

UNIVERSITÉ TOULOUSE III - PAUL SABATIER

Ecole Doctorale des Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace

Formation Doctorale Océan, Atmosphère et Environnement

Thèse pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université Toulouse III

Discipline : **Océanographie Physique et Biologique**

présentée et soutenue par

Martin HURET

le 28 janvier 2005

Titre :

**Apports des données 'couleur de l'eau' à la
modélisation couplée physique-biogéochimie
en milieu dynamique côtier.**

**Application au Río de la Plata et au Golfe de
Gascogne.**

JURY

Serge Chauzy	Président	Professeur d'Université, Toulouse III
Nicolas Hoepffner	Rapporteur	Directeur de recherche JRC, Ispra
Andreas Oschlies	Rapporteur	Professeur au SOC, Université de Southampton
Véronique Garçon	Directrice de thèse	Directeur de recherche CNRS/LEGOS, Toulouse
Francis Gohin	Responsable scientifique	Chercheur IFREMER, Brest
Alain Herbland	Examineur	Directeur de recherche, IFREMER, Nouméa
Yves Morel	Invité	Ingénieur SHOM/LEGOS, Toulouse

Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS)
Institut Français pour la Recherche et l'Exploitation de la MER (IFREMER)

LEGOS

UMR5566-CNRS/UPS/CNES/IRD, Observatoire Midi-Pyrénées,
18 Av. Edouard Belin, 31401 Toulouse, Cedex 9 France

IFREMER

Département d'Ecologie Cotière
Centre de Brest,
29280 Plouzané, France

Remerciements

Ma thèse a été réalisée au sein de l'équipe Dynamique Physique/Biogéochimie Marine du LEGOS à Toulouse, et du Département d'Ecologie Côtière du centre IFREMER de Brest. Ce travail en collaboration a été cofinancé par le CNES et l'IFREMER.

Mes remerciements s'adressent tout d'abord à Véronique Garçon pour m'avoir accueilli dans son équipe et fait confiance au cours de ces trois années. Son soutien a été sans faille, de mes débuts toulousains, à mes voyages à l'étranger, jusqu'à ma fin de thèse à Brest, et ceci malgré l'éloignement géographique. Sa rigueur et son engagement scientifique m'ont beaucoup appris. Je remercie les différentes personnes de son équipe, tout particulièrement Isabelle Dadou pour avoir guidé mes premiers pas en modélisation et assimilation, ainsi que Joël Sudre pour son appui technique et informatique.

Je remercie infiniment Francis Gohin, sans qui je n'aurais pu continuer dans la recherche avec cette thèse. Grâce à lui je suis passé de la couleur de la Baie de Seine à celle du Golfe de Gascogne. Ses idées scientifiques débordantes, et son souci permanent de servir les autres, ont fait de la 'couleur de l'eau' en côtier une réalité, sans quoi ma thèse n'aurait pas été possible. Les relations de travail et amicales que nous avons depuis quatre ans m'ont été très agréables et enrichissantes. J'espère qu'elles se poursuivront encore pendant longtemps, et merci encore de m'avoir soutenu jusqu'ici. Je remercie Annie Chapelle et toute l'équipe de son laboratoire pour m'avoir accueilli parmi eux lors de mon séjour Brestois. Je remercie également Alain Ménesguen, Jean-François Guillaud et Cédric Bacher pour leur disponibilité et leurs conseils scientifiques avisés.

Je remercie l'ensemble des membres du jury pour leur disponibilité et l'attention qu'ils ont porté à ce manuscrit : Serge Chauzy qui m'a fait l'honneur de présider ce jury, Nicolas Hoepffner et Andreas Oschlies qui ont accepté de réaliser le travail délicat de rapporteur, Alain Herbland (examineur) et Yves Morel (invité) pour leur intérêt et leurs questions pertinentes sur mon manuscrit. Je remercie vivement Nicolas Hoepffner pour la piste de post-doctorat qu'il m'a ouverte, et qui s'est avérée très fructueuse.

Ce travail a pu être réalisé grâce aux précieux travaux, outils, et données de plusieurs personnes que je remercie ici : Pascal Lazure et Franck Dumas qui m'ont permis d'utiliser le code MARS, et qui m'ont initié à son utilisation; Andreas Oschlies et Véronique Garçon qui m'ont transmis leur modèle NPZD; Philippe Cugier et Franck Dumas pour leur travail de couplage de MARS aux modèles de production phytoplanktonique et sédimentaire de la Baie de Seine; Sophie Loyer pour l'ensemble de son travail sur le Golfe de Gascogne, support bibliographique et technique essentiel pour moi; Pierre Le Hir pour avoir mis à disposition son modèle de transport sédimentaire; Frédéric Mélin, Nicolas Hoepffner et Francis Gohin pour leurs différents produits 'couleur de l'eau'; Michel Lunven et Daniel Delmas pour les

précieuses données *in situ* qu'ils m'ont fournies; Olivier Archer et Jean-François Le Roux pour leurs différentes routines ainsi que leur aide informatique.

Ma gratitude s'adresse également à Diana Ruiz-Pino. Elle m'a donné l'opportunité de réaliser une campagne dans le grand Sud Antarctique, à bord de l'Almirante Irizar, dans le cadre du projet franco-argentin ARGAU. Ce fut une expérience scientifique et humaine inoubliable.

Clin d'oeil à tous les thésards du LEGOS et d'IFREMER que j'ai pu croisé, aux riders Toulousains et aux planchistes Brestois, à Muriel et Marie-Madeleine qui m'ont offert une place dans leur bureau ainsi que leur gentillesse, et finalement à Marie, Jacquot, et Baptiste, bon vent à vous tous. Un énorme merci à celles et ceux qui ont accueilli le squatteur que j'étais devenu en fin de thèse : François et Mélanie, Alix et Thomas, et François et Anne-Gaëlle.

Mes amis thésards de l'ENSAR, Laure, Benoit, François, Léo, Manu, Mathieu, Thomas ; c'est pour bientôt, ou très bientôt, je pense à vous. Et surtout à toi, ma petite Delphine.

Enfin, je souhaite terminer par ma famille, mes parents et mon frère. Je les remercie pour leur soutien permanent, et leur dédie l'ensemble de ce travail.

Table des matières

Introduction Générale	11
1 La télédétection de la ‘couleur de l’eau’	21
1.1 Mesure de la ‘couleur de l’eau’	22
1.1.1 Les capteurs de la ‘couleur de l’eau’	22
1.1.2 Principe de la mesure	23
1.1.2.1 La mesure du capteur	23
1.1.2.2 La réflectance de la surface des océans	24
1.1.2.3 Les effets atmosphériques	25
1.2 Le traitement de la donnée SeaWiFS	26
1.2.1 Les algorithmes de restitution de la chlorophylle <i>a</i>	26
1.2.1.1 Les algorithmes analytiques et semi-analytiques	26
1.2.1.2 Les algorithmes empiriques	27
1.2.1.3 Les corrections atmosphériques	28
1.2.2 L’estimation de la production primaire	28
1.2.3 Particularités liées au milieu côtier	30
1.2.3.1 Les erreurs liées aux différentes composantes optiques	30
1.2.3.2 Les erreurs dans les corrections atmosphériques	31
1.2.3.3 Adaptation des algorithmes	31
1.3 La base de données du Golfe de Gascogne	32
1.3.1 La chlorophylle <i>a</i>	32
1.3.2 Les Matières En Suspension (MES)	33
1.3.3 La base de données existante	36
1.4 La base de données sur le Río de la Plata	36
1.4.1 Nécessité de sélection d’un algorithme	36
1.4.2 Apports des données <i>in situ</i>	38
1.4.3 Comparaisons supplémentaires	40

1.4.4	Discussion	43
1.5	Conclusion du chapitre	44
2	Présentation du Río de la Plata et du Golfe de Gascogne	45
2.1	Particularités de la production primaire en milieu côtier	46
2.1.1	Les processus côtiers	46
2.1.2	Les processus à l'interface avec le large	47
2.2	Le Río de la Plata et la marge de Confluence	48
2.2.1	La région de Confluence	48
2.2.1.1	Hydrologie de la zone de Confluence	48
2.2.1.2	Evolution hydrologique saisonnière	51
2.2.2	Le Río de la Plata	55
2.2.2.1	Présentation de l'estuaire	55
2.2.2.2	Déterminisme de la production primaire	57
2.2.2.3	Evolution hydrologique saisonnière	57
2.3	Le Golfe de Gascogne	59
2.3.1	Présentation générale	59
2.3.2	Hydrologie	59
2.3.3	La production phytoplanctonique	60
2.3.3.1	La distribution saisonnière des MES	60
2.3.3.2	La distribution saisonnière en chlorophylle	66
2.4	Conclusion du chapitre	67
3	Modélisation physique-biogéochimie et estimation paramétrique	69
3.1	Le modèle hydrodynamique	70
3.1.1	Présentation générale	70
3.1.2	Les équations	71
3.1.2.1	Equations du mouvement	71
3.1.2.2	Equation de la chaleur	72
3.1.2.3	Equation de la salinité	72
3.1.2.4	Equation de la turbulence	72
3.1.3	Principes de résolution	73
3.1.4	Conditions aux limites	74
3.1.4.1	Les limites ouvertes	74
3.1.4.2	Conditions en surface	74

3.1.4.3	Les apports fluviaux	75
3.2	La modélisation biogéochimique	75
3.2.1	Couplage avec la dynamique	75
3.2.2	Caractérisation des principaux processus	77
3.2.2.1	Les limitations de la production primaire	77
3.2.2.2	Les termes puits pour le phytoplancton	78
3.2.2.3	Les processus de régénération de la matière minérale	78
3.2.3	Choix dans la modélisation	79
3.2.3.1	Caractéristiques de la modélisation biogéochimique	79
3.2.3.2	Choix des variables et précision des processus modélisés	80
3.3	Le problème de l'estimation paramétrique	81
3.3.1	L'assimilation de données en biogéochimie	81
3.3.1.1	Intérêt d'un couplage entre modèles et données	81
3.3.1.2	Différentes approches de l'assimilation de données	81
3.3.1.3	Application des méthodes en biogéochimie marine	82
3.3.2	Méthodes d'estimation de paramètres	84
3.3.2.1	Nature du problème inverse	84
3.3.2.2	Les différentes méthodes d'optimisation	84
3.3.2.3	Les stratégies évolutives	86
3.4	La méthodologie d'optimisation des paramètres	88
3.4.1	Choix de la méthode et configuration	88
3.4.2	Formulation de la fonction de coût	88
3.5	Conclusion du chapitre	90
4	La production primaire dans le panache du Río de la Plata	93
4.1	Le modèle couplé du Río de la Plata	94
4.1.1	Configuration	94
4.1.1.1	Domaine d'étude	94
4.1.1.2	Forçages et conditions aux limites	95
4.1.2	Le modèle biogéochimique	97
4.1.2.1	Choix du modèle	97
4.1.2.2	Formulation des processus	98
4.1.2.3	Les valeurs des paramètres	99
4.1.2.4	Apports fluviaux et conditions initiales	101
4.2	Validation du modèle	102

4.2.1	Validation du modèle hydrodynamique	102
4.2.1.1	La marée	102
4.2.1.2	Le panache de salinité saisonnier	103
4.2.2	Résultats de la production phytoplanctonique sur l'année 1999 . .	106
4.2.2.1	Description hydrologique	106
4.2.2.2	Evolution de la concentration en chlorophylle <i>a</i>	107
4.2.2.3	Comparaison avec les images SeaWiFS et quelques données <i>in situ</i>	108
4.2.2.4	Calcul de la production primaire	110
4.3	L'optimisation de paramètres	112
4.3.1	Configuration adoptée pour l'optimisation	112
4.3.1.1	Durée et zone d'optimisation	112
4.3.1.2	Choix des paramètres	112
4.3.2	Résultats de l'optimisation	114
4.3.2.1	Expériences jumelles	114
4.3.2.2	Assimilation des données SeaWiFS	121
4.3.2.3	Discussion	123
4.4	Conclusion du chapitre	125
5	La production primaire dans le Golfe de Gascogne	127
5.1	La modélisation biogéochimique dans le Golfe de Gascogne	128
5.1.1	Configuration	128
5.1.1.1	Domaine d'étude	128
5.1.1.2	Forçages et conditions aux limites	128
5.1.2	Le modèle biogéochimique	130
5.1.2.1	Présentation	130
5.1.2.2	Formulation des processus	130
5.1.2.3	Les valeurs des paramètres	135
5.1.3	Couplage à un modèle sédimentaire	135
5.1.4	Utilisation originale des MES satellitales	138
5.2	Résultats	140
5.2.1	La modélisation du bloom hivernal en février 2001	140
5.2.2	Evolution saisonnière de la chlorophylle en 2001	145
5.2.3	La production primaire annuelle en 2001	148
5.3	L'optimisation de paramètres	149

5.3.1	Configuration adoptée pour l'optimisation	149
5.3.2	Sélection des paramètres de contrôle	149
5.3.3	Expériences jumelles	153
5.3.4	Assimilation des données SeaWiFS	153
5.3.4.1	Modélisation des blooms	153
5.3.4.2	Discussion	157
5.4	Conclusion du chapitre	158
Conclusion générale et perspectives		161
Bibliographie		169
Annexes		183
A Article 1		185
B Article 2		223
C Comparaison de méthodes sur une trajectoire dans l'Océan Atlantique Nord		263
C.1	La méthode adjointe	263
C.2	Contexte	265
C.3	Résultats	267

Introduction générale :

Pourquoi et comment quantifier la production primaire en milieu côtier ?

L'océan côtier, à l'interface entre les continents et l'océan ouvert, est une zone présentant une dynamique physique et biologique complexe. L'hydrodynamique y est soumise aux apports d'eau douce, aux courants de marée, à différents forçages, dont celui du vent et de la circulation à grande échelle, avec selon les régions une combinaison de l'ensemble de ces influences. La production primaire est l'oeuvre des organismes photosynthétiques, qui transforment le carbone de sa forme minérale à sa forme organique. Ces organismes sont principalement représentés en milieu océanique par les algues phytoplanctoniques pélagiques. En zone côtière, cette production primaire est souvent intensifiée sous l'effet des processus physiques décrits précédemment, auxquels viennent s'ajouter les apports continentaux en nutriments. Les échelons trophiques supérieurs, comprenant les espèces exploitées par la pêche ou l'aquaculture, dépendent étroitement de la production primaire, et sont donc fortement représentés dans les régions côtières. Parallèlement à la prise de conscience de la richesse de ce milieu, l'étude du fonctionnement de l'écosystème côtier connaît un essor considérable depuis quelques décennies. L'objectif est d'estimer l'impact des modifications globales d'origine anthropique sur la santé de cet écosystème, de la qualité de ses eaux à son potentiel halieutique.

L'océan côtier dans les cycles biogéochimiques

Les océans ont un rôle primordial dans les cycles biogéochimiques des principaux éléments naturels, carbone, azote ou phosphore. Ils jouent avec la biosphère continentale le rôle de puits de carbone (Siegenthaler et Sarmiento, 1993). Au contraire, du fait du changement dans l'occupation des sols depuis le début de l'anthropocène (1800), les continents constituent une source nette de carbone (Sabine et al., 2004). L'absorption de carbone par les océans a été évaluée à 48% des émissions liées à la combustion fossile et à la production de ciments sur la période 1800-1994 (Sabine et al., 2004) (voir tableau 1). L'augmentation de carbone atmosphérique est la principale cause (effet de serre) des changements climatiques observés actuellement, d'où l'intérêt de quantifier le réel potentiel des océans à absorber ce surplus de carbone anthropique. La vitesse et la quantité de carbone recyclée par cette voie restent une question principale à approfondir par la communauté scientifique. L'enjeu majeur est d'anticiper un possible ralentissement ou une diminution de la capacité d'absorption à l'échelle des décennies ou des siècles à venir. Les océanographes ont lancé plusieurs projets internationaux tel que JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study, <http://www1.who.edu/jgofs.html>; (JGOFS, 1987)), pour mieux comprendre les processus qui contrôlent les flux de carbone entre l'atmosphère, la surface des océans et l'océan profond, ainsi que leur sensibilité aux changements climatiques observés.

Sources et puits de CO ₂	1800-1994	1980-1999
(1) Emissions (combustion des énergies fossiles, production de ciments)	244 ± 20	117 ± 5
(2) Accroissement atmosphérique	-165 ± 4	-65 ± 1
(3) Accroissement océanique	-118 ± 19	-37 ± 8
[-(1)-(2)-(3)] Flux Continent-atmosphère (Balance entre la source liée aux changements dans l'occupation des sols, et le puits terrestre résiduel)	39 ± 28	-15 ± 9

TAB. 1 – Budgets globaux de CO₂ anthropogénique en PgC (1 Petagramme = 10¹⁵g) d'après Sabine et al. (2004). Les valeurs positives représentent des flux vers l'atmosphère, les valeurs négatives des flux à partir de l'atmosphère. Les barres d'erreur montrent les incertitudes.

Depuis 1993, le programme LOICZ (Land Ocean Interaction in the Coastal Zone) s'intéresse à la nature et aux changements des interactions continent-océan-atmosphère dans la zone côtière. Le programme IMBER (Integrated Marine Biogeochemistry and Ecosystem Research, <http://www.imber.info/>), qui fait suite à JGOFS, laisse une place privilégiée à l'étude des marges continentales. L'intérêt grandissant pour une zone qui ne couvre que 7% de l'ensemble des océans tient au fait qu'elle concentre près de 25% de la production océanique globale et participe à environ 80% du piégeage sédimentaire

du carbone (Walsh, 1991; Smith et Hollibaugh, 1993). C'est également un lieu important pour la dénitrification, et un puits majeur dans le cycle du silicium. Sa localisation en fait par ailleurs la zone océanique la plus directement influencée du point de vue biogéochimique par les changements globaux d'origine anthropique.

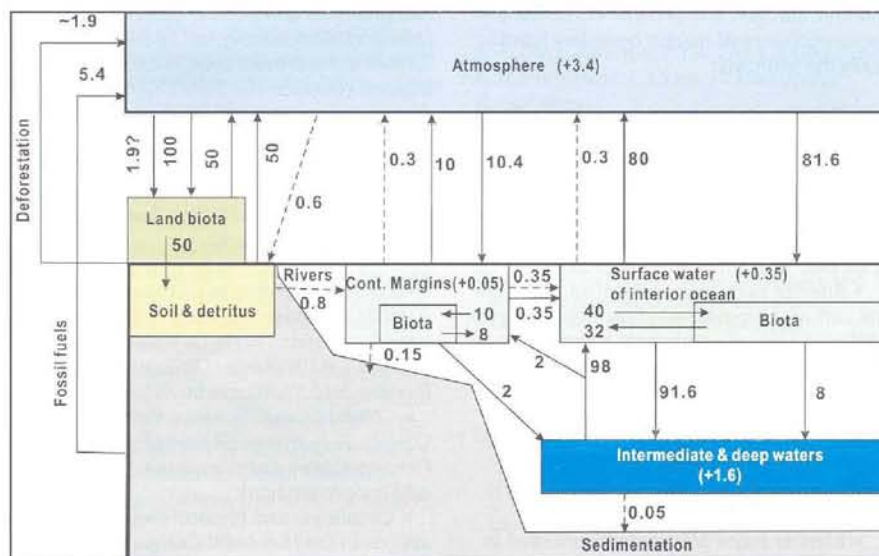


Fig. 1 – Flux globaux du cycle du carbone pour la période 1980-1989 en PgC.an^{-1} , version modifiée à partir de Siegenthaler et al. (1993) par Liu et al. (2000). Cette version tient compte du rôle des marges continentales.

Contrairement à l'océan ouvert, les marges continentales ont longtemps été considérées comme une source de carbone atmosphérique, du fait des nombreux apports fluviaux. Les résultats les plus récents montrent qu'elles représenteraient en fait un puits net de carbone (0.1 PgC.an^{-1}), en étant capable d'en absorber une quantité proportionnelle à leur volume, et en exportant vers le large et dans le sédiment une partie du carbone apporté par les rivières (Liu et al. (2000), Fig.1). La complexité et la diversité des processus physiques et biogéochimiques qui leur sont associés, rendent nécessaire le développement d'études régionales avant de réaliser des estimations de flux globaux fiables. Le rôle de la production primaire, véritable pompe biologique, dans les flux de carbone vers le sédiment et l'océan profond, ainsi que sa réponse aux changements climatiques observés et prévus, sont des questions placées au coeur des programmes cités précédemment.

Milieu côtier et eutrophisation

Le concept récent d'eutrophisation (Nixon, 1995) était à l'origine limité aux perturbations côtières engendrées par l'excès de nutriments en provenance des rivières et lié aux

activités humaines sur les bassins versants. L'effet principal étant l'augmentation de la production phytoplanctonique, avec risque d'anoxie des eaux de fond en cas de trop forte biomasse. L'extension du concept par Cloern (2001) (Fig.2) à l'ensemble des facteurs de stress, comme les flux de contaminants, les invasions d'espèces exotiques et/ou toxiques, les aménagements au niveau des bassins versants et estuaires, l'aquaculture, la surpêche ou encore le changement climatique, montre à quel point l'équilibre de l'écosystème côtier est sans cesse mis en danger par l'activité humaine.

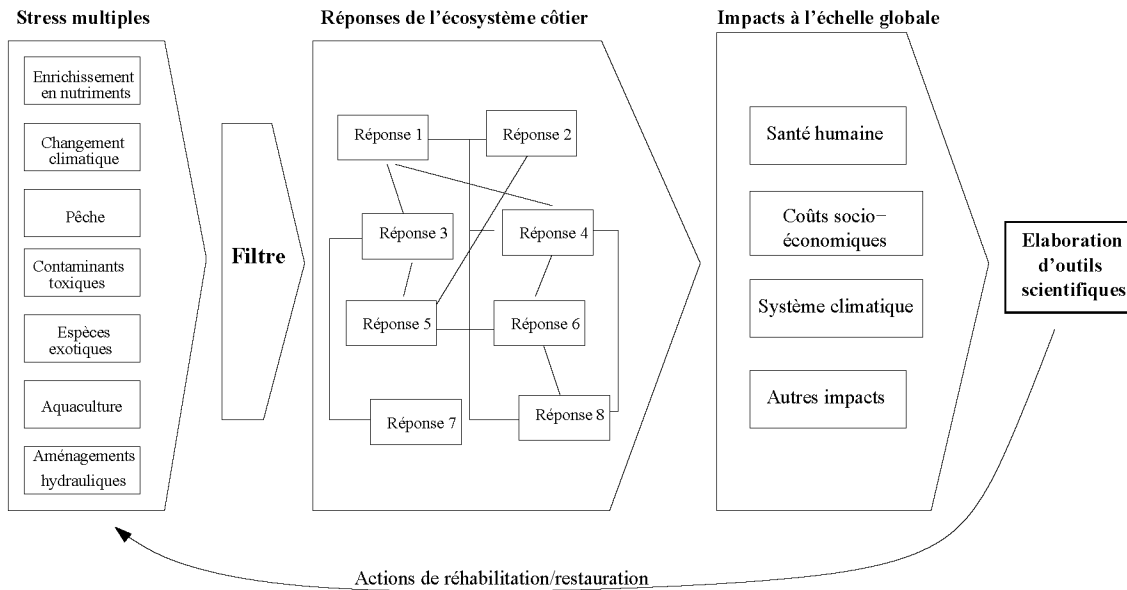


Fig. 2 – Schéma conceptuel de l'eutrophisation selon Cloern. L'océan côtier est vu comme un filtre qui module les réponses aux différents stress. D'après Cloern (2001).

Le grand nombre de facteurs, et le réseau de réponses complexes de l'écosystème, rendent les diagnostics et les solutions à apporter délicats, d'autant plus que ceux-ci vont être différents selon les spécificités de chaque zone. Or les enjeux humains et économiques sont considérables. Par exemple la contamination récurrente de certains coquillages par des algues toxiques représentent un risque important pour la santé humaine, ainsi qu'un coût majeur pour les producteurs lorsque la vente est interdite. La place centrale de la production phytoplanctonique dans ces phénomènes d'eutrophisation montre la nécessité d'un suivi et d'une bonne compréhension des processus associés. Un autre exemple est la difficulté de concilier la préservation de la ressource halieutique avec celle de nombreux emplois liés à la pêche, dans un contexte de changement climatique susceptible de déséquilibrer l'ensemble de la chaîne trophique.

La prise en compte de ces problématiques environnementales a abouti à l'échelle européenne à la mise en place de la politique de Gestion Intégrée de la Zone Côtière, avec notamment la Directive Cadre sur l'Eau, qui vise à la restauration du bon état écologique des systèmes aquatiques dont les eaux littorales. D'un point de vue informa-

tion et surveillance, GMES (Global Monitoring for Environment and Security) est une initiative commune à la Commission Européenne et à l'Agence Spatiale Européenne qui vise à instaurer un système de mise à disposition opérationnel de l'information pour la surveillance de l'environnement et la sécurité, avec un intérêt particulier pour la zone côtière.

Les outils d'étude de l'océan côtier

Les modèles numériques couplant biogéochimie et hydrodynamique côtière constituent un outil idéal pour la compréhension des processus d'échange entre les continents, les marges continentales, l'océan profond et l'atmosphère. En essayant d'approcher au mieux le fonctionnement des écosystèmes côtiers, ces modèles permettent de mettre en évidence les processus majeurs de leur dynamique en les hiérarchisant. Une fois validés, ils peuvent servir à la fois d'outil diagnostique pour la compréhension de phénomènes de crise, ou pronostic lors de la simulation de scénarios climatiques (exceptionnels ou de changement à long terme), ou d'influence anthropique (aménagements, réduction des apports). En ce sens ils peuvent contribuer à l'aide à la décision.

La difficulté d'approcher mathématiquement la réalité des processus naturels continue à rendre indispensable l'utilisation conjointe d'observations. Ceci afin de calibrer et valider nos modèles, mais aussi, et c'est le cas des modèles d'écosystèmes marins actuels, de les améliorer, pour pouvoir ensuite les utiliser en tant que modèles de prévision fiables. L'expression assimilation de données est associée à cette utilisation systématique des observations pour contraindre les modèles, que ce soit en vue de leur amélioration, ou d'une manière plus routinière afin d'en améliorer les prévisions.

