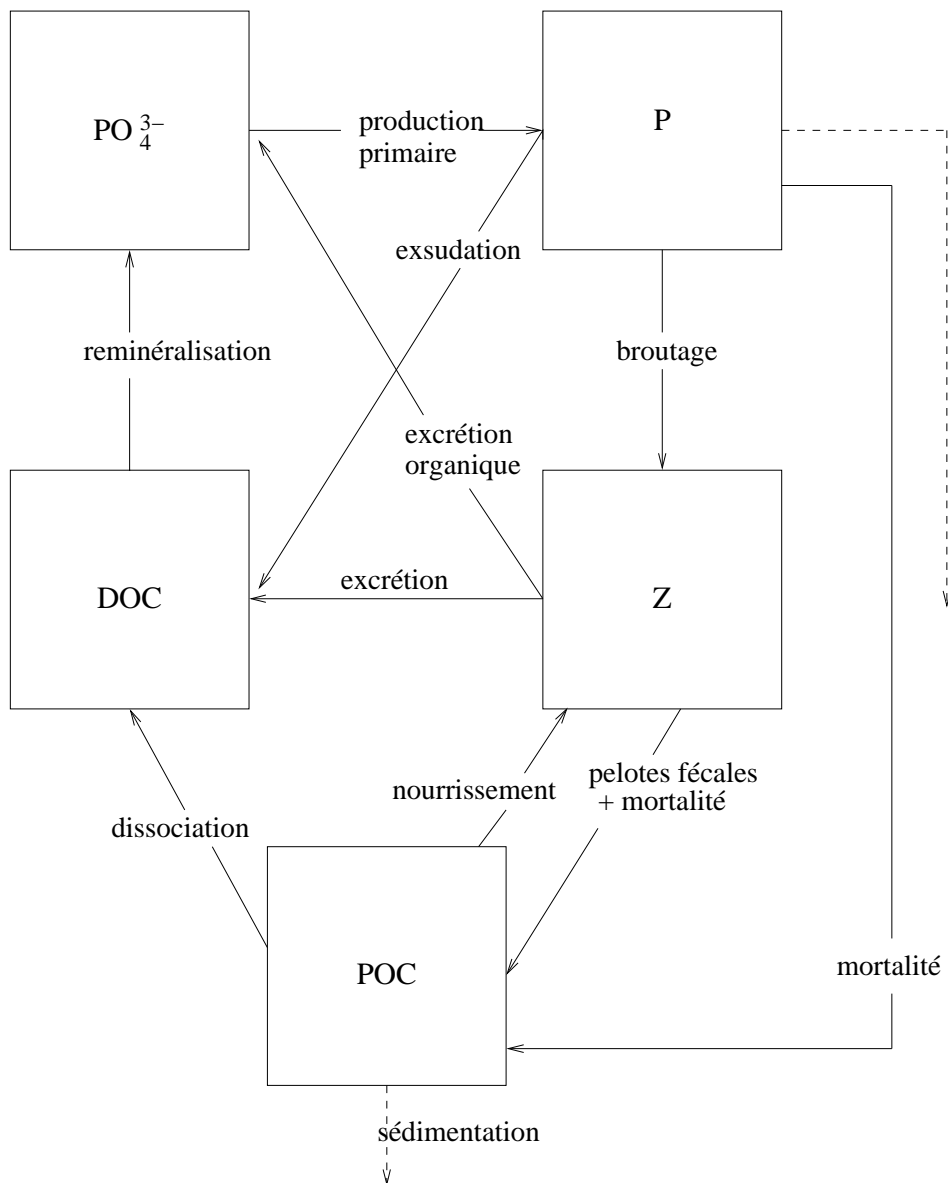


Figure 2.2: Schéma du cycle production, export et reminéralisation dans la zone euphotique représenté par le modèle P3ZD, d'après Aumont (1998).

oligotrophes, la zone de photosynthèse peut s'étendre au-delà. Un modèle optique, décrit plus loin, calcule la pénétration de la lumière en fonction du profil d'atténuation.

Les interactions entre les différents traceurs sont supposées respecter les rapports de Redfield proposés par Takahashi et al. (1985) (équation 2.27). Tous les compartiments sont exprimés en carbone exceptés SIL, TAL, OXY et CAL.

$$P/N/C/ - O_2 = 1/16/122/176 \quad (2.27)$$

L'ensemble des paramètres utilisés ainsi que leurs unités sont réunis dans le tableau 2.1. On détaille ensuite les termes d'interactions (sources et puits) entre les compartiments. Ce sont les dérivés temporelles des traceurs.

Le Phytoplancton

Dans la zone de production seulement a lieu la production phytoplanctonique. L'équation qui régit l'évolution de \mathbf{P} est la suivante :

$$S(\mathbf{P}) = (1 - \gamma)L_M\mu_{\mathbf{PO}_4^{3-}}\mathbf{P} - m_P\frac{\mathbf{P}}{K_P + \mathbf{P}} - w_P\mathbf{P}^2 - G_P(\mathbf{P}, \mathbf{POC}) - \nu\frac{\partial\mathbf{P}}{\partial z} \quad (2.28)$$

Le premier terme exprime la croissance, selon la disponibilité en nutriments, le second terme est la mortalité, le troisième est la mortalité quadratique durant les blooms, le quatrième le broutage par le zooplancton et le dernier, la sédimentation à la vitesse ν .

Le taux de croissance $\mu_{\mathbf{PO}_4^{3-}}$ dépend de la température, de la lumière, et de l'abondance du \mathbf{PO}_4^{3-} selon l'équation proposée par Platt et al. (1980).

$$\mu_{\mathbf{PO}_4^{3-}} = \mu_{max}(1 - e^{-\alpha I_{par}/\mu_{max}}) e^{-\beta I_{par}/\mu_{max}} \frac{\mathbf{PO}_4^{3-}}{\mathbf{PO}_4^{3-} + K_{\mathbf{PO}_4^{3-}}} \quad (2.29)$$

Avec μ_{max} le taux de croissance maximum à température T donnée, α la pente initiale de la courbe $P = f(I)$, β un coefficient de photolimitation aux fortes irradiances, et $I_{par}(z)$ fraction de l'irradiance I utilisable pour la photosynthèse (PAR : Photosynthetically Available Radiation).

La formulation de $I_{par} = f(z)$ est décrite au paragraphe suivant. La croissance est limitée par la concentration en nutriments selon une cinétique de Michaelis-Menten.

La dépendance à la température suit une loi exponentielle, avec T en degré Celsius. A 20°C μ_{max} vaut 2.15 $jour^{-1}$, et à 11°C μ_{max} vaut 1.21 $jour^{-1}$.

$$\mu_{max} = ab^{cT} \quad (2.30)$$

Une fraction γ de la production nette est exsudée sous forme de DOC, d'où le facteur $(1 - \gamma)$. Sa valeur est mal connue. Ici, elle est fixée à 5%, identique à la valeur prise dans le modèle FDM (Fasham et al. 1990).

L_M est un coefficient qui exprime l'impact du mélange vertical sur la disponibilité en lumière. En effet, c'est la proportion du temps passé par une cellule dans la zone éclairée qui détermine sa croissance ou sa disparition (Sverdrup 1953).

- $L_M = 1$ si $Z_m < Z_e$
- $L_M = 0.5$ si $Z_m > 2Z_e$,
- $L_M = (1.5 - 0.5 \cdot Z_m/Z_e)$ si $Z_e < Z_m < 2Z_e$.

symbole	unité	valeur	paramètres
Phytoplancton			
a	$jour^{-1}$	0.6	Croissance maximum à T donnée
b	-	1.066	Paramètre de croissance maximale
c	$^{\circ}C^{-1}$	1	Paramètre de croissance maximale
α	$(Wm^{-2})^{-1}jour^{-1}$	0.05	Pente initiale de la courbe P-I
β	$(Wm^{-2})^{-1}jour^{-1}$	0.02	Inhibition aux fortes irradiances
κ_{r0}	$m^2(Wj)^{-1}$	0.4	Coefficient d'extinction de la lumière rouge
κ_{v0}	$m^2(Wj)^{-1}$	0.027	Coefficient d'extinction de la lumière verte
κ_c	$m^2(Wj)^{-1}$	0.016	Coefficient d'extinction due à la chlorophylle
γ	-	0.05	Fraction de matière organique exsudée
K_{PO4}	$\mu mol PO_4^{3-}l^{-1}$	0.063	Constante de demi-saturation du PO_4^{3-}
w_P	$jour^{-1}$	0.013	Mortalité du phytoplancton lors du bloom
m_P	$jour^{-1}$	0.05	Mortalité du phytoplancton
K_P	$\mu mol Cl^{-1}$	1	Constante de demi-saturation de la mortalité du P
Chl/C_{max}	$mgChl(mgC)^{-1}$	1/37	Rapport Chl/C maximum
Chl/C_{min}	$mgChl(mgC)^{-1}$	1/90	Rapport Chl/C minimum
I_{PAR}^{max}	Wm^{-2}	90	Irradiance seuil de photoadaptation
ν_{max}	$m.jour^{-1}$	1	Vitesse de chute du phytoplancton
Zooplancton			
σ	-	0.3	Fraction du phytoplancton et POC non-assimilée
g	$jour^{-1}$	0.8	Vitesse maximum de broutage
P_1	$\mu mol Cl^{-1}$	7.6	Demi-saturation pour le broutage
γ_P	-	0.8	Préférence pour le phytoplancton
γ_{POC}	-	0.2	Préférence pour le POC
m_Z	$jour^{-1}$	0.1	Mortalité du zooplancton
r_Z	$jour^{-1}$	0.05	Vitesse d'excrétion du zooplancton
K_Z	$\mu mol Cl^{-1}$	1	Demi-saturation de la mortalité et de l'excrétion
ϵ	-	0.67	Fraction du zooplancton mort reminéralisé en PO_4^{3-}
Matière organique			
λ_{DOC}	$jour^{-1}$	0.04	Vitesse de reminéralisation du DOC
K_{DOC}^1	$\mu mol PO_4^{3-}l^{-1}$	0.26	Demi-saturation pour la reminéralisation du DOC
K_{DOC}^2	$\mu mol Cl^{-1}$	15	Demi-saturation pour la reminéralisation du DOC
λ_{POC}	$jour^{-1}$	0.05	Vitesse de reminéralisation du POC
w	$m.jour^{-1}$	5	Vitesse de chute du POC

Tableau 2.1: Listes des paramètres du modèle P3ZD, unités et valeurs.

Le terme de mortalité $w_P \mathbf{P}^2$ se comporte comme un terme de sédimentation. Il permet de représenter les forts taux d'export lors des blooms (Doney et al. 1996). A l'inverse de la croissance, la mortalité est un aspect de la dynamique du phytoplancton très mal connu. De fait, le taux m_P est utilisé comme paramètre d'ajustement du modèle aux observations, et d'autres fonctions linéaires ou quadratiques peuvent être choisies.

Enfin, pour le terme de sédimentation, la vitesse de sédimentation du phytoplancton suit la formulation de Clain et al. (1996)

$$\nu = \nu_{max} (1 - \tanh(0.481 K_P \mathbf{P})) \quad (2.31)$$

Ainsi, la vitesse de sédimentation augmente lorsque le taux de nutriments diminue: cette paramétrisation permet une sédimentation rapide vers les zones plus profondes et plus riches, pour bien représenter les observations de maxima profonds de chlorophylle.

Le modèle optique

$I_{par}(z)$, la lumière disponible pour la photosynthèse à la profondeur z est fonction de l'absorption des molécules d'eau et des pigments photosynthétiques contenus dans la colonne d'eau à l'aplomb.

$$I_{par}(z) = 0.45 I_0 \frac{1}{2} (e^{-\int_0^z \kappa_{rouge} dz} + e^{-\int_0^z \kappa_{vert} dz}) \quad (2.32)$$

L'irradiance totale en surface I_0 est égale au flux solaire. La PAR est considérée constante égale à 45% de I_0 . En outre, dans la couche de mélange I_{par} et le rapport Chl/C sont supposés constants : on fait l'hypothèse que le mélange des cellules permet une disponibilité en lumière égale à sa valeur moyenne dans la zone mélangée.

$$I_{par}(z) = I_{par}(z) \text{ si } z > Z_{mld} \quad (2.33)$$

$$I_{par}(z) = \int_0^{Z_{eu}} I_{par}(z) dz \text{ si } z < Z_{mld} \quad (2.34)$$

Pour tenir compte de la différence d'atténuation selon les longueurs d'ondes, la PAR est divisée en deux fractions égales. L'une ayant le comportement de la lumière verte avec une profondeur de pénétration élevée, l'autre de la lumière rouge, qui pénètre moins profondément. Chaque portion du spectre a un coefficient d'extinction différent qui s'écrit :

$$\kappa = \kappa_0 + \kappa_c \mathbf{P} \frac{Chl}{C} \quad (2.35)$$

κ_0 étant le coefficient d'extinction de la fraction considérée du PAR (rouge ou verte) dans l'eau de mer, κ_c le coefficient spécifique de la chlorophylle et $\frac{Chl}{C}$ le rapport chlorophylle sur carbone. Cet effet d'extinction dû au phytoplancton \mathbf{P} est appelé auto-ombrage.

La profondeur de la zone euphotique Z_e est définie comme la profondeur à laquelle 99% de l'irradiance incidente en surface est absorbée.

$$I_{par}(Z_e) = I_0/100 \quad (2.36)$$

La proportion en chlorophylle du compartiment phytoplancton est calculée pour chaque point selon l'expression de Doney et al. (1996) :

$$\frac{Chla}{C} = \frac{\mathbf{PO}_4^{3-}}{K + \mathbf{PO}_4^{3-}} ((Chl/C)_{max} - (Chl/C)_{min} \cdot \min(1, I_{PAR}/I_{PAR}^{max})) \quad (2.37)$$

Ce rapport augmente lorsque la lumière disponible diminue, pour reproduire la photoadaptation des cellules au manque de lumière. La photoadaptation est la capacité des cellules à faire varier leur taux de pigment et la sensibilité de ces pigments à la lumière disponible. Il augmente aussi avec l'abondance des nutriments. Le rapport variable $\frac{Chla}{C}$ est indispensable pour la représentation du maximum profond de Chlorophylle (Olivier 2001).

Le Zooplancton

La dynamique du compartiment zooplancton est décrite par l'équation 2.38

$$S(\mathbf{Z}) = (1 - \sigma) \left(G_P(\mathbf{P}, \mathbf{POC}) + G_{POC}(\mathbf{P}, \mathbf{POC}) \right) \mathbf{Z} - (m_z + r_z) \frac{\mathbf{Z}^2}{K_z + \mathbf{Z}} \quad (2.38)$$

Le premier terme correspond à la croissance par broutage ("Grazing") du phytoplancton et consommation du POC. Le second terme est la mortalité et l'exsudation vers le DOC. Le broutage est affecté d'une efficacité σ : une partie de la nourriture ingérée est éliminée sous forme de pelotes fécales (POC). Les termes de broutage suivent l'approche de Fasham et al. (1993) :

$$G_P(\mathbf{P}, \mathbf{POC}) = g \frac{p_P \mathbf{P}}{P_1 + p_P \mathbf{P} + p_{POC} \mathbf{POC}} \quad (2.39)$$

$$G_{POC}(\mathbf{P}, \mathbf{POC}) = g \frac{p_{POC} \mathbf{POC}}{P_1 + p_P \mathbf{P} + p_{POC} \mathbf{POC}} \quad (2.40)$$

avec g la vitesse de broutage, et P_1 une constante de demi-saturation. Les termes p_P et p_{POC} définissent les préférences pondérées du zooplancton qui varie en fonction de l'abondance relative de l'espèce phytoplancton ou POC. Ils suivent une cinétique de Michaelis-Menten :

$$p_P = \frac{\gamma_P \mathbf{P}}{\gamma_P \mathbf{P} + \gamma_{POC} \mathbf{POC}} \quad (2.41)$$

$$p_{POC} = \frac{\gamma_{POC} \mathbf{POC}}{\gamma_P \mathbf{P} + \gamma_{POC} \mathbf{POC}} \quad (2.42)$$

avec γ_P et γ_{POC} les préférences pour les espèces \mathbf{P} et \mathbf{POC} . Ces préférences variables sont adoptées pour pallier la forte hétérogénéité du compartiment zooplancton, qui ne permet pas de définir des préférences stables. Cette paramétrisation conduit le zooplancton à choisir dynamiquement la nourriture la plus abondante. La mortalité du zooplancton produit directement des nutriments, mais également du POC.

Le POC

Dans la zone de production, le POC est produit, et sédimente à la vitesse w selon l'équation :

$$S(\mathbf{POC}) = \sigma(G_P + G_{POC})\mathbf{Z} + (1 - \epsilon)m_z \frac{\mathbf{Z}^2}{K_z + \mathbf{Z}} + m_p \frac{\mathbf{P}}{K_p + \mathbf{P}} + w_P \mathbf{P}^2 - G_{POC} \mathbf{Z} - \lambda_{POC} \mathbf{POC} - w \partial_z \mathbf{POC} \quad (2.43)$$

On retrouve les termes de mortalité du phytoplancton et zooplancton. Le terme $-\lambda_{POC} \mathbf{POC}$ représente la dégradation (dissociation) du \mathbf{POC} en \mathbf{DOC} . La sédimentation se fait à la vitesse constante w . Dans la réalité, la vitesse de sédimentation des particules dépend fortement de leur taille. La valeur choisie est 5 m.jour^{-1} , intermédiaire parmi les valeurs de la littérature.

Dès qu'il atteint Z_p , le \mathbf{POC} est instantanément exporté dans toute la colonne selon le profil vertical de Suess (1980) :

$$F(z) = PE(Z_p) \cdot \left(\frac{z}{Z_p} \right)^{-0.8} \quad (2.44)$$

avec $PE(Z_p)$ la quantité ($\mathbf{P} + \mathbf{POC}$) exportée à la profondeur Z_p . Cette modélisation se base sur des observations de vitesses de chute très élevées (100 m.jour^{-1}) en profondeur. On explique cela en considérant que seules les particules de grande taille parviennent à cette profondeur. Les particules plus petites donc plus lentes seraient reminéralisées avant d'y parvenir.

Il n'y a pas de dépôt du \mathbf{POC} au fond, les particules touchant le fond sont remises en suspension dans le niveau immédiatement en dessus.

Le DOC

Le compartiment matière organique dissoute est formé de molécules organiques diverses dont une faible partie peut être utilisée par les bactéries. Cette fraction qui peut être reminéralisée est dénommée semi-labile et l'autre fraction réfractaire. Seule la fraction semi-labile du carbone organique dissous est considérée dans le compartiment \mathbf{DOC} . La fraction réfractaire a une valeur constante de $40 \mu\text{mol.l}^{-1}$ environ (Murray et al. 1994).

$$S(\mathbf{DOC}) = \gamma L_M \mu_{\mathbf{PO}_4^{3-}} \mathbf{P} + r_z \frac{\mathbf{Z}^2}{K_z^2 + \mathbf{Z}} \quad (2.45)$$

$$+ \lambda_{\mathbf{POC}} \mathbf{POC} - \lambda_{\mathbf{DOC}} \frac{\mathbf{PO}_4^{3-}}{K_{\mathbf{DOC}}^1 + \mathbf{PO}_4^{3-}} \frac{\mathbf{DOC}}{K_{\mathbf{DOC}}^2 + \mathbf{DOC}} \mathbf{DOC}$$

Le \mathbf{DOC} est produit par exsudation du phytoplancton, excrétion du zooplancton, et par la dissociation du \mathbf{POC} . Le dernier terme de perte est la reminéralisation en \mathbf{PO}_4^{3-} par la "boucle microbienne". Cette reminéralisation est limitée par la disponibilité en \mathbf{PO}_4^{3-} et \mathbf{DOC} .

Les Phosphates \mathbf{PO}_4^{3-}

L'évolution de ce compartiment résulte de celle des autres compartiments :

$$S(\mathbf{PO}_4^{3-}) = R_{\frac{\mathbf{PO}_4^{3-}}{\mathbf{C}}} (-\mu_{\mathbf{PO}_4^{3-}} L_M \mathbf{P} + \epsilon m_z \frac{\mathbf{Z}^2}{K_z + \mathbf{Z}} \quad (2.46)$$

$$+ \lambda_{\mathbf{DOC}} \frac{\mathbf{PO}_4^{3-}}{K_{\mathbf{DOC}}^1 + \mathbf{PO}_4^{3-}} \frac{\mathbf{DOC}}{K_{\mathbf{DOC}}^2 + \mathbf{DOC}} \mathbf{DOC})$$

Le même rapport de Redfield de Takahashi et al. (1985) est utilisé pour convertir le flux de carbone en flux de phosphate.

Cycle du carbone et de la silice

Cette partie du modèle est découplée de la première. Les compartiments \mathbf{DIC} , \mathbf{TAL} , \mathbf{CAL} et \mathbf{SIL} sont diagnostiques des compartiments \mathbf{P} , \mathbf{Z} , \mathbf{PO}_4^{3-} , \mathbf{POC} , et \mathbf{DOC} décrits plus haut. Notre problématique de quantification de la réponse biologique aux contraintes imposées par une physique assimilée est basée sur la production primaire et donc sur les nutriments. La biogéochimie du carbone et de la silice est inutile aux résultats présentés dans la suite. Par conséquent, la description de cette partie du modèle P3ZD, ainsi que des flux en surface est en annexe. Revenons maintenant sur le modèle physique-biogéochimie.

2.3 Les interactions physique-biogéochimie

2.3.1 La rétroaction de la biogéochimie sur la physique

L'expression couramment employée de "modèle couplé" physique-biogéochimie est, la plupart du temps, incorrecte. C'est le cas ici, car l'interaction entre les deux modèles est unidirectionnelle, aucune rétroaction de la production primaire sur la physique n'est prise en compte.

Dans la réalité cependant, la composition en traceurs biologiques modifie l'albédo et le profil d'absorption de la lumière des eaux de surface. Tyrrell et al. (1999) estime qu'à l'échelle globale, la modification de l'albédo liée aux pigments biologiques engendre un refroidissement des eaux de surface de l'ordre de $0.2 W.m^{-2}$. Selon l'étude d'Oschlies (2004), qui compare deux simulations sur l'Atlantique Nord, avec et sans rétroaction des traceurs biologiques sur l'absorption de lumière, la modification du profil d'absorption serait à l'origine d'un refroidissement d' $1 W.m^{-2}$ de l'océan en moyenne. Autre résultat de cette étude de modélisation, cette perte de chaleur se répercute sur la profondeur de la couche de mélange, qui devient plus faible en été et plus forte en hiver, et s'accompagne d'une réduction des apports de nutriments et de la production primaire. Cet impact est maximum dans les régions d'upwelling (10% de baisse des apports de nutriments). L'étude à l'échelle globale de Manizza et al. (2005) rapporte également une augmentation de l'amplitude des variations saisonnières des températures de surface et MLD.

Aussi, négliger la rétroaction des traceurs biogéochimiques sur les propriétés thermodynamiques de l'océan est une approximation relativement forte. Elle reste cependant acceptable pour notre problématique qui est de mesurer l'impact de la physique sur la biogéochimie.

2.3.2 Transport et diffusion des traceurs biologiques

Une équation d'advection-diffusion lie les traceurs biogéochimiques au modèle physique.

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\nabla \cdot (C\mathbf{U}) + D^e_l + D^e_v + SMP^c \quad (2.47)$$

La diffusion D est paramétrée comme pour les traceurs actifs T et S. Sur l'horizontale, un opérateur bilaplacien est utilisé, qui ne garantit pas la positivité des concentrations. Une procédure permet de ramener à zéro les concentrations négatives tout en conservant la matière.

Sur la verticale, c'est le coefficient de diffusivité turbulente K_z calculé par le schéma de fermeture turbulente TKE qui s'applique aux traceurs biologiques. En présence de colonnes d'eau instables (fréquence de Brunt-Väisälä négative) la paramétrisation de la convection utilisée dans notre configuration consiste à fixer K_z à une valeur très forte ($1 m^2.s^{-2}$). Cette paramétrisation a été supprimée pour les traceurs biologiques, car elle engendrait une diffusion verticale des nutriments trop élevée, et ne se justifie pas. Pour l'advection, la nécessité de conserver des concentrations positives et de limiter la diffusion numérique conduit au choix du schéma numérique de Smolarkiewicz à deux corrections (Estublier et Lévy 2000).

2.4 Les études de modélisation couplée en Atlantique Nord

Nous faisons ici une revue des études de modélisation couplée tridimensionnelle à moyenne et haute résolution. Comme on l'a vu, la disponibilité en lumière et en nutriments conditionne fortement la croissance phytoplanctonique. Aussi la représentation des processus d'advection et de diffusion à l'origine de l'apport de nutriments dans la zone euphotique conditionne fortement la production primaire.

La sensibilité aux schémas numériques et paramétrisations du modèle de circulation

Oschlies et Garçon (1998, 1999), dans une configuration réaliste du bassin Atlantique Nord, montrent qu'un schéma numérique d'advection qui possède une forte diffusion implicite engendre une surestimation des concentrations de surface en nutriments. L'utilisation d'un schéma d'advection upstream entraîne une accumulation irréaliste des traceurs dans la zone équatoriale,

appelé “nutrient trapping”. De plus, la paramétrisation horizontale et non isopycnale de la diffusion latérale entraîne une diffusion diapycnale explicite irréaliste, dont l’impact est important (Oschlies 2001) dans les zones frontales.

En outre, le modèle de couche de mélange et la paramétrisation de la diffusion diapycnale sous la couche de mélange sont déterminants, et peuvent mener à des estimations de la production primaire du simple au double (Oschlies et Garçon 1999).

Le rôle de la méso-échelle

En Atlantique Nord, une conclusion récurrente des études de modélisation couplée est une forte sous-estimation de la production primaire dans le gyre subtropical, comparée aux estimations basées sur des observations satellites et des mesures *in situ* (“subtropical gyre desert”). Pour expliquer cette incohérence, une des hypothèses proposées est la sous-estimation de la turbulence de méso-échelle, capable de générer épisodiquement des remontées de nutriments, ce qui permettrait une production primaire accrue. L’impact de la méso-échelle sur la production primaire a fait l’objet de plusieurs études de modélisation, dans des configurations idéalisées (Smith et al. 1996; Dadou et al. 1996; Lévy et al. 1998a, 1998b; Spall et Richards 2000; Lévy et al. 2001) et à l’échelle du bassin océanique (Oschlies et Garçon 1998; Oschlies 2002b; McGillicuddy et al. 2003).

Le mécanisme proposé pour expliquer l’augmentation de la production primaire par apport net positif de nutriment est l’“eddy-pumping” (McGillicuddy et al. 1998; McGillicuddy et al. 1999). On sait que les tourbillons géostrophiques créent un déplacement vertical des isopycnes. Or la distribution des nutriments étant fortement corrélée aux isopycnes, ce décalage est associé à un déplacement de la nutricline, qui peut pénétrer dans la zone euphotique (si le tourbillon est cyclonique), et permettre la production phytoplanktonique. À l’inverse, les tourbillons anticycloniques entraîneraient une subduction d’eaux appauvries hors de la zone euphotique, ce qui n’aurait aucune incidence sur la production primaire. En outre, les tourbillons pourraient être à l’origine d’un transport latéral de nutriments des zones riches au Nord du gyre subtropical vers le centre appauvri. Une première étude d’Oschlies et Garçon (1998), avec une résolution “eddy-permitting” ($1/3^\circ \times 2/5^\circ$) montre qu’une augmentation de l’activité méso-échelle induite par l’assimilation d’altimétrie s’accompagne d’une augmentation de l’apport de nitrate dans la zone euphotique, et donc de la production primaire. Pour les latitudes moyennes, l’augmentation de l’apport dans la zone euphotique est de 30% entre la simulation avec assimilation et la simulation libre visqueuse sans méso-échelle. Avec assimilation, les valeurs obtenues d’apport en nutriment sont en accord avec les estimations par mesures *in situ*. Malgré cela, la production primaire simulée reste insuffisante, ce qui semble indiquer que d’autres mécanismes interviennent dans le maintien de la production primaire aux niveaux observés.

Ce rôle de la méso-échelle dans l’apport de nutriments a également été examiné dans des configurations eddy-resolving, où la méso-échelle est explicitement représentée. La contribution de la méso-échelle est quantifiée par l’apport advectif dû à la variabilité du courant, estimée simplement comme la différence entre l’apport total sur la période et l’apport par les champs (courant, nitrate) moyens.

D’une part, Oschlies (2002b) avec un modèle à la résolution de ($1/9^\circ \times 2/15^\circ$) couplé à un modèle NPZD montre que l’apport de nutriments par la méso-échelle ne permet pas de réconcilier les observations de production primaire et les simulations dans le gyre subtropical. Il constate aussi que la différence d’apport annuel entre une résolution eddy-resolving et une résolution eddy-permitting est faible. D’autre part, McGillicuddy et al. (2003) avec une résolution au $1/10^\circ$ et un modèle biogéochimique composé d’un unique traceur, consommé dans la zone euphotique, et reminéralisé et relaxé à la climatologie en dessous, obtient des résultats relativement différents. Dans le gyre subtropical, les apports advectifs moyens sont positifs pour

McGillicuddy et al. (2003), et négatifs pour Oschlies (2002b). La contribution de l'apport advectif lié à la méso-échelle est supérieure chez McGillicuddy et al. (2003). Les différences dans les forçages atmosphériques utilisés, dans le choix de la profondeur de la zone euphotique pour calculer les apports et surtout dans le traitement de la reminéralisation qui contrôle la concentration de nutriments sous la zone euphotique sont probablement à l'origine de ces écarts. Aux hautes latitudes, un point intéressant révélé par McGillicuddy et al. (2003) est le transport de nutriments par la méso-échelle hors de la zone euphotique, lors de la restratification turbulente.

Enfin, on a vu que malgré des valeurs réalistes d'apport en nutriment, la production primaire reste sous-estimée par les modèles couplés. Les autres hypothèses avancées pour expliquer la différence de production simulée et observée dans le gyre subtropical sont :

- × Une stœchiométrie C/N différente des autres régions, et une production régénérée très active.
- × Une source de nutriments autre que le nitrate : un type de matière organique particulière ou dissoute qui serait transportée de la périphérie du gyre, riche, vers le centre appauvri. Ces formes organiques, dotées d'une durée de vie dans la zone euphotique supérieure au nitrate, pourraient couvrir de longues distances.
- × Une fixation d'azote atmosphérique par certains organismes autotrophes.

L'influence de la méso-échelle sur la production primaire a aussi été examinée dans des études idéalisées. L'étude de Lévy et al. (1998b) reproduit la formation du bloom qui suit la phase de convection hivernale. Elle montre une production primaire quatre fois supérieure entre une simulation avec et sans représentation de la turbulence de méso-échelle. A cette période, la croissance du phytoplancton est limitée par la disponibilité en lumière; les tourbillons et les filaments permettent un amincissement local de la profondeur de mélange qui crée les conditions favorables à la production. Lévy et al. (2001) montre que l'impact de la méso-échelle diffère selon la distribution grande échelle du nutriment. Dans le cas d'un gradient horizontal dominant, la distribution du phytoplancton correspond à celle de l'"eddy-pumping" (maximum au centre des tourbillons cycloniques) , mais résulte d'un transport horizontal de nutriments et non d'une advection verticale. Si c'est le gradient vertical qui domine, la distribution du phytoplancton ne suit pas l'"eddy-pumping", mais suit la distribution de la vorticité. D'après Lévy et al. (2001), l'augmentation de la production nouvelle par injection de nutriment apparaît à une échelle inférieure à celle du tourbillon, au niveau de filaments de subméso-échelle. L'étude de Spall et Richards (2000) reproduit l'impact d'instabilités générées par un front de densité sur l'écosystème. Ils observent une intensification de la production dans les zones frontales. Intégré sur la zone frontale, l'effet d'augmentation de la production primaire est faible (10%).

Garçon et al. (2001) ont fait une revue générale des études portant sur l'impact des structures méso-échelles sur la production primaire. Ils montrent que les échelles spatiales et temporelles de la variabilité méso-échelle se retrouvent dans la variabilité des principales propriétés biologiques (biomasse, production, export). Garçon et al. (2001) observent aussi que l'apport de nutriment lié à la méso-échelle est essentiellement horizontal pour le gyre subtropical, et vertical pour les autres régions. Dans le futur, Garçon et al. (2001) estiment que l'accent doit être mis sur l'amélioration de la compréhension des variations de la reminéralisation à la méso-échelle, et de la réponse de l'écosystème à cette variabilité.

Après cette description des outils numériques qui composent le système couplé, nous allons faire une évaluation des résultats produits par le système en mode libre. Puis, dans les chapitres 4, 5 et 6, on examinera comment l'assimilation de données d'altimétrie, et de température de surface permet d'améliorer la représentation de la composante physique du modèle couplé, et son impact sur la réponse de l'écosystème.

ps

Chapitre 3

Validation du modèle couplé en mode libre

Dans cette partie, nous évaluons la performance du modèle d'écosystème couplé au modèle de circulation, par comparaison aux observations disponibles. Cette étape a pour but de fournir un bilan général des performances du modèle couplé en mode libre, afin de disposer d'une référence à confronter aux simulations assimilées, et définir ce que l'on peut attendre de l'assimilation.

Dans notre configuration, le couplage se limite à un forçage du modèle d'écosystème par le modèle de circulation. Par construction, cette performance est due pour partie à la physique représentée par le modèle de circulation, et pour partie à la représentation de l'écosystème par le modèle biogéochimique. Ces contributions sont liées, mais pour interpréter les résultats, nous allons tenter autant que possible de les séparer.

Dans un premier temps, nous donnons les caractéristiques de la configuration du modèle, puis nous évaluons la circulation des couches de surface seule, ainsi que la distribution et les flux de nutriments. Ensuite, nous examinons à l'échelle du bassin la réponse de l'écosystème en terme de production primaire, et nous terminons par une comparaison à des observations *in situ*.

3.1 La configuration NATL3

Le projet CLIPPER (CLIPPER 2000), qui a pris fin en 2000, avait pour objectifs principaux l'étude de l'impact de la moyenne échelle océanique sur la circulation grande échelle et sur les échanges océan-atmosphère saisonniers et interannuels. Dans ce cadre, l'équipe du projet a mis en place et validé trois configurations modèles sur l'Atlantique, avec des résolutions horizontales de 1° , $1/3^\circ$ et $1/6^\circ$. Le travail de Charles-Emmanuel Testut (Testut 2000) a consisté à développer la méthode d'assimilation SEEK, détaillée plus loin, et à l'implanter dans les configurations Atlantique à 1° de résolution (ATL1) et Atlantique Nord à $1/3^\circ$ de résolution (NATL3). Testut (2000) a choisi la configuration NATL3 pour étudier la faisabilité de l'assimilation dans un modèle eddy-permitting, tout en limitant le coût numérique lié à la dimension de la grille. Enfin, la configuration NATL3 a servi de banc d'essai au projet opérationnel Mercator sous le nom de MNATL.

3.1.1 Domaine et bathymétrie

Le domaine couvre l'Atlantique Nord entre 98.3°W et 20.6°E et 19.9°S et 70°N (figure 3.1). Toutes les frontières sont supposées fermées. La résolution horizontale est d'1/3° en longitude et $1/3^\circ \cos\phi$ en latitude, ce qui donne une résolution de 37 km à l'équateur, 28 km à 40°N et 13 km à 70°N. La grille est raffinée autour de Gibraltar et finit à 2°E de longitude en Méditerranée. A 35°N, cette résolution est du même ordre de grandeur que le premier rayon

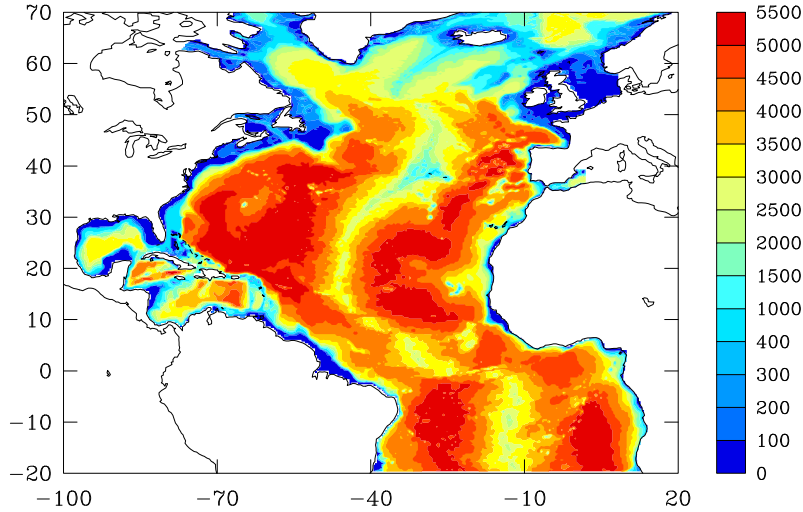


Figure 3.1: *Domaine et bathymétrie (m)*

interne de déformation de Rossby, qui caractérise l'échelle horizontale de la variabilité méso-échelle. Ainsi la résolution, insuffisante pour simuler pleinement la méso-échelle, est dite "eddy-permitting". Lorsque la résolution permet de résoudre le premier rayon interne de déformation sur l'ensemble du domaine, elle est dite "eddy-resolving" (e.g. inférieure à $1/9^\circ$ soit ~ 9 km à 30° N).

3.1.2 Résolution verticale

Il y a 43 niveaux géopotentiels sur la verticale, avec un raffinement en surface. La résolution verticale passe de 12 m en surface à 200 m à 2000 m. Les profondeurs des niveaux sont données dans le tableau 3.1.

3.1.3 Forçages et rappel

Des zones de relaxation vers la climatologie sur toute la colonne d'eau sont présentes aux frontières Nord et Sud du domaine, et à Gibraltar.

Pour nos expériences réalistes sur les années 1996 à 1998, les forçages de flux de chaleur, de sel et de quantité de mouvement sont issus des analyses du CEPMMT, à une fréquence journalière. En surface, la température est relaxée vers l'analyse hebdomadaire de température de Reynolds à la résolution 2° (CLIPPER 1999), la valeur du coefficient $\left(\frac{\partial Q}{\partial T}\right)_{T_{clim}}$ est de -40 $W.m^{-2}$ partout. La salinité de surface est relaxée vers la salinité climatologique saisonnière de Reynaud à la résolution 1° (Reynaud et al. 1998).

k	z	Δz	k	z	Δz	k	z	Δz
1	0.0	12.03	16	-401.9	107.8	31	-3100.1	199.9
2	-12.0	12.1	17	-509.7	130.6	32	-3300.0	200.0
3	-24.1	12.2	18	-640.4	150.7	33	-3499.9	200.0
4	-36.3	12.4	19	-791.1	166.6	34	-3699.9	200.0
5	-48.7	12.7	20	-957.7	178.2	35	-3899.9	200.0
6	-61.5	13.2	21	-1135.9	186.2	36	-4099.9	200.0
7	-74.7	14.1	22	-1322.1	191.4	37	-4299.9	200.0
8	-88.8	15.5	23	-1513.4	194.7	38	-4499.9	200.0
9	-104.3	17.7	24	-1708.1	196.7	39	-4699.9	200.0
10	-122.2	21.3	25	-1904.8	198.0	40	-4900.0	200.0
11	-143.2	26.8	26	-2102.8	198.8	41	-5100.0	200.0
12	-170.1	35.3	27	-2301.6	199.3	42	-5300.0	200.0
13	-205.4	47.6	28	-2500.9	199.6	43	-5500.0	
14	-252.9	64.2	29	-2700.5	199.7			
15	-317.1	84.8	30	-2900.2	199.8			

Tableau 3.1: Profondeur (z , en m) des niveaux verticaux de la grille NATL3 et épaisseur Δz des mailles.

3.2 Description des expériences numériques

Pour valider le modèle couplé, nous avons réalisé une simulation annuelle couplée en mode libre. Cette simulation va servir de référence pour les expériences avec assimilation présentées dans le chapitre 5.

3.2.1 Spin-up physique

Le modèle est initialisé avec les champs température et salinité climatologiques, océan au repos, à la date fictive du 18 novembre 1985. Après 7 ans de simulation avec des forçages atmosphériques climatologiques mensuels issus du CEPMMT, le modèle est considéré dynamiquement ajusté. Puis l'intégration continue du premier janvier 1992 au premier janvier 1999, avec des forçages atmosphériques issus des analyses du CEPMMT, à la fréquence journalière. Le couplage avec le modèle biogéochimique est réalisé sur les années 1997-1998, car on dispose à partir de fin 1997 des estimations de chlorophylle a issues du capteur SeaWiFS.

Notre choix d'un spin-up physique "long" (11 ans) est le résultat d'un compromis. En effet, la durée optimale du spin-up est un compromis entre l'équilibre énergétique souhaité, et la dérive tolérée en température et salinité par rapport à l'état initial climatologique. Pour la grille NATL3, d'après Chanut (2004), 15 ans de simulation sont nécessaires pour atteindre l'équilibre énergétique. Cependant, la dynamique des couches de surface s'ajuste beaucoup plus vite, et malgré le rappel en surface la dérive des traceurs est sensible en 11 ans. Pour la biogéochimie, la représentation des propriétés T/S de surface, et de la stratification a un poids égal, voire supérieur à celui de l'état énergétique. L'impact de la dérive est analysé dans la suite.

3.2.2 Spin-up des traceurs biogéochimiques

La figure 3.2 présente le déroulement des simulations. L’instant initial de la simulation couplée

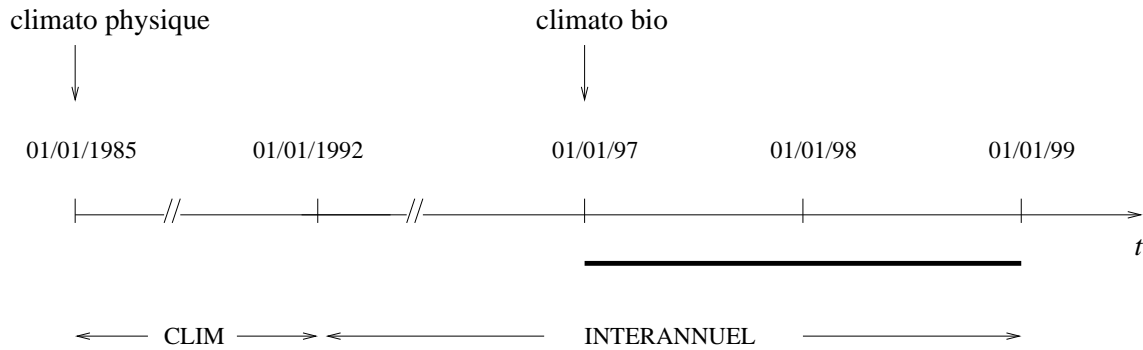


Figure 3.2: *Schéma des expériences. Le trait fin représente la simulation physique seule, le trait épais représente la période de simulation couplée. Les flèches verticales indiquent les étapes d’initialisation, et les flèches horizontales indiquent le type de forçage atmosphérique utilisé.*

est le premier janvier 1997. On initialise les traceurs du modèle biogéochimique avec les valeurs issues de la climatologie de décembre de Conkright et al. (1998) pour le phosphate, les silicates et l’oxygène et la climatologie de Goyet et al. (2000) pour les valeurs de carbone inorganique dissous et d’alcalinité. Les concentrations des compartiments de matière organique (*PHY*, *ZOO*, *DOC*, *POC*) sont initialisées à des valeurs constantes (tableau 3.2) dans la zone de production qui va de la surface à 143 m, et sont nulles partout ailleurs.

PHY	ZOO	DOC	POC
0.25	0.0625	0.004	0.004

Tableau 3.2: *Concentrations initiales dans la zone de production pour les compartiments de matière organique, en $\mu\text{molC.l}^{-1}$.*

Les traceurs du modèle biogéochimique s’ajustent pendant un an, et l’année 1998 est analysée. On présente à la section 3.4.1 l’évolution des concentrations moyennes des traceurs du modèle d’écosystème dans la zone de production. Pour ce modèle d’écosystème, un spin-up d’un an est relativement court, mais acceptable : Oschlies et Garçon (1998, 1999) dans une configuration physique similaire avec un modèle NPZD réalisent un spin-up de 3 ans, mais signalent qu’un cycle saisonnier stable est atteint dès la fin de la première année. C’est également le cas ici. Des expériences de sensibilité aux conditions initiales en phytoplancton et zooplancton ont montré qu’après un an, la mémoire des conditions initiales a disparu. Cependant, on a choisi des concentrations faibles pour les compartiments *PHY* et *ZOO*, afin de limiter la durée de l’ajustement initial. La dérive des traceurs biogéochimiques au cours des deux ans de simulation est discutée au paragraphe 3.4.1.

3.3 Dynamique des couches de surface

Nous abordons ici la dynamique des couches de surface représentée par le modèle de circulation au cours de l’année 1998, pour amorcer la compréhension des résultats du système couplé. La caractéristique principale de la distribution des traceurs biogéochimiques est l’existence d’un gradient vertical entre l’océan profond et les couches de surface, qui trouve son maximum à la

transition entre la couche de mélange et la thermocline permanente. Cela implique une grande sensibilité du modèle d'écosystème aux échanges verticaux dans les couches superficielles, que nous essayons de caractériser ici.

3.3.1 Moyennes des vitesses

La figure 3.3 présente la vitesse verticale moyenne à la profondeur de la zone euphotique, calculée sur l'année 1998. On rappelle que dans notre modèle à toit rigide la vitesse verticale w est diagnostique.

$$\begin{aligned}\nabla \cdot \vec{u} &= 0 \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0 \\ w(z) &= - \int_0^z \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} dz \text{ avec } w(z=0) = 0\end{aligned}$$

Pour obtenir une estimation robuste de cette moyenne, on a intégré la vitesse à chaque pas de temps de la simulation. On distingue les grandes structures associées à la circulation générale: le downwelling du gyre subtropical anticyclonique qui s'étend jusqu'à l'Atlantique Nord-Est, l'upwelling équatorial, et de part et d'autre, de larges zones d'upwelling. Le gyre subpolaire, cyclonique est une zone d'upwelling. La zone qui entoure le Gulf Stream, la Dérive Atlantique Nord et continue au delà de 50°N est marquée par des vitesses alternativement descendantes et ascendantes, sans rapport apparent avec la bathymétrie ou le régime des vents dominants sur la zone. Ces vitesses contraires sont à attribuer d'une part à la turbulence de méso-échelle qui engendre des vitesses verticales variables dans le temps et l'espace, mais dont la moyenne temporelle locale n'est pas nulle, et d'autre part à l'interaction entre la topographie du fond et l'écoulement, particulièrement sensible sur les talus, et enfin au schéma d'advection des traceurs physiques. La plupart des vitesses sont comprises entre -100 et 100 $m.an^{-1}$, atteignant 1000 $m.an^{-1}$ dans les zones très énergétiques. Des vitesses très élevées (supérieures à 3000 $m.an^{-1}$) en valeur absolue sont observées le long des talus de bord ouest (Nord-Brésil, Floride, Groenland) et des talus d'Islande et de la mer du Nord.

La comparaison des vitesses verticales simulées à des observations est difficile. D'une part, les vitesses simulées dépendent fortement de la résolution horizontale, de la bathymétrie et du schéma d'advection des traceurs. D'autre part, les mesures *in situ* de vitesses verticales sont complexes à réaliser, donc rares et ponctuelles. Des mesures de vitesses instantanées effectuées dans des upwelling côtiers aux moyennes latitudes donnent des vitesses comprises entre 35 et 3500 $m.an^{-1}$ (Smith 1995). Les vitesses des up-et downwelling liées aux tourbillons seraient de l'ordre de -300 à 300 $m.an^{-1}$ (Abbot et Barksdale 1995). Au niveau de fronts geostrophiques, des vitesses de l'ordre de 15000 $m.an^{-1}$ soit 40 $m.jour^{-1}$ (Pollard et Regier 1992) à 36000 $m.an^{-1}$ soit 100 $m.jour^{-1}$ (Allen et Smeed 1996) ont été diagnostiquées.

