

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

DÉVELOPPEMENT D'UNE STRATÉGIE DE COUPLAGE
NODEM-NARCM VIA LE MODÈLE OCÉANIQUE GOTM

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR
SAMIRA BENSAID

OCTOBRE 2008

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de recherche, monsieur Jean-Pierre Blanchet, de m'avoir donné l'occasion de réaliser ce travail, pour la confiance qu'il m'a accordée, pour ses encouragements, pour ses conseils scientifiques et surtout pour ses qualités humaines. Merci infiniment.

Un grand merci à Yvonnick Le Clainche, assistant de recherche à l'université Laval, pour son appui, sa collaboration et son aide tout au long de ce projet. Je lui suis vraiment très reconnaissante.

Un merci chaleureux à monsieur Maurice Levasseur, professeur à l'université Laval et chef du projet C-SOLAS, pour ses conseils judicieux et son enthousiasme contagieux pour la recherche.

J'aimerais également remercier madame Nadja Steiner, assistante de recherche au CCCma, pour sa collaboration et son soutien au début de ce projet.

Merci à ma famille, spécialement à ma sœur Hayat qui m'a toujours donné l'énergie d'aller jusqu'au bout. Merci Reida, pour ton soutien et ta patience durant ce travail.

Finalement, mes remerciements iront à toutes les personnes qui ont de près ou de loin contribué directement ou indirectement à ce travail. Merci à tous.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	V
LISTE DES TABLEAUX.....	VIII
LISTE DES ACRONYMES	IX
LISTE DES SYMBOLES.....	XI
RÉSUMÉ	XIV
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I.....	10
MÉTHODOLOGIE.....	10
1.1 Le modèle biogéochimique NODEM	10
1.1.1 Les paramètres saisonniers.....	11
1.2 Le modèle de la turbulence océanique GOTM	12
1.2.1 L'équation de la température	13
1.2.2 L'équation de la salinité.....	15
1.2.3 L'équation du momentum	15
1.2.4 L'équation générale de transport des traceurs.....	16
1.3 Le modèle atmosphérique MLC.....	17
1.3.1 Les flux turbulents verticaux en surface	18
1.3.2 Le bilan d'énergie en surface	19
1.3.3 Le traitement des aérosols.....	19
1.4 Les échanges atmosphère -océan -biogéochimique	21
CHAPITRE II	26
DÉVELOPPEMENT D'UNE STRATÉGIE DE COUPLAGE NODEM-NARCM VIA LE MODÈLE OCÉANIQUE GOTM.....	26

ABSTRACT.....	28
RÉSUMÉ.....	29
2.1 Introduction.....	30
2.2 Le site de l'expérience.....	33
2.3 Présentation des modèles.....	34
2.3.1 Le modèle atmosphérique MLC.....	34
2.3.2 Le modèle océanique GOTM.....	35
2.3.3 Le modèle biogéochimique NODEM.....	36
2.4 La stratégie du couplage.....	38
2.4.1 Les échanges entre les modèles.....	38
2.4.2 Les données des observations et les conditions initiales et limites.....	39
2.5 Résultats et discussion.....	40
2.5.1. Analyse du bilan d'énergie et validation des flux atmosphériques en surface.....	40
2.5.2 Analyse des processus physico-chimiques et validation des données océaniques et biogéochimiques.....	43
2.5.3. Évaluation à l'échelle saisonnière.....	48
2.5.4 Les paramètres saisonniers et limitation du modèle couplé NODEM-GOTM-MLC.....	49
2.6 Conclusion.....	54
CONCLUSION.....	75
APPENDICE A.....	81
LES ÉQUATIONS DU MODÈLE BIOGÉOCHIMIQUE NODEM.....	81
APPENDICE B.....	84
PARAMÈTRES DU MODÈLE D'ÉCOSYSTÈME NODEM.....	84
APPENDICE C.....	85
INDICE DE SENSIBILITÉ ANNUEL EN 1992 (A) DU DMSP _p ET (B) DU DMS.....	85
BIBLIOGRAPHIE.....	86

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Les processus de transformation du DMS (P).....	9
1.1 La structure interne du modèle d'écosystème NODEM	23
1.2 La structure interne du modèle océanique GOTM	23
1.3 La structure interne du modèle atmosphérique MLC	24
1.4 Les échanges NODEM-GOTM-MLC.....	25
2.1 Site de l'expérience au niveau de la mer des Sargasses.....	56
2.2 Schéma général du couplage NODEM-GOTM-MLC	57
2.3 L'évolution temporelle annuelle en 1992 (a) de la température de l'air à 998mb simulée par NODEM-GOTM-MLC; (b) de la température de surface simulée par NODEM-GOTM-MLC (noir) versus observée (rouge).	58
2.4 L'évolution temporelle annuelle en 1992 du flux net d'énergie et ses différentes composantes.....	59

- 2.5 La comparaison entre les séries temporelles annuelles, en 1992, des flux simulés par NODEM-GOTM-MLC (rouge) et les flux de ré-analyses NCEP (noir) pour (a) le flux solaire absorbé par la surface; (b) le flux infrarouge émis par la surface; (c) le flux infrarouge incident à la surface..... 60
- 2.6 La comparaison entre les séries temporelles annuelles, en 1992, des flux simulés par NODEM-GOTM-MLC (rouge) et les flux de ré-analyses NCEP (noir) pour (a) le flux infrarouge net; (b) le flux de chaleur sensible; (c) le flux de chaleur latente 61
- 2.7 Le cycle annuel de la température, en 1992, de l'océan au-dessus de 240 m de profondeur, (a) interpolé à partir des données d'observations (Knap et al. 93, 94, 95, 97); (b) simulé par le modèle couplé NODEM-GOTM-MLC..... 62
- 2.8 L'évolution temporelle annuelle en 1992 (a) du vent simulée par NODEM-GOTM-MLC; (b) de la couche de mélange simulée par NODEM-GOTM-MLC 63
- 2.9 L'évolution temporelle annuelle en 1992 (a) du vent de ré-analyses NCEP utilisé dans la simulation NODEM-GOTM; (b) de la couche de mélange simulée par NODEM-GOTM (Le Clainche et al., 2004)..... 64
- 2.10 Cycle annuel, en 1992, au-dessus de 250 m de profondeur de (a) la concentration des nutriments; (b) la concentration du phytoplancton..... 65
- 2.11 Cycle annuel de la concentration du Chla au-dessus de 250 m de profondeur, en 1992, (a) interpolée à partir des données d'observations de Michaels et Knap (1996); (b) simulée par NODEM-GOTM-MLC; (c) simulée par le modèle NODEM-GOTM (Le Clainche et al., 2004)..... 66
- 2.12 Cycle annuel de la concentration du DMSP_p au-dessus de 250 m de profondeur, en 1992, (a) interpolée à partir des données d'observations de Dacey *et al.* (1998); (b) simulée par NODEM-GOTM-MLC; (c) simulée par le modèle NODEM-GOTM (Le Clainche et al., 2004)..... 67

- 2.13 Cycle annuel de la concentration du DMS au-dessus de 250 m de profondeur, en 1992, (a) interpolée à partir des données d'observations de Dacey *et al.* (1998); (b) simulée par NODEM-GOTM-MLC; (c) simulée par le modèle NODEM-GOTM (Le Clainche *et al.*, 2004). 68
- 2.14 L'évolution temporelle annuelle, en 1992, de la concentration du (a) DMS en surface simulée par NODEM-GOTM-MLC (noir) et par NODEM-GOTM (en vert) versus observée (rouge), et (b) du DMSP_p en surface simulée par NODEM-GOTM-MLC (en noir) et par NODEM-GOTM (vert) versus observée (rouge). 69
- 2.15 Le flux du DMS ventilé vers l'atmosphère, en 1992, simulé par NODEM-GOTM-MLC suivant différentes méthodes; Erikson 1993 (vert), Wanninkhof 1992 (noir), Nightingale *et al.*, 2000 (mauve), Liss & Merlivat 1986 (rouge). 70
- 2.16 La comparaison entre les données interpolées à partir des données d'observations de Dacey *et al.* (1998) et la simulation de la concentration du DMS, moyennée sur 140 m de profondeur, par NODEM-GOTM-MLC durant (a) l'été (avril jusqu'à octobre); (c) le début d'hiver (octobre et novembre), et par NODEM-GOTM durant (b) l'été (avril jusqu'à octobre); (d) le début d'hiver (octobre et novembre). 71
- 2.17 La comparaison entre les données interpolées à partir des données d'observations de Dacey *et al.* (1998) et la simulation de la concentration du DMSP_p, moyennée sur 140 m de profondeur, par NODEM-GOTM-MLC durant (a) l'été (avril jusqu'à octobre); (c) le début d'hiver (octobre et novembre), et par NODEM-GOTM durant (b) l'été (avril jusqu'à octobre); (d) le début d'hiver (octobre et novembre). 72
- 2.18 L'évolution annuelle du rapport S/N, simulé par (a) NODEM-GOTM-MLC, et par (b) NODEM-GOTM. 73
- 2.19 L'évolution annuelle du rapport C/Chl, simulé par (a) NODEM-GOTM-MLC, et par (b) NODEM-GOTM. 74

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
B.2 Paramètres du modèle d'écosystème NODEM (Le Clainche <i>et al.</i> , 2004).....	84

LISTE DES ACRONYMES

1D	Une dimension
3D	Trois dimensions
CAM	Canadian Aerosols Module
CCmaC	Centre Canadien de la modélisation et de l'analyse climatique
Chla	Chlorophylle "a"
CLAW	Charlson, Lovelock, Andreae et Warren
GCMii	Modèle de la Circulation Générale version ii
GIEC	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
GOTM	General Ocean Turbulence Model
DMS	Diméthylsulfure
DMSP	Diméthylsulfoniopropionate
DMS(P)	Diméthylsulfure et Diméthylsulfoniopropionate
DMSP _d	Diméthylsulfoniopropionate dissous
DMSP _p	Diméthylsulfoniopropionate particulaire
MCCG1	La première génération du modèle couplé climatique global
MCCG2	La deuxième génération du modèle couplé climatique global
MCG	Modèle de Circulation Générale
MCGA	Modèle de Circulation Générale Atmosphérique

MCGA1	La première génération du modèle de circulation générale atmosphérique
MCGA2	La deuxième génération du modèle de circulation générale atmosphérique
MCGA3	La troisième génération du modèle de circulation générale atmosphérique
MIR	Méthode Itérative Résiduelle
MLC	Modèle local du climat
MRCC	Modèle Régional Canadien de Climat
NARCM	Northern Aerosol Regional Climate Model
NCEP	National Center For Environmental Prediction
NCN	Noyaux de Condensation des Nuages
NODEM	Northern Oceans DMS Emission Model
PAR	Photosynthetically Active Radiation
SOLAS	Surface Ocean Lower Atmosphere Study
UQÀM	Université du Québec à Montréal

LISTE DES SYMBOLES

A	Fonction de pondération
b	flottabilité
ALB _s	Albédo de surface
C _D	Coefficient de traînée
C /Chl	Le rapport cellulaire Carbone/Chlorophylle a
c _μ	La fonction de stabilité
DET	Détritus
DON	Azote organique dissoute
(E _{VT}) _s	Flux turbulents verticaux de vapeur d'eau
G _C	Type de surface (mer, terre, glace)
(H _{VT}) _s	Flux turbulents verticaux de chaleur
H _G	bilan d'énergie en surface
H ₂ O ₂	Peroxyde d'hydrogène
HNO ₃	L'acide nitrique
I(Z)	Flux du rayonnement solaire
I ₀	Le rayonnement solaire au niveau de la surface
k	Énergie cinétique turbulente
K _v	coefficient de ventilation du DMS
l	La longueur de mélange
L _f	chaleur latente de fusion
NO ₃	Nitrate
NH ₄	Ammonium
OH	Hydroxyles
O ₃	Ozone

PHYT	Phytoplancton
R_{iB}	Nombre de Richardson
r_g	Rapport de mélange à saturation
S	Salinité
SO ₂	Dioxyde de soufre
SO ₄	Sulfate
S/N	Quota intercellulaire du DMSP _p
s_1	Taux de sédimentation du phytoplancton
s_2	Taux de sédimentation du détritus
T	Température
T _{Si}	Température initiale de la surface
T _s	Température de l'air
T _g	Température de la surface de la mer
U	Composante horizontale du vent
V	Composante verticale du vent
V _L	Composant horizontal du vent au niveau le plus bas du modèle
v_t	Diffusivité turbulente
v	Diffusivité moléculaire
w	Vitesse verticale de la sédimentation
ZOO	Zooplancton
Z ₀	hauteur locale de rugosité
$\overline{(\tau_{VT})_s}$	Flux turbulents verticaux du momentum
ε	Taux de dissipation
θ	L'angle zénithal
Θ	Température potentielle
τ	Temps de relaxation
η_l	Coefficient d'absorption de longue longueur d'onde
η_s	Coefficient d'absorption de courte longueur d'onde

η_b	coefficient d'absorption lié à la chlorophylle "a"
ξ	pentés de surface
ρ_s	Densité de l'air
β	facteur d'évapotranspiration
α	L'albédo de la surface

RÉSUMÉ

Dans le cadre du développement d'un outil numérique couplé atmosphère-océan-biogéochimie permettant de lier les processus physiques et biogéochimiques et de mieux comprendre la rétroaction entre l'océan et l'atmosphère, nous avons couplé la version unidimensionnelle du modèle atmosphérique NARCM (MLC) au modèle océanique GOTM et au modèle biogéochimique NODEM. Le but de ce travail consistait, d'une part, à développer le modèle couplé NODEM-GOTM-MLC et, d'autre part, à valider et évaluer ce modèle couplé au niveau de l'Hydrostation S en mer des Sargasses durant l'année 1992. Ceci a été réalisé tout en étudiant l'ensemble des processus physiques et biogéochimiques influençant la production du DMS océanique et la ventilation du DMS vers l'atmosphère. Pour réaliser le couplage NODEM-GOTM-MLC, la stratégie suivie consistait au développement d'une interface permettant les échanges des champs atmosphériques et océaniques nécessaires au forçage de surface. Par ailleurs, afin de valider notre modèle couplé NODEM-GOTM-MLC, nous avons comparé, d'une part, les flux d'énergie en surface simulés par le modèle avec ceux de ré-analyses NCEP et, d'autre part, le cycle annuel de la Chla et du DMS(P_p) avec les données d'observations disponibles au niveau de l'Hydrostation S pour l'année 1992.

Le résultat de cette recherche montre que le modèle couplé est capable de reproduire les principaux composants du flux net d'énergie d'une manière adéquate. De plus, par comparaison avec l'ancienne version NODEM-GOTM, les simulations des cycles du DMS et du DMS P_p ont été améliorées suite au couplage avec MLC. Cette nouvelle version est notamment capable de simuler les trois principaux pics du DMS présents dans les données d'observations. Cette amélioration se traduit quantitativement lors du calcul des coefficients de détermination, qui confirment que cette nouvelle version est mieux corrélée aux observations que l'ancienne. Nous avons conclu notre travail en montrant que le modèle NODEM-GOTM-MLC capte la majorité des événements locaux qui se produisent à petite échelle et à l'échelle saisonnière, en dépit du fait qu'il possède des limitations liées aux erreurs des paramètres du modèle et à l'incapacité du modèle 1D à simuler certains types d'événements. Finalement, cette étude montre qu'une meilleure simulation de tous les composants du système climatique améliore la production du DMS océanique qui sera ventilé vers l'atmosphère.

Mots clés : couplage, échanges atmosphère-océan-biogéochimique, DMS, NODEM-GOTM-MLC, version 1D de NARCM

INTRODUCTION

L'étude du climat terrestre est principalement liée à la compréhension des mécanismes qui gouvernent notre système climatique, constitué de cinq différentes composantes : l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, la lithosphère et la biosphère. L'échange permanent de l'énergie entre l'espace et le système climatique représente le moteur dynamique du climat. Toute perturbation due à une variation des paramètres radiatifs externes (l'apport radiatif solaire) ou internes (gaz à effet de serre, aérosols) au système climatique provoque un changement du climat global.

De nos jours, l'un des soucis les plus pressants est le besoin urgent de comprendre les causes humaines et naturelles des changements climatiques¹ (IPCC, 2007). La complexité du système climatique et les multiples interactions qui déterminent son comportement limitent une complète compréhension physique de ses composantes et leurs rôles dans ces changements (IPCC, 2007). En résulte la nécessité de procéder à des études plus approfondies de chaque composante de ce système et de l'ensemble des interactions se produisant entre ses différents constituants.

Les aérosols² influencent par effet direct le bilan radiatif terrestre, en absorbant ou en diffusant le rayonnement solaire, et indirectement, en modifiant les propriétés radiatives et l'abondance des nuages (effet indirect). Plusieurs types d'aérosols, en fonction de leurs tailles et de leurs compositions chimiques, refroidissent le climat et peuvent compenser partiellement le réchauffement global causé par l'accroissement

¹Par changement climatique, le GIEC entend toute évolution du climat dans le temps qu'elle soit due à la variabilité naturelle ou aux activités humaines.

² Les aérosols sont des particules minuscules ou des gouttelettes en suspension dans l'air.

de la concentration des gaz à effet de serre³, même si certains types de particules ont un effet réchauffant. Abondants dans l'atmosphère, les aérosols sulfatés, ayant un effet refroidissant sur le climat, sont produits par des réactions chimiques à partir des précurseurs gazeux (IPCC, 2001). Les deux principaux gaz précurseurs de sulfate (SO_4) sont le dioxyde de soufre (SO_2), de sources anthropogéniques et volcaniques, et le diméthyle sulfurique (DMS), de sources biogéniques particulièrement du phytoplancton marin (IPCC, 2001). Le flux de DMS estimé varie dans l'intervalle de 15 à 33 Tg S/yr (Kettle et Andreae, 2000) selon le type de paramétrage du coefficient de ventilation utilisé dans le calcul. Des études récentes, basées sur la modélisation, ont montré que 18 à 27 % du DMS se transforme en aérosols sulfatés (IPCC, 2007).

Le diméthyle sulfurique (DMS) a attiré l'intérêt des chercheurs depuis les années 1970, spécialement après la publication de l'hypothèse nommée CLAW (Charlson et al., 1987). Cette hypothèse suggère une rétroaction entre le plancton océanique et le climat, à travers la production du DMS. L'hypothèse se base d'une part, sur le rôle important joué par le rayonnement solaire dans le développement du phytoplancton via la photosynthèse et d'autre part, sur la production de DMSP (précurseur du DMS) par de nombreuses espèces phytoplanctonique. Elle stipule ainsi qu'une augmentation du rayonnement solaire entraîne un accroissement de l'émission du DMS, qui se transforme dans l'atmosphère par des réactions d'oxydations en aérosols sulfatés, produisant ainsi les noyaux de condensation (NCN) nécessaires à la formation des gouttelettes des nuages. L'accroissement des concentrations des NCN et des gouttelettes des nuages augmente l'albédo des nuages, ce qui joue un rôle refroidissant sur le climat en diminuant la quantité du rayonnement solaire au niveau de la surface océanique (Charlson et al., 1987). Dans ce cas, on parle d'une rétroaction négative. Cependant, la réponse de la production du DMS sur une augmentation ou sur une diminution du rayonnement solaire reste encore mal comprise (Simó, 2001).

³ L'accroissement des gaz à effet de serre est dû principalement aux activités humaines croissantes.

L'hypothèse de CLAW a poussé ses auteurs à se poser la question concernant l'avantage sélectif dont profite le phytoplancton lors de la production du DMS (Charlson et al., 1987; Lovelock, 2001). Ils ont proposé des réponses afin d'expliquer que les algues marines ne produisent pas le DMS uniquement pour des raisons altruistes. D'une part, l'émission du DMS vers l'atmosphère influence le climat local en provoquant dans le bilan d'énergie radiatif des changements qui perturbent la stabilité de l'air et conduisent à l'augmentation locale de la vitesse du vent et par conséquent à l'augmentation de l'épaisseur de la couche de mélange océanique, ce qui favorise l'apport des nutriments nécessaires aux algues (Lovelock, 2001). De plus, l'augmentation de l'albédo des nuages formés au dessus de l'océan, fournit plus de protection aux algues marines contre les rayonnements ultraviolets nuisibles (Charlson et al., 1987; Lovelock, 2001). Cependant, malgré ces justifications, la production et l'émission du DMS par le phytoplancton demeurent des comportements altruistes, puisque plusieurs organismes marins non producteurs de DMS sont sensibles aux ultraviolets et exigent plus de nutriments, peuvent profiter de l'effet bénéfique de l'émission du DMS par les algues (Simó, 2001).

Le problème principal dans l'hypothèse de CLAW réside dans sa partie associant la production du DMS directement au phytoplancton (Simó, 2001). En effet, le DMS résulte de la dégradation enzymatique d'un composé algal dénommé diméthylsulfoniopropionate (DMSP; Malin et Kirst, 1997). Le DMSP, composé non gazeux osmorégulateur, se forme à l'intérieur de la cellule algale et se transforme en DMS à travers un ensemble d'interactions physico-chimiques, qui se produisent au sein du réseau alimentaire formé par le phytoplancton, le zooplancton, les bactéries, les virus (Simó, 2001, <http://www.geiacenter.org>). En fait, des études récentes ont montré que plusieurs espèces phytoplanctoniques synthétisent et accumulent le DMSP. La concentration du DMSP cellulaire varie selon les espèces phytoplanctoniques (Keller et al, 1989) : elle peut atteindre plus de 400 mM chez les grands producteurs et descendre à moins de 50 mM chez les faibles producteurs de

DMSP (Malin et Kirst, 1997). Plusieurs chercheurs (Malin et Kirst, 1997; Simó, 2001; Stefels, 2007) ont étudié les processus et les mécanismes qui contrôlent la synthèse du DMSP ainsi que la transformation du DMSP en DMS. Brièvement, le DMSP_p cellulaire est principalement libéré dans les eaux de l'océan par les quatre processus (figure I.1) suivants : l'attaque virale, la mort naturelle de la cellule, le broutage par le zooplancton ou l'exsudation. Le DMSP_d dissout dans l'eau sera dégradé par les bactéries suivant deux voix : soit par déméthylation, soit par clivage en produisant le DMS à l'aide de l'enzyme DMSP lyase. Certains espèces phytoplanctoniques, possédant le DMSP lyase algal, produisent directement le DMS. Une partie du DMS océanique sera consommée par les bactéries, l'autre partie sera transformée en sulfure non volatil via la photo-oxydation et l'oxydation bactérienne et le reste sera ventilé vers l'atmosphère. Ainsi, la production et l'émission du DMS ne sont pas principalement liées au phytoplancton mais plutôt à la dynamique du réseau alimentaire, composé du zooplancton, des algues, des bactéries et des virus. Les processus de transformation à travers ce réseau trophique sont contrôlés par plusieurs facteurs; parmi eux, on cite : la taxonomie phytoplanctonique, la disponibilité en lumière et en nutriments et le mélange vertical (Simó, 2001). D'autre part, le taux de ventilation du DMS vers l'atmosphère est contrôlé par : la concentration du DMS océanique, la température à la surface de l'océan et le vent au niveau de la surface. La complexité du cycle du DMS(P) de même que l'interaction entre le DMS et le climat peuvent être mieux comprises à l'aide de la modélisation des processus physico-biogéochimiques via un modèle océano-biogéochimique couplé à un modèle climatique.

Un modèle climatique est un outil mathématique et informatique qui intègre numériquement l'ensemble des équations mathématiques représentant les lois physiques fondamentales qui décrivent le système climatique. Ainsi, la modélisation du climat à l'aide des modèles numériques représente-t-elle le moyen le plus efficace pour simuler et comprendre le comportement du système climatique dans son

ensemble. Un modèle climatique idéal doit comprendre une représentation physique complète de toutes les composantes du système climatique (l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, la lithosphère et la biosphère), d'où la nécessité d'un modèle couplé qui relie un ou plusieurs modèles développés indépendamment. Au cours des deux dernières décennies, le développement rapide de la performance des ordinateurs a permis une progression remarquable des modèles atmosphériques (MCGA1, MCGA2, MCGA3, MRC) ainsi que l'apparition des modèles couplés atmosphère-océan (MCCG1, MCCG2). Au départ, le couplage atmosphère-océan a été réalisé en mode global à l'aide du Modèle de Circulation Générale (MCG), puis en mode régional à l'aide du Modèle Régional Canadien de Climat (MRCC). Dans divers modèles dont le but est de modéliser la majeure partie du système climatique, on a récemment intégré plusieurs composantes de ce système, comme le modèle de glace de mer et d'océan, modèle de lac, modèle hydrologique et le modèle d'aérosols sulfatés et non sulfatés. Grâce à l'intégration des cycles biogéochimiques dans certains modèles, il est désormais possible d'étudier l'interaction entre le climat et les processus qui influencent la concentration atmosphérique.