Dans le domaine de la biogéochimie marine, les seules données disponibles ont longtemps été les mesures *in situ*, obtenues à partir de campagnes en mer ou d'instrumentation autonome. Ces mesures sont très diverses et permettent d'obtenir un bon aperçu de l'état de l'écosystème. Cependant elles possèdent une très faible couverture spatiale et temporelle, ne permettant pas d'avoir une vue synoptique de l'ensemble des processus. L'arrivée des mesures satellitales de la 'couleur de l'eau' représente un atout majeur pour l'étude des écosystèmes marins. Elles permettent en effet de mesurer de façon régulière les propriétés bio-optiques de la surface des océans, en l'absence de nuages, la mesure se faisant dans le domaine optique du visible. La réussite opérationnelle du capteur CZCS (Coastal Zone Color Scanner) lancé en 1977 a motivé le lancement d'autres capteurs de ce type tels que SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-View Sensor) en 1997. Celui-ci continue encore aujourd'hui à nous fournir des données de qualité, alors que d'autres capteurs cette fois-ci multi-spectraux prennent progressivement le relais, tels que MODIS (MO-

Derate resolution Imaging Spectroradiometer) ou MERIS (MEdium Resolution Imaging Spectrometer) à bord d'ENVISAT. La chlorophylle *a*, pigment photosynthétique principal des cellules végétales, modifie la couleur de l'eau en fonction de sa concentration. Le traitement algorithmique des mesures satellitales permet donc d'en estimer la concentration dans les eaux de surface. Cette estimation est fiable pour les eaux claires du large, mais l'est beaucoup moins pour les eaux côtières enrichies en matières en suspension et en substances jaunes (ou 'gelbstof'). Pour pallier ce problème, il est possible d'utiliser des algorithmes empiriques développés sur des régions pour lesquelles nous disposons de nombreuses données *in situ* et satellitales concomitantes.

Disposant à la fois de cette importante base de données 'couleur de l'eau', et de modèles de plus en plus réalistes, aussi bien pour le domaine du large que pour le côtier, il est devenu nécessaire de combiner ces différents outils par l'intermédiaire de l'assimilation de données. Pour cela, il est nécessaire de développer des méthodes d'assimilation adaptées aux processus biologiques, avec comme premier objectif d'améliorer la compréhension et la quantification de ces processus, avant d'utiliser d'autres techniques permettant d'améliorer les prévisions des modèles (Abbot, 1992).

Contexte et présentation de la thèse

Deux régions côtières sont étudiées dans le cadre de cette thèse, correspondant à mon affectation à deux laboratoires de recherche différents. La première moitié de thèse a été réalisée au sein de l'équipe Dynamique physique/Biogéochimie Marine au LEGOS (Laboratoire d'Etudes Géophysiques et d'Océanographie Spatiale) à Toulouse. La seconde a été réalisée au Centre IFREMER (Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER) de Brest, au sein du Département d'Ecologie côtière.

La figure 3 présente ces deux régions, avec d'une part le Río de la Plata dans l'océan Atlantique Sud-Ouest, et d'autre part le Golfe de Gascogne dans l'océan Atlantique Nord-Est. La couverture géographique des deux cartes en degrés est équivalente, la projection de Mercator utilisée accentuant légèrement les distances dans le Golfe de Gascogne en comparaison au Río de la Plata, situé à une latitude plus basse. Cette remarque rend d'autant plus compte de la taille impressionnante de l'estuaire du Rio de la Plata, dont l'ouverture sur la marge continentale est équivalente à une distance allant de l'embouchure de la Loire à celle de la Gironde. Les marges continentales des deux régions sont à peu près de la même largeur (environ 250 km sauf pour le sud du Golfe de Gascogne plus étroit), avec une rupture de pente plus accentuée pour le talus du Golfe de Gascogne.

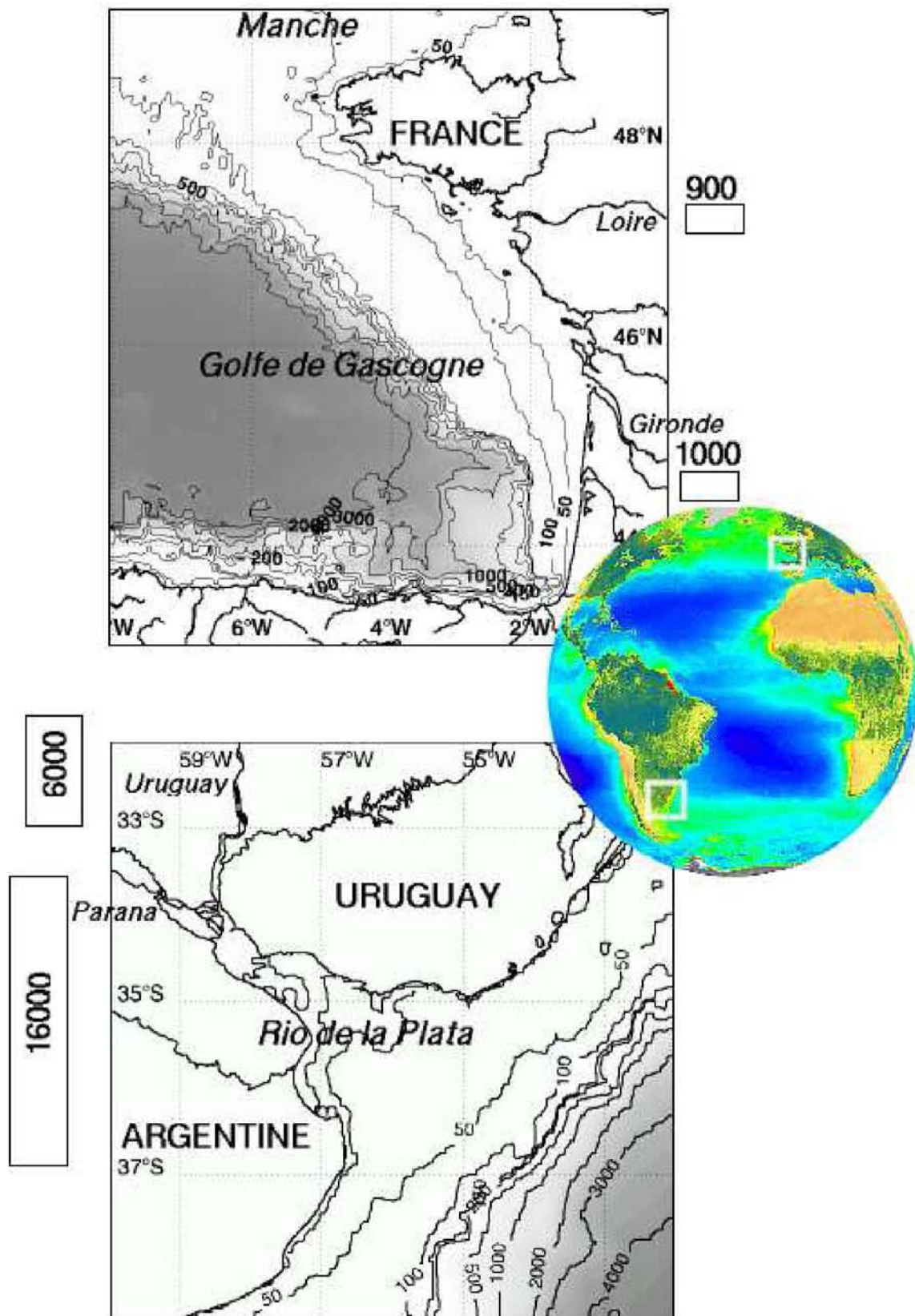


Fig. 3 – Localisation du Golfe de Gascogne et du Río de la Plata sur une carte composite SeaWiFS de chlorophylle a de l'océan Atlantique, avec les débits (en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) de leurs fleuves principaux.

Le Rio de la Plata et sa marge continentale sont à la confluence des courants du Brésil et des Malouines. L'estuaire du Río de la Plata absorbe le sixième plus important débit du monde (Shiklomanov, 1998) avec les apports des fleuves Paraná et Uruguay, alors que la zone de Confluence est une des plus énergétiques de l'ensemble des océans (Chelton et al., 1990). Il s'avère également que cette région est sensible à la variabilité liée à ENSO (El Niño Southern Oscillation) (Ropelewski et Halpert, 1987; Depetris et Kempe, 1990). Les caractéristiques de cette région en font une zone particulièrement intéressante pour l'étude de la production primaire.

Pour le plateau continental du Golfe de Gascogne, la dynamique est beaucoup moins forte. La présence de fleuves importants, Loire et Gironde principalement, en fait tout de même une zone fortement influencée par les apports continentaux, et pour laquelle la variabilité saisonnière et inter-annuelle est importante. De plus, le grand nombre de campagnes et d'études qui y sont réalisées permet d'améliorer régulièrement la compréhension des processus biogéochimiques mis en jeu. Dans ce contexte, mon travail s'inscrit dans le Défi Golfe de Gascogne, programme de recherche et de développement interdisciplinaire de l'IFREMER qui vise à comprendre les facteurs de variation des ressources de la pêche dans le Golfe de Gascogne.

A travers ces deux exemples régionaux, ce travail apporte des réponses aux questions suivantes :

- Quelles sont les informations disponibles à partir des images 'couleur de l'eau', utiles dans la modélisation couplée physique-biogéochimie en milieu côtier ?
- Quel(s) type(s) de méthode(s) peut permettre de contraindre nos modèles couplés, à travers l'optimisation de leurs paramètres de biologie ?
- Quelle(s) information(s) sur ces paramètres peut-on déduire de la donnée 'couleur de l'eau' ?

L'étude est développée en cinq chapitres :

- Le premier chapitre est consacré à la présentation générale des données satellitales de la 'couleur de l'eau' issues du capteur SeaWiFS. Les algorithmes utilisés dans cette thèse pour la restitution des concentrations en chlorophylle et en Matière En Suspension (MES) sont présentés.
- Le second chapitre présente les deux zones d'étude abordées : le Río de la Plata et sa marge continentale, et le plateau continental du Golfe de Gascogne. On s'appuie à la fois sur les connaissances décrites dans la littérature, et sur l'information déduite des images composites mensuelles

de SeaWiFS, afin de décrire la dynamique physique et écologique des deux régions.

- Le troisième chapitre présente le modèle hydrodynamique utilisé sur les deux zones (le modèle MARS-3D développé au service des Applications Opérationnelles d'IFREMER), ainsi que les principes de son couplage à un modèle de biogéochimie. Ce chapitre introduit également la problématique d'estimation des paramètres des modèles de biogéochimie, ainsi que notre méthodologie d'assimilation.
- Le quatrième chapitre décrit la configuration et le modèle de biogéochimie adopté pour le Río de la Plata. Il s'agit d'un modèle simple à cinq compartiments. Les résultats de modélisation et d'optimisation obtenus sur cette zone sont détaillés.
- Le cinquième chapitre décrit la configuration et le modèle de biogéochimie adopté pour le Golfe de Gascogne. Le modèle est un peu plus complexe sur cette zone, avec couplage à un module sédimentaire. Les résultats de modélisation et d'optimisation obtenus sur cette zone sont détaillés.

Enfin, une conclusion générale et les perspectives suite à ce travail terminent ce manuscrit de thèse.

Chapitre 1

La télédétection de la ‘couleur de l’eau’

Sommaire

1.1	Mesure de la ‘couleur de l’eau’	22
1.1.1	Les capteurs de la ‘couleur de l’eau’	22
1.1.2	Principe de la mesure	23
1.2	Le traitement de la donnée SeaWiFS	26
1.2.1	Les algorithmes de restitution de la chlorophylle <i>a</i>	26
1.2.2	L’estimation de la production primaire	28
1.2.3	Particularités liées au milieu côtier	30
1.3	La base de données du Golfe de Gascogne	32
1.3.1	La chlorophylle <i>a</i>	32
1.3.2	Les Matières En Suspension (MES)	33
1.3.3	La base de données existante	36
1.4	La base de données sur le Río de la Plata	36
1.4.1	Nécessité de sélection d’un algorithme	36
1.4.2	Apports des données <i>in situ</i>	38
1.4.3	Comparaisons supplémentaires	40
1.4.4	Discussion	43
1.5	Conclusion du chapitre	44

1.1 Mesure de la 'couleur de l'eau'

1.1.1 Les capteurs de la 'couleur de l'eau'

La base de données constituée entre 1978 et 1986 par le capteur CZCS (Coastal Zone Colour Scanner) a prouvé l'aptitude d'un radiomètre type 'couleur de l'eau', à fournir des données quantitatives sur les propriétés bio-optiques liées à la composition biologique de la surface des océans. L'intérêt de telles données pour la communauté scientifique ainsi que pour des applications plus pratiques a rendu indispensable le développement d'autres capteurs de ce type. La Fig.1.1 montre la multiplication des lancements opérés ces dix dernières années par différentes agences spatiales.

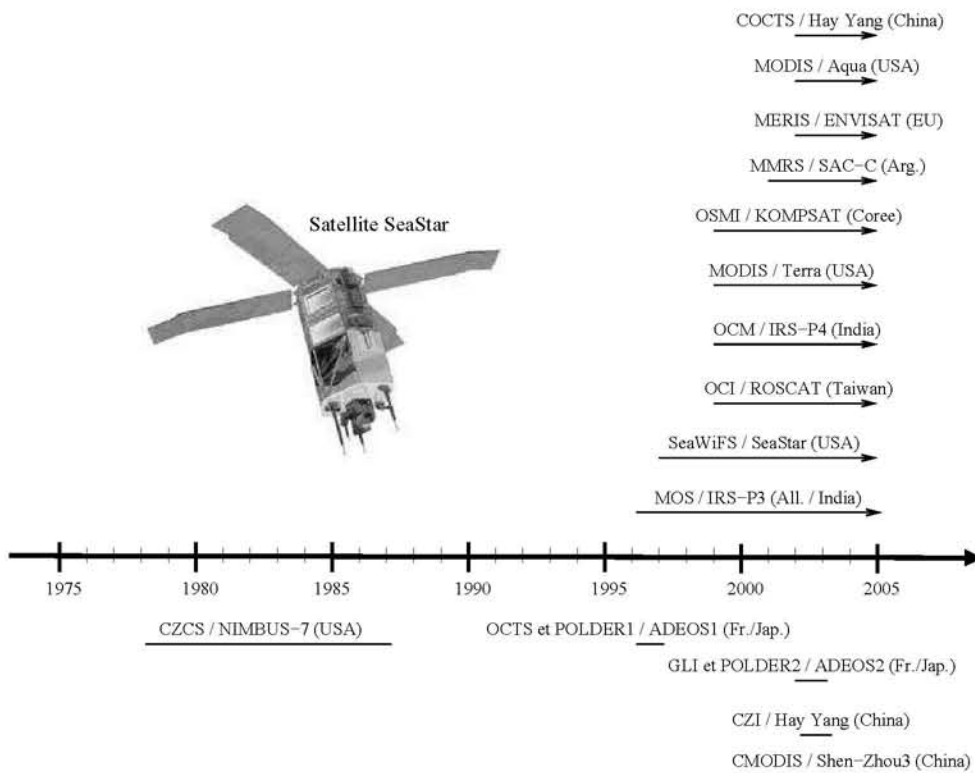


Fig. 1.1 – Les différents capteurs de la 'couleur de l'eau' (Instrument/Satellite).

Parmi eux, le capteur SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor), à bord du satellite SeaStar, a été lancé le premier août 1997 et reste opérationnel encore aujourd'hui. La donnée de qualité qu'il fournit est distribuée gratuitement à la communauté scientifique. Ce satellite se trouve sur une orbite hélio-synchrone à 705 km d'altitude. Le passage de l'équateur se fait à midi+20mn sur son orbite descendante. La résolution spatiale des données LAC (Local Area Coverage) est de 1.1 km pour une largeur de fauchée de 2800 km, 4.5 km pour les données GAC (Global Area Coverage). Le Goddard Space

Flight Center (GSFC) développe le traitement et l'archivage des données, qui sont accessibles sous forme de paramètres géophysiques, la principale étant la concentration en chlorophylle a à la surface des océans.

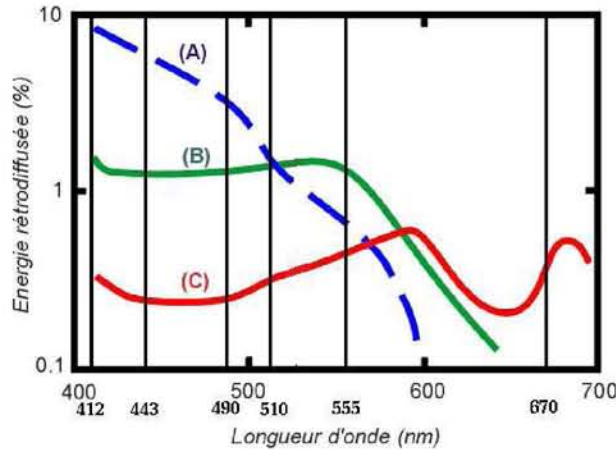


Fig. 1.2 – Pourcentage de lumière rétrodiffusée par les couches supérieures de l'océan en fonction de la longueur d'onde (en gras les 6 canaux d'observation dans le visible de SeaWiFS) - (A) océan clair (faible concentration de phytoplancton) - (B) concentration modérée de phytoplancton - (C) zone côtière contenant des sédiments, du phytoplancton et des substances jaunes.

La couleur de la surface des océans dépend des différentes particules en suspension (phytoplancton et sédiment), ainsi que de certaines substances dissoutes colorées (substances jaunes ou CDOM (Colored Dissolved Organic Matter)). La figure 1.2 montre les spectres de rétrodiffusion pour différents types d'eaux. La mesure par SeaWiFS des radiances dans différentes longueurs d'ondes permet d'obtenir une information quantitative sur les concentrations en éléments contenus dans l'eau. En plus des 6 canaux dans le visible (voir Fig.1.2), SeaWiFS mesure deux radiances dans le proche infrarouge (765 nm et 865 nm).

1.1.2 Principe de la mesure

1.1.2.1 La mesure du capteur

Les capteurs type 'couleur de l'eau' sont des capteurs passifs. Ils mesurent la lumière solaire renvoyée par les surfaces terrestres dans le domaine du visible et du proche infrarouge. Pour cette raison, la disponibilité des données est fortement dépendante de la couverture nuageuse de la région d'étude.

Par temps clair, le signal mesuré par le capteur satellital correspond à la réflectance de l'irradiance solaire par la couche supérieure océanique, mais aussi à la diffusion at-

mosphérique qui représente plus de 80% du signal dans les eaux claires (Fig.1.3). Le signal corrigé de l'effet atmosphérique est représentatif à 90% d'une couche d'épaisseur égale à l'inverse du coefficient d'atténuation diffuse (Gordon et McCluney, 1975). Selon les espèces dissoutes et en suspension, cette profondeur peut varier de quelques dizaines de centimètres en zone estuarienne, à plus d'une dizaine de mètres dans les eaux claires océaniques.

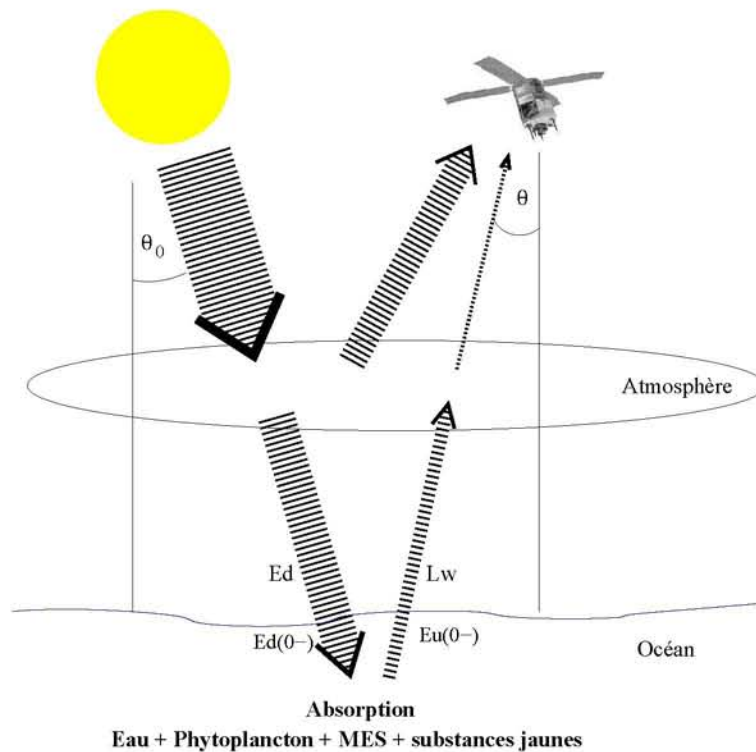


Fig. 1.3 – Schéma du signal mesuré par le capteur satellital. L'épaisseur relative des flux montre l'importance de la part atmosphérique dans le signal mesuré (souvent + de 80%).

1.1.2.2 La réflectance de la surface des océans

La réflectance de l'eau $R_{rsw}(\lambda)$ à la longueur d'onde λ , est le paramètre clé utilisé dans les algorithmes de la 'couleur de l'eau'. Il dépend des propriétés optiques inhérentes à l'eau (les IOP (Inherent Optical Properties) : absorption et diffusion), donc des différentes composantes en suspension ou dissoutes qui nous intéressent. Il est défini par Jerlov (1976) :

$$R_{rsw}(\lambda) = \frac{\pi L_w(\lambda)}{E_d} \quad (1.1)$$

où $L_w(\lambda)$ est la radiance ascendante à partir de la surface océanique (water-leaving radiance), et E_d est l'irradiance solaire juste au dessus de la surface océanique. E_d est com-

munément modélisé en télédétection par $t(\lambda)F_0(\lambda)\cos(\theta_0)$ où F_0 est l’irradiance solaire extraterrestre, $t(\lambda)$ la transmittance diffuse de l’atmosphère qui dépend essentiellement des molécules d’air et de l’ozone (Gordon, 1997), et θ_0 l’angle solaire par rapport au zénith.

1.1.2.3 Les effets atmosphériques

La contribution de la diffusion atmosphérique est dominante dans le signal atteignant le satellite. Des corrections atmosphériques sont donc nécessaires avant de pouvoir estimer correctement les différentes composantes bio-optiques de l’eau. La réflectance totale R_t au sommet de l’atmosphère, définie par $R_t = \pi L(\lambda)/F_0(\lambda)\cos(\theta_0)$, où L est la radiance mesurée par le satellite, peut être divisée en différentes composantes :

$$R_t \approx R_r(\lambda) + R_a(\lambda) + R_{ra}(\lambda) + t(\lambda)R_{wc}(\lambda) + t(\lambda)R_{rsw}(\lambda) \quad (1.2)$$

- R_r est la contribution de la diffusion multiple par les molécules d’air (diffusion de Rayleigh),
- R_a est la contribution de la diffusion multiple par les aérosols,
- R_{ra} est la contribution due à l’interaction Rayleigh/aérosols (Deschamps et al., 1983)
- R_{wc} est la contribution due à l’écume (‘whitecaps’).

On ne tient pas compte ici d’un terme lié à la réflexion directe des rayons solaires (sun glitter). En effet, un masque est utilisé lorsque celui-ci n’est plus négligeable. La diffusion de Rayleigh est connue avec précision en fonction de la pression atmosphérique. L’effet des ‘whitecaps’ fait appel à un modèle de réflectance et peut être approché en fonction du vent de surface (Gordon et Wang, 1994).

L’équation 1.2 nous montre alors que la difficulté majeure de restitution de R_{rsw} tient essentiellement au calcul des termes de diffusion des aérosols (R_a et R_{ra}). Les modèles d’estimation de ces termes seront plus ou moins complexes, selon qu’ils prennent en compte une diffusion simple ou multiple, et selon la caractérisation des propriétés des aérosols (absorption/diffusion) (Gordon, 1997).

Une fois les corrections atmosphériques appliquées, les algorithmes de la ‘couleur de l’eau’ permettent de calculer la concentration en chlorophylle a , à partir des réflectances R_{rsw} dans les différentes longueurs d’onde disponibles.

1.2 Le traitement de la donnée SeaWiFS

1.2.1 Les algorithmes de restitution de la chlorophylle a

1.2.1.1 Les algorithmes analytiques et semi-analytiques

Dans cette approche, la théorie du transfert radiatif nous donne une relation entre la radiance ascendante et les propriétés optiques inhérentes de l’eau (Sathyendranath et Platt, 1997) :

$$R_{rsw}(\lambda) = \alpha \frac{t^2 R(\lambda)}{[1 - rR(\lambda)]n^2} \quad (1.3)$$

où α est peu dépendant de λ et θ_0 , $R(\lambda)$ est la réflectance de l’irradiance définie par $E_u(0^-) = R(\lambda)E_d(0^-)$, où $E_u(0^-)$ et $E_d(0^-)$ sont respectivement l’irradiance ascendante et descendante juste sous la surface océanique, t est la transmittance à l’interface air-mer, n est la part réelle de l’indice de réfraction de l’océan, et r est la réflectance pour l’irradiance diffuse à l’interface air-mer. $R(\lambda)$ est fonction des propriétés inhérentes de l’eau de mer :

$$R(\lambda) \approx \frac{\beta b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} \quad (1.4)$$

où a et b_b sont les coefficients d’absorption et de rétrodiffusion. Tous deux peuvent être décomposés en une somme de coefficients dépendant des concentrations en particules et en substances jaunes (Morel et Prieur, 1977; Prieur et Sathyendranath, 1981; Sathyendranath et al., 2000) :

$$a(\lambda) = a_e(\lambda) + a_\phi(\lambda) + a_{mes}(\lambda) + a_y(\lambda) \quad (1.5)$$

où les indices e , ϕ , mes et y font référence à l’eau pure, au phytoplancton, aux matières en suspension inorganiques et aux substances jaunes).

$$b_b(\lambda) = b_{be}(\lambda) + b_{bp}(\lambda) \quad (1.6)$$

où p fait référence au matériel particulaire.

Théoriquement, l’inversion de ce modèle analytique pour R_{rsw} rend possible, à partir d’un nombre suffisant de longueurs d’onde, la restitution des concentrations des différentes composantes optiques océaniques. En pratique toutes les propriétés optiques inhérentes aux différentes composantes ne sont pas connues, et différentes formulations empiriques sont utilisées pour approcher les formes spectrales de a et b . Par exemple, Carder et al. (1999) ont proposé un algorithme pour le capteur MODIS, qui fait dépendre

quatre R_{rsw} de trois inconnues : une constante, $a_\phi(675)$ et $a_y(400)$. La concentration en chlorophylle est ensuite calculée d'après une relation empirique qui lie $a_\phi(675)$ à la chlorophylle a . Dans le cas de fortes concentrations en phytoplancton et substances jaunes, un algorithme empirique utilisant le rapport $R_{rsw}(490)/R_{rsw}(555)$ remplace le précédent.

Les avancées récentes dans la définition de modèles analytiques sont limitées par un nombre restreint de données simultanées entre radiance *in situ* et chlorophylle, et encore plus restreint entre données *in situ* et images satellites. La part d'empirisme reste donc importante, d'autant plus que l'on se situe dans une région riche en phytoplancton et autres substances optiquement actives. Les algorithmes totalement empiriques restent ceux qui donnent les meilleurs résultats actuellement (O'Reilly et al., 1998).