Les vitesses horizontales moyennes sont représentées sur la figure 3.3, en bas. On identifie les courants intenses des bords Ouest, la Dérive Atlantique Nord et le courant des Açores, et au Nord les courants d'Irminger et du Labrador. A Cap Hatteras, le détachement du Gulf Stream est mal représenté: le courant reste collé à la côte et forme un tourbillon persistant. Ce problème est classique pour les modèles de cette résolution. Il en résulte un déplacement général vers le Nord de la position moyenne du courant. En outre, l'énergie du courant est sous-estimée, ce qui entraîne une pénétration à l'Est plus réduite. La dérive Nord-Atlantique est trop diffuse, et déplacée vers l'Est. Le courant des Açores est lui aussi trop faible.

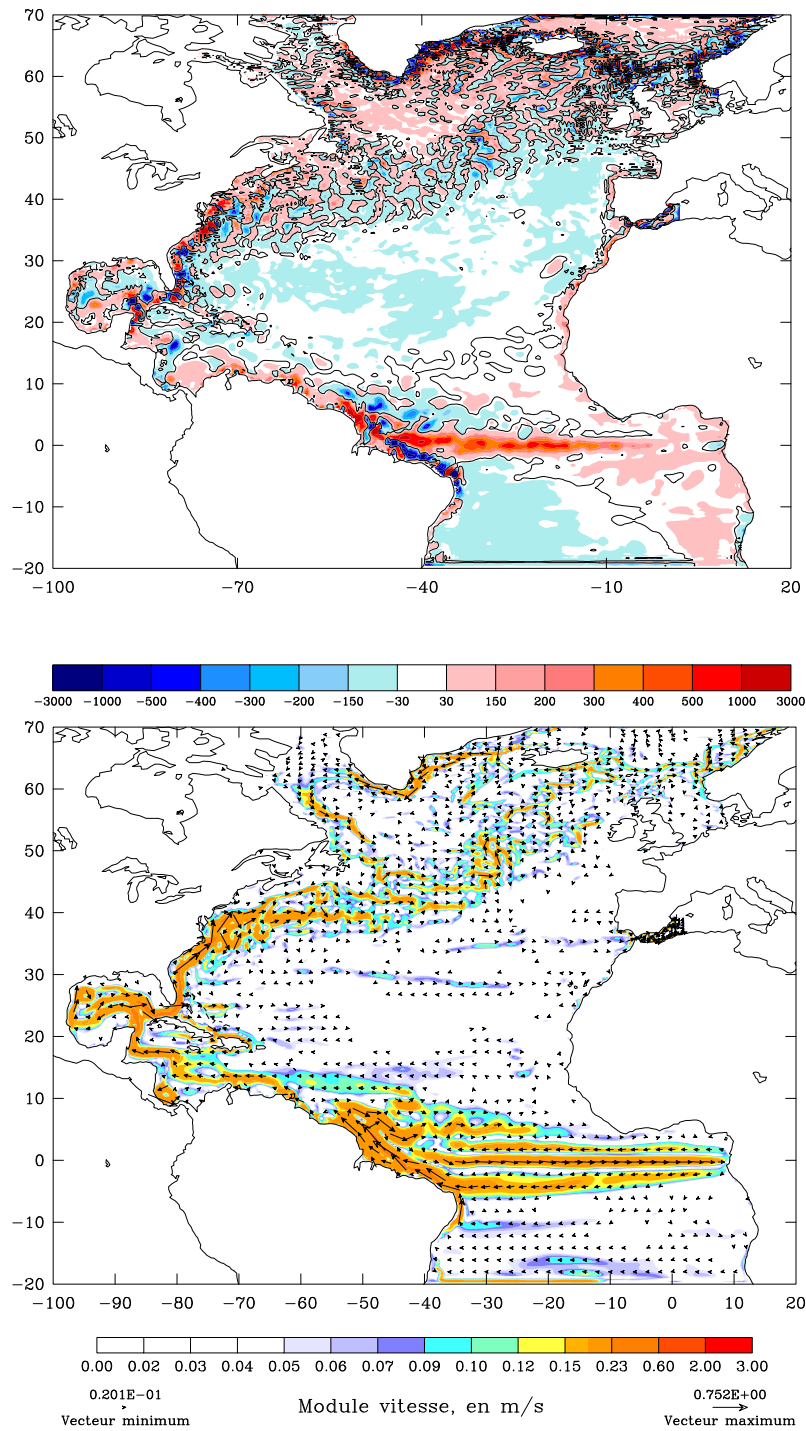


Figure 3.3: Moyenne sur l'année 1998 de la vitesse verticale à la base de la zone euphotique (m.an^{-1} , haut) et de la vitesse horizontale intégrée dans la zone euphotique (m.s^{-1} , bas). Sur la vitesse verticale, pour une meilleur lisibilité, on a lissé le champ initial avec un filtre moyenne mobile 3×3 , et on a tracé l'isocontour de vitesse nulle.

3.3.2 Variance des vitesses

La contribution de la variabilité temporelle du courant - méso-échelle en particulier - au transport de nutriment et à la dynamique de l'écosystème est importante (Garçon et al. 2001). La variance de la vitesse horizontale (l'énergie cinétique turbulente, figure 3.4) montre une sous-estimation par le modèle de cette variabilité par rapport aux observations dans la région du Gulf Stream et de la dérive Atlantique Nord, au large de la Floride et dans le courant des Açores. Ce défaut, lié à la résolution insuffisante du modèle, pourra être compensé par l'assimilation de données d'altimétrie.

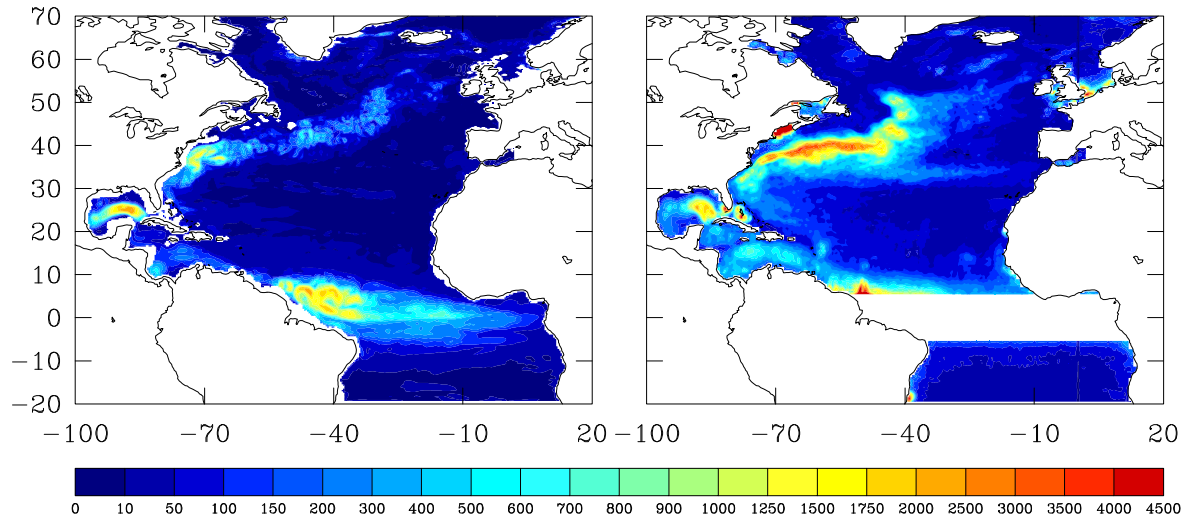


Figure 3.4: *Énergie cinétique tourbillonnaire ($cm^2.s^{-2}$) à 55 m pour l'année 1998 de la simulation (gauche), et déduite des observations d'altimétrie d'octobre 92 à octobre 97 (droite) (Ducet et al. 2000).*

La distribution de la variabilité de la vitesse verticale (non montrée) correspond généralement à celle de la vitesse horizontale.

Après cette description de la dynamique, nous poursuivons par la description du mélange dans les couches de surface.

3.3.3 Profondeur de la couche de mélange

Définition

On définit souvent la couche de mélange comme la couche limite de surface de l'océan dans laquelle la salinité et la température (donc la densité) sont quasi-homogènes sur la verticale. C'est une approximation, car dans certaines régions la salinité n'est pas constante dans cette couche, en raison d'une forte évaporation ("barrier layer"), ou d'un apport d'eau douce en surface. Pour l'Atlantique Nord cependant, cette approximation est raisonnable (De Boyer Montégut et al. 2004). Dans cette épaisseur, les échanges de chaleur, d'eau douce et de quantité de mouvement entre océan et atmosphère génèrent un mélange turbulent puissant, dont résulte cette homogénéité de propriétés. Sous cette couche mélangée, la température chute rapidement: cette zone de fort gradient est la thermocline saisonnière. L'épaisseur de la couche de mélange (Mixed Layer Depth, MLD) détermine son contenu en chaleur et son inertie mécanique. D'autre part, la MLD régule l'évolution de la production primaire, qui a lieu dans la zone euphotique.

Pour décrire cette couche de mélange, il importe de définir sa profondeur. La couche de mélange se distingue des couches sous-jacentes par un faible gradient vertical des propriétés T , S . A sa base, ce gradient augmente fortement, puis décroît en profondeur. La méthode généralement utilisée pour situer la base de la couche de mélange est la définition d'un seuil pour une propriété (température, densité, plus rarement salinité) et d'une profondeur de référence, en général la surface (figure 3.5). En descendant le long du profil vertical, dès que la propriété s'écarte de la valeur de référence d'une valeur supérieure au seuil, on a atteint la MLD. De nombreuses valeurs pour le seuil et la référence ont été proposées dans la littérature (voir la revue faite par De Boyer Montégut et al. (2004)). Dans notre étude, un seuil sur la masse volumique potentielle ($\Delta\rho = 0.05 \text{ kg.m}^{-3}$) a été choisi, qui est un critère relativement classique.

A partir d'observations de profil de température et salinité, deux méthodes ont été employées pour produire des climatologies de MLD. La première méthode consiste en un calcul direct à partir de données de profils individuels (De Boyer Montégut et al. 2004), équivalent à celui réalisé dans le code OPA (figure 3.6 haut, milieu). L'autre méthode utilise des profils (T , S) eux-mêmes issus de climatologies (Monterey et Levitus (1997), figure 3.6, bas). Cette seconde méthode a l'inconvénient de perdre l'information contenue dans les profils initiaux, et de produire une MLD pas directement comparable avec celle issue des simulations.

Pour comparer la MLD simulée aux climatologies, on a recalculé les MLD avec les critères correspondant à partir des champs (T , S) du modèle.

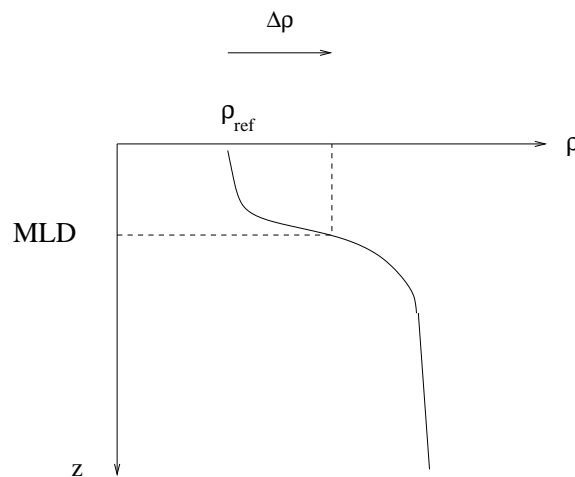


Figure 3.5: Schéma d'un profil de densité, et du critère de seuil utilisé dans le code OPA pour déterminer la profondeur de la couche de mélange. Ici, $\rho_{ref} = \rho_{surface}$ et $\Delta\rho = 0.05 \text{ kg.m}^{-3}$.

Comparaison aux observations

Pendant l'hiver, la profondeur de la couche de mélange augmente, jusqu'à atteindre, en moyenne, son maximum en mars. Si elle atteint la nutricline (profondeur à laquelle la concentration en nutriment augmente fortement), la zone euphotique va être rechargée en nutriment, et l'apport de ces "nouveaux" nutriment va alimenter le cycle de production annuel suivant. Le maximum de la profondeur de la couche de mélange quantifie le volume d'eau en contact avec l'atmosphère. De plus, comparé avec la profondeur de la nutricline, il donne une information significative du couplage entre physique et production primaire. En pratique, la majeure partie du domaine, excepté le centre du gyre subtropical, est rechargée en nutriment par le mélange vertical hivernal.

Dans la région du "storm-track" (route des dépressions) qui va du bord Ouest au bord

Est, on constate que le modèle surestime la profondeur et l'extension latitudinale de la zone de profondeur supérieure à 110 m, quel que soit le critère employé (figure 3.6). En revanche, au large des Canaries, la simulation sous-estime faiblement (20 m) la profondeur.

La surestimation des profondeurs de couche de mélange dans le gyre subtropical Nord-Ouest a déjà été observée dans des configurations modèles comparables par Oschlies et Garçon (1999) et Lima et Doney (2004). En outre, vers 30°N-35°N, l'approfondissement de la couche de mélange est très brusque et on passe rapidement d'une profondeur inférieure à 100 m à des profondeurs qui dépassent les 200 m. Le front d'approfondissement de la MLD est à mettre en rapport avec le front zonal de chlorophylle très net présenté plus loin. Ce front sépare les régions mésotrophes, au Nord et oligotrophes au Sud.

Plus au Nord, la convection est trop profonde et trop étendue, avec des profondeurs dépassant 2000 m, contre seulement 1000 m pour les observations. En effet, en hiver, les mers d'Irminger et du Labrador sont le siège d'une convection profonde surestimée dans NATL3, particulièrement en mer du Labrador (Chanut 2004). Dans cette région, la turbulence de méso-échelle, responsable de la restratification turbulente du domaine après l'hiver est très mal représentée à la résolution du 1/3° : à ces latitudes, le premier rayon interne de Rossby est inférieur à 10 km pour une résolution d'environ 15 km.

3.3.4 Stratification des gyres subpolaire et subtropicale

Au cours des 11 années de simulation, les champs T et S se sont éloignés de leurs conditions initiales climatologiques. Cette dérive provient de l'ajustement aux conditions initiales qui ne représentent pas la vérité instantanée, des erreurs dans la représentation de la circulation, des flux de surface et de la ventilation de l'océan intérieur. Cela a un impact sur la stratification. La stabilité de la colonne d'eau peut être quantifiée par la fréquence de Brünt-Väisälä, N , qui est la fréquence d'oscillation verticale d'une particule de fluide autour de sa position d'équilibre, sous l'action du gradient de densité.

$$N = \sqrt{\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}}$$

La stratification a un impact direct sur la diffusivité turbulente calculée par le schéma TKE, car K_z varie comme l'inverse de cette fréquence : $K_z \sim e N^{-1}$, e étant l'énergie cinétique turbulente.

La figure 3.7 présente la dérive en température et salinité en surface, la valeur de N à la base de la zone de production (143 m), et la moyenne du terme de correction de flux de chaleur en surface.

Dans la zone du Gulf Stream, la position trop Nord de ce courant génère un contraste méridien: trop chaud, trop salé contre la côte, et trop froid, pas assez salé au Sud de la position vraie. Plus en aval du courant, la température est trop élevée sur le plateau continental de Terre Neuve, et trop faible au large du plateau. Pour la stratification (figure 3.7 en bas à gauche), on note une augmentation le long de la côte, et une extension de la zone stratifiée au Nord-Est de Terre Neuve. En revanche, il y a une diminution de la stratification au Sud de la position observée du Gulf Stream. Le bord Est du bassin est généralement trop chaud, et trop stable, particulièrement le long des côtes d'Afrique. Ce biais est caractéristique de la configuration NATL3 (Testut 2000). Plusieurs raisons peuvent conduire à cette surestimation: les erreurs dans le flux de chaleur, la trop faible intensité de l'upwelling le long des côtes de Mauritanie et du Portugal, et la tendance du modèle TKE à sous-estimer le mélange vertical en été, conduisant à accumuler la chaleur dans le premier niveau du modèle. La stratification a nettement augmenté dans la région équatoriale, notamment dans la partie Ouest: on revient sur

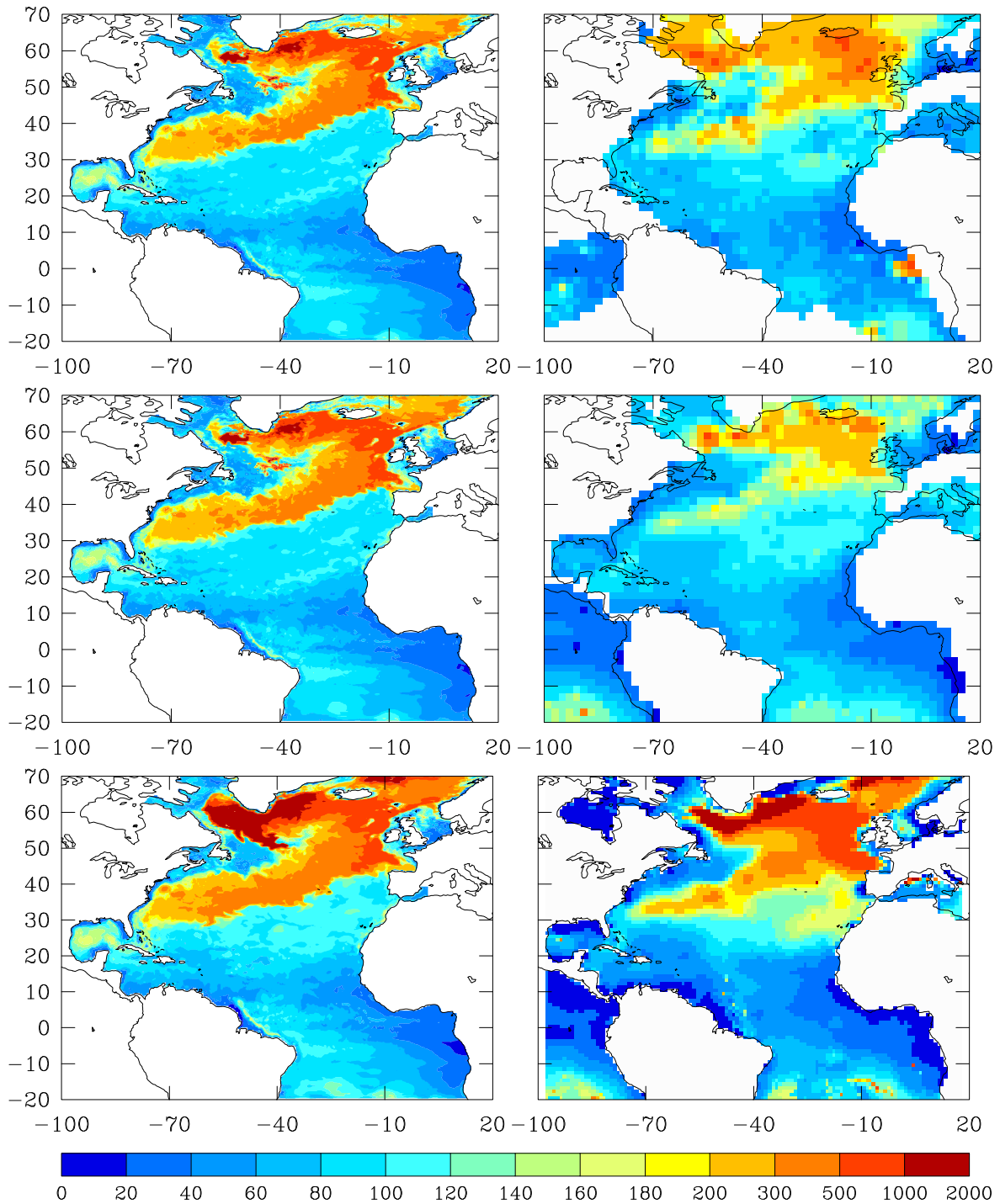


Figure 3.6: Profondeur maximum de la couche de mélange simulée en 1998 (gauche) et observations (droite). Haut : MLD calculée selon le critère $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$, pour la simulation libre (gauche) et les observations (De Boyer Montégut et al. 2004) (droite). Milieu : MLD calculée selon le critère $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ pour la simulation libre sur 1998 (gauche) et la climatologie de De Boyer Montégut et al. (2004). Bas : MLD calculée selon le critère $\Delta\rho = 0.125 \text{ kg.m}^{-3}$, pour la simulation libre sur 1998 (gauche) et la climatologie de Monterey et Levitus (1997) (droite).

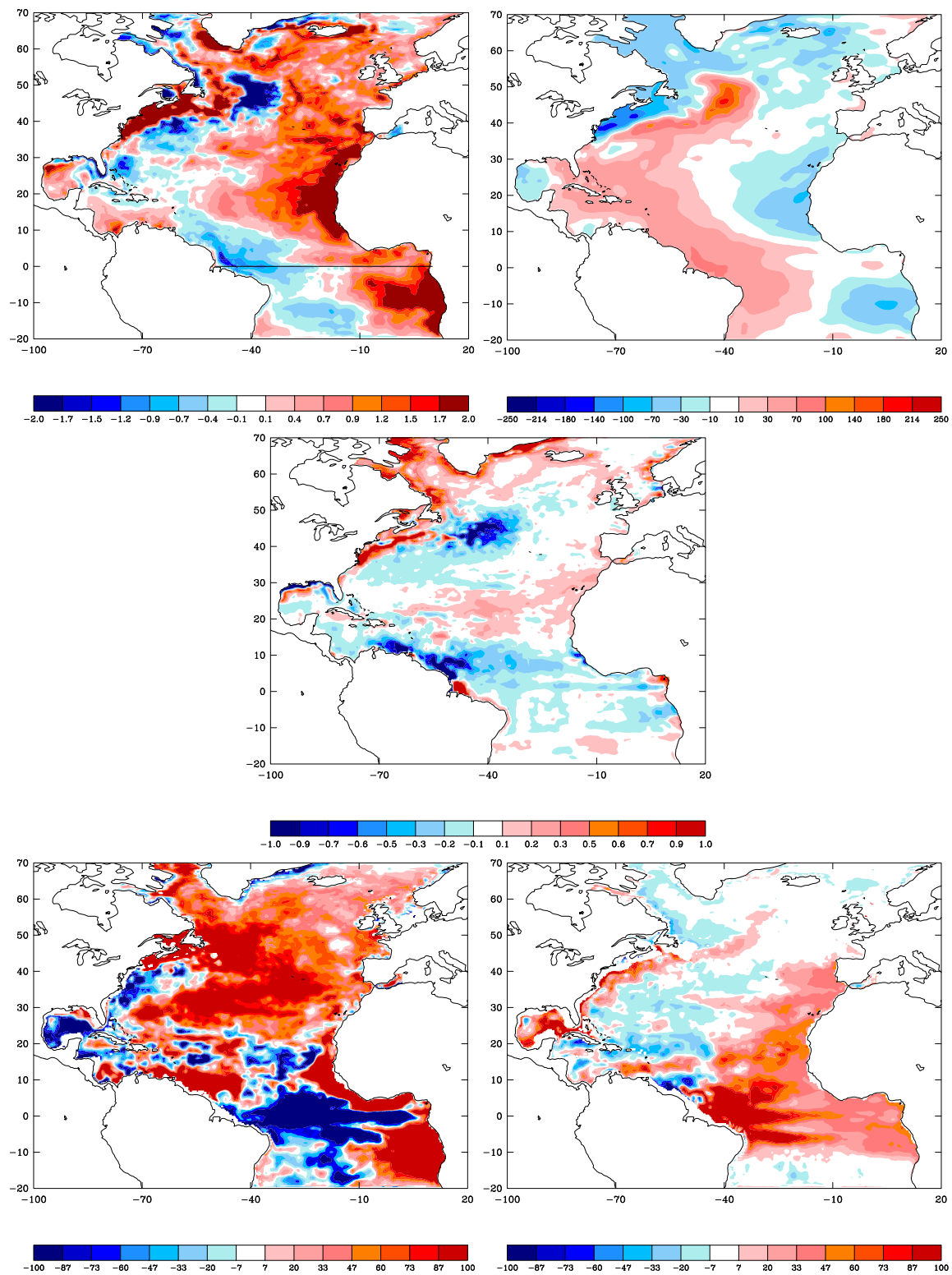


Figure 3.7: *Haut* : écart à la climatologie pour la moyenne de la température $T - T_{clim}$ (°C, gauche) et moyenne du terme de correction du flux de chaleur en surface $Q_{cor} = \gamma(T_{clim} - T)$, ($W.m^{-2}$). *Milieu*: écart à la climatologie pour la moyenne de la salinité $S - S_{clim}$ ($kg.m^{-3}$, droite) en surface. *Bas à gauche* : écart à la climatologie pour la fréquence de Brunt-Väisälä à 55 m ($10^{-6} s^{-1}$). *Bas à droite* : écart à la climatologie pour la fréquence de Brunt-Väisälä à 132 m ($10^{-6} s^{-1}$).

ce point dans la section suivante. En mer du Labrador, d'Islande, de Norvège, la température et la salinité sont surestimées. Cependant, la stratification résultante est peu modifiée.

En analysant des sections de température et salinité dans le gyre subpolaire, on note que le mélange vertical lié à la convection hivernale surestimée a diminué la stratification déjà faible. De plus, en profondeur, on note une salinisation forte de la mer du Labrador, déjà remarquée par Chanut (2004), qui l'attribue à la salinisation du courant d'Irminger en amont, et à la surestimation des profondeurs de convection qui ramène du sel en surface.

3.3.5 La dynamique équatoriale

A l'équateur, le mélange des traceurs est globalement trop important, comme l'ont souligné Michel et Tréguier (2002). La figure 3.7 (bas à gauche) montre la baisse de stratification dans cette zone. Cependant, la stratification varie très fortement selon la profondeur. De la surface à 120 m de profondeur, la stratification a augmenté à l'Est et diminué à l'Ouest; de 120 à 200 m de profondeur, la stratification s'est accrue sur l'ensemble de la région. Les figures 3.8 et 3.9 montrent des sections zonales le long de l'équateur. Dans la partie Ouest du bassin, la thermocline est trop diffuse et trop profonde. Le gradient vertical de salinité est insuffisant, en raison d'une diffusion importante des apports d'eau douce en provenance de l'Amazone. Dans la partie Est, la langue de sel de subsurface pénètre trop loin, et engendre une stratification accrue. Cela est dû à une advection trop intense dans le sous-courant équatorial (SCE) (Michel et Tréguier 2002). A l'Ouest du bassin, le SCE a une extension verticale surestimée (l'isocontour 20 cm.s^{-1} pénètre jusqu'à 300 m, et le courant remonte jusqu'en surface). Le SCE est également trop chaud et trop salé (figure 3.9).

La dynamique non-géostrophique équatoriale est extrêmement sensible à la viscosité verticale (Michel et Tréguier 2002). Or le spin-up de 1985 à 1996 a souffert d'une trop faible valeur de la viscosité verticale minimale ($10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ au lieu de $10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$). Cette mauvaise paramétrisation, corrigée par la suite, a engendré un SCE trop intense progressant trop loin vers l'Est, et modifié de manière irréversible la distribution des traceurs, en particulier la salinité.

En conclusion, on peut dire que les traceurs, et par conséquent la stratification du domaine, ont sensiblement dérivé par rapport à l'état climatologique initial. A la profondeur de la zone de production (143 m) le résultat de cette dérive est une surestimation de la stratification sur le bord Est du bassin. Sur le bord Ouest, la stratification a augmenté sur le trajet du Gulf Stream, c'est à dire le long de la côte et au Nord-Est de Terre Neuve. Elle a légèrement diminué au centre du gyre subtropical. A l'inverse, la stratification s'est renforcée entre 10° et 20°N à la frontière Sud du gyre subtropical. Dans la région équatoriale, la stratification de surface a augmenté à l'Est et diminué à l'Ouest.

3.4 Simulation de l'écosystème

Il ne s'agit pas ici de réaliser une calibration du modèle P3ZD, car Olivier Aumont (Aumont 1998) a ajusté les paramètres du modèle (essentiellement mortalité et excrétion du zooplancton) aux données des stations BATS et NABE. Cette calibration a été réalisée à l'aide de modèles couplés uni-dimensionnels verticaux, pour lesquels l'advection latérale est nulle. Notre objectif est d'évaluer la performance globale du modèle couplé dans une configuration nouvelle à haute résolution, et de discerner les points qui pourront être améliorés grâce à l'assimilation, de ceux qui ne pourront pas l'être.

Notre analyse des résultats de l'écosystème s'articule autour du premier maillon de la chaîne: le couple nutriment-producteur primaire. En effet, dans le modèle P3ZD l'évolution de l'ensemble

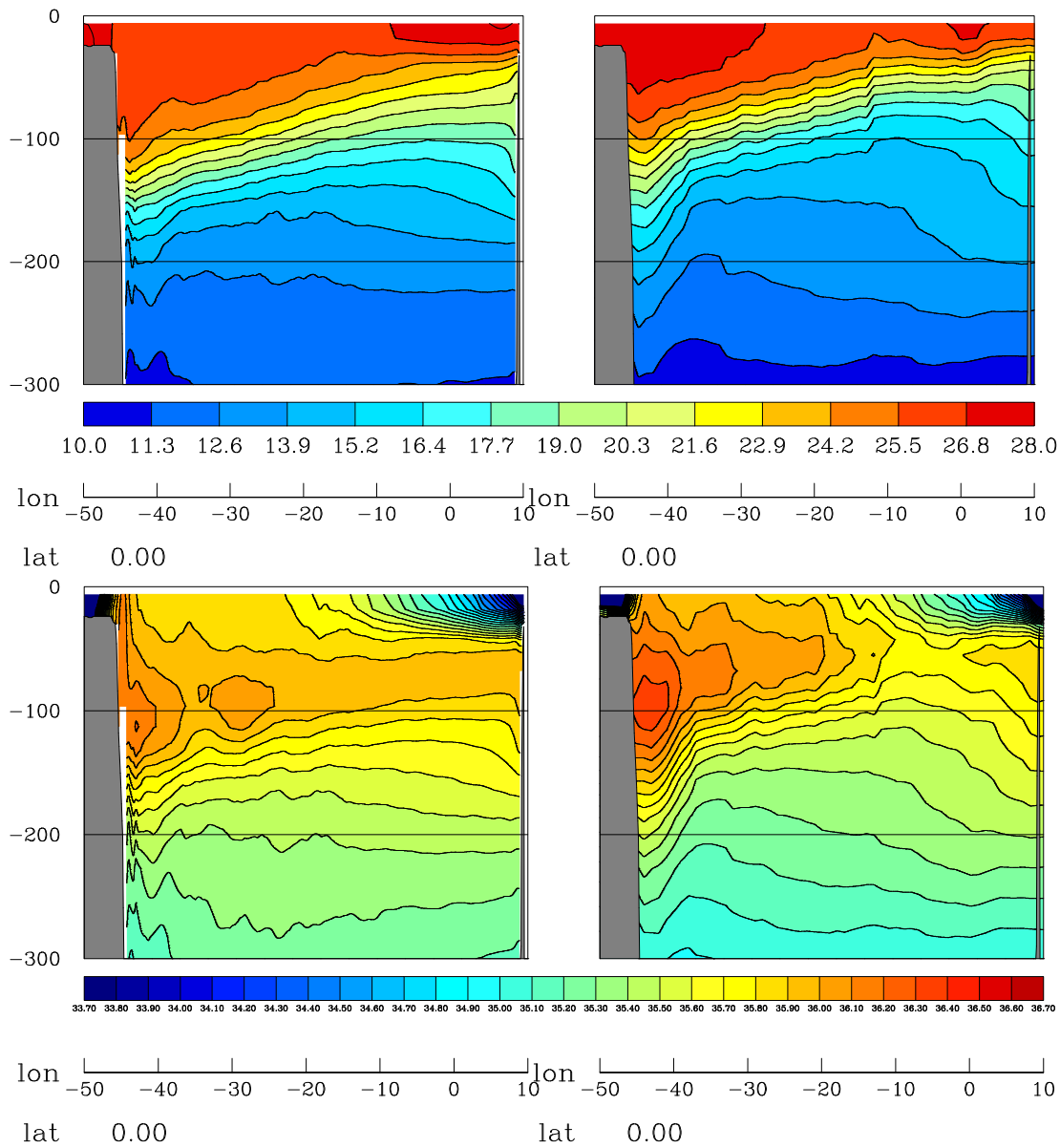


Figure 3.8: *Température (haut) et salinité (bas) sur une section le long de l'équateur. Moyenne annuelle de la simulation libre sur 1998 (gauche) et de la climatologie (droite).*

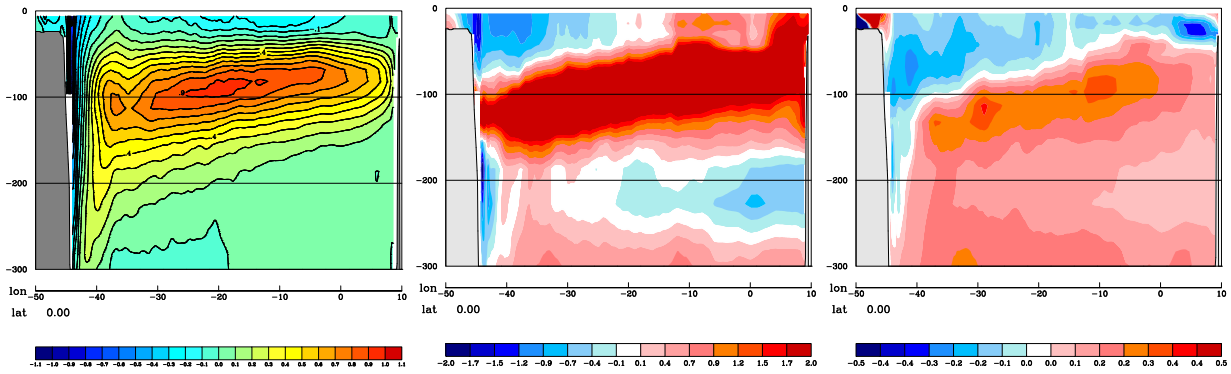


Figure 3.9: Vitesse zonale moyenne (gauche, m/s) et différence entre la moyenne annuelle de la simulation et la climatologie pour la température $T - T_{clim}$ (milieu, $^{\circ}C$) et la salinité $S - S_{clim}$ (droite, psu) sur une section le long de l'équateur. La dérive en température et en sel est proche de la position du sous-courant équatorial.

des compartiments est fortement déterminée par la valeur de la production primaire; de plus, c'est essentiellement au niveau de la production primaire que s'effectue le couplage entre circulation et biologie (un autre point important du couplage est l'enfouissement de carbone organique dissous par les eaux modales).

Dans une première partie, nous examinons l'ajustement de l'ensemble des traceurs biogéochimiques au cours des deux années de simulation. Puis, nous analysons spécifiquement la dynamique de l'apport en nutriment, qui est le principal forçage de l'écosystème. Ensuite, nous nous attachons à la dynamique du phytoplancton, associée à celle de la chlorophylle et de la production primaire. Enfin, la reminéralisation et l'export de matière organique sont comparés. Nous terminons par une comparaison de la simulation aux observations disponibles en plusieurs stations caractéristiques des principaux régimes de production de l'Atlantique Nord.

3.4.1 Distribution du nutriment et de la production primaire

Nous traitons tout d'abord l'évolution temporelle de l'ensemble des traceurs, puis la dynamique du nutriment.

Ajustement des traceurs biogéochimiques

Les traceurs s'ajustent rapidement à partir de leurs conditions initiales, comme le montre la figure 3.10, et un cycle saisonnier s'installe à partir de mai 1997. Les traceurs POC, ZOO et PHY montrent un ajustement aux conditions initiales sous la forme d'un pic de concentration en février et mars 1997. Le DOC et POC se stabilisent respectivement à $6 \mu mol l^{-1}$ et $1 \mu mol l^{-1}$. Ces valeurs moyennes sont comprises dans l'intervalle des valeurs des observations. Il faut noter que la distribution du DOC ne semble pas totalement à l'équilibre après ces deux ans de simulation. Sur l'ensemble du domaine et particulièrement dans la région équatoriale jusqu'à $10^{\circ}N$, sa concentration est en augmentation.

La concentration moyenne en phosphate dans la zone de production ne suit pas un cycle saisonnier, et augmente au cours de la simulation. Sur la figure 3.11, comparées à la climatologie annuelle, on remarque des concentrations nettement supérieures dans le gyre subpolaire et la mer d'Irminger, ainsi que l'apparition d'une bande de forte concentration le long de l'équateur. Les concentrations dans l'upwelling Ouest-Africain sont plus élevées que dans la climatologie. A l'inverse, le centre du gyre subtropical s'est appauvri, et le gradient Nord-Sud entre le centre et la

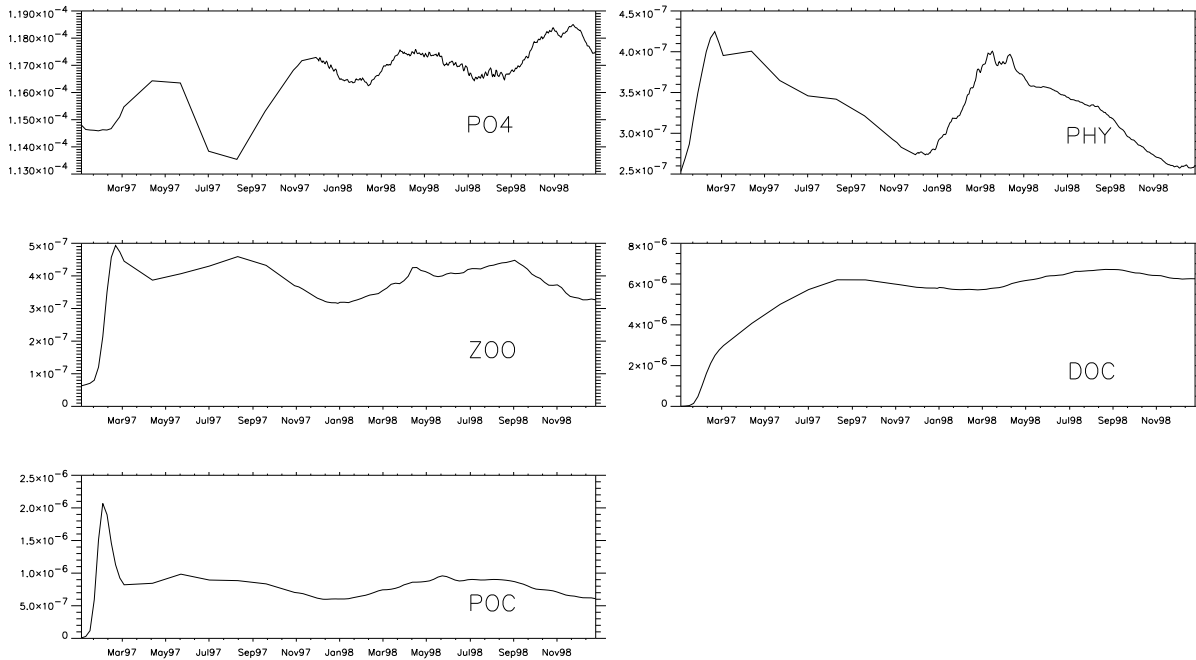


Figure 3.10: Evolution des concentrations moyennes (mol C. l⁻¹) des traceurs du modèle d'écosystème dans la zone de production (0-143 m), depuis l'initialisation au 01/01/1997 jusqu'au 31/12/1998. Le phosphate est exprimé en équivalent carbone ($C/PO_4=1/122$).

zone des Westerlies est déplacé vers le Sud. Proche de Cap Hatteras, le gradient de concentration méridien est affaibli, en raison de la position trop Nord du courant et de la turbulence. A l'Est de 50° W, ce gradient devient plus élevé que dans la climatologie, en raison de la surestimation des profondeurs de couche mélangée.

Dans les 200 premiers mètres (figure 3.12) on observe une augmentation de la concentration profonde en nutriment, et à l'inverse (sauf aux hautes latitudes) des concentrations restant faibles en surface en réponse à la consommation par le phytoplancton. En conséquence, le gradient vertical de nutriment augmente sur l'ensemble du domaine.

Cette dérive du nutriment n'a rien d'exceptionnel. En effet, à l'échelle de la grille du modèle, l'état d'équilibre des concentrations en nutriment est loin d'être atteint. Seules les études climatiques, dont l'intérêt est la simulation de l'état d'équilibre, ont besoin d'atteindre l'équilibration de la thermocline et de l'océan profond. Ce type d'études nécessitent des intégrations très longues, d'environ 1000 ans pour des résolutions de l'ordre de 1° (Sarmiento et al. 1993; Aumont 1998). Notre problématique se limite à l'étude des processus qui ont lieu dans la zone euphotique. Aussi, seule la concentration des couches de surface susceptibles d'échanger avec la zone euphotique nous intéresse. Certains auteurs choisissent d'effectuer un rappel du champ de nutriment vers la climatologie en dessous d'une certaine profondeur (McGillicuddy et al. 2003; Lima et Doney 2004). Ils s'affranchissent ainsi d'une possible dérive des concentrations profondes en nutriment et de sa répercussion sur le cycle de production de la zone euphotique, pour se concentrer sur les interactions entre la dynamique et le modèle d'écosystème dans les couches de surface. Toutefois, d'autres études ont montré une augmentation similaire du gradient vertical de nutriment (Oschlies 2002c), sans que cela limite l'interprétation des résultats. Il faut retenir que l'augmentation du gradient vertical tend à rendre plus sensible le système aux échanges verticaux diffusifs et advectifs.

Après cette description générale de l'évolution des traceurs, nous abordons le processus de

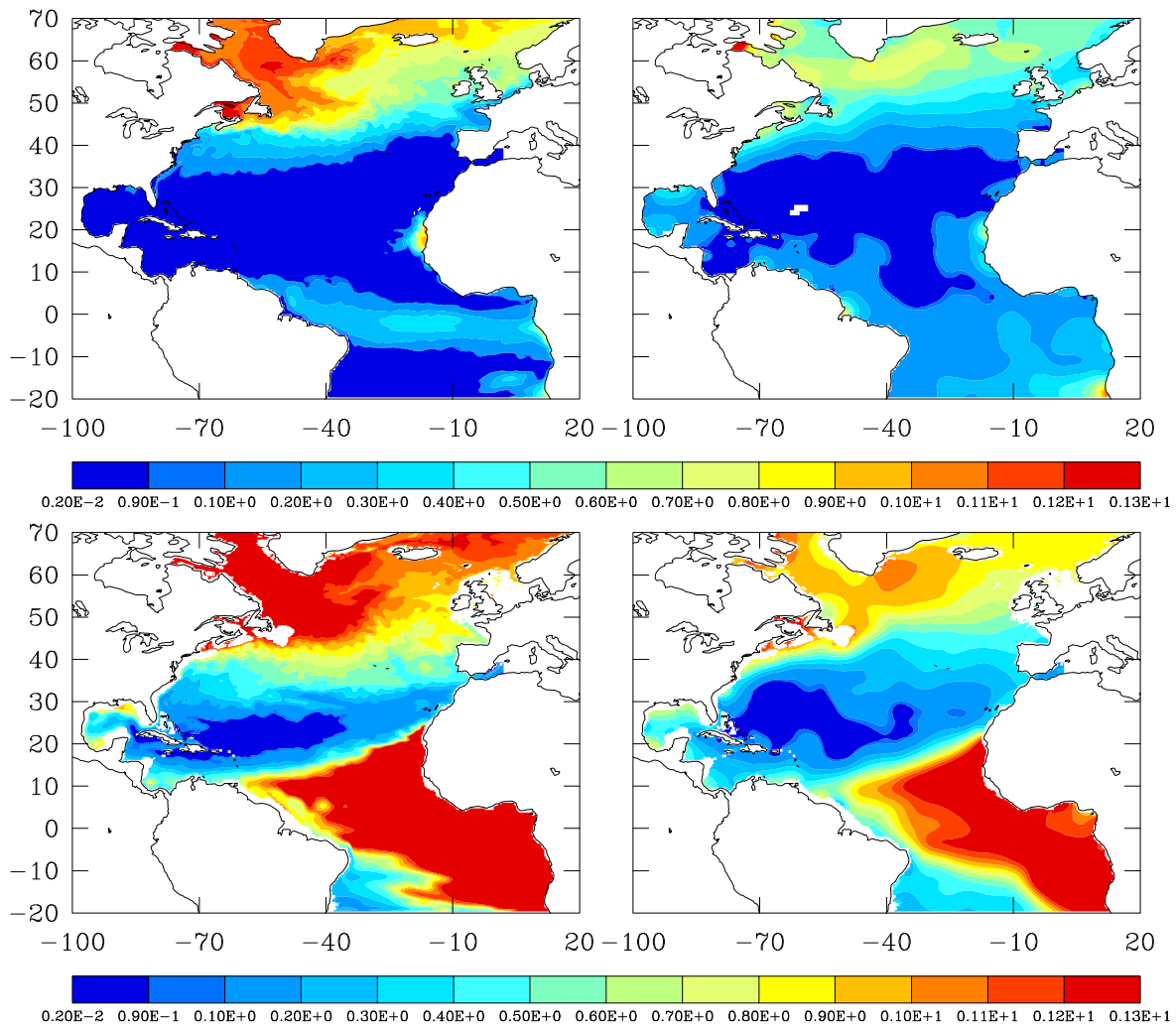


Figure 3.11: Concentration en phosphate ($\mu\text{mol.l}^{-1}$) à 6 m (haut) et 132 m (bas). Moyenne annuelle de la simulation libre sur 1998 (gauche) et de la climatologie (droite).

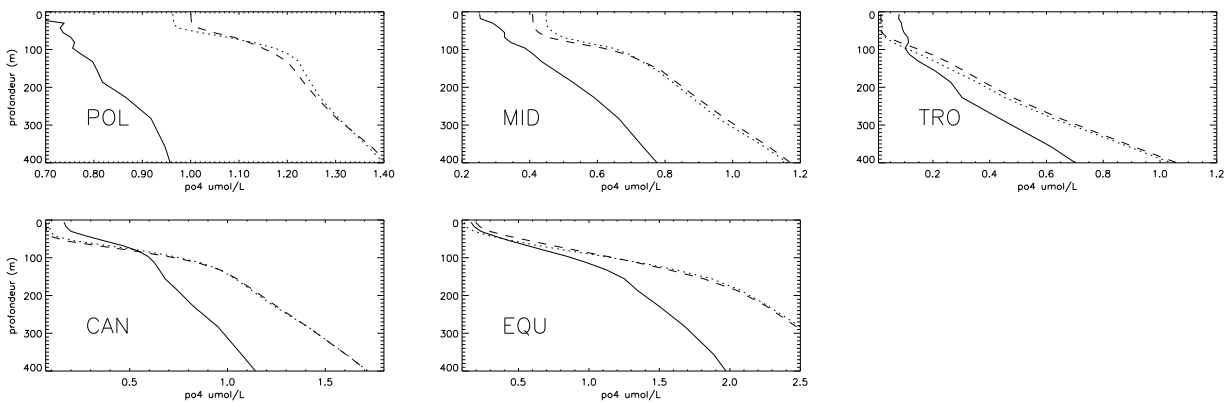


Figure 3.12: Profils verticaux de concentration en nutriment phosphate ($\mu\text{mol.l}^{-1}$) moyennés pour les régions présentées à la figure 3.16, pour l'état initial climatologique de décembre (ligne continue), et les dates 22/12/97 (ligne pointillée), et 22/12/98 (ligne tiretée).

couplage au travers de l'apport en nutriment dans la zone euphotique.