Actuellement, le programme international SOLAS (Surface Ocean Lower Atmosphere Study) s'intéresse à l'étude des interactions biogéochimique-physiques, à celle des rétroactions atmosphère-océan de même qu'à l'élucidation de la façon dont le système couplé affecte, et est affecté par, le changement climatique : *"To achieve quantitative understanding of the key biogeochemical-physical interactions and feedbacks between the ocean and atmosphere, and of how this coupled system affects and is affected by climate and environmental change"* (www.uea.ac.uk/env/solas). Le programme canadien SOLAS, faisant partie du programme international SOLAS, est structuré selon trois principaux thèmes : le premier thème englobe les interactions biogéochimiques et les rétroactions océan-atmosphère, le second insiste sur les échanges à l'interface air-mer et le dernier se focalise sur l'intégration et la modélisation. Ce dernier thème est particulièrement important, puisqu'il traite

spécifiquement le couplage océan-atmosphère qui est une priorité de SOLAS (<http://csolas.dal.ca>). Par ailleurs, dans le cadre de ce troisième thème, et dans le but d'étudier les processus biogéochimiques qui règlent les échanges de gaz et de masse à travers l'interface atmosphère-océan, Steiner et al. (2006) ont développé un modèle couplé (atmosphère-océan-biogéochimie) unidimensionnel (1D) utilisant la version colonne du Modèle de Circulation Générale Atmosphérique (MCGA) du CCmaC, le modèle océanique GOTM (General Ocean Turbulence Model), et un modèle d'écosystème phytoplanctonique à sept compartiments calibré sur le Pacifique N.E.

Dans le présent travail, qui s'inscrit également dans le cadre du troisième thème du programme canadien SOLAS, nous avons développé le couplage atmosphère-océan-biogéochimie en utilisant une approche similaire à celle de Steiner et al. (2006), et en se basant sur le modèle couplé océan-biogéochimie développé par Le Clainche et al. (2004). La différence par rapport au couplage développé par Steiner et al. (2006) réside dans les composantes utilisées pour le modèle atmosphérique et le modèle d'écosystème. Dans notre projet, nous avons utilisé la version colonne du modèle régional NARCM, qui traite la microphysique des aérosols dans l'atmosphère, au lieu de la version colonne du modèle global. En outre, le modèle d'écosystème NODEM intègre non seulement le cycle de l'azote, mais aussi celui du soufre via le cycle du DMS(P). Le modèle couplé développé par Steiner et al. (2006) traite les cycles du carbone, de l'oxygène et de l'azote mais pas le cycle du soufre.

Comparativement au couplage réalisé par Steiner et al. (2006), nous possédons un outil capable de traiter tous les processus physico-chimiques qui déterminent la composition des aérosols et leur distribution de taille ainsi que la microphysique des nuages, ce qui nous octroie la possibilité de tester l'hypothèse de CLAW à travers des études de sensibilité. Le couplage NODEM-GOTM-MLC permet, d'une part, de suivre le cycle biogéochimique de la production du DMS océanique et sa ventilation vers l'atmosphère ainsi que les processus qui le transforment en sulfate dans

l'atmosphère et, d'autre part, d'étudier les interactions sulfate-nuage-radiation. De plus, ce couplage peut servir pour vérifier la réponse de la production nette du DMS due aux changements en rayonnement solaire et ainsi pour déterminer le signe de la rétroaction. Cependant, vu que ces champs d'étude sont trop larges, pour un projet de maîtrise, nous avons centré nos objectifs sur les points suivants : premièrement, le développement technique du modèle couplé unidimensionnel NODEM-GOTM-MLC en liant la version colonne du modèle atmosphérique NARCM (MLC) au modèle biogéochimique NODEM via le modèle océanique GOTM; deuxièmement, la validation de ce modèle couplé au niveau de l'Hydrostation S en mer des Sargasses durant l'année 1992, à l'aide des données d'observations disponibles au niveau de cette station, tout en étudiant les processus physico-chimiques responsables de la production, de l'accumulation et de la ventilation du DMS vers l'atmosphère; et troisièmement, l'évaluation du couplage NODEM-GOTM-MLC par rapport à la version précédente NODEM-GOTM (Le Clainche et al., 2004).

Enfin nous devons noter qu'un modèle local unidimensionnel (1D) demeure toujours un outil très important pour l'étude du climat local et qu'il joue un rôle primordial pour l'évolution des modèles globaux et régionaux. En fait, le modèle colonne peut réaliser le même type de calcul physique que le modèle tridimensionnel, sauf que le premier représente le climat sur une seule colonne, tandis que le second le fait sur plusieurs colonnes parallèles. Contrairement au modèle tridimensionnel, les transports latéraux ne peuvent être explicitement calculés à l'aide des équations dynamiques dans le modèle colonne. L'effet de l'advection horizontale peut être corrigé en assignant au modèle 1D les tendances dynamiques calculées par un autre modèle 3D, ou à l'aide de la méthode de relaxation vers les données d'observations ou bien tout simplement via une autre méthode rénovatrice d'assimilation comme celle utilisée dans le cas de notre modèle atmosphérique (MLC) (voir section 2.3.1). Par ailleurs, en comparaison du modèle 3D, le modèle 1D est moins coûteux en temps de calcul, ce qui lui donne l'avantage de tester et valider toutes nouvelles

modifications effectuées dans le cadre du développement des modèles, comme, dans notre cas, le développement de l'interface qui relie les trois modèles pour réaliser le couplage NODEM-GOTM-MLC. De plus, le modèle 1D peut être utilisé dans un contexte déterministe pour développer, et tester, des nouveaux paramétrages, pour estimer des valeurs ponctuelles, ou bien dans un contexte probabiliste comme simulateur climatique ou interpolateur d'observation (Bourque, 1998). Ainsi, le couplage unidimensionnel NODEM-GOTM-MLC est une étape fondamentale pour réussir le couplage régional, ceci étant l'un des principaux motifs derrière notre travail. L'extension de ce travail, dans le cadre d'un futur couplage régional, s'avère nécessaire afin d'étudier la rétroaction entre le DMS et le climat, au niveau régional, et ainsi d'évaluer le rôle du DMS dans les changements climatiques.

Le présent mémoire est divisé en quatre parties, l'introduction, le chapitre I, le chapitre II et la conclusion. Le chapitre I porte sur la méthodologie et les descriptions des modèles. Le Chapitre II représente le noyau du travail, rédigé sous forme d'un article qui sera soumis à la publication, après traduction en anglais.

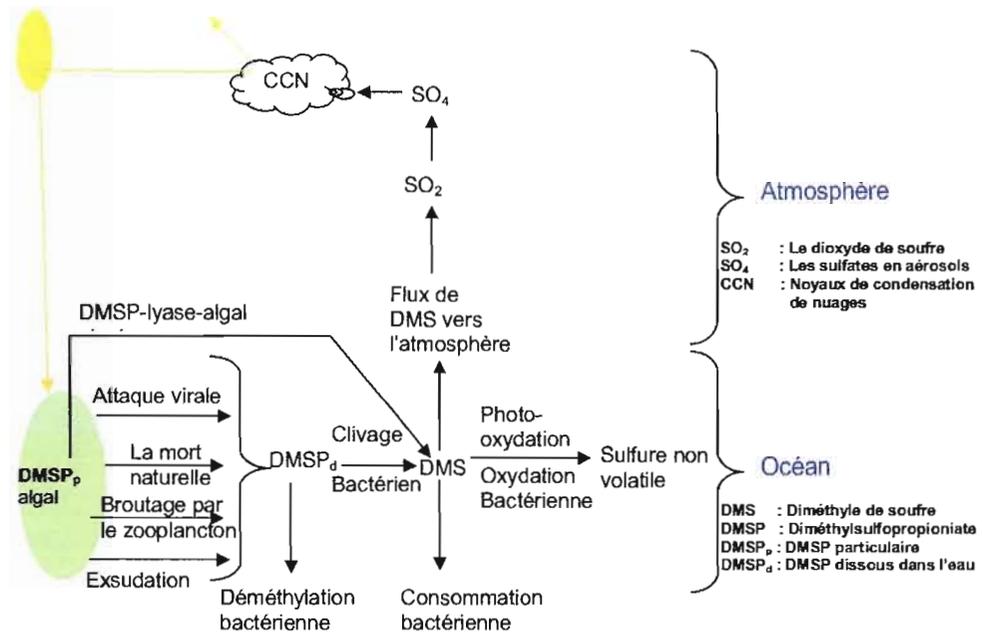


Figure I.1 : Les processus de transformation du DMS (P)

CHAPITRE I

MÉTHODOLOGIE

La plate-forme de base pour développer le couplage atmosphère-océan-biogéochimique est constituée de trois modèles développés indépendamment, soit le modèle d'écosystème NODEM, le modèle unidimensionnel de la turbulence océanique GOTM et la version colonne du modèle atmosphérique NARCM (MLC). Nous présentons dans ce chapitre une description de chaque modèle ainsi que tous les détails nécessaires pour réaliser le couplage NODEM-GOTM-MLC. Ce chapitre représente un complément au prochain chapitre (chapitre II).

1.1 Le modèle biogéochimique NODEM

Le modèle biogéochimique NODEM (Northern Ocean DMS Emission Model), développé par Lefèvre et al. (2002) permet de simuler l'ensemble des processus physico-chimiques qui conduisent à la production du DMS océanique. Ce modèle est composé principalement de deux modules : le module du cycle microbiologique qui calcule le bilan de phytoplancton, de zooplancton, du détritus, du DON (azote organique dissoute), d'ammonium (NH_4) et du nitrate (NO_3) et le module du cycle du DMS(P) qui calcule le bilan du DMSP_p , du DMSP_d et du DMS (fig. 1.1).

Les équations de la masse de tous les traceurs calculés par les deux modules de NODEM sont décrites par Lefèvre et al. (2002) et Le Clainche et al. (2004) (voir appendice A).

1.1.1 Les paramètres saisonniers

Afin de simuler les variations saisonnières et les variations en profondeurs dans les cycles de la Chla et du DMS(P), certains paramètres de NODEM sont calculés en fonction de l'angle zénithal et/ou du rayonnement solaire du domaine visible. Cette approche est utilisée dans le but de simuler l'impacte d'une succession de différents groupes phytoplanctoniques, puisque le phytoplancton est dominé par de larges algues durant l'hiver et le début de printemps et par de petites algues durant l'été (Lefèvre et al., 2002). Le taux de sédimentation du phytoplancton s_1 (voir équation A₁, appendice A), le taux de sédimentation du détritus s_2 (voir équation A₆, appendice A) et le rapport C /Chl "q₁" (voir équation A₂, appendice A) en surface varient en fonction de l'angle zénithal selon l'équation suivante :

$$q_{0,t} = q_{\max} - (q_{\max} - q_{\min}) [(\theta_{\max} - \theta_t) / (\theta_{\max} - \theta_{\min})] \quad (1.2)$$

θ_{\max} et θ_{\min} sont successivement la valeur annuelle maximale et minimale de l'angle zénithal au niveau de la surface. θ_t est la valeur de l'angle zénithal calculée chaque jour à midi. Les valeurs q_{\max} et q_{\min} , décrites dans le tableau de l'appendice B, prennent les valeurs suivantes : pour le taux de sédimentation du phytoplancton s_1 , $q_{\max} = s_{1\max} = 0.1 \text{ m.day}^{-1}$ et $q_{\min} = s_{1\min} = 0.01 \text{ m.day}^{-1}$. Pour le taux de sédimentation du détritus s_2 , $q_{\max} = s_{2\max} = 0.2 \text{ m.day}^{-1}$ et $s_{2\min} = 0.02 \text{ m.day}^{-1}$. Pour le rapport C /Chl "q₁" $q_{\max} = q_{1\max} = 100 \text{ mg C.mg Chl}^{-1}$ et $q_{\min} = q_{1\min} = 50 \text{ mg C.mg Chl}^{-1}$.

Le rapport S /N "q₂" (voir équations A₁₀ et A₁₁, appendice A) en surface varie en fonction du rayonnement solaire du domaine visible absorbé au niveau de la surface selon l'équation suivante :

$$q_{0,t} = q_{\max} - (q_{\max} - q_{\min}) [(I_{\max} - I_t) / (I_{\max} - I_{\min})] \quad (1.3)$$

où $q_{\max} = q_{2\max} = 0.5 \text{ mg S.mg N}^{-1}$ et $q_{\min} = q_{2\min} = 0.1 \text{ mg S.mg N}^{-1}$. I_{\max} et I_{\min} sont successivement la valeur annuelle maximale et minimale du rayonnement solaire

absorbé au niveau de la surface. I_1 est la valeur du flux solaire dans le domaine du visible absorbé chaque jour à midi au niveau de la surface.

En profondeur, les rapport C /Chl " q_1 " et S/N " q_2 " (voir équations A₁₀ et A₁₁, appendice A) varient en fonction du rayonnement solaire selon l'équation suivante :

$$q_{z,t} = q_{\min} + (q_{0,t} - q_{\min}) \left[\frac{\min(I_z, I_{\text{thes}})}{I_{\text{thes}}} \right] \quad (1.4)$$

I_z est le rayonnement solaire absorbé dans la colonne d'eau. I_{thes} représente la valeur seuil égale à 25 Wm^{-2} .

Le flux solaire absorbé au niveau de la surface est calculé par le modèle atmosphérique MLC. La pénétration du rayonnement solaire dans la colonne d'eau suit l'approche de Paulson et Simpson (1977) et sera expliquée dans la prochaine section (1.2).

1.2 Le modèle de la turbulence océanique GOTM

Le modèle 1-D de la turbulence océanique GOTM (General Ocean Turbulence Model) est développé dans le but de simuler la turbulence océanique et le mélange vertical à petite échelle (<http://www.gotm.net>). À l'aide de ces deux modules, dynamique et de la turbulence (fig. 1.2), GOTM calcule les solutions des équations de transport pour les variables moyennes dans un écoulement turbulent. Le module dynamique, dénommé le module du flux moyen, résout les équations de transport pour les variables moyennes tandis que le module de la turbulence calcule les flux turbulents qui sont le produit de la diffusivité turbulente v_t et le gradient vertical $\frac{\partial X}{\partial z}$ d'un traceur X. La diffusivité turbulente v_t est le produit de la fonction de stabilité c_μ , de la racine carrée de l'énergie cinétique turbulente k et de la longueur de mélange l. Ces derniers termes (c_μ , k et l) peuvent être calculés à l'aide de plusieurs méthodes. Nous avons gardé les mêmes choix des types de méthodes utilisés dans l'ancienne version NODEM-GOTM (Le Clainche et al., 2004). Nous avons choisi la version A

de la méthode de Canuto et al. (2000) pour calculer la fonction de stabilité c_μ , l'équation dynamique de l'énergie cinétique turbulente, compatible au choix du schéma de fermeture de second ordre $k-\epsilon$, pour calculer l'énergie cinétique turbulente k et l'équation dynamique du taux de dissipation ϵ pour calculer la longueur de mélange l .

Nous présentons ci-dessous les principales équations dynamiques calculées par GOTM, soit l'équation de transport de chaleur (art. 1.2.1), de salinité (art. 1.2.2), du momentum (art. 1.2.3) (<http://www.gotm.net>) et des traceurs (art. 1.2.4).

1.2.1 L'équation de la température

Le budget de chaleur (la température potentielle Θ) est calculé selon l'équation suivante :

$$\dot{\Theta} = D_\Theta - \frac{1}{\tau_R^\Theta} (\Theta - \Theta_{\text{obs}}) + \frac{1}{C_p \rho_0} \frac{\partial I}{\partial z} \quad (1.5)$$

$$D_\Theta = \frac{\partial}{\partial z} ((v_t^\Theta + v^\Theta) \frac{\partial \Theta}{\partial z}) \quad (1.6)$$

$\dot{\Theta}$ est la dérivée par rapport au temps de la température potentielle Θ , D_Θ dépend de la diffusivité turbulente de chaleur v_t^Θ et de la diffusivité moléculaire de chaleur v^Θ . Afin de corriger l'effet de l'advection horizontale non calculée directement par le modèle colonne GOTM, une relaxation aux profils de la température observée Θ_{obs} est appliquée avec un temps de relaxation τ_R^Θ égal à dix jours. Cette relaxation est appliquée sur toute la colonne d'eau, à l'exception de la surface dont le flux de la chaleur provient directement de MLC. Le flux du rayonnement solaire $I(Z)$ représente le terme de source de l'équation de la température. Ce terme est calculé par MLC au niveau de la surface. La pénétration du rayonnement solaire dans la colonne d'eau est

calculée selon l'approche de Paulson et Simpson (1977) à l'aide de l'équation suivante :

$$I(Z) = I_0 (Ae^{Z/\eta_1} + (1-A)e^{Z/\eta_2}) \quad (1.7)$$

$$\eta_2 = \eta_s + \eta_b \quad (1.8)$$

où I_0 est le rayonnement solaire au niveau de la surface, calculé par le modèle atmosphérique MLC, A est la fonction de pondération, η_1 est le coefficient d'absorption du rayonnement solaire de longue longueur d'onde (rouge), η_s est le coefficient d'absorption du rayonnement solaire à courte longueur d'onde (bleu-vert), η_b est le coefficient d'absorption lié à la chlorophylle "a" dépendant de la concentration de phytoplancton. Les valeurs de A , η_1 et η_s dépendent de la transparence de l'eau et varient suivant cinq types d'eau qui est alors classée de la plus claire à la plus sale, selon la classification de Jerlov (1968).

Contrairement au flux solaire absorbé qui représente le terme de source de l'équation de la température (éq. 1.5), le flux non solaire est considéré comme condition limite en surface. Ce flux non solaire est la somme des flux de chaleur latente, sensible et infrarouge. L'ensemble de ces flux (flux total) est calculé par MLC. Le flux du rayonnement solaire du domaine visible ou PAR (Photosynthetically Active Radiation 401nm-700nm), essentiel au calcul des paramètres saisonniers de NODEM est aussi calculé en surface par MLC. L'absorption du PAR en profondeur est calculé à l'aide de l'équation 1.7.

1.2.2 L'équation de la salinité

Le budget de salinité est calculé selon l'équation suivante :

$$\dot{S} = D_S - \frac{1}{\tau_R^S} (S - S_{obs}) \quad (1.9)$$

$$D_S = \frac{\partial}{\partial z} ((v_i^S + v^S) \frac{\partial S}{\partial z}) \quad (1.10)$$

où \dot{S} est la dérivée par rapport au temps de la salinité S et D_S est exprimé en fonction de la somme de la diffusivité turbulente de chaleur $v_i^S = v_i^\theta$ et de la diffusivité moléculaire du sel v^S . Une relaxation aux profils de salinité observée S_{obs} est appliquée à tous les niveaux, au-dessus du fond marin, afin de corriger l'effet de l'advection horizontale négligée dans le modèle colonne GOTM. À l'exception de la surface, le temps de relaxation τ_R^S est égal à dix jours. Au niveau de la surface, étant donné que l'équation de salinité (éq.1.9) ne tient pas compte du terme de source ou de puits (précipitation – évaporation), nous avons appliqué une relaxation au niveau de la surface avec un temps de relaxation égal à une journée.

1.2.3 L'équation du momentum

Les équations de transport de momentum dans les directions x et y sont représentées successivement par les équations (1.11) et (1.13) :

$$\dot{U} = D_U - g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \int_z^\zeta \frac{\partial b}{\partial x} dz' - \frac{1}{\tau_R^U} (U - U_{obs}) - C_r U \sqrt{U^2 + V^2} \quad (1.11)$$

$$D_U = \frac{\partial}{\partial z} ((v_i + v) \frac{\partial U}{\partial z}) \quad (1.12)$$

$$\dot{V} = D_v - g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \int_z^\zeta \frac{\partial b}{\partial y} dz' - \frac{1}{\tau_{Rv}} (V - V_{obs}) - C_f V \sqrt{U^2 + V^2} \quad (1.13)$$

I
II
III
IV
V

$$D_v = \frac{\partial}{\partial z} ((v_t + v) \frac{\partial V}{\partial z}) \quad (1.14)$$

Le terme I de chaque équation (éq. 1.11 et éq.1.13) représente la somme des termes de transport visqueux et turbulent qui dépend des diffusivités turbulente (v_t) et moléculaire (v). Nous avons négligé le terme II, qui représente le terme de gradient de pression externe dû aux pentes de surface ζ , puisque $\partial \xi_x$ et $\partial \xi_y$ ne peuvent être calculés directement par le modèle unidimensionnel. Pour la même raison, le terme III qui correspond au terme de gradient de pression interne, et qui dépend de la flottabilité b , est aussi négligé. Nous n'avons pas appliqué une relaxation vis-à-vis des données d'observations, ainsi avons-nous également négligé le terme IV. Le dernier terme (V) est la friction de fond.

1.2.4 L'équation générale de transport des traceurs

Les équations de transport des traceurs biogéochimiques de NODEM prennent la forme générale suivante (Le Clainche et al., 2004) :

$$\frac{\partial X}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(wX + v_t \frac{\partial X}{\partial z} \right) = P(x) - S(x) \quad (1.1)$$

I
II
III
IV

Le terme I représente la tendance locale d'un traceur X ou bien le terme de stockage (*Storage*). Le terme II est le terme de mélange vertical, qui dépend principalement du flux turbulent vertical $v_t \frac{\partial X}{\partial z}$ et de la sédimentation wX (pour certains traceurs).

Le flux turbulent vertical est le produit de la diffusivité turbulente v_t et le gradient vertical $\frac{\partial X}{\partial z}$ d'un traceur X . La sédimentation d'un traceur X est liée à la vitesse verticale de la sédimentation w . Les termes III et IV représentant le terme de la production $P(x)$ et le terme de la consommation $S(x)$ sont calculés par NODEM. Le terme de mélange vertical (terme II) est calculé par GOTM dans la présente version couplée avec l'atmosphère NODEM-GOTM-MLC et la version précédente NODEM-GOTM (Le Clainche et al., 2004).

1.3 Le modèle atmosphérique MLC

Le modèle atmosphérique MLC (Modèle Local du Climat) est une version 1-D du modèle régional NARCM (Northern Aerosol Regional Climate Model). Ce modèle est composé de trois principaux modules : le module physique, le module dynamique et le module d'aérosols (fig. 1.3). Le module physique provient du Modèle Régional du Climat Canadien MRCC (Caya et Laprise, 1995) et du Modèle de la circulation Générale MCGII (McFarlane et al., 1992). Le module dynamique de MLC utilise une nouvelle méthode qui traite des échanges dynamiques de façon plus consistante. Cette méthode nommée MIR (Méthode Itérative Résiduelle) permet d'évaluer les tendances dynamiques temporelles des variables prédictives à l'aide des données d'observations (Bourque, 1998). Le module d'aérosols est fondé sur le modèle d'aérosol canadien CAM (Gong et al., 1999). Dans le cadre de ce travail, MLC permet de calculer les flux nécessaires au forçage à l'interface atmosphère-océan et il les transmet à GOTM. Par conséquent, seules les équations des flux de chaleur, de momentum, de vapeur d'eau et de bilan d'énergie en surface sont développées dans les prochaines sections (1.3.1 et 1.3.2). Le traitement des aérosols par CAM est expliqué dans la section 1.4.1.