1.2.1.2 Les algorithmes empiriques

L'algorithme OC2 (Ocean Chlorophyll 2), un polynôme cubique qui utilise le rapport $R_{rsw}(490)/R_{rsw}(555)$, représente bien la sigmoïde formée entre ce rapport et la concentration en chlorophylle, après transformation logarithmique de ces quantités. L'algorithme utilisé pour le capteur CZCS effectuait un changement de longueurs d'onde utilisées dans ce rapport selon la concentration en chlorophylle (Gordon et al., 1980). On utilise dans ce cas des longueurs plus élevées pour la réflectance au numérateur, pour une concentration croissante en chlorophylle. La réussite de ce procédé s'explique par deux raisons. Dans le cas de faibles concentrations, le rapport signal sur bruit est plus fort pour les petites longueurs d'onde. Les plus fortes concentrations se trouvent majoritairement en zone côtière où la contribution des substances jaunes à l'absorption dans le bleu s'ajoute à la chlorophylle. Or ces substances absorbent d'autant plus fort dans les courtes longueurs d'onde, d'où l'intérêt de passer à des longueurs d'ondes plus élevées.

L'algorithme OC4 (Ocean Chlorophyll 4) est celui qui donne les meilleurs résultats après comparaison à une base de données SeaBAM (SeaWiFS Bio-optical Algorithm Mini-Workshop) constituée de plus de 900 stations, couvrant des concentrations en chlorophylle allant de 0.019 à 32.79 mg.m⁻³. Celui-ci prend la forme suivante :

$$Chl\ a = 10^{(0.366 - 3.067R + 1.93R^2 + 0.649R^3 - 1.532R^4)} - 0.0414 \quad (1.7)$$

où R est égal à $\log_{10}(R_G)$

$$avec\ R_G = \max\left(\frac{R_{rsw443}}{R_{rsw555}}, \frac{R_{rsw490}}{R_{rsw555}}, \frac{R_{rsw510}}{R_{rsw555}}\right) \quad (1.8)$$

Ces formulations et coefficients sont ceux proposés dans SeaDAS 4.0 (SeaWiFS Data Analysis System) par la NASA (O’Reilly et al., 2000).

1.2.1.3 Les corrections atmosphériques

Les données que l’utilisateur SeaWiFS peut récupérer à partir du Goddard DAAC (Distributed Active Archive Center) de la NASA (<http://daac.gsfc.nasa.gov/data/dataset/SEAWIFS/>) sont les radiances dans les différentes longueurs d’onde. Les corrections atmosphériques sont réalisées grâce à SeaDAS en suivant Gordon et Wang (1994) et Wang et Gordon (1994) : la détermination des effets atmosphériques (la diffusion multiple liée aux aérosols) se fait aux longueurs d’onde 765 et 865 nm, pour lesquelles on considère R_{rsw} égal à 0. Ensuite, une extrapolation est utilisée pour le visible, en fonction de la distance à 865 nm.

Les radiances normalisées quittant la surface ($nL_w(\lambda)$, normalized water-leaving radiance) sont finalement calculées : $L_w = nL_w(\lambda)\cos(\theta_0)t(\lambda)$ (Gordon et Clark, 1981). Ces nouvelles radiances correspondent approximativement aux radiances qui quitteraient l’océan en absence d’atmosphère, le soleil étant au zénith. D’après l’équation 1.1, nous obtenons :

$$R_{rsw}(\lambda) = \frac{\pi nL_w(\lambda)}{F_0(\lambda)} \quad (1.9)$$

Les rapports spectraux des algorithmes empiriques peuvent alors s’exprimer en fonction des nL_w :

$$\frac{R_{rsw}(\lambda_1)}{R_{rsw}(\lambda_2)} = \frac{nL_w(\lambda_1)F_0(\lambda_2)}{nL_w(\lambda_2)F_0(\lambda_1)} \quad (1.10)$$

1.2.2 L’estimation de la production primaire

L’estimation de la production primaire à partir de la donnée ‘couleur de l’eau’ et sans l’intermédiaire d’un modèle couplant physique et biologie est possible. Cette estimation se base sur la donnée de chlorophylle a satellitale, un profil de biomasse sur la profondeur, la lumière disponible, et une paramétrisation de la courbe reliant lumière et photosynthèse (Platt et Sathyendranath, 1988; Longhurst et al., 1995).

Pour le calcul de la disponibilité en lumière, les modèles possèdent différents niveaux de complexité, du modèle simple considérant la colonne d’eau comme une entité photosynthétique (Behrenfeld et Falkowski, 1997), au modèle spectral de propagation de la lumière dans la colonne d’eau en considérant le cycle diurne (Platt et Sathyendranath,

1988; Antoine et Morel, 1996). Classiquement, deux paramètres permettent de calculer la production primaire par unité de chlorophylle en fonction de l'énergie lumineuse : la production primaire maximale (pour une lumière optimale) et la pente de la courbe à l'origine. La production primaire maximale dépend par ailleurs de la température et des concentrations en nutriments. Aux deux paramètres précédents s'ajoutent trois paramètres permettant de décrire le profil gaussien de la biomasse chlorophyllienne, lorsque celui-ci est considéré (Platt et Sathyendranath, 1988). Le choix de valeurs de paramètres constantes est fait par périodes et régions, aux caractéristiques environnementales communes (notamment en ce qui concerne la température, la concentration en nutriments, et le profil de biomasse).

Mélin (2003) a comparé trois modèles d'estimation de la production primaire provenant de Platt et Sathyendranath (1988), Antoine et Morel (1996) et Behrenfeld et Falkowski (1997), en donnant les résultats sur les provinces biogéographiques définies par Longhurst (1998). Il ressort que les budgets annuels globaux obtenus par les trois approches sont relativement similaires, mais que des différences importantes apparaissent dès que l'on se concentre sur des régions et périodes particulières. Cela révèle de fortes incertitudes des modèles à des échelles spatiales et temporelles intéressant les communautés de modélisateurs utilisant les produits de production primaire (pour la calibration ou le forçage selon le niveau trophique représenté).

Les erreurs d'estimation par cette méthode proviennent de différentes sources d'incertitude. Les principales sont la mesure satellitale de chlorophylle, la définition de son profil vertical, la conversion de cette structure en terme de propriétés optiques de la colonne d'eau, la propagation de la lumière, ou encore de la paramétrisation de la photosynthèse.

En zone côtière, la variabilité spatiale et temporelle de l'écosystème est accentuée, ce qui va dans le sens d'une augmentation des erreurs d'estimation (voir également section suivante pour les erreurs d'estimation de la donnée satellitale). Certaines des incertitudes citées précédemment se retrouvent dans un modèle couplant physique et biologie avec assimilation de la donnée couleur de l'eau (erreur sur la donnée, le modèle de transfert radiatif, la paramétrisation de la photosynthèse). Néanmoins le modèle couplé représente de manière explicite le profil de biomasse, et est plus à même de représenter la variabilité spatiale et temporelle des conditions environnementales (température, concentration en nutriments) engendrées par la variabilité des forçages utilisés. A terme, avec l'amélioration des estimations satellitales de la production primaire, un échange bénéfique entre les deux approches est à prévoir. En effet, l'estimation satellitale peut servir en tant que donnée de calibration/assimilation dans les modèles, alors que les modèles peuvent aider dans la définition de provinces biogéographiques plus précises, ou dans la paramétrisation des profils de biomasse.

1.2.3 Particularités liées au milieu côtier

Pour les eaux côtières, la plupart du temps des eaux du Cas 2 d'après la classification de Morel et Prieur (1977), la restitution de la concentration en chlorophylle a est plus complexe. Ceci est dû à la présence de nombreuses substances d'origine terrestre (substances jaunes, Matières En Suspension (MES)), ou de particules remises en suspension, qui ne covarient pas avec la chlorophylle. Ces éléments ont de plus des propriétés bio-optiques très diverses selon les régions. Si l'objectif d'arriver à une erreur inférieure à 35% pour la chlorophylle a (Hooker et al., 1992) est atteint pour les eaux du Cas 1, il ne l'est pas pour les eaux du Cas 2. En plus d'une augmentation de l'erreur, un biais est observé lors de l'utilisation d'un algorithme comme OC4, qui surestime les valeurs de chlorophylle a de surface. Ceci a pu être vérifié pour les eaux du Golfe de Gascogne (Gohin et al. (2002), Lavender et al. (2004), voir aussi Fig.1.4), ainsi que pour les eaux du panache du Río de la Plata (Armstrong et al., 2004).

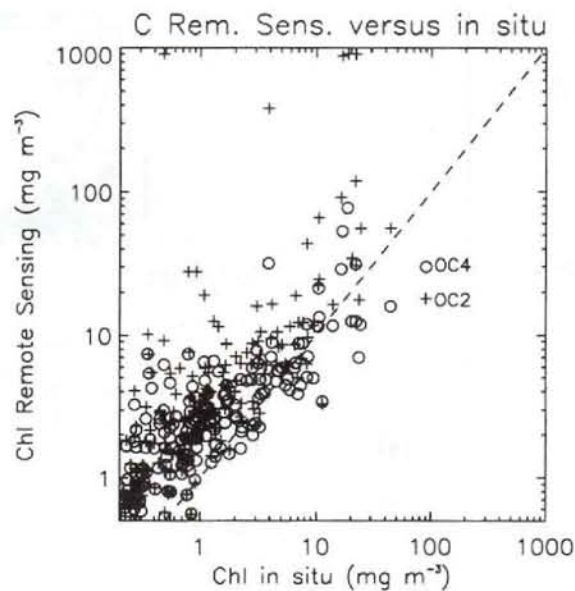


Fig. 1.4 – Chlorophylle a estimée par les algorithmes OC2 et OC4 en fonction de la chlorophylle a mesurée in situ lors de différentes campagnes dans le Golfe de Gascogne et la Baie de Seine.

1.2.3.1 Les erreurs liées aux différentes composantes optiques

La présence des substances jaunes et des particules en suspension n'est pas prise en compte dans la valeur des radiances associées à la chlorophylle a . Une augmentation des valeurs de CDOM non corrélées à la chlorophylle réduit la radiance mesurée dans le bleu, induisant une surestimation de la concentration en chlorophylle. C'est le cas pour

le CDOM d'origine terrestre. Pour les substances jaunes corrélées au phytoplancton, le rapport CDOM/chlorophylle est cependant très dépendant de l'état physiologique du phytoplancton, qui peut varier rapidement en zone côtière, ce qui conduit à une sous- ou surestimation de la concentration en pigments. La présence dans les eaux côtières de matières en suspension augmente la diffusion, diminuant par conséquent les rapports de réflectance et augmentant la concentration en chlorophylle mesurée. De manière générale, l'ensemble des substances optiquement actives du milieu côtier conduisent à une surestimation de la chlorophylle par les algorithmes empiriques décrits précédemment.

1.2.3.2 Les erreurs dans les corrections atmosphériques

Les mauvaises corrections atmosphériques à proximité des continents proviennent de deux causes principales. La première est connue sous le nom de pixel "brillant" : des particules blanches d'origine terrestre et des particules associées au plancton augmentent la radiance dans le proche infrarouge. Or, ce signal n'étant attribué qu'aux aérosols dans l'algorithme standard (voir section 1.2.1.3), une trop forte correction atmosphérique est appliquée, et par conséquent des valeurs de radiance erronées sont présentes sur l'ensemble du spectre. Ceci est particulièrement apparent dans les zones riches en substances jaunes, qui absorbent fortement dans les courtes longueurs d'onde. Il n'est alors pas rare de se retrouver avec des radiances négatives pour les bandes les plus courtes de SeaWiFS. La seconde cause s'explique par les caractéristiques particulières de l'atmosphère côtière, fortement influencée par l'atmosphère continentale. L'effet des aérosols (quantité et qualité) sur l'absorption et la diffusion atmosphérique aux différentes longueurs d'onde peut être très éloigné d'un modèle standard.

1.2.3.3 Adaptation des algorithmes

Les algorithmes OC2 ou OC4 proposés dans SeaDAS sont les plus performants d'un point de vue global, c'est-à-dire pour une utilisation sur des régions ou des périodes aux caractéristiques bio-optiques très diverses. La constitution de cartes de chlorophylle globales nécessitent leur utilisation, afin de conserver une homogénéité entre les résultats obtenus sur différentes régions (O'Reilly et al., 1998). Pour des utilisations locales, notamment côtières, il est tout à fait logique de développer des algorithmes régionaux, qui auront toutes les chances d'être plus performants à partir du moment où une base de données *in situ* conséquente pour la calibration existe sur la zone. C'est ce qui a été réalisé dans le cas du Golfe de Gascogne avec l'algorithme d'IFREMER (Gohin et al., 2002).

En parallèle, des études théoriques sont menées en vue d'améliorer les corrections atmosphériques, en particulier sur la bande côtière. Ainsi, le JRC (Joint Research Center) d'ISPRA a développé un code de correction atmosphérique (Sturm et Zibordi, 2002) améliorant les estimations de ces radiances, tout en conservant le principe du rapport des réflectances d'OC4. Les erreurs liées aux différentes composantes optiques des zones côtières ne sont donc pas évitées. La chlorophylle a n'est pas calculée dans le cas où des radiances négatives subsistent. Ces travaux ont été menés à partir de données *in situ* de la mer Nord-Adriatique. Cet algorithme est nommé dans la suite OC4-ISPRA, alors que l'algorithme OC4 associé aux corrections atmosphériques de SeaDAS prend dorénavant le nom OC4-NASA.

1.3 La base de données du Golfe de Gascogne

1.3.1 La chlorophylle a

L'algorithme empirique d'IFREMER, appelé OC5 par la suite, a été construit à partir de données *in situ* issues de la baie de Seine et du Golfe de Gascogne (Gohin et al., 2002). Il modifie l'algorithme OC4 en y incluant les bandes à 412 nm et 555 nm. La bande 555 donne des informations sur l'effet des matières en suspension sur les rapports utilisés dans OC4, alors que la bande 412 est utilisée pour estimer la trop forte correction atmosphérique et l'absorption par les substances jaunes.

Dans cet algorithme, une table de correspondance est construite entre la concentration en chlorophylle et la position d'un pixel SeaWiFS dans l'espace à trois dimensions suivant : [maximum des rapports OC4, $nL_w(412)$, $nL_w(555)$]. On procède en trois étapes. Tout d'abord la position de onze lignes d'iso-concentrations en chlorophylle a est paramétrée dans le plan $nL_w(555) = 0$. Ensuite, les surfaces d'iso-concentration sont générées dans l'espace à trois dimensions, en considérant une décroissance exponentielle en fonction de $nL_w(555)$. Finalement une interpolation est réalisée sur une grille régulière 3-D entre les surfaces d'iso-concentration.

Les surfaces d'iso-concentration sont paramétrées en fonction de six paramètres. Deux sont utilisés pour transformer les valeurs de référence du rapport OC4 pour les eaux du Cas 1. Trois permettent de relier ces rapports OC4 modifiés à la radiance normalisée à 412 nm. Le dernier paramètre est le terme négatif de la courbe exponentielle reliant la concentration à la radiance normalisée à 555 nm. Ces différents paramètres sont par la suite optimisés à partir des données *in situ* concomitantes avec des images SeaWiFS.

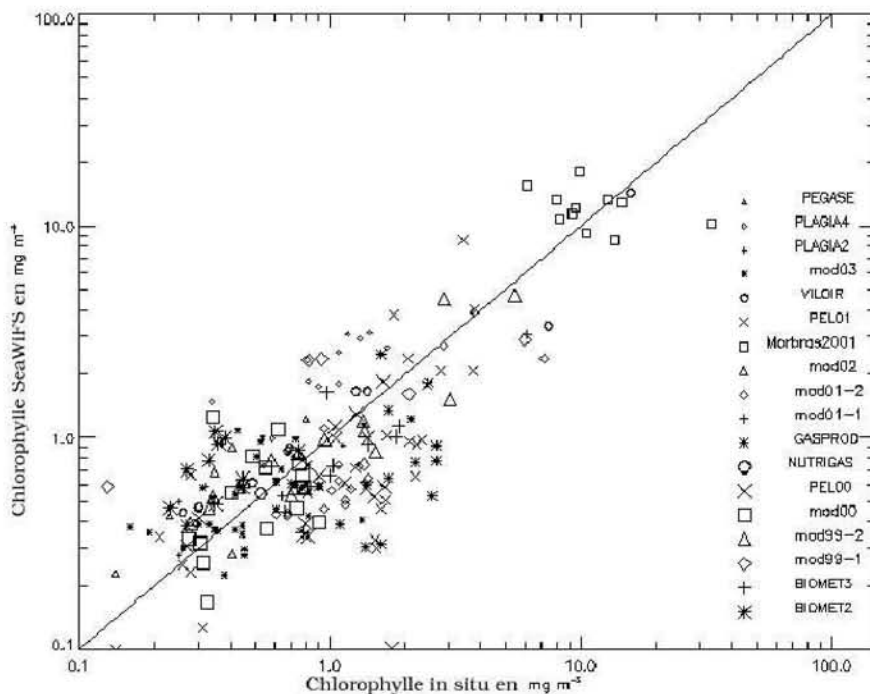


Fig. 1.5 – Chlorophylle *a* estimée avec l'algorithme OC5 en fonction de la chlorophylle *a* mesurée *in situ* lors de différentes campagnes, représentées chacune par un symbole.

Aucune modification sur les corrections atmosphériques n'est réalisée par rapport au modèle proposé par SeaDAS. On retrouve donc dans le plan $OC4/nL_w(412)$ les radiances erronées, et parfois négatives des courtes longueurs d'ondes. Cependant, ces valeurs ne sont pas dénuées d'information et présentent une continuité avec les valeurs positives, elles sont donc logiquement conservées dans la construction empirique de l'algorithme OC5. Il est délicat de quantifier les erreurs sur un tel algorithme. La figure 1.5, qui compare les concentrations obtenues après traitement par OC5 des images SeaWiFS, et les concentrations *in situ* issues de différentes campagnes dans le Golfe de Gascogne, montre néanmoins l'amélioration apportée en comparaison aux algorithmes OC2 ou OC4 (voir Fig.1.4).

1.3.2 Les Matières En Suspension (MES)

La concentration en MES peut être dérivée de la réflectance SeaWiFS à 555 nm, longueur d'onde pour laquelle la corrélation est la plus forte dans le Golfe de Gascogne (Froidefond et al., 2002). Si l'on considère que le phytoplancton, dont la quantité est liée à la chlorophylle, est une composante des MES, la relation proposée par Froidefond et al. (2002) peut être modifiée en prenant en compte la chlorophylle dérivée de

la table de correspondance de Gohin et al. (2002). Gohin et al. (2004) proposent un algorithme qui discrimine la part des MES non liée au phytoplancton (le matériel particulaire inorganique ou organique d'origine terrestre ou remis en suspension) de celle qui lui est associée (phytoplancton vivant et détritique). Pour cela on inverse un modèle analytique dans lequel la seule inconnue reste la MES non attribuée au phytoplancton, toute la matière qui lui est attribuée étant déduite de la chlorophylle a . Dans la suite, le terme MES ne fera plus référence qu'aux MES non associées au phytoplancton. Dans cet algorithme, on reprend donc un procédé analytique, avec cependant une régression empirique de la réflectance sur la radiance à 555 nm.

L'équation 1.6 donne pour le canal 555 nm :

$$b_b(555) = b_{be} + b_{b\phi}(Chl) + b_{b_S}^*(MES) \quad (1.11)$$

avec $b_{b\phi}(Chl)$ le coefficient de rétrodiffusion du phytoplancton en fonction de la chlorophylle, et $b_{b_S}^*$ le coefficient de rétrodiffusion spécifique de la MES.

L'équation 1.5 pour le canal 555 nm est simplifiée en :

$$a = a_e + a_{\phi+y}(Chl) + a_S^*(MES) \quad (1.12)$$

avec $a_{\phi+y}(Chl)$ le coefficient d'absorption associé au phytoplancton (particules et substances jaunes issues du phytoplancton) et a_S^* le coefficient d'absorption spécifique de MES. La suppression de la prise en compte explicite de l'effet des substances jaunes se justifie par le fait que leur absorption décroît exponentiellement avec la longueur d'onde. L'absorption résiduelle de ces substances est associée au phytoplancton ou aux MES, selon leur origine. Une partie des substances jaunes provient de la dissolution de la matière organique détritique, elle est donc corrélée au phytoplancton. L'autre partie, apportée par les fleuves, est davantage corrélée aux MES.

Une fois calculée la concentration en chlorophylle grâce à l'algorithme OC5 présenté ci-dessus, et en utilisant les équations analytiques 1.11 et 1.12, il est alors possible d'exprimer la MES en fonction de la réflectance à 555 nm en inversant le modèle. En effet, d'après l'équation 1.4, et le fait que la réflectance soit linéairement dépendante de la radiance normalisée, nous avons :

$$\frac{b_b(555)}{a(555) + b_b(555)} = R^*(555) = \alpha_0 + \alpha_1 n L_w[555] \quad (1.13)$$

avec $R^*(555)$ un terme de réflectance simplifiée de sa constante.

Tout d'abord, la chlorophylle et la MES sont calculées à partir de données *in situ*. En ajustant des coefficients d'absorption et de rétrodiffusion issus de la littérature, il est possible de calculer une réflectance $R^*(555)$ théorique. Les paramètres α_0 et α_1 sont alors estimés.

Il est finalement possible de calculer la concentration en MES pour toute valeur de $nL_w[555]$, en inversant les $R^*(555)$ à partir des équations 1.11 et 1.12 :

$$MES = \frac{(\alpha_0 + \alpha_1 nL_w[555])(a_e + a_{\phi+y}(Chl)) - (b_{be} + b_{b\phi}(Chl))}{b_{bS}^* - a_S^*(\alpha_0 + \alpha_1 nL_w[555])} \quad (1.14)$$

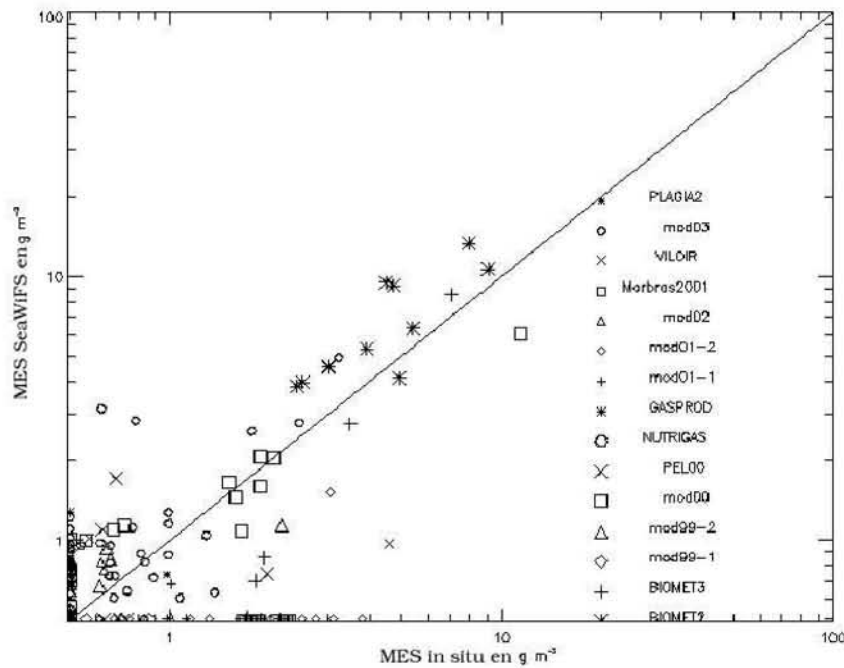


Fig. 1.6 – MES estimées en fonction des MES mesurées *in situ* lors de différentes campagnes, représentées chacune par un symbole.

La figure 1.6 compare les concentrations en MES issues du traitement algorithmique avec les données *in situ*. Pour les concentrations supérieures à 1 mg.m^{-3} le résultat est satisfaisant. Une sous-estimation est toutefois possible par l'algorithme dans le cas de fortes concentrations en chlorophylle (valeurs collées à l'axe des abscisses). Dans ce cas une légère surestimation de la chlorophylle peut engendrer une erreur plus forte de la MES dans le sens opposé. Ces fortes concentrations en chlorophylle ont toutes les chances d'être observées au printemps, lorsque la lumière (MES) n'est plus limitante pour la production phytoplanctonique. Pour notre problématique, cette faiblesse de l'algorithme n'a donc que peu d'incidence. En dessous de la valeur de 1 mg.m^{-3} ,

l'estimation est nettement moins bonne. La surestimation des valeurs faibles de MES s'explique principalement par les erreurs dans les corrections atmosphériques. En pratique la valeur de concentration de 1 mg.m^{-3} constitue la limite en dessous de laquelle l'estimation est peu fiable. Ici encore, les faibles valeurs de MES sont observables dans le Golfe de Gascogne principalement à des périodes de l'année pendant lesquelles la lumière n'est plus limitante. La précision dans l'estimation de la concentration en MES a alors moins d'importance que pour les périodes de fin d'hiver pendant lesquelles la production est limitée de manière sensible par la quantité de MES.

1.3.3 La base de données existante

Les données journalières LAC de niveau 1A (données brutes de résolution 1.1 km) reçues à la station HRPT de Dundee (Ecosse) sont récupérées à partir du DAAC et traitées de manière routinière à l'aide des algorithmes décrits précédemment. Ceci permet d'obtenir, les jours de ciel clair, des images de la concentration en chlorophylle *a* et en MES sur l'ensemble du Golfe. Ces images sont mises à la disposition des utilisateurs sur un browser (<http://www.ifremer.fr/cersat/facilities/browse/del/gascogne/browse.htm>), accompagnées d'autres données géophysiques telles que SST (Sea Surface Temperature), vent de surface ou encore flux solaire.

1.4 La base de données sur le Río de la Plata

1.4.1 Nécessité de sélection d'un algorithme

Nous ne disposons pas d'algorithmes pour la chlorophylle *a* spécifiquement construits pour la région de Confluence et les eaux très turbides du panache du Rio de la Plata, ni d'un jeu de données suffisant sur lequel se baser afin de créer une table de correspondance du type de celle utilisée pour l'algorithme OC5 d'IFREMER. Notre objectif est donc ici de regarder la validité des différents algorithmes dont nous disposons (OC4, OC5 et OC4-ISPRA), en les comparant entre eux ainsi qu'avec des données *in situ* obtenues sur la zone. Ceci doit nous permettre de sélectionner un des trois algorithmes.

Le même problème se pose pour la restitution des MES. Un algorithme comme celui développé pour le Golfe de Gascogne contient finalement une part importante d'empirisme (choix des coefficients dans le calcul des IOP, ajustement des paramètres de régression entre réflectance et radiance normalisée), malgré l'inversion d'un modèle ana-

lytique. Les différences importantes pouvant exister entre les deux régions sur la qualité et la quantité des MES présentes rendent délicate l'application de l'algorithme sur la région du Rio. Les concentrations que l'on trouve dans la zone estuarienne du Rio de la Plata sont en outre un ordre de grandeur supérieures à celle observées dans le Golfe de Gascogne. Par ailleurs, le manque de données disponible sur les MES du Rio ne nous permet pas la calibration d'un nouvel algorithme, comme notifié ci-dessus pour la chlorophylle. Finalement, aucun traitement des images SeaWiFS ayant pour objectif la mesure des MES n'a été réalisé sur la zone du Río de la Plata.