Régime d'apports en nutriments

L'équation 3.1 décrit l'évolution de la concentration C en nutriment. Cette évolution a une composante physique (premier terme) et une composante biogéochimique (terme SMP). Dans la zone euphotique, le nutriment est souvent limitant de la croissance du phytoplancton, l'autre forçage étant la disponibilité en lumière. Aussi, l'apport physique de nutriment dans la zone euphotique est une mesure du forçage de la circulation sur l'écosystème. Cependant, ce forçage n'est pas indépendant du modèle biogéochimique (comme dans le cas d'un traceur passif) puisque les termes (physique, SMP) sont liés par l'équation d'évolution.

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \left(-\nabla \cdot (C\mathbf{U}) + \nabla_h(K_h \nabla_h C) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) \right) + SMP \quad (3.1)$$

Pour quantifier le couplage entre circulation et écosystème, on a donc choisi de calculer les apports de nutriments dans la zone euphotique. Cet apport Q est séparé en deux composantes liées à l'advection tridimensionnelle et une composante liée au mélange vertical (équation 3.2). Il faut remarquer qu'à la résolution du modèle, le mélange latéral est partiellement résolu par l'advection, et partiellement paramétrisé par la diffusion horizontale. Par conséquent, on ne différencie pas les transferts par advection latérale et diffusion latérale.

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \int_0^{Z_{eu}} \left(-\nabla \cdot (C\mathbf{U}) + \nabla_h(K_h \nabla_h C) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) \right) dz \quad (3.2)$$

$$Q_{hadv} = \int_0^T \int_0^{Z_{eu}} (-\nabla \cdot (C\mathbf{U}_h) + \nabla_h(K_h \nabla_h C)) dz dt \quad (3.3)$$

$$Q_{zadv} = \int_0^T (Cw)_{Z_{eu}} dt \quad (3.4)$$

$$Q_{zdiff} = \int_0^T \left(K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right)_{Z_{eu}} dt \quad (3.5)$$

Ces diagnostics d'apports sont calculés pour chaque colonne de la zone euphotique (figure 3.13). On peut ainsi déterminer les zones puits et sources de nutriments à l'échelle du bassin.

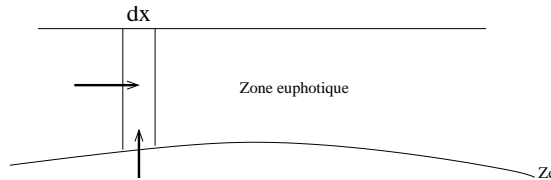


Figure 3.13: Schéma des voies d'apport en nutriment dans une colonne d'eau dx de la zone euphotique.

Par souci de simplicité, on a choisi de prendre une surface d'intégration $Z_{eu}(x, y)$ constante dans le temps. Ce choix diminue la précision du diagnostic aux moyennes et hautes latitudes, pour lesquelles la profondeur de la zone euphotique présente une forte variabilité temporelle. Hormis les zones de faible bathymétrie proche des côtes, la profondeur simulée de la zone euphotique est comprise entre 87 m (niveau 7) et 143 m (niveau 10) de profondeur sur l'ensemble du domaine, (figure 3.14) et localement ses variations saisonnières n'excèdent pas 20 m.

La figure 3.15 présente l'apport annuel selon ses différentes composantes.

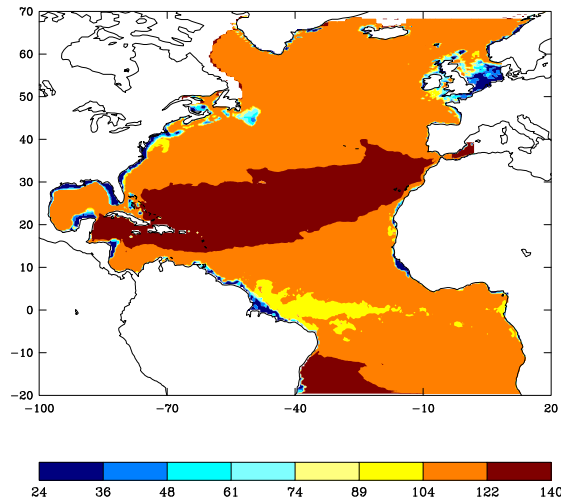


Figure 3.14: *Moyenne de la profondeur de la zone euphotique pour l'année 1998.*

- > L'apport diffusif Q_{zdiff} est homogène en raison du gradient vertical de nutriment toujours positif: toutes les régions sont sources. On repère facilement la zone qui correspond au maximum de la profondeur de couche de mélange, qui englobe la zone des Vents d'Ouest, une partie de l'Atlantique Nord-Est et le gyre subpolaire, auxquels s'ajoute la région du courant du Nord Brésil. Les apports minimaux ont lieu au centre Ouest du gyre subtropical.
- > Selon l'apport advectif vertical Q_{zadv} , les régions d'upwelling sont la zone équatoriale, l'upwelling de Mauritanie-Sénégal, et le gyre subpolaire. Localement, on trouve des zones d'upwelling dans la région du courant de bord Ouest qui associe Gulf-Stream et Dérive Atlantique Nord. Le centre du gyre subtropical est une zone de downwelling, conformément au signe de la vitesse verticale moyenne.
- > L'apport advectif latéral Q_{hadv} indique qu'il existe des transferts latéraux des régions riches, en bordure du gyre subtropical, vers son centre, pauvre. Le signe de Q_{hadv} est généralement opposé à celui de Q_{zadv} , conformément à l'équation de continuité.
- > L'apport advectif total $Q_{zadv} + Q_{hadv}$ montre que la région active du Gulf Stream et de la Dérive Atlantique Nord est déficitaire en nutriments, contrairement aux régions limitrophes, au Sud, au Nord et à l'Est de la région dynamiquement active. Le centre du gyre subtropical est lui aussi déficitaire. Au Sud d'une ligne qui va des Canaries au Vénézuéla, l'apport est positif et intense.
- > L'apport total $Q_{zdiff} + Q_{zadv} + Q_{hadv}$ permet de diviser le domaine en quatre régimes: au Nord de 50°N, un régime d'apport positif peu affecté par la dynamique du courant de bord Ouest. Aux moyennes latitudes, un régime d'apports positifs fortement influencé par le mélange vertical et la dynamique du courant de bord Ouest. Entre 35°N et 15°N, mis à part l'upwelling de Mauritanie, un régime d'apport déficitaire, et au Sud de 15°N, la région équatoriale très excédentaire. Les apports les plus intenses sont localisés dans l'axe de l'équateur, le long de la Floride et au Nord de Cap Hatteras.

En s'appuyant sur l'intensité et la nature des apports, on peut diviser le domaine en régions.

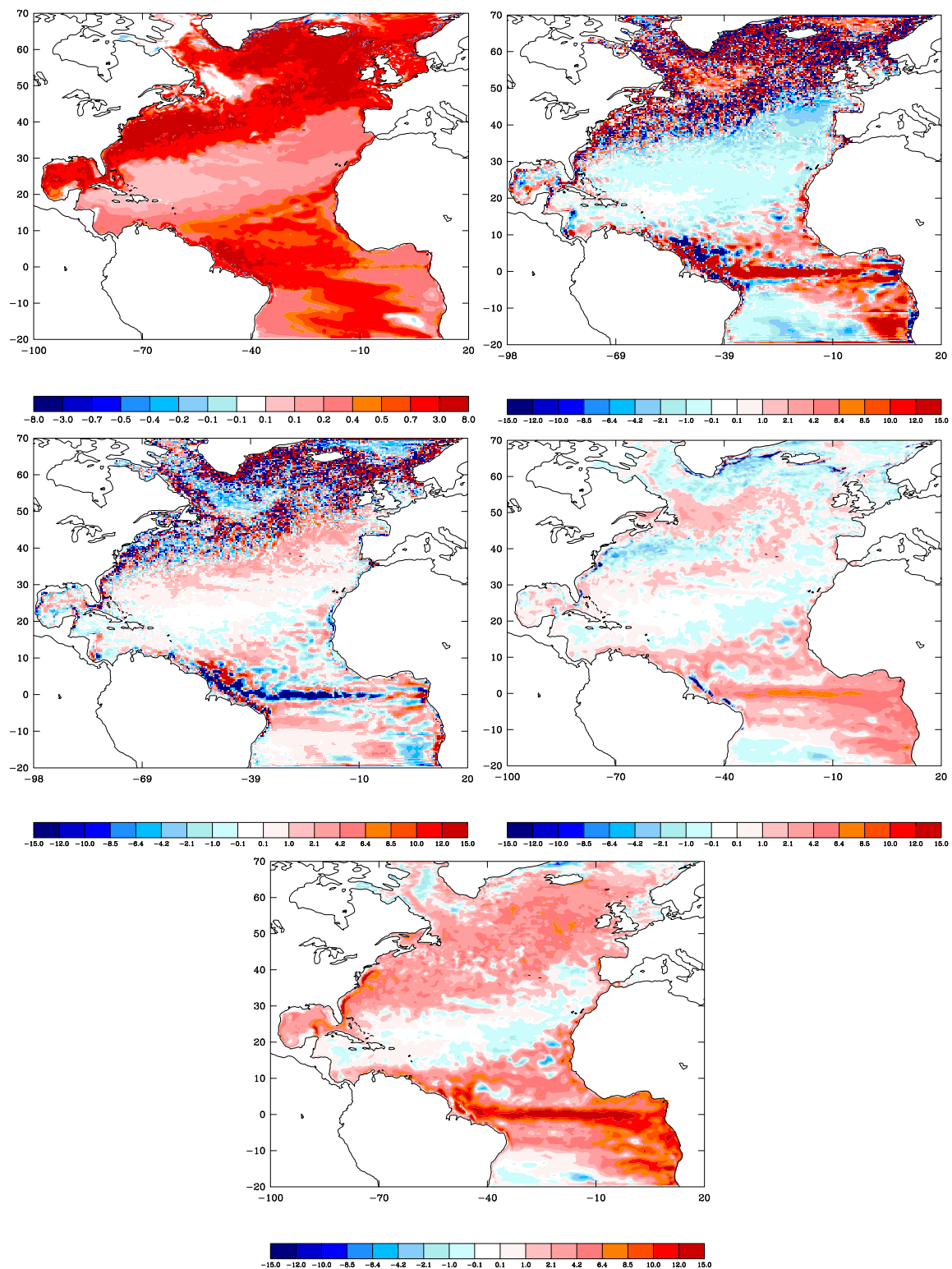


Figure 3.15: Carte des apports annuels en nutriment dans la zone euphotique ($\text{mol C. m}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$). Apport par mélange vertical $Q_{z\text{dif}}$ (haut à gauche), advectif vertical $Q_{z\text{adv}}$ (haut à droite), apport advectif latéral $Q_{h\text{adv}}$ (milieu à gauche), et total advectif $Q_{z\text{adv}} + Q_{h\text{adv}}$ (milieu à droite), et apport total (bas). L'apport diffusif $Q_{z\text{dif}}$ a une échelle spécifique.

Partition du domaine et bilan annuel des apports

Les déterminants physiques de la production primaire, en particulier les apports de nutriments varient considérablement en intensité et en nature selon les régions (Longhurst 1995).

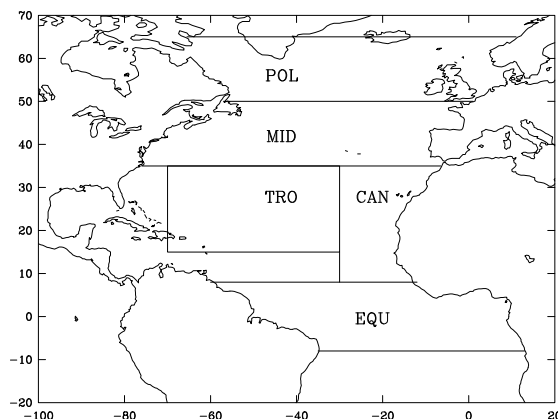


Figure 3.16: *Régions d'analyse.*

La figure 3.16 représente les régions définies pour notre étude. Par souci de simplicité, on a choisi un petit nombre de régions définies par le régime dominant d'apport en nutriment. Ces régions couvrent les domaines biogéochimiques polaire (POL), Vents d'Ouest (MID) et alizés (EQU) (rappel de la figure 1.5). La région CAN couvre plusieurs régimes, mais elle est dominée par l'upwelling des Canaries. La région TRO, qui couvre le centre du gyre subtropical, associe une petite partie des Vents d'Ouest et une partie des alizés.

On peut maintenant étudier les caractéristiques d'apport propres à chaque région (figure 3.17). Dans la hiérarchie basée sur la valeur absolue des apports, EQU est la première région d'apport, puis viennent dans l'ordre les régions MID, POL, CAN, et TRO. On revient dans la suite sur l'intensité surévaluée des apports à l'équateur.

Les régions EQU et POL sont des régions sources qui perdent des nutriments par transport latéral vers les régions voisines. Les régions CAN, MID et TRO reçoivent plus qu'elles ne donnent. A l'équateur, l'apport est essentiellement advectif. Dans les régions MID, POL et TRO, on note la prédominance de l'apport diffusif. On sait que cet apport diffusif a essentiellement lieu en hiver, lorsque la couche de mélange s'approfondit et entraîne les nutriments abondants dans les couches profondes. Ce calcul d'apport souligne l'importance de la représentation de la profondeur de couche de mélange, déjà rapportée dans de nombreuses études. La profondeur de couche de mélange étant notablement surestimée (voir section 3.3.3), l'apport diffusif dans les régions POL et MID est aussi surestimé.

On compare maintenant nos valeurs avec celles obtenues par Oschlies (2002c) dans une configuration du modèle similaire avec un modèle de type NPZD (sans DOM).

Les valeurs d'Oschlies (2002c) sont converties avec un rapport carbone sur azote de 6.625. Nos valeurs (tableau 3.3) sont supérieures (40 à 230%) à celles d'Oschlies (2002c) pour toutes les régions, exceptée la région CAN. La région équateur se démarque par un apport quatre fois supérieur à Oschlies (2002c). Parmi les causes de ces écarts, on peut citer les forçages atmosphériques, différents en terme de fréquence et de variabilité interannuelle, le schéma d'advection des traceurs biologiques et le rôle du compartiment DOM, dont la reminéralisation peut modifier le bilan des apports de nutriment. Localement, les différences liées au forçage atmosphérique peuvent conduire à des apports du simple au double (Oschlies 2002a). Seule la différence observée pour la région équateur paraît surestimée.

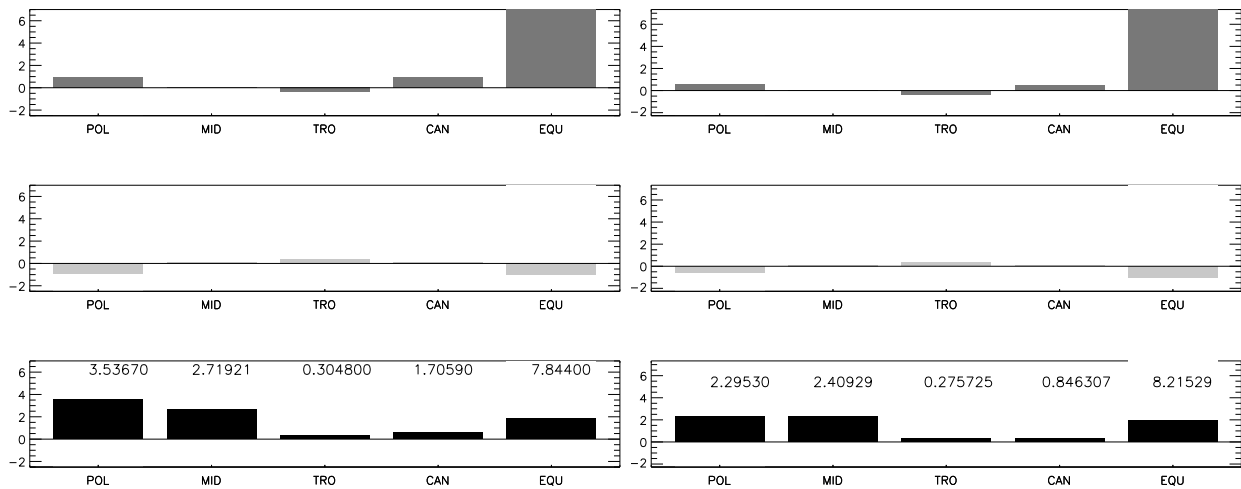


Figure 3.17: Apport annuel pour l'année 1998 dans les 5 régions, rapporté à la surface (gauche, mol C. m⁻². an⁻¹) et absolu (droite, 10¹³ mol C. an⁻¹). Apport advectif vertical (Q_{zadv} , haut, gris foncé), apport advectif latéral (Q_{hadv} milieu, gris clair) et apport diffusif (Q_{zdif} bas, noir). Les nombres correspondent à l'apport total.

régions	POL	MID	TRO	CAN	EQU
Oschlies (a)	1.92	1.92	0.132	2.31	1.72
Notre étude (b)	3.5	2.7	0.3	1.7	7.8
b/a	1.82	1.4	2.27	0.73	4.5

Tableau 3.3: Tableau comparatif des apports annuels totaux dans les 5 régions rapportés à la surface (mol C m⁻² an⁻¹) pour notre étude (année 1998) et celle d'Oschlies (2002c). Les apports en azote ont été convertis en carbone avec le rapport C/N=6.625.

En résumé, plusieurs points ont été abordés: la distribution du nutriment phosphate montre une évolution rapide à partir de la condition initiale climatologique, et cela se traduit en particulier par une augmentation de la concentration en profondeur. Puis l'apport en nutriment dans la zone euphotique a été défini comme une mesure du forçage de la circulation sur l'écosystème. L'analyse de l'apport a conduit à la définition de régions présentant des régimes d'apport différents, qui seront réexaminés dans la suite.

Nous continuons par l'examen de la réponse biologique, soumise aux forçages de la circulation et du nutriment.

Concentration en chlorophylle de surface et production primaire

Pour comparer la valeur simulée de chlorophylle de surface (Chl) aux observations satellites, on réalise la moyenne de la concentration dans les deux premiers niveaux (0-24 m) du modèle, en suivant Sarmiento et al. (1993) et Oschlies et al. (2000). Avant toute comparaison, il faut garder en mémoire que l'algorithme "OC4v4" de restitution de la concentration en chlorophylle à partir des réflectances mesurées par le capteur SeaWiFS affiche une précision de 35% pour des concentrations allant de 0.05 à 50 $mg.m^{-3}$. De plus, cet algorithme a tendance à surestimer les concentrations lorsque l'irradiance est faible (automne, hiver, et hautes latitudes), et en milieu côtier. En outre, l'erreur augmente en milieu côtier, où les matières en suspension et substances jaunes modifient le signal (Huret 2005). Une comparaison avec des observations *in situ* (section 3.4.2) complètera cette analyse.

Le modèle reproduit qualitativement la distribution grande échelle spatiale et temporelle de la chlorophylle, avec une tendance générale à la sous-estimation (figure 3.19). Les valeurs simulées s'échelonnent entre 0.001 $mg.m^{-3}$ et 5 $mg.m^{-3}$, tandis que les observations vont de 0.01 $mg.m^{-3}$ à 15 $mg.m^{-3}$, avec quelques rares valeurs atteignant 60 $mg.m^{-3}$.

Concernant les grandes structures de la distribution annuelle de Chl (figure 3.20), on remarque plusieurs points. En raison de sa faible résolution spatiale et de l'absence de modélisation des processus côtiers (apports des rivières, interactions avec le fond), le modèle ne peut capturer les fortes productions observées sur les plateaux. Au centre du gyre subtropical, les valeurs sont sous-estimées d'un ordre de grandeur. On note la présence d'un front de concentration, orienté Est-Nord-Est, qui va de la Floride au Cap Finistère, et sépare le centre du gyre oligotrophe et le Nord mésotrophe. Dans la simulation, ce front est trop marqué, et sa position est trop Sud. Ce front de concentration correspond au front d'approfondissement de la profondeur de la couche de mélange hivernale, qui a un impact énorme sur la distribution de la chlorophylle et la dynamique de la production primaire (figures 3.20 et 3.22). La brutalité de la transition entre les valeurs faibles et fortes de chlorophylle est probablement liée à la brutalité de la transition des MLD. Dans les observations, ce front de couche de mélange est moins brutal, et en conséquence la transition oligotrophe-mésotrophe est plus lisse. Au Sud du gyre subtropical, il existe aussi un front orienté Est-Nord-Est moins marqué mais néanmoins sensible, qui va du Vénézuéla au Canaries.

Intéressons-nous maintenant au cycle saisonnier de la chlorophylle, qui est un élément important dans la validation d'un modèle biologique. On laisse de côté les différences liées à la distribution spatiale, pour s'attacher aux évolutions grande échelle. En hiver, les valeurs simulées sont légèrement surestimées aux moyennes latitudes et jusqu'à 60°N, ce qui peut signifier une floraison trop précoce. Au printemps, les valeurs simulées sont en bon accord avec les observations aux moyennes et hautes latitudes. Cependant, la floraison est trop faible en mer du Labrador. En été, aux latitudes supérieures à 50°N, la concentration est nettement sous-estimée (0.5 $mg.m^{-3}$, en moyenne contre 1 $mg.m^{-3}$ pour les observations). En automne, les valeurs simulées sont sous-estimées, particulièrement au Nord de 40°N. De plus, pour les

latitudes moyennes, il apparaît un décalage de phase dans la floraison: la floraison simulée commence et finit trop tôt par rapport aux estimations par satellite.

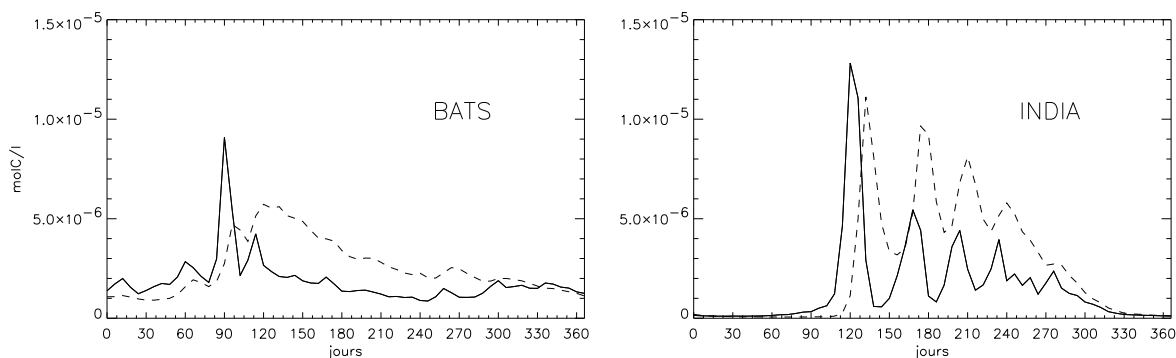


Figure 3.18: Evolution temporelle de la concentration du compartiment PHY (trait continu) et ZOO (trait tireté) en surface (mol.C.l^{-1}) à la station BATS ($35^\circ \text{N}, 65^\circ \text{W}$) (zone MID) et INDIA ($59^\circ \text{N}, 19^\circ \text{W}$) (zone POL).

Lorsque l'on examine les concentrations des espèces phytoplancton et zooplancton d'avril à septembre (figure 3.18), il semble que le bloom d'avril des moyennes latitudes est rendu possible par un découplage dynamique entre producteurs primaires et brouteurs: en avril, le broutage est à un niveau faible, ce qui permet au phytoplancton d'atteindre des concentrations élevées. A partir de mai, la concentration de zooplancton a augmenté, et ce découplage disparaît : tout accroissement du phytoplancton est consommé par le zooplancton, ce qui limite les concentrations de Chl. Ce phénomène est moins sensible aux latitudes moyennes, car la température et donc le taux de croissance du phytoplancton sont supérieurs. Pour améliorer ce point, une solution serait d'introduire une dépendance à la température du broutage comme Lima et Doney (2004).

Le cycle saisonnier est également sensible sur la position du front de concentration de la Floride au Cap Finistère. En été, en aval de Cap Hatteras, on observe une remontée du front vers le Nord. Le mauvais décollement du Gulf Stream, qui longe la côte, permet d'expliquer en partie cette sous-production. Une autre explication possible est la sous-estimation de l'apport lié à la méso-échelle du Gulf Stream, elle-même nettement sous-estimée (figure 3.4).

L'upwelling Ouest Africain est bien visible sur la concentration en chlorophylle mais semble manquer de vigueur, ce qui est en contradiction avec la surestimation des concentrations en nutriment. Là encore, on doit se rappeler que le modèle ne représente pas les processus côtiers, et que la précision de l'estimation satellite diminue en zone côtière, et tend à surestimer la chlorophylle. De même, l'upwelling au large du Gabon est visible sur la concentration de phosphate en surface, mais reste peu marqué en chlorophylle. Un broutage trop intense peut également être à l'origine de ces concentrations trop faibles. Enfin, un défaut préoccupant du modèle est la forte surestimation de la production dans la bande équatoriale, en particulier à l'Ouest du bassin. Ce problème est abordé dans le détail plus loin.

Pour chaque colonne d'eau, la production primaire (PP) est calculée comme le flux du compartiment phosphate vers le compartiment phytoplancton du modèle, intégré sur la zone de production. Selon l'équation 2.28 du chapitre 2, PP est définie par:

$$PP = \int_0^{Z_p} (1 - \gamma) L_M \mu_{\text{PO}_4^{3-}} \mathbf{P} dz$$

avec

$$\mu_{\text{PO}_4^{3-}} = \mu_{max} (1 - e^{-\alpha I_{par} / \mu_{max}}) e^{-\beta I_{par} / \mu_{max}} \frac{\text{PO}_4^{3-}}{\text{PO}_4^{3-} + K_{\text{PO}_4^{3-}}}$$

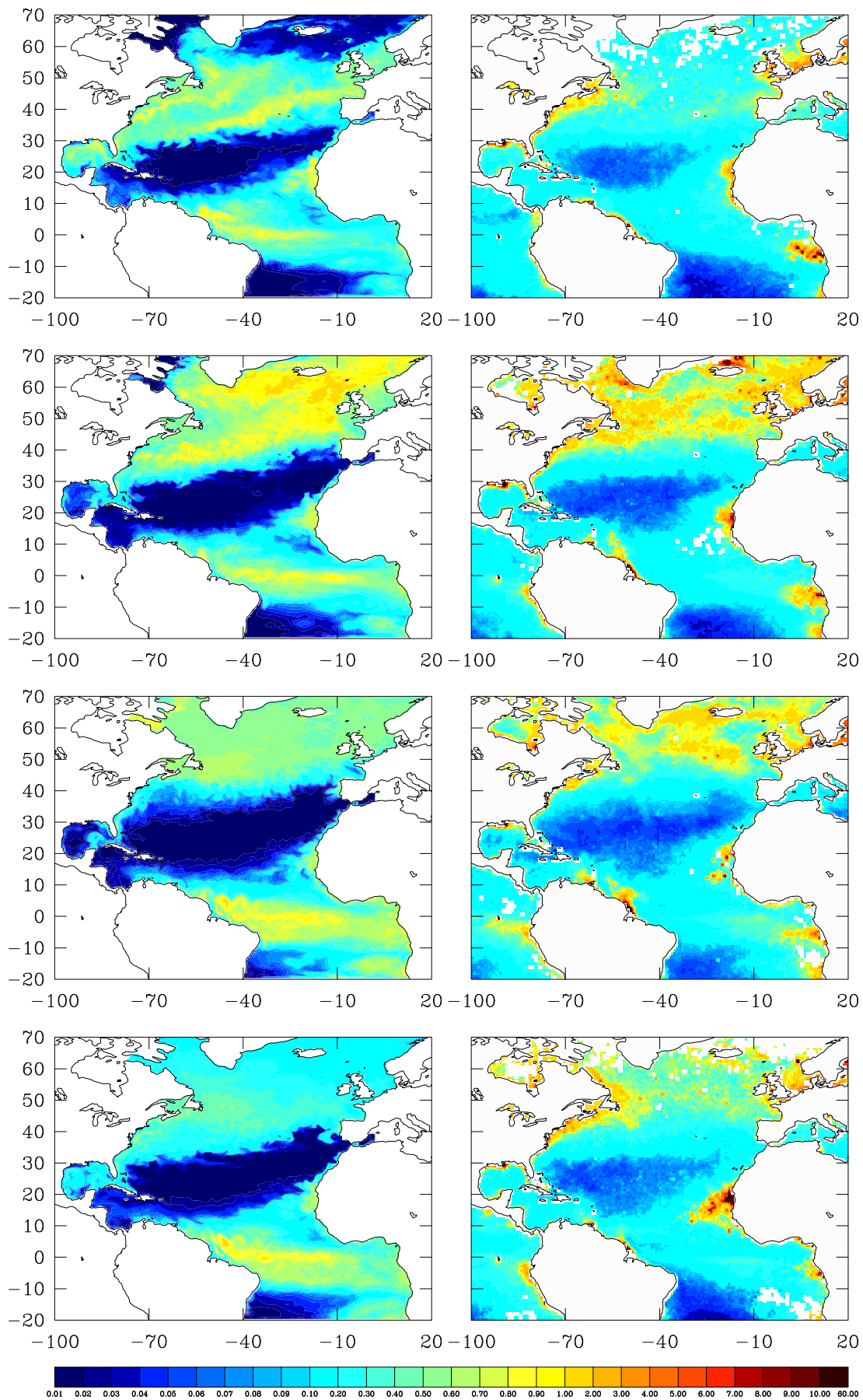


Figure 3.19: Moyennes saisonnières de la concentration de Chlorophylle a en surface ($\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$). Simulation libre (gauche) et estimation par le capteur SeaWiFS (droite). De haut en bas, saisons hiver, printemps, été, automne.

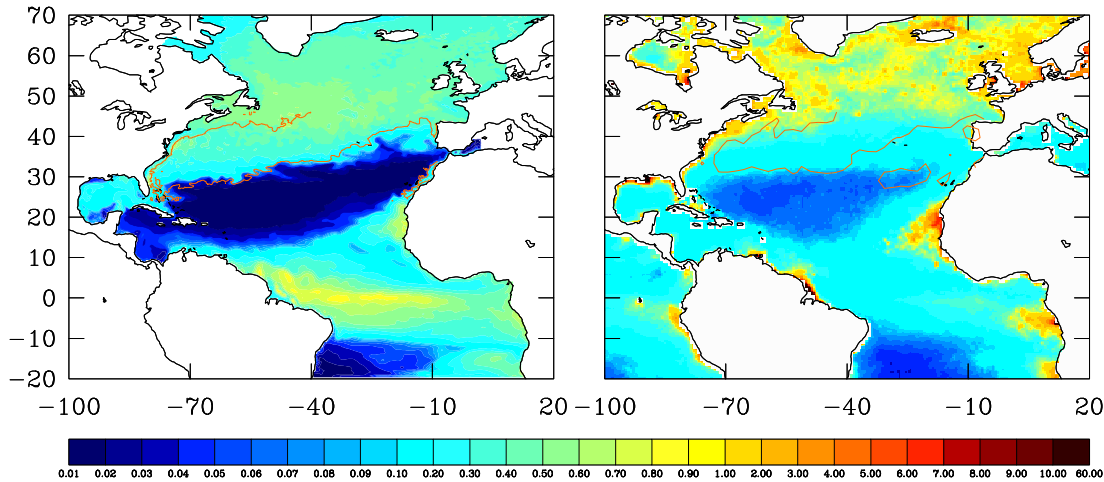


Figure 3.20: Moyenne annuelle de la concentration de surface en chlorophylle a ($mg.m^{-3}$). Pour la simulation libre (gauche) et estimée par SeaWiFS. Le trait rouge est l'isocontour 110 m de la profondeur maximum de la couche de mélange pour la simulation et les observations.

La production primaire annuelle est une valeur intégrée de la dynamique de l'écosystème. Elle complète l'information donnée par la chlorophylle de surface par la prise en compte de la dimension verticale. Malheureusement, les estimations par satellite de cette grandeur manquent de précision : elles peuvent différer des mesures *in situ* d'un facteur deux, et dépendent fortement de l'algorithme employé. Le "Vertically Generalized Production Model" (VGPM) de Behrenfeld et Falkowski (1997) utilise la chlorophylle, la température de surface, l'irradiance de surface et la photopériode pour estimer la production primaire. Les valeurs obtenues par le VGPM, présentées à la figure 3.21, sont supérieures à celles provenant de l'étude basée sur une compilation de données *in situ* de Berger (1989), et supérieures d'un facteur 2 à l'estimation de Antoine et al. (1996) qui utilise aussi des données de télédétection, en particulier au Nord de 30°N. La production primaire annuelle intégrée sur le domaine est de $8.3 GtC.an^{-1}$, avec $4.7 GtC.an^{-1}$ pour la seule région équateur ! Antoine et al. (1996) proposent $9.7 GtC.an^{-1}$ pour l'Atlantique entier, sachant que l'essentiel de la production est comprise dans notre domaine, à l'exception de l'upwelling d'Angola.

Quelle que soit la référence utilisée pour la comparaison, la simulation sous-estime fortement la production primaire au centre du gyre subtropical. Déjà abordée dans le chapitre 1, cette sous-estimation est une constante des modèles couplés. Les origines de cette sous-estimation pourraient être la sous-estimation de la méso-échelle et sub-méso-échelle, capable de ramener des nutriments en surface, et la déficience du modèle biogéochimique : absence de fixation de l'azote atmosphérique, boucle de reminéralisation trop lente, transport d'une autre forme d'azote que celles représentées. Mis à part le problème de l'équateur, la figure 3.22 montre une sous-estimation ($< 150 mg.m^{-3}$) au Nord de 55°N par rapport au VGPM. Cependant les estimations de Antoine et al. (1996) sont beaucoup plus faibles, autour de $100 mg.m^{-3}$. La production primaire dans l'upwelling Ouest-africain est conforme aux différentes estimations. La floraison phytoplanctonique printanière ("spring bloom") est une caractéristique majeure de la dynamique de l'écosystème pélagique. Sur les cartes de chlorophylle a , on choisit d'identifier le bloom par des valeurs supérieures à $0.9 mg.m^{-3}$. En comparant les sorties du modèle aux images SeaWiFs fournies tous les 8 jours, on a dégagé les principaux points communs et différences. Simulations et observations s'accordent sur la progression régionale du déclenchement de la floraison, qui suit mécaniquement la progression de l'amincissement de la couche de mélange. En mars, la floraison commence le long de la côte Est des Etats-Unis, et dans la zone des Açores. Puis elle atteint les hautes latitudes en avril. De mi-mai jusqu'à septembre, la floraison s'entretient,

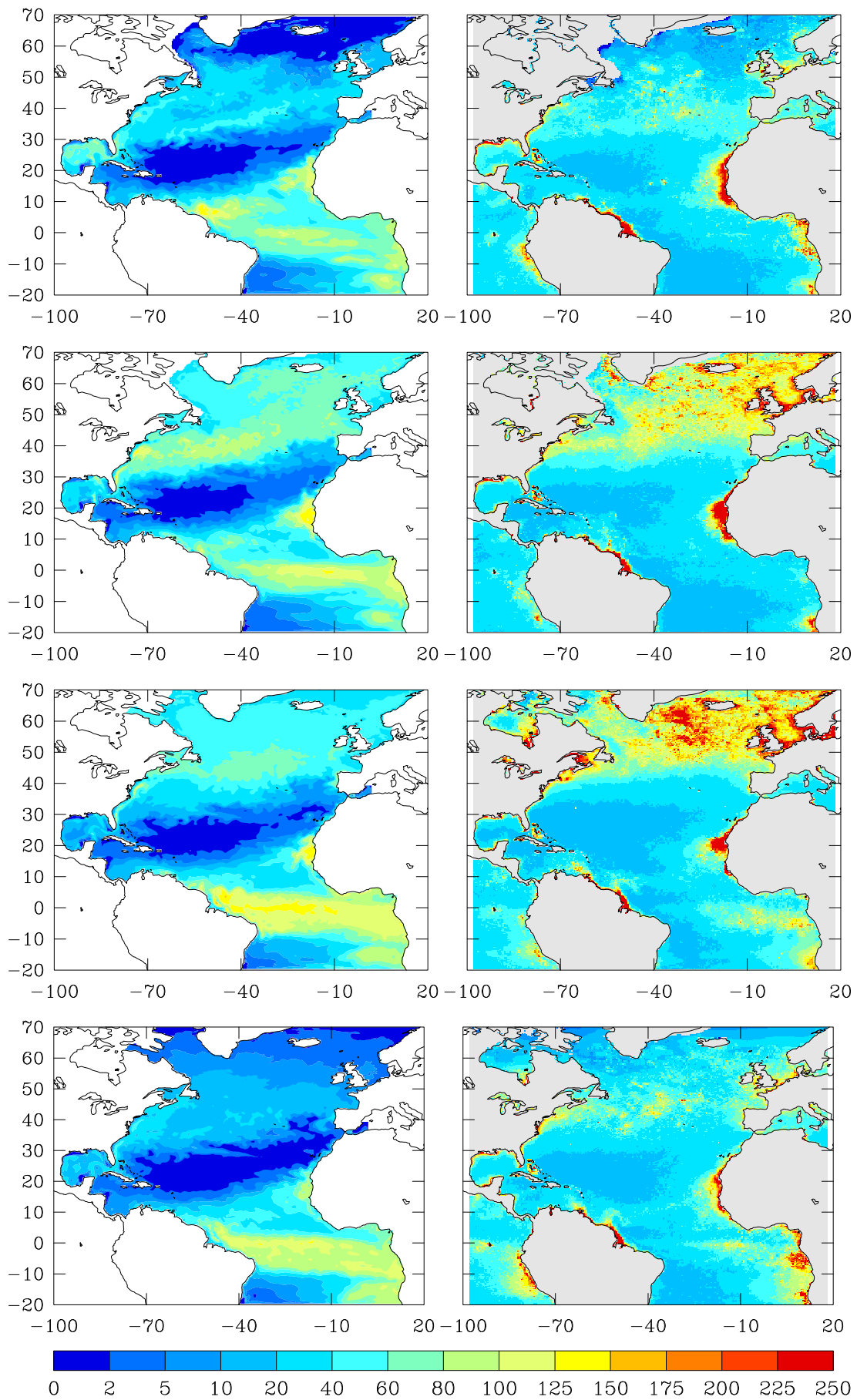


Figure 3.21: *Production primaire saisonnière ($g\ C.m^{-2}$). Pour la simulation libre (gauche) et estimée par le VGPM de Behrenfeld et Falkowski (1997) (droite). De haut en bas, saisons hiver, printemps, été, automne.*

au gré du forçage de surface, avec des concentrations plus faibles. Enfin, la floraison disparaît mi-septembre, alors qu'elle perdure ponctuellement jusqu'en octobre dans les observations.

Mis à part les effets côtiers le long de la côte Est des Etats-Unis, de Terre-Neuve et sur le plateau continental européen, la différence la plus criante entre simulation et observation est le manque de variabilité spatiale, et localement l'amplitude plus restreinte des variations de la chlorophylle simulée : les floraisons sont moins intenses, plus homogènes et sont à grande échelle. Ce défaut est probablement une conséquence de la faible résolution horizontale, du manque de variabilité de la circulation, et de la simplicité du modèle d'écosystème.

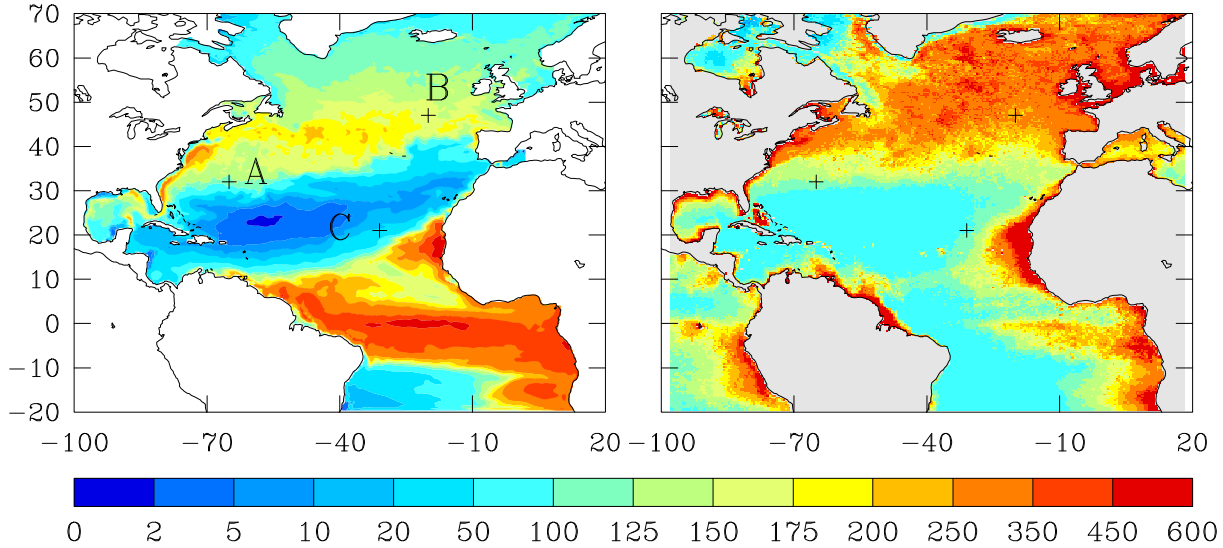


Figure 3.22: *Production primaire annuelle ($g\ C.m^{-2}.an^{-1}$) calculée pour la simulation libre (gauche) et climatologie (droite) estimée à partir d'observations satellites (VGPM, (Behrenfeld et Falkowski 1997)). Les croix correspondent aux localisations des stations de mesures de paramètres biogéochimiques BATS (A), NABE (B) et EUMELI (C).*

Export et reminéralisation

La production exportée est définie comme l'export de carbone (POC + DOC) hors de la zone de production. Le rapport f (Eppley et Peterson 1979) est défini comme la valeur de la production nouvelle (NP) rapportée à la production primaire.

$$f = \frac{NP}{PP} \quad (3.6)$$

En régime permanent, la production nouvelle est égale à la production exportée. Le rapport f quantifie l'efficacité de l'écosystème à retirer du carbone des couches de surface. A BATS, les mesures de pièges à sédiments donnent un export d'environ $20\ mg\ C.\ m^{-2}.\ jour^{-1}$, contre $22\ mg\ C.\ m^{-2}.\ jour^{-1}$ pour le modèle. Calculée avec la sédimentation du POC seule, la valeur du rapport f pour le domaine vaut 0.15 ($0.15 = 1.2 / 8.3\ GtC.an^{-1}$), ce qui est conforme aux estimations à l'échelle globale de Eppley et Peterson (1979). Cependant, cette valeur est fortement dépendante du choix de la profondeur de la zone de production qui détermine la durée pendant laquelle le POC est soumis à la reminéralisation et au broutage. Plus la profondeur de la zone de production est faible, plus le POC quitte rapidement la zone de production, et plus la production exportée est importante. Ici, la profondeur de la zone de production (143 m) est supérieure à la zone euphotique dans les zones mésotrophes et eutrophes, par conséquent l'export y est défavorisé.

En plus du transport par le fluide, le POC est soumis à une sédimentation à la vitesse de 5 m.jour^{-1} . La contribution à l'export du POC du transport et du mélange ($0.035 \text{ Gt C. an}^{-1}$) est de deux ordres de grandeur inférieure à la sédimentation ($1.270 \text{ Gt C. an}^{-1}$). L'export par entrainement intervient principalement par le biais du mélange vertical. La contribution du DOC ($0.248 \text{ Gt C. an}^{-1}$) à l'export vaut le cinquième de la sédimentation du POC. Dans la configuration globale ORCA2, avec une zone de production à 100 m, Aumont (1998) trouve une contribution du POC 7 fois supérieure à celle du DOC. Le problème de l'équateur, qui entretient des concentrations surestimées de DOC de 10°S à 15°N est probablement responsable de cette différence.

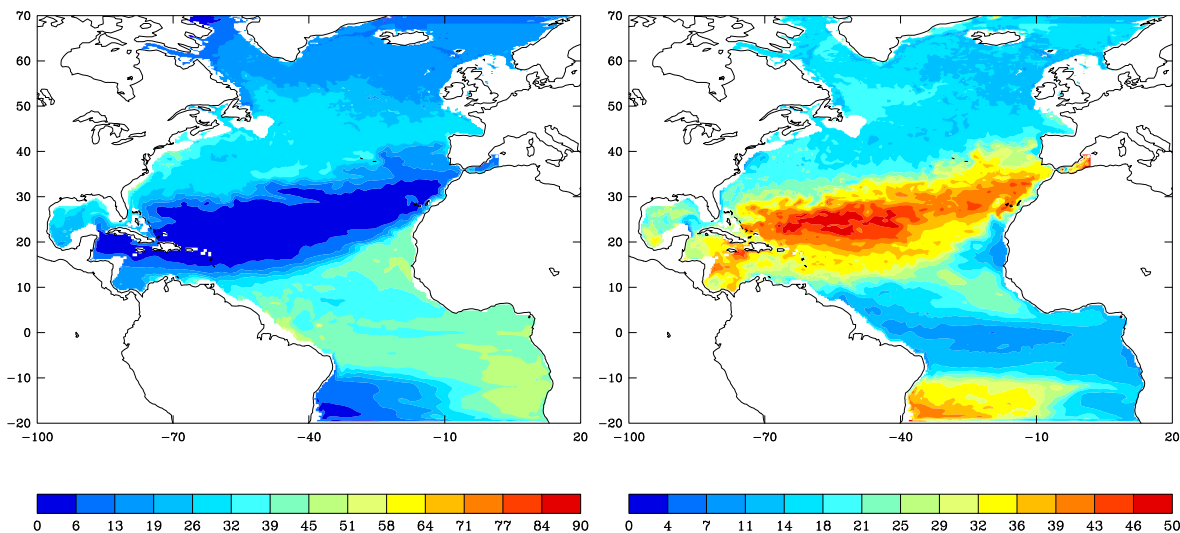


Figure 3.23: *Export de POC (gauche, $\text{mg C. m}^{-2} \cdot \text{jour}^{-1}$) et f-ratio correspondant (droite, en %) pour l'année 1998.*

Comportement à l'équateur

Dans une large bande équatoriale (10°S - 10°N), particulièrement à l'Ouest du bassin, on observe une forte surestimation de la chlorophylle (concentrations supérieures à $0.5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ contre $0.1 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ pour les estimations satellites), et de la production primaire comparée aux estimations issues de données satellites. Cette forte production primaire est associée à une production de DOC, qui est transportée vers le Nord jusqu'à 15°N , où elle atteint $100 \mu\text{mol.l}^{-1}$, contre $80 \mu\text{mol.l}^{-1}$ pour les observations, et entretient à son tour une production primaire surestimée. En profondeur, la concentration en nutriment est nettement supérieure à la climatologie (figure 3.24). La zone équatoriale est caractérisée par un gradient vertical de nutriment extrêmement fort, associé au pincement de la thermocline, qui contribue à amplifier tout défaut de la dynamique.