1.3.1 Les flux turbulents verticaux en surface

Au niveau de la surface, les flux turbulents verticaux du momentum $(\overline{\tau_{VT}})_s$, de chaleur $(H_{VT})_s$ et de vapeur d'eau $(E_{VT})_s$ sont calculés en fonction de leurs coefficients de traînées C_{DM} et C_{DH} (McFarlane et al., 1992) en utilisant la théorie de Monin-Obukov (Boer et al., 1984) selon les équations suivantes :

$$(\overline{\tau_{VT}})_s = -\rho_s C_{DM} |\overline{V_L}| \overline{V_L} F_M(R_{iB}) \quad (1.15)$$

$$(H_{VT})_s = -\rho_s C_{DH} |\overline{V_L}| (T_s - T_g) F_H(R_{iB}) \quad (1.16)$$

$$(E_{VT})_s = -\rho_s C_{DH} \beta |\overline{V_L}| (r_{L+0,5} - r_g) F_H(R_{iB}) \quad (1.17)$$

où ρ_s est la densité de l'air, V_L est la composante horizontale du vent au niveau le plus bas du modèle L, T_s est la température de l'air, T_g est la température de la surface de la mer calculée — dans ce travail — par le modèle océanique GOTM, $r_{L+0,5}$ est le rapport de mélange au niveau L+0.5, r_g est le rapport de mélange à saturation, β est le facteur d'évapotranspiration, F_M et F_H sont deux fonctions paramétrées dans le modèle en fonction du nombre de Richardson "bulk Richardson number" R_{iB} , selon McFarlane et al. (1992) :

$$(F_M, F_H) = \begin{cases} 1 - 10 |R_{iB}| / (1 + 10 |R_{iB}| / (87 A^2 m, h)^{1/2}), & R_{iB} < 0 \\ (1 - 5\varepsilon R_{iB})^2 / (1 + 10(1 - \varepsilon) R_{iB}), & 0 \leq R_{iB} \leq 1/5\varepsilon \\ 0, & R_{iB} \geq 1/5\varepsilon \end{cases} \quad (1.18)$$

$$(A_m, A_h) = [(Z_0/Z_L)^{1/2}] k^2 / (C_{DM}, C_{DH}) \quad (1.19)$$

Les termes A_m et A_h dépendent de la hauteur locale de rugosité Z_0 , la hauteur de rugosité Z_L au niveau le plus bas du modèle L et des coefficients de traînées C_{DM} et C_{DH} . La valeur de ϵ est égale à 0,3 pour une surface océanique et elle permet de tenir compte des effets de manque d'homogénéité.

1.3.2 Le bilan d'énergie en surface

Le bilan d'énergie en surface H_G s'exprime par l'équation suivante :

$$H_G = (1 - \alpha)S - F_L - (H_{VT})_S - L(E_{VT})_S - L_f(M_F + M_S) \quad (1.20)$$

Le terme $(1 - \alpha)S$ représente le flux solaire absorbé, où S est le rayonnement solaire reçu en surface, calculé suivant le paramétrage de Fouquart et Bonnel (1980) (McFarlane et al., 1992) et α est l'albédo de la surface (la surface de l'océan dans notre cas). Le paramétrage du flux infrarouge net F_L est basé sur la méthode développée par Morcrette (1984) (McFarlane et al., 1992). Les termes $(H_{VT})_S$ et $L(E_{VT})_S$ représentent respectivement le flux de la chaleur sensible et le flux de la chaleur latente calculés suivant les équations (1.16) et (1.17) traitées ci-dessus, où L représente le coefficient d'évaporation. Finalement, le dernier terme de cette équation, n'ayant pas d'intérêt pour notre étude sur l'océan, dépend de la chaleur latente de fusion L_f , du taux de fonte de l'eau congelée dans le sol M_F et du taux de fonte de neige sur le sol M_S .

1.3.3 Le traitement des aérosols

Le module des aérosols CAM inclus dans MLC et NARCM traite des aérosols en fonction de leur type "p" et de leur taille "i". Les principaux types d'aérosols considérés par CAM sont les aérosols sulfatés, le sel de mer, la suie et les substances

organiques. Nous avons utilisé la version de MLC incluant uniquement le sulfate et le sel de mer, divisés en douze sections de taille (rayon) avec une distribution qui varie entre 0.005 μm et 20,48 μm . La variation temporelle des concentrations des aérosols dans l'atmosphère, qui tient compte de plusieurs processus physico-chimiques (Gong et al., 1997a ; Gong et al., 1997b), est exprimée selon l'équation de la masse suivante :

$$\frac{\partial C_{ip}}{\partial t} = \frac{\partial C_{ip}^{\text{dyn}}}{\partial t} + \frac{\partial C_{ip}^{\text{src}}}{\partial t} + \frac{\partial C_{ip}^{\text{cla}}}{\partial t} + \frac{\partial C_{ip}^{\text{dry}}}{\partial t} + \frac{\partial C_{ip}^{\text{icl}}}{\partial t} + \frac{\partial C_{ip}^{\text{bel}}}{\partial t} \quad (1.21)$$

I II III IV V VI VII

La variation temporelle des concentrations des aérosols (terme I) est la somme des variations temporelles des concentrations des aérosols, liée à la dynamique des aérosols (terme II), aux sources des aérosols (terme III), aux processus des transformations en ciel clair (terme IV), au dépôt sec (terme V) et aux processus qui se produisent sous et à l'intérieur des nuages (termes VI et VII).

Le DMS océanique est la principale source naturelle (biogénique) des aérosols sulfatés. Au niveau de l'océan, sa concentration est calculée par le modèle biogéochimique NODEM (voir section 1.1 et éq. A12, appendice A). Le flux du DMS vers l'atmosphère est donné par l'équation suivante :

$$F_{\text{DMS}} = k [\text{DMS}] \quad (1.22)$$

où k est le coefficient de ventilation et $[\text{DMS}]$ est la concentration du DMS océanique en surface. Le MLC calcule le coefficient de ventilation k à l'aide de la méthode de Wanninkhof (Wanninkhof, 1992), tandis que NODEM peut le calculer suivant cinq méthodes, soit la méthode de Liss et Merlivat (1986), la méthode de Nightingale *et al.*, (2000), la méthode de McGillis et al., (2001), la méthode d'Erikson (1993) et la méthode de Wanninkhof (1992). Ces cinq méthodes offrent une portée plus large

pour faire la comparaison avec les observations. Ce qui permet de tester et évaluer ces cinq paramétrages.

Le DMS ventilé vers l'atmosphère subit un ensemble de réactions d'oxydations en ciel clair et dans le nuage. Il est également sujet à d'autres processus, principalement la nucléation et la condensation, avant de se transformer en aérosols sulfatés. L'ensemble de ces processus est calculé à l'aide de l'équation 1.21. La concentration du nombre des gouttelettes de nuage N_d est calculée dans le modèle en fonction de la concentration du nombre d'aérosols N_a suivant le paramétrage de Jones et al (1994) :

$$N_d = 375 * 10^6 (1 - \exp(-2.5 * 10^{-9} N_a)) \quad (1.23)$$

Une augmentation de la concentration d'aérosols sulfatés induit une augmentation du nombre des gouttelettes de nuage et une diminution de la taille des gouttelettes. Ce qui favorise une augmentation du contenu de l'eau liquide et de l'albédo de nuage. Ce dernier est calculé selon la méthode delta-Eddington (Joseph et al., 1976) qui détermine l'épaisseur optique d'une couche nuageuse en fonction du parcours en eau liquide et du rayon équivalent des gouttelettes. L'albédo de nuage est pris en compte dans le calcul radiatif par le modèle.

1.4 Les échanges atmosphère -océan -biogéochimique

La stratégie suivie pour réaliser le couplage NODEM-GOTM-MLC consiste à développer une interface permettant les interactions et les échanges des champs, atmosphériques ou océaniques, nécessaires au forçage de la surface. Ainsi, MLC transmet-il les flux de momentum et de chaleur (radiatifs et non radiatifs) à GOTM après avoir reçu la température de la surface de ce dernier. En outre, le modèle océanique GOTM pilote le modèle d'écosystème NODEM de sorte que le terme de mélange des équations de la masse soit calculé par GOTM. Le flux du DMS calculé par NODEM sera transmis à GOTM et par conséquent à MLC (figure 1.4). Les

échanges entre les modèles se passent d'une manière synchronisée, tout en gardant le pas du temps de chaque modèle, soit 20min pour MLC, 10min pour GOTM et 1h pour NODEM.

Une description détaillée de l'expérience, de la stratégie de couplage, des conditions initiales et limites ainsi que des données d'observations utilisées pour valider le modèle couplé est présentée dans le prochain chapitre.

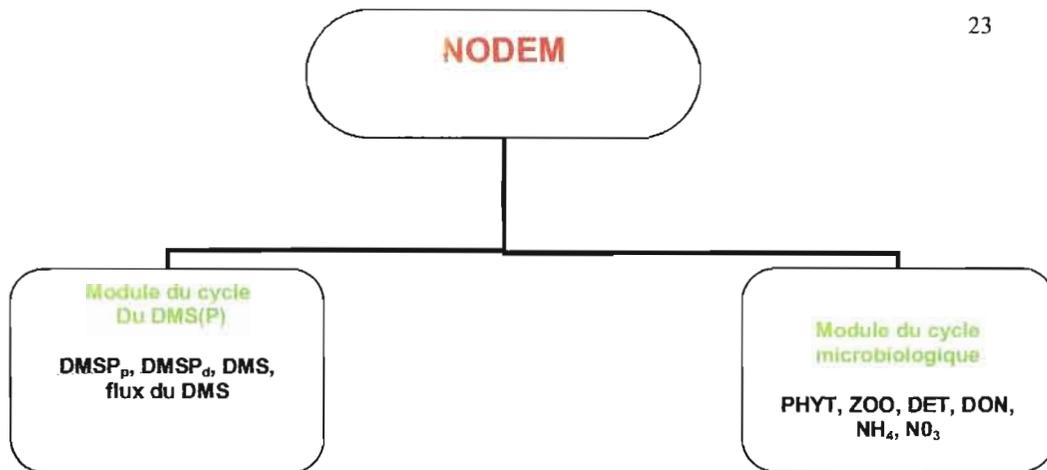


Figure 1.1 : La structure interne du modèle d'écosystème NODEM

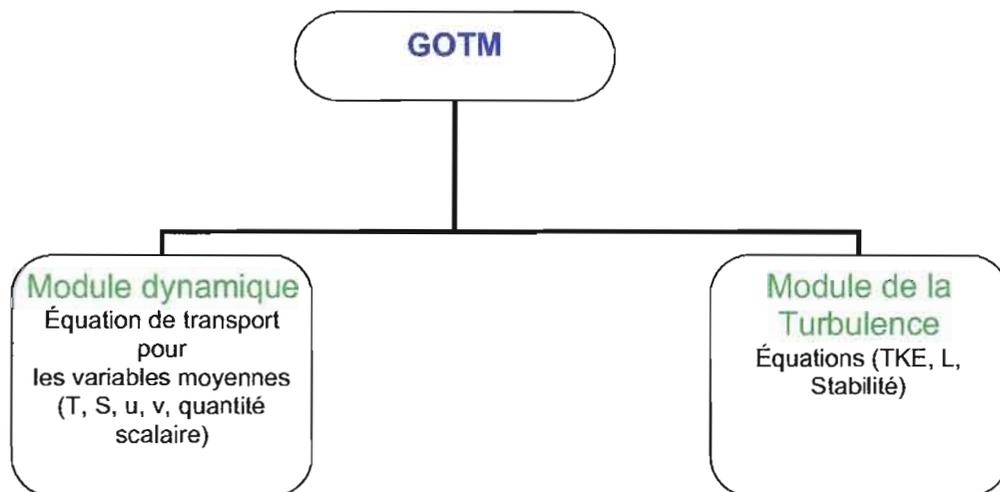


Figure 1.2 : La structure interne du modèle océanique GOTM

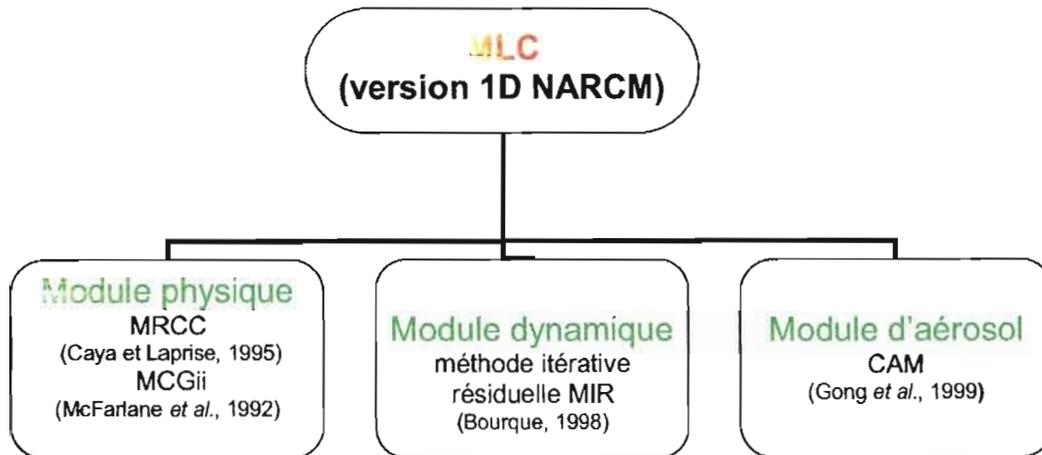


Figure 1.3 : La structure interne du modèle atmosphérique MLC

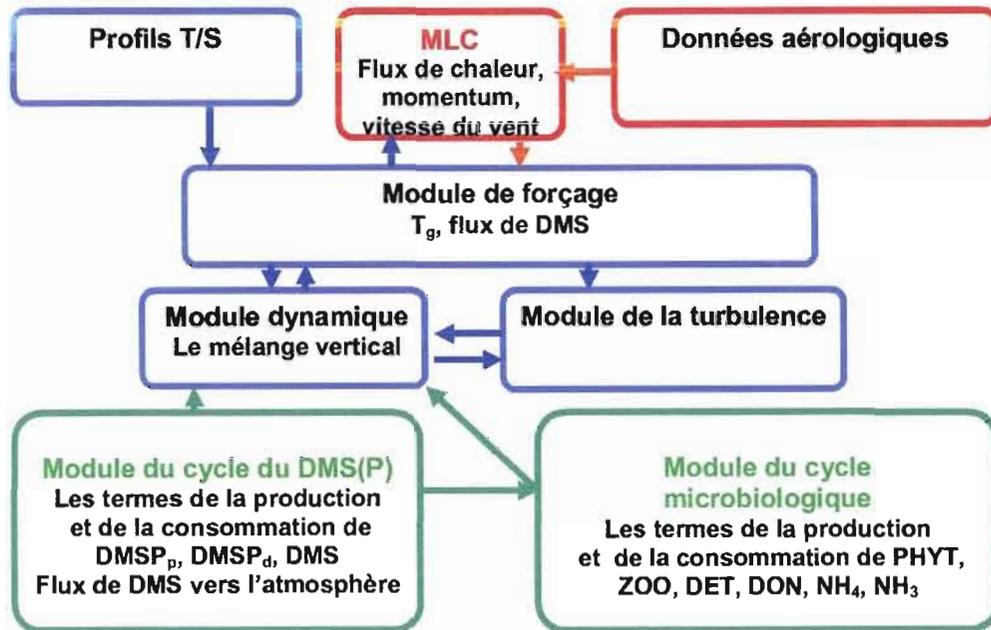


Figure 1.4 : Les échanges NODEM-GOTM-MLC

CHAPITRE II

DÉVELOPPEMENT D'UNE STRATÉGIE DE COUPLAGE NODEM-NARCM VIA LE MODÈLE OCÉANIQUE GOTM

Ce chapitre présente le développement, la validation et l'application du modèle couplé unidimensionnel NODEM-GOTM-MLC, développé pour étudier les interactions atmosphère-océan-biogéochimiques liées au cycle du DMS. Nous décrivons dans les premières sections les trois modèles utilisés ainsi que la méthodologie adoptée pour réaliser le couplage. La validation du modèle couplé NODEM-GOTM-MLC, l'évaluation de cette version par rapport à l'ancienne version NODEM-GOTM ainsi qu'une discussion des avantages et des limites de ce couplage viennent dans les trois dernières sections de ce travail. Nous clôturons ce chapitre par une conclusion.

Comme mentionné dans l'introduction, ce chapitre est présenté sous forme d'un article rédigé en français et sera traduit en anglais à des fins de publication.

Les références de cet article sont insérées dans la bibliographie qui se trouve à la fin de ce mémoire.

**Développement d'une stratégie de couplage NODEM-NARCM
via le modèle océanique GOTM**

Samira BenSaid 1, Jean-Pierre Blanchet 1, Yvonnick Le Clainche 3, Maurice
Levasseur 3, Nadja Steiner 2

1 Université du Québec à Montréal (UQÀM)

2 CCCMA

3 Université Laval

Adresse de l'auteur :

Samira BenSaid

Département des sciences de la Terre et de l'Atmosphère, UQÀM

202 avenue du Président - Kennedy

Montréal, QC

Canada

Téléphone : 9878000 ext.2351

Courriel: samira@sca.uqam.ca

Abstract

We have developed a 1-D coupled atmosphere-ocean-biogeochemical model linking a single column version of NARCM (Northern Aerosol Regional Climate Model) to the dimethylsulfide (DMS) production model NODEM (Northern Oceans DMS Emission Model) through the water column ocean model GOTM (General Ocean Turbulence Model). Driven by instantaneous fluxes simulated by atmospheric model after receiving sea surface temperature from the ocean model, the biogeochemical model simulates physicochemical processes responsible for the production, the accumulation, and the ventilation of DMS into the atmosphere. Using the same set of biogeochemical parameters as the previous versions NODEM-GOTM (Le Clainche et al., 2004) and NODEM (Lefèvre et al., 2002), the new version NODEM-GOTM-MLC has improved over all simulations of DMS(P) against observations for the seasonal cycles of 1992 at Hydrostation S in the Sargasso sea. In particular, the timing of local events has improved. Compared to NODEM-GOTM, the new version (NODEM-GOTM-MLC) shows a better correlation of DMS(P) at the surface against observation data.

Résumé

Nous avons développé le modèle couplé unidimensionnel atmosphère-océan-biogéochimique, en liant la version colonne du modèle atmosphérique NARCM (Northern Aerosol Regional Climate Model) au modèle biogéochimique NODEM (Northern Oceans DMS Emission Model) via le modèle océanique GOTM (General Ocean Turbulence Model).

Piloté par les flux instantanés simulés par le modèle atmosphérique après avoir reçu la température de surface du modèle océanique, le modèle biogéochimique simule les processus physico-chimiques responsables de la production, de l'accumulation et de la ventilation du DMS vers l'atmosphère.

En gardant les mêmes paramètres biogéochimiques utilisés dans les versions précédentes NODEM-GOTM (Le Clainche et al., 2004) et NODEM (Lefèvre et al., 2002), la nouvelle version NODEM-GOTM-MLC a montré une amélioration pour toutes les simulations du DMS(P) au dessus de l'Hydrostation S en mer des Sargasses durant 1992. Plus particulièrement, la synchronisation des événements locaux a été clairement améliorée, par comparaison avec l'ancienne version NODEM-GOTM. En effet, la nouvelle version (NODEM-GOTM-MLC) a démontré une meilleure corrélation du DMS (P) de la surface vis-à-vis des données d'observations.

2.1 Introduction

Les aérosols sulfatés jouent un rôle majeur dans le bilan thermique de la terre et influencent le climat global. Abondamment présents dans l'atmosphère, ils ont tendance à agir directement sur le climat, en réfléchissant le rayonnement solaire, ou bien indirectement en servant comme noyaux de condensation (NCN), nécessaires à la formation des gouttelettes de nuage. Ainsi, une modification de concentration et des caractéristiques de noyaux de condensation (NCN) altère l'albédo de nuage (Twomey, 1974) et, par conséquent, le budget d'énergie global et le climat (Twomey, 1977; Charlson et al., 1987).

Les deux principaux gaz précurseurs de sulfate (SO_4) sont le dioxyde de soufre (SO_2) issu des sources anthropogéniques et volcaniques, et le diméthyle sulfurique (DMS) provenant des sources biogéniques, particulièrement du phytoplancton marin (IPCC, 2001). En se fondant sur deux approches (Liss et Merlivat, 1986; Wanninkhof, 1992) produisant deux valeurs distinctes du coefficient de ventilation du DMS vers l'atmosphère, le flux du DMS estimé (Kettle et Andreae, 2000) varie dans l'intervalle de 15 à 33 Tg S/yr. La moyenne globale de l'émission du DMS vers l'atmosphère est ainsi estimée à 24 Tg S/yr, soit l'équivalent de 31 % de l'émission de SO_2 anthropogénique (Tableau 5.2, IPCC 2001).

À l'opposé du SO_2 anthropogénique, libéré près de la terre et soumis en majorité à la déposition sèche avant même son oxydation, le DMS n'y est pas sujet et peut alors se convertir en SO_2 et en SO_4 par des réactions d'oxydations. Ainsi, le temps de résidence du DMS dans l'atmosphère est-il supérieur à celui du SO_2 anthropogénique (IPCC, 2001). Voilà pourquoi la production totale des aérosols sulfatés d'origine biogénique (principalement du DMS) est estimée à 57 Tg S/yr, soit à peu près 47 % du sulfate d'origine anthropogénique (Tableau 5.4, IPCC, 2001).

Le diméthyle de soufre (DMS) représente la forme la plus abondante de sulfure volatile dans l'océan et, par son éventuelle capacité à réguler le climat, il suscite l'intérêt des chercheurs depuis les années 1970. En effet, vers la fin de l'année 1972, Lovelock et al. (1972) ont postulé que les émissions du DMS par les algues marines représentent le principal mécanisme responsable du transfert du soufre de l'océan vers l'atmosphère. Ainsi, le DMS représente la source manquante qui pourrait éventuellement compléter le budget global du soufre (Lovelock et al., 1972). Cette hypothèse a été démontrée par Andreae au début des années 1980 (Andreae, 1980). Peu après, Charlson et al. (1987) ont suggéré que le phytoplancton peut réguler le climat via l'émission de DMS vers l'atmosphère, en proposant une interaction négative entre le DMS et le climat. Cette hypothèse, nommée CLAW, a ensuite été très critiquée, notamment vis-à-vis de sa partie associant directement la production du DMS au phytoplancton. En fait, la majorité des espèces phytoplanctoniques contiennent en abondance une molécule organique dénommée le diméthylsulfoniopropionate (DMSP) (Keller, 1989). Le DMSP se transforme en DMS par décomposition enzymatique (Malin et Kirst, 1997), à travers un ensemble d'interactions complexes au sein du réseau alimentaire, influencées par des processus physico-chimiques et le mélange vertical (Simó 2001).

En se fondant sur des évidences empiriques (Ayers et Gill, 2000; Sciare et al., 2000), ou sur la modélisation régionale (Gabric et al. 1998, 2001) ou globale (Bopp et al., 2003, 2004), des études récentes ont prouvé l'existence d'une rétroaction négative non négligeable entre le DMS et le climat. L'effet radiatif du DMS estimé par Bopp et al., (2004) à l'échelle globale est équivalent à -0.05 W.m^{-2} , et peut atteindre en été -1.5 W.m^{-2} (à l'échelle régionale) entre les latitudes 40°S et 50°S . Néanmoins, l'hypothèse de CLAW reste encore à vérifier puisque la réponse du DMS à une perturbation radiative est encore mal comprise (Simó, 2001).

Pour bien cerner le rôle des océans sur le climat global, les chercheurs se sont intéressés de plus en plus à coupler les processus biogéochimiques et physiques au niveau océano-atmosphérique. Toutefois, il est difficile de coupler un modèle d'écosystème complet à des modèles de circulation générale océanique et atmosphérique, vu l'inaptitude à contraindre les paramètres associés au cycle de DMS à l'échelle globale (Bopp et al., <http://www.geiacenter.org>). De plus, le couplage en mode régional devient de plus en plus complexe en raison des problèmes liés aux conditions frontières et à l'interaction entre l'océan et l'atmosphère (Blanchet, communication personnelle).

De nos jours, à l'échelle mondiale, la base de données de Kettle et al. (1999) reste un outil disponible pour avoir la concentration de DMS océanique et pour prévoir le flux du DMS vers l'atmosphère au niveau global. Cependant, cette base de données, interpolée à partir de 15617 points de mesure en utilisant un schéma heuristique (Kettle et al., 1999), demeure un moyen imprécis pour plusieurs régions et saisons spécifiques : en effet, l'erreur peut atteindre un facteur 5 (IPCC, 2001).

Dans le présent travail, nous avons développé le modèle couplé unidimensionnel NODEM-GOTM-MLC en liant la version colonne du modèle atmosphérique NARCM (MLC) au modèle biogéochimique NODEM via le modèle océanique GOTM. Ce couplage représente une extension de la version précédente NODEM-GOTM (Le Clainche et al., 2004) pilotée par les données de ré-analyse NCEP comme forçage climatique. NODEM-GOTM constitue une amélioration significative de la version non couplée NODEM (Lefèvre et al., 2002) qui s'appuyait sur un schéma diagnostique pour le mélange vertical.