L'ensemble des images claires LAC de niveau 1A, réceptionnées à la station HRPT de Buenos Aires sur les années 1999 et 2000, a été sélectionné, ainsi que certaines images de l'année 1998 correspondant aux jours pour lesquels des données *in situ* sont disponibles.

De nombreux masques sont proposés lors du traitement des images SeaWiFS avec OC4, afin d'éviter l'obtention de valeurs de concentrations en chlorophylle *a* avec de gros risques d'erreur, en fonction de différents critères (forte concentration atmosphérique en aérosols, forte turbidité marine, faible profondeur d'eau). Ce sont donc des masques très souvent présents en milieu côtier. Avec un algorithme dédié au milieu côtier comme OC5, on limite l'emploi de ces masques à ceux qui sont réellement indispensables, tel que le masque nuage, pour conserver un maximum d'information sur les zones côtières qui nous intéressent. De plus, Okada et al. (2003) ont montré récemment que le masque 'nuage' masque parfois les zones turbides, en prenant notamment en exemple le Rio de la Plata. Ils montrent aussi qu'il est possible de discriminer spectralement les eaux turbides des eaux couvertes par des nuages. Pour cela on mesure le rapport Lt_{412}/Lt_{443} , dans lequel Lt représente la radiance totale pour une certaine longueur d'onde mesurée par le satellite (sans corrections des effets atmosphériques), en fonction d'un rapport SLH (Sediment-laden-water Line Height), donné par :

$$SLH = (Lt_{510} - Lt_{670}) / (Lt_{510} - Lt_{765})$$

Le graphe de la figure 1.7 montre la valeur du premier rapport en fonction du rapport SLH, pour les pixels considérés comme nuages par SeaDAS sur l'image SeaWiFS du 12 décembre 2000. Okada et al. (2003) montrent que les valeurs peuvent être divisées en deux groupes : un premier pour lequel les valeurs sont relativement constantes autour de 1.05 pour le premier rapport, le second, pour lequel les valeurs du premier rapport augmentent avec un SLH croissant. Lorsque les valeurs côtières sont masquées, il ne reste plus que les valeurs du second groupe, suggérant que le premier groupe, au comportement spectral différent, est attribué aux zones côtières très turbides. L'application de cet algorithme nous a permis de conserver un nombre de pixels plus important dans le Rio de la Plata.

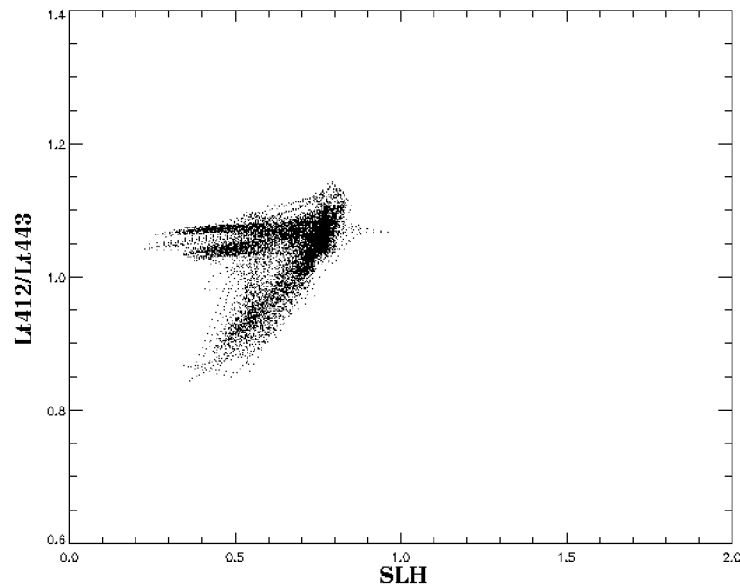


Fig. 1.7 – Comparaison de deux indices de réflectance proposés par Okada et al.[2003], pour les pixels masqués comme nuages par SeaDAS sur l'image SeaWiFS du 12 décembre 2000.

1.4.2 Apports des données *in situ*

Pour une comparaison efficace des algorithmes, il est nécessaire de disposer du plus grand nombre de mesures *in situ* possibles, obtenues lors de journées pour lesquelles une image SeaWiFS est disponible. Un faible nombre de campagnes a été réalisé dans le panache du Río de la Plata, d'autant plus si on se limite à la période SeaWiFS. Il faut ajouter à cela que la récupération de ces données assez récentes n'est pas évidente. Il a toutefois été possible de récupérer des données des campagnes britanniques AMT (Atlantic Meridional Transect, <http://www.pml.ac.uk/amt/>), et celles utilisées dans un travail de validation de OC4 sur l'estuaire du Río de la Plata (Armstrong et al., 2004).

Les campagnes AMT (Atlantic Meridional Transect) ont lieu depuis 1995 entre le Royaume Uni et les Iles Malouines principalement, en passant par l'Uruguay (Montévidéo). Les données intéressantes pour la zone Confluence sont issues des campagnes AMT-7 (septembre-octobre 1998), AMT-8 (avril à juin 1999), AMT-9 (septembre-octobre 1999) et AMT-10 (avril-mai 2000). Les mesures sont effectuées sur des bouteilles Niskin lors de stations CTD (on récupère alors la donnée la plus en surface (7m)), en plus d'un système de mesure régulier (toutes les 2-4 heures), à 7m de profondeur également.

Compte tenu du faible nombre de données concomitantes avec une image SeaWiFS, on choisit de comparer les données avec un jour d'écart acceptable entre données *in*

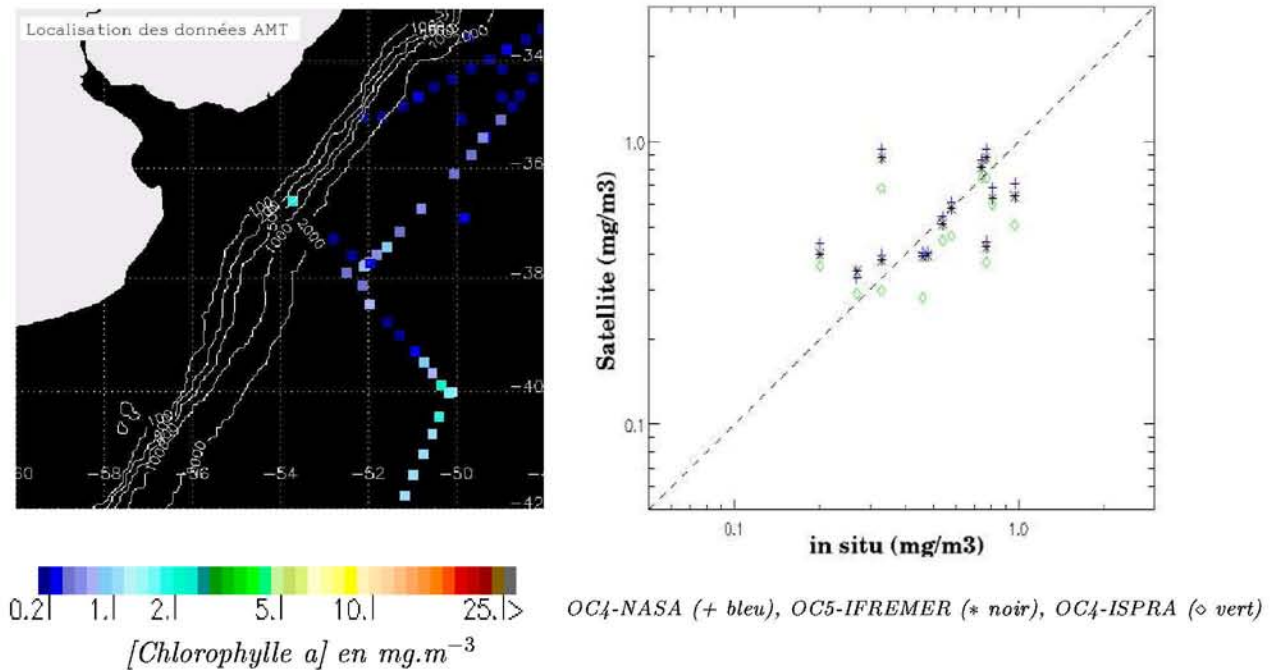


Fig. 1.8 – Comparaison des données *in situ* AMT disponibles entre 1998 et 2000, avec les pixels SeaWiFS correspondants et traités par les différents algorithmes. Les couleurs des carrés correspondent aux concentrations en chlorophylle *a* données par la palette.

situ et satellites. La figure 1.8a permet de localiser l'emplacement des différentes mesures. Celles-ci se situent en dehors de la marge continentale, certaines au dessus du talus, dans des eaux caractéristiques des eaux du Cas 1. Les concentrations en chlorophylle *a* observées sont faibles, en comparaison aux valeurs observables dans la région de Confluence. Aucune divergence significative ne ressort entre les résultats obtenus avec les différents algorithmes (OC4-NASA : RMS=0.227 ; moyenne=0.609, OC5-IFREMER : RMS=0.220 ; moyenne=0.573, OC4-ISPRA : RMS=0.219 ; moyenne=0.483) (voir figure 1.8b).

Armstrong et al. (2004) ont montré que l'algorithme OC4 surestimait la concentration en chlorophylle *a* dans l'estuaire du Río de la Plata et sur la marge continentale. Une comparaison a été réalisée entre d'une part les données datant du 6 au 11 novembre 1999 extraites de Armstrong et al. (2004), et d'autre part le composite SeaWiFS des dates concomitantes calculé avec OC4-NASA ou OC5. L'algorithme d'ISPRA, dans sa configuration actuelle, ne calcule pas les concentrations en chlorophylle *a* des pixels conservant des radiances négatives après correction atmosphérique. Pour cette raison, peu de données étaient disponibles dans l'estuaire du Río de la Plata pour réaliser un composite SeaWiFS avec cet algorithme. Les résultats sont présentés sur la figure 1.9. Les données sont plus côtières cette fois ci, avec certaines d'entre elles situées dans

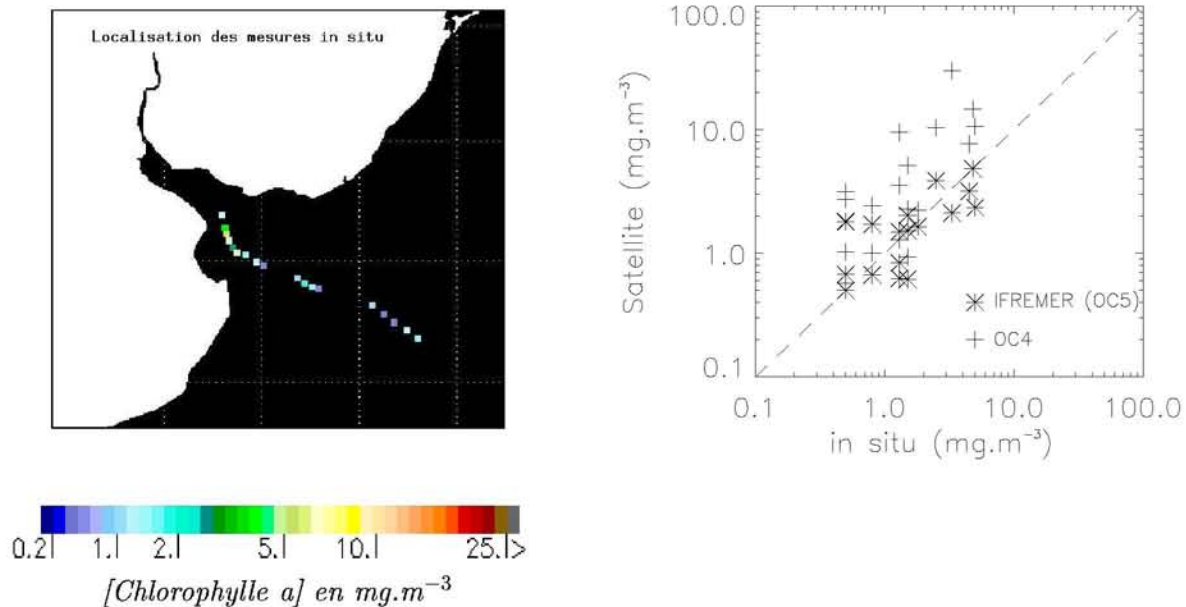


Fig. 1.9 – Comparaison des données issues de Armstrong et al. (2004), avec les pixels SeaWiFS correspondants et traités avec OC5 et OC4. Les couleurs des carrés sur la carte correspondent aux concentrations en chlorophylle *a* données par la palette.

l'estuaire du Rio de la Plata (1.9 a). On confirme ici que OC4-NASA surestime les valeurs de concentrations en chlorophylle *a* obtenues, aussi bien dans les faibles valeurs (inférieures à 1 mg.m^{-3}) que dans les fortes valeurs. On obtient une RMS après transformation logarithmique de 1.17 entre données *in situ* et valeurs satellitales calculées. En comparaison, les résultats obtenus avec OC5 sont très satisfaisants, avec une RMS deux fois inférieure à la précédente (0.59). L'amélioration obtenue avec OC5 est conséquente, surtout pour les valeurs de chlorophylle *a* élevées de l'estuaire du Rio de la Plata, qui donnent un écart absolu important entre OC4-NASA et valeurs *in situ*. Ces résultats nécessitent cependant d'être confirmés sur une période plus longue, ainsi que pour le fond de l'estuaire.

1.4.3 Comparaisons supplémentaires

Compte tenu du faible nombre de mesures *in situ* disponibles, il est intéressant de comparer les différents algorithmes entre eux, et tenter d'en faire ressortir des tendances générales. Dans la suite, des résultats pour deux images SeaWiFS sont présentés, l'une en hiver austral (figure 1.10), l'autre au printemps (figure 1.12). Ces résultats sont néanmoins représentatifs des traitements obtenus par les trois algorithmes sur l'ensemble

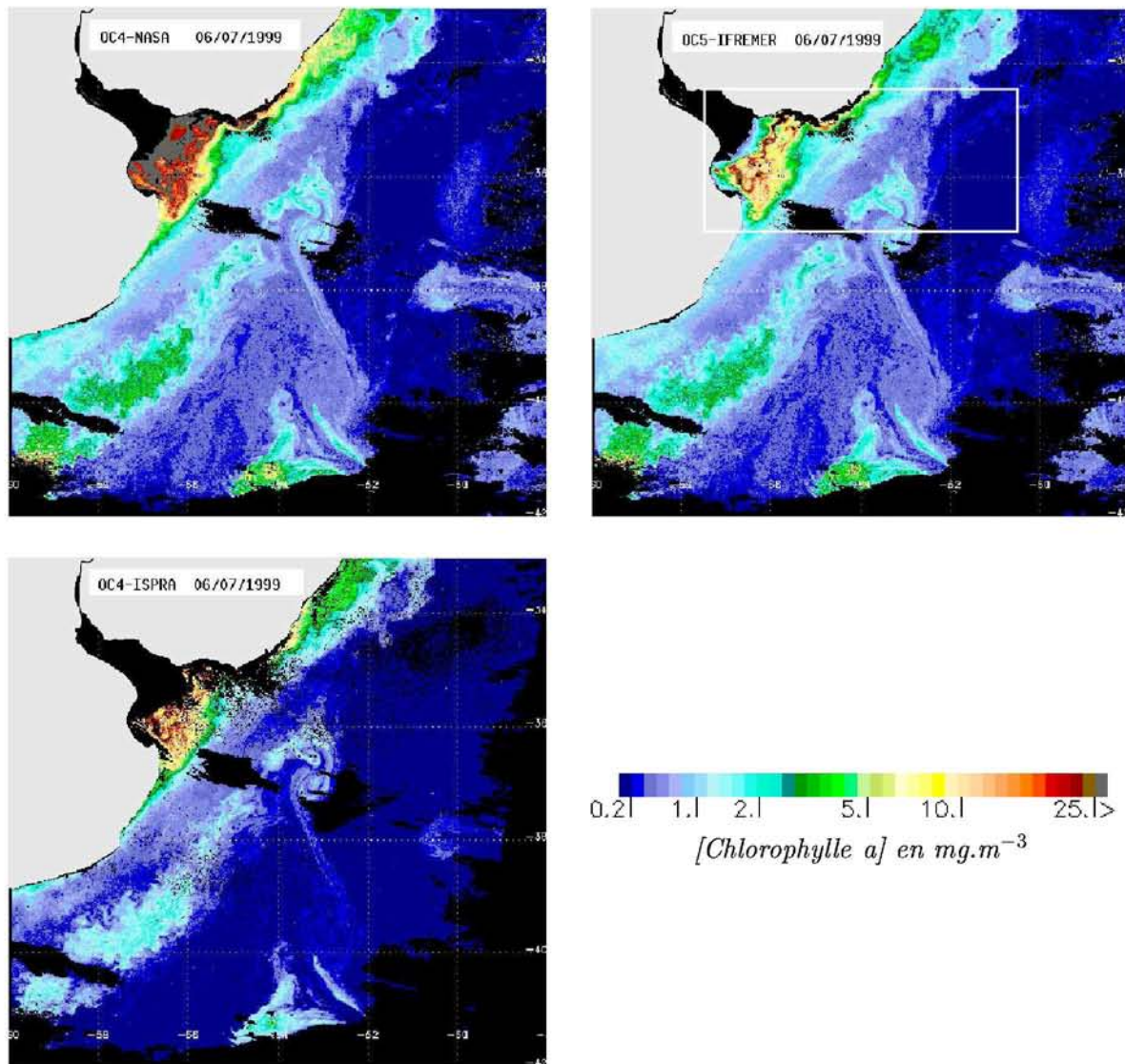


Fig. 1.10 – Comparaison des différents algorithmes sur l'image SeaWiFS du 6 juillet 1999.

de l'année. On tient compte ici du résultat précédent, qui montre que OC4-NASA sur-estime la concentration en chlorophylle *a* dans le Río de la Plata.

On vérifie tout d'abord que l'algorithme OC4-ISPRA est assez sélectif comparativement aux deux autres, ce qui engendre une perte d'information plus importante. Les corrections atmosphériques utilisées dans cet algorithme ne suffisent pas toujours à éviter les valeurs de radiances négatives. Or le choix est fait avec cet algorithme de masquer tout pixel conservant des valeurs négatives pour certaines longueurs d'onde. Si l'on applique uniquement certains masques indispensables pour les algorithmes OC4-NASA et OC5, on réussit à conserver davantage de pixels valides. Dans la partie la plus turbide de l'estuaire, on perd cependant souvent une bonne partie de l'information (figure 1.10),

et ce même en utilisant l'algorithme de Okada et al. (2003) pour la distinction pixel turbide/pixel nuageux.

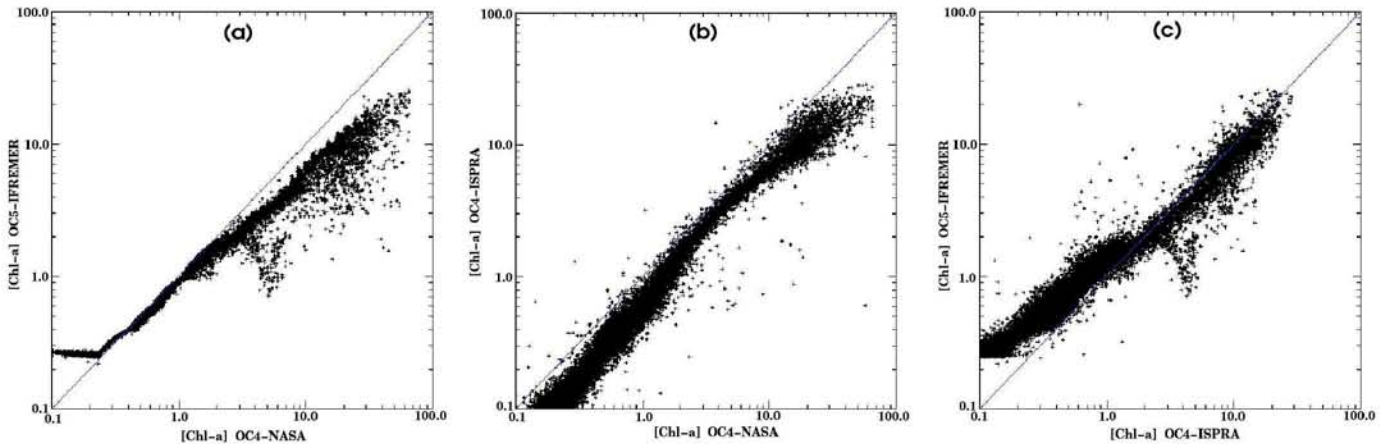


Fig. 1.11 – Comparaison de la concentration en Chlorophylle *a* pour les pixels inclus dans le rectangle blanc de la figure 1.10

Les graphes de la figure 1.11 montrent bien que les algorithmes OC5 et OC4-ISPRA réduisent les valeurs de concentration en chlorophylle *a* calculées par OC4-NASA, sur l'ensemble des valeurs pour l'algorithme OC4-ISPRA (b), uniquement pour les valeurs supérieures à 1 mg.m^{-3} pour l'algorithme OC5 (a). Pour les valeurs inférieures à cette limite, c'est-à-dire pour des données qui se situent pour la plupart au delà du talus, OC5 tend vers OC4-NASA, en ne tenant plus compte des radiances à 412nm et 555nm. On retrouve par ailleurs la valeur de seuil à 0.2 mg.m^{-3} (1.11 a,c). L'algorithme OC4-ISPRA diminue ces faibles valeurs, ce que l'on avait déjà noté lors de la comparaison avec les données AMT. Le peu d'indications ne peut nous permettre de définir qui de OC4-ISPRA, ou de OC4-NASA et OC5 est l'algorithme le plus réaliste pour ces faibles valeurs.

Lorsque l'on compare les algorithmes OC4-ISPRA et OC5-IFREMER (figure 1.13), la situation est différente selon le type d'eau ; les eaux très turbides du panache du Rio de la Plata (a), ou les eaux de la marge continentale (b). En dessous d'une limite autour de 3 mg.m^{-3} , le traitement par OC4-ISPRA donne des concentrations inférieures à celui d'OC5 dans les deux cas. Au dessus de cette limite, OC4-ISPRA et OC5 semblent assez bien corrélés lorsque l'on regarde la région sur la marge continentale (a), alors qu'OC4-ISPRA donne des concentrations plus élevées lorsque l'on se place dans le panache du Rio de la Plata (b). L'algorithme OC4-ISPRA ne faisant qu'améliorer les corrections atmosphériques, il est possible que cela ne suffise pas pour dissocier l'effet des matières en suspension, ce qui expliquerait les valeurs plus fortes obtenues par cet algorithme.

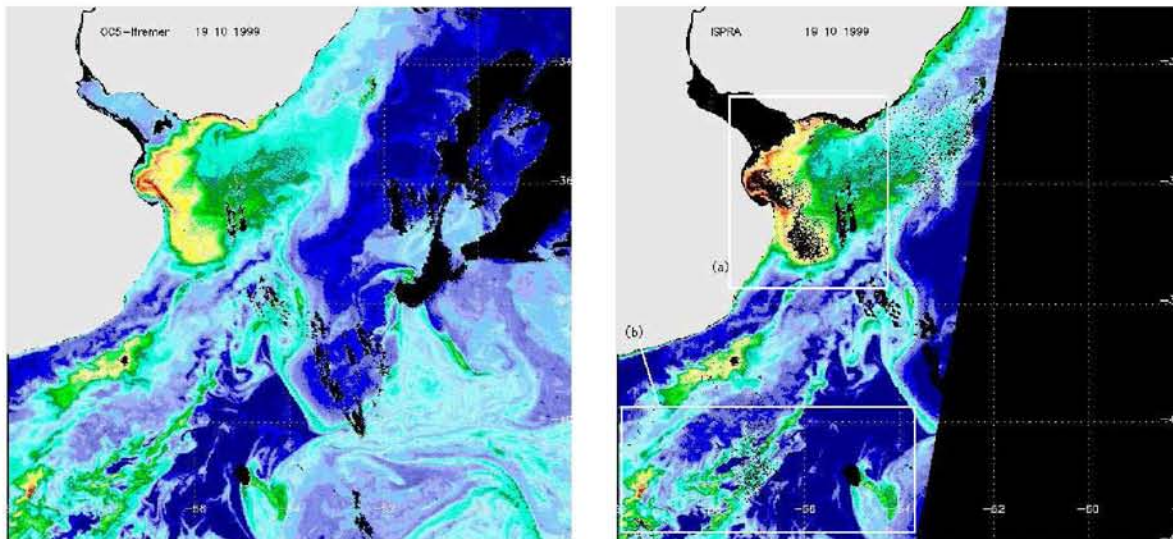


Fig. 1.12 – Comparaison des algorithmes OC5 (a) et OC4-ISPRA (b) sur l'image SeaWiFS du 19 octobre 1999

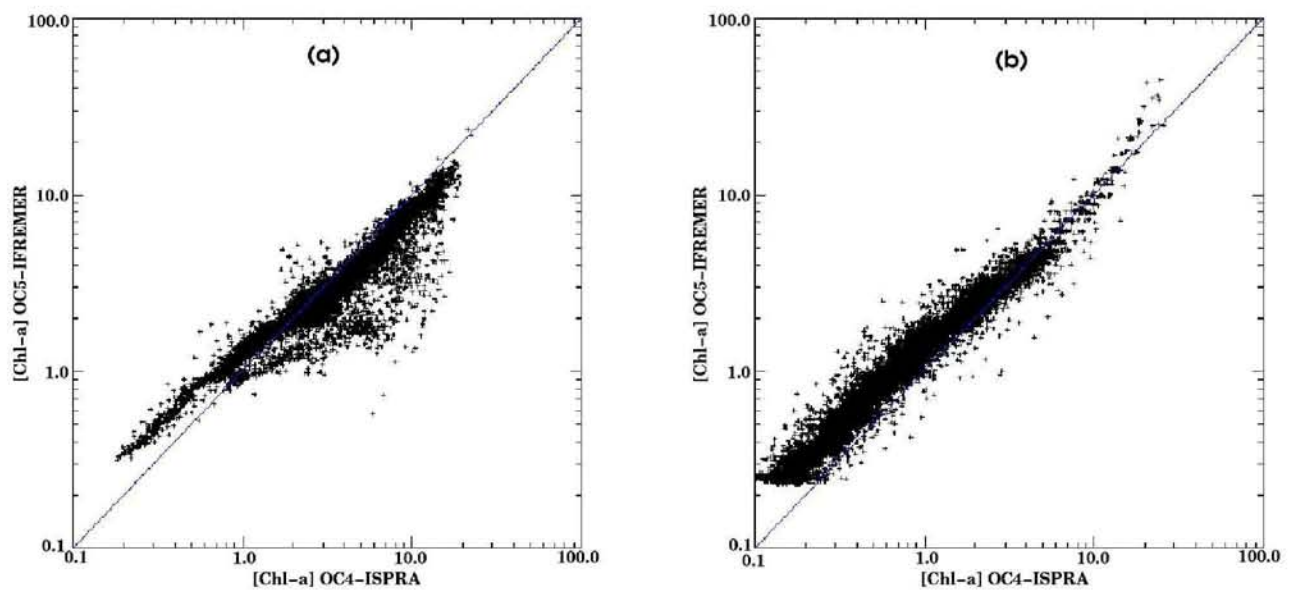


Fig. 1.13 – Comparaison des concentrations en chlorophylle *a* (en $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$) pour les algorithmes OC5-IFREMER et OC4-ISPRA pour les pixels de la zone a (a) et ceux de la zone b (b) sur la figure 1.12.