Cette surestimation de la concentration équatoriale en nutriment et par conséquent de la production primaire, nommée piégeage de nutriment ("nutrient trapping") a été constatée dans de nombreuses études à des degrés divers. Une revue de ces travaux réalisée par Oschlies (2000) montre que plusieurs défauts peuvent conduire à cette surestimation : la mauvaise représentation de la circulation, le traitement de l'advection des traceurs, la simplification du modèle d'écosystème. Dans le cas des modèles basse résolution, la surestimation provient en général d'une circulation mal représentée. Pour des modèles à plus haute résolution, le choix d'un schéma d'advection centré ou upstream entraîne une surestimation notable du flux de nutriment. Enfin, des études montrent que l'inclusion d'un compartiment de carbone organique

dissous (DOC) permet de réduire ce problème : le nutriment stocké sous forme de DOC a une durée de vie plus longue, et peut donc être exporté loin de l'équateur avant d'être reminéralisé. Cependant, on ne dispose pas de preuves issues d'observations qui puisse motiver cet ajout.

Dans notre cas, lorsque l'on étudie les causes de cette production, on s'aperçoit qu'elle provient d'un upwelling de nutriment nettement sur-évalué le long de l'axe équatorial, associé à un mélange vertical fort dans la zone de rétroflexion du courant du Nord-brésil. L'apport advectif vertical maximum est supérieur à $70 \text{ molC. m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ ($9.8 \text{ molNO}_3 \text{ m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ selon le rapport de Redfield), soit plus de quatre fois l'apport maximum calculé par Oschlies (2002c) dans une configuration très similaire. Pourtant, le schéma d'advection de Smolarkiewicz et Clark (1986) à deux étapes de correction du flux a une diffusion implicite faible. Il est possible que d'autres schémas d'advection conduisent à des diffusions implicites encore inférieures. En outre, le gradient vertical de nutriment a nettement augmenté par rapport à la climatologie. Le transport de ce gradient aboutit à un apport surestimé. Enfin, les vitesses verticales en subsurface sont très importantes, particulièrement à l'Ouest du bassin où elles dépassent les 1000 m.an^{-1} ($\sim 3 \text{ m.jour}^{-1}$) en moyenne annuelle, et sont très variables. Ces valeurs sont nettement (10 fois) supérieures à celles de l'étude de Oschlies (2002c). La représentation de la circulation équatoriale peut être perturbée par la présence d'une frontière fermée au Sud de la zone, comme le suggèrent Lima et Doney (2004).

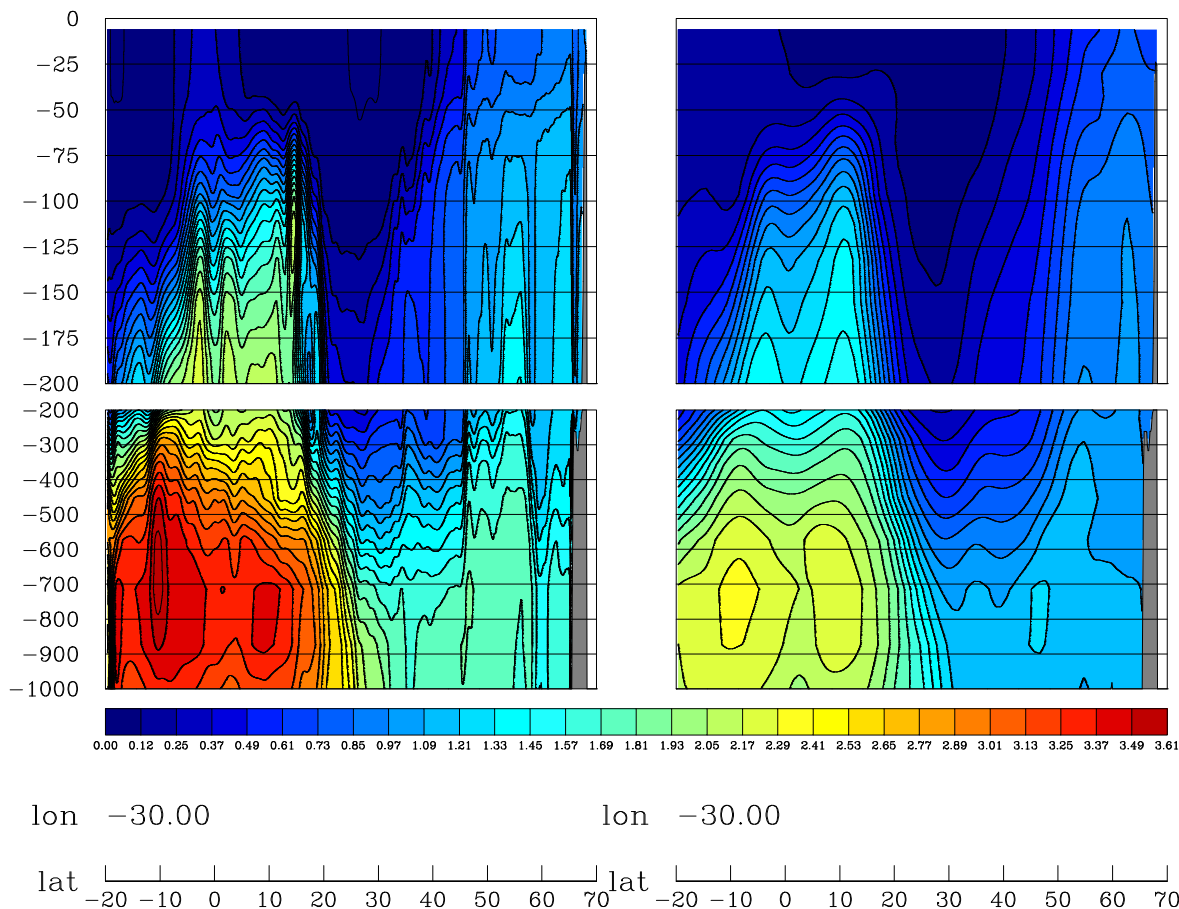


Figure 3.24: Concentration en phosphate ($\mu\text{mol.l}^{-1}$) à 30°W . Moyenne annuelle de la simulation libre sur 1998 (gauche) et de la climatologie (droite). Section de la surface à 200 m (haut) et de 200 m à 1000 m (bas)

Après cette analyse horizontale à l'échelle du bassin, nous allons comparer les résultats à des mesures effectuées en des stations ponctuelles.

3.4.2 Comparaison à des données *in situ*

La comparaison à des données *in situ* complète la comparaison aux données issues de la télédétection, et y ajoute la dimension verticale. L’océan Atlantique Nord est le mieux observé des océans tant pour la biologie que pour la physique. Cependant, les mesures *in situ* de paramètres biogéochimiques sont peu abondantes et concernent en général de courtes périodes de temps. La figure 3.22 présente la position des stations choisies pour la comparaison. La station de mesure BATS (Bermuda Atlantic Time Serie) a été mise en place dans le cadre du programme JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study) en octobre 1988. C’est la seule station hauturière à fournir une série temporelle pluriannuelle ininterrompue de nombreux paramètres biogéochimiques, mesurés avec une périodicité au moins mensuelle.

Station BATS

Les données sont collectées à la position 32°N 65°W au cours de campagnes. Elles comprennent des mesures de production primaire, nutriments, pigments, alcalinité, carbone organique particulaire et dissous, et des données physiques. De plus, des données uniquement physiques (salinité, température et oxygène dissous) sont collectées à l’Hydrostation “S” située à 32°N 10’ 64°W 30’. Enfin, au mouillage Bermuda Testbed Mooring à 31°N 40’ 64°N 10’ sont mesurées température, salinité, et données bio-optiques (PAR, chlorophylle et nitrate) par période de 3 ou 6 mois. Nous utilisons ici les données du site 32°N 65°W.

La figure 3.22 montre que la station BATS se trouve à la frontière Nord du gyre subtropical, dans la zone qui sépare au Nord les eaux riches associées au Gulf Stream et au Sud les eaux appauvries du centre du gyre. Cependant, comparé aux observations (figure 3.25), le cycle annuel simulé de température de surface est bien représenté. Dans les 200 premiers mètres, on note une homogénéité forte due au mélange vertical surestimé dans cette région. Le maximum de subsurface de la salinité a disparu, ce qui diminue la stratification entre 60 et 250 mètres. En septembre, la stratification reste confinée en surface alors qu’elle pénètre en profondeur dans les observations.

Le cycle annuel de la concentration en nutriment est présenté sur la figure 3.26. On note des concentrations nettement plus fortes que dans les observations. La période d’enrichissement des couches de surface correspond bien aux données (mars), mais le gradient vertical surestimé et la profondeur de mélange surestimée conduisent à une concentration de surface trop importante ($0.3 \mu\text{mol.l}^{-1}$ au lieu de $0.02 \mu\text{mol.l}^{-1}$).

La figure 3.27 représente la concentration en chlorophylle. La floraison (concentrations supérieures à 0.5 mg.m^{-3} en surface) commence en janvier, réapparaît en mars et perdure jusqu’à fin avril. Son intensité maximum est atteinte début avril. Dans les observations, le maximum se situe au début mars, un mois plus tôt. Les concentrations maximales simulées atteignent 0.7 mg.m^{-3} , alors que les observations restent inférieures à 0.4 mg.m^{-3} . Conformément à la position de la nutricline qui est décalée vers la surface, la profondeur du maximum de subsurface (Deep Chlorophyll Maximum, DCM) est plus faible que les observations (70 m au lieu de 80 m), et le DCM semble trop étalé. Malgré ces concentrations surestimées en nutriment et chlorophylle, la production primaire annuelle ($116 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$) est légèrement inférieure aux observations *in situ* ($125 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ en moyenne).

La surestimation des concentrations en nutriment est liée à celle de la profondeur de mélange. En effet, le gradient Nord-Sud de profondeur de couche de mélange, et donc d’apport diffusif est déplacé vers le Sud dans notre modèle couplé (voir figure 3.6). Par conséquent, on pourrait définir une “station BATS modèle”, située plus au Sud. Pour cela, il faut descendre à 29.6 °N pour obtenir une distribution en nutriment et un maximum de chlorophylle réalistes, mais la

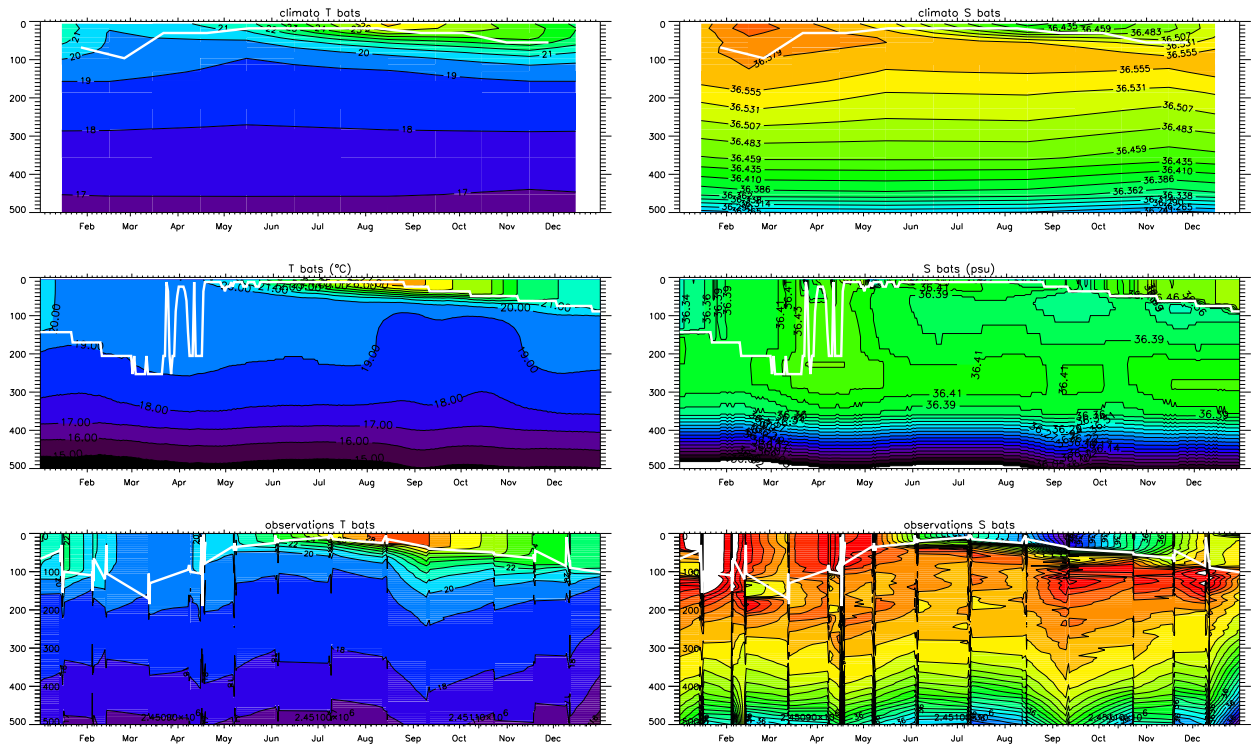


Figure 3.25: *BATS. Séries temporelles de température (gauche) et salinité (droite). Climatologie (haut) simulation libre sur 1998 (milieu) et observations interpolées pour l'année 1998 (bas). La ligne blanche représente la profondeur de la couche de mélange*

production primaire tombe alors à $39 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ (contre $125 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ pour les observations) ! Pour mieux comprendre la relation entre les concentrations et la production, on doit analyser l'apport en nutriment dans la zone euphotique.

Jenkins (1988) a estimé l'apport annuel en nitrate à $0.56 \pm 0.16 \text{ mol NO}_3 \cdot \text{m}^{-2} \text{ an}^{-1}$. Ici, avec le rapport de Redfield 16/122, on obtient un apport simulé allant de 0.24 à $0.27 \text{ mol NO}_3 \cdot \text{m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ pour les 5 points de grille centrés sur BATS, soit une sous-estimation de moitié. Étonnamment, malgré des concentrations de nutriment surestimées, l'apport annuel est sous-estimé, sans pour autant que la production primaire soit sous-estimée. Il semble que le modèle soit calibré pour être trop productif.

En résumé, pour la station BATS, malgré une distribution en nutriment très différente des observations, les apports sont sous-estimés. Le bloom apparaît trop tôt, est légèrement trop intense, et dure trop longtemps. Cependant, la production primaire simulée est réaliste. Cela peut s'expliquer par le fait que le modèle biogéochimique a été calibré à l'aide des données de cette station, et de la station NABE.

Station oligotrophe EUMELI

Durant les années 1989 à 1992, la campagne de mesures EUMELI a été menée dans l'Atlantique tropical pour étudier les mécanismes de production primaire dans trois milieux : eutrophe, proche des côtes et de l'upwelling, mésotrophe et oligotrophe. Les stations de mesure se situent à environ 20°N , sur une bande Est-Ouest au large de la Mauritanie. La station qui nous intéresse est située à $21^\circ\text{N } 31^\circ\text{W}$, au Nord-Ouest du Cap Vert, dans la partie oligotrophe du gyre subtropical (figure 3.22).

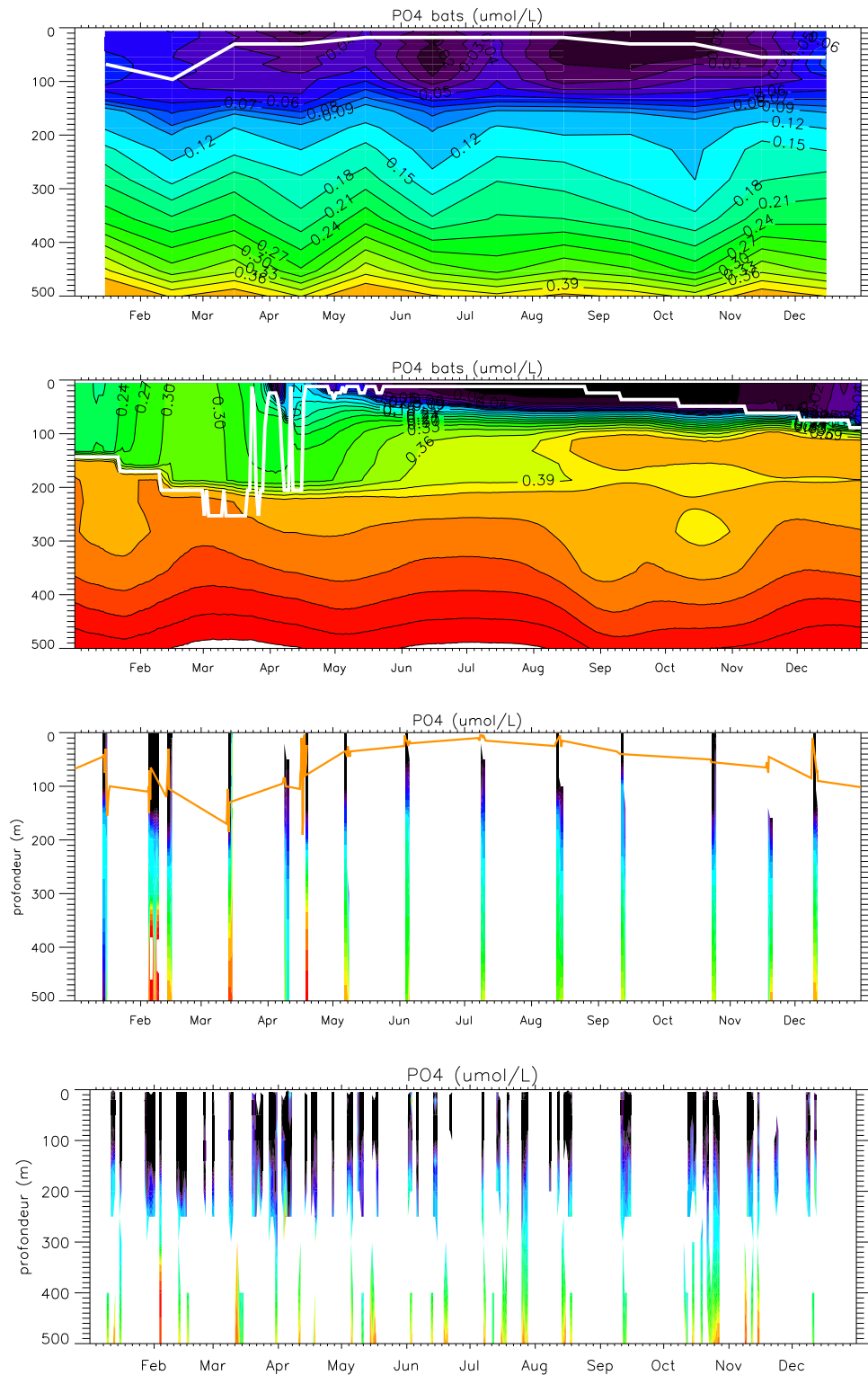


Figure 3.26: *BATS*. Profils verticaux de concentration en phosphate ($\mu\text{mol.l}^{-1}$) en fonction du temps. Climatologie (premier en partant du haut) simulation libre sur 1998 (second), observations pour 1998 (troisième) et observations moyennées de 1988 à 2002. La ligne épaisse (blanche en haut, orange au milieu) représente la profondeur de la couche de mélange.

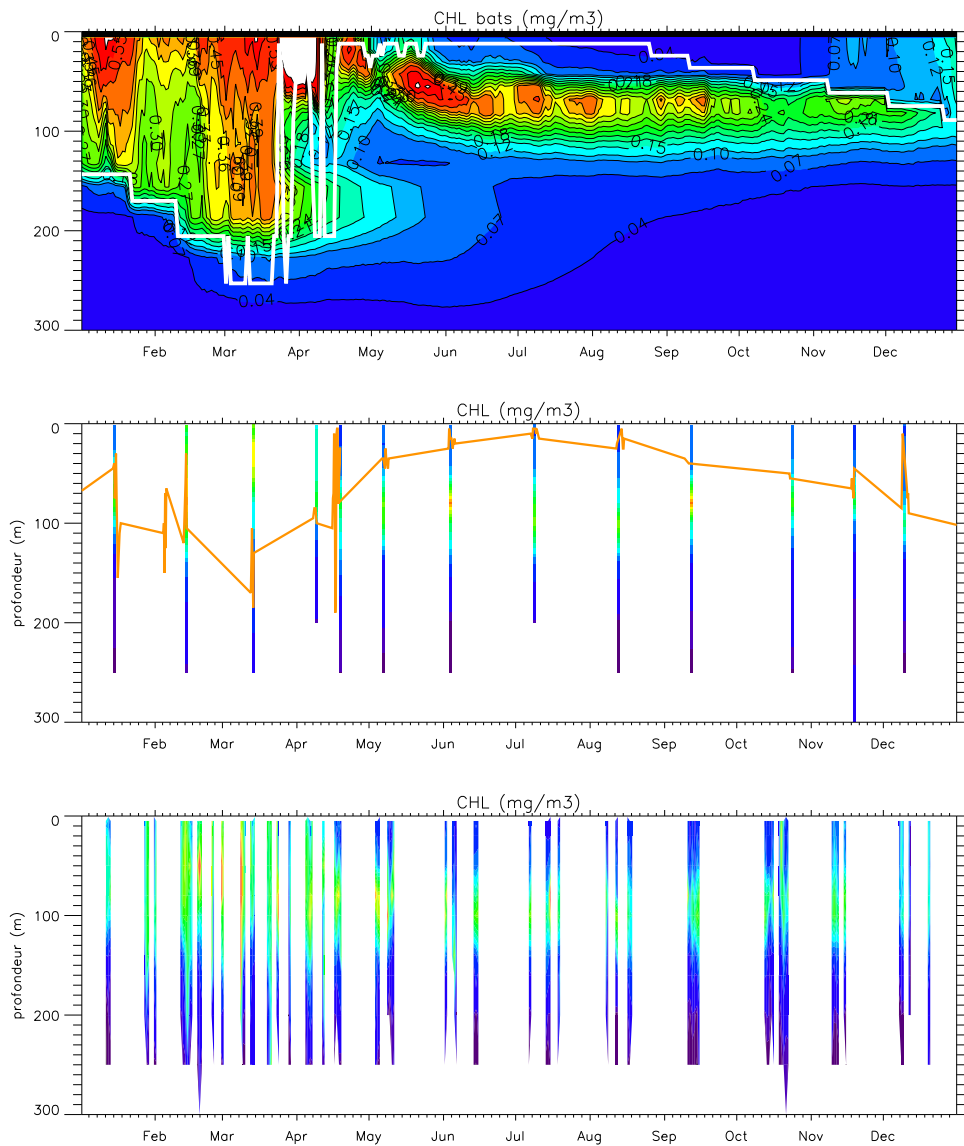


Figure 3.27: *BATS*. Profils verticaux de concentration en chlorophylle a ($mg.m^{-3}$) en fonction du temps. De haut en bas, simulation libre sur 1998, observations pour 1998 et observations moyennées de 1988 à 2002. La ligne épaisse (blanche en haut, orange au milieu) représente la profondeur de la couche de mélange.

Sur la figure 3.28, on voit que les profils de température et salinité sont restés très proches de la climatologie. Cette constatation est aussi vraie pour le nutriment (figure 3.30), et pour la profondeur du maximum de chlorophylle qui en découle. Cette station montre un comportement caractéristique des régions oligotrophes : la couche de mélange n'atteint jamais la nutricline, et le cycle saisonnier de production est peu marqué. Les valeurs simulées de chlorophylle de surface varient de 0.03 à 0.09 mg.m^{-3} , ce qui est conforme aux observations. Les concentrations du DCM sont sous-évaluées par rapport aux données (0.20 comparés aux 0.25 à 0.45 mg.m^{-3} observés (Morel 2000)). Le contenu intégré en chlorophylle vaut en moyenne 18 mg.m^{-2} , contre 23.6 mg.m^{-2} pour les observations (Morel 2000). Par contre, la production primaire vaut le tiers de l'estimation issue du VGPM ($28.7 \text{ g C m}^{-2}\text{an}^{-1}$ au lieu de $95 \text{ g C m}^{-2}\text{an}^{-1}$). Cette sous-estimation est classique, et peut être expliquée par une reminéralisation trop peu active (cette idée est soutenue par la forte production exportée), la représentation manquante de processus comme la diazotrophie, le transport d'une forme d'azote différente..

Globalement, l'environnement physique et biogéochimique décrit par le modèle est en bon accord avec les données. Cependant, la production primaire est sous-estimée d'un facteur 3, défaut récurrent dans de nombreux modèles couplés dont l'origine supposée est partagée entre le modèle biologique et le modèle physique. Cette sous-estimation de la production est de plus en plus nette au fur et à mesure que l'on progresse vers le centre du gyre subtropical, et que l'on s'éloigne des zones sources de nutriment et de DOC.

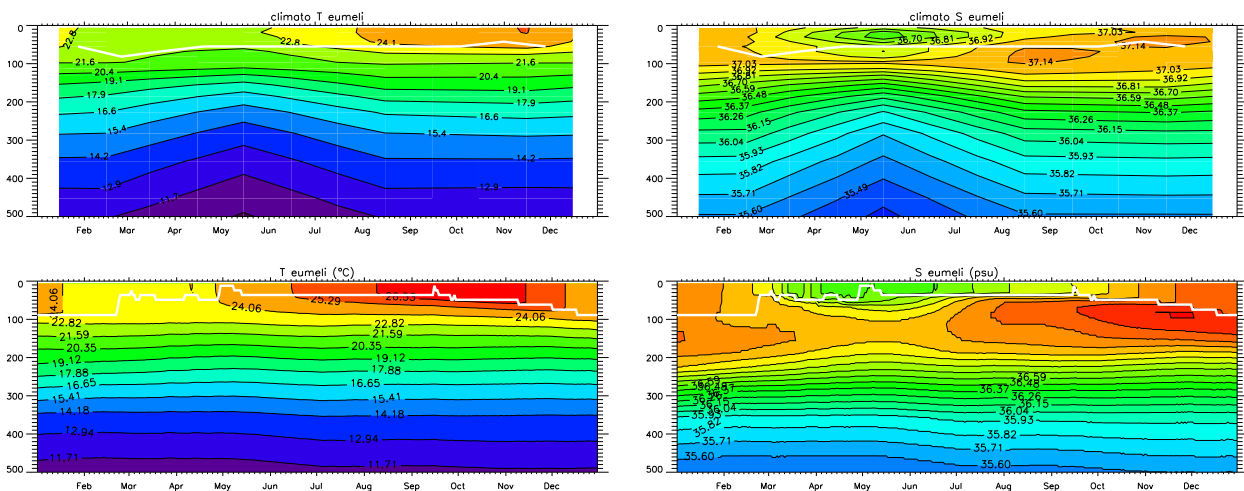


Figure 3.28: *EUMELI*. Profils de température (gauche, °C) et salinité (droite, kg.m^{-3}) en fonction du temps. Climatologie (haut) et simulation libre sur 1998 (bas). La ligne blanche représente la profondeur de la couche de mélange.

Station NABE

Les campagnes du North Atlantic Bloom Experiment (NABE) ont eu lieu en 1989 dans l'Atlantique Nord-Est, sur une zone centrée sur $47^\circ\text{N } 20^\circ\text{W}$. Si l'on s'appuie sur l'indice NAO pour caractériser de manière simple les flux océan-atmosphère, l'année 1989 est comparable à l'année 1998 avec un indice légèrement négatif.

A NABE (figure 3.31), la température a augmenté dans les 400 premiers mètres par rapport à l'état initial climatologique. Cela est aussi vrai pour une grande part de l'Atlantique Nord-Est (figure 3.7). La profondeur simulée de la couche de mélange hivernale (400 m) dépasse les

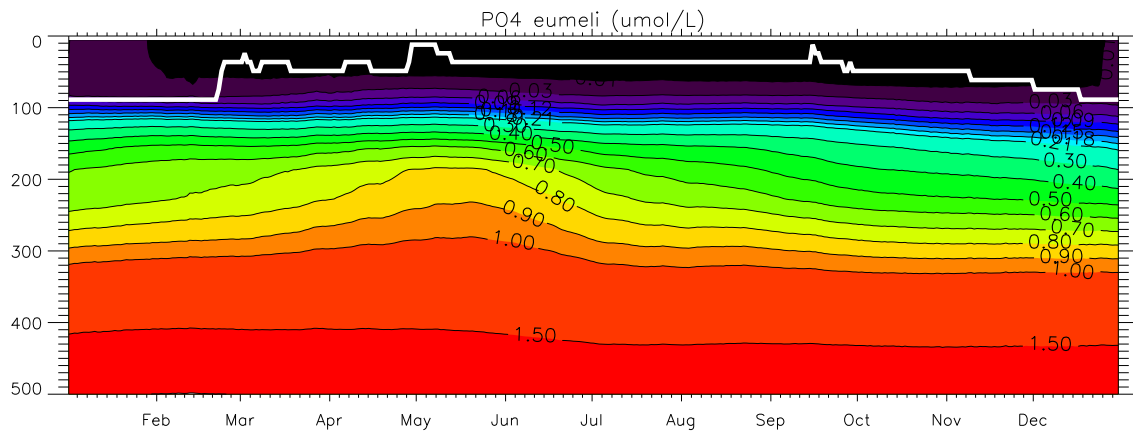
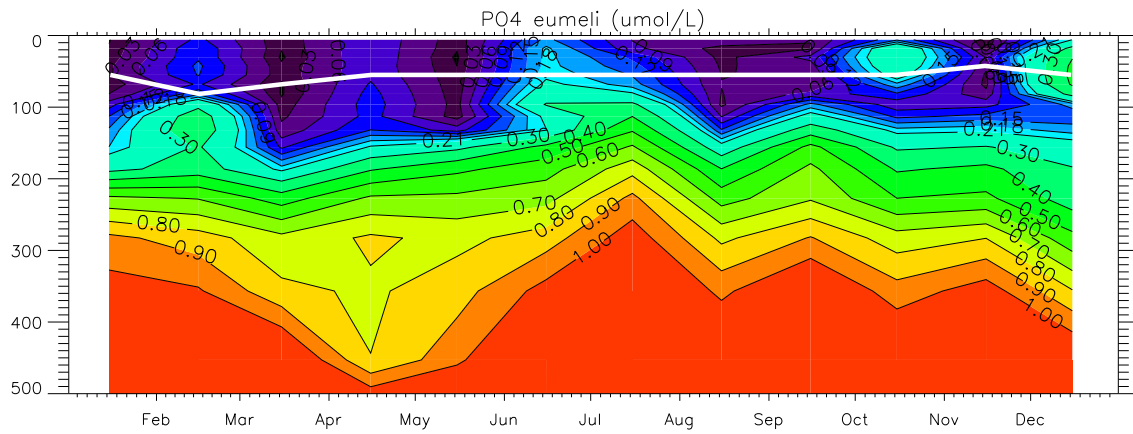


Figure 3.29: *EUMELI*. Profils verticaux de concentration en phosphate ($\mu\text{mol.l}^{-1}$) au cours du temps pour la climatologie (haut), et la simulation libre du phosphate (bas). La ligne blanche représente la profondeur de la couche de mélange.

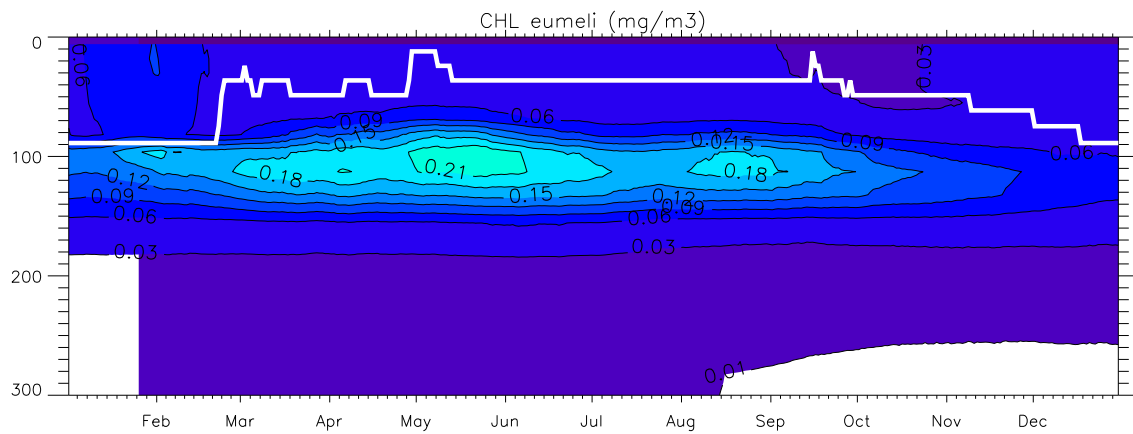


Figure 3.30: *EUMELI*. Profils verticaux de concentration en chlorophylle au cours du temps (bas, mg.m^{-3}). La ligne blanche représente la profondeur de la couche de mélange.

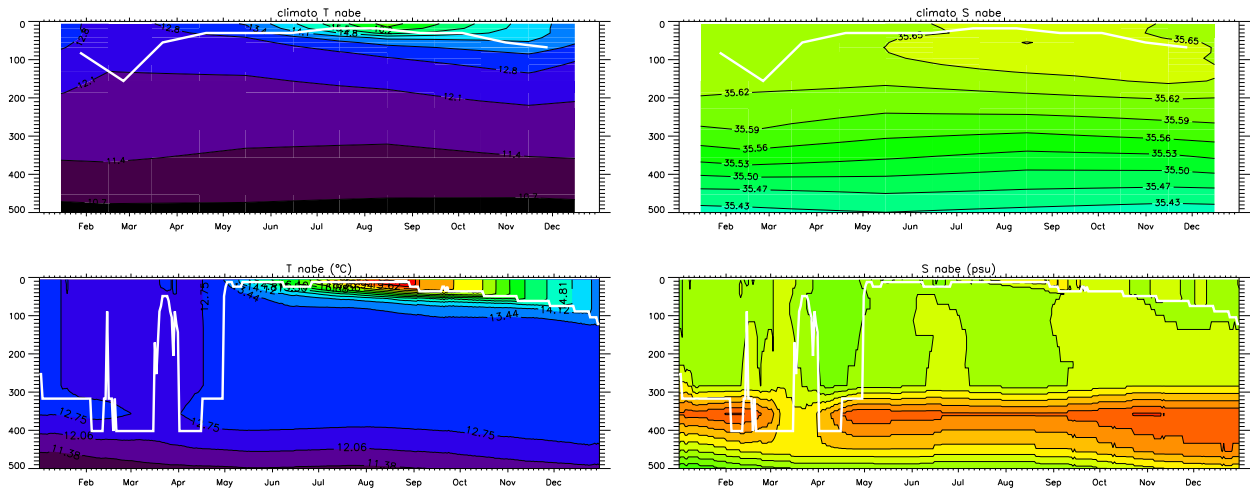


Figure 3.31: *NABE*. Profils de température (gauche) et salinité (droite) en fonction du temps. Climatologie (haut) et simulation libre sur 1998 (bas). La ligne blanche représente la profondeur de la couche de mélange.

observations qui restent inférieures à 200 m (figure 3.6). Le maximum de salinité présent à 400 m est le résultat de la dérive des traceurs. Cette langue de sel a peu d'influence sur la stratification de la colonne d'eau, et dans la zone de production la salinité reste inchangée grâce au rappel.

Dans cette région, le cycle saisonnier de nutriment est vigoureux (figure 3.32) : les concentrations de surface simulées passent de $0.1 \mu\text{mol.l}^{-1}$ en été à $0.7 \mu\text{mol.l}^{-1}$ en hiver, ce qui est conforme aux observations. Le gradient vertical de nutriment est légèrement surestimé par rapport aux observations.

Pour la chlorophylle (figure 3.33), la floraison est déclenchée par l'amincissement de la couche de mélange dès la fin mars, alors que pour la chlorophylle estimée par SeaWiFS, comme pour les observations *in situ*, le bloom intervient seulement en mai. Au cours de la première floraison, la chlorophylle de surface atteint 4 mg m^{-3} . Les observations *in situ* de 1989 atteignent des valeurs en général plus proches de 2 mg m^{-3} (avec un extrême à 4 mg m^{-3}) et SeaWiFS ne dépasse pas 2 mg m^{-3} . Ensuite, le cycle annuel présente plusieurs pics, qui succèdent aux apports de nutriment. Les observations *in situ* paraissent également décrire plusieurs pics. Ces variations ne sont pas retrouvées sur l'estimation SeaWiFS. En été, les concentrations sont légèrement inférieures aux observations.

La production primaire simulée ($166 \text{ g C. m}^{-2}.\text{an}^{-1}$) est conforme aux estimations de Antoine et al. (1996), et sous-estimée par rapport au VGPM ($240 \text{ g C. m}^{-2}.\text{an}^{-1}$).

Deux aspects de la concentration en chlorophylle - trop forte concentration au cours du bloom, puis sous-estimation en été - ont également été observés par Aumont (1998). Pour expliquer la surestimation printanière, Aumont (1998) invoque la sous-estimation des concentrations hivernales de zooplancton. Ainsi, le broutage serait sous-estimé au moment du bloom. Pour expliquer la sous-estimation de la chlorophylle en été, on peut penser à un trop fort broutage, comme le montre la figure 3.18, ou à une sous-estimation de la reminéralisation.

Pour conclure, l'environnement physique, le cycle de concentration en chlorophylle et la production primaire à NABE sont relativement fidèles à la réalité. Le fait que cette station ait été utilisée pour la calibration du modèle biogéochimique n'est probablement pas étranger à cet accord. On retrouve à NABE la trop faible production estivale, qui est commune à une grande partie des hautes latitudes.

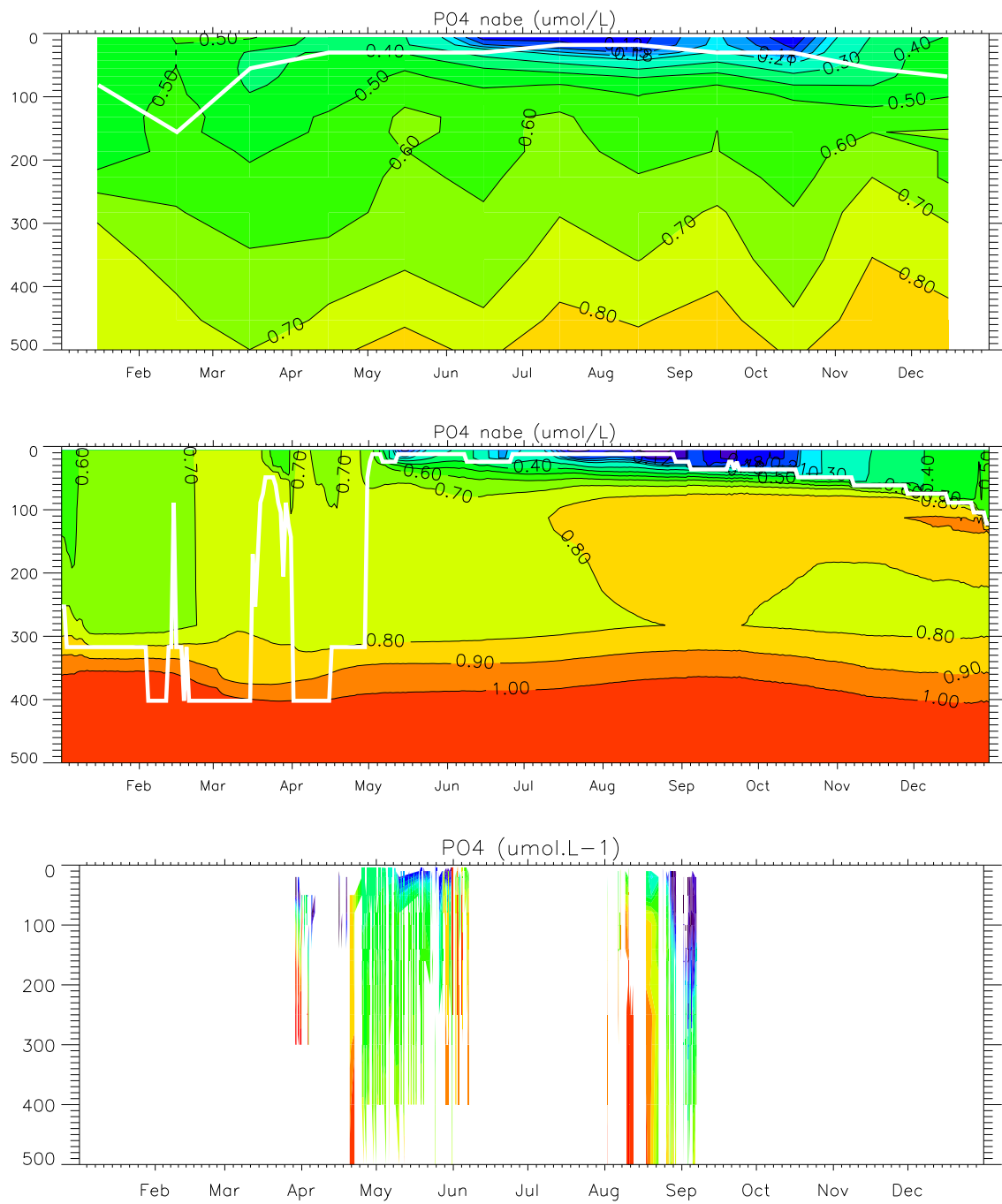


Figure 3.32: NABE. Profils verticaux de concentration en phosphate ($\mu\text{mol.l}^{-1}$) en fonction du temps. Climatologie (haut), simulation libre sur 1998 (milieu) et observations pour 1989 (bas). La ligne blanche représente la profondeur de la couche de mélange.

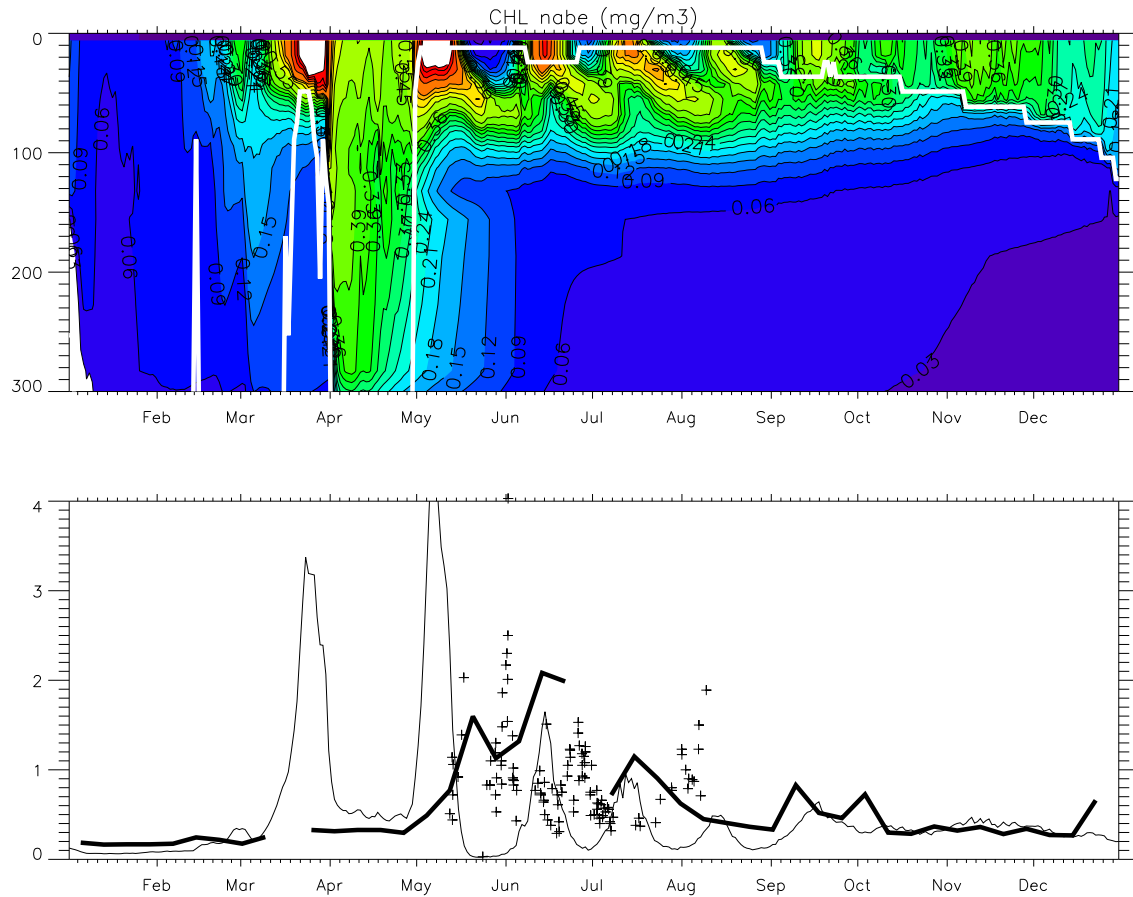


Figure 3.33: NABE. En haut, profils verticaux de concentration en chlorophylle a ($\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$) en fonction du temps, pour la simulation libre sur 1998. La ligne blanche représente la profondeur de la couche de mélange. En bas, concentration de chlorophylle en surface en fonction du temps, simulée (trait fin), et estimée (trait gras) par SeaWiFS pour l'année 1998. Les croix représentent les observations in situ pour l'année 1989.

3.5 Conclusions

Les diagnostics présentés montrent que le modèle P3ZD couplé à NATL3 donne des résultats pertinents et dans la moyenne des modèles de ce type en terme de concentration en chlorophylle de surface, de production primaire et d'export. On constate néanmoins certaines déficiences, associées à la circulation, ou au modèle biogéochimique : la surestimation de la production à l'équateur limite l'interprétation des résultats au Sud de 15°N, au centre du gyre subtropical, la production primaire est sous-estimée d'un facteur cinq. Hormis à l'équateur, les concentrations en chlorophylle et la production primaire sont sous-estimées en été. Enfin, le cycle annuel est sensiblement en avance dans la simulation.

Parmi ces déficiences, celles provenant de la composante biogéochimique ne pourront être corrigées par le contrôle de l'environnement physique via l'assimilation de données. Par exemple, le rôle du broutage sur la concentration en chlorophylle lors du bloom et en été, l'intensité de la reminéralisation sont des processus qui doivent être calibrés indépendamment.

En revanche, de nombreuses faiblesses pourront être corrigées par l'assimilation. Ainsi, la circulation peut être partiellement incriminée dans la sous-estimation chronique de la production dans le gyre subtropical. De plus, l'assimilation est potentiellement en mesure de corriger la position du Gulf Stream, et plus en aval, celle de la Dérive Nord Atlantique et du courant des Açores, ainsi que l'intensité de ces courants, et la variabilité associée. Dans la même région des Vents d'Ouest, le mélange vertical surestimé, matérialisé par un front zonal d'approfondissement de la couche de mélange trop Sud et trop marqué, pourra être corrigé. A l'Est du bassin, l'assimilation a un rôle à jouer pour limiter la surestimation de la stratification, et diminuer les profondeurs de convections aux hautes latitudes. L'ensemble de ces modifications de la circulation va affecter la distribution et les apports de nutriment dans la zone euphotique, notamment les transferts horizontaux des régions riches vers les régions appauvries. Si l'assimilation est en mesure d'améliorer les masses d'eau, elle pourra dans le même temps modifier la contribution du DOC à l'export de carbone. Par surcroît, la correction de la stratification aura une influence sur la croissance phytoplanctonique. Une autre propriété modifiée par l'assimilation est la variabilité temporelle des courants et des propriétés T/S.

Après ce chapitre consacré aux résultats du modèle couplé en simulation libre, nous allons maintenant aborder le système d'assimilation utilisé pour agir sur la composante physique.

Chapitre 4

L'assimilation de données dans le modèle couplé

Pour décrire l'état du système océan, deux sources d'informations s'offrent à nous : les observations du système d'une part, collectées *in situ* ou à distance, qui sont toujours discontinues en temps et en espace et comportent des erreurs, et la modélisation du système d'autre part, qui simule les processus d'après les lois issues de l'expérience ou de la théorie. Or tout modèle comporte des simplifications, des approximations, et les paramètres du modèle et les conditions auxiliaires (conditions initiales, aux limites) restent mal connus ou entachés d'erreurs. L'enjeu de l'assimilation de données est de combiner de façon optimale des observations imparfaites, et un modèle imparfait, pour obtenir la meilleure estimation possible de l'état du système étudié et de son évolution.