L'objectif principal de cette étude consiste à valider le modèle couplé NODEM-GOTM-MLC, au niveau de l'Hydrostation S en mer des Sargasses, à travers des simulations et des études complètes des processus physico-chimiques responsables de

la production, de l'accumulation et de la ventilation du DMS vers l'atmosphère durant l'année 1992. Finalement, ce modèle couplé représente une étape nécessaire pour réussir le couplage en mode régional, qui permettra de simuler le taux net de la production du DMS océanique à plus grande échelle et de pouvoir ainsi évaluer le rôle de DMS sur les changements climatiques.

La section 2 décrit le site de l'expérience. Une description des trois modèles inclus dans le couplage sera présentée dans la section 3. La section 4 résume la méthodologie suivie pour réaliser le couplage. Une discussion des résultats du couplage vient dans la section 5, suivie par une conclusion dans la section 6.

2.2 Le site de l'expérience

Le site choisi pour évaluer le modèle couplé NODEM-GOTM-MLC est localisé dans la mer des Sargasses au niveau de l'Hydrostation S ($32^{\circ}10'N$, $64^{\circ}30'W$) (fig. 2.1). Comme NODEM est calibré au niveau de cette station (Lefèvre et al., 2002), nous avons choisi ce site afin de comparer nos résultats avec ceux de la version précédente NODEM-GOTM (Le Clainche et al., 2004). Cependant, les profils de température et de salinité (<http://www.bbsr.edu>) ainsi que les profils de la chlorophylle "a" (Michaels et knap, 1996) sont pris au niveau de la station BATS ($31^{\circ}50'N$, $64^{\circ}10'W$). En outre, la station aérologique Bermudes ($32^{\circ} 22'N$, $64^{\circ} 40'W$) fournit au modèle les données aérologiques soit le profil vertical de température, du vent zonal et méridional, d'humidité spécifique et de pression au niveau de la surface. L'Hydrostation S ($32^{\circ}10'N$, $64^{\circ}30'W$), elle, procure les profils du $DMSP_p$, du $DMSP_d$ et du DMS (Dacey et al., 1998). À noter que la station aérologique des Bermudes est située à 28,24km de l'Hydrostation S et qu'une distance de 48,59km sépare cette dernière de BATS. Ces distances sont comparables

à la taille typique (45km) d'une maille du Modèle Régional du Climat Canadien (MRCC).

2.3 Présentation des modèles

La réalisation du couplage passe principalement par la création d'un lien permettant les échanges des flux d'énergie, de masse et de quantité de mouvement entre le modèle local du climat MLC, le modèle océanique GOTM et le modèle biogéochimique NODEM. Ces trois outils numériques sont décrits ci-dessous.

2.3.1 Le modèle atmosphérique MLC

Le modèle local du climat (MLC) est une version colonne (1D) du modèle tridimensionnel NARCM (Northern Aerosol Regional Climate Model). Sur une colonne singulière, le MLC possède le même type de paramétrage physique du Modèle Régional du Climat Canadien MRCC (Caya et Laprise, 1995) et du Modèle de la Circulation Générale GCMii (McFarlane et al., 1992). En revanche, le MLC, étant une version limitée sur une seule colonne, n'utilise pas le noyau dynamique de NARCM et de MRCC, puisque le calcul de la dynamique exige une distribution spatiale des colonnes atmosphériques. Le MLC a cependant l'avantage, comparé aux autres modèles atmosphériques unidimensionnels, d'utiliser la méthode itérative résiduelle MIR (Bourque, 1998). Cette méthode permet d'évaluer les tendances dynamiques temporelles des variables prédictives⁴ en comparant la solution de MLC avec les données des observations. En ce qui concerne les simulations réalisées dans le cadre du présent travail, les tendances dynamiques sont déduites à partir des données d'observations aérologiques journalières des variables prédictives, prises au

⁴ Les variables prédictives sont la température, l'humidité spécifique, le vent zonal et méridional et la pression de surface.

niveau de la station terrestre des Bermudes ($32^{\circ} 22'N$, $64^{\circ} 40'W$) au lieu de l'Hydrostation S situé sur l'océan.

Le traitement des aérosols par MLC et NARCM est fondé sur le module d'aérosol Canadien CAM (Canadian Aerosol Module). Ce module simule le transport des aérosols, leur transformation et les interactions nuages-aérosols et rayonnement-aérosols. La résolution verticale du MLC est de 49 niveaux, s'étendant de la surface jusqu'à la stratosphère. Le pas du temps de MLC est de 20min.

2.3.2 Le modèle océanique GOTM

Le modèle océanique physique unidimensionnel GOTM (General Ocean Turbulence Model) simule la turbulence océanique et le mélange vertical à fine échelle (Burchard et al., 1999; <http://www.gotm.net/>) à l'aide de ces deux principaux modules : le module dynamique et le module de la turbulence.

Le module dynamique de GOTM résout les équations standards de transport pour les variables moyennes dans un écoulement turbulent. GOTM étant également un modèle colonne, les termes de gradient horizontal dans les équations dynamiques exigent un traitement spécial. Ces termes sont alors, soit prescrits à GOTM à partir des résultats pré-calculés d'un modèle numérique tridimensionnel, soit négligés par le modèle, soit paramétrés dans le modèle, soit traités tout simplement en faisant une relaxation aux données d'observations. Dans le cadre de cette étude, la température de l'océan et la salinité sont relaxées chaque dix jours aux données d'observations à BATS (<http://www.bbsr.edu>) pour corriger l'effet de l'advection horizontale. Cette relaxation est appliquée sur toute la colonne d'eau, à l'exception de la surface à laquelle nous n'avons pas appliqué une relaxation pour la température, cependant, une relaxation d'une journée est appliquée pour la salinité, afin de corriger l'effet de flux de l'eau douce négligé dans l'équation de la salinité.

Les flux turbulents verticaux peuvent être calculés par le module de la turbulence de GOTM à l'aide de différents types de schémas de fermeture. Nous avons utilisé le schéma du second ordre de type $k - \varepsilon$, où k représente l'énergie cinétique turbulente et ε est le taux de dissipation (Burchard et Baumert, 1995; Burchard et Peterson, 1999). Ces deux derniers termes sont calculés à l'aide des équations pronostiques. La résolution verticale de GOTM est d'un mètre, avec 250 niveaux sur une profondeur de 250m. Le pas de temps de GOTM est de 10min.

Les principales modifications apportées à GOTM, dans ce travail, consistaient au développement d'une interface permettant l'interaction avec le modèle atmosphérique MLC. À l'aide de cette interface, GOTM reçoit les flux de chaleur et de quantité de mouvement de MLC et transmet à ce dernier la température de la surface et le flux de DMS (voir section 4.1).

2.3.3 Le modèle biogéochimique NODEM

Le modèle biogéochimique NODEM (Northern Ocean DMS Emission Model) a été développé dans le but de simuler la dynamique de la concentration de DMS dans la couche de mélange océanique (Lefèvre et al., 2002).

NODEM contient un module du cycle de DMS(P) qui résout les équations de masse du $DMSP_p$ (DMS particulaire), du $DMSP_d$ (DMS dissous) et du DMS (voir appendice A). À travers ces trois composantes, le module du cycle du DMS(P) de NODEM prend en compte la production du DMS océanique et sa ventilation vers l'atmosphère. Pour parvenir à simuler le cycle annuel de la concentration du $DMSP_p$, il faut simuler la production primaire et les flux d'azote à travers les six composantes suivants : le phytoplancton, le zooplancton, le détritus, le DON (azote organique dissoute), le NH_4 (ammonium) et le NH_3 (nitrate). Les équations de masse de ces six

éléments (voir appendice A) sont résolues par le module microbiologique de NODEM. Pour plus de détails voir Lefèvre et al., (2002) et Le Clainche et al. (2004).

Contrairement à la version non couplée NODEM, qui se fonde sur un schéma diagnostique pour calculer les termes de mélange vertical de l'ensemble des équations de masse, les termes de mélange sont calculés explicitement via GOTM pour cette version couplée NODEM-GOTM-MLC, comme dans la version précédente NODEM-GOTM (Le Clainche et al., 2004).

Suite au couplage avec MLC, la modification majeure apportée à NODEM réside dans l'élimination du module spectral (Sathyendranath et Platt, 1988) utilisé à la fois dans NODEM-GOTM (Le Clainche et al., 2004) et dans la version non couplée NODEM (Lefèvre et al., 2002) pour calculer le champ de lumière sous-marin dans la zone euphotique. Dans la présente version, le rayonnement solaire du domaine visible ou PAR (Photosynthetically Active Radiation 400nm-700nm), essentiel au calcul de la photosynthèse et de la production primaire, est calculé au niveau de la surface par le modèle atmosphérique MLC. L'absorption du rayonnement dans l'eau est calculée suivant une paramétrisation exponentielle (Paulson et Simpson, 1977), qui tient compte des longueurs d'onde courtes et longues. Elle dépend d'une part, du taux caractéristique de l'eau claire de type I - selon la classification de Jerlov (1968) - qui est rencontrée en mer des Sargasses et, d'autre part, de la concentration de phytoplancton. Cette classification de la qualité de l'eau est basée sur les coefficients d'extinctions de l'eau qui, eux-mêmes, varient sur une échelle de cinq types d'eau classés selon la clarté de celle-ci : de la plus claire jusqu'à la plus sale (Jerlov, 1968). Le pas du temps de NODEM est de 1h.

2.4 La stratégie du couplage

La stratégie du couplage consiste principalement au développement d'une interface permettant les échanges et les interactions entre les trois modèles. Partant du couplage NODEM-GOTM réalisé par Le Clainche et al. (2004) et gardant les mêmes paramètres biogéochimiques (appendice B) déjà calibrés dans la version non couplée NODEM (Lefèvre et al., 2002), notre principale tâche était de lier le modèle atmosphérique MLC à GOTM et, par conséquent, à NODEM-GOTM. Pour y parvenir, il fallait réussir à synchroniser les réponses des trois modèles NODEM, GOTM et MLC suivant les appels inter-changeants mutuellement, tout en préservant le temps de calcul de chaque modèle. Les modèles sont par conséquent couplés d'une manière synchronisée comme le montre le schéma général du couplage, résumé dans la figure 2.2.

2.4.1 Les échanges entre les modèles

À chaque pas du temps de 20min, MLC calcule le flux de la chaleur (la somme des flux radiatifs et non radiatifs), le PAR (Photosynthetically Active Radiation), la vitesse et les cisaillements du vent et il les transmet à GOTM (fig. 2.2). Ce dernier calcule la température de la surface de la mer à chaque 10min; en revanche, le pas du temps de MLC étant de 20min, il a donc fallu prendre la moyenne de deux calculs de la température de la surface, effectués par GOTM. D'autre part, GOTM rend disponible à chaque 10 min le terme de mélange vertical pour l'équation de la masse traitée à l'intérieur de GOTM. Cependant, les autres termes de l'équation de la masse, c'est-à-dire le terme de la production et de la consommation, sont calculés par NODEM à chaque heure. C'est pourquoi le flux du DMS sera disponible chaque heure et sera transmis à MLC via GOTM. GOTM doit ainsi effectuer six pas de

temps avant de procurer la réponse de NODEM en flux de DMS, alors que MLC doit effectuer trois pas de temps pour avoir un nouveau flux de DMS.

2.4.2 Les données des observations et les conditions initiales et limites

Étant donné que MLC et GOTM sont deux modèles unidimensionnels, MLC exige les données aérologiques pour calculer sa propre dynamique. GOTM utilise plutôt la méthode de relaxation à travers les profils de température et de salinité provenant de la station BATS, afin de corriger les termes de l'advection horizontale dans les équations de température et de salinité. Ainsi, sur l'ensemble de la colonne d'eau et à l'exception de la surface, la température et la salinité sont relaxées aux données d'observations chaque dix jours. Au niveau de la surface, contrairement à la version précédente NODEM-GOTM, nous n'avons pas appliqué une relaxation pour la température. Or, pour la salinité, nous avons gardé le même temps de relaxation d'une journée de NODEM-GOTM, afin de corriger l'effet de flux de l'eau douce négligé dans l'équation de la salinité puisque la version de GOTM utilisée dans le couplage ne prend pas en considération le flux de l'eau douce (évaporation – précipitation) échangé entre l'océan et l'atmosphère au niveau de la surface qui concentre ou dilue la salinité de l'eau de mer.

D'autre part, afin de simuler les processus de la transformation des aérosols au niveau de l'atmosphère, MLC a besoin des champs chimiques qui correspondent principalement à la concentration de l'ensemble des oxydants (OH, NO₃, O₃, H₂O₂, HNO₃), non calculée explicitement mais dérivée d'une moyenne journalière précalculée par le modèle chimique MOZART (Brasseur et al., 1998). Par ailleurs, les

conditions initiales de surface⁵ exigées par MLC proviennent des champs géophysiques extraits et interpolés d'un fichier de ré-analyses NCEP.

Concernant les conditions biogéochimiques dans l'océan, nous avons gardé les mêmes conditions initiales, soit les profils initiaux de NO₃, de phytoplancton, de zooplancton, du DMS(P) et de salinité, ainsi que les mêmes conditions limites, de la version précédente NODEM-GOTM (Le Clainche et al., 2004). Les données d'observations de l'année 1992, disponibles pour valider et évaluer le modèle couplé NODEM-GOTM-MLC, sont principalement les profils du DMS et du DMSP pris à l'Hydrostation S par Dacey et al. (1998) et les profils de la chlorophylle "a" mesurés par Michaels et Knap (1996) à la station BATS.

2.5 Résultats et discussion

2.5.1. Analyse du bilan d'énergie et validation des flux atmosphériques en surface

Pour bien comprendre le comportement océanique, il est essentiel d'étudier les propriétés atmosphériques en surface. Ainsi, afin de bien cerner les interactions entre l'atmosphère et l'océan, devons-nous passer par l'évaluation des échanges d'énergie à l'interface entre les deux milieux. Les processus de transport au niveau de la surface — incluant les transferts de quantité de mouvement, de masse et de chaleur — jouent un rôle important pour maintenir l'équilibre du bilan global d'énergie et de l'eau de notre système climatique. Les échanges de chaleur se font sous forme radiative à l'aide des flux solaires absorbé et infrarouge net, ou bien sous forme non radiative via les flux de chaleur latente et sensible. La somme de ces quatre flux représente le flux

⁵ Les conditions initiales de surface sont : la température initiale de la surface T_{si} , le type de surface (mer, terre, glace) GC et l'albédo de surface ALB_s .

net d'énergie dont la variation entraîne une modification de la température de la surface de l'océan.

Vu les échanges entre l'atmosphère et l'océan, l'évolution temporelle de la température de l'air à 998mb (fig. 2.3.a) a le même cycle annuel que celui de la température de surface de la mer (fig. 2.3.b) simulée par GOTM-NODEM-MLC. Les deux courbes se caractérisent par un maximum notable entre le 21 et 22 juillet et un minimum localisé vers le 5 mars. Par ailleurs, étant donné que l'inertie thermique de l'océan⁶ est beaucoup plus importante que celle de l'atmosphère et que ce dernier se caractérise par le temps de réponse⁷ le plus rapide du système climatique, la température de l'air (fig. 2.3.a) a plus de variabilité que celle de la température de la surface de la mer (fig. 2.3.b). Le gradient saisonnier entre l'hiver et l'été est égal à 17 °C pour la température de l'air versus 11 °C pour la température de la surface de la mer. La courbe de la température de la surface de la mer simulée (en noir) est plus ou moins en concordance avec la courbe interpolée à partir des données d'observations (en rouge), avec une surestimation de la température simulée vis-à-vis de la température observée. L'écart maximal entre les deux courbes est de 4 °C, vers le début du mois de juin.

Afin d'étudier l'interaction atmosphère-océan, il faut examiner les échanges grâce à la figure 2.4 qui représente l'évolution temporelle du flux net d'énergie et ses différentes composantes. Cette figure montre que le flux net est négatif durant l'hiver et l'automne, et positif durant le printemps et l'été. Par définition, un flux négatif est un flux orienté vers le haut, indiquant donc que l'océan perd de l'énergie au profit de l'atmosphère. Inversement un flux positif est un flux orienté vers le bas, indiquant que l'atmosphère transmet de l'énergie vers l'océan. Ainsi, l'océan se refroidit en

⁶ L'océan est un réservoir de chaleur, à cause de la forte capacité calorifique de l'eau.

⁷ Le temps de réponse c'est le temps pris pour atteindre l'équilibre après une perturbation.

automne et en hiver (octobre à février) alors qu'il se réchauffe en printemps et en été (mars à septembre).

Durant l'hiver et l'automne, la courbe du flux net suit la courbe du flux infrarouge net et du flux de chaleur latente. Cependant, durant le printemps et l'été, la courbe du flux net suit le flux solaire absorbé. Ceci signifie d'une part, que les flux de chaleur latente et infrarouge net contribuent principalement à un transfert d'énergie de l'océan vers l'atmosphère durant l'hiver et l'automne. D'autre part, le flux solaire absorbé domine l'apport d'énergie de l'atmosphère vers l'océan durant le printemps et l'été. Or, le flux de chaleur sensible est presque négligeable pendant presque toute l'année et ne contribue que faiblement au flux net d'énergie en surface. Alors, le refroidissement de l'océan durant l'automne et l'hiver est dû principalement à la perte d'énergie sous forme de chaleur latente et infrarouge, et le réchauffement de l'océan durant le printemps et l'été est dû au gain d'énergie radiative sous forme de flux solaire.

La comparaison des flux simulés avec ceux de ré-analyses NCEP (fig. 2.5 et fig. 2.6) nous permet d'évaluer le couplage NODEM-GOTM-MLC. Les flux simulés par NODEM-GOTM-MLC et les flux de ré-analyses NCEP sont plus ou moins similaires et en concordance pour les trois premiers cas illustrés dans la figure 2.5 et le premier cas de figure 2.6, soit pour : le flux solaire absorbé (fig. 2.5.a), l'infrarouge émis (fig. 2.5.b), l'infrarouge incident (fig. 2.5.c) et l'infrarouge net (fig. 2.6.a). En général, cette concordance que le modèle a simulé est accompagnée avec une légère surestimation du flux solaire absorbé par rapport à celui de ré-analyses NCEP et une sous estimation des flux infrarouge incident et infrarouge émis. L'analyse du flux de chaleur sensible (fig. 2.6.b) montre une légère surestimation du flux simulé, durant presque toute l'année, ce flux simulé affiche toutefois des sous estimations plus marquées durant quelques journées de l'année. Le flux de chaleur latente (fig. 2.6.c)

simulé sous-estime le flux de la chaleur de ré-analyses NCEP durant presque toute l'année.

La surestimation dans le flux solaire absorbé et la sous-estimation dans les flux d'infrarouge (émis et net), de chaleur latente et de chaleur sensible (à quelques journées de l'année) provoquent une surestimation de la température de surface de la mer (fig. 2.3.b). L'écart observé sur le graphe du flux infrarouge émis (fig. 2.5.b) durant le mois de juin et juillet entre la simulation et la ré-analyse NCEP, nous fait déjà penser à l'écart observé entre la température de la surface de la mer simulée et observée (fig. 2.3.b), toutefois à l'aide de l'analyse du flux infrarouge net (fig. 2.6.a), nous pouvons confirmer que la sous estimation du flux infrarouge net au début du mois de juin et vers le milieu du mois de juillet est en grande partie responsable de la surestimation de la température de la surface (fig. 2.3.b) durant cette même période.

L'écart entre les flux simulés et les diagnostics NCEP sont très acceptables. La différence observée entre la simulation et la réanalyse NCEP, notamment dans le cas du flux de chaleur latente (fig. 2.6.c) et du flux de chaleur sensible (fig. 2.6.b), peut être attribuée à plusieurs facteurs : à la différence de localisation géographique entre le site de notre étude l'Hydrostation S (32.16°N,64.5°W) et les données de ré-analyses NCEP moyennées sur une maille ayant comme centre (31.42°N, 63.75°W), au forçage atmosphérique pris au niveau de la station aérologique terrestre de Bermudes (32,37°N, 64,68°W) au lieu de l'Hydrostation S (32.16°N,64.5°W) et aux erreurs de calcul liées au modèle.

2.5.2 Analyse des processus physico-chimiques et validation des données océaniques et biogéochimiques

La figure 2.7 représente l'évolution temporelle de la température de surface de la mer, simulée par le modèle couplé NODEM-GOTM-MLC (fig. 2.7.b.) et interpolée à partir des données d'observations de Knap et al. (1993, 1994, 1995, 1997) (fig. 2.7.a).

Les deux figures sont similaires, notamment avec l'utilisation d'une relaxation aux données d'observations sur toute la profondeur à l'exception de la dernière couche et de la surface. Le temps de relaxation est égal à dix jours, afin de corriger l'effet de l'advection horizontale non calculée par le modèle colonne.

L'évolution temporelle de la couche de mélange océanique, simulée par le modèle couplé NODEM-GOTM-MLC (fig. 2.8.b), montre que l'épaisseur de la couche de mélange est maximale durant l'hiver lorsque le mélange vertical est important, dû en particulier au brassage mécanique par le vent (fig. 2.8.a). Par contre, cette épaisseur est minimale en été lors de la formation de la thermocline saisonnière (stratification). La définition de la couche de mélange utilisée dans notre simulation est la profondeur à laquelle l'énergie cinétique turbulente décroît à 10^{-6} m/s^2 . L'approfondissement de la couche de mélange, particulièrement durant le mois de février, favorise l'apport de nutriment (NO_3) vers la surface (fig. 2.10.a).

Sous l'action de la lumière (PAR), cet apport de nutriments contribue au développement du phytoplancton (fig. 2.10.b) par l'augmentation de la production primaire due à la photosynthèse dépendant de la Chlorophylle "a" (Chla). Une augmentation de la concentration de Chla simulée par le modèle couplé NODEM-GOTM-MLC (fig. 2.11.b) est observée au mois de février avec une surestimation de ce pic par rapport aux données d'observations (Michaels and Knap, 1996) (fig. 2.11.a) et par rapport à la simulation NODEM-GOTM. À l'opposé, le modèle couplé NODEM-GOTM-MLC (fig. 2.11.b) sous-estime le pic du mois de mai (fig. 2.11.a); néanmoins une légère amélioration est notable à cette période, par rapport à la version précédente NODEM-GOTM (fig. 2.11.c) non couplée avec l'atmosphère. Les deux versions n'arrivent pas toutefois à capter la floraison du mois de septembre. La surestimation du pic du mois de février est peut être due à la sous-estimation de la couche de mélange au début de ce mois, et la sous-estimation du pic du mois de mai et l'absence du pic du mois de septembre sont fort probablement dues à l'incapacité

du modèle unidimensionnel à simuler le passage de tourbillon méso-échelle. Il sera discuté plus en détail de ceci dans la section 2.5.4.

La figure 2.12 montre particulièrement une quasi-similitude entre la simulation NODEM-GOTM-MLC (fig. 2.12.b) et les données d'observations de Dacey et al. (1998) (fig. 2.12.a) dans les deux principaux pics du DMSP_p, soit le pic des mois de février et de mai, avec une sous-estimation de ce dernier pic en profondeur. Contrairement à cette nouvelle version, NODEM-GOTM capte légèrement le pic du DMSP_p (fig. 2.12.c) du mois de juillet, mais il n'arrive toujours pas à simuler le pic de mai et il simule d'une manière contradictoire un large pic au mois d'avril, alors que la communauté phytoplanctonique durant cette période est dominée par de faibles producteurs du DMSP_p selon Michaels et al. (1994) (Le Clainche et al. 2004).

La sous-estimation du DMSP_p avec la profondeur notée principalement durant le mois de mai et l'absence du pic du mois de juillet, peut s'expliquer par le choix des coefficients d'extinctions du rayonnement solaire dans l'eau utilisés dans la simulation NODEM-GOTM-MLC. Il sera discuté plus en détail de ceci dans la section 2.5.4.