1.4.4 Discussion

Le résultat admis, selon lequel l'algorithme OC4-NASA surestime les concentrations en chlorophylle *a* en zone côtière turbide, est confirmé sur la région du Río de la Plata.

Le choix définitif d'un algorithme sur notre zone d'étude, entre OC5 et OC4-ISPRA, n'est cependant pas évident. Pour la zone qui nous intéresse principalement, l'estuaire et le panache du Rio de la Plata, OC4-ISPRA surestime les concentrations obtenues par rapport à OC5. Ce dernier donne des résultats très encourageants lorsqu'on le compare aux quelques données *in situ* disponibles dans cette zone, sans que l'on puisse généraliser sur l'ensemble de la saison ni sur l'ensemble de l'estuaire. La figure 1.12 révèle l'information perdue dans le fond de l'estuaire par l'algorithme OC4-ISPRA. Or cette information nous est primordiale pour la phase d'assimilation dans notre modèle couplé. L'algorithme OC5 semble donc le plus approprié actuellement dans l'utilisation que l'on veut faire de la donnée 'couleur de l'eau'.

1.5 Conclusion du chapitre

Ainsi une base de données des images SeaWiFS haute résolution est disponible sur chacune de nos zones d'étude. L'utilisation d'algorithmes empiriques régionaux sur le Golfe de Gascogne, ainsi que leur validation et utilisation depuis maintenant plusieurs années, rendent fiables les produits 'couleur de l'eau' obtenus sur cette zone. En comparaison, les cartes de chlorophylle *a* obtenues sur la région 'optiquement complexe' du Rio de la Plata sont à prendre avec plus de précautions.

- Pour le Río de la Plata la base de données est constituée de l'ensemble des cartes de concentration en chlorophylle *a* disponibles pour les années 1999 et 2000.
- Pour le Golfe de Gascogne, cette base est constituée des images disponibles depuis le lancement du capteur SeaWiFS fin 1997, et est enrichie de manière routinière par toute nouvelle image claire. Les quantités disponibles sur cette zone sont les concentrations en chlorophylle *a* et en matières en suspension.

Chapitre 2

Présentation du Río de la Plata et du Golfe de Gascogne

Sommaire

2.1	Particularités de la production primaire en milieu côtier . .	46
2.1.1	Les processus eôtiers	46
2.1.2	Les processus à l'interface avec le large	47
2.2	Le Río de la Plata et la marge de Confluence	48
2.2.1	La région de Confluence	48
2.2.2	Le Río de la Plata	55
2.3	Le Golfe de Gascogne	59
2.3.1	Présentation générale	59
2.3.2	Hydrologie	59
2.3.3	La production phytoplanetonique	60
2.4	Conclusion du chapitre	67

Dans ce chapitre sont tout d'abord présentés les processus couplant physique et biologie, spécifiques aux milieux côtiers, que l'on s'attend à rencontrer sur nos deux régions d'étude. Les processus propres à chacune de ces zones sont ensuite décrits. Pour cela, les bases de données 'couleur de l'eau' présentées dans le chapitre précédent constituent une source d'information très riche. Associées à une littérature descriptive abondante sur les deux zones, elles nous permettent de caractériser les processus que l'on devra prendre en compte dans la phase de modélisation.

2.1 Particularités de la production primaire en milieu côtier

2.1.1 Les processus côtiers

Les différences importantes de densité entre les eaux douces apportées par les fleuves et les eaux marines modifient la structure verticale et par conséquent la circulation des masses d'eaux côtières. La stratification engendrée limite les échanges verticaux des eaux superficielles dessalées avec les eaux du fond, alors que les courants de marée et le forçage par le vent vont avoir l'effet inverse de mélanger la colonne d'eau. Le phénomène de stratification est favorable au développement des cellules phytoplanctoniques, situées alors dans une couche de mélange en surface peu profonde dans laquelle la lumière n'est pas limitante.

Les eaux de ces panaches fluviaux sont de plus riches en sels nutritifs, éléments chimiques indispensables à la production phytoplanctonique. Ces éléments sont l'azote et le phosphore, auxquels nous pouvons ajouter la silice pour les diatomées. Ceux-ci sont disponibles directement, ou après reminéralisation de la matière organique dissoute et particulière également transportée par les fleuves. Ces panaches, et les eaux côtières influencées par les fleuves en général, sont donc des zones favorables à la production primaire. Les fleuves apportent également des Matières En Suspension (MES) inorganiques. Ces particules vont augmenter la turbidité dans les panaches, ce qui a comme conséquence de limiter la disponibilité en lumière, qui peut dans ce cas devenir limitante pour la production.

La remise en suspension des sédiments sous l'effet de forts courants de marée ou de la houle aura la même incidence sur la disponibilité en lumière. De manière plus générale, la forte interaction entre la colonne d'eau et le fond est une particularité importante des zones côtières. La remise en suspension ou la diffusion à partir du sédiment peut

également remettre à la disposition du phytoplancton pélagique des éléments nutritifs dissous, ou de la matière organique par la suite reminéralisée. Les organismes benthiques, autotrophes et hétérotrophes, ont également un rôle majeur dans l'utilisation et la régénération des éléments biogéochimiques en milieu côtier.

Les phénomènes d'upwelling ou de downwelling se traduisent par des courants verticaux engendrés par des vents soufflant parallèlement à la côte. Lorsque ces vents soufflent vers les pôles en bordure ouest de bassin, ou vers l'équateur en bordure est de bassin, des zones d'upwelling sont créées, apportant en surface des éléments nutritifs à partir des couches de fond. Ce phénomène peut avoir lieu à différentes échelles, il rend les zones concernées particulièrement productives si sa durée est importante.

2.1.2 Les processus à l'interface avec le large

D'une manière générale, les processus physiques à l'interface océan côtier/océan ouvert, à l'aplomb du talus continental, ainsi que les processus biologiques associés, ont été beaucoup moins étudiés que les processus côtiers. Ceci peut venir du fait que ceux-ci sont particulièrement complexes, et que les échanges à l'interface sont difficiles à quantifier. Ces processus couplés sont cependant loin d'être négligeables, comme nous pourrions le voir lors de la présentation de nos deux zones d'étude dans les sections suivantes.

Les processus amenant à une augmentation de la production phytoplanctonique sont ici encore des processus liés à des mouvements verticaux apportant des éléments nutritifs en surface. Ceux-ci peuvent être dus à des SWODDIES (Slope Water Oceanic eDDIES) (Pingree et Le Cann, 1992), au déferlement d'ondes internes ou aux upwellings de talus. La circulation grande échelle, particulièrement sur les façades ouest des bassins océaniques (Loder et al., 1998), influence de manière importante l'hydrologie des marges continentales, et participe activement aux échanges de matière de la marge vers l'océan ouvert.

2.2 Le Río de la Plata et la marge de Confluence

2.2.1 La région de Confluence

2.2.1.1 Hydrologie de la zone de Confluence

Le Río de la Plata est situé sur la côte est d'Amérique du Sud, entre l'Argentine et l'Uruguay. La position de sa marge continentale (voir Fig.2.1) en bordure ouest de bassin océanique en fait une zone particulièrement dynamique (Loder et al., 1998). La zone de Confluence des courants du Brésil et des Malouines, à l'aplomb du talus au large du Río de la Plata, est une des plus énergétiques de l'ensemble des océans (Chelton et al., 1990) (Fig.2.1). Les courants qui s'y rencontrent sont très contrastés : le courant des Malouines remonte des eaux Subantarctiques froides et dessalées (7°C et 33.5 en moyenne respectivement) vers le nord le long du talus; le courant du Brésil orienté vers le sud, apporte des eaux Subtropicales chaudes et salées (19.4°C et 36.2 en moyenne respectivement). Ces deux courants évoluent dans les 1500 premiers mètres, au dessus des Eaux Antarctiques Intermédiaires.

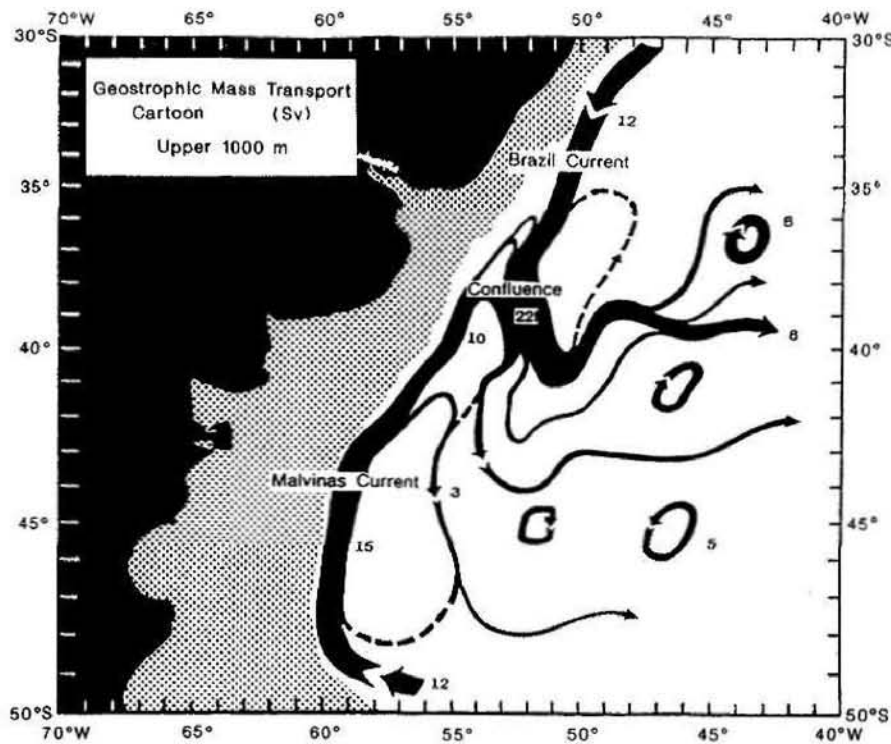


Fig. 2.1 – Système de courants de la zone de Confluence. D'après Confluence Principal Investigators (1990).

Dans sa définition de provinces biogéographiques à l'échelle mondiale, à partir des données du capteur CZCS, Longhurst (1998) place la marge de Confluence entre les provinces BRAZ (Brazil Current Coastal Province) et FKLD (Southwest Atlantic Shelves Province), ce qui révèle l'hétérogénéité aussi bien dynamique que biologique de cette région. La rencontre des deux courants est à l'origine d'une structure frontale très marquée, le gradient thermique pouvant atteindre 1°C tous les 250m. En résulte un réseau complexe de tourbillons et de filaments, qui ont pu être observés par imagerie satellitaire infrarouge (Legeckis et Gordon, 1982), par altimétrie (Willson et Rees, 2000), ou grâce à la 'couleur de l'eau' (Garcia et al., 2004) (voir aussi les structures méso-échelles au large sur la figure 2.2). A partir de la zone de Confluence, le courant de retour des Malouines s'oriente vers le sud, et la part la plus importante du transport se fait sous la forme d'un jet qui rejoint les eaux centrales Sud-Atlantique. Ce système de courants est nettement visible sur l'image SeaWiFS de la figure 2.2 traitée sur une zone allant de 47°S à 30°S, ou sur l'image AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) de la figure 2.2.

De manière plus générale, il est possible de dénombrer quatre types de front dans la région, décrits par Provost et al. (1996) : (i) celui présenté précédemment correspondant à la zone de Confluence. Il se prolonge sur la marge continentale en subsurface par le front Subtropical de la marge (Subtropical Shelf Front), qui sépare les eaux Subtropicales diluées de la marge au nord, et les eaux Subantarctiques diluées de la marge au Sud (Piola et al., 2000; Acha et al., 2004); (ii) le front halin orienté nord-sud correspondant à la limite des eaux du panache du Río de la Plata sur le plateau, (iii) le front du talus entre les eaux de la marge et le courant des Malouines, et (iv) le front entre les eaux des Malouines et le courant de retour vers le sud à partir de la zone de Confluence.

La marge continentale peut être divisée en deux régions (Piccolo, 1998) : la région côtière, limitée par l'isobathe 40m, et la marge externe qui s'étend jusqu'au talus. Les courants de marée, les apports fluviaux et le vent dominant la dynamique de la zone côtière. La zone intermédiaire entre les deux régions interagit avec la zone côtière mais est aussi fortement influencée par les courants grande échelle des Malouines et du Brésil, qui gouvernent la zone externe de la marge. La marge continentale de Confluence subit donc l'influence de ces deux courants, le front Subtropical y prolongeant la zone de Confluence.

Les zones de front sont favorables à la production primaire, ainsi qu'aux niveaux trophiques supérieurs (Le Fèvre, 1986; Olson et al., 1994). L'association de ces fronts à la décharge fluviale du Río de la Plata sur le plateau fait de la marge de Confluence une zone particulièrement productive. Les processus mis en oeuvre, même si beaucoup restent à comprendre, sont les upwellings liés aux tourbillons pour le courant du Brésil (Lima et al., 1996) et la zone de Confluence, et des tourbillons à petite échelle et/ou le déferlement d'ondes internes sur le talus au sud, entretenant la richesse en éléments

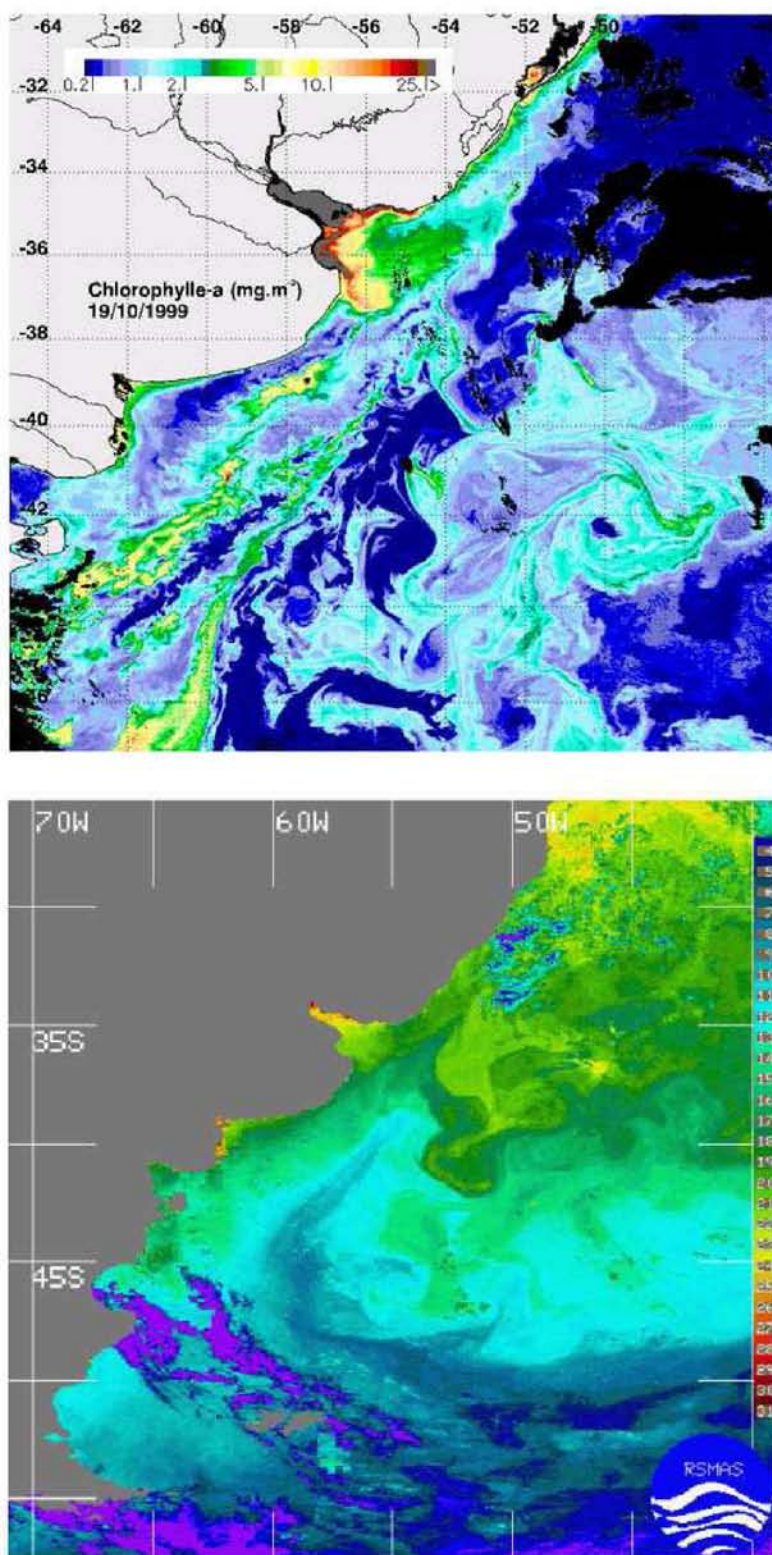


Fig. 2.2 – Image SeaWiFS du 19 octobre 1999 traitée avec l'algorithme OC4 (haut), et image AVHRR du satellite NOAA16 du 25 décembre 2003 (bas).

nutritifs des eaux du courant des Malouines (Acha et al., 2004). De nombreuses espèces de poissons vivent à proximité de ces zones de front, notamment au niveau du talus Argentin (Acha et al., 2004) ce qui en fait une zone de pêche très riche.

2.2.1.2 Evolution hydrologique saisonnière

L'information contenue dans les bases de données constituées sur nos deux zones a été synthétisée dans des composites mensuels. Ces images composites nous permettent à l'aide d'une étude bibliographique, de décrire la dynamique couplée physique/biologie des écosystèmes étudiés. On se limite dans un premier temps à la description de la région au large du Río de la Plata, une partie étant consacrée à l'estuaire par la suite.

Été (Fig.2.3) : De janvier à mars, le courant des Malouines, visible grâce aux concentrations en chlorophylle *a* élevées le long du talus, est limité aux environs de 38°S-40°S. La seconde bande enrichie en chlorophylle au large du courant des Malouines, surtout visible en mars, correspond au front engendré par le courant de retour des Malouines. La zone au Nord de cette limite est majoritairement influencée par les eaux du courant du Brésil, ce qui explique les faibles concentrations observées. Durant ces trois mois, le panache du Río de la Plata est orienté vers le Sud.

Automne (Fig.2.3) : La zone de Confluence des deux courants dépasse la limite de 38°S en avril pour atteindre les environs de 36°S en juin. L'influence des eaux riches du courant des Malouines se fait sentir sur la marge continentale argentine, où les concentrations en chlorophylle *a* sont assez élevées jusque la côte, mais aussi vers le large à partir de la zone de Confluence. La marge continentale uruguayenne semble elle être enrichie par les eaux du Rio dont le panache a tendance à avoir une orientation Nord durant ces mois.

Hiver (Fig.2.4) : Les mois d'hiver sont assez semblables aux mois d'automne sur nos images composites. Les plus basses latitudes (35°S) sont atteintes par le courant des Malouines en août. Durant ce mois, l'ensemble de la marge continentale au Nord du Rio présente des concentrations en chlorophylle de l'ordre de 3 mg.m⁻³, révélant l'extension importante des eaux du Rio vers le Nord. La généralisation de ces observations pour les mois d'hiver est néanmoins à nuancer du fait du faible nombre d'images disponibles pour le calcul des moyennes.

Printemps (Fig.2.4) : La difficulté de localisation nette de la zone de Convergence durant ces mois reflète son déplacement vers le Sud au cours de cette saison, avec une influence croissante des eaux du courant du Brésil au Nord de la zone. Au cours de ces trois mois, deux bandes de concentrations en chlorophylle élevées sont assez remarquables sur le sud de la zone. La bande la plus au large le long du talus correspond au front

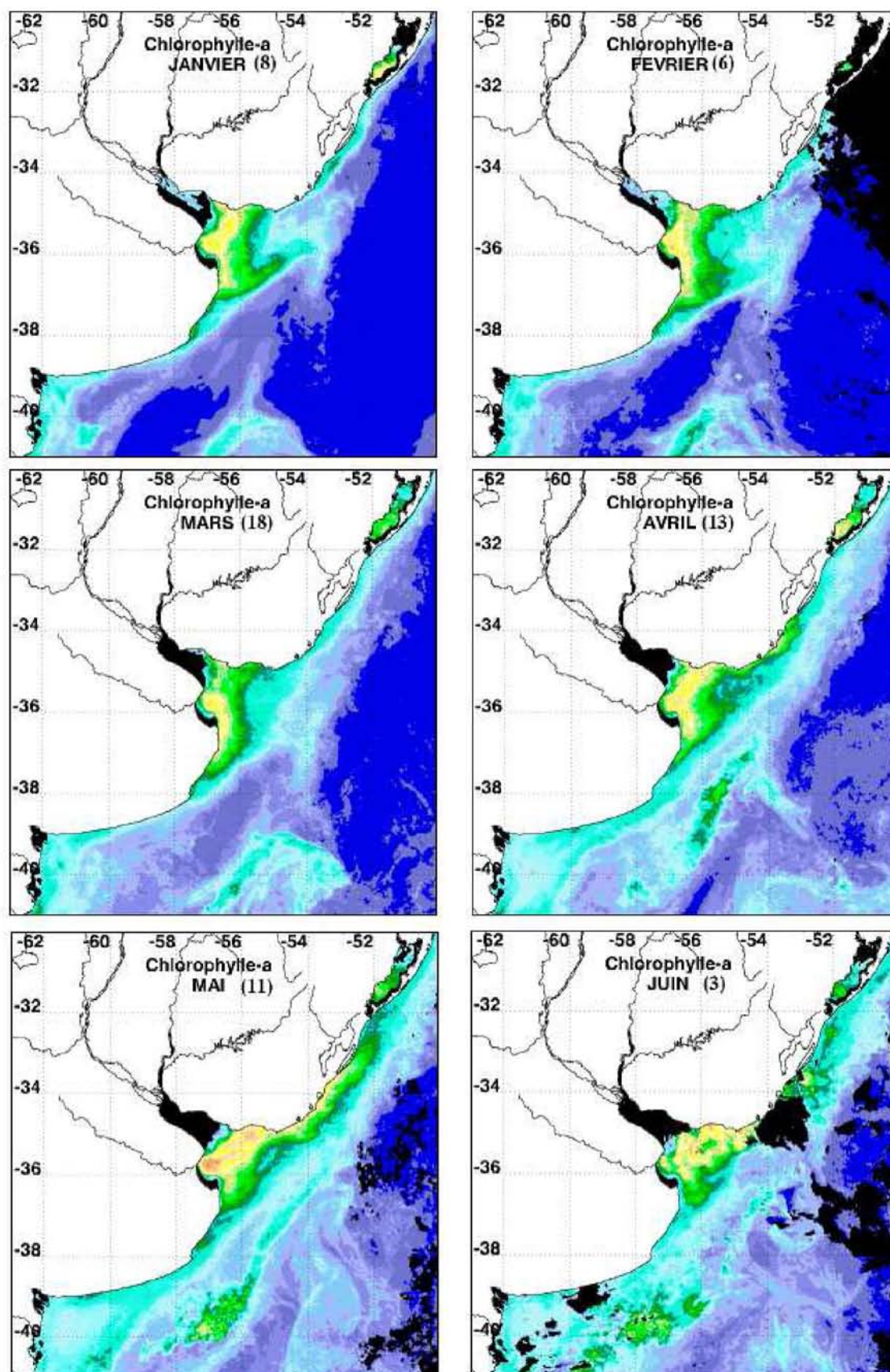


Fig. 2.3 – Composites mensuels SeaWiFS, traités avec l’algorithme d’IFREMER (OC5). Les valeurs à droite du mois correspondent au nombre d’images des années 1999-2000 utilis es pour le calcul des moyennes.

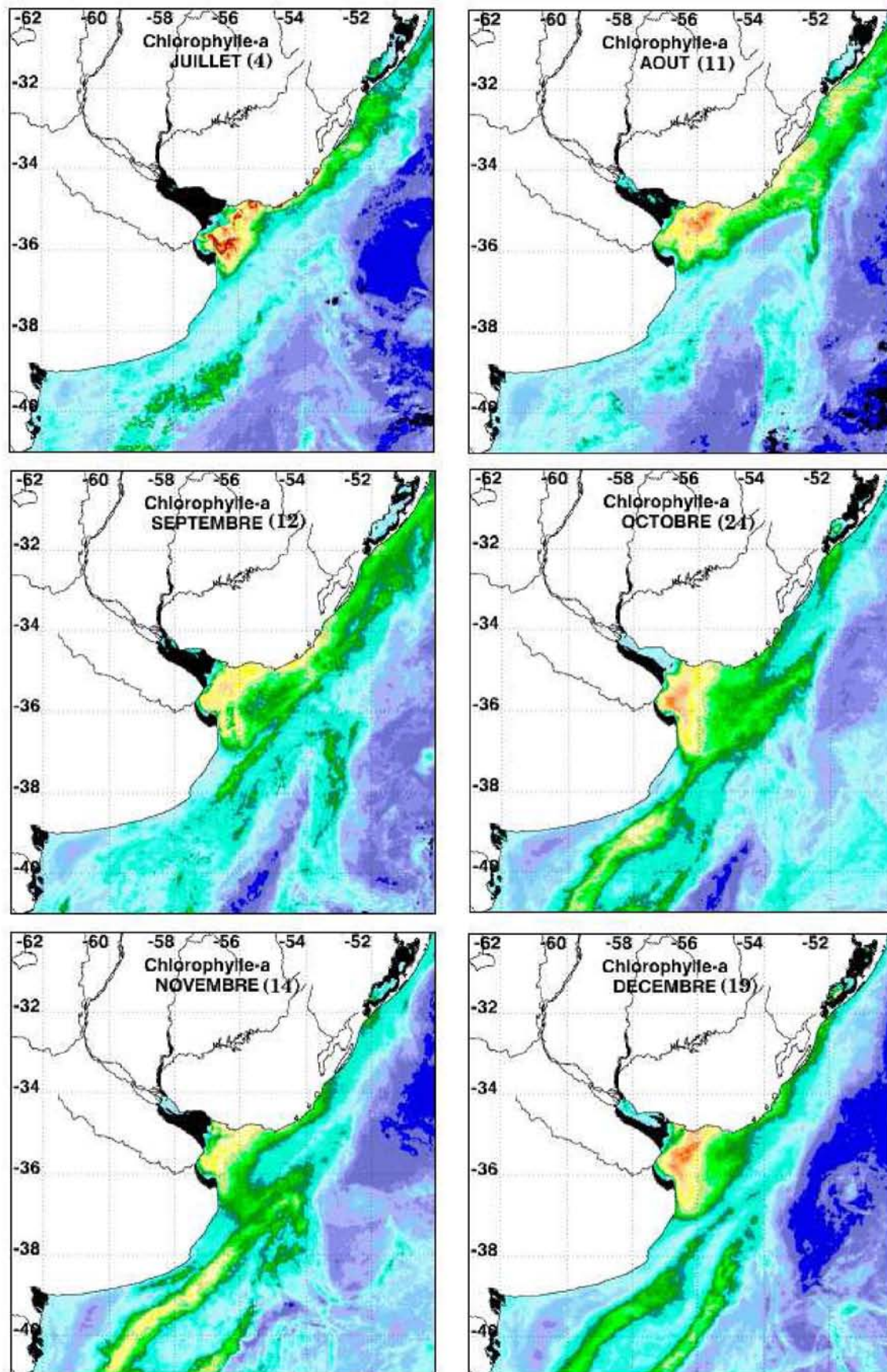


Fig. 2.4 – Composites mensuels SeaWiFS (suite).

du courant des Malouines. La bande située au milieu de la marge continentale argentine correspond à la zone du bloom printanier lié à une stratification thermique importante (Martos et Piccolo, 1988) dans une zone enrichie par les eaux subantarctiques.