En pratique, les objectifs et potentialités de l'assimilation de données sont les suivants :

- > estimer l'évolution de l'état du système au cours du temps
- > améliorer les prévisions de l'état du système
- > optimiser les paramètres, les conditions auxiliaires et les forçages des modèles
- > étudier la sensibilité du modèle vis-à-vis des paramètres de contrôle
- > simuler des systèmes d'observations, afin d'optimiser le déploiement des moyens d'observations.

Dans ce chapitre, nous commençons par resituer le problème de l'assimilation dans le contexte d'un système dynamique couplé, en envisageant les multiples approches possibles. Puis, nous exposons rapidement les méthodes d'assimilation existantes, et nous abordons le filtre de Kalman dans le détail. Nous introduisons ensuite les développements théoriques et pratiques de cette méthode. Cela nous conduit à réexaminer le problème de l'assimilation de données dans un modèle de circulation, dont l'état doit respecter certaines propriétés.

4.1 Formulation du problème

Nous présentons d'abord le concept de système couplé, puis les manières d'aborder le problème de l'assimilation dans ce contexte.

4.1.1 Le modèle couplé

Pour illustrer notre propos, on se place dans le cas d'un système dynamique linéaire couplé \mathbf{M} , qui décrit l'évolution au cours du temps de l'état du système. Cet état est défini par le vecteur d'état \mathbf{x} , composé des variables du modèle de circulation (x_1, \dots, x_{p-1}) , et des variables du modèle d'écosystème (x_p, \dots, x_n) .

Dans les précédents chapitres, les deux composantes du système couplé ont été détaillées, et on a vu que le "couplage" était unidirectionnel : la circulation force l'écosystème, sans rétroaction de celui-ci vers la circulation. L'évolution des variables qui décrivent la circulation est indépendante de celle des variables biologiques. On a donc une équation d'évolution de la forme:

$$\mathbf{x}(t+1) = \mathbf{M}\mathbf{x}(t) \quad (4.1)$$

$$\begin{pmatrix} x_1 \\ \vdots \\ x_{p-1} \\ x_p \\ \vdots \\ x_n \end{pmatrix} (t+1) = \begin{pmatrix} & & 0 & \cdots & 0 \\ m_{11} & \cdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ & & 0 & \cdots & 0 \\ \vdots & \ddots & & & \vdots \\ m_{n1} & \cdots & & & m_{nn} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_1 \\ \vdots \\ x_{p-1} \\ x_p \\ \vdots \\ x_n \end{pmatrix} (t) \quad (4.2)$$

On remarque que si la biologie n'influe pas sur la circulation lors de l'évolution dynamique du système, il n'y a pas pour autant indépendance des deux parties, si bien que la biologie "covarie" avec la circulation. Cette remarque conduit à s'interroger sur les modalités de l'assimilation dans un modèle couplé.

4.1.2 Assimilation dans un modèle couplé

On peut définir l'objectif de l'assimilation comme l'estimation de l'état du système couplé, c'est-à-dire des composantes physique et biogéochimique. Il reste à déterminer comment l'information issue des observations sera propagée aux deux composantes du modèle couplé. Trois cas peuvent être identifiés: (i) l'estimation concerne l'état couplé, physique et biologique, (ii) l'estimation ne concerne que la composante biologique du système, (iii) l'estimation ne concerne que la composante physique du système.

(i) Dans le premier cas, on cherche à estimer conjointement l'état physique et biologique, on parlera alors d'assimilation couplée. Parmi les rares exemples d'assimilation couplée, le travail de Prunet et al. (1996) concerne l'estimation de paramètres. Dans cette étude uni-dimensionnelle, des données de température de surface, de concentration en chlorophylle, en nitrate et de pression partielle de dioxyde de carbone (P_{CO_2}) sont utilisées pour estimer certains paramètres du modèle biologique, conjointement avec le paramètre $tk_{e_{min}}$ du modèle de turbulence, qui définit la borne inférieure de l'énergie cinétique turbulente. Dans le contexte de l'estimation d'état dans un modèle tridimensionnel à haute résolution du Gulf Stream, l'étude d'Anderson et al. (2000) est la seule à examiner les vertus et limites de l'assimilation couplée. La technique d'estimation employée est l'interpolation optimale. Les données assimilées, issues d'une campagne de mesure *in situ*, sont de nature physique (température, salinité) et biologique (concentration en nitrate et chlorophylle). Anderson et al. (2000) ont examiné la performance de

l'assimilation des deux types de données prises indépendamment, puis l'assimilation simultanée de ces mêmes données. Toutefois, dans cette étude, l'estimation simultanée se limite en fait à une estimation séquentielle de chaque partie de l'état de manière indépendante, associée à une procédure pour ajuster l'estimation biologique à l'estimation physique. Une des conclusions de cette étude est la nécessité d'assimiler simultanément les données physiques et biologiques pour conserver la cohérence de l'état couplé. Si un seul type de donnée est assimilé, ces auteurs recommandent d'utiliser une procédure d'ajustement de la partie couplée non corrigée du modèle pour rétablir la cohérence entre les deux parties du vecteur d'état. Sans cela, des décalages apparaissent dans la position des fronts physiques et biogéochimiques, ce qui engendre des flux irréalistes de traceurs biologiques. On peut généraliser cette conclusion sur la nécessaire cohérence entre champs physiques et biogéochimiques. Cependant, la haute résolution (15 km) de l'étude d'Anderson et al. (2000), et la précision des observations disponibles contribuent certainement à amplifier les effets indésirables dus aux décalages entre structures biologiques et physiques.

Si la situation d'assimilation couplée est en principe idéale et souhaitable, elle reste malheureusement difficile et rare (Anderson et al. 2000; Besiktepe et al. 2003). En effet, la tâche de l'assimilation est compliquée par les relations de couplage entre les deux modèles. En principe, une observation de l'état physique peut influencer l'estimation de l'état biologique, et vice-versa. Mais en pratique, l'estimation robuste des covariances d'erreur entre les composantes physique et biologique du vecteur d'état est difficile, étant donnée la nature extrêmement non linéaire du couplage. En outre, les modèles de circulation et biogéochimiques présentent souvent des biais, et les erreurs pour chaque type d'observations sont très différentes. Aussi, l'estimation conjointe de l'état physique et biologique peut être moins précise que l'estimation indépendante de chaque partie du vecteur d'état. Enfin, disposer d'observations simultanées en temps et en espace de l'état biologique et physique est une situation peu courante.

(ii) La seconde approche est l'assimilation dans le modèle biologique seul. Plusieurs travaux ont emprunté cette voie, sous l'angle de l'estimation de paramètres (Hurt et Armstrong 1996; Spitz et al. 2001; Faugeras et al. 2003), ou de l'estimation séquentielle de l'état du système (Carmillet et al. 2001; Magri 2002; Magri et al. 2005). Dans cette approche, on postule que le modèle physique ne comporte pas de défaut, de telle sorte que toute l'erreur provient du modèle biologique. Ce postulat est souvent fait dans le cadre de modèles couplés unidimensionnels, pour lesquels la représentation de la physique est précise. Au contraire, les constantes des modèles biologiques, le plus souvent mal connues et non mesurables sont une source d'incertitude majeure, ce qui justifie leur optimisation (Faugeras 2002; Faugeras et al. 2003). Cependant, si la physique comporte des erreurs, elles vont dégrader la qualité de l'estimation appliquée au modèle biologique (Fennel et al. 2001). De plus, dans cette approche ainsi que dans la dernière approche (iii), le contrôle d'une seule composante de l'état couplé peut conduire à compenser de manière artificielle des erreurs provenant de la composante non contrôlée.

Parallèlement à ces études portant sur l'estimation des paramètres des modèles biogéochimiques, d'autres travaux se sont orientés vers l'estimation séquentielle de l'état du système au moyen de filtres de Kalman (voir la section 4.2). Ainsi, Magri et al. (2005) ont utilisé un modèle couplé uni-dimensionnel assimilant des données *in situ* issues du programme FRONTAL pour simuler le cycle saisonnier observé en mer Ligure, et démontré l'efficacité du filtre dans ce contexte. Carmillet et al. (2001), avec un modèle couplé tridimensionnel de l'Atlantique Nord, ont réalisé une expérience d'assimilation de données synthétiques de chlorophylle de surface. Cette étude met en avant la capacité de la méthode à extrapoler l'information aux variables non observées. Un résultat annexe de cette étude est la faible persistance dans le temps des corrections, ce qui suggère un manque de cohérence au sein de la correction, soit entre l'état biologique et l'état physique non corrigé, soit au sein même de l'état biologique.

(iii) La dernière situation est l'assimilation dans le modèle physique, la biologie restant inchangée. C'est l'approche choisie dans ce travail de thèse: on exerce un contrôle sur une partie du vecteur d'état (la circulation tridimensionnelle océanique), et ce contrôle se propage par le biais du couplage à la partie biogéochimique du vecteur d'état (figure 4.1). Cette approche fait suite à plusieurs études dans des configurations tridimensionnelles qui ont souligné la très forte sensibilité de la solution biologique au réalisme de la circulation, et aux paramétrisations de la physique et du couplage (l'advection en particulier) (Oschlies et Garçon 1998; Doney 1999; Oschlies 2000; Garçon et al. 2001; Oschlies 2002a; Doney et al. 2004). Il semble raisonnable de tenter dans un premier temps de corriger les erreurs du modèle physique, pour s'attaquer ensuite aux erreurs résiduelles issues du modèle biologique.

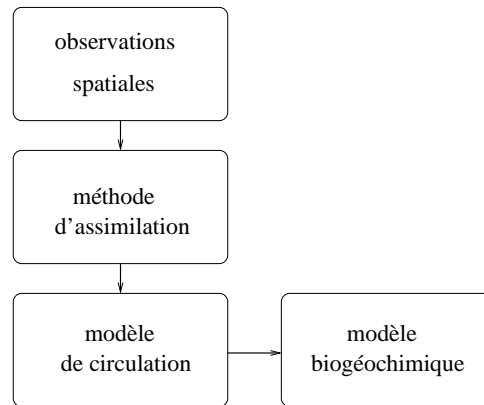


Figure 4.1: *Schéma de notre problématique d'assimilation.*

Cette approche relativement nouvelle a été suivie par Oschlies et Garçon (1998), qui ont assimilé des observations satellitaires d'élévation du niveau de la mer dans un modèle couplé de l'Atlantique Nord, pour obtenir une circulation avec une variabilité plus réaliste. Cet angle d'attaque permet d'examiner plusieurs questions, notamment l'aptitude de l'assimilation à contrôler les processus physiques importants pour la production primaire, et la part de l'erreur de la solution biologique imputable à la physique. C'est la première étape vers l'objectif ambitieux d'un contrôle global (situation (i)) de l'état couplé de l'océan à l'échelle d'un bassin.

Après cet éclaircissement de la problématique, nous allons passer en revue les techniques utilisées pour contrôler la composante physique de l'état du modèle.

4.1.3 Les méthodes d'assimilation

Nous décrivons la problématique générale de l'assimilation, et les solutions possibles pour résoudre ce problème. La terminologie "schéma d'assimilation" sera utilisée alternativement pour désigner la méthode d'assimilation ainsi que son implémentation pratique. Nous détaillerons particulièrement la méthode mise en œuvre dans notre travail, le filtre de Kalman.

Formulation du problème

Présentons les éléments du problème. On dispose d'un modèle dynamique, noté \mathbf{M} , qui décrit l'évolution temporelle de l'état du système, \mathbf{x} , au cours d'un intervalle de temps, de $k - 1$ à k . Pendant cet intervalle, on dispose aussi d'observations du système (notées \mathbf{y}), distribuées arbitrairement dans le temps. D'une manière générale, le problème de l'assimilation peut se formuler par une minimisation de l'écart entre les observations du système d'une part, et leur équivalent modèle d'autre part, sur une période donnée.

Soit \mathbf{y} le vecteur contenant les observations, et \mathbf{H} l'opérateur d'observation qui transforme l'état modèle en son équivalent observé. A l'instant k , on peut quantifier l'écart entre la solution du modèle et les observations par la fonction de coût J , associée à une norme.

$$J = \|\mathbf{y}_k - \mathbf{H}\mathbf{x}_k\|^2 \quad (4.3)$$

Nous allons maintenant identifier les origines possibles de l'écart entre les observations et leur équivalent modèle entre les instants $k-1$ et k . Pour la solution du modèle au temps \mathbf{x}_k , les erreurs peuvent provenir

- > des erreurs sur l'état initial \mathbf{x}_{k-1} ,
- > des approximations dans la formulation du modèle, des erreurs numériques, de discrétisation, de valeurs incorrectes des paramètres du modèle, et des erreurs dans les "forçages" au sens large (flux de surface, conditions aux frontières).

Pour les observations \mathbf{y}_k , les sources d'erreurs sont

- > les erreurs de mesures,
- > les erreurs de représentativité : le décalage entre les échelles et les processus présents dans les observations et ceux représentés par le modèle (par exemple la méso-échelle pour un modèle non "eddy-permitting") constitue une source d'erreur qui peut être prise en compte dans l'erreur d'observation comme dans le cas présent. De plus, on néglige en général (sauf en 4DVR) la distribution temporelle des observations, pour les rassembler à l'instant d'analyse, ce qui induit une erreur de représentativité temporelle.

Pour corriger ces erreurs, on cherche à modifier les paramètres responsables de ces erreurs. Le vecteur \mathbf{u} est le vecteur des paramètres de contrôle du modèle. \mathbf{u} peut contenir les conditions initiales, aux limites, et les paramètres au sens large du modèle. Pour un intervalle de temps donné, la fonction J est alors de la forme :

$$J = \|\mathbf{y} - \mathbf{H}\mathbf{x}(\mathbf{u})\|^2 + \|\mathbf{u} - \mathbf{u}_b\|^2 \quad (4.4)$$

Le premier terme quantifie l'écart entre la solution du modèle et les observations distribuées sur la fenêtre temporelle, et le second terme (terme de *background*) quantifie l'écart entre les paramètres de contrôle et une ébauche \mathbf{u}_b . Ce terme, qui traduit l'information disponible a priori, contraint les paramètres \mathbf{u} à ne pas trop s'éloigner d'une première estimation. Par exemple, si \mathbf{u} est la condition initiale, on imposera à \mathbf{u} de ne pas trop s'éloigner d'une première estimation de la condition initiale \mathbf{x}_0 . Nous continuons par les méthodes pour minimiser J .

Minimisation de J

De nombreuses méthodes existent pour minimiser J . Nous abordons tout d'abord les méthodes de contrôle optimal ou méthodes variationnelles, puis le filtre de Kalman.

L'objectif du contrôle optimal est de trouver un jeu de paramètres \mathbf{u} tel que la trajectoire modèle $\mathbf{M}(\mathbf{u})$ soit la plus proche des observations au sens des moindres carrés. Lorsque le problème contient la dimension temporelle, on parlera d'approche 4DVAR, sinon d'approche 3DVAR. Parmi de nombreuses méthodes, citons la minimisation par calcul direct du gradient de la fonction J par rapport à \mathbf{u} , et la méthode adjointe (Talagrand et Courtier 1985; Le Dimet et Talagrand 1986), qui utilise le modèle adjoint pour calculer le gradient de J . La minimisation est réalisée par l'itération du calcul de J puis du calcul de son gradient.

La méthode adjointe est performante, et relativement courante en océanographie physique. Cependant elle présente plusieurs inconvénients. Tout d’abord, elle nécessite le développement du modèle adjoint, qui est une tâche comparable au développement du modèle direct. D’autre part, la minimisation itérative de la fonction coût représente un coût de calcul très élevé dans le cas d’un modèle tridimensionnel haute résolution. Enfin, dans le cas d’un modèle à haute résolution, la dynamique non-linéaire de l’océan limite la durée de l’intervalle d’assimilation pendant lequel le modèle peut être approximé par son linéaire tangent (de l’ordre de 20-30 jours, Eric Blayo, communication personnelle). On est alors contraint de procéder séquentiellement, en effectuant la minimisation sur des fenêtres temporelles courtes (Luong 1998). Ce faisant, la continuité de la trajectoire est perdue, et on augmente le coût global de la méthode.

Dans le cas d’un modèle linéaire, le filtre de Kalman est une autre méthode de minimisation de J , qui permet d’estimer directement l’état optimal du modèle à l’instant final de l’intervalle. En outre, toujours dans le cas d’un modèle linéaire, on montre que l’estimation de l’état final issue du filtre de Kalman est équivalente à l’estimation par le contrôle optimal. Cette méthode est développée à la section 4.2. Passons maintenant au choix des paramètres de contrôle.

Les paramètres de contrôle

Le paramètre de contrôle privilégié pour les modèles de circulation est l’état du système à l’instant initial, autrement dit les conditions initiales. Le contrôle des conditions initiales a été utilisé pour l’assimilation de température, de salinité et d’altimétrie dans les modèles de circulation océanique (Long et Thacker 1989a, 1989b; Schröter et al. 1993; Morrow et De Mey 1995; Luong 1998; Vialard et al. 2003; Robert 2004).

En dehors des conditions initiales, les conditions aux limites de surface (les forçages) ont été utilisées pour contrôler le système. La représentation des processus affectant la couche limite de surface, en particulier les flux de chaleur, d’eau douce et de quantité de mouvement est très importante dans le cadre de la modélisation couplée physique-biologie. On sait de plus que les erreurs sur ces flux sont importantes, par conséquent ce sont des candidats parfaits pour le contrôle. Dans les travaux de Stammer et al. (2002, 2004), conduits à la résolution moyenne de 1 et 2°, le contrôle optimal est appliqué conjointement sur les forçages atmosphériques et les conditions initiales.

Enfin, certains travaux ont abordé les conditions limites ouvertes (Devenon et al. 2001), et l’estimation de paramètres intrinsèques au modèle, comme la diffusivité turbulente (Leredde et al. 1999, 2002).

Nous abordons maintenant la méthode du filtre de Kalman.

4.2 Le filtre de Kalman et ses dérivés

La mise en œuvre du filtre de Kalman (FK) consiste en l’enchaînement d’une étape d’intégration modèle, (la prévision, ou forecast) et d’une étape d’estimation de l’état du système, l’analyse. Avant de donner l’algorithme du FK, nous illustrons le principe de l’estimation optimale au sens du FK par un exemple simple.

4.2.1 Le BLUE

L’estimation de l’état du système au sens du filtre de Kalman est statistiquement optimale pour un système linéaire uniquement. Estimation optimale signifie ici “qui minimise la variance de

l'erreur de l'estimation". Dans ce contexte, l'état optimal n'est pas forcément une solution du modèle, à la différence des méthodes de contrôle optimal en contrainte forte qui cherchent la meilleure solution modèle. Le concept à l'origine de l'estimation optimale est le BLUE (Best Linear Unbiased Estimator): prenons deux mesures y_1 et y_2 de la même grandeur x , d'incertitudes e_1 et e_2 . On cherche l'estimation de variance minimale, non biaisée, de la grandeur x . Pour cela, on associe à ces mesures les variables aléatoires Y_1 et Y_2 et on pose que les incertitudes des deux observations sont non biaisées, indépendantes et d'écart type σ_1 et σ_2 . On montre alors que le BLUE x^a vaut:

$$x^a = \frac{\sigma_2^2}{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} Y_1 + \frac{\sigma_1^2}{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} Y_2 \quad (4.5)$$

qui peut se réécrire

$$x^a = Y_1 + K(Y_2 - Y_1) \quad (4.6)$$

$$\text{avec } K = \frac{\sigma_2^2}{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} \quad (4.7)$$

Le gain K est le rapport entre la variance associée à la mesure Y_2 et la somme des variances des deux mesures. Le filtre de Kalman est une généralisation du BLUE aux systèmes linéaires dotés d'une équation d'évolution. Les applications de ce filtre sont nombreuses et touchent à des disciplines très diverses (météorologie, océanographie, géophysique), et il a donné lieu à de multiples développements théoriques et pratiques.

4.2.2 Théorie du filtre

Le filtre de Kalman suppose la connaissance des incertitudes associées à la solution modèle, et aux observations, qui prennent la forme de matrices de covariance. En plus de l'estimation x^a du système, le FK donne une estimation de la (co)variance associée, \mathbf{P}^a . Nous introduisons ici la théorie nécessaire pour comprendre la méthode d'assimilation utilisée dans ce travail, le filtre SEEK.

Le schéma 4.2 montre l'évolution temporelle d'une variable d'état au cours des étapes de prévision et d'analyse.

Les notations utilisées suivent les conventions définies par Ide et al. (1997). Les exposants t, f, a, c sont utilisés pour qualifier la nature et l'origine des états du modèle, des erreurs ou des matrices de covariances. La vérité modèle est notée x^t , pour *true*, l'état issu d'une prévision modèle est noté x^f , pour *forecast*, l'état issu d'une analyse est noté x^a .

Un cycle d'assimilation du filtre de Kalman

Une itération du filtre de Kalman est composée d'une étape de prévision suivie d'une étape de correction (ou analyse) de l'état du modèle. On décrit ici ces deux étapes du filtrage. Pour dériver le filtre de Kalman, on fait l'hypothèse que les sources d'informations (modèle et données) ne sont pas biaisées (ou de biais connu), et que la connaissance des moments d'ordre un (moyennes) et deux (covariances) suffit à décrire les densités de probabilités des erreurs associées à ces informations.

Les erreurs sur l'état modèle sont définies par rapport à une référence, la vérité modèle \mathbf{x}^t . La vérité modèle est la représentation de la réalité permise par les approximations du modèle (discrétisation, processus paramétrisés,...).

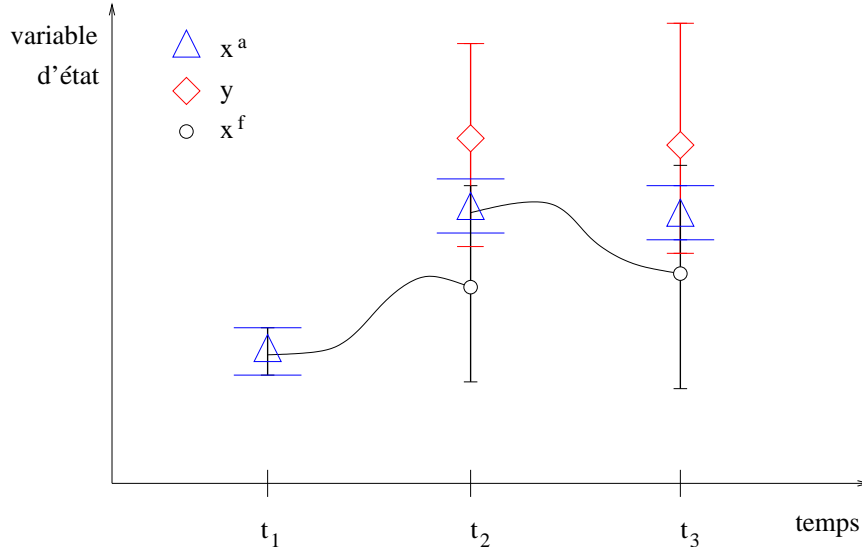


Figure 4.2: Schéma de la trajectoire modèle au cours de deux cycles d'assimilation. Un cycle d'assimilation est composé d'une étape de prévision de t à $t + dt$, suivie d'une étape d'analyse à $t + dt$. Les barres verticales représentent les intervalles de confiance associés à la prévision (trait noir), à l'observation (trait rouge), et à l'état analysé (trait bleu). Il y a une discontinuité entre l'état prévu et l'état analysé.

Initialisation

A l'instant k , on dispose d'une estimation de l'état du modèle \mathbf{x}_k^a . La distribution de l'erreur \mathbf{e}_k^a associée à cet état est supposée centrée et de covariance $\mathbf{P}_k^a = \mathbf{P}_0$.

$$\begin{aligned}\mathbf{e}_k^a &= \mathbf{x}_k^a - \mathbf{x}_k^t \\ \mathbf{P}_k^a &= E [\mathbf{e}_k^a \mathbf{e}_k^{aT}]\end{aligned}$$

Prévision

L'opérateur modèle $M_{k,k+1}$ est utilisé pour réaliser une prévision du temps k au temps $k + 1$.

$$\mathbf{x}_{k+1}^f = M_{k,k+1} \mathbf{x}_k^a \quad (4.8)$$

Lors de la prévision, le modèle génère une erreur ϵ_k du fait de ses approximations et paramétrisations, et des erreurs dans les forçages. Cette erreur est supposée centrée, de covariance \mathbf{Q}_k .

$$\begin{aligned}\mathbf{x}_{k+1}^t &= M_{k,k+1} \mathbf{x}_k^t + \epsilon_{k+1} \\ \mathbf{Q}_{k+1} &= E [\epsilon_{k+1} \epsilon_{k+1}^T]\end{aligned} \quad (4.9)$$

L'erreur de prévision est la différence entre l'état prévu par le modèle et la vérité modèle. Elle provient de l'erreur sur la condition initiale et des erreurs modèles. On lui associe sa matrice de covariance \mathbf{P}^f , appelée aussi matrice de covariance des erreurs sur le premier estimé, ou matrice de covariance des erreurs d'ébauche.

$$\begin{aligned}\mathbf{e}_{k+1}^f &= \mathbf{x}_{k+1}^f - \mathbf{x}_{k+1}^t \\ \mathbf{P}_{k+1}^f &= E [\mathbf{e}_{k+1}^f \mathbf{e}_{k+1}^{fT}]\end{aligned}$$

Si l'on linéarise l'opérateur modèle M au voisinage de \mathbf{x}_{k+1}^t , la matrice \mathbf{P}^f est donnée par

$$\mathbf{P}_{k+1}^f = \mathbf{M}_{k,k+1} \mathbf{P}_k^a \mathbf{M}_{k,k+1}^T + \mathbf{Q}_k \quad (4.10)$$

La covariance des erreurs de prévision est égale à la covariance des erreurs d'analyse propagée par le modèle linéarisé, $\mathbf{M}_{k,k+1} \mathbf{P}_k^a \mathbf{M}_{k,k+1}^T$ et grossie de la covariance des erreurs modèle \mathbf{Q}_k .

Analyse

A l'instant $k + 1$, on dispose d'observations, affectées d'erreur \mathbf{e}^o de matrice de covariance \mathbf{R} . H étant l'opérateur d'observation,

$$\begin{aligned} \mathbf{y}_{k+1} &= H\mathbf{x}_{k+1}^t + \mathbf{e}_{k+1}^o \\ \mathbf{R}_{k+1} &= E [\mathbf{e}_{k+1}^o \mathbf{e}_{k+1}^{oT}] \end{aligned}$$

Enfin, on suppose l'indépendance entre les erreurs de prévision \mathbf{e}_{k+1}^f et d'observation \mathbf{e}_{k+1}^o . De plus, l'erreur modèle ϵ_{k+1} est supposée indépendante de l'erreur d'observation \mathbf{e}_{k+1}^o , et indépendante des erreurs de prévision passées.

$$\begin{aligned} E [(\mathbf{e}_k^f) (\mathbf{e}_k^o)^T] &= 0 \\ E [(\epsilon_k) (\mathbf{e}_k^o)^T] &= 0 \\ E [\mathbf{e}_k^f \epsilon_l^T] &= 0, \quad \text{avec } k < l \end{aligned} \quad (4.11)$$

L'étape d'analyse est le calcul de l'état optimal \mathbf{x}^a , et des covariances associées. Le filtre de Kalman formule le problème d'estimation linéaire optimale sous la forme suivante :

$$\mathbf{x}_{k+1}^a = \mathbf{x}_{k+1}^f + \mathbf{K}_{k+1} (\mathbf{y}_{k+1} - H\mathbf{x}_{k+1}^f) \quad (4.12)$$

avec \mathbf{K}_{k+1} le gain de Kalman. $\mathbf{y}_{k+1} - H\mathbf{x}_{k+1}^f$ est le vecteur d'innovation.

Pour déterminer le gain \mathbf{K}_{k+1} , il faut minimiser l'erreur sur l'état analysé. Exprimons \mathbf{e}_{k+1}^a à partir de 4.12:

$$\mathbf{e}_{k+1}^a = \mathbf{e}_{k+1}^f + \mathbf{K}_{k+1} [\mathbf{e}_{k+1}^o - H\mathbf{e}_{k+1}^f] \quad (4.13)$$

Puis, en utilisant respectivement l'hypothèse de non-biais sur les erreurs, l'indépendance des erreurs (équation 4.11), le fait que l'optimum est un extremum, et la condition d'optimalité (variance minimum), la minimisation de la variance de \mathbf{e}_{k+1}^a conduit à :

$$\mathbf{K}_{k+1} = \mathbf{P}_{k+1}^f \mathbf{H}_{k+1}^T [\mathbf{H}_{k+1} \mathbf{P}_{k+1}^f \mathbf{H}_{k+1}^T + \mathbf{R}_{k+1}]^{-1} \quad (4.14)$$

$$\mathbf{P}_{k+1}^a = [\mathbf{I} - \mathbf{K}_{k+1} \mathbf{H}_{k+1}] \mathbf{P}_{k+1}^f \quad (4.15)$$

Il faut noter que l'estimateur de variance minimum coïncide avec celui qui minimise la somme des écarts quadratiques. De plus, dans l'hypothèse de distributions d'erreurs gaussiennes, l'estimateur de variance minimum coïncide avec le maximum de vraisemblance.

Le tableau 4.1 récapitule les équations du filtre.

Après avoir dérivé les équations du filtre, examinons maintenant les conditions d'application de cet algorithme à des cas réels.

Prévision de l'instant k à l'instant $k+1$

$$\begin{aligned}\mathbf{P}_{k+1}^f &= \mathbf{M}_{k,k+1} \mathbf{P}_k^a \mathbf{M}_{k,k+1}^T + \mathbf{Q}_k \\ \mathbf{x}_{k+1}^f &= \mathbf{M}_{k,k+1} \mathbf{x}_k^a\end{aligned}$$

Analyse à l'instant $k+1$

$$\begin{aligned}\mathbf{K}_{k+1} &= \mathbf{P}_{k+1}^f \mathbf{H}_{k+1}^T [\mathbf{H}_{k+1} \mathbf{P}_{k+1}^f \mathbf{H}_{k+1}^T + \mathbf{R}_{k+1}]^{-1} \\ \mathbf{x}_{k+1}^a &= \mathbf{x}_{k+1}^f + \mathbf{K}_{k+1} (\mathbf{y}_{k+1} - \mathbf{H}_{k+1} \mathbf{x}_{k+1}^f) \\ \mathbf{P}_{k+1}^a &= [\mathbf{I} - \mathbf{K}_{k+1} \mathbf{H}_{k+1}] \mathbf{P}_{k+1}^f\end{aligned}$$

Tableau 4.1: *Algorithme du filtrage de Kalman.*

Applicabilité

Une des conditions pour que l'estimation de l'état du système donnée par le filtre de Kalman soit optimale est la linéarité de l'opérateur d'observation \mathbf{H} et du modèle \mathbf{M} . Par exemple, le fait que la moyenne ne commute pas avec un opérateur non-linéaire complique très sérieusement la dérivation du filtre. Pour l'appliquer au cas des systèmes non-linéaires qui nous intéressent, il faut remplacer, dans l'expression du gain et l'évolution des matrices de covariance les opérateurs \mathbf{H} et \mathbf{M} par leur linéaires tangents. Le filtre de Kalman devient alors filtre de Kalman étendu (FKE).

De plus, en pratique on connaît mal les covariances des erreurs définies dans les matrices \mathbf{P}_0 , \mathbf{R} et \mathbf{Q} , car leur estimation est difficile. Les erreurs faites lors de la spécification de ces covariances nuisent à l'efficacité du filtre.

Enfin, l'application du filtre de Kalman complet se heurte aux limites techniques actuelles : le stockage des matrices \mathbf{P}^f , \mathbf{P}^a et \mathbf{Q} , qui sont des matrices carrées $N \times N$, $N = \dim \mathbf{x}$, et la propagation de la matrice \mathbf{P}^a par le modèle sont irréalisables dès lors que $\dim \mathbf{x}$ est très grand, ce qui est le cas ici. Ces restrictions ont motivé le développement de filtres de Kalman de rang réduit, comme le SEEK décrit ci-après.

4.2.3 Variantes du filtre de Kalman

L'essentiel des développements concerne l'estimation de \mathbf{P}^f , particulièrement l'estimation de son état initial, de sa structure spatiale, la réduction de sa taille et son évolution temporelle. En effet, l'application du filtre est rendue problématique par la méconnaissance des covariances des erreurs de prévision, et par la taille des matrices de covariance. Un moyen simple, et très répandu pour estimer les covariances d'ébauche consiste à utiliser les solutions du modèle dynamique et non les observations.

Pour estimer \mathbf{P}^f , Evensen (1994) a proposé d'utiliser une méthode de Monte Carlo. A partir d'un ensemble d'états générés aléatoirement de manière à modéliser leur dispersion statistique initiale, on intègre le modèle pour aboutir à un ensemble de prévisions. Cet ensemble décrit non seulement les covariances mais également la densité de probabilité des erreurs (moments d'ordre 3 et plus), qui peut être quelconque. Les covariances des erreurs de prévision peuvent aussi être

calculées à partir de cet ensemble, ce qui réduit la taille de la matrice.

$$\mathbf{P}^f = E [(\mathbf{x}^f - \bar{\mathbf{x}}) (\mathbf{x}^f - \bar{\mathbf{x}})^T], \text{ avec } \bar{\mathbf{x}} \text{ la moyenne d'ensemble} \quad (4.16)$$

Cependant, lors de l'analyse, pour pouvoir appliquer l'équation 4.12, on doit faire l'hypothèse classique de distribution d'erreur décrite totalement par sa moyenne et sa covariance. Ce filtre de Kalman d'ensemble (EnKF pour Ensemble Kalman filter) a été et continue d'être utilisé dans de nombreuses études (van Leeuwen 1999; Brusdal et al. 2003; Lisaeter et al. 2003). En pratique, un ensemble de taille ~ 100 -500 est nécessaire pour obtenir une estimation robuste des covariances, ce qui requiert autant d'intégrations du modèle et rend le filtre coûteux.

Une autre méthode pour estimer les covariances et réduire la taille de la matrice de covariance \mathbf{P}^f est la réduction d'ordre de cette matrice. On représente alors les covariances dans un sous-espace de l'espace initial. Une méthode pour définir le sous-espace est par exemple la décomposition en modes principaux de la variabilité échantillonnée par un ensemble d'états modèle. Le concept de réduction de rang a été mis en pratique par Fukumori et Malanotte-Rizzoli (1995), Cane et al. (1996), Pham et al. (1998), et Lermusiaux et Robinson (1999). Le filtre SEEK (Singular Evolutive Extended Kalman filter) développé par Pham et al. (1998) applique ce concept de réduction d'ordre, et fait évoluer le sous-espace au moyen du modèle. Le nombre d'intégrations du modèle nécessaires pour réaliser l'évolution des covariances d'erreur est donc égal au nombre de modes nécessaires pour définir le sous-espace. Nous reviendrons sur ce point dans la suite.

Pour de nombreuses applications, l'algorithme du filtre de Kalman peut être simplifié en supprimant l'étape d'évolution de la matrice de covariance d'analyse lors de la prévision. La matrice \mathbf{P}^f est alors constante au cours du temps, et la méthode donne des résultats satisfaisants dès lors que la structure des erreurs varie peu au cours du temps (Dombrowsky et De Mey 1992; Gavart et al. 1999; De Mey et Benkiran 2002). En contrepartie, le schéma devient très sensible à la spécification de $\mathbf{P}^f = \mathbf{P}_0$. L'intérêt de cette simplification est une diminution substantielle du coût du filtre. Par ailleurs, faire évoluer \mathbf{P}^f lorsqu'elle est mal spécifiée représente un coût inutile. Cette variante est utilisée dans le contexte de projets opérationnels tels MERCATOR¹ (version SAM-1 et SAM-2), MFS², tout comme les projets FOAM³ et HYCOM⁴ (Brasseur et Verron 2005).

Ces méthodes séquentielles ont l'avantage d'une implémentation et d'une paramétrisation relativement aisées. De plus, à l'estimation de l'état du système est associée celle de l'incertitude associée (\mathbf{P}^a), ce que ne permet pas l'approche variationnelle dans le cas classique (l'estimation de l'erreur engendre un coût supplémentaire). Elles sont adaptées à la prévision, mais aussi à la réanalyse (Carton et al. 2000). Elles sont également adaptables à l'assimilation dans des modèles "eddy-permitting" (Testut et al. 2003), comme nous le verrons par la suite.

Nous allons maintenant exposer les spécificités du SEEK, filtre de Kalman de rang réduit utilisé dans ce travail.

4.2.4 Le SEEK et l'expression de la matrice \mathbf{P}

Le SEEK (Singular Evolutive Extended Kalman filter, Pham et al. 1998) est un filtre de Kalman pour lequel la matrice de covariance des erreurs de prévision est de rang réduit. En ceci, il appartient à la même catégorie que le Reduced Rank Square Root filter (RRSQRT) (Verlaan et

¹ www.mercator-ocean.fr

² www.bo.ingv.it/mfstep

³ www.metoffice.com/research/ncof/foam

⁴ www7320.nrlssc.navy.mil/ATLhycom1-12/skill.html

Heemink 1997), la méthode de l'Error Subspace Statistical Estimation (Lermusiaux et Robinson 1999), et le filtre de Kalman d'ensemble (Evensen 1995). Il a été utilisé dans de nombreux travaux portant sur des modèles océaniques (Verron et al. 1999; Brasseur et al. 1999; Carmillet et al. 2001; Ballabrera et al. 2001; Parent et al. 2003; Testut et al. 2003; Robert 2004; Ourmières et al. 2005; Berline et al. 2005, 2006).

Les spécificités du SEEK

× La réduction d'ordre

La matrice de covariance \mathbf{P}^f est réelle, symétrique et positive, elle admet donc une décomposition en valeurs propres réelles (rassemblées dans la matrice \mathbf{B}) et vecteurs propres (rassemblés dans la matrice \mathbf{N}), que l'on écrit

$$\mathbf{P}^f = \mathbf{N} \mathbf{B} \mathbf{N}^T = (\mathbf{N} \mathbf{B}^{1/2}) (\mathbf{B}^{1/2} \mathbf{N}^T) = \mathbf{S} \mathbf{S}^T \quad (4.17)$$

Pour réduire le coût de stockage et de calcul, on ne conserve que les r modes dominants de la décomposition. La matrice \mathbf{S} devient alors une matrice $N \times r$ qui contient les r premiers vecteurs propres multipliés par la racine carrée de leur valeur propre associée. Cette représentation des covariances par un espace réduit est à la base du SEEK. Nous verrons ensuite comment estimer ces vecteurs propres à l'instant initial.

× L'évolution de la matrice de covariance des erreurs d'analyse.

Dans l'équation 4.10 d'évolution de la matrice \mathbf{P}_k^a , on fait l'hypothèse que \mathbf{P}_k^a peut être représentée par une matrice de rang réduit.

$$\mathbf{P}_k^a = \mathbf{S}_k^a \mathbf{S}_k^{aT}$$

avec \mathbf{S}_k^a une matrice contenant r vecteur colonnes, chacun de dimension N . L'équation (4.10) devient alors

$$\begin{aligned} \mathbf{P}_{k+1}^f &= \tilde{\mathbf{S}}_{k+1}^f \tilde{\mathbf{S}}_{k+1}^{fT} + \mathbf{Q}_k \\ \text{avec } \tilde{\mathbf{S}}_{k+1}^f &= \mathbf{M}_{k,k+1} \mathbf{S}_k^a \end{aligned} \quad (4.18)$$

La matrice $\tilde{\mathbf{S}}_{k+1}^f$ contient les nouveaux modes d'erreurs, issus de l'évolution par le modèle $\mathbf{M}_{k,k+1}$. En pratique, on peut calculer l'évolution de chaque vecteur colonne de $\{\tilde{\mathbf{S}}_{k+1}^f\}$, noté $\{\tilde{\mathbf{S}}_{k+1}^f\}_i$ du sous-espace par une linéarisation autour de l'état \mathbf{x}_k^a .

$$\{\tilde{\mathbf{S}}_{k+1}^f\}_i = \mathbf{M}_{k,k+1} [\mathbf{x}_k^a + \{\mathbf{S}_k^a\}_i] - \mathbf{M}_{k,k+1}[\mathbf{x}_k^a] \quad i = 1, \dots, r$$

Ainsi, le nombre d'intégration du modèle est égal au nombre de vecteur de la base.

× La reformulation de l'équation d'analyse.

En utilisant la représentation en ordre réduit (équation 4.17), et une égalité matricielle, on montre que l'expression du gain 4.14 peut être reformulée pour donner:

$$\mathbf{K}_{k+1} = \mathbf{S}_{k+1}^f [\mathbf{I} + (\mathbf{H} \mathbf{S}_{k+1}^f)^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{H} \mathbf{S}_{k+1}^f)]^{-1} (\mathbf{H} \mathbf{S}_{k+1}^f)^T \mathbf{R}^{-1} \quad (4.19)$$

Cette formulation fait passer la taille de la matrice à inverser $[\mathbf{I} + (\mathbf{H} \mathbf{S}_{k+1}^f)^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{H} \mathbf{S}_{k+1}^f)]$ de $\dim(\mathbf{y})^2$ à r^2 , ce qui est très intéressant car $\dim(\mathbf{y})$ (le nombre d'observations) est généralement très supérieur à r (le nombre de modes).

Pour mettre en œuvre l'étape de prévision dans le cadre du SEEK (équation 4.18), un dernier point concerne la paramétrisation de la covariance \mathbf{Q}_k de l'erreur modèle. L'erreur modèle ϵ_k est souvent la plus méconnue de toutes les erreurs, en raison de ses multiples origines. Très simplement, Pham et al. (1998) considèrent que \mathbf{Q} possède la même structure que l'erreur de prévision. Ainsi, lors de la propagation de l'erreur, on traduit l'effet de l'erreur-modèle au moyen d'un scalaire ρ appelé facteur d'oubli qui grossit la bulle d'erreur. Cela permet de conserver le rang r de la matrice \mathbf{P}^f , pour maintenir la représentation de rang réduit des erreurs dans l'algorithme. 4.18 devient alors:

$$\mathbf{P}_{k+1}^f = \frac{1}{\rho} \mathbf{S}_{k+1}^f \mathbf{S}_{k+1}^{f T} \quad \text{avec } 0 < \rho < 1$$

Les équations modifiées du filtre de Kalman sont résumées dans le cadre 4.2.

Prévision de l'instant k à l'instant k+1	
\mathbf{x}_{k+1}^f	$= \mathbf{M}_{k,k+1} \mathbf{x}_k^a$ (4.20)
$\{\mathbf{S}_{k+1}^f\}_i$	$= \mathbf{M} [\mathbf{x}_k^a + \{\mathbf{S}_k^a\}_i] - \mathbf{M} \mathbf{x}_k^a \quad i = 1, \dots, r$ (4.21)
\mathbf{P}_{k+1}^f	$= \frac{1}{\rho} \mathbf{S}_{k+1}^f \mathbf{S}_{k+1}^{f T}$ (4.22)
Analyse à l'instant k+1	
\mathbf{P}_{k+1}^f	$= \mathbf{S}_{k+1}^f \mathbf{S}_{k+1}^{f T}$ (4.23)
\mathbf{K}	$= \mathbf{S}_{k+1}^f [\mathbf{I} + (\mathbf{H} \mathbf{S}_{k+1}^f)^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{H} \mathbf{S}_{k+1}^f)]^{-1} (\mathbf{H} \mathbf{S}_{k+1}^f)^T \mathbf{R}^{-1}$ (4.24)
\mathbf{x}_{k+1}^a	$= \mathbf{x}_{k+1}^f + \mathbf{K} [\mathbf{y}_{k+1} - \mathbf{H} \mathbf{x}_{k+1}^f]$ (4.25)
\mathbf{P}_{k+1}^a	$= \mathbf{S}_{k+1}^f [\mathbf{I} + (\mathbf{H} \mathbf{S}_{k+1}^f)^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{H} \mathbf{S}_{k+1}^f)]^{-1} \mathbf{S}_{k+1}^{f T}$ (4.26)

Tableau 4.2: *Equations du filtre SEEK complet.*

D'après l'équation 4.26, si la matrice \mathbf{P}_{k+1}^f est de rang r , la matrice \mathbf{P}_{k+1}^a est aussi de rang r . Aussi, la représentation des covariances en ordre réduit est maintenue au cours d'une itération de l'algorithme, et le filtrage peut recommencer au cycle suivant de manière récursive.

Après cette présentation de l'algorithme SEEK, voyons maintenant comment estimer le sous-espace qui va représenter la matrice \mathbf{P}^f .

4.2.5 Estimation de \mathbf{P}_0

Lors de l'initialisation du filtre SEEK, on doit fournir à l'algorithme une matrice \mathbf{P}_0 d'ordre réduit, c'est à dire une base de vecteur. Plusieurs méthodes sont possibles pour générer cette base. La méthode la plus courante est l'utilisation des premières EOF (Empirical Orthogonal Function) issues d'une décomposition d'une série temporelle d'états du modèle. Dans le cas le plus général, ces EOF sont multivariées, tridimensionnelles, et couvrent l'ensemble du domaine, on parlera alors d'EOF globales. Elles peuvent aussi être restreintes à un sous-domaine, on parlera alors d'EOF locales. En dehors des EOF, d'autres types de vecteurs peuvent être

employés, comme les vecteurs de Lyapunov, les vecteurs singuliers, et les “breeding vectors” (Durbiano 2001).

Après la phase d’initialisation, plusieurs choix existent pour estimer \mathbf{P}^f à chaque cycle. Ce choix définit les trois variantes du SEEK.

- × SEEK évolutif: la matrice \mathbf{P}^f évolue selon la dynamique du modèle et par amplification par l’erreur modèle. C’est l’algorithme décrit jusqu’ici (équation 4.21).
- × SEEK fixe: la matrice \mathbf{P}^f n’évolue que par l’amplification due à l’erreur modèle. Cela revient à considérer que le modèle est l’identité dans l’équation 4.21.
- × SEEK stationnaire: la matrice \mathbf{P}^f reste constante au cours du temps, égale à l’approximation initiale $\mathbf{P}^f = \mathbf{P}_0 = cte$.

Ces variantes se différencient nettement par leur coût numérique. En effet, la variante évolutive implique plusieurs intégrations du modèle en plus de la phase de prévision. En pratique, il s’avère que lorsque la valeur initiale \mathbf{P}_0 est spécifiée de manière très simple, le bénéfice tiré de l’évolution est faible, comparé à l’approximation initiale. Aussi, pour de nombreuses applications, les variantes fixe et stationnaire sont préférées.

4.2.6 Analyse locale

Lors du calcul du gain de Kalman dans l’espace réduit (équation 4.19), on se heurte à la difficulté de l’estimation robuste des faibles covariances, en particulier les covariances entre des points très éloignés. L’estimation précise des faibles covariances nécessiterait un très grand nombre de réalisations du modèle (Houtekamer et Mitchell 1998). De plus, la troncature de la base lors de la réduction d’ordre dégrade encore la qualité de l’estimation des faibles covariances.

Pour corriger ce dernier problème, Testut (2000) a développé une représentation des covariances par des EOF locales et non globales. L’idée est d’introduire a priori l’échelle maximale de corrélation horizontale des erreurs lors de l’analyse. Les EOF sont calculées à partir de la variabilité de sous-domaines géographiques de taille ajustable. En pratique, cela implique qu’une observation n’influence qu’une zone réduite autour de sa position, et non l’ensemble du domaine.