L'augmentation du DMSP_p durant le mois de février et de mai induit un accroissement de la concentration du DMS (fig. 2.13.b) qui montre une surestimation par rapport aux observations (fig. 2.13.a) durant la même période alors qu'une sous-estimation est notable au mois d'août. Ainsi, la nouvelle version est capable de capter les trois principaux pics d'observations, contrairement à la version NODEM-GOTM (fig. 2.13.c) qui n'arrive pas à simuler ni le pic du mois de mai ni du mois d'août, et qui s'avère d'une manière contradictoire plus productive durant le mois d'avril. Nous pouvons dire que la simulation avec le modèle couplé NODEM-GOTM-MLC marque une amélioration, principalement dans la synchronisation des événements locaux, comparé à NODEM-GOTM. Ceci peut être dû à une simple amélioration dans le forçage radiatif et du vent de surface. Cette supposition est difficile à confirmer

quantitativement, étant donné que nous ne possédons pas toutes les données nécessaires pour pouvoir faire la comparaison entre le flux simulé par MLC, le flux simulé par le module spectral utilisé précédemment par NODEM et les flux observés au niveau de l'Hydrostation S. Néanmoins, en combinant le cycle annuel de la concentration du DMSPp avec l'évolution temporelle de la couche de mélange et du vent, nous constatons que le DMSPp simulé augmente après la stabilité de la couche de mélange. En effet, pour la simulation NODEM-GOTM-MLC, une diminution de l'épaisseur de la couche de mélange (fig. 2.8.b) au tout début du mois de février, liée à une diminution du vent (fig. 2.8.a) durant la même période, joue un rôle important dans l'apparition du pic du DMSPp au début de ce mois-ci (fig. 2.12.b). En parallèle, le pic du DMSPp (fig. 2.12.c) de la simulation NODEM-GOTM localisé vers la fin du mois de février, est dû principalement à la stabilité de la couche de mélange (fig. 2.9.b), cette dernière à son tour résulte de la diminution du vent (fig. 2.9.a) durant la même période. De plus, le large pic du DMSPp du mois d'avril, simulé par NODEM-GOTM (fig. 2.12.c), est également (voir section 2.5.4.) associé à la stabilité de la couche de mélange (fig. 2.9.b). Ainsi l'imprécision du vent de la ré-analyse NCEP a affecté la qualité de la simulation NODEM-GOTM. Par conséquent, nous pouvons dire que la simulation du vent de surface par NODEM-GOTM-MLC a joué un rôle dans la légère amélioration notée dans le cycle du DMS(P), comparativement à la simulation NODEM-GOTM qui utilise le vent de ré-analyse NCEP moyenné sur une maille relativement large.

La figure 2.14 montre l'évolution temporelle du DMS (fig. 2.14.a) et du DMSP_p (fig. 2.14.b) au niveau de la surface. En général, les deux courbes du DMSP_p simulées par NODEM-GOTM-MLC et par NODEM-GOTM suivent la courbe observée avec une surestimation durant presque toute l'année. La comparaison des courbes du DMSP_p entre les deux versions révèle l'absence du pic du mois d'avril dans la simulation NODEM-GOTM-MLC, ce qui est plus concordant avec les

données d'observations. De même, les courbes de la concentration du DMS simulées par NODEM-GOTM-MLC et par NODEM-GOTM suivent la courbe observée, avec une sous-estimation durant l'été et une surestimation durant l'automne. Suite au couplage avec MLC, la simulation du pic du DMS du mois de mai s'est améliorée et l'intensité du pic du mois d'avril — surestimée par NODEM-GOTM — est réduite. Néanmoins, les deux versions (NODEM-GOTM-MLC et NODEM-GOTM) se comportent de la même façon, avec plus au moins les mêmes erreurs, en sous-estimant le pic du DMS des mois juillet – août et en décalant les pics du DMSP_p et du DMS du mois de février.

Le taux de ventilation du DMS vers l'atmosphère est contrôlé par la concentration du DMS océanique, la température de surface et le vent. La différence majeure entre les quatre types de méthodes de modélisation du flux du DMS vers l'atmosphère, illustrés par la figure 2.15, réside dans le paramétrage du coefficient de la ventilation qui dépend du vent et de la température de la surface. Les quatre méthodes du calcul de la ventilation du DMS (fig. 2.15) sont en concordance les unes par rapport aux autres, en marquant toutes un maximum au début du mois de février et au début du mois d'avril, en parallèle avec les maximums du vent (fig. 2.8.a) durant la même période. La méthode d'Erikson simule plus de flux, par rapport aux autres méthodes, lors des journées caractérisées par un vent très fort. À l'opposé, la méthode de Liss et Merlivat simule moins de flux du DMS que les autres méthodes et ce, durant toute l'année. La différence entre ces deux méthodes (celles d'Erikson et de Liss et Merlivat) peut excéder un facteur de 2.

2.5.3. Évaluation à l'échelle saisonnière

Les fortes variations à l'échelle saisonnière, qui sont notables en examinant les figures 2.12 et 2.13, représentent les principales caractéristiques de l'évolution temporelle de la concentration du DMS et du DMSP_p. Ces variations saisonnières sont liées à l'ensemble des processus physiques et biologiques impliqués dans le cycle du DMS (P), qui varient avec les saisons (Dacey et al., 1998).

En vue de simplifier l'analyse à l'échelle saisonnière, Dacey et al. (1998) ont choisi de diviser les profils annuels du DMS et du DMSP_p en trois catégories : l'hiver, l'été et la floraison printanière, où l'hiver débute au mois d'octobre et se termine au mois de mars, l'été débute au mois d'avril et se termine au mois d'octobre et la floraison printanière se produit à la fin de l'hiver, durant les mois de février et de mars.

En gardant les mêmes divisions saisonnières (Dacey et al., 1998), nous avons tracé les courbes de régression linéaire entre le DMS(P_p) observé et le DMS(P_p) simulé durant l'été, et uniquement durant le début de l'hiver vu que les données d'observations au mois de décembre et de janvier ne sont pas disponibles (fig. 2.16 et fig. 2.17). Les figures 2.16 et 2.17 représentent une comparaison — à l'aide des données interpolées d'observations — entre la concentration du DMS(P_p) moyennée sur 140m de profondeur simulée par NODEM-GOTM-MLC et celle simulée par NODEM-GOTM. La simulation du DMS et du DMSP_p par cette nouvelle version s'est clairement améliorée par rapport à l'ancienne version durant l'été (fig. 2.16.a, fig. 2.16.b, fig. 2.17.a et fig. 2.17.b). Ceci se traduit par le calcul du coefficient de détermination dont la valeur est $R^2 = 0.4$ pour la simulation du DMS par NODEM-GOTM-MLC versus $R^2 = 0.06$ pour la simulation du DMS par NODEM-GOTM. En outre, pour la simulation du DMSP_p, $R^2 = 0.4$ par NODEM-GOTM-MLC versus $R^2 = 0.05$ par NODEM-GOTM.

Durant la période hivernale, nous ne pouvons pas faire une bonne comparaison, vu l'absence des données d'observations aux mois de décembre et de janvier. Mais ceci a un impact limité sur notre analyse puisque ces deux mois se caractérisent par un très faible taux de concentration du DMS(Pp), contrairement à la période [février – octobre] où se localisent les principaux pics du DMS(Pp), et qui représente la période d'intérêt majeure pour le cycle du DMS(Pp) .

Au début de l'hiver , le coefficient de détermination ($R^2 = 0.4$) est nettement amélioré dans la simulation du DMSPp par NODEM-GOTM-MLC (fig. 2.17.c) par rapport à celle avec NODEM-GOTM (fig. 2.17.d). En effet, ce dernier se caractérise par une corrélation quasi nulle aux observations ($R^2 = 0.004$). Cependant, il a une meilleure corrélation pour la simulation du DMS ($R^2 = 0.75$ versus $R^2 = 0.3$) (fig. 2.16.c et fig. 2.16.d).

Lors de la floraison printanière, les simulations de la concentration du DMS(Pp) moyennée sur 140m de profondeur, pour les deux versions NODEM-GOTM-MLC et NODEM-GOTM, sont faiblement corrélées aux données d'observations à cause d'une part, des variations d'intensité de ces pics pour les deux simulations et d'autre part, du décalage par rapport aux observations (fig. 2.12 et fig. 2.13)

2.5.4 Les paramètres saisonniers et limitation du modèle couplé NODEM-GOTM-MLC

Dans le but de simuler les principales caractéristiques des données d'observations de la Chla (Michaels and Knap 1996) et du DMS(P) (Dacey et al., 1998), les développeurs du modèle NODEM (Lefèvre et al., 2002) ont choisi que certains paramètres varient à l'échelle saisonnière et en profondeur. En effet, le taux de sédimentation du phytoplancton et du détritus (Sedimentation Sinking Rate Of Phytoplankton And Detritus) et le rapport C /Chl au niveau de la surface varient en fonction de l'angle zénithal. En revanche, le calcul du rapport C /Chl au niveau de la

profondeur varie en fonction de la pénétration de la lumière sous-marine (PAR). Le quatrième paramètre, le plus important pour le cycle du DMS(P), est le rapport S/N, qui varie également en fonction du PAR en surface et en fonction de l'absorption de la lumière sous-marine en profondeur. Ainsi, dans le couplage avec le MLC, les deux rapports S/N et C/Chl simulés par NODEM-GOTM diffèrent par rapport aux simulations GOTM-NODEM-MLC (fig. 2.18 et 2.19) puisque, le rayonnement solaire (PAR) au niveau de la surface n'est plus calculé par un modèle spectral indépendant (cas GOTM-NODEM) mais par le modèle atmosphérique MLC. De plus, l'absorption des lumières en profondeur est calculée directement par le modèle, contrairement à la version précédente NODEM-GOTM où l'on se fondait sur le modèle spectral (Sathyendranath and Platt 1988). Néanmoins, la simulation du rapport S/N et C/Chl par NODEM-GOTM-MLC (fig. 2.18.a et 2.19.a) et par NODEM-GOTM (fig. 2.18.b et 2.19.b) est marquée par un taux plus faible des deux rapports durant l'hiver et le début du printemps et par un taux élevé durant l'été. En effet, durant l'hiver et le début du printemps, le phytoplancton est dominé par de larges algues qui se distinguent par un taux plus faible du rapport S/N et C/Chl, contrairement à l'été où le phytoplancton est dominé par de petites algues se caractérisant par un taux élevé du rapport S/N et C/Chl (fig. 2.18 et 2.19) (Lefèvre et al., 2002).

De plus, l'analyse de sensibilité du DMSP_p et du DMS aux paramètres biologiques (appendice B), effectuée pour l'ancienne version NODEM-GOTM (Le Clainche et al., 2004) et la version non couplée NODEM (Lefèvre et al., 2002), montre que le rapport S/N est la variable la plus sensible du modèle (appendice C). En fait, une variation de $\pm 50\%$ de ce paramètre implique une altération de 100% aux budgets du DMS et du DMSP_p. Ainsi, la différence du rapport S/N entre la simulation NODEM-GOTM (fig. 2.18.b) et la simulation NODEM-GOTM-MLC (fig. 2.18.a) implique-t-elle une différence du cycle annuel du DMS(P) simulé par NODEM-GOTM-MLC et NODEM-GOTM (fig. 2.12 et fig. 2.13).

À l'opposé de la concentration de la Chla (fig. 2.11), inversement proportionnelle au rapport C/Chl (fig. 2.19), la concentration du DMS(P) est proportionnelle au rapport S/N . Ainsi, la sous-estimation du rapport S/N avec la profondeur notée sur la simulation NODEM-GOTM-MLC (fig. 2.18.a) implique-t-elle une sous-estimation du cycle du DMSP_p (fig. 2.12.b). Par contre, NODEM-GOTM simule plus de DMSP_p en profondeur (fig. 2.12.c) suivant le rapport S/N (fig. 2.18.b), étant donné que la version non couplée avec l'atmosphère se fonde sur le modèle spectral (Sathyendranath et Platt, 1988) pour calculer le champ de lumière dans la zone euphotique, comme nous l'avons mentionné auparavant.

D'autre part, vu que le calcul du rapport S/N avec la profondeur est en fonction de l'absorption de la lumière sous-marine (PAR), le bon choix des coefficients d'extinctions est un facteur déterminant dans la simulation du DMS(P). Dans le cas de la simulation NODEM-GOTM-MLC, nous avons choisi les coefficients d'extinctions de Jerlov (Jerlov, 1968) dépendant de l'eau claire de type I et de la concentration de phytoplancton, sans tenir compte de la concentration du détritus. En fait, au niveau de la mer des Sargasses, le détritus et/ou les matériaux organiques colorés dissouts sont significatifs et jouent un rôle important dans le budget total d'atténuation de la lumière (Siegel et Michaels, 1995). La correction de l'absorption sous-marine du rayonnement solaire (PAR) peut alors améliorer la simulation du DMS(P).

L'absence du pic du DMSP_p au mois de juillet (fig. 2.12.b) est probablement également liée à la faiblesse marquée au calcul de l'absorption du rayonnement solaire (PAR).

La surestimation des pics de la Chla (fig. 2.11.b) et du DMS(P) du mois de février par le modèle NODEM-GOTM-MLC (fig. 2.12.b et 2.13.b) est peut être due à la sous-estimation de l'épaisseur de la couche de mélange (fig. 2.8.b) (quasi nulle au début du mois), elle-même probablement liée à une sous-estimation du vent (fig. 2.8.a) durant la même période. Cette sous-estimation du vent dont la valeur est égale à 2.5m/s

avant de commencer à accroître s'explique par l'utilisation des tendances dynamiques déduites des données aérologiques, prises au niveau de la station terrestre Bermudes qui est éloignée de 28,24km de l'Hydrostation S, le lieu de simulation situé sur l'océan.

En ce qui concerne le pic du mois d'avril observé dans la simulation du DMSPp par NODEM-GOTM (fig. 2.12.c), une autre constatation découle de la comparaison du rapport S/N durant ce mois entre la simulation NODEM-GOTM-MLC (fig. 2.18.a) et NODEM-GOTM (fig. 2.18.b) : le rapport S/N n'est pas le seul et le principal responsable sur l'apparition d'un large pic au début du mois d'avril dans la simulation NODEM-GOTM (fig. 2.12.c), la stabilité de la couche de mélange est un autre facteur qui entre en jeu et fait apparaître ce pic plus grand que la simulation NODEM-GOTM-MLC (fig. 2.12.b). En fait, le rapport S/N au début du mois d'avril simulé par NODEM-GOTM (fig. 2.14.b) est relativement faible comparé à la simulation NODEM-GOTM-MLC (fig. 2.14.a), toutefois contrairement à nos attentes, la concentration du DMSPp simulée par ce dernier (fig. 2.12.b) est plus faible que celle de NODEM-GOTM (fig. 2.12.c) durant ce début de ce mois. La surestimation de la concentration du DMSPp simulé par NODEM-GOTM peut s'expliquer par l'analyse de l'épaisseur de la couche de mélange durant le début du mois d'avril qui montre que la couche de mélange est plus stable dans la simulation NODEM-GOTM (fig. 2.9.b) que dans la simulation NODEM-GOTM-MLC (fig. 2.8.b). Cette sous estimation de la couche de mélange simulé par NODEM-GOTM au début du mois d'avril semble t-il derrière l'augmentation de la concentration du DMSPp durant cette période. La différence dans la couche de mélange entre les deux versions est associée à la différence entre le vent simulé par NODEM-GOTM-MLC (fig. 2.8.a) et celui de ré-analyse NCEP utilisé par NODEM-GOTM (fig. 2.9.a). Ainsi, l'imprécision du vent de la ré-analyse NCEP - moyenné sur une maille relativement large - a affecté la qualité de la simulation NODEM-GOTM.

L'un des points faibles du modèle couplé NODEM-GOTM-MLC réside dans son inaptitude à simuler la floraison du mois de septembre et dans sa sous-estimation de la floraison de mai. Cela peut s'expliquer par l'incapacité du modèle unidimensionnel à simuler certains types d'événements (Le Clainche et al., 2004). En fait, durant les mois de septembre et de mai, les isothermes (fig. 2.7) tendent vers l'isotherme 19°C, qui caractérise le passage des tourbillons océaniques de méso-échelle (McGillicuddy et al., 1998). La remontée de l'eau, riche en nutriments, associée au passage de ces tourbillons, semble être l'origine de la floraison du mois de mai et de septembre. Ces mécanismes de méso-échelle ne peuvent être représentés par le modèle unidimensionnel à moins d'être forcés à la frontière latérale.

Les autres facteurs qui influencent la qualité de la simulation du DMS (fig. 2.13.b), démontrés par l'étude de la sensibilité (appendice C), sont le rendement du DMS (DMS yield) ainsi que le taux de dégradation bactérienne. En effet, la valeur du premier est fixée à 40 % dans le modèle (appendice B); elle peut cependant varier avec la couche de mélange (Simó et Pedros-Alió, 1999). De même, le taux de dégradation bactérienne est constant (0.4 /jour) dans le modèle NODEM (appendice B), puisque ce dernier ne calcule pas explicitement les bactéries comme c'est le cas des modèles développés par Gabric et al. (1993) et Archer et al. (2003). Or, les activités bactériennes dépendent de chaque groupe bactérien et elles varient avec les saisons (Archer et al., 2003), chose que nous devons prendre en compte afin de corriger et d'améliorer la qualité de simulation.

2.6 Conclusion

Le but de ce travail était de développer et de valider le modèle couplé unidimensionnel NODEM-GOTM-MLC, en se fondant sur l'ancienne version NODEM-GOTM (Le Clainche et al., 2004). Ceci a été réalisé tout en étudiant l'ensemble des processus physiques et biogéochimiques influençant la production du DMS océanique et sa ventilation vers l'atmosphère durant l'année 1992.

L'analyse du bilan d'énergie au niveau de l'Hydrostation S, le site de l'expérience, montre que le refroidissement de l'océan durant l'automne et l'hiver est dû principalement à la perte d'énergie sous forme de chaleur latente et infrarouge, et le réchauffement de l'océan durant le printemps et l'été est dû au gain d'énergie radiative sous forme de flux solaire.

La validation des flux énergétiques au niveau de l'interface océan-atmosphère par les données NCEP montre que, en général, NODEM-GOTM-MLC est capable de reproduire les cinq principales composantes du flux net d'énergie d'une manière adéquate. La différence observée entre la simulation et les ré-analyses NCEP est peut être dû à plusieurs facteurs: d'une part, la différence de localisation géographique entre l'Hydrostation S ($32.16^{\circ}\text{N}, 64.5^{\circ}\text{W}$) et les données de ré-analyses NCEP moyennées sur une maille centrée à ($31.42^{\circ}\text{N}, 63.75^{\circ}\text{W}$), d'autre part, de l'utilisation des tendances dynamiques déduites des données aérologiques, prises au niveau de la station terrestre Bermudes ($32.37^{\circ}\text{N}, 64.68^{\circ}\text{W}$) au lieu de l'Hydrostation S.

En comparaison avec l'ancienne version NODEM-GOTM, la simulation des cycles du DMS et du DMSP_p a été améliorée suite au couplage avec MLC. Ceci est principalement observé dans la simulation du pic DMSP_p du mois de mai ainsi que dans les trois principaux pics du DMS. Cette amélioration se traduit quantitativement lors du calcul des coefficients de détermination, qui confirment que cette nouvelle version est mieux corrélée aux observations que l'ancienne. La différence observée entre les simulations et les observations est peut être liée principalement au choix des

coefficients d'extinctions — utilisés pour calculer l'absorption du rayonnement solaire dans la zone euphotique —, aux erreurs des paramétrages du modèle biogéochimique, et à l'incapacité du modèle 1D à simuler le passage des tourbillons océaniques de méso-échelle. Ainsi, une meilleure simulation de tous les composants du système climatique, a-t-elle nettement amélioré la production du DMS océanique ventilé vers l'atmosphère. Finalement, l'extension du couplage 1D sur le modèle 3D est primordiale pour prendre en considération les transports latéraux et mieux évaluer le rôle du DMS aux changements climatiques.

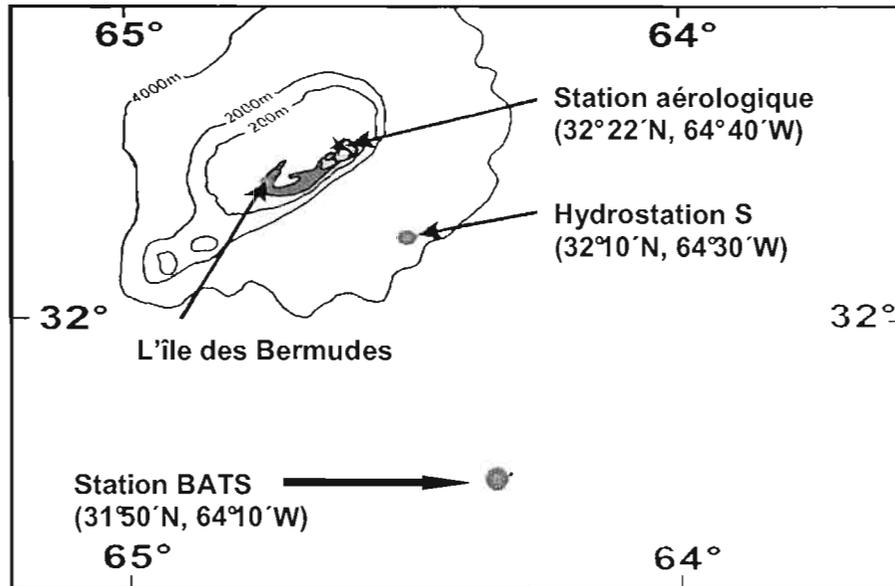


Figure 2.1 : Site de l'expérience au niveau de la mer des Sargasses.
Adapté de <http://www.opl.ucsb.edu>

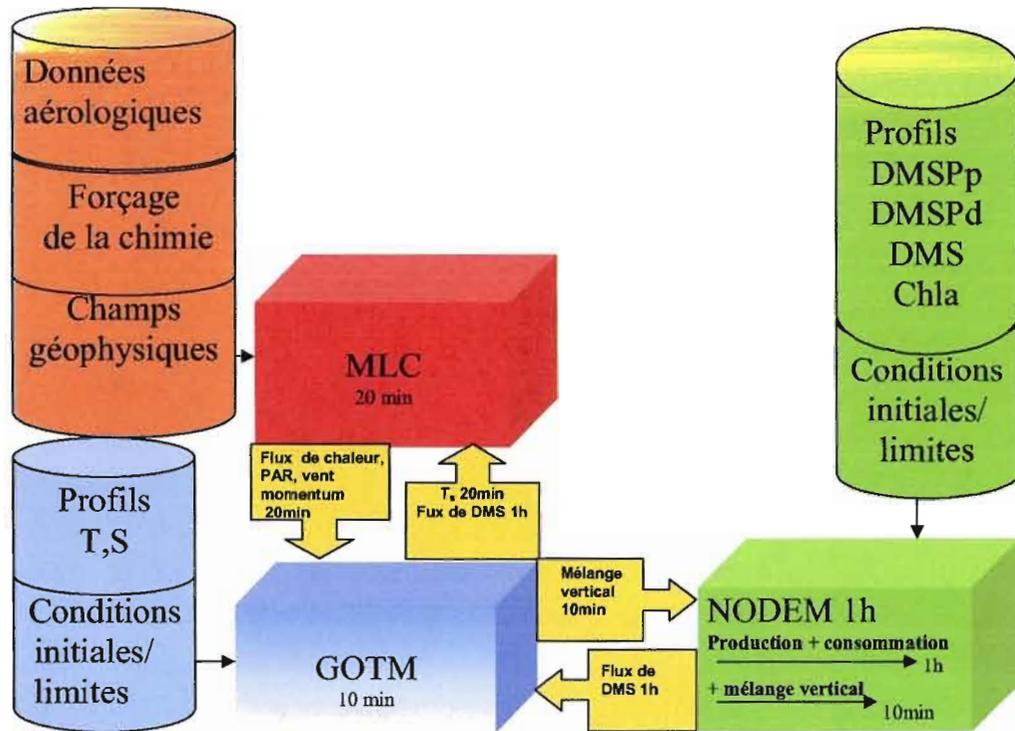


Figure 2.2 : Schéma général du couplage NODEM-GOTM-MLC

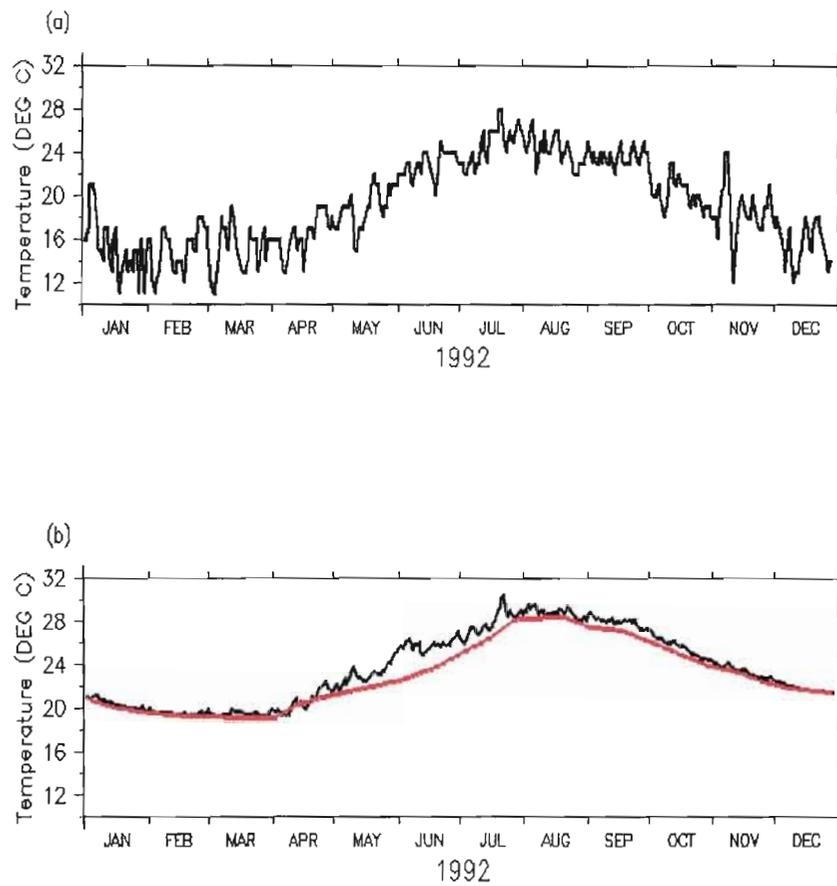


Figure 2.3 : L'évolution temporelle annuelle en 1992 (a) de la température de l'air à 998mb simulée par NODEM-GOTM-MLC; (b) de la température de surface simulée par NODEM-GOTM-MLC (noir) versus observée (rouge).