Ces observations sont concordantes avec ce qui a pu être observé lors d'études antérieures. Legeckis et Gordon (1982) ont observé la zone de Confluence entre 37°S et 39°S à partir d'images SST satellitales. Egalement à partir de données AVHRR des satellites de la NOAA (National Ocean and Atmosphere Agency), Olson et al. (1988) montrent que la séparation du plateau se fait en moyenne à 35.8°S pour le courant du Brésil, et à 38.8°S pour celui des Malouines, avec un déplacement vers le nord dans les deux cas en hiver. Ciotti et al. (1995) ont observé la zone de Confluence à des latitudes aussi basses que 35°S-30°S durant cette saison.

Le déplacement méridional de la zone de Confluence reste encore peu expliqué. En se basant sur l'imagerie infrarouge satellitaire, Provost et al. (1992) ont analysé la variabilité temporelle de la SST, et ont montré qu'elle est nettement dominée par deux périodes, une annuelle et l'autre semi-annuelle. La première serait associée à la force relative du cycle annuel du courant du Brésil, forcé par le vent dans la zone subtropicale. La seconde serait due au régime de forçage atmosphérique semi-annuel de l'hémisphère sud, qui influence le courant des Malouines. Les transports de masse respectifs entre les deux courants seraient donc à l'origine de la limite nord ou sud de leur Confluence. Garzioli et Simionato (1990) montrent cependant que la source principale de variabilité est le forçage local en vent. En effet, la zone de Confluence se situe entre au nord les vents d'est constants de la zone tropicale, et au sud les vents forts et irréguliers d'ouest caractéristiques de la zone tempérée. Le degré d'influence de ces deux systèmes montre une forte saisonnalité dans la zone de Confluence, pouvant expliquer le déplacement saisonnier de sa zone frontale, avec une influence plus importante des vents d'ouest en hiver.

Carreto et al. (1995) ont décrit l'évolution de la concentration en chlorophylle *a* le long d'un transect sur la marge continentale argentine. Cette description valide les observations faites à partir de nos images composites. Le long de la côte la situation est assez homogène tout au long de l'année, du fait d'un mélange important par le vent et la marée. Des valeurs maximales sont cependant trouvées au printemps et à l'automne. Sur le centre de la marge, les eaux subantarctiques sont soumises à un cycle classique d'établissement et de destruction de la stratification thermique. Un pic important de chlorophylle est ainsi observé au printemps, un second moins important à l'automne. L'été la production est limitée en surface par la disponibilité en nutriments dans la couche de mélange. Le long du talus, des biomasses importantes en phytoplancton liées au front des Malouines sont maintenues tout au long de l'année. Il a également été observé un déplacement longitudinal de la localisation de ce front, vers le large en été,

et vers l'intérieur de la marge au printemps et à l'automne, ce que l'on peut observer entre nos images des mois d'automne et d'été. L'hiver, la localisation de ce front est moins nette sur nos images; Carreto et al. (1995) rapportent également des gradients horizontaux plus faibles.

Ciotti et al. (1995) décrivent la biomasse phytoplanctonique sur la marge au nord du Río de la Plata en fin d'hiver-début du printemps (septembre-octobre). Celle-ci semble étroitement reliée au déplacement saisonnier latitudinal du front de convergence subtropical, ainsi qu'aux décharges du Río de la Plata et du Patos-Lagoon. L'influence de ces masses d'eaux enrichies en éléments nutritifs augmente la productivité sur cette marge. L'upwelling côtier engendré par des vents de nord-ouest persistants semble également accroître la biomasse phytoplanctonique observée.

2.2.2 Le Río de la Plata

2.2.2.1 Présentation de l'estuaire

Le Rio de la Plata draine le second plus grand bassin du continent sud-américain, et le plus important en terme de population et d'activité économique. Les capitales Montevideo et Buenos Aires, dont on voit l'étendue sur l'image MODIS (Fig.2.5), sont situées sur son rivage. Les fleuves Paraná et Uruguay, qui représentent à eux deux plus de 97% de l'apport d'eau douce au Rio de la Plata (Nagy et al., 1997), alimentent la partie amont de l'estuaire (Tidal River), avec un débit moyen d'environ $22\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (Framiñan et al., 1999) (le sixième plus important au monde (Shiklomanov, 1998)). Les débits des deux fleuves sont soumis à l'influence d'El Niño Southern Oscillation (ENSO) (Depetris et Kempe, 1990; Mechoso et Iribarren, 1992), qui résultent de précipitations accrues sur l'ensemble du Sud-est du continent Sud-Américain (Ropelewski et Halpert, 1987). Sur la période 1983-1992, un accroissement sensible du débit moyen du Río qui a atteint $25\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ a été mis en relation avec les forts épisodes El-Niño ayant eu lieu (Nagy et al., 1997). L'estuaire externe est une zone biologique d'une grande richesse, c'est notamment une zone de frayère importante pour de nombreuses espèces de poissons (Nion, 1997). D'autre part, l'ensemble du système est fortement sensible aux changements dans les apports en éléments nutritifs et en eau douce, qui peuvent engendrer des phénomènes critiques liés à l'eutrophisation (Nagy et al., 2002).

L'estuaire en forme d'entonnoir d'une longueur de 320 km est ouvert sur le plateau continental sur 230 km de large. La dynamique et le transport de sédiments dans l'estuaire et le panache du Río de la Plata sont bien documentés, grâce aux études *in-situ* réalisées (Guerrero et al., 1997; López Laborde et Nagy, 1999; Framiñan et al., 1999),



Fig. 2.5 – Le Río de la Plata vu par le capteur satellital MODIS le 2 mai 2002 (<http://visibleearth.nasa.gov>).

et également grâce à la télédétection qui permet d’obtenir une vue synoptique de l’ensemble de la zone (Gagliardini et al., 1984; Framiñan et Brown, 1996). Deux zones se distinguent morphologiquement : le Tidal River, très peu profond avec essentiellement une circulation bidimensionnelle, constitué principalement d’eau douce et très riche en sédiments, ce qui est nettement visible en marron sur l’image de la figure 2.5. Cette concentration en MES est variable, souvent supérieure à 100 mg.l^{-1} , avec des valeurs maximales pouvant dépasser 1 g.l^{-1} (López Laborde et Nagy, 1999) ; la partie externe qui est la zone de mélange de l’eau douce et des eaux marines côtières. Un maximum de turbidité (“bouchon vaseux”), bien visible avec l’imagerie satellitale, est présent entre ces deux zones (Ottmann et Urien, 1966; Gagliardini et al., 1984; Framiñan et Brown, 1996). Il correspond également au front de salinité, entre les isohalines 0.5 et 5. Sa localisation est variable, en fonction des débits et du vent, qui sont les principaux agents influençant l’hydrodynamique de l’estuaire. La marée a un rôle moins important, avec l’onde M2 expliquant 80 % de la variance totale. Le long de la côte argentine, l’amplitude est de l’ordre de 1 m, alors qu’elle n’est que de 0.3 m le long de la côte uruguayenne (Sepúlveda et al., 2004). Le comportement de la matière en suspension, liée à la dynamique de l’estuaire, est différent entre sa côte nord où le courant résiduel important la disperse, et la baie de Samborombón au sud où les processus de floculation et de remise en suspension sont plus importants, d’où une plus forte turbidité.

Sur la marge continentale, l'important panache dessalé joue un rôle significatif sur la dynamique (Piccolo, 1998; Piola et al., 2000). L'influence du panache a déjà été remarquée le long de la côte brésilienne jusqu'à des latitudes approchant 23°S (Campos et al., 1999). Cependant, de nombreuses questions restent sans réponse sur le réel impact physique et biogéochimique du Río sur sa marge continentale, ainsi que sur l'export de matière vers l'océan ouvert.

2.2.2.2 Déterminisme de la production primaire

En amont du front de turbidité, la production phytoplanctonique est fortement limitée par la lumière (Nagy et al., 2002; Acha et al., 2004), malgré la faible profondeur de la colonne d'eau. En aval du front de salinité, les concentrations en nutriments inorganiques dissous diminuent rapidement, en même temps que la concentration en phytoplancton augmente. La majeure partie de l'utilisation de l'azote inorganique, premier élément limitant de l'estuaire (Nagy et al., 1997), semble être réalisée entre les isohalines 3 et 18 (Nagy et Blanco, 1987; Blanco, 1989), c'est-à-dire juste en aval du front. Une telle distribution de la biomasse phytoplanctonique associée à la turbidité est classique en zone estuarienne, et a déjà été décrite pour d'autres panaches majeurs, comme le Mississippi (Lohrenz et al., 1990), ou l'Amazone (Smith Jr. et Demaster, 1996).

La production primaire dans la région externe et le panache du Río de la Plata est modulée par l'intensité de la stratification. Celle-ci sera intensifiée lors des épisodes de débits importants, et atténuée par le mélange induit par le vent et la marée. La variabilité saisonnière est peu marquée dans le débit du Río de la Plata, du fait du décalage dans les cycles des deux fleuves l'alimentant. Néanmoins, c'est la période automne/hiver qui présente les plus forts débits (Guerrero et al., 1997). Les vents off-shore dominants durant cette saison participent à l'entraînement des eaux dessalées à travers le Canal-Oriental au nord, ce qui en fait une zone particulièrement sensible au phénomène d'anoxie des eaux de fond suite à de trop fortes biomasses phytoplanctoniques en surface. Le sud de l'estuaire est moins sensible à ce risque, du fait d'un mélange plus important par la marée, d'une turbidité plus forte, et d'un écoulement des eaux dessalées moins favorable.

2.2.2.3 Evolution hydrologique saisonnière

Les cartes composites de concentration en chlorophylle *a* (Fig.2.3,2.4) révèlent pour l'estuaire du Río de la Plata une situation moyenne assez constante tout au long de l'année. Même si peu de pixels sont clairs dans le Tidal River du fait d'une trop forte turbidité, les mois d'été montrent des concentrations ne dépassant pas 2 mg.m⁻³. Les

biomasses les plus importantes se trouvent dans l'estuaire externe, puis décroissent vers le large en restant assez fortes dans l'axe du panache. Les valeurs sont fortes en moyenne dans l'estuaire externe, entre 5 et 10 mg.m^{-3} tout au long de l'année, avec des valeurs maximales supérieures à 10 mg.m^{-3} en juillet. Le maximum durant cette période de l'année est cependant à relativiser, du fait du faible nombre d'images disponibles pour le calcul de la moyenne. La concentration moyenne en chlorophylle dans le panache qui s'étale sur la marge est de l'ordre de 3 mg.m^{-3} .

La plus grande variabilité saisonnière observable se situe dans l'orientation du panache. Celui-ci est nettement orienté vers le sud le long de la côte argentine et vers le large pendant les mois d'été, alors qu'il s'étale largement sur la marge continentale vers le nord en août, où il semble pouvoir dépasser la latitude de 30°S. Entre ces deux saisons, l'orientation du panache est moins évidente, suggérant une alternance dans l'étalement du panache le long de la côte uruguayenne au nord et le long de la côte argentine au sud. Sur les images composites, ceci peut se caractériser par d'étroites bandes côtières de concentrations importantes en chlorophylle de chaque côté de la sortie de l'estuaire, comme en mai et novembre. L'extension du panache vers le sud, maximale en été, ne dépasse cependant pas la latitude 37°S.

Ces caractéristiques sur l'orientation du panache se retrouvent dans les salinités de surface reconstituées à partir d'un grand nombre de données *in situ* (Guerrero et al., 1997; Framiñan et al., 1999). Les isohalines entre 30 et 33, tracées à partir de ces données, s'étendent en effet largement vers le nord sur une large bande côtière pour la période automne/hiver, alors que cette bande est beaucoup plus restreinte et l'extension au sud plus importante pour la période printemps/été. Piola et al. (2000) font les mêmes observations pour les deux saisons été et hiver. Le forçage par le vent et le débit des fleuves sont les deux causes principales dans l'orientation et l'extension du panache. En l'absence de vent, la force de Coriolis entraîne le panache le long de la côte au nord, ce qui explique le déséquilibre entre les extensions nord et sud du panache. La forte saisonnalité dans l'orientation du vent, avec dominance des vents d'est en été, et des vents de sud-est en hiver (Framiñan et al., 1999), se superpose alors au débit pour expliquer la variabilité du panache, et de manière plus générale la circulation des masses d'eaux sur la partie côtière de la marge.

2.3 Le Golfe de Gascogne

2.3.1 Présentation générale

Le Golfe de Gascogne est situé en bordure est du bassin Atlantique nord, entre les latitudes 43°N et 49°N (Fig.3). Il appartient à la province biogéographique NECS (Northeast Atlantic Shelves Province) définie par Longhurst (1998), qui comprend toute la marge des Iles Britanniques, et s'étend au nord jusqu'en mer Baltique et aux îles Féroé. Un tiers de la surface du Golfe est occupé par le plateau continental. Celui-ci s'étend de la côte française jusqu'à l'isobathe 200 m, il est donc très étroit au niveau du canyon de Cap Breton au sud, pour atteindre plus de 200 km dans la zone Sud-Bretagne. Deux fleuves principaux se déversent dans le Golfe de Gascogne, tous deux à partir des côtes françaises, avec un débit moyen d'environ $900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$: la Loire et la Gironde, estuaire additionnant les débits de la Garonne et de la Dordogne.

Toutes les activités de pêche sont représentées à l'échelle du Golfe de Gascogne, région qui se révèle particulièrement productive. Les estuaires représentent des zones de frayère puis de nourricerie intéressantes pour de nombreuses espèces de poissons. Les espèces aux valeurs commerciales les plus fortes sont la sole, le merlu, la langoustine, la baudroie ou encore la civelle. Les petits pélagiques sont représentés par l'anchois, la sardine, le maquereau. Les différentes baies localisées le long des côtes françaises atlantiques constituent des zones de production conchylicole privilégiées.

2.3.2 Hydrologie

Dans la partie océanique du Golfe, la circulation générale est anticyclonique et faible, avec des courants géostrophiques de l'ordre de $1 \text{ à } 2 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ dans les eaux de surface (Pingree et Le Cann, 1989; Van Aken, 2001). Les eaux de cette région font partie de l'ensemble NACW (North Atlantic Central Water). Le long du talus, les courants résiduels sont plus forts et majoritairement orientés vers le pôle (Pingree et Le Cann, 1990). Ceux-ci sont cependant très variables, avec des composantes verticales, parallèles et perpendiculaires au talus, pouvant générer des tourbillons mésoéchelles, les SWODDIES (Pingree et Le Cann, 1992).

Puillat et al. (2004) ont décrit la variabilité hydrologique du plateau du Golfe de Gascogne à partir de 25 campagnes réalisées dans les années 1990. L'évolution saisonnière de la température est relativement constante. La stratification thermique s'installe entre mai et septembre sur une épaisseur d'environ 50 m, alors que la colonne d'eau est bien

mélangée de janvier à avril. Durant l'automne, la stratification est progressivement détruite. La distribution de salinité est beaucoup plus variable. De manière générale, la stratification haline est forte de mars à juin, du fait des forts débits et du mélange faible par le vent, alors que celle-ci diminue en automne, les débits étant faibles et le vent plus fort.

La variabilité dans la localisation des dessalures est due aux conditions de vent à l'échelle de la quinzaine de jours, associées aux débits des rivières principales à l'échelle de la saison. La variabilité des débits est importante, avec des maxima lors des crues hivernales et printanières, et des minima lors des périodes d'étiage en été. Des valeurs dépassant $6000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $5000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ont été relevées respectivement pour la Loire et la Gironde, alors que des valeurs de l'ordre de $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ peuvent être observées pour les deux fleuves. Les panaches s'orientent naturellement vers le nord, sous l'effet de la force de Coriolis, les eaux dessalées de la Loire pouvant dans ce cas dépasser la pointe Bretagne et rejoindre la Manche. Cependant, des vents d'ouest peuvent les détourner vers le sud (Lazure et Jegou, 1998). Les vents de dominante nord peuvent également générer des upwellings le long de la côte des Landes. La circulation thermohaline associée aux panaches des fleuves, et celle induite par le vent, sont les agents hydrodynamiques principaux dans le Golfe de Gascogne. Localement, les courants de marée peuvent être importants, notamment autour des  les au nord du plateau et devant la pointe de Bretagne, ce qui est à l'origine du front d'Ouessant. L'onde de marée principale est M2 (Le Cann, 1990), donnant une périodicité semi-diurne à ces courants.

2.3.3 La production phytoplanctonique

2.3.3.1 La distribution saisonnière des MES

La présence dans les eaux de surface des MES est due aux apports fluviaux en matériel particulaire, ainsi qu'à la remise en suspension à partir des sédiments du fond de matériel particulaire. Un mélange important de la colonne d'eau doit y être associ e pour la remontée jusqu'en surface de ce matériel sédimentaire. La remise en suspension est due aux fortes tensions de fond ressenties par le sédiment, dans le cas de forts courants de marée, ou de l'effet de la houle dans les zones peu profondes. Du fait de la saisonnalité climatique du Golfe de Gascogne, la concentration est maximale en hiver. La figure 2.6 présente les situation moyennes pour les mois de janvier 1998 et 2002, en r evolant une variabilité interannuelle marquée. En janvier 1998, la concentration est élevée sur l'ensemble du plateau, avec des valeurs maximales entre les estuaires de la Gironde et de la Loire. En janvier 2002, les concentrations sont beaucoup moins fortes, avec les panaches fluviaux qui ressortent sur l'image du fait d'un apport moins important à partir des

sédiments de fond. Les concentrations en face de la pointe bretonne et le long de la côte landaise sont très faibles.

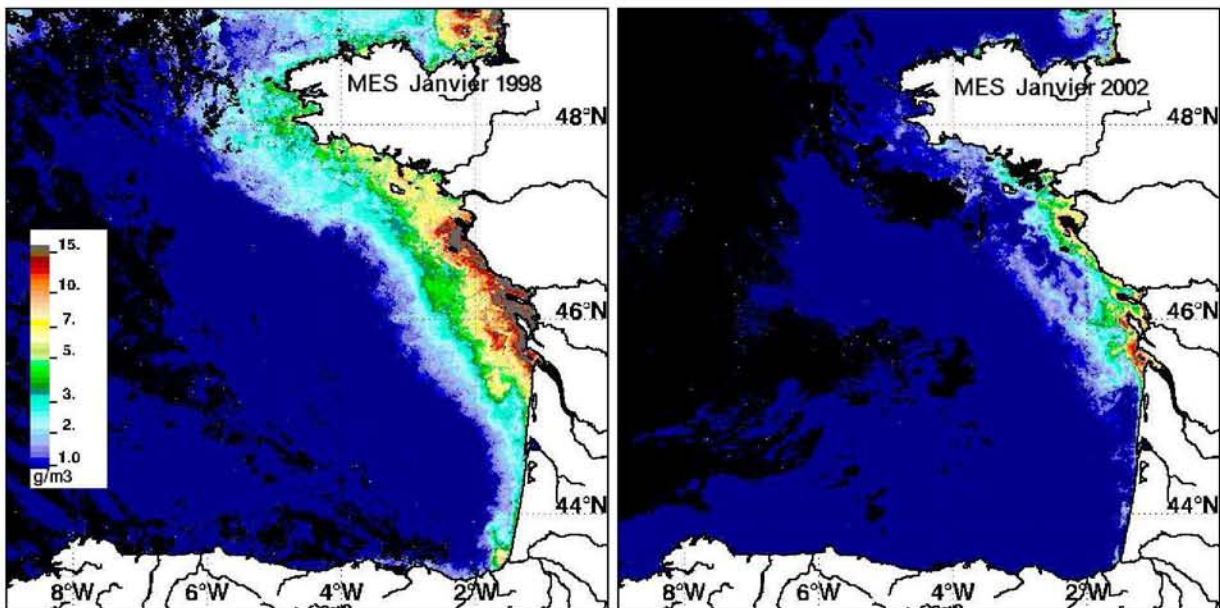


Fig. 2.6 – Concentration moyenne en surface pour les mois de janvier 1998 et 2002. 4 images ont été utilisé dans le calcul de la moyenne pour chacun des mois.

Le cycle saisonnier très marqué ressort nettement sur les figures 2.7 et 2.8. En janvier et février, les concentrations sont importantes sur l'ensemble du plateau, avec un gradient décroissant vers le large, la limite du plateau ressortant d'ailleurs nettement sur le composite du mois de janvier. Ces fortes concentrations sont dues aux remises en suspension et au fort mélange pendant l'hiver. Les apports des fleuves sont aussi importants, mais les panaches ne ressortent pas sur les composites, mis à part celui de l'Adour. Les valeurs les plus fortes (supérieures à 10 g.m^{-3}) sont localisées dans les zones peu profondes entre les estuaires de la Loire et de la Gironde, autour de Noirmoutier et dans les Pertuis Charentais. Des concentrations autour de 3 mg.m^{-3} sont présentes ailleurs sur le Plateau. Les mois suivants voient les concentrations diminuer jusqu'en été, saison pendant laquelle seuls les petits panaches en sortie d'estuaire et les zones peu profondes citées précédemment ressortent sur les images. En automne, les concentrations augmentent à nouveau progressivement, en commençant par la bande côtière. Le mois de décembre, avec des concentrations relativement faibles, dénote par rapport à une continuité attendue durant les mois d'hiver. Ceci est à mettre au compte du faible nombre d'images disponibles, qui sous-estime sans doute les valeurs de MES par rapport à la situation moyenne réelle.

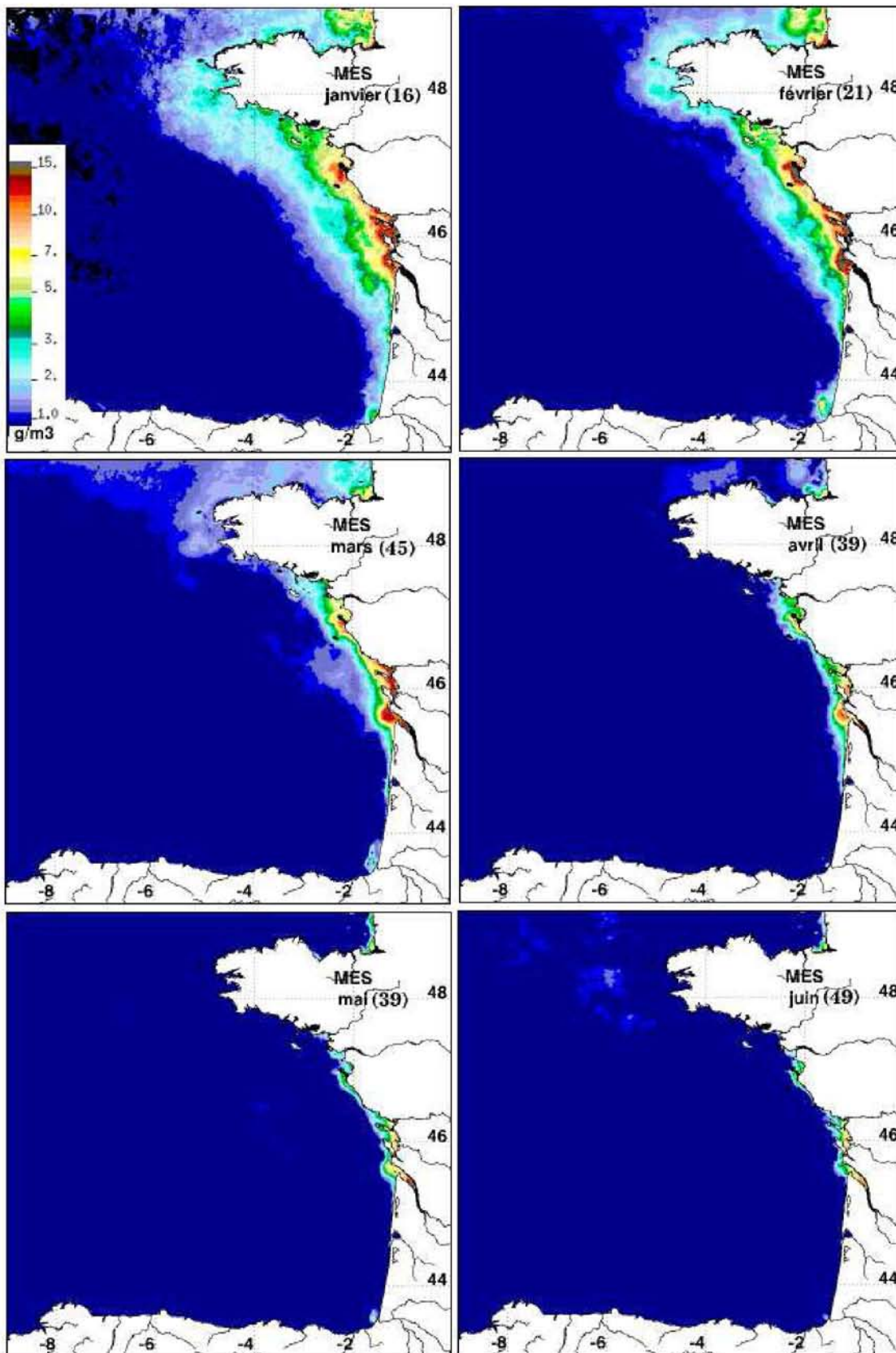


Fig. 2.7 – Composites mensuels SeaWiFS traités avec l'algorithme d'IFREMER. Les valeurs à droite du mois correspondent au nombre d'images sur 6 années SeaWiFS (1998-2003) utilisées dans le calcul des moyennes.