Après la présentation de l’algorithme du filtre SEEK qui sera utilisé dans ce travail, nous revenons à la question de l’assimilation appliquée à un modèle numérique de circulation océanique, qui suppose le respect de contraintes associées aux hypothèses du modèle.

4.3 Contraintes physiques et optimalité

Dans un modèle numérique d’océan, les variables obéissent à des lois physiques (lois de conservation de l’énergie, de la matière, stabilité hydrostatique, incompressibilité du fluide,...), et évoluent dans une certaine gamme de valeurs physiquement admissibles. L’estimation d’état par assimilation doit donc respecter des contraintes, imposées par la nature de l’état. La positivité des concentrations de traceurs, la stabilité hydrostatique pour les modèles hydrostatiques sont des exemples des contraintes à respecter.

Or, on constate que la plupart des méthodes d’assimilation (filtres de Kalman, 3D-VAR, dans une moindre mesure 4DVAR), peuvent produire des états analysés qui violent les contraintes inhérentes à la nature de l’état (Woodgate 1997; Thacker 2002; Bertino et al. 2002; Brankart et al. 2003; Vialard et al. 2003; Fujii et al. 2005). La violation de ces contraintes nuit à la qualité de l’estimation, puisque l’état analysé ne possède pas toutes les propriétés physiques attendues

d'un état modèle. D'autre part, lors de la prévision suivante, ces déséquilibres physiques peuvent engendrer une évolution irréaliste, ou une explosion numérique.

Il y a plusieurs raisons à ces violations des contraintes. Notamment, dans les méthodes d'assimilation citées, des hypothèses sont faites sur les lois de probabilité des erreurs. L'hypothèse de densité gaussienne est couramment faite (implicitement ou explicitement), car cette loi possède des propriétés mathématiques intéressantes, et simplifie la dérivation des algorithmes. En outre, ce choix s'appuie sur le théorème central limite, selon lequel une somme de N variables aléatoires indépendantes de lois quelconques converge en loi vers une gaussienne lorsque N tend vers l'infini. Enfin, cette hypothèse permet de décrire entièrement la densité de probabilité par la seule connaissance de ses deux premiers moments (moyenne et covariances). Malheureusement, l'hypothèse de distribution gaussienne des erreurs n'est pas toujours vérifiée. Par exemple, les modèles non-linéaires ne conservent pas la propriété de gaussianité lors de l'intégration, et les erreurs peuvent avoir des lois multimodales, éloignées d'une gaussienne (Miller et Ehret 2002).

Dès lors que l'on s'éloigne de l'hypothèse gaussienne, les estimations produites par ces méthodes peuvent violer les contraintes. Ainsi, l'erreur relative à la concentration d'un traceur possède naturellement une densité de probabilité bornée (la concentration est toujours positive), et donc non-gaussienne. Pour cette variable, l'hypothèse de densité gaussienne peut conduire à estimer des concentrations négatives.

Il faut toutefois mentionner qu'il existe des méthodes qui ne nécessitent aucune hypothèse sur les densités de probabilités, comme le Sequential Importance Resampling filter (van Leeuwen 2003). Ce filtre (qui n'est plus un filtre de Kalman) utilise la formule de Bayes, qui donne la probabilité d'un état connaissant les observations.

$$p_x(\mathbf{x}|\mathbf{y}) = \frac{p_y(\mathbf{y}|\mathbf{x})p_x(\mathbf{x})}{\int p_y(\mathbf{y}|\mathbf{x})p_x(\mathbf{x})d\mathbf{x}} \quad (4.27)$$

p_x étant la loi de probabilité de la variable \mathbf{x} , et p_y la loi de probabilité de la variable \mathbf{y} .

Le principe du filtre est d'échantillonner les distributions de probabilité du second membre de 4.27 par méthode de Monte Carlo, puis de calculer l'estimateur. Lorsque les densités de probabilité sont correctement approximées par l'ensemble, cette méthode fournit des estimations qui respectent les contraintes. Cependant, son implémentation dans un système de grande dimension est très coûteuse (elle nécessite des simulations d'ensemble), et sa robustesse reste à prouver.

Si l'on reste dans le cas gaussien, il faut donc imposer explicitement les contraintes lors de l'estimation. Pour illustrer ce problème d'optimisation avec contrainte, nous donnons l'exemple d'une étape d'analyse qui produit un état qui ne respecte pas la stabilité hydrostatique. Nous passons ensuite en revue quelques solutions possibles à ce problème, en fonction du type de méthode d'assimilation. Enfin, nous abordons le problème annexe de la continuité temporelle de la solution, qui se rapporte aux contraintes de conservation des propriétés, critique dans le cas d'un modèle couplé.

4.3.1 Un exemple simple de violation des contraintes

Prenons le cas d'un modèle unidimensionnel vertical, décrivant l'évolution d'une seule variable, la température. La méthode d'assimilation est le filtre SEEK, aussi la correction est une combinaison linéaire des deux modes de variabilité du système. L'espace des corrections correspond à l'espace vectoriel engendré par les deux modes de variabilité (équation 4.28), et la correction peut se trouver à tout endroit de cet espace selon les valeurs de α_1 et α_2 . La figure 4.3 montre l'état initial, et les deux modes de variabilité.

$$\mathbf{T}^a = \mathbf{T}^f + \alpha_1 \mathbf{m}_1 + \alpha_2 \mathbf{m}_2 \quad (4.28)$$

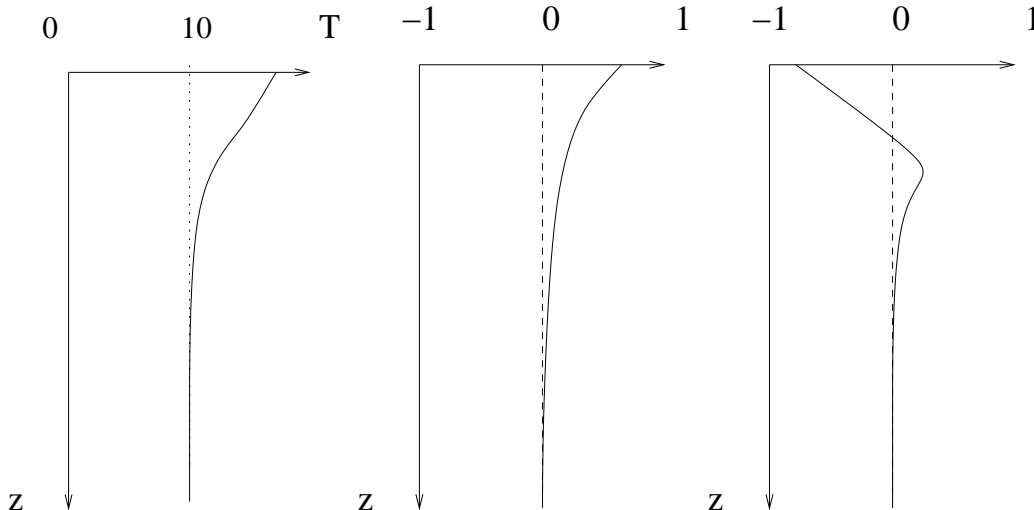


Figure 4.3: *De gauche à droite : profil de température prévu, et modes 1 et 2 de la variabilité.*

On voit facilement qu'il existe des valeurs de α_1 , α_2 pour lesquelles la décroissance de la température avec la profondeur n'est pas respectée, ce qui signifie que la colonne est instable. Il existe également des valeurs α_1 , α_2 telles que la température devient négative, ou supérieure à 100°C .

L'hypothèse gaussienne qui est nécessaire pour représenter la distribution de probabilité par les covariances uniquement (ici représentées par les modes m_1 , m_2) ne permet pas de borner les valeurs de α_1 , α_2 , qui peuvent alors conduire à des estimations irréalistes. Il faut noter que même si les covariances (ici m_1 , m_2) sont parfaitement connues, la violation de contrainte est possible.

Cependant, la prise en compte pratique de la vraie distribution de probabilité (non-gaussienne) rendrait l'étape d'analyse nettement plus complexe, et son application à des systèmes de grande dimension deviendrait très coûteuse (Thacker 2002; van Leeuwen 2003).

Dans la suite, nous continuons à illustrer le cas de la contrainte de la stabilité hydrostatique, qui a fait l'objet de plusieurs travaux.

4.3.2 Cas variationnel

La méthode variationnelle de minimisation passe par la formulation explicite de la fonction de coût. On peut ainsi adopter des termes additionnels à la fonction, qui s'ajoutent aux termes classiques. En particulier, on peut imposer des relations non-linéaires entre les variables estimées, ce qui équivaut à modifier la densité de probabilité des erreurs pour se rapprocher de la densité vraie.

Fujii et al. (2005) ont implémenté une méthode d'assimilation 3DVAR comportant des contraintes non-linéaires, pour l'estimation d'état dans un modèle de circulation aux équations primitives. Dans la formulation de la fonction de coût J , ils introduisent un terme supplémentaire (J_c , équation 4.29) qui pénalise les inversions de densité ($\rho_{z_1} < \rho_{z_2}$, avec $z_1 > z_2$), et de température.

$$\begin{aligned}
J &= J_0 + J_b + J_c \\
J_c &= \left[\sum_k F(\rho_k - \rho_{k+1}) \right]^2 \\
\text{avec } F(x) &= 0 \text{ si } x < 0 \quad \text{et } F(x) = x \text{ si } x > 0
\end{aligned} \tag{4.29}$$

$$\tag{4.30}$$

C'est une contrainte faible, au sens où les inversions restent possibles, mais leur probabilité est fortement diminuée.

4.3.3 Cas de l'estimation optimale

A la différence des méthodes variationnelles, introduire une contrainte non-linéaire dans l'étape d'analyse statistique est problématique, car la fonction de coût n'est pas exprimée explicitement. On doit donc contourner le problème. Une première stratégie est de corriger a posteriori l'état analysé pour lui restituer les propriétés requises. Une autre stratégie est d'effectuer un changement de variables, c'est à dire d'espace d'estimation. Il faut remarquer que le changement de variable peut aussi être utilisé dans un cadre variationnel.

Cette dernière voie a été empruntée par Bertino et al. (2002) pour imposer la positivité lors de l'estimation des concentrations de traceurs, mais peut être généralisée à d'autres contraintes. Cette méthode de transformation des variables est appelée anamorphose.

L'anamorphose

L'idée est de définir un nouveau vecteur d'état L , dont les composantes sont des fonctions bijectives des variables du vecteur d'état initial X , et dont les distributions de probabilité se rapprochent d'une distribution gaussienne (équation 4.31). On fait ainsi un changement de variable.

$$\begin{aligned}
L &= F(X) \quad \text{distribution gaussienne} \\
X &= F^{-1}(L) \quad \text{distribution non gaussienne}
\end{aligned} \tag{4.31}$$

L'analyse statistique est réalisée dans l'espace gaussien associé à L , puis on retourne dans l'espace initial par la fonction inverse F^{-1} .

$$\begin{aligned}
L^a &= L^f + K'(y - HL^f) \quad \text{distribution gaussienne} \\
X^a &= F^{-1}(L^a) \quad \text{distribution non gaussienne}
\end{aligned} \tag{4.32}$$

Malheureusement, cette méthode ne peut s'appliquer qu'à certaines conditions. En effet, elle nécessite de représenter la distribution de probabilité des erreurs au moyen d'un ensemble d'états, et pas seulement par les premier et second moments de la distribution. Pour éclairer ce point, considérons un exemple simple. Soit un ensemble de N états $\{x_{1..n}\}$, suivant une distribution non gaussienne, et F une fonction non-linéaire bijective. En pratique, pour l'estimation de la concentration d'un traceur, la fonction F généralement employée est \ln , car $\forall x, \exp(x) > 0$.

$$F : x \longrightarrow \ln(x) \tag{4.33}$$

$$F^{-1} : x \longrightarrow \exp(x) \tag{4.34}$$

Soit l'ensemble $\{l_{1..n}\}$, transformé de $\{x_{1..n}\}$ par la fonction F . On postule que la moyenne d'ensemble \bar{x} est l'estimateur recherché.

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_i x_i \quad (4.35)$$

Sur la variable transformée par F , on peut définir l'estimateur moyenne:

$$\bar{l} = \frac{1}{N} \sum_i F(x_i) = \frac{1}{N} \sum_i \ln(x_i) \quad (4.36)$$

En revenant dans l'espace de départ, on a bien

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_i F^{-1}(l_i) \quad (4.37)$$

mais en revanche

$$\bar{x} \neq F^{-1}(\bar{l}) = \exp \left[\frac{1}{N} \sum_i \ln(x_i) \right] \quad (4.38)$$

car l'opérateur moyenne ne commute pas avec une fonction non-linéaire. Ainsi, l'estimateur issu de la transformation inverse de l'estimateur dans l'espace transformée est biaisé. En particulier, la représentation de la distribution de probabilité uniquement par la matrice de covariance (comme dans le SEEK) supprime l'ensemble des états, et conduit à une estimation biaisée. A l'inverse, si la densité de probabilité des erreurs est décrite par un ensemble, on peut toujours calculer la moyenne non biaisée de \mathbf{x} selon l'équation 4.37, ce qui est impossible si l'on ne connaît que \bar{l} , et $(l - \bar{l})^2$. L'utilisation de cette transformation avec le SEEK pose donc problème.

A la différence de l'anamorphose, les autres stratégies conservent les mêmes variables à estimer.

Contraintes imposées comme des observations sans erreur

Dans le cadre de l'interpolation optimale, appliquée à un modèle à coordonnée verticale isopycnale, Thacker (2002) a proposé une méthode pour imposer la contrainte de stabilité hydrostatique. Dans son modèle HYCOM, la discrétisation verticale est réalisée par un certain nombre de couches isopycnales de densités fixées, dont l'épaisseur varie en fonction de la stratification. Dans une zone de densité constante ρ , l'épaisseur dp de la couche de densité ρ va être importante, et les couches de densités $\rho' \neq \rho$ auront des épaisseurs faibles, ou nulles.

La motivation des travaux de Thacker (2002) est le maintien de la positivité des épaisseurs ($dp \geq 0$) lors de l'analyse, qui équivaut au maintien de la stabilité hydrostatique pour les modèles à coordonnée géopotentielle. Si une épaisseur de couche négative apparaît en un point $dp(x, y, p) < 0$, la première idée est de ramener cette variable à sa valeur limite physique, nulle $dp(x, y, p) = 0$. Cependant, on peut s'interroger sur la validité des valeurs des variables voisines de ce point. Doit-on les modifier ? et si oui comment.

La solution proposée par Thacker (2002) s'effectue en deux temps. Le premier temps est une analyse classique, au cours de laquelle les contraintes vont potentiellement être violées. Le second temps consiste, pour les régions (colonnes d'eau) où les contraintes sont violées, à itérer l'étape d'analyse en imposant la contrainte ($dp = 0$) sous la forme d'une observation sans erreur. On passe donc d'une contrainte d'inégalité ($dp \geq 0$), à une contrainte d'égalité ($dp = 0$).

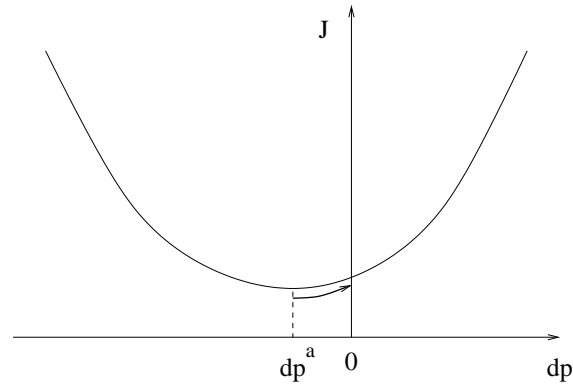


Figure 4.4: Représentation schématique en fonction de dp du minimum absolu de la fonction coût et de l'application de la contrainte de stabilité ($dp \geq 0$).

Ce faisant, on va mettre à jour l'estimation de l'ensemble du vecteur d'état, par la projection des “nouvelles” observations que sont les contraintes. Evidemment, on peut imaginer des situations où la mise à jour de l'état va entraîner de nouvelles violations de la contrainte. Dans ce cas, il suffit d'itérer l'étape d'analyse, en prenant en compte les nouvelles contraintes à imposer.

L'avantage de cette méthode est de permettre la correction de l'ensemble du vecteur d'état par le biais des covariances, au lieu de ne corriger que la partie du vecteur d'état qui ne respecte pas les contraintes. De plus, la contrainte est exprimée dans l'espace des observations, et non dans l'espace des états, ce qui est numériquement intéressant et permet de conserver un schéma d'analyse classique.

Mode vertical isopycnal

Un point crucial des méthodes d'assimilation séquentielle de données satellites est l'extrapolation de l'information de surface sur la verticale. Dans le SEEK, on utilise un sous-espace formé par les modes dominants de la variabilité du modèle libre pour projeter l'information de surface sur la verticale. Cette option s'est révélée efficace et robuste pour réduire l'écart statistique par rapport aux observations assimilées, et à des données indépendantes, cependant, le contrôle de la pertinence physique des modes multivariés, et de leur combinaison linéaire est quasi-impossible.

A la différence de ces méthodes statistiques, Cooper et Haines (1996) ont développé une méthode dynamique. L'idée principale est de postuler la conservation de certaines propriétés physiques au cours de l'analyse, plutôt que d'essayer d'estimer ces propriétés par les covariances, difficiles à estimer et par conséquent potentiellement mal spécifiées. En particulier, la méthode de Cooper et Haines (1996) conserve la vorticité potentielle, et donc la stabilité hydrostatique.

Schématiquement, le principe de la méthode est celui-ci: l'information de surface est propagée selon un unique mode empirique de montée-descente des isopycnes, qui conserve les propriétés T, S et la vorticité potentielle sur les isopycnes.

Il faut ajouter que Gavart et al. (1999) ont analysé la variabilité présente dans des observations de profils T, S par des EOF en coordonnées géopotentielle et isopycnales. De même, Brasseur et al. (1999) ont examiné ce mode de variabilité, tel que simulé par un modèle à coordonnée isopycnale: ces deux études montrent le caractère dominant du mode de variabilité de montée-descente des isopycnes, et confirme le bien fondé de la méthode de Cooper et Haines (1996).

Ajustement a posteriori

Toujours dans le cadre d'un modèle à coordonnée isopycnale, Brankart et al. (2003) ont traité le problème de la stabilité hydrostatique (positivité des épaisseurs de couche) au moyen d'un algorithme d'ajustement appliqué après l'étape d'analyse. Pour chaque colonne d'eau, les épaisseurs de couche sont ramenées à leur valeur minimale par un balayage vertical de la surface vers le fond et du fond vers la surface. Au cours de cette boucle, si la valeur est négative

- elle est ramenée à zéro,
- la valeur négative de la couche est additionnée avec la valeur de la couche suivante.

Ainsi, l'ensemble de la colonne d'eau est modifié. Cet ajustement définit empiriquement des covariances entre les épaisseurs de couches des niveaux successifs. Il s'est révélé robuste et performant dans le contexte de l'assimilation avec le filtre SEEK.

Notre cas

Dans le cas d'un modèle à coordonnée géopotentielle, la contrainte de stabilité ne peut se traduire par une simple inégalité sur les variables du vecteur d'état (épaisseur de couche $dp > 0$) comme pour les modèles à coordonnée isopycnale. La contrainte devient une inégalité sur une fonction des variables d'état T et S: le gradient vertical de la densité potentielle (équation 4.39). Or la densité ρ n'est pas une variable d'état du modèle, et c'est de plus une fonction (faiblement) non-linéaire de T et S.

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} < 0, \quad z \text{ ascendant} \quad (4.39)$$

La contrainte s'exprime donc comme une inégalité sur une fonction non-linéaire de T et S. En outre, la fonction qui permet de passer du gradient vertical de densité à T et S n'est pas univoque, c'est-à-dire que plusieurs valeurs de température et salinité sont possibles pour une même valeur de gradient de densité. La solution sera donc forcément une approximation de la solution optimale.

On voit que dans notre cas, pour imposer la contrainte de stabilité hydrostatique, on pourra employer une méthode inspirée de la méthode dynamique, qui conserve la stabilité hydrostatique lors de l'analyse, ou appliquer un algorithme d'ajustement a posteriori. D'autres méthodes seraient envisageables, mais elles impliqueraient des changements fondamentaux dans la méthode d'assimilation, qui lui feraient perdre une partie de son efficacité pratique sans garantie de meilleurs résultats.

Les solutions adoptées sont données au chapitre 6. Un autre genre de contrainte, abordé maintenant, est la continuité de la solution physique.

4.3.4 Le problème de la discontinuité de la solution physique

Un des inconvénients de l'algorithme de filtrage est de fournir une solution discontinue dans le temps : à chaque analyse, la continuité de la trajectoire du modèle avec assimilation est interrompue, ce qui a plusieurs inconvénients.

- × Les incréments appliqués lors de l'analyse peuvent violer les lois de conservation des propriétés du système (conservation de l'énergie thermique, cinétique, des traceurs) (Fukumori 2003).

- × Le redémarrage est en général suivi d'une phase d'ajustement du modèle physique. Ce phénomène est lié au fait que les corrections appliquées ne respectent pas toutes les contraintes physiques et dynamiques d'un état modèle libre (pour les raisons mentionnées plus haut).

En outre, dans le cas d'un modèle couplé physique-biologie, après l'analyse une incohérence apparaît entre le nouvel état physique et les traceurs biogéochimiques inchangés, qui vont alors s'ajuster.

L'initialisation

Dans le cas des systèmes de prévision atmosphérique, de nombreux travaux ont traité de l'ajustement du modèle à des conditions initiales imparfaites (Daley 1991). Ainsi, les schémas d'assimilation pour l'atmosphère comprennent, entre la phase d'analyse et de prévision, une étape d'initialisation qui permet d'obtenir des conditions initiales stables à partir de la première ébauche issue de l'analyse. Pour l'océan, il existe peu de recherches concernant l'initialisation Ishikawa et al., Auclair et al. (2001, 2000). Ishikawa et al. (2001) ont mis en œuvre une étape d'initialisation par une méthode variationnelle dans un modèle d'océan à 1.5 couches. L'analyse est réalisée par interpolation optimale, puis l'état analysé est pris comme ébauche d'une méthode de minimisation variationnelle 3DVAR. La fonction coût comporte alors une composante d'écart aux observations J_0 , et une contrainte dynamique J_D , qui pénalise les fortes dérivées temporelles des variables du modèle (équation 4.40). Par conséquent, la contrainte agit comme un filtre passe bas pour les variations temporelles.

$$\begin{aligned} J &= J_0 + J_D \\ J_D &= \sum_i \left[\frac{\partial x_i}{\partial t} \right]^2, \text{ pour toute variable } i. \end{aligned} \quad (4.40)$$

En comparant l'évolution de la prévision à partir de conditions initiales issues de l'analyse par interpolation optimale à l'évolution à partir de l'état initialisé, Ishikawa et al. (2001) montrent que l'initialisation permet de limiter la génération d'ondes d'inertie-gravité.

Cette méthode semble donc intéressante, mais nécessite de mettre en place une méthode variationnelle. Dans le cas d'un modèle tri-dimensionnel à la résolution du $1/3^\circ$, cette méthodologie est très lourde, et peu envisageable.

Dans le cadre de l'estimation optimale, la méthode du lissage permet en principe de résoudre le problème de la discontinuité. Cette méthode est présentée ci-après.

Un schéma de lissage

Nous décrivons ici un cas particulier de lissage, développé par Fukumori (2003). Cette méthode mérite d'être mentionnée, car elle présente l'avantage de la continuité sans sortir du cadre de l'estimation séquentielle optimale. Cependant, il n'existe à ce jour que peu d'applications de cette méthode à l'océanographie. Le lissage prend en compte les observations futures et passées pour estimer les conditions initiales et les forçages requis pour obtenir une solution modèle compatible avec les observations (analyse). Prenant en compte des observations qui sont postérieures à l'instant d'estimation, cette méthode est adaptée à la réanalyse, mais pas à l'initialisation de prévisions opérationnelles.

Le principe du lisseur de Fukumori (2003) est d'inverser le modèle, connaissant l'état analysé issu d'une analyse classique type filtre de Kalman, pour obtenir l'état initial et les "contrôles"

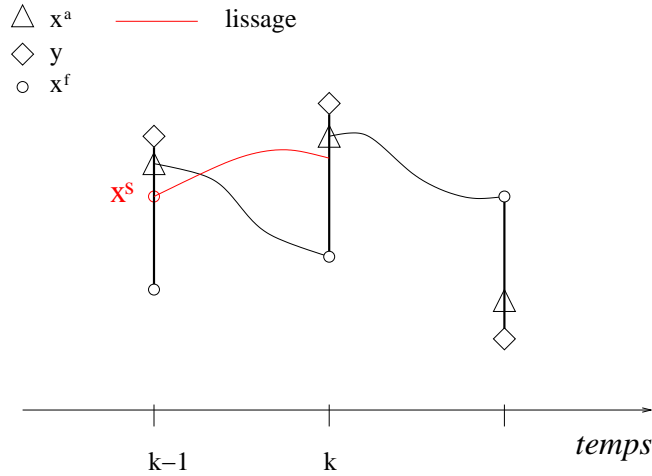


Figure 4.5: Schéma du lissage. Le trait noir représente la trajectoire modèle pour un filtre, le trait rouge la trajectoire lissée.

(forçages, paramètres du modèle source d’erreur). Voici les étapes de l’algorithme de lissage, illustré sur la figure 4.5:

- le filtre de Kalman estime (classiquement) \mathbf{x}_k^a , connaissant la différence entre observations \mathbf{y} et équivalent modèle $H\mathbf{x}_k^f$, et le gain \mathbf{K} ,
- le schéma lisseur, connaissant la différence entre \mathbf{x}_k^a et \mathbf{x}_k^f , et les opérateurs qui décrivent la dynamique du modèle, estime l’état initial lissé \mathbf{x}_{k-1}^s et les contrôles lissés \mathbf{u}_{k-1}^s .

La seconde étape implique de disposer d’opérateurs “dynamique modèle” linéaires, qui décrivent la dynamique “avec erreur” (G) et la dynamique “sans erreur” (A). A la différence de l’assimilation variationnelle 4DVAR classique qui cherche à contrôler les conditions initiales, ce lisseur ne considère pas le modèle comme parfait, ainsi les sources de l’erreur modèle sont des variables de contrôle à estimer. En conséquence, l’estimation faite ne satisfait pas une contrainte forte.

Le processus de lissage utilise des observations futures (k) pour corriger le passé ($k - 1$). Le modèle, intégré à partir de la nouvelle condition initiale, avec ses nouveaux contrôles, aura une trajectoire continue, cohérente physiquement et proche des analyses. Cependant l’efficacité du lissage dépend de la représentation de la dynamique modèle, (A et G), qui est nécessairement simplifiée.

La correction continue

Dans le cadre de l’assimilation séquentielle, un autre concept permettant de limiter l’ajustement du modèle consiste à appliquer les corrections de manière continue dans le temps. La solution obtenue est alors continue. Ce concept nommé IAU (pour Incremental analysis updating), proposé par Bloom et al. (1996), consiste à appliquer la correction calculée à un instant donné de manière continue au cours de la simulation, sous la forme d’un terme de forçage supplémentaire dans les équations d’évolution. Nous y reviendrons dans la partie II.

4.4 Conclusions

Au cours de ce chapitre, nous avons décrit notre problématique bien particulière d'assimilation dans un modèle couplé, où seule la composante physique est contrôlée. Puis nous avons exposé les grandes approches d'assimilation de données, et détaillé la méthode que nous avons choisie avec ses atouts et limitations. Enfin, nous avons rappelé les contraintes inhérentes à l'estimation de l'état d'un système dynamique. Les points critiques que l'on a mis en évidence sont :

- × le problème de la stabilité hydrostatique,
- × la discontinuité temporelle de la solution physique,
- × l'ajustement dynamique du modèle.

Dans notre problème d'assimilation, le contrôle de la seule composante physique rend crucial le respect des contraintes inhérentes au modèle de circulation. On a identifié les méthodes possibles pour imposer la contrainte de stabilité et de continuité, dans le cas particulier d'un modèle à coordonnée géopotentielle, et d'une méthode d'assimilation séquentielle. Notre travail va se concentrer sur les méthodes pour imposer les contraintes nécessaires à un couplage réaliste, et l'exploitation de ces méthodes.

Ces trois points sont traités dans le chapitre suivant.

Partie II

Expériences d'assimilation dans le modèle couplé

Chapitre 5

Assimilation avec la méthode originale

Nous abordons maintenant le premier objectif de ce travail. Il s'agit de déterminer si la méthode d'assimilation originale est adaptée à la problématique de l'assimilation dans un modèle couplé physique-biogéochimie. Ce chapitre présente l'implémentation de la méthode d'assimilation SEEK dans la configuration Atlantique Nord au $1/3^\circ$, puis les diagnostics des expériences préliminaires avec la méthode originale, et enfin une analyse de la sensibilité des résultats à la paramétrisation du schéma.

5.1 Application du filtre SEEK à la configuration NATL3

L'essentiel de l'implémentation de la méthode SEEK dans la configuration Atlantique Nord (NATL3) et des développements associés (code SESAM) a été réalisé au cours de la thèse et du post-doctorat de C.-E. Testut (Testut 2000; Testut et al. 2003), avec le concours d'autres membres de l'équipe MEOM du LEGI (Jean-Michel Brankart, Laurent Parent). Dans le même temps, la méthode SEEK a commencé à être transférée au projet d'océanographie opérationnelle MERCATOR sous le nom de SAM2.

Nous abordons ici la méthode d'assimilation dans son application pratique à cette configuration du modèle et du système d'observation, les choix faits et leurs conséquences pratiques pour l'estimation d'état.

5.1.1 Vecteur d'état et système d'observation

On décrit ici le système à contrôler, et les observations disponibles pour le faire.

Le vecteur d'état physique

Dans le modèle OPA, les approximations faites sur les équations primitives (toit rigide, ρ diagnostique) conduisent au vecteur d'état $\mathbf{x} = (U, V, T, S)$ avec U et V les composantes zonales et méridiennes de la vitesse horizontale. Pour les besoins de l'assimilation de hauteur de la mer, de température, et de salinité de surface, on ajoute à ces variables la hauteur de la mer (SSH) et la fonction de courant barotrope (BSF). Le vecteur d'état devient $\mathbf{x} = (U, V, T, S, SSH, BSF)$. En pratique, $\dim \mathbf{x} \sim 8\,000\,000$. C'est ce vecteur d'état qui va être estimé par le filtre SEEK à chaque étape d'analyse.

Les observations du système

Les observations du système sont réunies dans le vecteur d'observation \mathbf{y} . Dans notre cas, les mesures se limitent à la surface de l'océan : observations de la topographie dynamique (Sea Surface Height SSH) et de la température de surface de la mer (Sea Surface Temperature SST), estimées par satellite. De plus, on utilise une pseudo-observation de salinité de surface (SSS) issue de la climatologie pour mieux contrôler le système. Ces mesures n'ont pas la même résolution temporelle et spatiale.

Le contenu informatif de ces observations est complémentaire. Sous l'hypothèse d'une couche de mélange de propriétés T, S homogènes et en négligeant l'effet de peau, la température de surface est représentative de la température dans la couche de mélange. En outre, la SST peut être utilisée pour inférer les propriétés de subsurface dans certaines régions (Wilson et Coles 2005). Pour sa part, l'altimétrie est un signal intégré par nature. Elle comprend une information sur l'intégrale verticale de la densité de la colonne d'eau, et une information sur la vitesse et la direction des courants géostrophiques de surface.

En pratique, (tableau 5.1) les données de SST utilisées sont issues du projet Pathfinder, interpolées à $1/4^\circ$ de résolution. Les observations d'anomalies du niveau de la mer (Sea Level Anomaly, SLA) des satellites Topex et ERS2 sont connues le long des traces, sous-échantillonnées à 21 km de résolution et rassemblées à un pas temps journalier. Pour obtenir une hauteur de la mer absolue (SSH), on ajoute à la donnée de SLA une hauteur de la mer moyenne (MSSH) de résolution 1° estimée par modèle inverse (Le Grand 1998). La SSS climatologique de Levitus existe sous forme de carte mensuelle de résolution 1° , interpolée sur la grille du modèle.

donnée	nature	résolution spatiale	résolution temporelle
SST	carte	$1/4^\circ$	10 jours
SSH=MSSH+SLA	“along-track”	21 km	1 jour
SSS	carte	1°	1 mois

Tableau 5.1: *Description des données assimilées*

Pour pouvoir comparer modèle et observations, on doit introduire un opérateur d'observation noté \mathbf{H} , qui permet de passer de l'espace du modèle à l'espace des observations. Ici, \mathbf{H} consiste en une interpolation bilinéaire de la valeur connue sur la grille modèle à la position de la donnée. Par ailleurs, il faut que l'équivalent modèle observé et les observations comportent les mêmes échelles spatiales. Ainsi, la SSS du modèle est lissée pour être comparée à la climatologie. Dans le cas où les observations ne correspondraient pas aux variables d'état du modèle, \mathbf{H} pourrait aussi être un opérateur plus complexe.

5.1.2 Estimation de \mathbf{P}_0

Nous abordons ici l'initialisation de la matrice de covariances d'erreur \mathbf{P}^f . Pour des raisons de coût numérique et de sensibilité du système, l'évolution des covariances d'erreur n'est pas réalisée, on conserve l'approximation initiale: $\mathbf{P}^f = \mathbf{P}_0 = cte$. Ainsi, le filtre est dit “stationnaire” par opposition aux versions évolutive et fixe.

La solution adoptée pour estimer la matrice \mathbf{P}_0 lors de l'initialisation du filtrage est d'utiliser les premiers modes d'une décomposition en EOF d'une série temporelle d'états issus du modèle libre. Cette méthode implique que les covariances des erreurs sur la condition initiale sont égales aux covariances de la variabilité temporelle du modèle libre (équation 5.1).

$$E [(\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}) (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}})^T] = E [(\mathbf{x}^t - \bar{\mathbf{x}}^t) (\mathbf{x}^t - \bar{\mathbf{x}}^t)^T] \text{ avec } \bar{\mathbf{x}} \text{ la moyenne temporelle} \quad (5.1)$$

Or, cette hypothèse n'est pas toujours vérifiée. On peut la décomposer en une hypothèse sur l'amplitude des variances, généralement sous-estimée dans les modèles, et une hypothèse sur les covariances, qui exprime les relations linéaires entre les erreurs des variables (par exemple corrélation positive entre erreur de SST et SSH). En pratique, le modèle libre présente des biais, ce qui signifie que l'état moyen libre est différent de l'état moyen vrai. Ces biais peuvent conduire à une mauvaise estimation des covariances.

Prenons l'exemple d'une colonne d'eau. Si l'état moyen du modèle libre est chaud en surface, et froid en profondeur, alors que l'état moyen vrai a une température uniforme sur la verticale, les covariances verticales calculées à partir de la variabilité du modèle libre ne seront pas représentatives des erreurs vraies.

Par ailleurs, cette approche de construction de \mathbf{P}_0 nécessite de choisir quel type de variabilité on veut privilégier. On peut choisir des états centrés temporellement sur la période d'assimilation, ou des états issus d'une période différente, donc décorrélés de l'état initial. En outre, la fréquence temporelle de l'échantillonnage va privilégier la variabilité saisonnière ou interannuelle. Enfin, on peut utiliser des états issus d'une précédente simulation assimilée, qui possède des propriétés statistiques plus proches de celles des observations.

Après avoir choisi notre base d'états représentative de la variabilité, on doit opérer la réduction d'ordre (équation 4.17) par une décomposition en EOF. Avant cette étape, chaque variable du vecteur d'état est centrée et réduite, et seule la partie observée du vecteur d'état (SST, SSH, SSS) est prise en compte lors de la décomposition de la variance. Aussi, c'est la partie des EOF qui correspond au vecteur d'état non-observé qui va permettre l'extrapolation verticale de l'information de surface en profondeur. Cette extrapolation est obtenue par une régression linéaire multivariée de la partie observée sur la partie non-observée.

Dans toutes nos expériences d'assimilation, les EOF utilisées sont locales. La taille du domaine d'influence horizontal est de 15 points de grille, et il existe un recouvrement entre les zones d'influences de deux sous-domaines voisins. L'analyse EOF a été réalisée sur une série temporelle de 123 états (un état par mois) provenant d'une simulation libre réalisée avec des forçages réalistes sur la période 1990-2000.

5.1.3 Application de la correction et redémarrage

La correction statistique brute calculée par le SEEK n'est pas robuste pour tous les points du vecteur d'état. Sur la verticale en particulier, on considère que les covariances ne sont pas suffisamment robustes au delà de 1000 m de profondeur. Aussi, les corrections sont progressivement annulées entre 1000 m et 1500 m.

De plus, on exclut la région équateur de la zone d'assimilation (au Sud de 10°N). En effet, dans cette région, l'assimilation ne parvient pas à améliorer la représentation des propriétés de subsurface. En particulier, l'assimilation conduit à une très forte augmentation du mélange vertical dans une région normalement très stratifiée, ce qui est extrêmement gênant pour le couplage. Le facteur multiplicatif de la correction est présenté à la figure 5.1.

Après la construction de l'état initial pour la nouvelle prévision, il faut que le modèle puisse redémarrer à partir de cet état. L'intégration temporelle du modèle se fait selon un pas de temps *leap-frog*, qui nécessite la connaissance de l'état modèle à deux pas de temps successifs, donc la tendance. Or, l'assimilation permet l'estimation de l'état du système, mais pas l'estimation

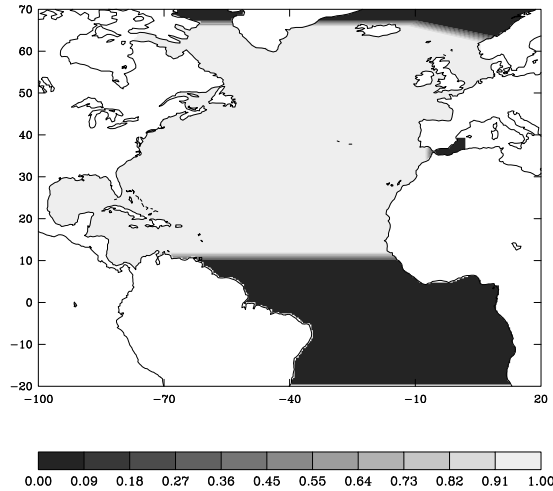


Figure 5.1: *Facteur par lequel est multipliée la correction avant d'être appliquée.*

des dérivées temporelles, qui seraient trop imprécises. C'est pourquoi l'étape de redémarrage à partir d'un état analysé est modifiée par rapport à un redémarrage d'un état libre. Ce point est détaillé en annexe.

5.1.4 Durée du cycle d'assimilation

Le choix de la durée d'un cycle d'assimilation est le résultat d'un compromis. D'un côté, une durée longue signifie un risque de dérive de l'erreur lors de la prévision, et un décalage temporel des observations par rapport à leur instant d'acquisition. D'un autre côté, l'efficacité de l'analyse dépend du nombre d'observations, par conséquent la taille de l'intervalle temporel de sélection des observations ne doit pas être trop réduite. En pratique, nous avons retenu une durée de 6 jours, qui donne des résultats satisfaisants.

Nous présentons maintenant les expériences courtes effectuées avec le schéma initial.

5.2 Diagnostic du schéma original

Nous présentons ici le point de départ de notre travail, à savoir l'impact de l'assimilation selon le schéma original (développé et paramétré par Testut et al. (2003)) dans le modèle couplé. On peut ainsi déterminer quelles propriétés doivent être respectées dans notre méthode d'assimilation, et cette analyse fournit un point de départ pour évaluer les progrès accomplis.

Ce test consiste en trois cycles de prévision-analyse, chaque cycle ayant une durée de 6 jours, soit 18 jours de simulation. L'état initial physique est pris au 3 juillet 1998. Pendant la saison d'été, la colonne d'eau est généralement stratifiée, et le mélange vertical faible. Cette situation permet de mettre en évidence les modifications induites par l'assimilation.

- la courbe rouge est la simulation assimilée test, avec l'état initial physique analysé EIA,
- la courbe bleue est une simulation libre, avec le même état initial physique analysé EIA,
- la courbe noire est une simulation libre, avec un état initial physique libre EIL.

Pour éviter la phase de spin-up d'assimilation, on a choisi un état initial physique EIA issu d'une séquence d'assimilation précédente, qui est donc proche des observations. Pour les trois

simulations, l'état initial des traceurs biogéochimiques est issu de la simulation libre de référence présentée au chapitre 3. Les conditions des expériences sont résumées au tableau 5.2.

Ainsi, on compare l'impact de trois trajectoires physiques différentes sur un même champ initial de traceur biogéochimique. La variable comparée est l'apport en nutriment, qui est un des forçages clefs du modèle d'écosystème.

simulation	assimilée (rouge)	libre (bleue)	référence libre (noire)
CI physique	état analysé	état analysé	état libre
trajectoire	corrigée	libre	libre

Tableau 5.2: *Paramètres des simulations.*

5.2.1 Impact sur les apports en nutriment

L'apport en nutriment dans la zone euphotique a été défini dans la partie 2. Calculé pour chaque colonne d'eau, l'apport représente le nutriment nouveau apporté par la circulation dans la zone éclairée, disponible pour la production nouvelle. Nous allons nous concentrer sur l'apport vertical, qui est le point sensible en présence d'un fort gradient de nutriment. L'apport vertical est le témoin du mélange vertical et de l'advection verticale. Pour synthétiser l'information, on calcule une moyenne spatiale de cet apport sur l'ensemble du domaine, en excluant la région équateur. La profondeur de la zone euphotique utilisée pour l'intégration est constante, égale à 143 m (profondeur maximale de la zone euphotique). Le calcul de l'apport diffusif vertical $Q_{z dif}$ et advectif vertical $Q_{z adv}$ est donné par les équations 5.2 et 5.3. L'intégration est réalisée à chaque pas de temps du modèle.

$$Q_{z dif} = \int_0^T \iint_S \left(K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) |_{Z_{eu}} ds dt \quad (5.2)$$

$$Q_{z adv} = \int_0^T \iint_S (w C) |_{Z_{eu}} ds dt \quad (5.3)$$

Les apports $Q_{z dif}$ et $Q_{z adv}$ calculés pour les trois simulations au cours des trois cycles sont présentés à la figure 5.2.

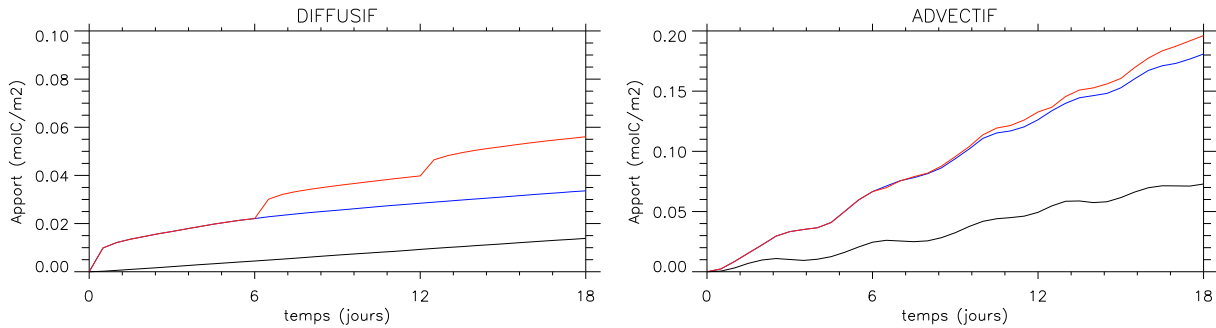


Figure 5.2: *Apports diffusif (gauche) et advectif (droite) cumulés en fonction du temps (mol C.m^{-2}). Simulation assimilée (courbe rouge), libre (bleue), et référence libre (noire). Noter que les échelles sont différentes.*

Pour la courbe rouge, l'analyse intervient aux temps 6 jours et 12 jours. Pendant le premier cycle, les trajectoires des simulations assimilée et libre (courbes rouge et bleue) sont identiques,

l'état initial étant identique. Au cours du second cycle, la courbe rouge (simulation assimilée) se détache de la courbe bleue (simulation libre) pour les deux modes d'apport, car la simulation assimilée redémarre d'un état analysé.

Pour l'apport diffusif, on observe une forte augmentation au début de chaque cycle. Puis, après deux jours, la pente de l'apport se stabilise, et redevient proche de la pente de la simulation de référence (courbe noire).

Pour l'apport advectif, l'écart entre les courbes rouge et bleue augmente lentement, et reste modeste par rapport à la valeur absolue de l'apport. A la fin du deuxième cycle, la pente générale de la courbe rouge est encore très supérieure à la pente de la référence libre (courbe noire).

Les pentes des courbes d'apports montrent que l'assimilation augmente très fortement (de 200 à 300%) les flux de nutriment vers la zone euphotique en moyenne sur le domaine. Or, le modèle d'écosystème est très sensible à ces flux, car le nutriment est le principal facteur limitant avec la lumière. Ces modifications des flux sont donc problématiques, compte tenu de l'objectif de modélisation réaliste de la production primaire. Pour mieux comprendre les mécanismes qui conduisent à ces apports, nous allons examiner la distribution spatiale de ces apports.

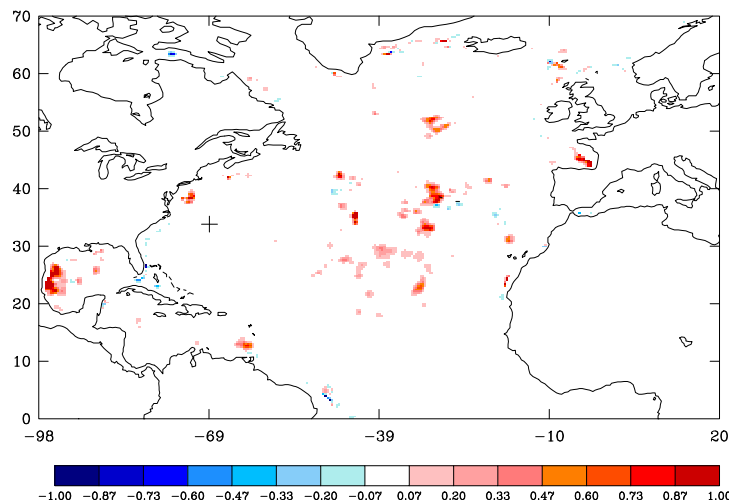


Figure 5.3: *Différence entre les apports diffusifs cumulés de la simulation assimilée et de la simulation libre, calculée pour le cycle 2 ($\text{mol C}\cdot\text{m}^{-2}$). Les sorties haute fréquence de la figure suivante correspondent au point H, symbolisé par une croix.*

Apports diffusifs verticaux $Q_{z\text{dif}}$

La figure 5.3 présente la différence, calculée sur la durée du cycle 2, entre les apports $Q_{z\text{dif}}$ de la simulation assimilée et ceux de la simulation libre. C'est la représentation spatiale de l'écart entre les courbes rouge et bleue, qui quantifie l'impact de l'assimilation pendant ces 6 jours. On observe que ces apports apparaissent dans des zones ponctuelles, où ils atteignent des valeurs élevées.