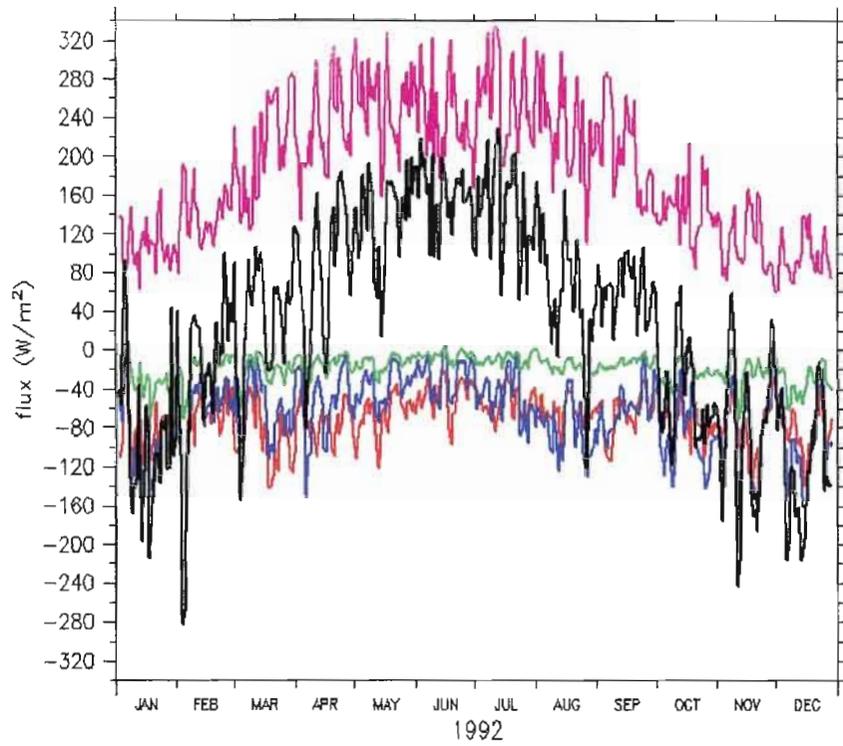


Figure 2.4 : L'évolution temporelle annuelle en 1992 du flux net d'énergie (noir), flux solaire absorbé (rose), flux infrarouge net (rouge), flux de chaleur latente (bleu) et du flux de chaleur sensible (vert).

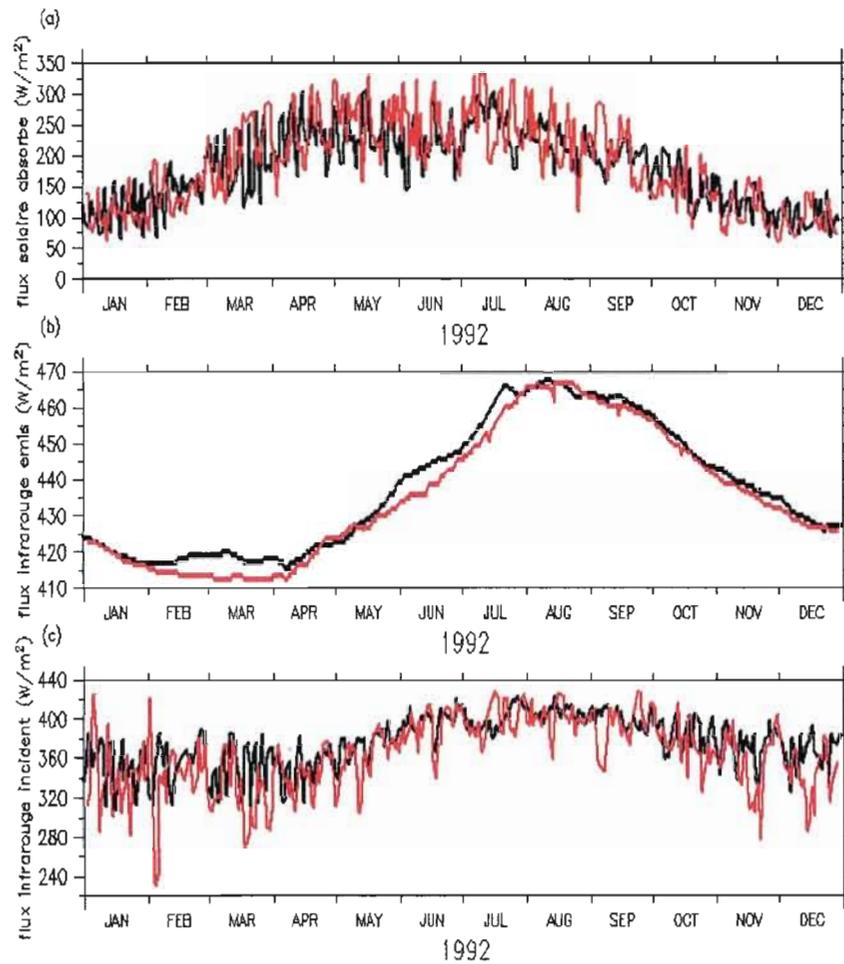


Figure 2.5 : La comparaison entre les séries temporelles annuelles, en 1992, des flux simulés par NODEM-GOTM-MLC (rouge) et les flux de ré-analyses NCEP (noir) pour (a) le flux solaire absorbé par la surface; (b) le flux infrarouge émis par la surface; (c) le flux infrarouge incident à la surface.

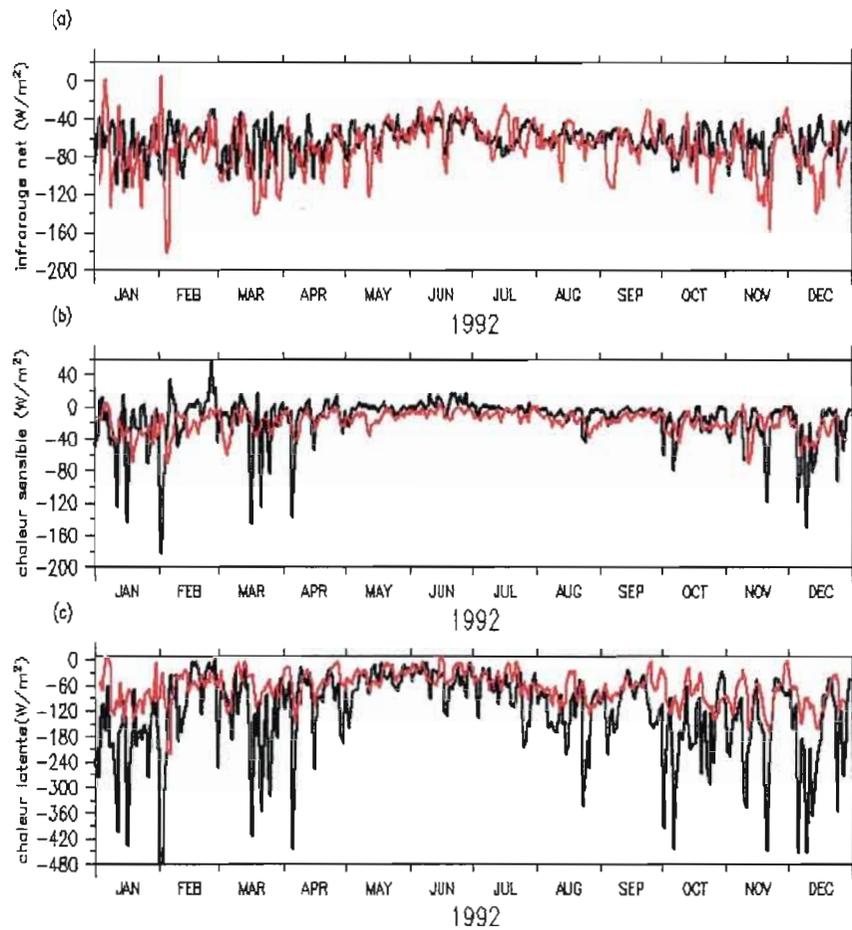


Figure 2.6 : La comparaison entre les séries temporelles annuelles, en 1992, des flux simulés par NODM-GOTM-MLC (rouge) et les flux de ré-analyses NCEP (noir) pour (a) le flux infrarouge net; (b) le flux de chaleur sensible; (c) le flux de chaleur latente.

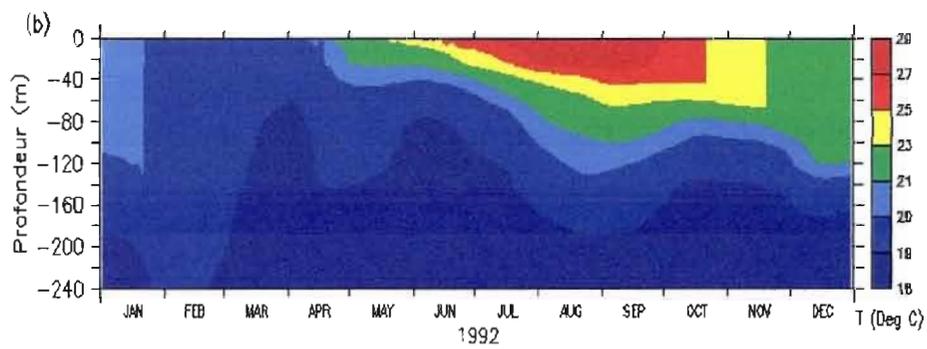
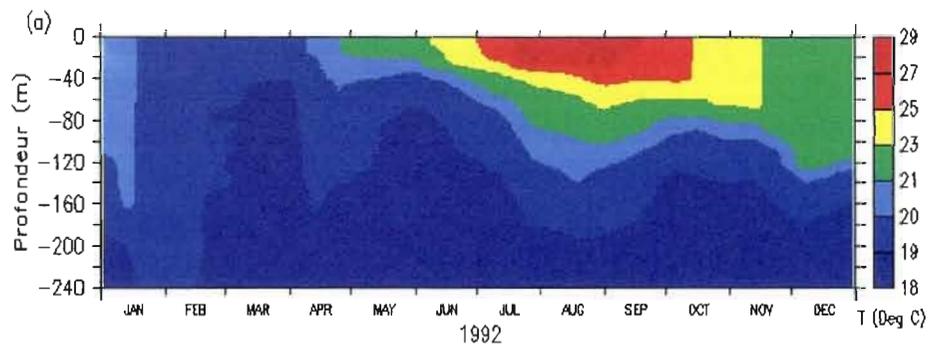


Figure 2.7 : Le cycle annuel de la température, en 1992, de l'océan au-dessus de 240 m de profondeur (a) interpolé à partir des données d'observations (Knap et al. 93, 94, 95, 97); (b) simulé par le modèle couplé NODEM-GOTM-MLC.

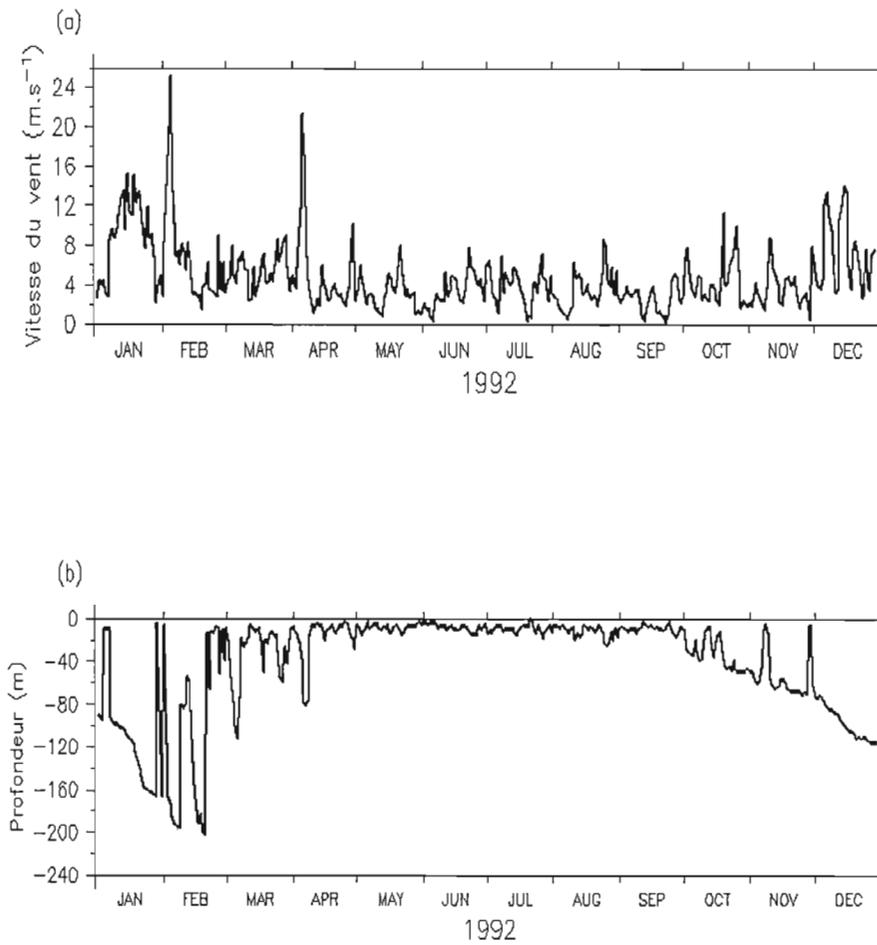


Figure 2.8: L'évolution temporelle annuelle en 1992 (a) du vent simulé par NODEM-GOTM-MLC; (b) de la couche de mélange simulée par NODEM-GOTM-MLC.

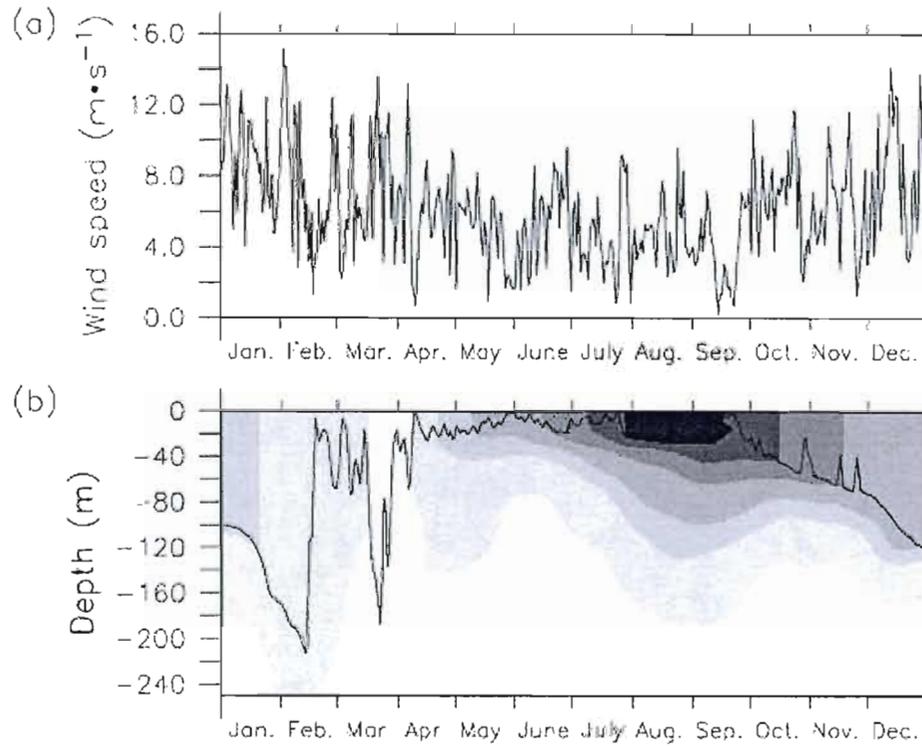


Figure 2.9: L'évolution temporelle annuelle en 1992 (a) du vent de ré-analyses NCEP utilisé dans la simulation NODEM-GOTM; (b) de la couche de mélange simulée par NODEM-GOTM (Le Clainche et al., 2004).

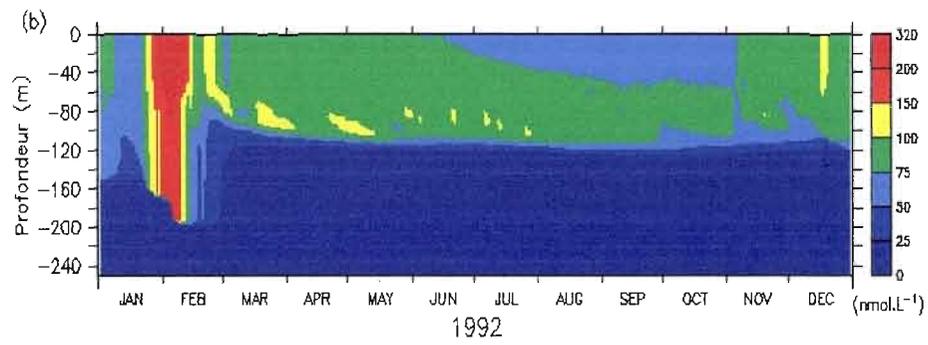
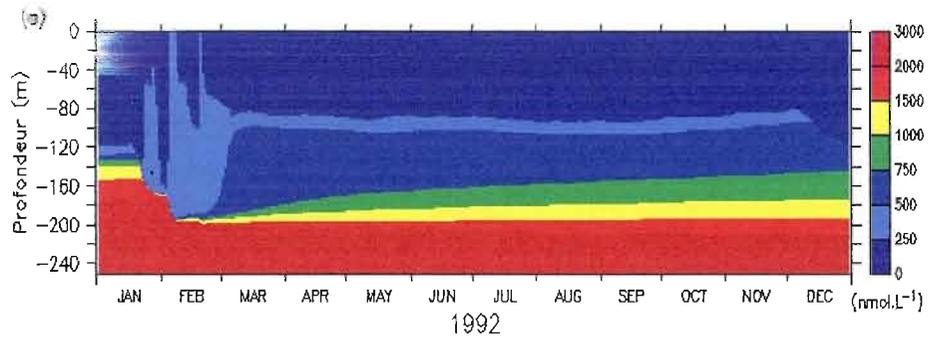


Figure 2.10 : Cycle annuel, en 1992, au-dessus de 250 m de profondeur de (a) la concentration des nutriments; (b) la concentration du phytoplancton.

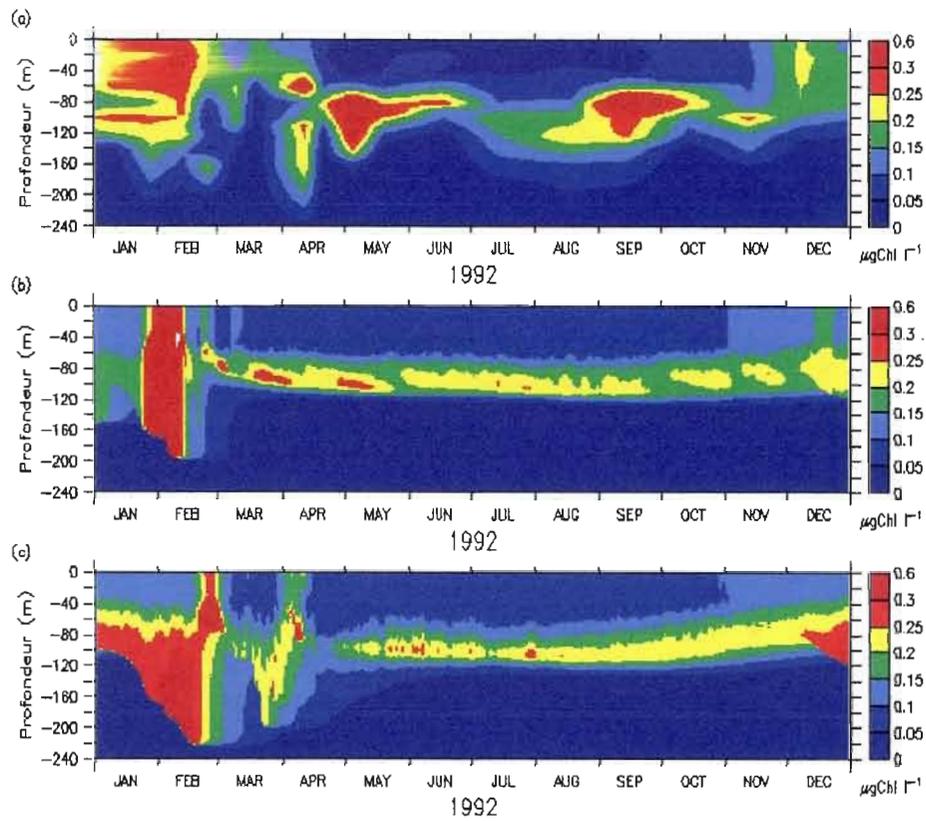


Figure 2.11 : Cycle annuel de la concentration du Chl a au-dessus de 250 m de profondeur, en 1992, (a) interpolée à partir des données d'observations de Michaels et Knap (1996); (b) simulée par NODM-GOTM-MLC; (c) simulée par le modèle NODM-GOTM (Le Clainche et al., 2004).

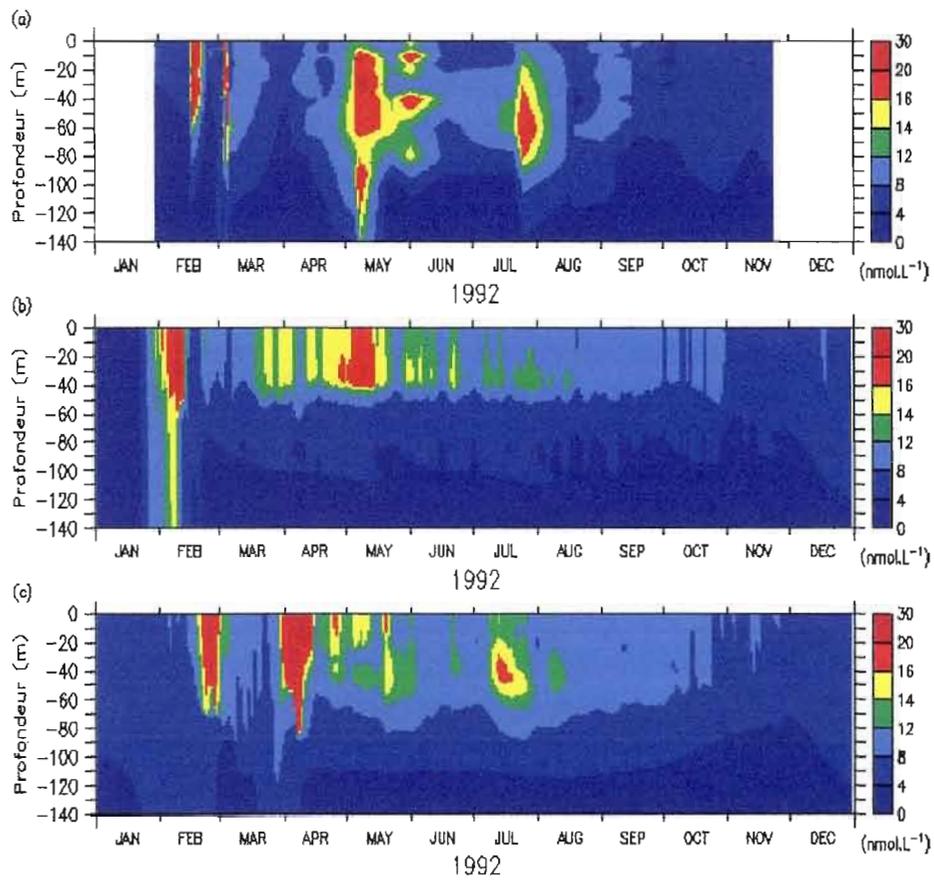


Figure 2.12 : Cycle annuel de la concentration du DMSP_p au-dessus de 250 m de profondeur, en 1992, (a) interpolée à partir des données d'observations de Dacey et al. (1998); (b) simulée par NODM-GOTM-MLC; (c) simulée par le modèle NODM-GOTM (Le Clainche et al., 2004).