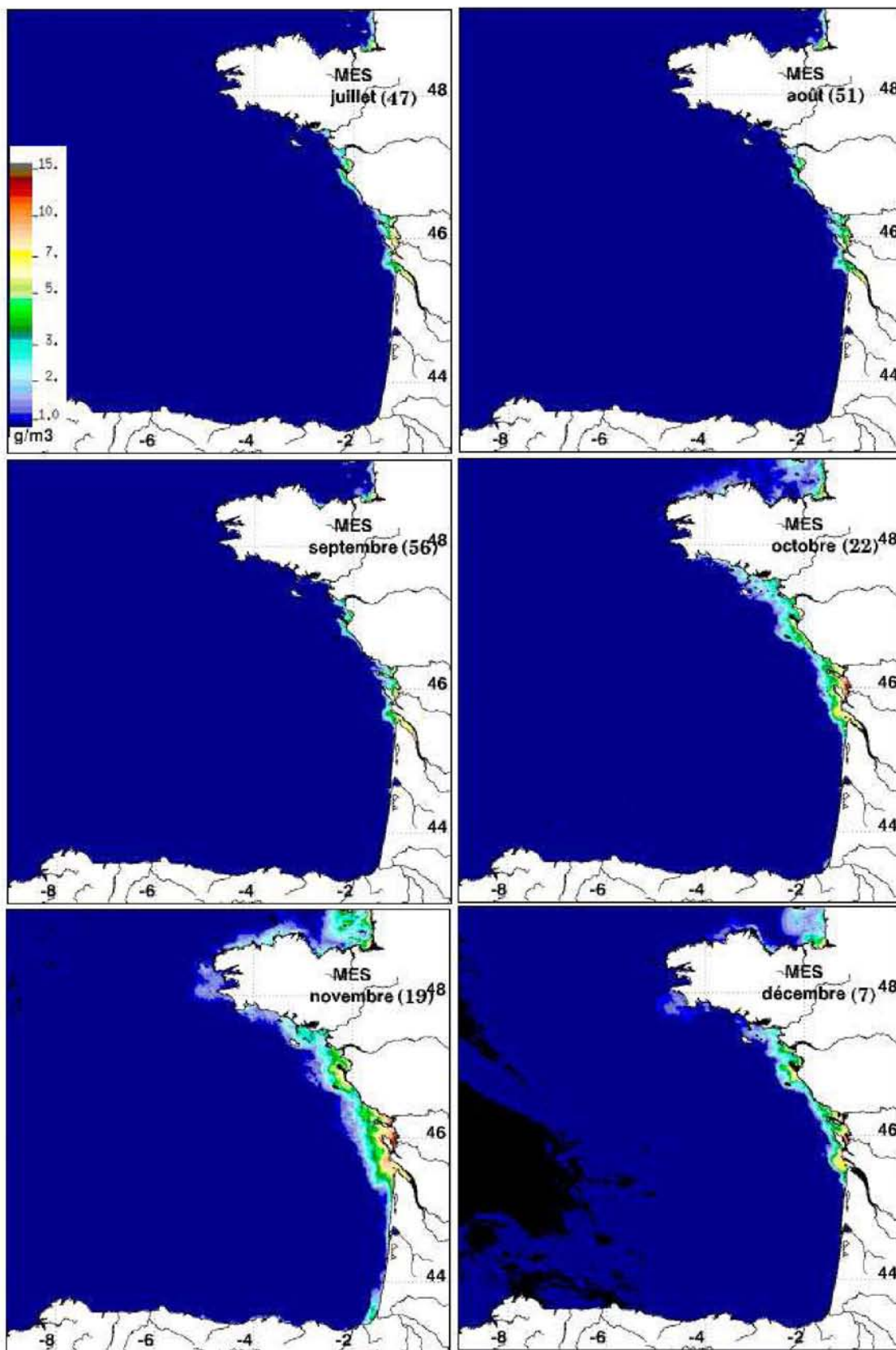


Fig. 2.8 – Composites mensuels SeaWiFS (suite).

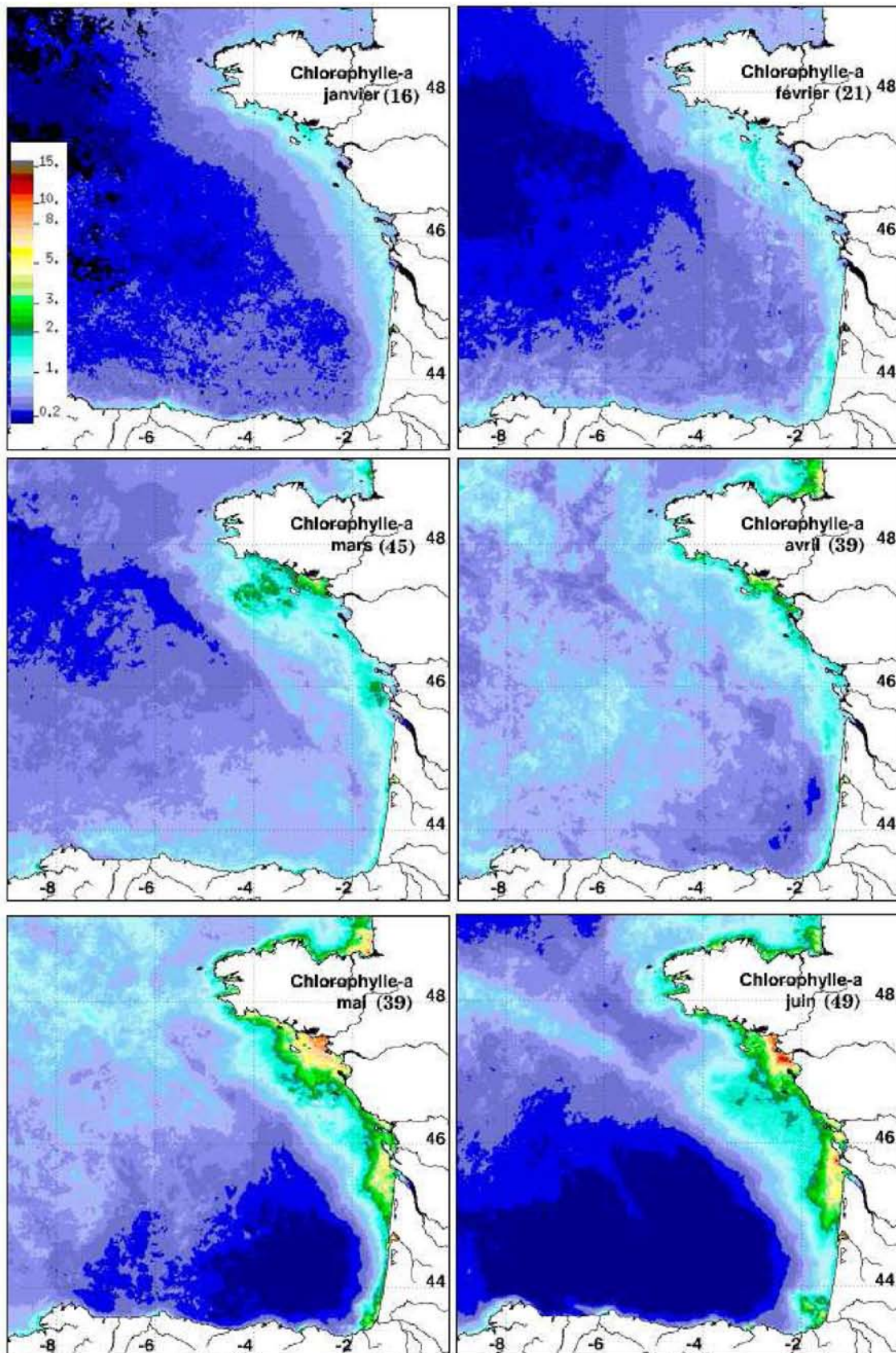


Fig. 2.9 – Composites mensuels SeaWiFS, traités avec l'algorithme IFREMER (OC5). Les valeurs à droite du mois correspondent au nombre d'images sur 6 années SeaWiFS (1998-2003) utilisées dans le calcul des moyennes.

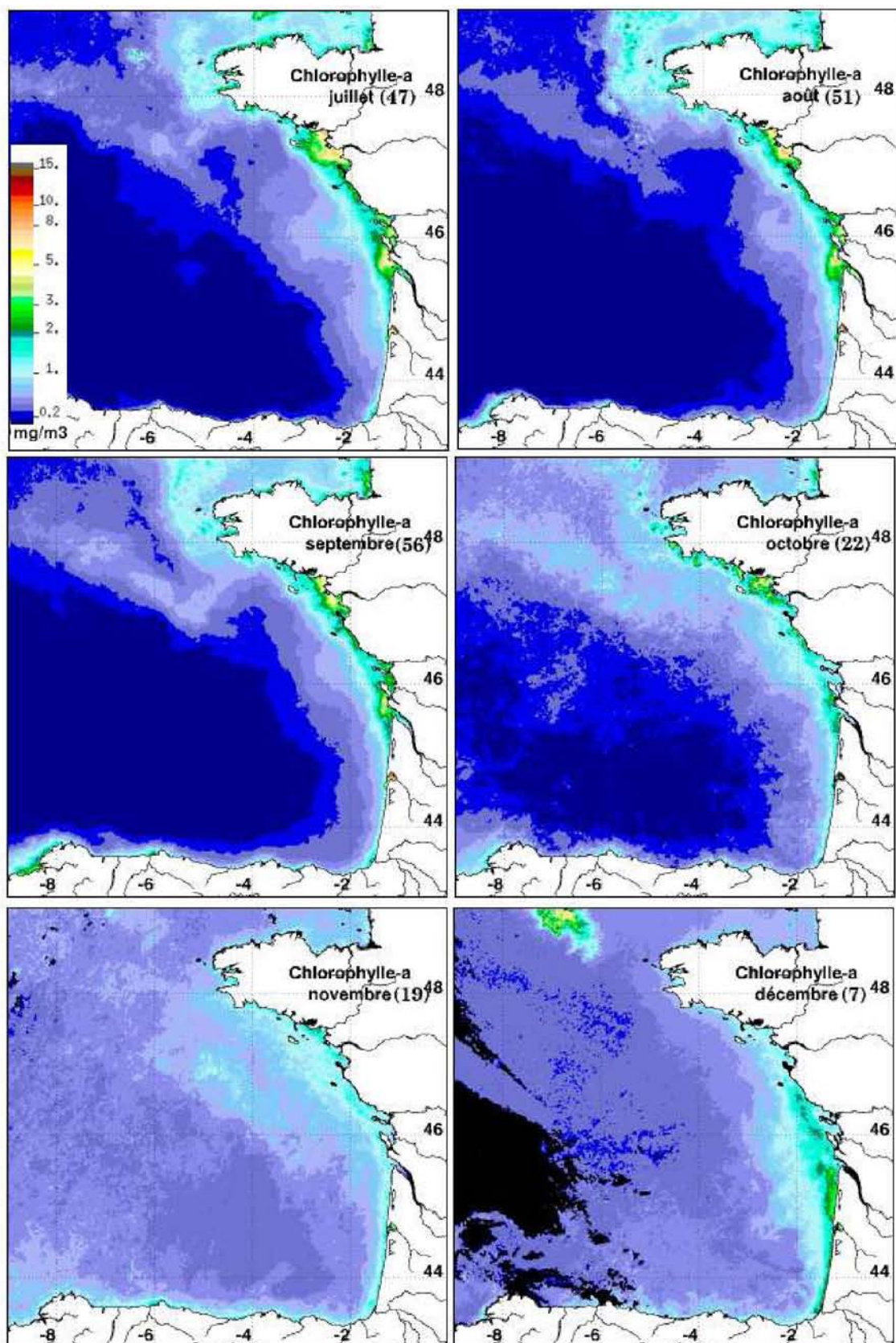


Fig. 2.10 – Composites mensuels SeaWiFS (suite).

2.3.3.2 La distribution saisonnière en chlorophylle

La concentration de surface en chlorophylle *a* montre également un cycle saisonnier marqué (Fig.2.9,2.10). En janvier, la concentration est faible dans l'ensemble du Golfe, avec néanmoins un gradient décroissant vers le large sur le plateau, et des valeurs maximales à la côte de l'ordre de 1 mg.m^{-3} . En février, des concentrations moyennes entre 1 et 2 mg.m^{-3} , notamment au sud de Belle-île, révèlent la présence de premiers blooms précoces dès ce mois d'hiver. Des blooms plus importants peuvent avoir lieu en mars, comme le témoignent les valeurs autour de 3 mg.m^{-3} que l'on observe au large du Sud-Bretagne et de l'île d'Oléron, avec un maximum à la côte en Baie de Vilaine. Les blooms les plus importants sont les blooms printaniers des panaches de la Vilaine, de la Loire, de la Gironde et de l'Adour du nord au sud, observables aux mois de mai et juin. Les concentrations moyennes peuvent alors atteindre plus de 10 mg.m^{-3} . Des valeurs élevées (entre 2 et 3 mg.m^{-3}) sont présentes sur le plateau entre la Loire et la Gironde. L'été, les eaux des panaches sont encore les plus riches, malgré une diminution de leur étendue. La zone frontale de Ouessant montre des valeurs fortes maintenues au cours de cette saison. En automne, les concentrations diminuent progressivement sur l'ensemble du plateau. Le peu d'images disponibles en décembre fait ressortir dans la moyenne une situation qui surestime sans doute les concentrations en chlorophylle *a* typiques de ce mois. En effet, les concentrations des eaux côtières dans le sud du Golfe (de l'ordre de 2 mg.m^{-3}) semblent anormalement élevées, tout comme le bloom qui ressort nettement au large de la pointe de Bretagne.

L'observation de blooms de fin d'hiver pouvant être importants comme en mars 2000 (Gohin et al., 2003), confirme ce qui avait déjà été observé, ou pressenti à partir de campagnes printanières révélant déjà des limitations en sels nutritifs. Morin et al. (1991) ont mis en évidence une floraison dès le mois de mars dans les eaux dessalées au sud de la Bretagne. Herbland et al. (1998) ont montré qu'en début de printemps les eaux sous influence de la Gironde pouvaient déjà être limitées en phosphates et dominées par le petit phytoplancton, impliquant qu'un bloom hivernal a déjà eu lieu. Ceci a été confirmé par Labry et al. (2001), qui montrent que dans les eaux de surface dessalées de la Gironde la disponibilité en lumière en fin d'hiver peut être suffisante pour le déclenchement de blooms. Durant ces blooms le phosphore est le premier élément limitant (Loyer, 2001; Labry et al., 2002). En été la production phytoplanctonique serait limitée aussi bien par l'azote que par le phosphore, la régénération de ce dernier étant plus rapide, mais aussi potentiellement par les silicates, ce qui favorise la prédominance des dinoflagellés lors de cette saison.

L'évolution en chlorophylle dans les eaux au large du plateau est typique de la production dans les eaux océaniques tempérées (Fig.2.9,2.10). La production est faible en hiver,

avant de démarrer dès que la stratification thermique s'installe. Cela semble être le cas plus tôt dans le sud du Golfe que dans le nord, une graduation temporelle étant nettement visible du mois de février au mois de mai entre ces deux régions. Suite au bloom printanier, la couche de mélange de surface est fortement appauvrie en nutriments, ce qui explique les faibles concentrations observées de juin à septembre. La rupture de la stratification à l'automne permet à nouveau une production phytoplanctonique, principalement visible en novembre. Un maximum en chlorophylle est également observable à l'aplomb du talus dans le nord du Golfe d'avril à octobre. Cette production localisée est associée à la remontée d'éléments nutritifs lors du déferlement d'ondes internes sur le talus. Des blooms de coccolithophoridés sont régulièrement observés le long du talus à partir des images 'couleur de l'eau', ceci a été confirmé lors d'une campagne en avril 1998 (Lampert et al., 2002).

2.4 Conclusion du chapitre

Les deux marges continentales Atlantique décrites dans ce chapitre présentent chacune une dynamique physique et biologique particulière. La marge du Río de la Plata est fortement influencée par la dynamique à grande échelle qui fait se rencontrer deux courants majeurs aux latitudes de l'estuaire. Sur la partie côtière de la marge, les apports importants du Río semblent cependant être les principaux agents de la variabilité hydrodynamique et biogéochimique. Le plateau du Golfe de Gascogne est quand à lui majoritairement soumis aux influences de ses deux fleuves principaux, la Loire et la Gironde. La taille de l'estuaire du Río de la Plata en fait une zone à modéliser dans sa totalité, en comparaison aux estuaires du Golfe de Gascogne, qui ne constituent dans notre étude que des points de rejets. Ces différences sont prises en compte dans la suite pour l'élaboration de modèles adaptés aux caractéristiques propres à chacune des zones.

Il ressort de notre description que les processus liés à la production primaire à l'interface avec le large sont moins connus, et ceci pour les deux zones d'étude. Cela vient du fait que les processus physiques concernés sont plus délicats à aborder, mais aussi du fait que les préoccupations sociétales ont naturellement favorisé les études les plus côtières, notamment celles liées au phénomène d'eutrophisation. Finalement, on s'intéressera principalement par la suite aux processus côtiers sous l'influence des panaches, en considérant peu les échanges avec l'océan ouvert. Cela revient pour le Río de la Plata à cibler principalement la zone estuarienne et la bande côtière influencée par le panache, alors que pour le Golfe de Gascogne, l'ensemble du plateau pourra être considéré (voir la figure 3 pour la dimension des systèmes en jeu).

Il ressort également de notre description qu'un nombre plus important d'études a été réalisé pour le Golfe de Gascogne, région océanique par ailleurs moins complexe que celle du Río de la Plata. La compréhension des processus couplés physique-biogéochimie est par conséquent plus précise et approfondie dans le cas du Golfe, en comparaison avec le Río de la Plata. Les forçages météorologiques et les apports par les fleuves sont également disponibles à plus haute fréquence pour la première région. Tout ceci aura pour conséquence dans la suite de ce travail une modélisation plus détaillée dans le cas de notre façade atlantique.

Chapitre 3

Modélisation physique-biogéochimie et estimation paramétrique

Sommaire

3.1	Le modèle hydrodynamique	70
3.1.1	Présentation générale	70
3.1.2	Les équations	71
3.1.3	Principes de résolution	73
3.1.4	Conditions aux limites	74
3.2	La modélisation biogéochimique	75
3.2.1	Couplage avec la dynamique	75
3.2.2	Caractérisation des principaux processus	77
3.2.3	Choix dans la modélisation	79
3.3	Le problème de l'estimation paramétrique	81
3.3.1	L'assimilation de données en biogéochimie	81
3.3.2	Méthodes d'estimation de paramètres	84
3.4	La méthodologie d'optimisation des paramètres	88
3.4.1	Choix de la méthode et configuration	88
3.4.2	Formulation de la fonction de coût	88
3.5	Conclusion du chapitre	90

D'après la présentation des zones du chapitre précédent, il ressort que les processus physiques et biologiques se déroulent dans les trois dimensions des systèmes côtiers à modéliser. Les progrès constants dans la puissance des moyens de calcul rendent possible l'utilisation des modèles couplés tridimensionnels à haute résolution (Gentleman, 2002; James, 2002). Dans ce chapitre on présente d'abord le modèle hydrodynamique utilisé sur nos deux zones. Ensuite une revue des caractéristiques à prendre en compte dans la modélisation biogéochimique, ainsi que le problème particulier de l'estimation de paramètres sont détaillés.

3.1 Le modèle hydrodynamique

3.1.1 Présentation générale

Le modèle de circulation utilisé dans cette étude est le modèle MARS3D. C'est un modèle tridimensionnel aux équations primitives et à surface libre. Il permet le calcul des courants, de la température, de la salinité, et de la dispersion d'éléments dissous ou en suspension.

Ce modèle développé à IFREMER est utilisé sur les trois façades maritimes françaises : Manche, Golfe de Gascogne et Méditerranée, avec différentes applications allant de l'échelle de la façade jusqu'à l'échelle locale couvrant uniquement quelques kilomètres. Les différentes spécificités hydrodynamiques de ces trois zones nécessitent un modèle modulaire permettant des ajustements de la formulation de certains processus tels que la turbulence ou la dissipation horizontale. Seuls les principes généraux et les options choisies pour notre configuration du Golfe de Gascogne sont décrits par la suite. Lazure et Dumas (2004) présentent les détails du schéma de résolution des équations du modèle, ainsi qu'une validation de celui-ci dans une configuration prenant en compte l'ensemble plateau continental et partie océanique du Golfe de Gascogne.

Le maillage horizontal est rectiligne à maille régulière en coordonnées sphériques. Un changement de coordonnées est réalisé sur la verticale afin de normaliser la profondeur en conservant un nombre constant de mailles. Ceci permet de gérer simplement les variations de la surface libre ζ pouvant être importantes en zone côtière. La nouvelle coordonnée sigma s'exprime de la manière suivante : $\sigma = \frac{H+z}{H+\zeta}$, avec H la profondeur absolue et z la coordonnée cartésienne croissant vers le haut. L'origine de l'axe vertical est le zéro des cartes marines.

3.1.2 Les équations

3.1.2.1 Equations du mouvement

Le modèle MARS résout classiquement les équations primitives. Celles-ci regroupent les équations de Navier-Stokes (Eq.3.1 et 3.2) simplifiées par l'approximation de Boussinesq, l'équation de continuité (Eq.3.3), et on suppose l'équilibre hydrostatique (Eq.3.4). Réécrites après la transformation en coordonnées sigma, cela donne :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w^* \frac{\partial u}{\partial \sigma} - f v = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial x} + \pi_x + \frac{1}{D} \frac{\partial \left(\frac{n_x}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right)}{\partial \sigma} + F_x \quad (3.1)$$

$$\underbrace{\frac{\partial v}{\partial t}}_1 + \underbrace{u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w^* \frac{\partial v}{\partial \sigma}}_2 + \underbrace{f u}_3 = \underbrace{-g \frac{\partial \zeta}{\partial y}}_4 - \underbrace{\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial y}}_5 + \underbrace{\pi_y}_6 + \underbrace{\frac{1}{D} \frac{\partial \left(\frac{n_y}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right)}{\partial \sigma}}_7 + \underbrace{F_y}_8 \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial D u}{\partial x} + \frac{\partial D v}{\partial y} + \frac{\partial D w^*}{\partial \sigma} = 0 \quad (3.3)$$

$$\frac{1}{D} \frac{\partial p}{\partial \sigma} = -\rho g \quad (3.4)$$

Les différents termes de l'équation de mouvement correspondent à :

- (1) l'évolution
- (2) l'advection
- (3) la force de Coriolis
- (4) la pression induite par la pente de la surface libre (barotrope)
- (5) l'effet de la pression atmosphérique (barotrope)
- (6) le gradient de pression interne :

$$\pi_x = \frac{\partial}{\partial x} \left[D \int_{\sigma}^1 b \, d\sigma \right] + b \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} - \frac{\partial D}{\partial x} \right) \quad \pi_y = \frac{\partial}{\partial y} \left[D \int_{\sigma}^1 b \, d\sigma \right] + b \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y} - \frac{\partial D}{\partial y} \right) \quad (3.5)$$

- (7) la diffusion verticale turbulente
- (8) la diffusion horizontale turbulente qui s'exprime de la manière simplifiée suivante :

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) \quad F_y = \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_y \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (3.6)$$

Avec :

- u, v, w^* les trois composantes de la vitesse dans les trois dimensions de l'espace (x, y, σ) ,
- $D (= H + \zeta)$ la hauteur de la colonne d'eau,
- S, T, p la salinité, la température et la pression,
- P_a la pression atmosphérique,

- g l'accélération de la gravité,
- f le paramètre de Coriolis,
- $\rho = \rho(S, T, P)$ la masse volumique de l'eau,
- ρ_0 la masse volumique de référence de l'eau,
- $b = -g(\rho - \rho_0)/\rho_0$ la flottabilité,
- n_z la viscosité turbulente verticale,
- ν_x et ν_y les coefficients de viscosité turbulente horizontale.

3.1.2.2 Equation de la chaleur

L'équation de la chaleur est la suivante :

$$\frac{\partial DT}{\partial t} + \frac{\partial D(uT - k_x \frac{\partial T}{\partial x})}{\partial x} + \frac{\partial D(vT - k_y \frac{\partial T}{\partial y})}{\partial y} + \frac{\partial D(w^*T - \frac{k_z}{D^2} \frac{\partial T}{\partial \sigma})}{\partial \sigma} = \frac{1}{\rho_0 C_p} \times F \quad (3.7)$$

F est le terme source correspondant au flux radiatif net incident. Les pertes sont intégrées dans la condition limite en surface. Les coefficients de diffusion turbulente horizontaux sont constants ($k_x = k_y$). k_z est le terme de diffusion turbulente verticale.

3.1.2.3 Equation de la salinité

L'équation de la salinité est la suivante :

$$\frac{\partial DS}{\partial t} + \frac{\partial D(uS - k_x \frac{\partial S}{\partial x})}{\partial x} + \frac{\partial D(vS - k_y \frac{\partial S}{\partial y})}{\partial y} + \frac{\partial D(w^*S - \frac{k_z}{D^2} \frac{\partial S}{\partial \sigma})}{\partial \sigma} = 0 \quad (3.8)$$

3.1.2.4 Equation de la turbulence

Le modèle de fermeture turbulente utilise une équation d'évolution pour l'énergie cinétique turbulente, et une paramétrisation pour la longueur de mélange (Luyten et al., 1996). Le transport de l'énergie cinétique turbulente k s'exprime de la manière suivante :

$$\frac{\partial k}{\partial t} + u \frac{\partial k}{\partial x} + v \frac{\partial k}{\partial y} + w^* \frac{\partial k}{\partial \sigma} = \frac{1}{D} \frac{\partial (\frac{n_z}{D} \frac{\partial k}{\partial \sigma})}{\partial \sigma} + P + A - \epsilon \quad (3.9)$$

P = terme de production par le cisaillement,
 A = terme d'amortissement par la flottabilité (stratification).

$$P = \frac{n_z}{D^2} \left(\left(\frac{\partial u}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial \sigma} \right)^2 \right) \quad \text{et} \quad A = -\frac{k_z}{D} \frac{\partial b}{\partial \sigma} \quad (3.10)$$

ϵ est le terme de dissipation de l'énergie cinétique turbulente, qui s'exprime en fonction de la longueur de mélange l_m :

$$\epsilon = \epsilon_0 \frac{k^{3/2}}{l_m} \quad \text{avec} \quad l_m = \kappa z \left(1 - \frac{z}{D} \right)^{1/2}$$

κ est la constante de Von Karman et z la cote du point considéré par rapport au fond. La viscosité et la diffusion verticale s'écrivent alors :

$$n_z = S_u \frac{k^2}{\epsilon} \quad ; \quad k_z = S_b \frac{k^2}{\epsilon}$$

Avec S_u et S_b les fonctions de stabilité qui s'expriment en fonction de la stratification (Luyten et al., 1996).