Ces apports diffusifs sont la conséquence de fortes valeurs du coefficient de diffusivité verticale K_z . Dans le modèle OPA8.1, le coefficient de diffusivité verticale est calculé par le schéma de fermeture turbulente TKE (présenté à la section 2.1.4). K_z est proportionnel à la racine carrée de l'énergie cinétique turbulente, et la production de celle-ci dépend d'un terme de cisaillement vertical des vitesses horizontales, et d'un terme de stratification proportionnel à la fréquence de

Brunt-Väisälä.

$$K_z \sim N^{-1} \sim (-\partial\rho/\partial z)^{-1} \quad (5.4)$$

$$\text{et si } \partial\rho/\partial z > 0 \text{ alors } K_z = 1 \text{ m}^2\text{s}^{-1} \quad (5.5)$$

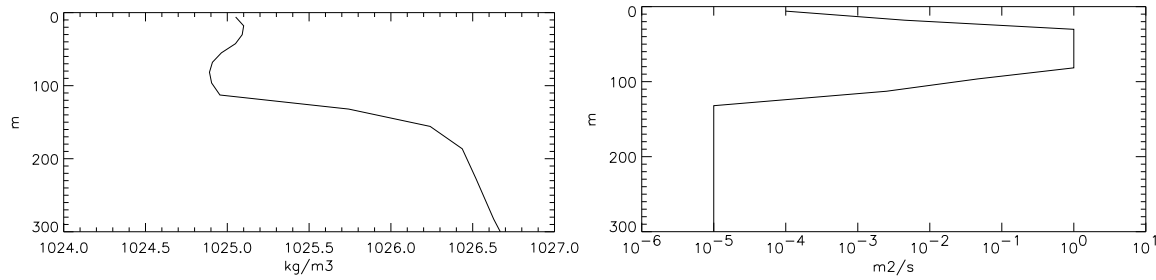


Figure 5.4: Profil vertical de masse volumique potentielle (gauche) et de la diffusivité appliquée au modèle physique (droite, échelle logarithmique) au point $i=190$, $j=123$, un pas de temps après le redémarrage de l'état analysé.

Si l'on trace les profils verticaux de masse volumique potentielle ρ dans les régions de fortes valeurs de diffusivité (figure 5.4), on détecte facilement des instabilités hydrostatiques dans les couches de surface. Ces instabilités se traduisent par des fréquences de Brunt-Väisälä négatives, qui engendrent dans le modèle OPA de très fortes valeurs de diffusivité pour les traceurs actifs, ($1 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$) et des valeurs élevées mais inférieures pour les traceurs biogéochimiques (voir les sections 2.1.4 et 2.3.2). On a donc mis en évidence la génération d'instabilités hydrostatiques artificielles par la correction multivariée.

Apports advectifs verticaux Q_{zadv}

La figure 5.5, équivalente à la figure 5.3, présente l'impact de l'assimilation sur l'apport advectif vertical Q_{zadv} pendant le second cycle.

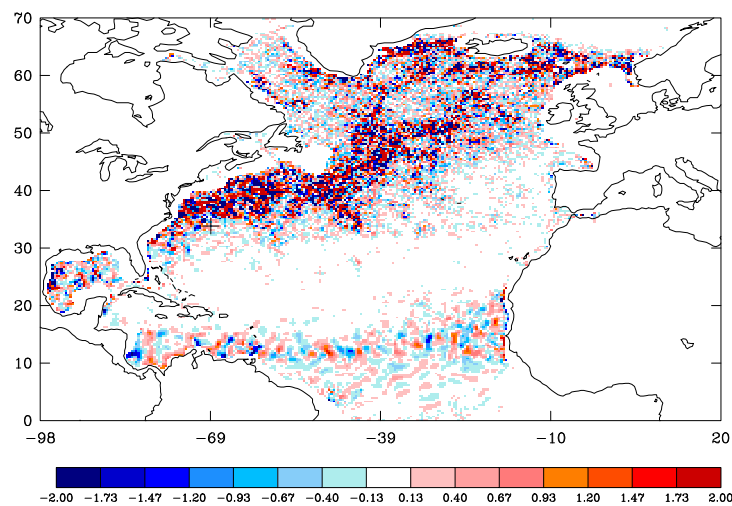


Figure 5.5: Différence entre les apports advectifs cumulés de la simulation assimilée et de la simulation libre, calculée pour le cycle 2 (mol C.m^{-2}). Les sorties haute fréquence correspondent au point H, symbolisé par une croix.

Les zones touchées couvrent une grande partie du domaine. Contrairement à la diffusion, le signe des apports change fréquemment d'un point à l'autre. Les zones d'amplitude maximale se trouvent dans l'axe du Gulf Stream et de la Dérive Atlantique Nord, et dans le détroit du Danemark. Le centre du gyre montre des apports faibles. Au sud du gyre, l'intensité des apports croît, jusqu'à 10°N, latitude à laquelle les corrections sont annulées. On remarque que les zones de forte amplitude coïncident avec les zones de forte correction (incrément d'analyse $\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^f$ fort).

L'observation de la variabilité de la dynamique en un point du domaine aide à la compréhension de l'origine de cet apport advectif (figure 5.6). Le point "H" considéré, représenté par une croix sur la figure 5.5, se trouve au Sud-Est de Cap Hatteras, peu éloigné de la zone où les amplitudes des apports sont maximales.

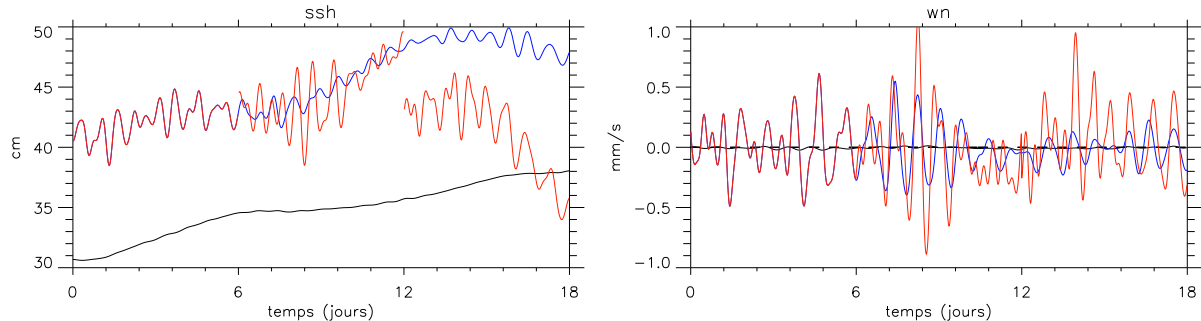


Figure 5.6: Evolution haute fréquence au point H ($x=90$, $y=170$) de la hauteur de la mer (gauche, cm) et de la vitesse verticale (droite $mm.s^{-1}$). Simulation assimilée (courbe rouge), libre (bleue), et référence libre (noire). Pour la vitesse, la profondeur est de 132 m.

Les courbes de la hauteur de la mer et de la vitesse verticale des simulations assimilée et libre montrent des oscillations à haute fréquence, d'une période d'environ un jour. La simulation de référence (courbe noire) est exempte de ces oscillations pour la SSH. Pour la vitesse verticale, la simulation de référence présente des oscillations, invisibles sur la figure, d'amplitude maximale de $0.03 mm.s^{-1}$, contre $1 mm.s^{-1}$ pour les courbes rouge et bleue.

On observe ces oscillations sur l'ensemble du domaine, avec des amplitudes maximales à proximité du Gulf Stream. De plus, sur une animation de la vitesse verticale, on constate que ces oscillations se propagent depuis la région du Gulf Stream vers le Sud du domaine. La période moyenne des oscillations indique qu'il s'agit d'ondes d'inertie, de période proche de $f = 2\Omega \sin(\text{latitude}) \sim 1$ jour à 30°N. Selon la position géographique, l'analyse spectrale de la vitesse verticale donne un pic d'énergie entre 0.5 et 2.5 jours (dans le cas du système d'assimilation SAM1, Eric Greiner, communication personnelle). Ces résultats démontrent l'existence de déséquilibres dynamiques dans la correction statistique, à l'origine d'ondes inertielles.

Impact des oscillations inertielles sur l'advection de nutriment

La vitesse verticale est la responsable directe du flux advectif vertical calculé. On peut s'interroger sur l'impact des oscillations de vitesse verticale sur l'apport en nutriment Q_{zadv} , sachant que ces oscillations semblent être de moyenne nulle. Plaçons nous à la base de la zone euphotique, entre un milieu éclairé où la photosynthèse est possible, et un milieu sombre, où seule la reminéralisation a lieu (schéma 5.7). Prenons le cas d'une vitesse verticale sinusoïdale, de moyenne nulle, et considérons une période T.

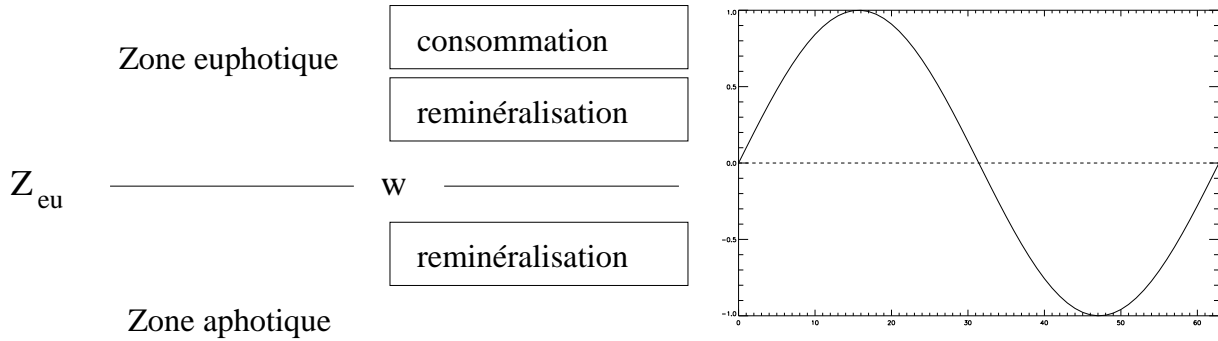


Figure 5.7: Schéma des processus dans les zones euphotique et aphotique (gauche). Vitesse verticale w en fonction du temps (droite)

- De l'instant 0 à l'instant $T/2$, $w > 0$, le flux de nutriment est ascendant vers la zone euphotique. Une partie de la quantité q de nutriment nouveau apportée dans la zone euphotique peut être consommée par le phytoplancton. Cette quantité consommée est notée c .
- De l'instant $T/2$ à T , $w < 0$, le flux de nutriment est descendant vers la zone aphotique. La quantité de nutriment qui n'a pas été consommée ($q - c$) peut être transportée de nouveau dans la zone aphotique.

Pour le nutriment, le bilan du flux pendant la période T est $q - (q - c) = c$, positif pour la zone euphotique. Donc, les oscillations de la vitesse verticale peuvent augmenter la production primaire, et modifier la structure des échanges au sein de l'écosystème de manière artificielle. L'apport c sera proportionnel à l'amplitude des oscillations, et dépendra du rapport entre la période des oscillations et le temps caractéristique de la consommation du nutriment.

Considérons maintenant l'ensemble des traceurs. De $t=0$ à $T/2$, la consommation de la quantité c dans la zone euphotique entraîne une augmentation du phytoplancton et du zooplancton. De $t=T/2$ à T , ces espèces vont être transportées vers la zone aphotique avec le nutriment. Sorti de la zone euphotique, le phytoplancton meurt, devient du POC, et peut être reminéralisé en DOC, puis redonner des nutriments. Mais la cinétique de la consommation ($\mathbf{PO}_4^{3-} \rightarrow \mathbf{P}$) est plus rapide que celle de la reminéralisation ($\mathbf{P} \rightarrow \mathbf{POC} \rightarrow \mathbf{DOC} \rightarrow \mathbf{PO}_4^{3-}$, voir la section 2.2.3). Par conséquent, pendant une période T , le flux de nutriment vers la zone euphotique ne peut être contrebalancé par le flux d'autres traceurs hors de la zone euphotique. Ce raisonnement peut se transposer à une profondeur inférieure à Z_{eu} , car partout dans la zone euphotique la limitation de la croissance par la lumière augmente avec la profondeur.

Il faut noter que lors de la première demi-période, les traceurs (\mathbf{PO}_4^{3-} , \mathbf{P}) peuvent être également transportés par le champ de vitesse horizontale, ce qui modifie encore le bilan du flux vertical. Des oscillations de moyenne nulle engendrent donc un flux de nutriment positif pour la zone euphotique. Cependant, la carte 5.5 montre que la différence des apports Q_{zadv} n'est pas positive partout, et présente des structures d'apport cohérentes qui s'étendent sur plusieurs points de grille. Ces structures se retrouvent sur la vitesse verticale moyenne (figure 5.8). Cela montre que les ondes d'inertie n'expliquent pas la totalité de l'augmentation de l'apport.

Nous discutons ci-après les raisons possibles de l'ajustement du modèle physique occasionné par l'analyse, qui se répercute sur les apports en nutriments.

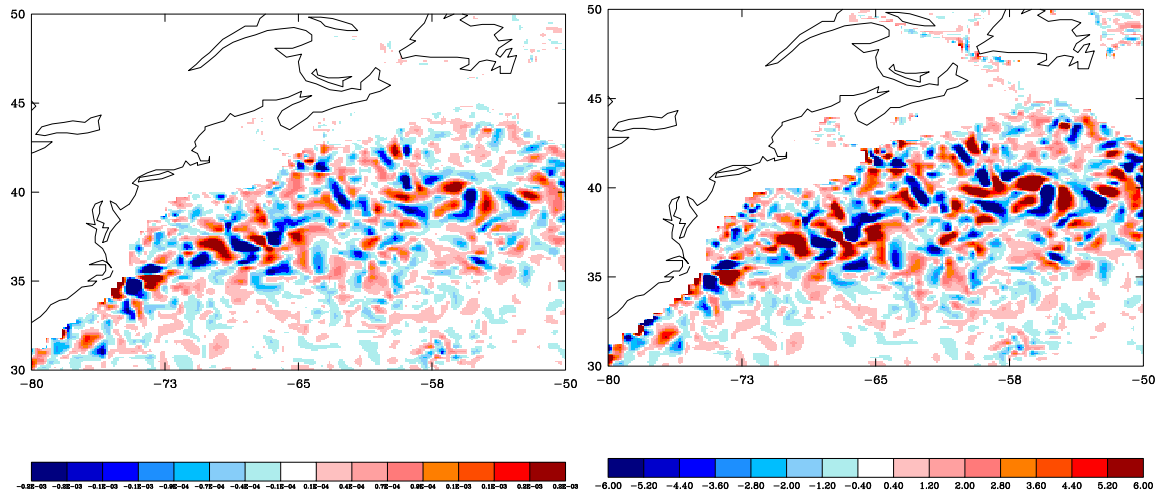


Figure 5.8: *Vitesse verticale moyenne à 143 m (gauche, m/s), et apport advectif vertical dans la zone euphotique (droite, mol C.m⁻²) pour le cycle 2, dans la zone du Gulf Stream.*

5.2.2 Causes du dérèglement des apports en nutriments

Pourquoi l'état analysé n'est-il pas en équilibre ? Dans le chapitre 4, nous avons montré comment les contraintes liées à la nature de l'état modèle pouvaient ne pas être respectées par les méthodes d'assimilation. Ici, nous nous replaçons dans le contexte spécifique de notre méthode d'assimilation, pour examiner les causes possibles de la violation des contraintes.

- Premièrement, l'analyse statistique ajoutée à l'état prévu \mathbf{x}^f par nature équilibré, une correction issue de la projection de l'innovation sur les modes multivariés via la matrice de gain (section 4.3.4). Ces modes décrivent des corrélations linéaires multivariées entre les erreurs des variables du modèle. Or, les relations entre certaines variables d'états sont non-linéaires (température et densité par exemple). Aussi, les relations entre les erreurs des variables ne sont pas linéaires. On représente donc des relations non-linéaires par un ensemble fini de relations linéaires, de taille égale au nombre de modes (Daley 1991). Ce faisant, on fait deux approximations: une linéarisation, et une erreur de troncature en limitant le nombre de relations utilisées pour approximer les relations vraies. Ces deux approximations peuvent expliquer une partie des déséquilibres présents dans l'état analysé. L'expérience montre que cette linéarisation est acceptable lorsque la circulation est proche de l'équilibre géostrophique, ce qui est le cas dans notre modélisation des latitudes moyennes à grande échelle.
- Deuxièmement, les observations réelles étant discontinues et de qualité variable dans l'espace, leur projection sur les modes ne donne pas un état totalement cohérent.
- Troisièmement, lorsque l'incrément d'analyse est fort, l'approximation qui consiste à considérer des relations linéaires pour corriger les variables est d'autant plus fautive : la correction peut "overshooter". Cet effet est encore plus sensible lorsque la variabilité du modèle libre est différente de la variabilité réelle, ce qui est le cas pour notre modèle.
- Enfin, l'analyse est locale : l'état analysé est produit par la juxtaposition de sous domaines analysés selon les observations locales; il peut y avoir une incohérence entre les analyses réalisées en deux points voisins, qui n'utilisent pas exactement les mêmes observations, ni les mêmes modes.

Toutes ces raisons expliquent la présence d'instabilités hydrostatiques, d'incohérences entre les variables du vecteur d'état, et de gradients de propriétés irréalistes dans l'état analysé. Les

instabilités engendrent un ajustement convectif, et les déséquilibres dynamiques engendrent des ondes d'ajustement.

En résumé, on voit que notre méthode d'assimilation comporte des approximations susceptibles d'engendrer des ajustements néfastes au couplage entre circulation et écosystème. Le problème à résoudre est donc compliqué, et peu exploré dans le cadre océanographique: la présente étude est une des premières à s'y attaquer. Pour mieux cerner les problèmes, nous analysons la sensibilité des résultats de l'analyse à quelques paramétrisations du schéma.

5.3 Sensibilité de l'analyse à la paramétrisation du schéma

Quel est l'impact de l'analyse locale, de la spécification des erreurs d'observation, d'ébauche? Dans cette section, nous essayons de répondre à ces questions.

Nous envisageons successivement trois problèmes possibles, basés sur les points cités à la section 5.2.2:

1. l'analyse locale peut introduire des discontinuités horizontales du champ de densité,
2. les échelles contenues dans les observations peuvent ne pas être résolues par le modèle,
3. les covariances exprimées par les modes peuvent être mal spécifiées.

Pour départager ces causes, nous allons procéder par étapes. Nous commençons par examiner la réponse du système induite par l'analyse locale en particulier (1), lorsque le problème des observations (2) est éliminé, au moyen d'expériences jumelles. Puis nous examinons l'impact de l'erreur affectée aux observations (2). Enfin, nous testons la sensibilité à la spécification des covariances (3).

5.3.1 Cas d'observations parfaites

Pour générer des observations parfaites, nous utilisons la partie observée de l'état du modèle. On se place alors dans le contexte dit d'expériences jumelles. Ce protocole fournit une référence de vérité pour juger de la qualité de la solution assimilée.

Principe des expériences jumelles

L'objectif de ces expériences est de vérifier la capacité de la méthode d'assimilation à reconstruire l'état modèle vrai, dans le cas idéal où les erreurs liées aux observations et au modèle sont nulles. Le principe de ces expériences jumelles est simple: pour s'affranchir des erreurs d'observation et des erreurs associées au modèle, on utilise le modèle pour générer des "pseudo-observations". En pratique, on réalise trois simulations :

- × une simulation vraie ou référence, initialisée avec des conditions CI1, dont on extrait les pseudo-observations,
- × une simulation perturbée, initialisée avec des conditions CI2 différentes de CI1, telles que les trajectoires des deux simulations diffèrent,
- × une simulation test initialisée avec les conditions CI2, dans laquelle on assimile les pseudo-observations issues de la simulation vraie.

On dispose alors de l'état "vrai" du système et d'observations parfaites de cet état. La méthode d'assimilation fonctionne si la simulation test converge vers l'état vrai. Dans notre cas, on va comparer les apports Q_{zadv} de nutriments de la simulation vraie avec ceux de la simulation avec assimilation des pseudo-observations.

Configuration des expériences

Au 29 décembre 1997, on initialise une simulation libre avec des conditions initiales assimilées, et une simulation libre avec des conditions initiales libres. Le modèle est intégré pendant 6 mois jusqu'au 3 juillet 1998 (t_0 du schéma), date de début des expériences jumelles. On dispose alors de conditions initiales (CI) libres CI1 et CI2 fortement différentes. On couple alors ces deux CI avec un même état initial des traceurs biogéochimiques issu d'une simulation libre. Trois simulations couplées sont menées, schématisées sur la figure 5.9.

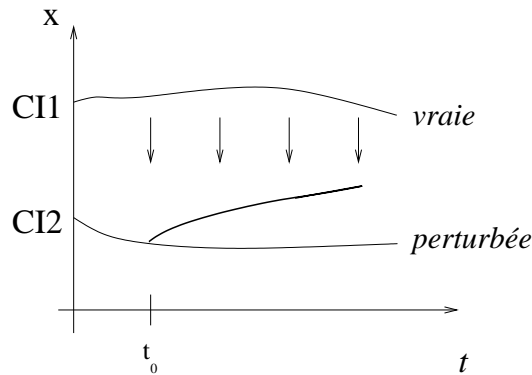


Figure 5.9: Schéma des expériences jumelles réalisées. Les courbes représentent les trajectoires dans l'espace du vecteur d'état physique, et les flèches représentent les étapes d'assimilation des pseudo-observations

Trois simulations couplées sont menées, une simulation libre "vérité" avec les CI1 dont sont extraites les pseudo-observations, une simulation libre "perturbée" avec les CI2, et une simulation avec les CI2 avec assimilation de pseudo-observations issues de la simulation "vraie", pendant 6 cycles de 6 jours.

Les pseudo-observations de SSS ne sont pas utilisées, pour rester comparable avec le cas de l'assimilation de vraies observations. En revanche, les échelles contenues dans les pseudo-observations de SSH et SST sont totalement compatibles avec les échelles résolues par le modèle. On conserve la spécification de l'erreur d'observation initiale.

Les observations assimilées sont des pseudo-observations, issues d'une simulation modèle. Elles sont donc parfaites, c'est à dire sans erreur, continues en espace, et totalement compatibles avec la dynamique modèle. On élimine ainsi le point (2) des origines possibles des déséquilibres pour examiner l'impact de l'analyse locale (1) sur les oscillations et les flux de nutriments,

Voyons maintenant l'impact de l'assimilation de ces pseudo-observations sur la vitesse verticale. Sur la figure 5.10, on observe que l'assimilation de pseudo-observations augmente fortement l'écart-type de la vitesse verticale comparé à la simulation libre (courbe noire). L'observation d'un point isolé montre que ce sont des oscillations haute fréquence, semblables à celles observées au paragraphe 5.2, qui sont à l'origine de cette variabilité. Toutefois, l'amplitude des oscillations est inférieure à celle engendrée par l'assimilation de vraies observations. Cette analyse met en évidence un ajustement inhérent à la méthode, indépendant des observations, qui peut être lié aux discontinuités horizontales dues à la nature locale des corrections, où à la structure verticale

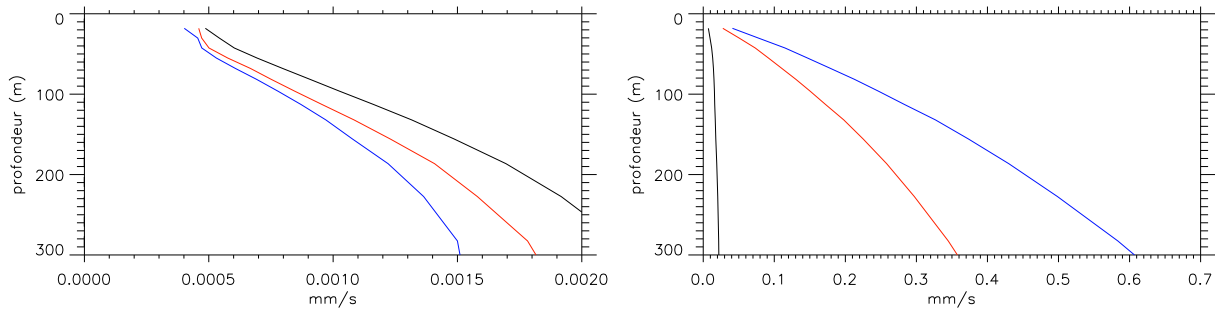


Figure 5.10: *Profils verticaux de la moyenne (gauche) et de l'écart-type temporel (droite) de la vitesse verticale (mm.s^{-1}) calculés au cours du premier cycle, pour la simulation vraie (courbe noire), la simulation avec assimilation de pseudo-observations (courbe rouge) et pour comparaison la simulation avec assimilation de vraies observations (courbe bleue). On a moyenné le profil sur la région Gulf Stream.*

des corrections. Les oscillations auront tendance à augmenter l'apport.

Maintenant, examinons les résultats concernant l'apport advectif vertical Q_{zadv} , (figure 5.11). On voit que dans la région TRO, l'apport augmente, quelle que soit la correction: la méthode ne permet pas de contrôler l'apport. Pour les régions POL et MID, on observe une courbe d'apport peu lisse qui suggère des ajustements.

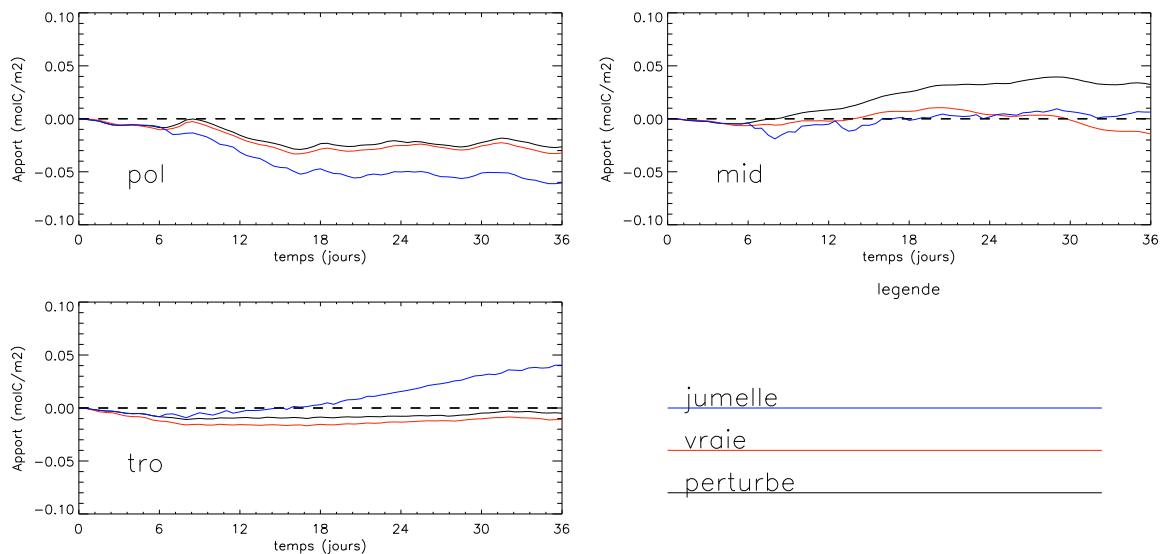


Figure 5.11: *Apport advectif vertical Q_{zadv} (mol C.m^{-2}) cumulé en fonction du temps, en moyenne spatiale pour les régions POL, MID, et TRO. L'apport est calculé pour la simulation vraie (courbe noire), la simulation perturbée (courbe rouge) et pour la simulation avec assimilation de pseudo-observations (courbe bleue).*

En conclusion, ces expériences jumelles nous ont appris que les déséquilibres présents dans l'état analysé, qui se traduisent par des oscillations inertielles, étaient propres à la méthode d'assimilation, et seulement accentués par l'utilisation d'observations réelles.

Après ces expériences conduites avec des observations parfaites, nous allons maintenant revenir à l'emploi d'observations réelles, pour lesquelles se pose le problème de la représentativité.

5.3.2 Sensibilité à l'erreur d'observation

La covariance \mathbf{R} des erreurs associée aux observations peut se décomposer en une partie liée à la mesure \mathbf{E} , et une autre partie liée à l'écart entre la vérité modèle et la vérité observée, \mathbf{F} appelée erreur de représentativité (équation 5.6).

$$\begin{aligned}\mathbf{R} &= \mathbf{E} + \mathbf{F} \\ \mathbf{F} &= E [(y - Hx^t) (y - Hx^t)^T]\end{aligned}\tag{5.6}$$

Qu'est ce que l'erreur de représentativité ?

L'erreur de représentativité \mathbf{F} recouvre d'une manière générale la physique manquante pour le modèle qui est présente dans les observations. Dans notre configuration, il s'agit principalement de la physique liée aux échelles inférieures à la résolution modèle. Les données de SSH et SST assimilées sont interpolées sur une grille au $1/4^\circ$, légèrement plus fine que celle du modèle ($1/3^\circ$). En revanche, la salinité climatologique est connue sur une grille plus grossière que celle du modèle (1°). \mathbf{F} étant un paramètre ajustable de la méthode, on peut s'interroger sur la valeur de l'erreur de représentativité adaptée à notre problème. Pour éclairer ce point, nous effectuons ici une étude de la sensibilité de la réponse du modèle couplé à l'erreur de représentativité.

Lorsque l'on augmente l'erreur d'observation \mathbf{R} , on réduit la confiance relative accordée aux observations par rapport à la prévision modèle. Si on multiplie l'erreur de chaque variable observée par le même facteur, la direction des corrections donnée par l'innovation $\mathbf{y} - \mathbf{H}\mathbf{x}$ reste la même, mais l'amplitude des corrections $\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^f$ est diminuée.

Jusqu'alors, par souci de simplicité, on a utilisé une erreur d'observation \mathbf{R} non corrélée et constante spatialement égale à 0.3°C en SST et 3 cm en SSH. Cette erreur correspond uniquement à l'erreur de mesure, et ne prend pas en compte l'erreur de représentativité. Par nature, l'erreur de représentativité est corrélée spatialement.

Ici, nous cherchons à spécifier une erreur de représentation simple, non corrélée mais variable spatialement, qui prend mieux en compte les deux sources d'erreur. La question est de savoir comment spécifier l'erreur \mathbf{F} . Pour la hauteur de la mer, on sait que la différence majeure entre la dynamique modèle et les observations se situe dans le système du Gulf Stream, le long des courants du Gulf Stream et de la Dérive Atlantique Nord qui sont trop faibles, et mal placés dans les simulations. Il y a donc un défaut de représentativité de ces courants dans le modèle, en hauteur de la mer, mais aussi en température de surface.

Ici, l'erreur de représentativité est évaluée à partir d'une série temporelle d'observations. Pour chaque fichier d'observation, les observations sont interpolées sur la grille modèle, puis le résultat est réinterpolé sur la grille originelle des observations. On fait alors la différence entre l'observation originale et celle issue de la double interpolation, qui est liée à la représentativité. On calcule ensuite l'écart-type de ces différences (Charles-Emmanuel Testut, communication personnelle). La distribution spatiale obtenue est très proche de celle de l'écart-type des observations. On somme ensuite cette erreur avec l'erreur de mesure constante. La figure 5.12 présente l'erreur d'observation σ obtenue.

Sensibilité à la variance de \mathbf{F}

Pour étudier la sensibilité à la variance de l'erreur d'observation, on a comparé trois variances d'erreur d'observation différentes (tableau) sur une expérience courte de quatre cycles d'assimilation. On compare les résultats à une simulation avec assimilation de pseudo-observations, dont le comportement représente ce que l'on peut souhaiter de mieux avec notre méthode.

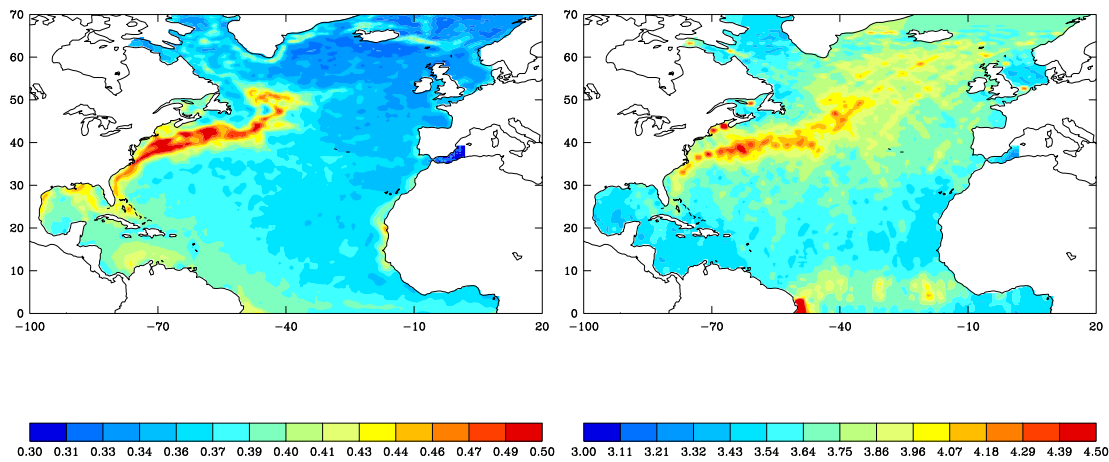


Figure 5.12: Variance de l'erreur d'observation σ (représentativité et mesure) évaluée à partir d'observations pour la SST (gauche, °C) et la SSH (droite, cm).

R	standard, constante spatialement
R1	3σ pour SSH, SST, SSS
R2	3σ pour SSH seulement

Tout d'abord, sur les champs de SSH et SST analysés, on remarque que l'augmentation de l'erreur d'observation a l'effet d'un lissage spatial, qui élimine les petites échelles et les forts gradients.

Les résultats concernant la vitesse verticale sont présentés sur la figure 5.13. Lorsque l'on augmente l'erreur, on observe une diminution de l'écart-type de la vitesse verticale, par réduction de l'amplitude des oscillations. L'écart-type reste cependant supérieur à celui observé avec des observations parfaites. L'augmentation de l'erreur sur toutes les variables (R1) est plus efficace pour réduire l'écart-type que la seule augmentation de l'erreur sur la variable SSH (R2). Sur la vitesse moyenne, on note que la modification du poids d'une variable par rapport aux autres modifie la correction, et donc la vitesse moyenne.

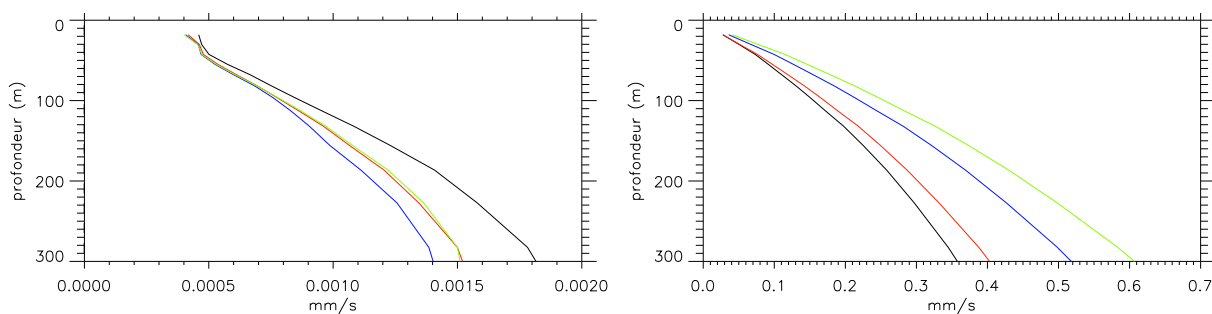


Figure 5.13: Profil vertical de la moyenne (gauche) et de l'écart-type temporel (droite) de la vitesse verticale, pour une erreur d'observation standard (courbe verte), une erreur d'observation R1 (courbe rouge) et R2 (courbe bleue). Pour comparaison, la courbe noire correspond à une erreur standard mais avec assimilation de pseudo-observations. On a moyenné le profil sur la région Gulf Stream.

Voyons maintenant l'impact de \mathbf{F} sur l'apport vertical Q_{zadv} , présenté à la figure 5.14. Les différences se font principalement sentir dans les régions POL et TRO. Dans la région

POL, le choc observé au premier cycle avec l'erreur standard disparaît, et dans la région TRO l'augmentation de l'apport est limitée. Dans la région TRO, l'augmentation de l'apport pour l'erreur STD est trop importante pour être réaliste, par conséquent la réduction de cet apport est un progrès.

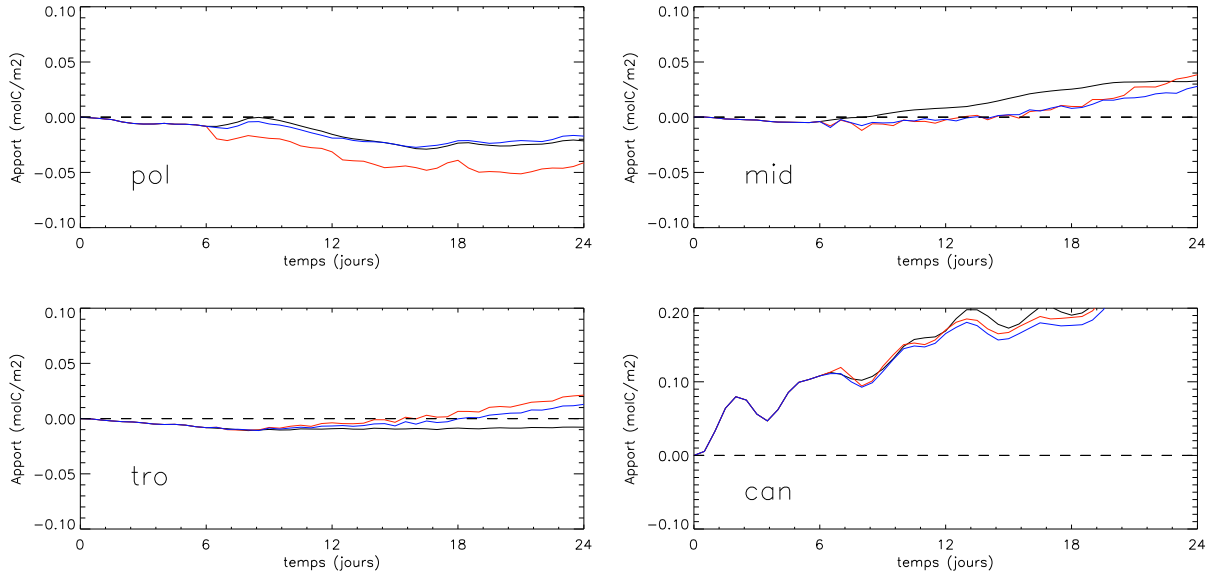


Figure 5.14: *Apports advectifs verticaux Q_{zadv} (mol C.m^{-2}) cumulés au cours des trois cycles d'assimilation. Simulation libre de référence (courbe noire), simulation assimilée avec une erreur d'observation standard (courbe rouge), et une erreur d'observation R1 (courbe bleue).*

En définitive, la question est de savoir quelle erreur de représentativité spécifier, sachant que l'objectif est bien de corriger le système, et non de retourner à un état proche d'une simulation libre avec des corrections négligeables. Dans le cas de ces expériences, il apparaît qu'une erreur de représentativité de 3σ améliore significativement la réponse du modèle aux corrections en terme d'oscillations et de flux d'apport. En effet, l'erreur R1 permet de réduire l'amplitude des oscillations inertielles à un niveau comparable à celui observé lors de l'assimilation de pseudo-observations, qui est la meilleure situation possible.

En pratique, 3σ signifie pour la SSH une erreur de 10 cm minimum, et 15 cm maximum dans la région active du Gulf Stream. Pour la température, l'erreur minimum est d' 1°C et le maximum à 1.5°C . Ces valeurs correspondent à des niveaux d'écart quadratiques moyens couramment atteints pour l'état prévu (voir chapitre 6). Avec ce niveau d'erreur, l'état analysé sera certes plus éloigné des observations, mais aussi plus équilibré dynamiquement. Ce meilleur état dynamique devrait permettre au modèle de mieux accepter les corrections, et de limiter ainsi la progression de l'erreur au cours de la prévision.

Pour obtenir un meilleur équilibre de l'état analysé, nous examinons maintenant le point (3), qui consiste à améliorer l'estimation de la matrice de covariance des erreurs de prévision \mathbf{P}_0 .

5.3.3 Sensibilité aux covariances des erreurs d'ébauche

Dans notre méthode d'assimilation, la matrice de covariance des erreurs d'ébauche \mathbf{P}^f définit deux choses: les corrélations entre les parties observées et non-observées du vecteur d'état (covariances), et la confiance que l'on accorde à la prévision modèle (variances).

A la section 5.1.2, on a introduit le fait que le biais du modèle libre, et le non-respect de

l'hypothèse d'identité entre les vraies covariances d'erreur et les covariances estimées par la variabilité du modèle libre pouvaient conduire à des covariances peu robustes. Pour illustrer la différence entre la variance d'erreur réelle (ici estimée par les observations) et la variance estimée par la variabilité du modèle libre, on montre sur la figure 5.15 l'écart-type des observations et de la simulation libre pour la hauteur de la mer.

Dans la version évolutive du filtre SEEK, les covariances évoluent en fonction de la dynamique du modèle, elle-même modifiée par assimilation, et cela aboutit à une modification de l'estimation initiale \mathbf{P}_0 (voir section 4.2.4). Dans notre cas, on utilise la version fixe du filtre SEEK, pour laquelle on néglige l'étape d'évolution des covariances : $\mathbf{P}^f = \mathbf{P}_0 = cte$. Aussi il importe d'avoir la meilleure estimation possible de \mathbf{P}_0 .

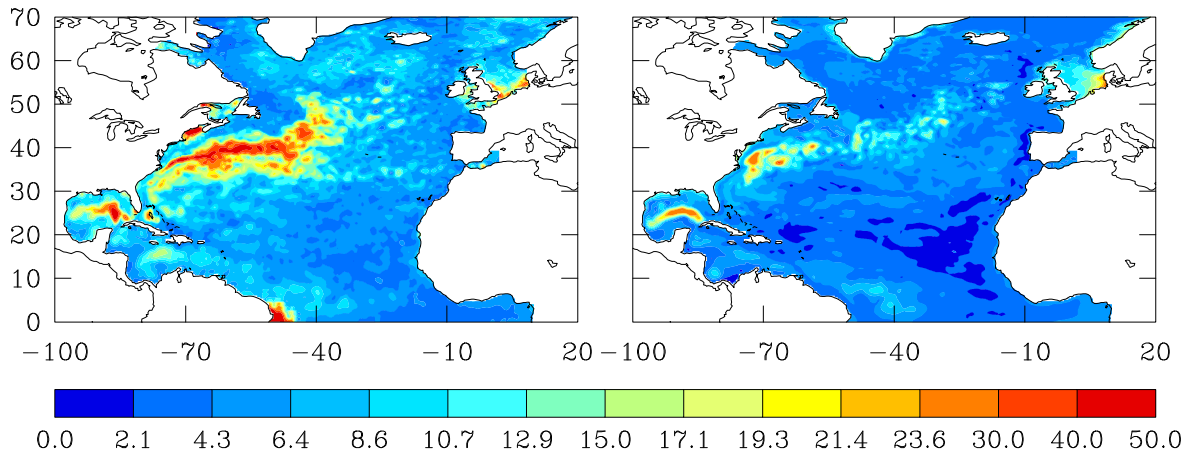


Figure 5.15: *Ecart-type de la hauteur de la mer (cm) calculé sur l'année 1998, pour les observations (gauche) et la simulation libre (droite).*

L'objectif est d'examiner l'impact du choix de la variabilité temporelle, et de la sous-estimation de la variabilité par le modèle libre sur la qualité de l'analyse. Pour ce faire, nous allons estimer \mathbf{P}_0 en utilisant trois séries temporelles d'états différentes. La première série d'état (STD) est constituée par la variabilité du modèle libre sur une période décennale, échantillonnée tous les mois. La seconde série d'états (P1) est issue de la simulation libre REF, dont les conditions initiales sont issues d'une simulation assimilée. On choisit un état tous les 6 jours. La variance temporelle de cette simulation est plus proche de celle des observations. La troisième série d'état (P2) est issue de la simulation assimilée IAU (assimilée mais continue), et là encore on choisit un état tous les 6 jours. Sa variance temporelle est encore plus proche de celle des observations. Pour former \mathbf{P}_0 , on retient les 11 premières EOF pour les trois expériences, qui représentent pour chaque base environ 99% de la variance. Le tableau 5.3 donne les caractéristiques des 3 séries d'états utilisées pour représenter les covariances des erreurs du modèle.

matrice \mathbf{P}_0	nombre d'états	fréquence	période	nature
STD	123 états	30 jours	1990-2000	simulation libre
P1	61 états	6 jours	1998	simulation libre REF
P2	61 états	6 jours	1998	simulation assimilée IAU

Tableau 5.3: *Tableau récapitulatif des séries d'états utilisées pour la spécification de l'erreur d'ébauche.*

En modifiant les bases d'états, on espère une amélioration des covariances d'erreur, qui vont

déterminer l'extrapolation verticale de l'information de surface, et une estimation plus robuste des variances. Utiliser une série temporelle ayant une forte variabilité pour former \mathbf{P}_0 conduit à de plus fortes variances pour les variables observées. Augmenter cette variance a un impact opposé à l'augmentation de l'erreur d'observation : c'est la confiance accordée à la prévision modèle qui diminue, comme le montre le schéma 5.16.

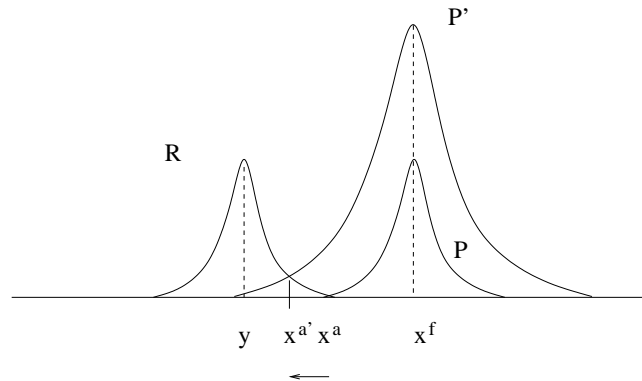


Figure 5.16: Schéma de l'étape d'analyse et des covariances dans un plan de l'espace des observations. L'augmentation de la variance de l'erreur de prévision de \mathbf{P} à \mathbf{P}' déplace (flèche) l'état analysé de \mathbf{x}^a à $\mathbf{x}^{a'}$ vers les observations.

Les conditions initiales physiques des expériences sont issues d'une simulation libre, au 03/07/1998. A partir de cette date, on réalise 4 cycles d'assimilation avec les 3 matrices de covariances, qui servent de spin-up d'assimilation. Puis, au 27/07/1998, on couple les états physiques obtenus avec la condition initiale biogéochimique issue de la simulation libre de référence à la même date, et on poursuit la simulation pendant 2 cycles d'assimilation. Ce sont ces deux cycles qui sont analysés.

Les résultats des expériences sont donnés sur la figure 5.17. Comparé à STD, l'écart-type de la vitesse verticale w des simulations utilisant les matrices P1 et P2 est augmenté. Seule la région MID montre une variabilité de w similaire pour P1 et STD. Il semble donc qu'échantillonner la variabilité avec une fréquence plus élevée (6 jours au lieu de 30 jours) mais moins d'états (61 au lieu de 123) ne donne pas des corrections plus équilibrées. De plus, la simulation effectuée avec la matrice P2 montre un écart-type nettement supérieur aux deux autres simulations assimilées dans les trois régions. Utiliser un échantillon d'états dont la variance est plus proche des observations ne permet pas non plus d'améliorer l'état d'équilibre des corrections.

L'impact sur les apports advectifs verticaux de nutriments est plus complexe à interpréter que les fluctuations de la vitesse. D'une manière générale, les courbes d'apport des simulations assimilées s'éloignent largement de la courbe de la simulation libre. Plus la valeur absolue de la pente de la courbe d'apport est faible, plus la correction est considérée équilibrée, car elle engendre un choc moindre. Pour les régions POL et TRO, on remarque que l'ordre des valeurs absolues des pentes des courbes suit l'ordre des écart-types de la vitesse verticale. Le choc initial intensifie les apports, et libère des ondes inertielles. Ce comportement n'est pas observé dans la région MID, pour laquelle les courbes d'apport des simulations avec les matrices P1 et P2 ont des pentes moins élevées que celle de la simulation STD. Le comportement des régions POL et TRO se distingue de la région MID. Cette différence peut d'abord être attribuée à l'amplitude des corrections, qui est supérieure dans la région MID.