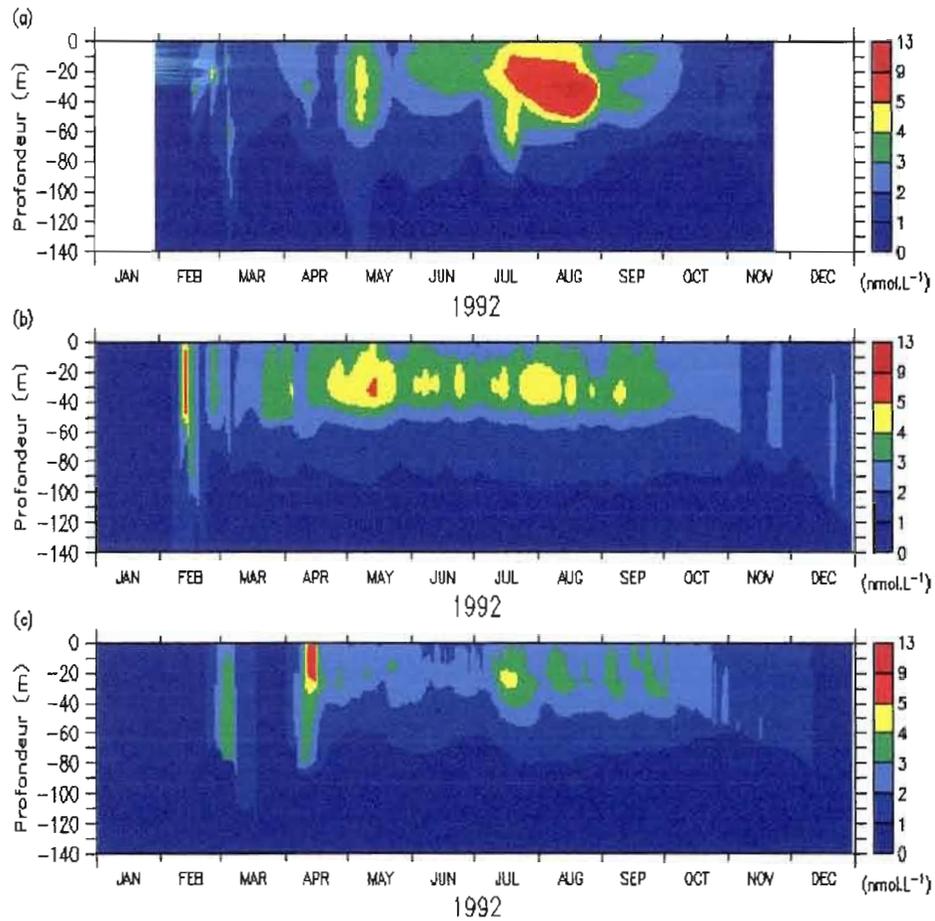


Figure 2.13 : Cycle annuel de la concentration du DMS au-dessus de 250 m de profondeur, en 1992, (a) interpolée à partir des données d'observations de Dacey et al. (1998); (b) simulée par NODM-GOTM-MLC; (c) simulée par le modèle NODM-GOTM (Le Clainche et al., 2004).

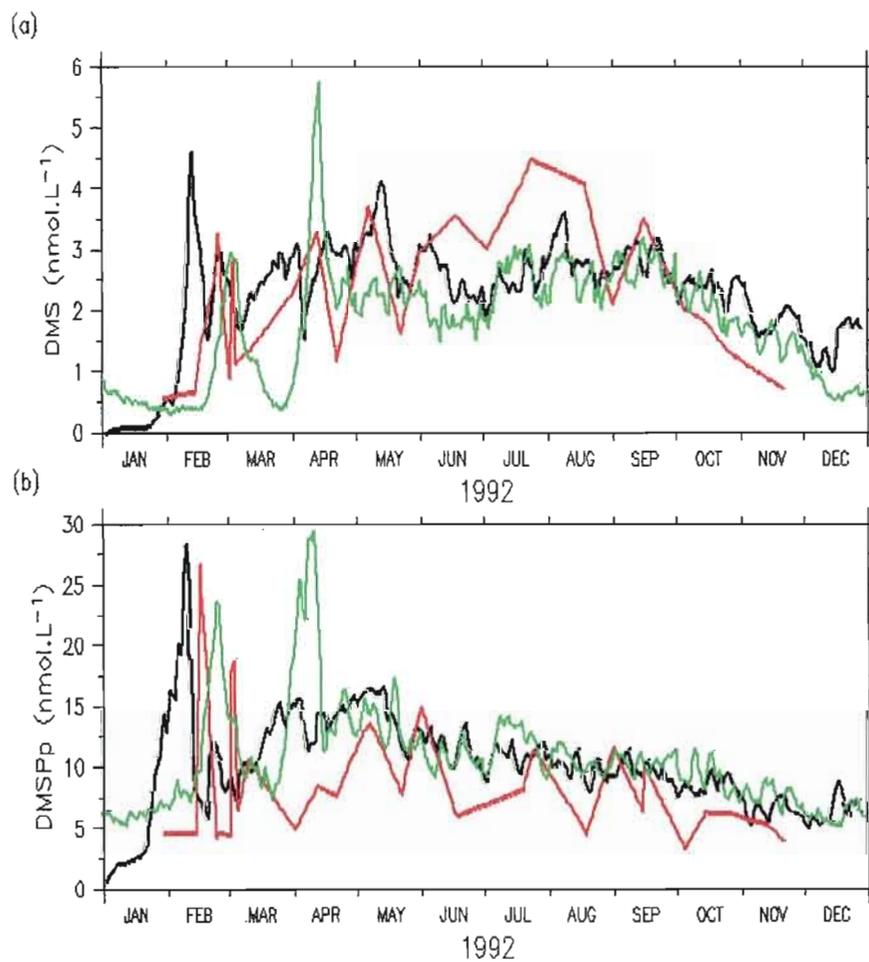


Figure 2.14 : L'évolution temporelle annuelle, en 1992, de la concentration du (a) DMS en surface simulée par NODEM-GOTM-MLC (noir) et par NODEM-GOTM (en vert) versus observée (rouge), et (b) du DMSP_p en surface simulée par NODEM-GOTM-MLC (en noir) et par NODEM-GOTM (vert) versus observée (rouge).

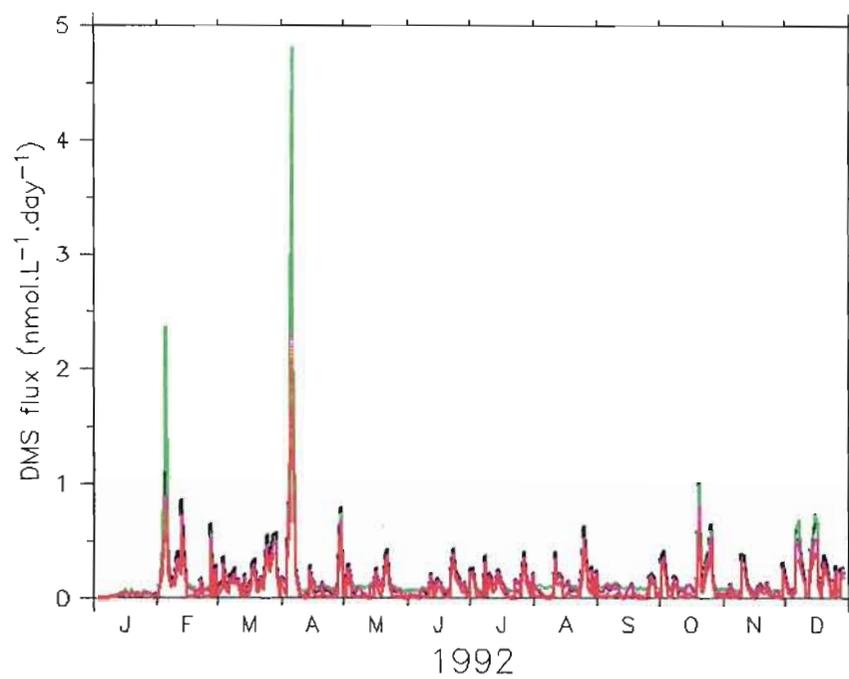
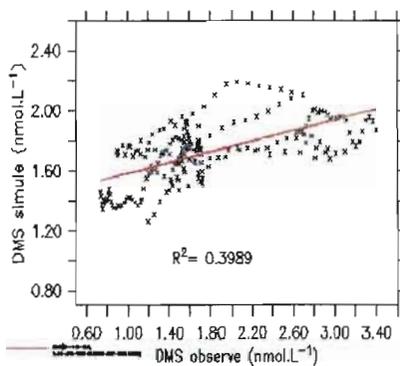
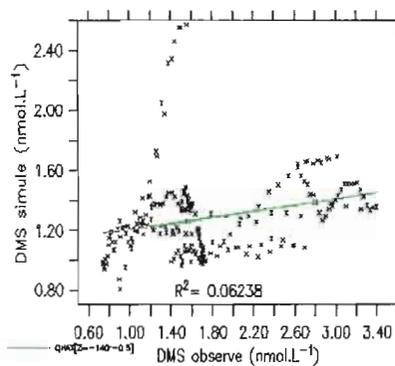


Figure 2.15 : Le flux du DMS ventilé vers l'atmosphère, en 1992, simulé par NODEM-GOTM-MLC suivant différentes méthodes; Erikson 1993 (vert), Wanninkhof 1992 (noir), Nightingale et al., 2000 (mauve), Liss & Merlivat 1986 (rouge).

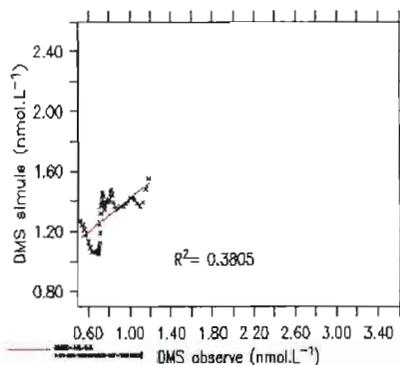
(a) NODEM-GOTM-MLC versus observation (E: AVR-> OCT)



(b) NODEM-GOTM versus observation (E: AVR-> OCT)



(c) NODEM-GOTM-MLC versus observation (H: OCT-> NOV)



(d) NODEM-GOTM versus observation (H: OCT-> NOV)

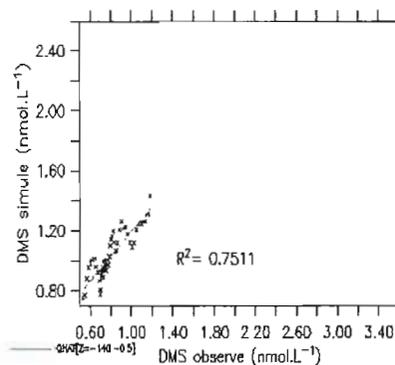
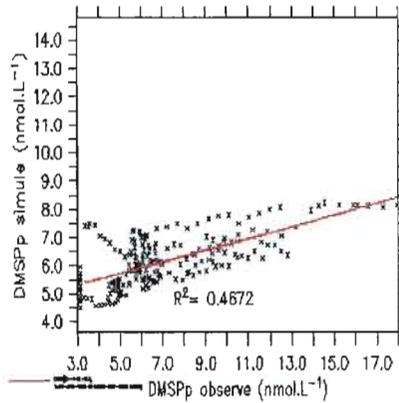
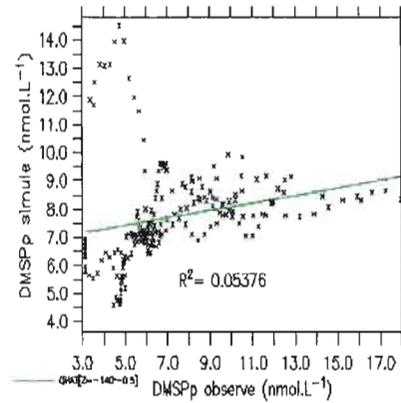


Figure 2.16 : La comparaison entre les données interpolées à partir des données d'observations de Dacey et al. (1998) et la simulation de la concentration du DMS, moyennée sur 140 m de profondeur, par NODEM-GOTM-MLC durant (a) l'été (avril jusqu'à octobre); (c) le début d'hiver (octobre et novembre), et par NODEM-GOTM durant (b) l'été (avril jusqu'à octobre); (d) le début d'hiver (octobre et novembre).

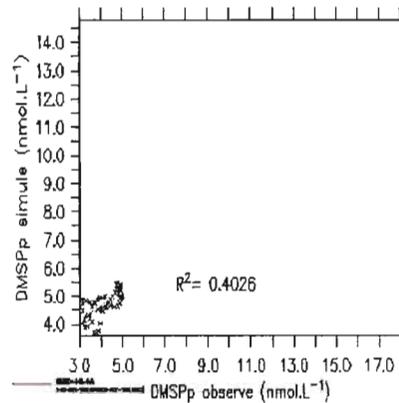
(a) NODEM-GOTM-MLC versus observation (E: AVR-> OCT)



(b) NODEM-GOTM versus observation (E: AVR-> OCT)



(c) NODEM-GOTM-MLC versus observation (H: OCT-> NOV)



(d) NODEM-GOTM versus observation (H: OCT-> NOV)

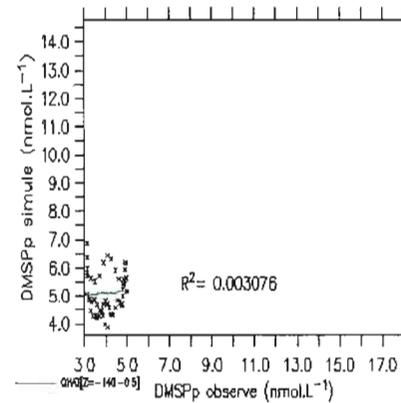
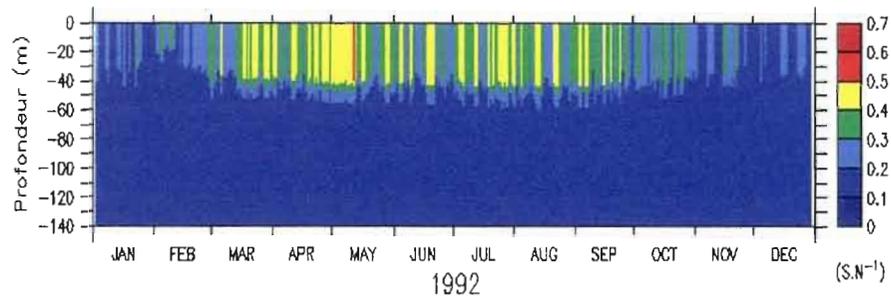


Figure 2.17 : La comparaison entre les données interpolées à partir des données d'observations de Dacey et al. (1998) et la simulation de la concentration du DMSP_p, moyennée sur 140 m de profondeur, par NODEM-GOTM-MLC durant (a) l'été (avril jusqu'à octobre); (c) le début d'hiver (octobre et novembre), et par NODEM-GOTM durant (b) l'été (avril jusqu'à octobre); (d) le début d'hiver (octobre et novembre).

(a)



(b)

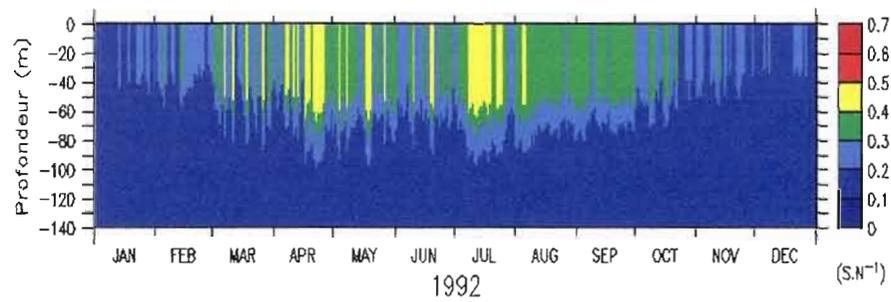
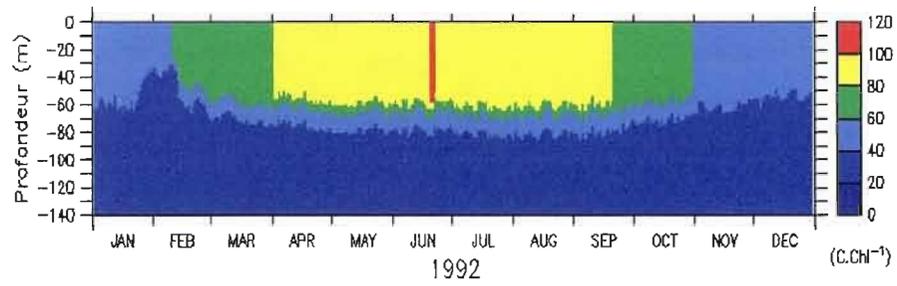


Figure 2.18 : L'évolution annuelle du rapport S/N, simulé par (a) NODEM-GOTM-MLC, et par (b) NODEM-GOTM.

(a)



(b)

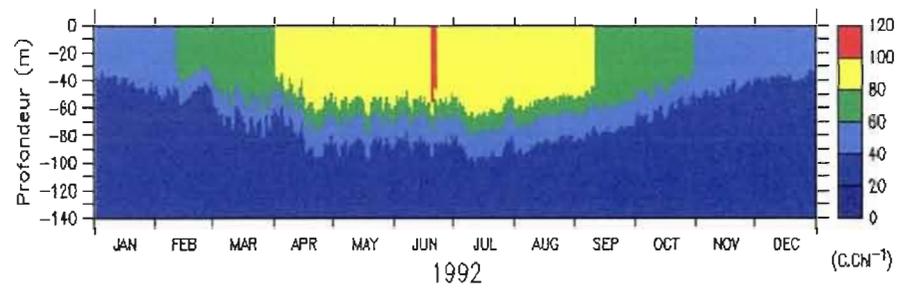


Figure 2.19 : L'évolution annuelle du rapport C/Chl, simulé par (a) NODEM-GOTM-MLC, et par (b) NODEM-GOTM.

CONCLUSION

Dans la perspective de développement d'un modèle numérique couplé atmosphère-océan-biogéochimique permettant de lier les processus physiques et biogéochimiques et de mieux comprendre la rétroaction entre l'océan et l'atmosphère, nous avons couplé la version unidimensionnelle du modèle atmosphérique NARCM (MLC) au modèle biogéochimique NODEM via le modèle océanique GOTM.

Le but de ce projet était, d'une part, de développer le modèle couplé NODEM-GOTM-MLC et, d'autre part, de valider et évaluer le modèle couplé au niveau de l'Hydrostation S en mer des Sargasses, durant l'année 1992, tout en étudiant l'ensemble des processus physiques et biogéochimiques qui ont conduit à la production du DMS océanique et à la ventilation du DMS vers l'atmosphère.

Pour parvenir à réaliser le couplage NODEM-GOTM-MLC, la stratégie suivie consistait principalement au développement d'une interface permettant les échanges des flux d'énergie, de masse et de quantité de mouvement entre les trois modèles. Par conséquent, dans la présente version, les flux atmosphériques nécessaires au forçage océanique sont calculés via MLC, contrairement à la version précédente NODEM-GOTM qui calcule le rayonnement solaire par un modèle spectral indépendant en se basant sur des variables prédictives provenant des données de ré-analyses NCEP.

Comme une variation du flux radiatif affecte la température de la surface et réciproquement, l'étude des interactions atmosphère-océan passe principalement par l'analyse du bilan d'énergie au niveau de la surface. Ainsi, avons-nous appliqué le

modèle couplé NODEM-GOTM-MLC afin d'examiner le flux net d'énergie et ses différents composants. Le résultat de cette analyse montre, d'une part, que les flux de chaleur latente et infrarouge net contribuent principalement à un transfert d'énergie de l'océan vers l'atmosphère durant l'hiver et l'automne. D'autre part, le flux solaire absorbé domine l'apport d'énergie de l'atmosphère vers l'océan durant le printemps et l'été. Le flux de chaleur sensible est négligeable durant presque toute l'année et ne contribue que faiblement au flux net d'énergie en surface. Le refroidissement de l'océan durant l'automne et l'hiver est associé principalement à la perte d'énergie sous forme de chaleur latente et infrarouge, et le réchauffement de l'océan durant le printemps et l'été est dû au gain d'énergie radiative sous forme de flux solaire.

Après l'analyse du bilan d'énergie, nous avons procédé à la validation des flux d'énergie au niveau de la surface à l'aide des données de la ré-analyse NCEP. Le résultat de la comparaison montre que, en général, NODEM-GOTM-MLC est capable de reproduire d'une manière adéquate les cinq principaux composants du flux net d'énergie. Nous avons suggéré que la différence observée entre la simulation et la ré-analyse NCEP résulte probablement d'une part de la différence de localisation géographique entre l'Hydrostation S et le centre de la grille de ré-analyse NCEP et d'autre part de l'utilisation des tendances dynamiques déduites des données aérologiques, prises au niveau de la station terrestre Bermudes (32.37°N, 64.68°W) au lieu de l'Hydrostation S.

Le modèle couplé NODEM-GOTM-MLC nous a aussi permis de suivre et de valider la dynamique de la production du DMS océanique en combinant les patrons des vents, de la couche de mélange océanique, de la température de la surface, de la Chla, du DMSP_p et du DMS. L'analyse des processus physico-chimiques par le modèle couplé a montré que les vents forts, pendant l'hiver, favorisent le mélange vertical et, par conséquent, l'apport de nutriments vers la surface, permettant ainsi le développement de la floraison printanière au début du printemps, spécialement

lorsque l'épaisseur de la couche de mélange diminue. Suite à la floraison printanière, la concentration du DMS et du DMSP_p augmente, et l'on constate ainsi la formation du pic du DMS et du DMSP_p au mois de février.

En été, les vents faibles et l'augmentation de la température de la surface favorisent la stratification de l'eau de même que la formation d'une mince couche de mélange, dans laquelle s'accumulent facilement le DMSP_p et le DMS.

La validation des cycles de la Chla, du DMSP_p et du DMS avec les données d'observations disponibles au niveau de l'Hydrostation S pour l'année 1992, nous a donné une idée claire sur les avantages et les limites du modèle couplé NODEM-GOTM-MLC.

En général, nous pouvons dire que NODEM-GOTM-MLC capte la majorité des événements locaux se produisant à petite échelle et à l'échelle saisonnière, en dépit du fait qu'il possède des limitations et des faiblesses. La différence entre la simulation et l'observation peut être due à plusieurs facteurs : les erreurs des paramétrages; la méthode de calcul de l'absorption du rayonnement solaire et les coefficients d'extinctions utilisés; les conditions initiales, la précision des paramètres du modèle et l'incapacité du modèle unidimensionnel à simuler certains types d'événements. Néanmoins, NODEM-GOTM-MLC marque une amélioration significative par rapport à la version précédente NODEM-GOTM (Le Clainche, 2004), se traduisant par la présence des principaux pics du DMS des mois de mai et d'août — non présents dans la version NODEM-GOTM. L'amélioration est aussi notable au niveau du pic du DMSP_p du mois de mai, presque négligeable dans la simulation NODEM-GOTM. Cependant, ce dernier apparaît meilleur pour la simulation du pic du DMSP_p du mois de juillet. D'autre part, l'ancienne version NODEM-GOTM simule d'une façon contradictoire le pic du DMSP_p et celui du DMS du mois d'avril — non présent dans les données d'observations. Brièvement, on peut dire que la nouvelle version NODEM-GOTM-MLC marque une amélioration dans le timing des événements locaux par rapport à NODEM-GOTM. Chose qui était plus visible quantitativement à l'aide du calcul des coefficients de détermination. La

comparaison entre les deux versions de ces coefficients, mensuels et saisonniers, du DMS et du DMSP_p, révèle d'une manière éloquent que la présente version est mieux corrélée aux données d'observations que l'ancienne ne l'était.

Ainsi, pouvons-nous dire que, probablement par une simple optimisation du forçage radiatif et des vents, nous avons noté une amélioration dans la production du DMS océanique et de sa ventilation vers l'atmosphère. Il est à noter que l'ancienne version NODEM-GOTM utilise les données de la ré-analyse NCEP comme forçage atmosphérique, dont la distance entre le centre de grille NCEP et l'Hydrostation S est de 109.17km, chose qui affecte négativement le résultat.

D'autre part, le calcul des flux du DMS, suivant quatre méthodes, a révélé que la méthode d'Erikson simule le maximum de flux par rapport aux autres méthodes, spécialement lors des journées caractérisées par un vent très fort. Au contraire, la méthode de Liss et Merlivat simule moins de flux du DMS vis-à-vis des autres méthodes. La différence entre ces deux méthodes (celle d'Erikson et celle de Liss et Merlivat) peut atteindre un facteur de 2.14.

En récapitulant, nous pouvons dire que la qualité de la simulation du cycle biogéochimique du DMS dépend de plusieurs facteurs :

- Les paramétrages de la dynamique du DMS
- Le forçage radiatif au niveau de la surface
- Les vents de surface et le mélange vertical
- L'absorption du rayonnement sous-marin et les coefficients d'extinctions
- Les conditions initiales et les paramètres du modèle

Ainsi, une meilleure simulation de tous les composants du système climatique améliore-t-elle la simulation de la production du DMS océanique et son flux vers l'atmosphère.

En conclusion, l'analyse des résultats du modèle couplé a prouvé l'habilité de NODEM-GOTM-MLC à lier les processus physiques et biogéochimiques au niveau océano-atmosphérique. Outre la reproduction du cycle biogéochimique de la production du DMS océanique et de sa ventilation vers l'atmosphère, cette nouvelle version permet aussi le suivi du transport et les transformations du DMS atmosphérique vers les aérosols sulfatés et l'étude des interactions aérosols-nuage-radiation.

À cet égard, nous recommandons fortement à nos successeurs d'une part, de faire quelques tests de sensibilité pour étudier l'interaction DMS-radiation et, d'autre part, d'évaluer le rôle du DMS sur le climat local avant d'élargir l'expérience aux climats régional et global. De plus, il sera important de vérifier la réponse du DMS sur une augmentation — ou sur une diminution — du rayonnement solaire, qui reste jusqu'à aujourd'hui, mal comprise.

Par ailleurs, il serait préférable, avant de commencer à faire des tests de sensibilité pour vérifier la rétroaction entre le DMS et le climat local, de faire quelques ajustements afin de perfectionner davantage cette nouvelle version. Nous croyons que les principaux ajustements à faire sont au niveau des paramétrages du modèle d'écosystème. En effet, nous disposons d'un outil numérique capable de tester les anciens et les nouveaux paramétrages à faible coût. De même, il est important de vérifier l'exactitude de l'absorption du rayonnement sous-marin et le choix des coefficients d'extinctions.

Finalement, l'extension de NODEM-GOTM-MLC sur un couplage tridimensionnel (3D) permet de corriger quelques faiblesses du modèle représenté par l'incapacité du modèle unidimensionnel à simuler certains types d'événements comme c'est le cas de passage de tourbillons océaniques de méso-échelle (McGillicuddy and al., 1998). De plus, le passage du couplage local vers un couplage tridimensionnel est nécessaire pour étudier la rétroaction entre le DMS et le climat,

tant au niveau régional que global, et ainsi évaluer le rôle du DMS dans les changements climatiques.

APPENDICE A

Les équations du modèle biogéochimique NODEM (Le Clainche et al., 2004)

1- Cycle de l'azote

➤ Phytoplancton (P)

$$(A1) \quad \frac{\partial P}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} (s_1 P + v_1 \frac{\partial P}{\partial z}) = (P \mu_{(PAR, NH_4, NO_3, T)}) - (P(e_1 + m_1) + Z_{g(P, T)})$$

La croissance phytoplanctonique μ est contrôlée par la photosynthèse P^B , la température T et la disponibilité de l'azote, selon l'équation suivante :

$$(A2) \quad \mu = P^B q_1 \left(\frac{[NO_3]^2}{K_{sNO_3}^2 + [NO_3]^2} + \frac{[NH_4]^2}{K_{sNH_4}^2 + [NH_4]^2} \right) e^{-0.069(T_0 - T)}$$

De plus, la photosynthèse P^B est contrôlée par la lumière (Photosynthetically Active Radiation) I_0 au niveau de la surface, le coefficient d'atténuation K_z , le taux maximum de la photosynthèse P_m^B et l'efficacité photosynthétique α^B .

$$(A3) \quad P^B = P_m^B \left(1 - e^{-\left(\alpha_\lambda^B I_{0\lambda, doy} \sin\left(\pi \frac{t}{dl}\right) e^{-kz} \right) / P_m^B} \right)$$

➤ **Microzooplancton (Z)**

$$(A4) \quad \frac{\partial Z}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(v_t \frac{\partial Z}{\partial z} \right) = (Z g_{(P,T)} a) - (Z(e_2 + m_2))$$

Le broutage g est contrôlé par la température T et par la disponibilité phytoplantonique P selon l'équation suivante :

$$(A5) \quad g = V_m \frac{[P]^2}{K_S^2 + [P]^2} e^{-0.069 (T_0 - T)}$$

➤ **Detritus (D)**

$$(A6) \quad \frac{\partial D}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(s_2 D + v_t \frac{\partial D}{\partial z} \right) = (Z(g_{(P,T)}(1-a) + m_2)) - D \delta_1$$

➤ **Azote organique dissoute (DON)**

$$(A7) \quad \frac{\partial \text{Don}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(v_t \frac{\partial \text{Don}}{\partial z} \right) = (P(m_1 + e_1) + Z e_2 + D \delta_1) - \text{DON} \delta_2$$

➤ **Ammonium (NH₄)**

$$(A8) \quad \frac{\partial \text{NH}_4}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(v_t \frac{\partial \text{NH}_4}{\partial z} \right) = \text{DON} \delta_2 - P \mu_{(PAR, \text{NH}_4, T)}$$

➤ **Nitrate (NO₃)**

$$(A9) \quad \frac{\partial \text{NO}_3}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(v_t \frac{\partial \text{NO}_3}{\partial z} \right) = -P \mu_{(PAR, \text{NO}_3, T)}$$

2- Cycle du DMS(P)

➤ Diméthylsulfoniopropionate particulaire (DMSP_p)

$$(A10) \quad \frac{\partial \text{DMSP}_p}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(v_t \frac{\partial \text{DMSP}_p}{\partial z} \right) = \frac{\partial (Pq_2)}{\partial t}$$

➤ Diméthylsulfoniopropionate dissout (DMSP_d)

(A11)

$$\frac{\partial \text{DMSP}_d}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(v_t \frac{\partial \text{DMSP}_d}{\partial z} \right) = \left(p(m_1 + e_1) + Z_{s(P,T)} \right) q_2 - \text{DMSP}_d \delta_3$$

➤ Diméthyle sulfurique (DMS)

$$(A12) \quad \frac{\partial \text{DMS}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(v_t \frac{\partial \text{DMS}}{\partial z} \right) = \text{DMSP}_d \delta_3 \gamma - \text{DMS} (\phi_z + \delta_4)$$

➤ Ventilation du DMS en surface

$$(A13) \quad F_{\text{DMS}} = k [\text{DMS}]$$

k est le coefficient de ventilation et [DMS] est la concentration du DMS océanique en surface.

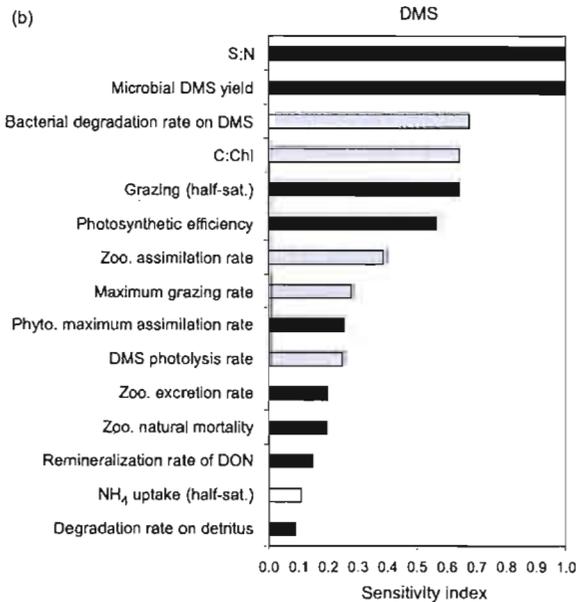
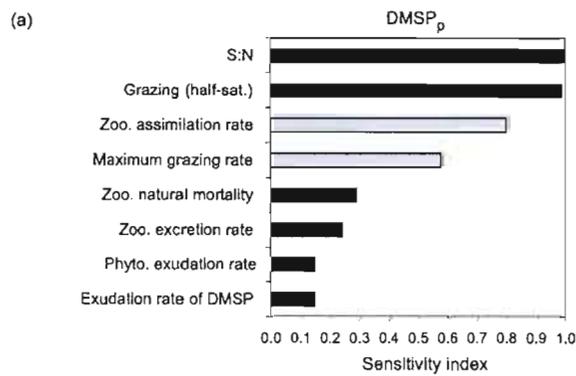
APPENDICE B

Tableau B.1 : Paramètres du modèle d'écosystème NODEM (Le Clainche et al., 2004)

Paramètre	Symbole	Valeur	Unité	Équation
C : Chl Le rapport cellulaire	q_1	50 - 100	Mg C.mg Chl ⁻¹	A2
S : N Quota intercellulaire du DMSP _p	q_2	0.1-0.5	Mg C .mg N ⁻¹	A10, A11
C : N Le rapport de la biomasse	q_3	5.7	Mg C .mg N ⁻¹	
Le taux de l'assimilation maximale photosynthétique	P_m^B	4.5	Mg C.mg Chl ⁻¹ .h ⁻¹	A3
L'efficacité photosynthétique	α^B	0.05	Mg C.mg Chl ⁻¹ .h ⁻¹ / (E.m ⁻² .s ⁻¹)	A3
Le coefficient de demi-saturation, NO ₃ ⁻	$K_{S_{NO_3}}$	0.2	mmol N.m ⁻³	A2, A9
Le coefficient de demi-saturation, NH ₄ ⁺	$K_{S_{NH_4}}$	0.15	mmol N.m ⁻³	A2, A8
Température de référence	T_0	20	°C	A2, A5
Le taux de l'exsudation phytoplanctonique	e_1	0.03	day ⁻¹	A1, A7, A11
Le taux de l'excrétion microzooplanctonique	e_2	0.05	day ⁻¹	A4, A7
Le taux de sédimentation phytoplanctonique	S_1	0.01 - 0.1	m.day ⁻¹	A1
Le taux de sédimentation du détrit	S_2	0.02 -0.2	m.day ⁻¹	A6
La mortalité naturelle du phytoplancton	m_1	0.01	day ⁻¹	A1, A7, A11
La mortalité naturelle du Microzooplancton	m_2	0.06	day ⁻¹	A4, A6
Le taux du broutage maximum	V_m	1	day ⁻¹	A5
Le coefficient de demi-saturation, Broutage	K_x	0.15	Mmol N.m ⁻³	A5
L'efficacité de l'assimilation du Microzooplancton	A	70	%	A4, A6
Le taux de la dégradation bactérienne du détrit	δ_1	0.4	day ⁻¹	A6, A7
Le taux de la reminéralisation du DON à NH ₄ ⁺	δ_2	0.1	day ⁻¹	A7, A8
Le quota cellulaire du S _{DMSP_p}	q_2	0.1 - 0.5	Mg S.mg N ⁻¹	A10, A11
Le taux de la dégradation microbienne de DMSP _g	δ_3	3	day ⁻¹	A11, A12
Le rapport de la dégradation bactérienne de DMS	δ_4	0.01	day ⁻¹	A12
Le rendement du DMS (%)	γ	40	%	A12
Le taux de la photolyse du DMS	ϕ	0.003	h ⁻¹ .(W.m ⁻²) ⁻¹	A12

APPENDICE C

Indice de sensibilité annuel en 1992 (a) du DMSP_p et (b) du DMS moyennés au-dessus de 60 m de la surface quand on change par $\pm 50\%$ les paramètres utilisés dans le modèle couplé. Les barres noires indiquent des indices de sensibilité positifs (augmentation du budget quand le paramètre est augmenté de 50%); les barres ombragées indiquent des indices négatifs (pour plus de détails, voir Le Clainche et al., 2004).



BIBLIOGRAPHIE

- Andreae, M.O., 1980. Dimethyl sulfoxide in marine and freshwaters. *Limnology Oceanography* 25, 1054-1063.
- Ayers, G.P., et Gillett, R.W. 2000. DMS and its oxidation products in the remote marine atmosphere : implications for climate and atmospheric chemistry I *Sea Res* 43 :275-286.
- Boer, G. J., N. A. McFarlane, R. Laprise, J. D. Henderson, et J. P. Blanchet. 1984a. The Canadian Climate Centre Spectral atmospheric general circulation model. *Atmos. Ocean*, 22: 397-429.
- Bopp, L., Aumont, O., Belviso, S., et Monfray, P. 2003, Potentiel impact of climate change on marine DMS (dimethylsulfide) emissions. *Tellus*, 55B : 11-22.
- Bopp, L., Boucher, O., Aumont, O., Belviso, S., Dufresne, J-L., Pham, M., et Monfray, P. 2004, Will marine dimethylsulfide emissions amplify or alleviate global warming? A model study. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 61(5), 826-835.
- Bourque, A. 1998. Développement et applications du modèle local de climat. Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec a Montréal, 149 p.
- Brasseur, G.P., D.A. Hauglustaine, S. Walters, P.J. Rasch, J.-F. Mueller, C. Granier, et X.X. Tie 1998, MOZART, a global chemical transport model for ozone and related chemical tracers. 1. Model description. *J. Geophys. Res.* 103 (D21), 28265-28289.
- Burchard, H., et Baumert, H. 1995. On the performance of a mixed-layer model based on the $k-\epsilon$ turbulence closure. *J. Geophys. Res.* 100(C5) : 8523–8540.

Burchard, H., et Petersen, O. 1999. Models of turbulence in the marine environment - a comparative study of two equation turbulence models. *J. Mar. Syst.* 21 : 29-53.

Canuto, V. M., A. Howard, Y. Cheng, and M. S. Dubovikov. 2001. Ocean turbulence. Part I: One-point closure model--momentum and heat vertical diffusivities, *J. Phys. Oceanogr.*, 31(6), 1413-1426.

Caya, D., R.Laprise, M. Giguère, G.Bergeron, J.-P.Blanchet, B.J. Stocks, G.J. Boer et N. A.MCFarlane. 1995. Description of the Canadian Regional Climate Model. *Wat.Soil Poll.*, vol.82,p. 477-482.

Charlson, R.J., Lovelock, J.E., Andreae, M.O., et Warren, S.G. 1987. Oceanic phytoplankton, atmospheric sulfur, cloud albedo and climate. *Nature (Lond.)*, 326 : 655-661

Dacey, J.W.H., Howse, F.A., Michaels, A.F., et Wakeham, S.G. 1998. Temporal variability of dimethylsulfide and dimethyl-sulfoniopropionate in the Sargasso Sea. *Deep-Sea Res. I*, 45 : 2085-2104.

Fouquart, Y., et B. Bonnel. 1980. Computation of solar heating of Earth's atmosphere: a New parametrization. *Beitr. Phys.*, 53: 35-62.

Gabric, A., Murray, N., Stone, L., et Kohl, M. 1993. Modeling the production of dimethylsulfide during a phytoplankton bloom. *J. Geophys. Res.* 98(C12) : 22 805 - 22 816.

Gabric, A.J., Whetton, P.H., Boers, R., et Ayers, G.P. 1998. The impact of simulated climate change on the air-sea flux of dimethylsulphide in the subantarctic Southern Ocean. *Tellus Ser. B Chem. Phys. Meteorol.* 50 : 388-399.

Gong, S.L., L.A. Barrie et J.-P. Blanchet, 1997a. Modeling sea-salt aerosols in the atmosphere : 1. Model development. *J. of Geoph. Res.*, 102 (D3), 3805-3818.

Gong, S.L., L.A. Barrie, J.M. Prospero, D.L. Savoie, G.P. Ayers, J.-P. Blanchet, et L.

Spacek. 1997b. Modeling sea-salt aerosols in the atmosphere: 2. Atmospheric concentrations and fluxes. *J. of Geoph. Res.*, 102 (D3), 3819-3830.

IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

IPCC, 2001 : *Climate Change 2001 : The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the third Assesment Report of the Intergovernmental panel on Climate Change.* Edite par J. T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der linden, X. Dai, K. Maskell, et C. A. Johnson. Cambridge University press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 572 pp.

Jerlov, N. J. 1968 : *Optical Oceanography.* Elsevier, 194 pp.

Jones, A., D.L. Roberts et Slingo, A.1994. A climate model study of the indirect radiative forcing by anthropogenic sulphate aerosols. *Nature*, 370, 450-453.

Joseph, J. H., W. J. Wiscombe, et J.A. Weinman. 1976. The delta-Eddington approximation for radiative flux transfert. *J. Atmos. Sci.* 33: 2452-2459.

Keller, M.D. 1989. Dimethyle sulfide production and marine phytoplankton : The importance of species composition and cell size. *Biol. Oceanogr.* 6(5-6) :375-382.

Kettle, A.J. et Andreae, M.O. 2000. Flux of dimethylsulfide from the oceans : a comparaison of update data sets and flux models. *J.Geophysics.Res.* 105(D22) :26 93-26808.

Knap, A.H., Michaels, A.F., Dow, R.L., Johnson, R.J., Gundersen, K., Sorensen, J.C., et al. 1993. Bermuda Atlantic time-series study. BATS Data Rep. B-3. Joint Global Ocean Flux Study. pp. 25-36.

Knap, A.H., Michaels, A.F., Dow, R.L., Johnson, R.J., Gundersen, K., Sorensen, J.C., et al. 1994. Bermuda Atlantic time-series study. BATS Data Rep. B-4. Joint Global Ocean Flux Study. pp. 37-48.

Knap, A.H., Michaels, A.F., Dow, R.L., Johnson, R.J., Gundersen, K., Sorensen, J.C., et al. 1995. Bermuda Atlantic time-series study. BATS Data Rep. B-5. Joint Global Ocean Flux Study. pp. 49-60.

Knap, A.H., Michaels, A.F., Hansell, D., Bahr, F., Bates, N., Becker, S., et al. 1997. Bermuda Atlantic time-series study. BATS Data Rep. B-6. Joint Global Ocean Flux Study. pp. 61-72.

Le Clainche, Y, Levasseur, M, Vézina, A, Dacey, J.W.D., Saucier, F. 2004. Behavior of the Ocean DMS(P) pools in the Sargasso Sea viewed in a coupled biogeochemical-ocean turbulent model. *Can. J. Fish Aquat. Sci.*, 61: 788-803.

Lefèvre, M., Vézina, A., Levasseur, M., et Dacey, J.W.H. 2002. A model of dimethylsulfide dynamics for the subtropical North Atlantic. *Deep-Sea Res. I*, 49 : 2221-2239.

Liss, P.S. et L. Merlivat, 1986 : Air-sea gas exchange rates : Introduction and synthesis. In : *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*. P. Buat Menard (ed), D. Reidel Publishing, Berlin, 113-127.

Lovelock, J.E., Maggs, R.J. et Rasmussen, R.A. 1972. Atmospheric dimethyl sulphide and the natural sulphur cycle. *Nature* 237 : 452-453.

Lovelock, J.E. et Margulis, L. 1974. Atmospheric homeostasis by and for the biosphere: the Gaia Hypothesis. *Tellus XXVI*, 1-10.

Lovelock, James [Gaia Books 1991] (2001). *Gaia: The Practical Science of Planetary Medicine*. Oxford University Press US. ISBN 0-19-521674-1.

Malin, G., et Kirst, G.O. 1997 Algal production of dimethyle-sulfides and its atmospheric role. *J. Phycol.* 33 : 889-896.

McGillicuddy, J.D.J., Robinson, A.R., Siegel, D.A., Jannasch, H.W., Johnson, R., Dickey, T.D., McNeil, J., Michaels, A.F., et Knap, A.H. 1998. Influence of mesoscale eddies on the new production in the Sargasso Sea. *Nature (Lond.)*, 394 : 263–266.

McFarlane, N.A., G.J. Boer, J.-P. Blanchet et M. Lazare. 1992. The Canadian Climate Center Second-Generation General Circulation Model and its Equilibrium Climate. *J. Climate*, vol. 5, p. 1013-1044.

Michaels, A.F., et Knap, A.H. 1996. Overview of the U.S. JGOFS Bermuda Atlantic time-series study and the Hydrostation S program. *Deep-Sea Res. II*, 43(2–3) : 157–198.

Michaels, A.F., Knap, A.H., Dow, R.L., Gundersen, K., Johnson, R.J., Sorensen, J.C., Close, A., Knauer, G.A., Lohrenz, S.E., Asper, V.A., et al. 1994. Seasonal patterns of ocean biogeochemistry at the U.S. JGOFS Bermuda Atlantic time-series study site. *Deep-Sea Res. I*, 41 : 1013–1038.

Morcrette, J.-J., 1984. Sur la paramétrisation du rayonnement dans les modèles de la circulation générale atmosphérique. Thèse Ph.D., l'Université des sciences et techniques de Lille, 373 p.

Paulson, C. A., et J. J. Simpson, 1977. Irradiance measurements in the upper ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 952-956.

Sathyendranath, S., et Platt, T. 1988. The spectral irradiance field at the surface and in the interior of the ocean : a model for application in oceanography and remote sensing. *J. Geophys. Res.* 98(C8) : 9270–9280

S. D. Archer, F. J. Gilbert, J. Allen, J. C. Blackford, et P. D. Nightingale, “Modelling of the seasonal patterns of dimethyl sulphide production and fate during 1989 at a site in the North Sea,” *Canadian Journal of Fisheries Research*, vol. 61, pp. 765-787, 2004.

Siegel, D.A. et A.F. Michaels. 1996. Quantification of Non-Algal Light Attenuation in the Sargasso Sea : Implications for Biogeochemistry and Remote Sensing. *Deep-Sea Research* 43 :321-345.

Simó, R. 2001. Production of atmospheric sulfur by oceanic plankton : biogeochemical, ecological and evolutionary links. *Trends Ecol. Evol.* 16 : 287–294.

Simó, R., et Pedrós-Alió, C. 1999. Role of vertical mixing in controlling the oceanic production of dimethyl sulphide. *Nature (Lond.)*, 402 : 396–397.

Sciare, J., Mihalopoulos, N., et Dentener, F.J. 2000. Interannual variability of atmospheric dimethylsulfide in the southern Indian Ocean. *J. Geophys. Res.* 105 : 26369-26377.

Stefels, J., Steinke, M., Turner, S., Malin, G., Belviso, S. 2007. Environmental constraints on the production and removal of the climatically active gas dimethylsulphide (DMS) and implications for ecosystem modelling. *Biogeochemistry*, 83, 245-275.

Steiner, N., K. Denman, N. McFarlane, et L. Solheim, 2006 : Simulating the coupling between atmosphere-ocean processus and the planktonic ecosystem during SERIES, *Deep-Sea Res, II*, 53, 2434-2454.

Twomey, 1974 : Pollution et the planetary albedo. *Atmos. Environ.*, vol.8, pp.1251-1256.

Wanninkhof, R., 1992 : Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Res.*, 97, 7373-7382.