Globalement, la base STD, construite à partir d'un grand nombre d'états (123) donne de meilleurs résultats que les bases P1 et P2. On peut interpréter cela comme une convergence de l'estimation. Cette interprétation plaide pour l'utilisation d'un grand nombre d'états pour estimer les covariances. Par ailleurs, l'utilisation d'états issus de simulations dont la variabilité

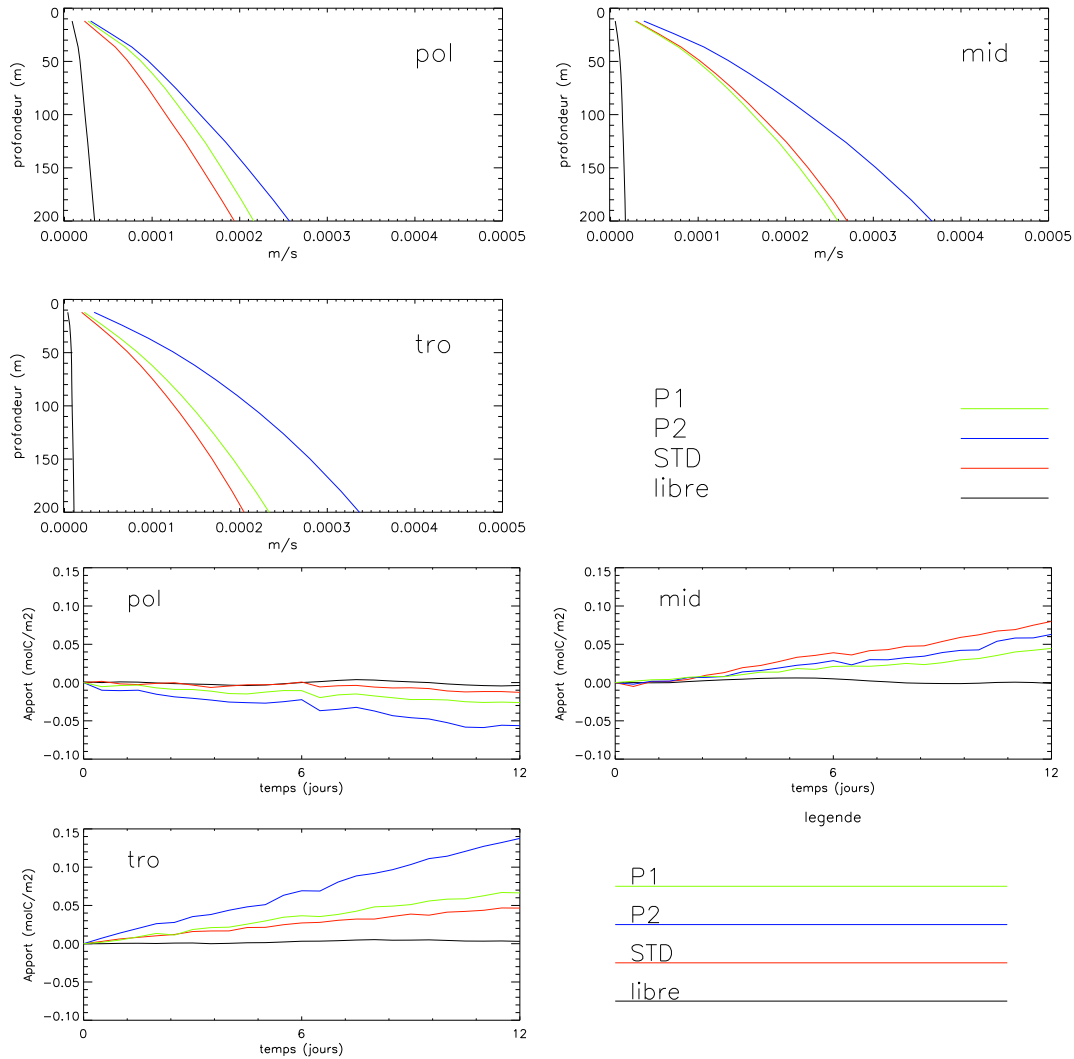


Figure 5.17: *Expériences d'assimilation avec les matrices de covariances STD, P1 et P2, valeurs moyennes pour les régions POL, MID et TRO. En haut, écart-type de la vitesse verticale (m/s) durant le second cycle d'assimilation, En bas, apports advectifs verticaux Q_{zadv} ($\text{mol C} \cdot \text{m}^{-2}$) cumulés au cours des deux cycles d'assimilation.*

est plus proche de la réalité reste une piste à creuser.

En conclusion, ces expériences montrent que dans cette configuration, l'échantillonnage de la variabilité utilisée pour estimer les covariances des erreurs d'ébauche a une influence nette sur l'équilibre de l'état analysé, et par conséquent sur les apports en nutriments. Toutefois, des expériences plus longues, avec d'autres séries temporelles, et d'autres méthodes d'estimation de \mathbf{P}_0 seraient nécessaires pour quantifier précisément cet impact, et déterminer quelle est la meilleure méthode d'estimation de \mathbf{P}_0 .

Cette partie a montré que les 3 points mentionnés au début (analyse locale, observations réelles, matrice de covariance) contribuaient chacun aux déséquilibres. Parmi ces points, l'erreur de représentativité, et la construction des matrices de covariances sont les points les plus importants, et les plus aisément modifiables.

5.3.4 Bilan de l'impact de la méthode originale

On a montré que l'assimilation avec la méthode originale engendre une forte augmentation des apports verticaux de nutriments vers la zone euphotique, par diffusion et advection. Cette augmentation irréaliste de l'apport en nutriment risque de modifier la réponse du modèle biogéochimique, on doit donc la contrôler, pour revenir à des valeurs d'apports compatibles avec les autres sources d'informations.

L'apport en nutriment dans la zone euphotique sera donc dans la suite notre mesure des progrès accomplis. Comme point de comparaison à cet apport, on dispose des résultats de la simulation libre de référence, des mesures *in situ* qui fournissent des intervalles de confiance, et des estimations issues des études idéalisées et réalistes présentés au chapitre 3.

L'origine de l'augmentation des apports est la violation de contraintes par la méthode d'assimilation, mentionnée au chapitre 4. Ces contraintes sont la stabilité hydrostatique, l'équilibre dynamique, et la continuité de la trajectoire.

Notre analyse de la sensibilité de l'analyse aux paramétrisations du schéma a montré que les oscillations des vitesses apparaissent même dans le cas d'observations parfaites, mais sont amplifiées par les observations réelles. En revanche, l'utilisation d'une erreur d'observation plus réaliste limite les oscillations. Cette analyse indique que les responsabilités des déséquilibres de l'état analysé sont multiples.

Mis à part les problèmes de déséquilibres, rappelons qu'après chaque étape de correction, la trajectoire décrite par le modèle va naturellement tendre à s'écarter de l'état initial, et de la trajectoire "vraie" du fait des erreurs du modèle et de la condition initiale. Par conséquent, le contrôle parfait des flux est hors de portée de notre étude.

En outre, dans le cas d'une correction intermittente, il apparaît nécessairement un décalage des champs physique et biogéochimiques à l'instant d'analyse. Ce décalage peut générer des flux, inévitables à moins de rétablir la continuité de la solution physique, ce que l'on fait à la section 6.2.1.

Pour adapter la méthode, la solution choisie est d'imposer les contraintes que l'on a identifiées comme n'étant pas respectées.

Chapitre 6

Evolutions apportées à la méthode d'assimilation

Les chapitres précédents ont permis de présenter les modèles de circulation et de biogéochimie marine, notre problématique d'assimilation et la méthode, et les résultats de la méthode originale. Dans ce chapitre, nous abordons le second objectif, c'est à dire les évolutions apportées à la méthode d'assimilation, et le diagnostic des expériences annuelles d'assimilation dans le modèle couplé.

Nous commençons l'exposé par les modifications apportées à la méthode, pour satisfaire les spécificités du modèle couplé. Pour modifier le schéma d'assimilation, deux approches sont possibles:

- Imposer la contrainte a priori. On modifie les paramètres statistiques de l'analyse, ou la formulation du problème pour qu'elle donne des résultats satisfaisants en terme de couplage. La solution analysée sera modifiée dans son ensemble.
- Imposer la contrainte a posteriori. On suppose que l'on dispose de la meilleure analyse statistique possible, mais que par construction l'état analysé ne respecte pas les conditions nécessaires au couplage. On effectue un traitement sur cet état pour le rendre compatible avec le couplage. La solution peut n'être que partiellement modifiée. On perd la cohérence globale de l'état analysé.

Les solutions adoptées pour appliquer les contraintes évoquées au chapitre 4 sont détaillées. Nous abordons tout d'abord la contrainte de stabilité hydrostatique qui contrôle les flux diffusifs, par un algorithme a posteriori, puis par un algorithme a priori, qui modifie le mode d'extrapolation de l'information sur la verticale. Ensuite, nous investiguons le problème de la continuité de la trajectoire et les ajustements dynamiques responsables des flux advectifs. Enfin, nous analysons les résultats obtenus avec ces solutions nouvelles au moyen d'expériences annuelles réalistes. A leur tour, ces expériences nous donnent des indications sur les mécanismes en jeu. Nous concluons sur la performance des méthodes développées.

6.1 Contrôle de la stratification

Où et comment imposer la stabilité hydrostatique dans le schéma d'assimilation ? Pour la masse volumique potentielle $\rho(T, S)$, cette contrainte s'écrit

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} \leq 0 \quad (6.1)$$

Au chapitre 4, on a vu plusieurs méthodes pouvant s'appliquer dans le cadre de l'assimilation séquentielle. Nous exposons tout d'abord une méthode qui permet d'imposer la contrainte a posteriori, basée sur la correction des instabilités, puis une méthode qui permet d'imposer la contrainte a priori, basée sur une correction en deux temps employant le mode vertical isopycnal.

6.1.1 La restratification: imposer la stabilité hydrostatique a posteriori

On a montré que les instabilités hydrostatiques apparaissaient ponctuellement. Dans cette approche, on va chercher à corriger - "restratifier" - uniquement les colonnes d'eau qui présentent ces instabilités. En pratique, la restratification est appliquée après la phase d'analyse, avant le redémarrage du modèle. Le redémarrage de l'état corrigé est réalisé de la même manière que pour l'état analysé avec le schéma initial. La figure 6.1 illustre le principe de correction.

Description de l'algorithme

Pour chaque colonne, pour chaque niveau k en partant du fond, on calcule la différence de densité potentielle avec le niveau supérieur $k-1$ pour l'état analysé et prévu. Cette différence quantifie la stabilité des couches. Elle est positive si les couches sont stables, nulle si les couches sont marginalement stables, et négative si elles sont instables. Si dans l'état analysé, les couches sont instables, on considère que l'instabilité est artificielle, donc à supprimer. On doit alors choisir quelle nouvelle stabilité spécifier. Nous avons fait l'hypothèse que la stabilité reste égale à celle de la prévision, tout en excluant les valeurs instables, négligeables en pratique. La stabilité corrigée correspond donc au maximum des valeurs de stabilité de l'état prévu et de la stabilité nulle. Cette stabilité donne une densité corrigée pour le niveau supérieur.

Ensuite, l'inversion de la densité corrigée pour obtenir la température et la salinité corrigée est réalisée par une linéarisation de l'équation d'état sur l'intervalle décrit par les états analysé et prévu.

Dans les cas où plusieurs niveaux successifs sont instables, on doit itérer l'algorithme sur le profil corrigé (figure 6.1, au milieu).

Le schéma du haut de la figure 6.1 illustre la correction lorsqu'un seul niveau est instable. Sur le schéma du bas de la figure 6.1, le profil de densité passe par un minimum en profondeur, inférieur à la valeur de surface. La correction du profil par l'algorithme du fond vers la surface conduit alors à une modification des propriétés de surface. Pour limiter cet inconvénient, on fait précéder l'algorithme du fond vers la surface par une boucle de la surface vers le fond, au cours de laquelle on rétablit une stabilité au moins marginale pour chaque niveau. Cependant, cette étape ne permet pas de conserver exactement les propriétés (T, S) de surface de l'état analysé.

L'inconvénient majeur de cette démarche de restratification est le manque d'information pour corriger le profil de densité, hormis la stabilité, les valeurs analysées de surface, et la persistance de la densité de fond. En particulier, trois points sont critiquables:

- × la correction est ponctuelle : seule la partie instable de la colonne d'eau est corrigée, alors que le reste de la colonne peut devoir être modifié également,
- × lors de la correction, le choix de conserver une stratification identique à celle de l'état prévu est arbitraire : on pourrait aussi choisir d'imposer une stratification intermédiaire, ou tout autre,
- × l'algorithme impose de trouver un compromis entre la stabilité et la modification des propriétés T, S de surface.

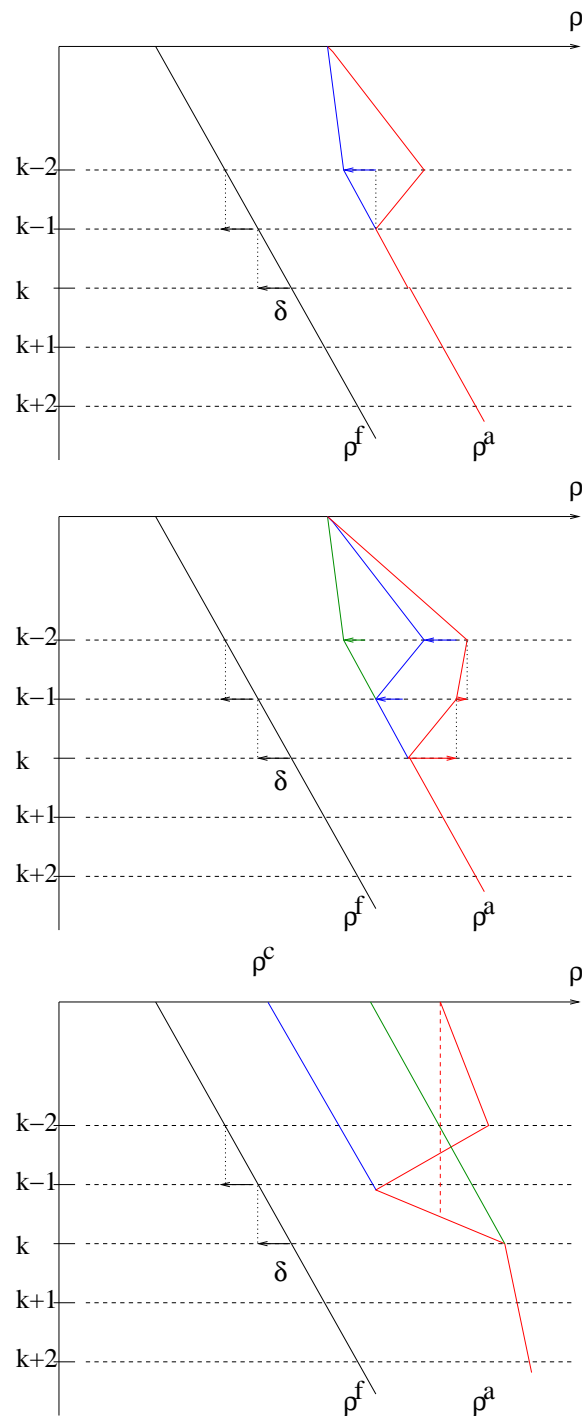


Figure 6.1: Représentation schématique de la correction du profil de densité par l'algorithme de restratification. Le profil stable de l'état prévu est en noir, le profil instable de l'état analysé est en rouge et le profil corrigé est en bleu. La différence de densité entre les niveaux k et $k - 1$ est notée δ . En haut, un seul niveau est instable. Au milieu, deux niveaux sont instables, il faut alors itérer pour corriger le profil. La première itération donne le profil bleu, la seconde itération donne le profil vert. En bas, le profil présente un minimum de subsurface. Si l'on corrige directement ce profil, on aboutit à une modification des propriétés de surface de l'état analysé (courbe bleue). Si l'on supprime l'instabilité par un balayage de la surface au fond au préalable (ligne rouge tiretée), on limite la modification des propriétés de surface (courbe verte).

Ce manque d'information pourrait être corrigé par l'assimilation d'observations de profil de température et de salinité en même temps que les observations de surface, ou par l'utilisation d'un mode plus simple d'extrapolation sur la verticale, comme décrit dans la partie 6.1.2.

Impact sur les apports diffusifs

L'effet de l'étape de restratification sur les apports de nutriment a été testé sur des simulations courtes. La figure 6.2 montre les apports de nutriment d'une simulation menée avec les conditions initiales présentées dans la section 5.2.1: l'état physique est issu d'une précédente simulation assimilée, et l'état biogéochimique est issu d'une simulation libre.

On voit que les apports par mélange vertical sont nettement réduits en comparaison du schéma sans restratification. L'augmentation résiduelle peut être liée aux incohérences entre les champs physiques et les champs de nutriment. Sur la période, l'augmentation du flux passe d'environ 400% à 70%. Sur une plus longue période, cette augmentation de l'apport est compensée par un meilleur contrôle de la couche de mélange, comme on le verra dans la suite.

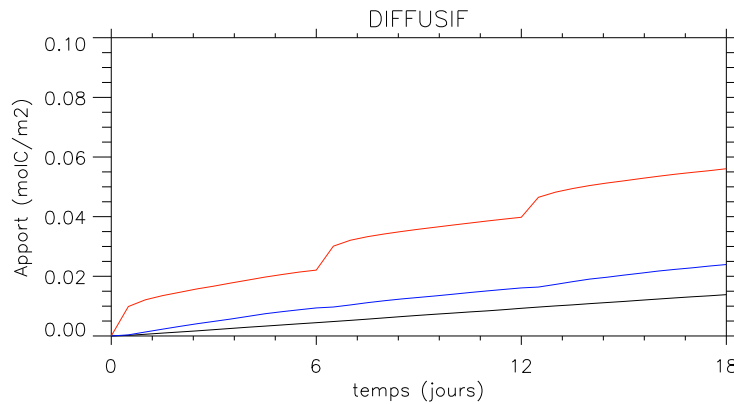


Figure 6.2: Apports diffusifs (mol C.m^{-2}) cumulés au cours des trois cycles d'assimilation. Simulation libre de référence (courbe noire), simulation avec le schéma initial (rouge), et simulation avec l'algorithme de restratification (courbe bleue).

Une méthode a posteriori a été exposée, intéressons nous maintenant à une méthode qui respecte la stabilité hydrostatique a priori. Dans le chapitre 4, on a vu que dans notre modèle, l'expression de la contrainte 6.1 est difficile dans l'espace du vecteur d'état physique $X = (U, V, T, S, SSH, BSF)$. Pour imposer 6.1, on peut alors penser à introduire une nouvelle variable $F = \ln(\partial\rho/\partial z)$ au vecteur d'état, dont on calculerait l'état analysé. Malheureusement, comme on l'a montré au chapitre 4, l'utilisation d'une transformation non-linéaire n'est pas possible dans le cas où la distribution de probabilité des erreurs de prévision est uniquement représentée par les covariances, comme dans le cas du SEEK. Aussi, la méthode que nous avons choisie consiste à modifier le mode d'extrapolation de l'information de surface en profondeur.

6.1.2 L'extrapolation isopycnale: imposer la stabilité hydrostatique a priori

A l'opposé de l'approche basée sur l'estimation statistique de la matrice de covariance, qui donne toute confiance aux corrélations issues de la variabilité du modèle, on peut faire l'hypothèse que certaines propriétés du système se conservent, et en déduire des relations simples entre la correction de surface et la structure verticale de la correction. La motivation de cette démarche vient

du manque d'information sur la stratification, et de l'observation des instabilités hydrostatiques générées par l'extrapolation basée sur les modes de variabilité. L'idée est de réduire le nombre de degré de liberté du profil de densité. Cet algorithme s'inspire de celui développé par Brankart et al. (2003). Notre démarche a consisté à séparer la phase d'analyse en deux étapes, décrites dans la suite :

- × Estimation directe des propriétés T, S de la couche de mélange.
- × Réarrangement conservatif des propriétés des masses d'eau pour tenir compte de la correction de hauteur de la mer

La figure 6.3 résume l'évolution du profil de densité lors de la correction.

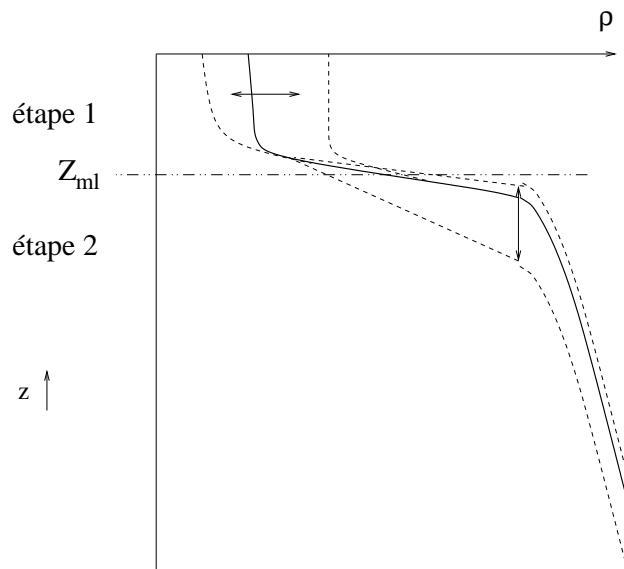


Figure 6.3: *Schéma des deux étapes de corrections. La première étape est une correction constante de T et S appliquée dans la couche de mélange. La seconde étape est un décalage vertical des isopycnes sous la couche de mélange, pour compenser la correction de hauteur de la mer calculée par le SEEK.*

Correction de la couche de mélange

Dans la couche de mélange, de profondeur déterminée par un critère sur la densité, on fait l'hypothèse de corrélations verticales égales à 1 pour les erreurs en température et salinité. Cette hypothèse est cohérente avec l'homogénéité supposée du milieu. Lorsque la correction induit un approfondissement de la couche de mélange (densité de surface analysée supérieure à la densité de la base de la couche de mélange), on limite celui-ci à une valeur maximum donnée.

En limitant la correction à la couche de mélange, on fait l'hypothèse de corrélations nulles entre les observations de surface de température et salinité et le champs T, S sous la profondeur de la couche de mélange.

En pratique, on applique la même correction dans toute l'épaisseur de la couche de mélange, avec une décroissance exponentielle de la correction en dessous.

Mode vertical isopycnal

L'objectif de cette étape est de traduire l'incrément de hauteur de la mer calculé par le filtre SEEK en une correction du champ de densité. La "méthode dynamique" que nous reprenons ici, développée par Cooper et Haines (1996), suppose le respect de l'équilibre géostrophique et hydrostatique à tous les niveaux du modèle, et impose la conservation de la vorticité potentielle sur les isopycnes. L'idée de base est de limiter la correction à un réarrangement des masses d'eau, dont les propriétés ne vont pas changer. Ainsi, dans la limite du déplacement vertical, la méthode conserve les masses d'eau.

Tout d'abord, écrivons l'équilibre géostrophique et l'équilibre hydrostatique, p étant la pression :

$$\mathbf{u}_g = \frac{1}{\rho_0 f} \mathbf{k} \wedge \nabla p \quad \frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho$$

Avec p_s la pression de surface, la pression au niveau z est donnée par

$$p(z) = p_s + g \int_z^0 \rho dz \quad (6.2)$$

De là, on tire l'incrément de pression à la profondeur z :

$$\delta p(z) = \delta p_s + g \int_z^0 \delta \rho dz \quad (6.3)$$

On introduit alors une contrainte supplémentaire, la profondeur à laquelle la pression n'est pas modifiée. Ici, cette profondeur est le fond, de profondeur $-H$. Introduit dans 6.3, on a :

$$\begin{aligned} \delta p(-H) &= 0 = \delta p_s + g \int_{-H}^0 \delta \rho dz \\ \delta p_s &= g \int_0^{-H} \delta \rho dz \end{aligned} \quad (6.4)$$

Cette contrainte impose que l'écoulement barotrope reste inchangé. Cette approximation ne correspond pas toujours à une correction suffisante de l'état du système dans les régions où la composante barotrope est importante.

Il faut maintenant déterminer les $\delta \rho$. On utilise alors la conservation de la vorticité potentielle, notée q . En négligeant la vorticité relative, q peut s'écrire :

$$q(\rho) = \frac{f}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

La conservation de la vorticité potentielle sur les isopycnes lors de la correction ($\delta q(\rho) = 0$) implique que l'espacement vertical entre les isopycnes doit rester constant. Avec cette contrainte, associée avec l'idée initiale de réarrangement des propriétés, il apparaît que la correction peut s'exprimer simplement comme un décalage vertical δh de l'ensemble de la colonne d'eau. Ce décalage conserve la vorticité potentielle sur les isopycnes qui restent à l'intérieur de la colonne d'eau. Lorsque le déplacement est inférieur à l'espacement minimal entre les isopycnes, il peut être exprimé simplement par :

$$\delta h = \frac{\delta p_s}{g[\rho_s - \rho(-H)]} \quad (6.5)$$

Le changement de poids de la colonne d'eau compense le changement de pression de surface vu par l'altimètre. Le décalage vertical équivaut alors à un échange entre les masses d'eau

de fond et de la surface : si la pression de surface augmente, les isopycnes s'enfoncent, ce qui s'accompagne d'un allègement (davantage d'eau de surface, peu dense). A l'inverse, si la pression de surface diminue, les isopycnes remontent, et induisent une densification (davantage d'eau de fond, dense).

Ce décalage vertical des isopycnes est un phénomène observé dans le cas des tourbillons de méso-échelle du Gulf Stream. La méthode a prouvé son efficacité et sa pertinence pour l'assimilation d'altimétrie dans plusieurs études (Bell et al. 2000; Drakopoulos et al. 1997).

Comme Haines (1994) l'a noté, ce réarrangement des masses d'eau à $q = \frac{f}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} = c^{te}$ correspond à faire une régression linéaire de la hauteur de la mer sur les propriétés (T , S , ou ρ), de coefficient de régression proportionnel à la vorticité potentielle locale.

L'assimilation de température de surface est complémentaire de cette méthode d'assimilation d'altimétrie, car une montée de la colonne s'accompagne d'un refroidissement des eaux de surface. En revanche, une descente ne s'accompagne pas d'un réchauffement : ce manque de symétrie pourrait générer un biais froid en surface, que l'on élimine en assimilant la température de surface.

Dans notre implémentation de la méthode, nous avons conservé la correction initiale des vitesses issue de la correction statistique. La logique voudrait que l'on applique l'incrément de vitesse géostrophique qui correspond à l'incrément de densité. La correction des vitesses n'est donc pas en équilibre avec le champ de densité initial, mais s'ajuste lors des premiers pas de temps.

Implémentation du schéma

La mise en pratique de cette correction en deux temps nécessite des choix techniques, différents de ceux de la méthode statistique initiale. L'ensemble de l'implémentation de la correction est documenté en annexe. Nous donnons ici les principales options prises.

Premièrement, la correction statistique de la pression de surface calculée par le filtre SEEK englobe une contribution barotrope et une contribution barocline. La méthode de décalage qui suppose que la distribution du courant reste inchangée, ne prend en compte que la seconde contribution. Aussi on doit calculer l'incrément correspondant uniquement à la contribution barocline.

Deuxièmement, dans l'équation 6.5, si $[\rho_s - \rho(-H)] \rightarrow 0$, $\delta h \rightarrow \infty$. Par conséquent, on impose un décalage nul dès lors que $[\rho(-H) - \rho_s] < \delta_{min}$. Ce cas apparaît dans les zones où la stratification est très faible, notamment dans les hautes latitudes en hiver.

Les deux étapes de la correction peuvent avoir des effets contradictoires sur la profondeur de la couche de mélange. Par exemple, si la densité de surface augmente et si la pression de surface diminue, la MLD augmente au cours de la première étape et diminue lors de la seconde. Il faut donc définir des priorités. On considère que l'étape 1 est prioritaire sur la détermination de la profondeur de la couche de mélange. Lors d'une montée de la colonne, la couche de mélange peut disparaître. On impose donc une couche d'épaisseur minimale qui ne peut être détruite lors du décalage. Lors d'une descente de la colonne, celle-ci s'effectue au delà de la profondeur de la couche de mélange déterminée par l'étape 1. Le contrôle de la profondeur de la couche de mélange est un point critique, dépendant des choix d'implémentation : en effet, dans les cas où les deux étapes ont une action contradictoire (réchauffement et montée de la colonne, et vice-versa), il y a indétermination. Là encore, on manque d'information pour inférer la correction de la structure verticale de la colonne.

Enfin, appliquer la descente de la colonne à partir d'un niveau peut conduire à la forma-

tion d'une zone de densité homogène sous la couche de mélange. Cette zone marginalement stable induit une diffusion verticale forte. Pour éviter ce problème, le décalage est introduit progressivement de la surface vers le fond, de manière à conserver une stratification non nulle.

L'impact sur l'apport de nutriment, et la validation physique et statistique de cet algorithme sont donnés dans la partie 6.3.

Après cette description des deux algorithmes développés pour contrôler la stabilité, nous abordons le contrôle des flux advectifs, relatif à la stabilité dynamique.

6.2 Contrôle de l'advection

Dans le schéma d'assimilation séquentielle initial présenté au chapitre 4, la correction est intermittente. Cela conduit à une discontinuité temporelle entre l'état prévu et l'état analysé. Dans le cadre d'un modèle couplé, cette discontinuité a deux conséquences:

1. la correction de l'état physique seul crée une incohérence entre les composantes physique et biogéochimique de l'état, ce qui peut générer un ajustement des traceurs biogéochimiques inchangés à l'état physique modifié,
2. la présence de déséquilibres dans l'état analysé engendre un ajustement du modèle lors de la prévision, sous la forme d'ondes d'inertie (figure 5.6), et peut causer un rejet des observations.

Pour corriger ces problèmes, nous abordons ici un algorithme de correction continue.

6.2.1 Algorithme de correction continue

Il existe plusieurs méthodes d'assimilation séquentielles continues (par opposition aux méthodes séquentielles intermittentes). Le lisseur de Kalman (voir la section 4.5.5), le nudging (ou relaxation newtonienne) sont deux méthodes conduisant à une trajectoire continue du modèle. La technique choisie ici est celle de l'Incremental Analysis Updating (IAU), développée par Bloom et al. (1996), pour sa simplicité d'implémentation, et pour rester dans le cadre de notre schéma d'assimilation séquentielle classique. Cette méthode consiste à appliquer l'incrément $\delta = x^a - x^f$ calculé au moment de l'analyse au cours de l'intégration modèle, comme un terme de forçage additionnel. Pour une variable prognostique V donnée, l'équation d'évolution devient:

$$\frac{\partial V}{\partial t} = M + \gamma(t)(V^a - V^f) \quad (6.6)$$

avec M les membres de l'équation d'évolution normale de la variable V , et γ la fonction de répartition temporelle de l'incrément, telle que $\int_0^{\Delta t} \gamma(t) dt = 1$ sur la période Δt d'application de l'incrément. On note la différence entre 6.6 et le nudging (équation 6.7) pour lequel le terme de correction varie dans le temps, en fonction de l'état instantané de la variable.

$$\frac{\partial V}{\partial t} = M + \gamma(t)(V^a - V) \quad (6.7)$$

Les applications de l'IAU sont répandues pour l'assimilation dans des modèles de circulation atmosphérique (Bloom et al. 1996; DeWeaver et Nigam 1997; Zhu et al. 2003). Elles sont moins nombreuses car plus récentes dans les systèmes d'assimilation pour les modèles d'océan (Derber et Rosati 1989; Carton et al. 2000; Huang et al. 2002; Alves et al. 2004). Les bénéfices de la méthode reconnus par ces auteurs sont ses propriétés de filtre passe-bas pour les ondes d'ajustement, et le caractère continu de la solution.

Les variantes de l'algorithme

Plusieurs variantes de la méthode IAU ont été mises en œuvre dans la littérature. Elles diffèrent essentiellement par l'instant auquel est calculé l'incrément d'analyse et la fenêtre temporelle d'application de cet incrément. L'implémentation proposée par Bloom et al. (1996) est représentée sur le schéma 6.4.

La première phase du cycle avec IAU est identique à celle d'un schéma intermittent: Δt étant la durée du cycle, on a une étape de prévision de t à $t + \Delta t$, suivie d'une étape d'analyse à $t + \Delta t$ avec calcul de l'incrément $\delta = x^a - x^f$. Puis l'étape originale de l'IAU intervient: on revient à l'instant t pour faire une prévision de t à $t + 2\Delta t$ avec le terme de forçage par l'analyse. Ensuite, cet état issu de l'intégration avec correction IAU est utilisé comme condition initiale de la prévision suivante. En terme de coût de calcul, cette implémentation consomme 50% de plus d'intégration du modèle comparé à une méthode intermittente classique.

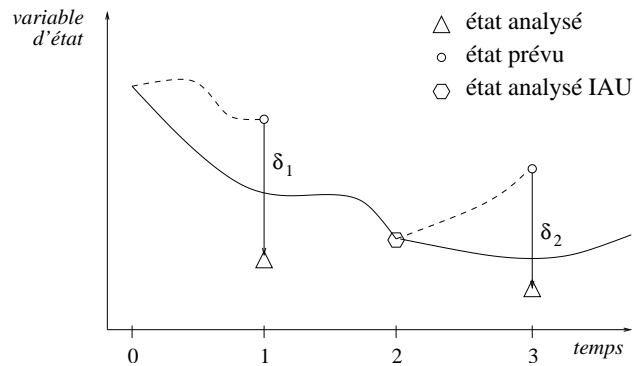


Figure 6.4: Schéma temporel de la méthode IAU de Bloom et al. (1996). Un cycle d'assimilation est la succession d'une prévision de $t=0$ à $t=1$ (trait tireté), du calcul de l'incrément d'analyse ($\delta = x^a - x^f$) à $t=1$ (trait vertical large) puis de l'intégration de $t=0$ à $t=2$ avec forçage par l'incrément (trait continu).

Dans un modèle de circulation océanique, Huang et al. (2002) et Alves et al. (2004) ont mis en œuvre une méthode IAU différente, plus économique en terme de temps de calcul. Dans l'étude de Huang et al. (2002), l'étape de prévision libre n'a plus lieu, et l'analyse est réalisée à la fin de chaque période d'intégration avec correction IAU. Ces deux auteurs soulignent les avantages de l'IAU: la méthode se comporte comme une méthode d'assimilation continue, et supprime les oscillations induites lors de l'analyse.

Notre implémentation de la méthode, représentée sur la figure 6.5, est inspirée de celle de Bloom et al. (1996), mais la durée d'application de l'incrément est égale à celle de la prévision libre. Ainsi, on peut comparer aisément les résultats de l'IAU avec ceux du schéma intermittent classique. La fonction de répartition est constante et vaut $\gamma = 1/\Delta t$.

Choix du vecteur de contrôle

Dans les études utilisant l'IAU pour l'assimilation avec des modèles d'océan (Derber et Rosati 1989; Carton et al. 2000; Huang et al. 2002; Alves et al. 2004), les variables auxquelles l'incrément est appliqué sont la température, et parfois la salinité. Lors de l'intégration avec le terme de forçage, le champ de vitesse s'ajuste dynamiquement au champ de masse, et la correction de (T, S) se propage ainsi à l'ensemble du vecteur d'état. Pour clarifier ce point, on définit le **vecteur de contrôle** (ici T, S) qui comporte les variables directement corrigées, et le **vecteur d'estimation** (ici U, V, T, S, BSF, SSH), qui comporte les variables estimées par l'analyse. Le

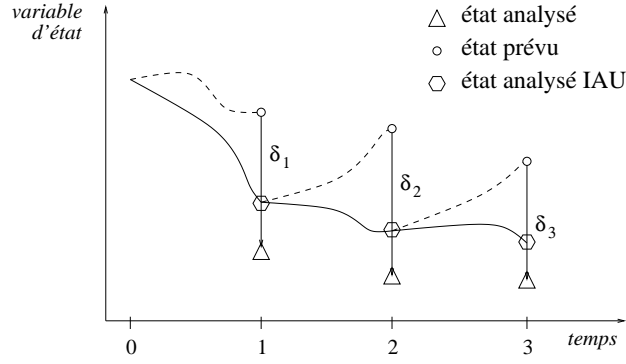


Figure 6.5: Schéma temporel de la méthode IAU utilisée dans ce travail. Un cycle d'assimilation est la succession d'une prévision de $t=0$ à $t=1$ (trait tireté), du calcul de l'incrément d'analyse ($\delta = x^a - x^f$) à $t=1$ (trait épais) puis de l'intégration de $t=0$ à $t=1$ avec forçage par l'incrément (trait continu).

vecteur de contrôle est le sous-ensemble du vecteur d'estimation utilisé pour contrôler le modèle. Nous avons testé la méthode avec les deux vecteurs de contrôle (T, S) et (U, V, T, S).

Il faut noter que l'on ne peut pas utiliser les champs T^a , S^a pour calculer l'incrément, car ils peuvent présenter des instabilités hydrostatiques. Aussi, on corrige les champs T^a , S^a par l'algorithme de restratification (section 5.2.1) pour supprimer les instabilités artificielles avant la nouvelle intégration. Ils sont donc notés T^c et S^c . Lors de l'intégration avec correction IAU, les équations 2.5, 2.6 et 2.2 deviennent:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (\vec{u} T) + D^T + \frac{1}{\Delta t}(T^c - T^f) \quad (6.8)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (\vec{u} S) + D^S + \frac{1}{\Delta t}(S^c - S^f) \quad (6.9)$$

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} = -\left\{ (\nabla \times \vec{u}) \times \vec{u} + \frac{1}{2} \nabla (\vec{u}^2) \right\}_h - f \vec{k} \times \vec{u}_h - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h p + \vec{D}^u + \frac{1}{\Delta t}(\vec{u}^a - \vec{u}^f) \quad (6.10)$$

L'étude de Ourmières et al. (2005), à laquelle mon travail a contribué, a consisté à réaliser une étude approfondie de l'impact de l'IAU comparé à la méthode intermittente. Elle montre en particulier que la méthode IAU a des performances statistiques similaires à celles de la méthode intermittente classique. En plus des effets de suppression des ondes d'ajustement, et de l'obtention d'une solution continue, Ourmières et al. (2005) notent un certain affaiblissement des forts gradients de propriétés, notamment des gradients de vitesse dans la zone du Gulf Stream. De plus, ils observent des maxima d'énergie cinétique turbulente (EKE) plus faibles, mais une distribution plus étalée de l'EKE. Ci-après, nous allons examiner l'impact de cette méthode sur la physique critique vis-à-vis du couplage avec la biogéochimie.

6.2.2 Impact sur les oscillations inertielles

Pour étudier l'impact comparé de la méthode continue et de la méthode intermittente, on effectue une expérience sur un cycle unique d'assimilation. La condition initiale x_0 vient d'une simulation assimilée avec la méthode continue. A l'instant initial, on calcule l'état analysé x^a , et l'incrément $\delta = x^a - x_0$. Cette même correction δ est appliquée dans les deux expériences.

Dans le cas intermittent, la correction est appliquée à l'instant initial, et on démarre de l'état analysé. Dans le cas continu, la correction est répartie sur la durée du cycle. On montre l'évolution de la hauteur de la mer et de la vitesse verticale au point H (figure 6.6).

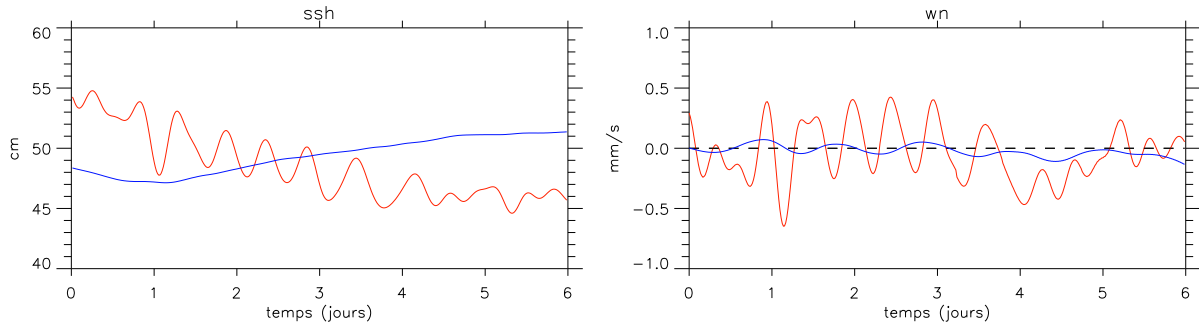


Figure 6.6: *Hauteur de la mer (gauche, en cm) et vitesse verticale à 132 m (droite, en mm/s) au point H, pour la correction intermittente (courbe rouge) et la correction continue (courbe bleue).*

La méthode IAU permet de limiter fortement les oscillations inertielles générées dans le cas de la correction intermittente. En particulier, la vitesse verticale est plus lisse, et sa valeur moyenne est sensiblement la même qu'avec la correction intermittente.

A l'échelle d'une région, on peut s'intéresser aux comportements des vitesses générées par le modèle sur la verticale. La figure 6.7 présente la moyenne \bar{w} et l'écart-type temporel $\overline{(w - \bar{w})^2}^{1/2}$ de la vitesse verticale, calculés sur 432 états (chaque pas de temps pendant 6 jours), en fonction de la profondeur, sur la zone Gulf Stream présentée à la figure 6.8.

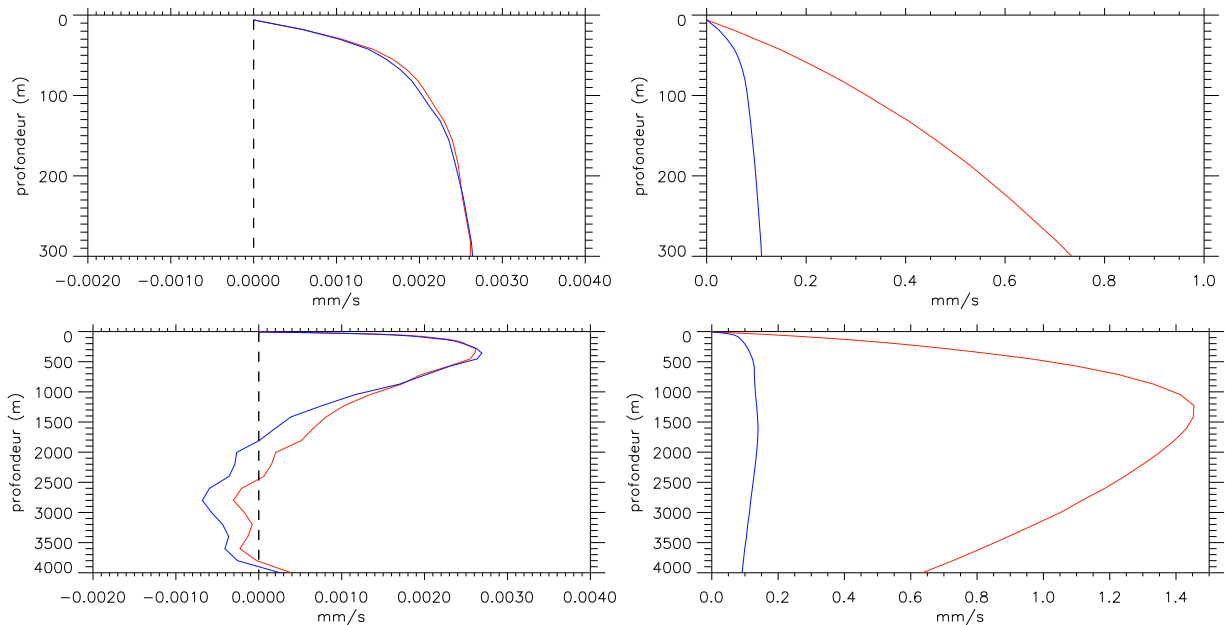


Figure 6.7: *Profil vertical de la moyenne (gauche) et de l'écart-type temporel (droite) de la vitesse verticale, pour la correction intermittente (rouge) et la correction continue (bleue), en mm/s. On a moyenné le profil sur la région Gulf Stream. En haut, profil de la surface à 300 m, en bas profil de la surface à 4000 m.*

Ces résultats montrent que la correction continue réduit fortement la variabilité à haute fréquence de la vitesse, mais modifie peu la vitesse moyenne. On remarque que le maximum de la variabilité de la vitesse verticale est situé à 1200 mètres, dans la zone où la correction s'annule (voir la partie 5.1.3).

Au vu de cette modification de la vitesse, on attend une modification de l'advection du nutriment. Comment se comporte l'apport en nutriment ?

6.2.3 Impact sur les apports advectifs

Avant d'aborder ce point, il est important de souligner une différence fondamentale entre la correction intermittente et la correction continue. Cette différence est le caractère constant de la correction $1/\Delta t (\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^f)$ au cours de l'intégration du modèle. A la différence d'une relaxation newtonienne (nudging) pour laquelle la correction est fonction de la différence instantanée entre modèle et observation, la méthode incrémentale ne prend pas en compte la réponse dynamique du modèle à l'incrément qu'on lui impose. Cela implique deux choses : d'abord, le modèle ne peut pas "rejeter" l'incrément qui lui est appliqué, et ensuite l'état corrigé peut s'éloigner de l'état analysé vers lequel on le corrige. Dans un schéma de correction intermittente, les oscillations inertielles traduisent un ajustement aux déséquilibres internes à l'état analysé, et il peut y avoir un rejet par le modèle d'une partie des corrections qu'on lui impose. Ce mécanisme est interdit lors de la correction par IAU. L'ajustement a lieu à chaque pas de temps.

Par conséquent, l'équilibre physique interne de l'état corrigé \mathbf{x}^c est plus important en IAU qu'en correction intermittente, car aucune "rétroaction" du modèle n'est possible. L'impact d'un déséquilibre sera amplifié par le caractère constant de l'incrément.

Pour évaluer la qualité du flux advectif obtenu par un schéma avec correction continue, nous allons effectuer des expériences jumelles. Ce protocole fournit une référence de vérité pour juger de la qualité de la solution assimilée. Dans notre cas, on va comparer les apports Q_{zadv} de nutriment de la simulation vraie avec ceux de la simulation avec assimilation des pseudo-observations. On reprend le protocole expérimental présenté à la section 5.3.1.

Protocole expérimental

Au 29 décembre 1997, on initialise une simulation libre avec des conditions initiales assimilées, et une simulation libre avec des conditions initiales libres. Le modèle est intégré pendant 6 mois jusqu'au 3 juillet 1998, date de début des expériences jumelles. On dispose alors de conditions initiales (CI) libres CI1 et CI2 fortement différentes. On couple alors ces deux CI avec un même état initial des traceurs biogéochimiques issu d'une simulation libre. Quatre simulations couplées sont menées.

- > une simulation libre "vérité" avec les CI1 dont sont extraites les pseudo-observations,
- > une simulation libre "perturbée" avec les CI2,
- > une simulation INT partant des CI2 avec assimilation intermittente des pseudo-observations issues de la simulation "vérité", pendant 6 cycles de 6 jours.
- > une simulation IAU partant des CI2 avec assimilation continue des pseudo-observations issues de la simulation "vérité", pendant 6 cycles de 6 jours.

La figure 6.8 montre l'innovation, c'est à dire l'écart entre la prévision et les pseudo-observations au premier cycle. On s'attend à ce que les zones POL et MID subissent une forte correction au cours du premier cycle.