3.1.3 Principes de résolution

L'ensemble des équations différentielles est résolu par la technique des différences finies. La discrétisation des équations s'opère suivant une grille de type C (Arakawa et Lamb, 1977). Dans celle-ci, les calculs de l'élévation de la surface libre et des concentrations en traceurs sont réalisés au centre des mailles, tandis que les composantes du courant le sont sur leurs bords. Sur la verticale, les vitesses sont calculées au milieu du plafond des mailles.

Ce modèle est construit sur une séparation des modes internes et externes (Blumberg et Mellor, 1987). Le mode externe consiste à calculer l'évolution de la surface libre et des courants moyens sur la verticale, alors que le mode interne opère une résolution complète du champ de courants et des traceurs considérés dans les trois dimensions. Les modes internes et externes sont résolus avec le même pas de temps. Ceci est permis par l'utilisation du schéma semi-implicite ADI (Alternating Direction Implicit (Leendertse et Gritton, 1971)) pour le mode externe, dans lequel les équations du mouvement selon les deux axes sont découplées. Une scission du pas de temps est donc réalisée, avec calculs alternatifs de u et de v alors que l'élévation est calculée à chaque demi pas de temps. L'utilisation de schémas différents entre les deux modes ne peut garantir la continuité,

on fait donc appel à un processus itératif qui permet l'ajustement progressif des deux modes. Les dérivées verticales sont elles calculées de façon implicite centrée dans l'espace.

Le pas de temps identique pour les deux modes, le procédé itératif permettant leur ajustement, l'usage de dérivées verticales implicites, et l'utilisation du schéma de type ADI conduisent à un modèle très stable qui respecte le critère de stabilité empirique suivant : $\Delta t < 0.7 \frac{\Delta X}{\max(u,v)}$

Le pas de temps est variable, il est ajusté chaque jour selon le courant maximum observé pendant un cycle de marée, de façon à avoir une valeur de pas de temps maximale tout en respectant le critère de stabilité. Il dépend donc de la résolution choisie et des vitesses de courant de la zone étudiée. On retrouve une valeur moyenne proche de 1000 secondes pour nos deux zones d'étude.

3.1.4 Conditions aux limites

3.1.4.1 Les limites ouvertes

Les conditions aux limites avec l'océan ouvert consistent à imposer l'élévation de surface sous l'effet de la propagation de l'onde de marée et des effets atmosphériques (vent et pression). Les conditions d'élévation de la surface libre sont issues d'un modèle barotrope d'emprise plus large. Ce dernier est forcé à ses limites par les huit composantes principales de marée à partir du modèle FES99 (Finite Element Solution, Lefèvre et al. (2002)), et par le vent en surface. Ce modèle 2D étendu est résolu indépendamment du modèle 3D emboîté, à qui il fournit les conditions aux limites.

Les conditions aux limites ouvertes en température et salinité dépendent de la zone d'étude, et sont donc précisées dans les chapitres suivants. Une condition radiative est utilisée pour les courants.

3.1.4.2 Conditions en surface

Les flux de chaleur en surface sont calculés avec les formules bulk d'aérodynamique globale, qui nécessitent de connaître la vitesse du vent, la température de l'air, la nébulosité, et l'humidité relative. Les sources de ces différentes quantités dépendent de la zone d'étude, et sont donc détaillées dans les chapitres suivants. Le flux de chaleur total est le bilan du flux solaire incident, du rayonnement infrarouge, et des flux de chaleur latent et sensible.

On considère que le flux d'eau est nul à l'interface Océan-Atmosphère, c'est-à-dire que les termes d'évaporation et de précipitation sont négligés. Ceci est valable pour nos zones d'étude pour lesquelles les bilans d'eau liés à l'évaporation-précipitation ont un rôle mineur sur la dynamique, en comparaison aux apports fluviaux en eau douce.

La tension de frottement en surface due au vent prend la forme suivante :

$$(\tau_{sx}, \tau_{sy}) = \rho_a \times C_{da} \times \sqrt{w_x^2 + w_y^2} (w_x, w_y)$$

avec ρ_a la densité de l'air (1.25 kg.m^{-3}), C_{da} le coefficient de frottement (0.016 s.u.), et w_x et w_y les composantes de la vitesse du vent à 10m au dessus de la surface de la mer.

La tension de cisaillement sur le fond prend la forme suivante :

$$(\tau_{bx}, \tau_{by}) = \rho_0 \times C_d \times \sqrt{u^2 + v^2} (u, v)$$

avec C_d le coefficient de frottement défini par : $C_d = \left(\frac{\kappa}{\ln \frac{z}{z_0}} \right)^2$ avec z_0 la longueur de rugosité dépendante des propriétés du fond, κ la constante de Von Karman, et z la cote par rapport au fond du premier point de calcul des vitesses.

3.1.4.3 Les apports fluviaux

Une quantité d'eau douce Q correspondant au débit d'un fleuve est imposée en surface dans la maille correspondant à sa limite fluviale. La valeur du débit est intégrée dans le calcul des vitesses horizontales, qui prend en compte l'élévation de niveau due à l'apport d'eau par le haut à chaque pas de temps ($\Delta\zeta = \frac{Q}{\Delta x^2} \Delta t$). Le calcul des w_σ^* se fait ensuite selon l'équation de continuité, afin d'équilibrer les flux.

3.2 La modélisation biogéochimique

3.2.1 Couplage avec la dynamique

Les niveaux trophiques inférieurs dans le milieu marin sont généralement modélisés dans leur environnement sous forme de concentrations de traceurs. La figure 3.1 schématise les interactions entre physique et biologie, ainsi que les différents forçages nécessaires aussi bien pour la physique que pour la biologie. Lorsque les courants sont calculés,

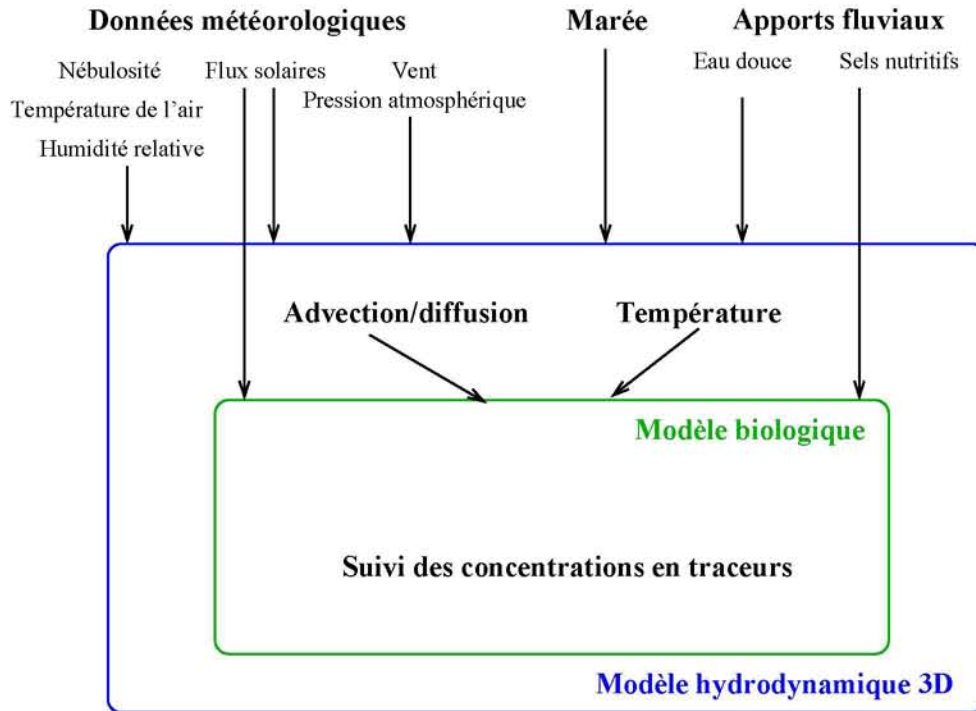


Fig. 3.1 – Principe du couplage entre le modèle hydrodynamique et le modèle biologique, avec les forçages impliqués.

on se base sur les flux advectifs et dispersifs de chaque maille pour résoudre l'équation de conservation d'un constituant dissous ou en suspension du modèle de biologie, de la forme suivante :

$$\frac{\partial DC}{\partial t} + \frac{\partial D(uC - k_x \frac{\partial C}{\partial x})}{\partial x} + \frac{\partial D(vC - k_y \frac{\partial C}{\partial y})}{\partial y} + \frac{\partial D((w^* - w_c)C - \frac{k_z}{D^2} \frac{\partial C}{\partial \sigma})}{\partial \sigma} = SMP(C) \quad (3.11)$$

dans laquelle $SMP(C)$ est le terme source-moins-puits du traceur C , décrit dans les modèles de biologie, et w_c sa vitesse de chute orientée vers le bas.

Cette équation d'advection diffusion, ainsi que celles utilisées pour la température et la salinité sont résolues à chaque demi-pas de temps. Cela est fait de manière implicite sur la verticale. Sur l'horizontale on utilise la méthode explicite de Quick (Leonard, 1979). Cette méthode est instable en présence de gradients importants, avec des valeurs de concentration négatives pouvant apparaître. Selon la valeur des gradients, un décentrage amont est effectué malgré le fait que ce nouveau schéma soit plus diffusif.

Les quantités d'éléments apportés par les fleuves sont intégrées au modèle grâce à un flux vertical $\phi = w^*(surf) \times D \times C$, avec C la concentration du fleuve en traceur. Aux

limites, lorsque les courants sont orientés vers l'intérieur du domaine, les concentrations des traceurs sont diluées par rapport aux valeurs directement à l'intérieur du domaine.

3.2.2 Caractérisation des principaux processus

3.2.2.1 Les limitations de la production primaire

La photosynthèse par les végétaux nécessite du CO_2 , des éléments nutritifs minéraux et de la lumière pour la constitution de molécules organiques. En milieu marin, ces éléments nutritifs regroupent principalement l'azote, le phosphore, et la silice pour les espèces phytoplanctoniques à squelette siliceux (diatomées). Certains oligoéléments tels que les métaux (Fe, Zn...) sont également indispensables mais rarement limitants en zone côtière. L'azote est présent sous trois formes en milieu marin, nitrate, ammonium et nitrite, les deux premières étant prédominantes. La préférence du phytoplancton va d'abord à l'ammonium puis au nitrate. Il est courant d'utiliser une formulation Michaelienne pour représenter l'absorption d'éléments nutritifs par le phytoplancton.

La photosynthèse nécessite de la lumière, source d'énergie pour la conversion de la matière minérale en matière organique. De manière générale la production primaire augmente avec la disponibilité en lumière jusqu'à un seuil, au delà duquel il est possible d'observer un phénomène de photo-inhibition chez certaines espèces. Le seuil de saturation varie nettement selon les espèces. Le cycle saisonnier de l'éclairement est le principal facteur de variation de la disponibilité en lumière. L'énergie lumineuse atteignant la surface océanique est ensuite atténuée en fonction des propriétés optiques de l'eau. De ce fait, la structure hydrologique de la colonne d'eau, ainsi que son contenu particulaire et dissous optiquement actif, modulent largement cette disponibilité pour le phytoplancton. En effet, les cellules réparties de façon homogène par la turbulence dans la couche de mélange de surface, reçoivent une énergie lumineuse moyenne dépendante de la profondeur de cette couche de mélange, et de ses propriétés d'absorption et de diffusion. Ainsi en zone côtière, où la turbidité est parfois élevée suite à des remises en suspension ou des apports terrigènes importants, la lumière peut être un facteur limitant de la production primaire, même dans des zones peu profondes ou fortement stratifiées.

La température joue également un rôle dans l'activité cellulaire photosynthétique. En absence d'autres limitations, on observe un optimum de la production en augmentant progressivement la température, dépendant de l'espèce phytoplanctonique considérée.

3.2.2.2 Les termes puits pour le phytoplancton

L'augmentation de la biomasse phytoplanctonique est limitée par différents termes puits. Le premier est la mortalité naturelle des cellules. La matière issue du phytoplancton mort alimente un pool de matière organique détritique, qui a tendance à chuter dans la colonne d'eau, à des vitesses dépendantes des phénomènes d'agrégation ou de floculation. La chute des cellules vivantes est un second terme puits. Ce processus concerne essentiellement les cellules de diatomées sénescents en fin de bloom, lorsque l'ensemble des éléments nutritifs a été consommé. Finalement, un troisième processus diminuant la biomasse phytoplanctonique regroupe la consommation par les échelons trophiques supérieurs, essentiellement le broutage par le zooplancton, mais aussi la filtration par les coquillages filtreurs en zone côtière.

3.2.2.3 Les processus de régénération de la matière minérale

Le passage de la matière organique à la matière minérale se fait de manière plus ou moins directe. L'excrétion animale (zooplancton, invertébrés benthiques...) rejette directement de l'ammonium dans le milieu. Une partie de la matière organique dissoute provient également de l'excrétion (urée, acides aminés), ainsi que de l'exudation de matière issue des cellules phytoplanctoniques. La boucle bactérienne a un rôle majeur tout d'abord dans l'hydrolyse de la matière organique particulaire (phytoplancton et zooplancton mort) en matière organique dissoute, et ensuite dans sa minéralisation en phosphate et ammonium. L'ammonium est soit directement assimilé par le phytoplancton, soit son oxydation par les bactéries en nitrite puis en nitrate a le temps d'être réalisée.

Le piégeage de la matière organique dans le sédiment a tendance à diminuer les vitesses de minéralisation. Ceci s'explique par l'activité bactérienne ralentie sous l'effet de faibles concentrations en oxygène. En cas d'anoxie des eaux de fond et du sédiment, la dénitrification sera favorisée. La matière organique piégée peut soit être remise en suspension, soit être minéralisée puis diffuser vers la colonne d'eau. La bioturbation par les organismes benthiques a pour effet d'augmenter les échanges à l'interface eau/sédiment, et donc la remise à disposition de matière minérale ou organique piégée dans le sédiment.

Dans le cas du phosphore, la disponibilité en éléments inorganiques dissous est également modulée par le phénomène d'adsorption sur le matériel particulaire. Le phosphore adsorbé est potentiellement piégé dans le sédiment suite à la chute du matériel particulaire. La désorption du phosphore sous certaines conditions physico-chimiques du milieu constitue une source potentielle de nutriments pour la colonne d'eau.

3.2.3 Choix dans la modélisation

Cette partie présente les considérations prises en compte dans l'élaboration des modèles biogéochimiques de nos deux zones. Les formulations de ces modèles sont détaillées dans les chapitres suivants consacrés chacun à une zone d'étude.

3.2.3.1 Caractéristiques de la modélisation biogéochimique

En comparaison avec les modèles de circulation qui sont tous basés sur des équations communes de mécanique des fluides, et ne diffèrent que par leur mode de résolution et par certaines paramétrisations, la modélisation des processus biologiques est nettement plus empirique. Ceci s'explique par la complexité, la diversité et la variabilité spatiale et temporelle de ces processus. Les processus principaux liés à la production phytoplanctonique, décrits précédemment, suivent néanmoins certaines 'lois' dictées par les observations *in situ* ou de laboratoires pour les espèces cultivables. Ces 'lois' intègrent des processus allant de l'échelle cellulaire à l'échelle moléculaire qui sont beaucoup trop complexes et coûteux pour être détaillés dans leur ensemble dans les modèles. Certaines formulations classiques, comme notamment les différentes limitations de la production, sont la plupart du temps admises et on les retrouve dans les différents modèles existants. D'autres processus ne sont pas directement mesurables ou observables, comme la mortalité, les incertitudes sur les processus modélisés sont alors augmentées.

Lorsque l'on cherche à modéliser le milieu dans son ensemble, on est confronté à la diversité des espèces et des interactions entre elles. Le niveau de représentation devient alors souvent le groupement fonctionnel (diatomées, dinoflagellés, pico,nano ou microzooplancton...). Les formulations des interactions sont alors nettement simplifiées, avec des paramètres moyens représentant la diversité à l'intérieur d'un groupe. Des parties entières de l'écosystème peuvent être négligées, comme c'est souvent le cas pour la boucle microbienne. La minéralisation est alors représentée par des formulations mathématiques simple de type linéaire ou Michaelienne.

De nombreux travaux de modélisation biogéochimique couplés à des modèles hydrodynamiques tridimensionnels ont déjà été élaborés sur des régions côtières. Ils couvrent différents niveaux de complexité fonctionnelle. Différents groupes phytoplanctoniques et éléments nutritifs limitants sont souvent représentés, comme pour le modèle NORWECOM qui comprend 7 variables pronostiques (Skogen et al., 1995). Une complexité croissante a été utilisée pour des modèles étudiant le phénomène d'eutrophisation en Baie de Seine (Guillaud et al., 2000) ou dans la Baie de Chesapeake (Cercu et Cole, 1993). ERSEM (the European Regional Seas Ecosystem Model) (Baretta et al., 1995)

est un des modèles les plus complets actuellement, incluant différents groupes de phytoplancton et zooplancton, la boucle microbienne et un sous-modèle benthique détaillé. Au total, le devenir d'une centaine de variables, dont une quarantaine advectées, est suivi dans ce modèle. Ces exemples montrent bien la diversité des approches possibles, des choix sont donc nécessaires au moment de l'élaboration de tels modèles.

3.2.3.2 Choix des variables et précision des processus modélisés

Le premier critère à prendre en compte est la question scientifique posée et son contexte. Ce critère servira à définir le degré de précision recherché, et à choisir les variables et processus modélisés. Cependant, d'autres critères tels que la disponibilité en données ou le temps de calcul sont à prendre en considération.

A partir d'une revue sur 153 articles décrivant les résultats de modèles de production phytoplanctonique, Arhonditsis et Brett (2004) montrent que l'augmentation de la complexité des modèles n'augmente pas leur fiabilité. Denman (2003) constate également qu'augmenter la précision d'un modèle en terme de nombre de variables n'augmente pas sa stabilité. En effet, plus le modèle est détaillé, plus le nombre de degrés de liberté à contraindre est important. Denman (2003) estime que le nombre de paramètres d'un modèle correspond au carré du nombre de variables. Pour contraindre ces degrés de liberté, le modélisateur est limité par la disponibilité en données, nécessaires dans les phases de calibration et de validation. Nous verrons dans la section suivante que dans le cadre de l'assimilation, c'est à nouveau la donnée qui permet de contraindre les erreurs du modèle, au travers de ses variables ou de ses paramètres. D'après les résultats rassemblés par Arhonditsis et Brett (2004), le niveau de fiabilité obtenu est très différent selon les variables représentées, et reflète la quantité de données disponible pour chaque variable. Les plus fiables sont la température et l'oxygène, viennent ensuite le phytoplancton et les nutriments, le zooplancton et les bactéries sont dans l'ensemble mal modélisés.

En zone côtière, la quantité de données disponibles sur la zone d'étude ainsi que dans les fleuves, doit donc servir dans le choix des variables du modèle. La fréquence des données de validation et de forçage est déterminante dans la résolution des processus modélisés. La connaissance de l'écosystème de la zone d'étude est la première considération à prendre en compte dans le choix des processus modélisés. Plus la connaissance est approfondie, plus il est aisé de détailler certains processus.

L'objectif est donc de développer un modèle le plus simple possible, pour des questions de stabilité mais aussi de temps calcul, qui réponde à la connaissance *a priori* que l'on a du système à étudier. Dans le contexte de l'optimisation de paramètres, procédure souvent coûteuse en temps calcul, ceci est un critère primordial. Selon Gentleman (2002), un des

challenges pour les biogéochimistes est alors de définir ce que représente 'le plus simple possible', tout en restant le plus proche de la réalité en terme de résultats.

3.3 Le problème de l'estimation paramétrique

3.3.1 L'assimilation de données en biogéochimie

3.3.1.1 Intérêt d'un couplage entre modèles et données

Les dernières décennies ont vu se multiplier le nombre de modèles d'écosystèmes océaniques, avec tous les degrés de complexité représentés. Comme nous avons vu, ce degré de complexité doit être avant tout dépendant de la donnée disponible. Un challenge majeur dans le développement de ces modèles actuellement et dans les années à venir est l'utilisation efficace de l'ensemble de la donnée disponible en tant que contrainte (Doney, 1999; Hofmann et Friedrichs, 2002; Kawamiya, 2002; Arhonditsis et Brett, 2004). Dans ce contexte, l'assimilation de données permet de combiner modèle et données de manière cohérente et optimale, en permettant l'évaluation des performances du modèle (Doney, 1999).

L'assimilation de données est depuis longtemps utilisée en météorologie et en géophysique; elle a été plus récemment appliquée à l'océanographie physique. Pour les modèles biogéochimiques, elle a longtemps été limitée par le manque de données. En effet, les données biologiques ou chimiques étaient presque exclusivement obtenues à partir de campagnes en mer, avec donc une très faible couverture spatiale et temporelle. L'apport des données satellitales, ainsi que de l'instrumentation autonome, représentent en ce sens une avancée considérable. Les progrès réalisés en parallèle dans la compréhension de la structure et des processus des écosystèmes marins ont rendu les systèmes biogéochimiques accessibles aux techniques de l'assimilation de données. Les méthodes d'assimilation sont prometteuses pour résoudre le problème de l'initialisation d'un modèle, pour améliorer sa paramétrisation, ainsi que pour en améliorer la capacité prédictive dans un but opérationnel (Grégoire et al., 2003).

3.3.1.2 Différentes approches de l'assimilation de données

Les méthodes utilisées en assimilation de données sont basées sur des fondements communs, mais les principes de résolution dépendent de l'approche envisagée. Une première

distinction peut être faite entre les systèmes d'assimilation en temps réel, qui considèrent l'ensemble des observations disponibles jusqu'au moment de l'analyse (assimilation séquentielle), ou l'assimilation rétrospective, utilisée dans les réanalyses, pour lesquelles les observations faites dans le futur de l'analyse sont également utilisées.

Il est également possible de distinguer les méthodes d'assimilation, entre celles qui nécessitent l'estimation des covariances d'erreurs du modèle (Interpolation Optimale, filtre de Kalman), et celles qui tentent de minimiser une fonction de coût décrivant l'écart entre modèle et données. Ces dernières méthodes font référence à l'approche variationnelle, qui nécessite l'écriture du modèle adjoint (voir Annexe C pour une description de la méthode).

Une dernière distinction importante se situe dans la considération soit d'un modèle parfait auquel aucune erreur n'est attribuée dans la phase d'analyse, dans ce cas les méthodes sont dites à fortes contraintes, soit d'un modèle qui comprend des erreurs intrinsèques, et les méthodes sont dites à faibles contraintes (Bennett, 1992).

Toutes les associations sont possibles entre les approches présentées, ainsi que des compromis entre les distinctions faites. De manière générale, on choisira des méthodes de filtre pour l'assimilation dans des systèmes opérationnels, ou des méthodes variationnelles afin d'ajuster de manière intermittente les conditions au moment de l'analyse. Dans de tels systèmes, l'objectif principal est d'améliorer la capacité prédictive du modèle en jouant sur ses variables d'état, sans se préoccuper de son amélioration intrinsèque. Cela signifie que l'on accorde une confiance importante aux formulations du modèle, les erreurs corrigées par l'assimilation correspondent dans ce cas à des processus non résolus par le modèle, pour des questions numériques, d'échelle, ou encore de forçages. Ces systèmes sont utilisés en météorologie, et depuis une vingtaine d'années en océanographie physique.

Lorsque l'objectif est au contraire d'améliorer la paramétrisation des processus modélisés, la méthode variationnelle est utilisée pour ajuster la valeur des paramètres. Est inclus dans ce type d'approche l'ensemble des méthodes permettant de minimiser une fonction de coût, sans se limiter à la méthode adjointe.

3.3.1.3 Application des méthodes en biogéochimie marine

Les caractéristiques des modèles de biogéochimie présentées dans la section 3.2.3 ont montré la part importante d'empirisme dans les formulations mathématiques utilisées. Certaines formulations et la valeur des paramètres associés restent encore très approximatives (Evans et Garçon, 1997). Les erreurs générées peuvent rapidement se propager

dans le modèle et diminuer son réalisme. De plus, les nombreuses interactions entre les groupes fonctionnels représentés, ainsi que les formes des équations, rendent les modèles fortement non-linéaires.

Pour l'ensemble de ces raisons, les méthodes d'assimilation utilisées classiquement en météorologie ou en océanographie physique ne sont pas directement transposables dans notre domaine, bien que celui-ci s'en inspire fortement. L'objectif de l'assimilation reste de plus différent pour le moment. Alors que l'océanographie physique opérationnelle est en développement, l'assimilation de données dans les modèles de biogéochimie reste à ce jour plus intéressante dans un cadre d'amélioration de la paramétrisation des équations, et d'estimation paramétrique, plutôt que dans un cadre prévisionnel (Hofmann et Friedrichs, 2001).

Depuis le début des années 1990, de nombreux travaux encourageants se sont intéressés à ce sujet, reprenant tout d'abord des méthodes classiques ou envisageant de nouveaux schémas d'assimilation. A partir des données 'couleur de l'eau' CZCS, Ishizaka (1990) utilise la méthode simple de l'insertion de données, visant à remplacer la solution du modèle par des observations dès que celles-ci sont disponibles. Le 'nudging', qui déplace l'état du modèle vers l'observation sans la remplacer brutalement, est une variante de l'insertion pouvant limiter la non-conservation de la matière, générée par une incohérence donnée/modèle lors de l'utilisation de ces méthodes. L'insertion de données et le 'nudging', bien qu'améliorant l'estimation par le modèle de la variable insérée, présentent plusieurs inconvénients. D'une part, cette amélioration est très brève dans le temps, correspondant à la durée des processus impliqués, et donc l'insertion doit être réalisée à une fréquence de quelques jours en biogéochimie (Ishizaka, 1990; Friedrichs, 2001), ce qui n'est pas toujours possible vu la disponibilité des données. D'autre part, l'estimation ne se fait que sur les variables assimilées (Armstrong et al., 1995), pouvant même détériorer les estimations des autres variables (Ishizaka, 1990). Les premières utilisations du filtre de Kalman dans les domaines de l'océanographie reposent sur l'hypothèse que les processus sont localement linéaires, c'est-à-dire simplement proportionnels à l'une des variables du système. Des variantes de ce filtre sont maintenant proposées pour résoudre des problèmes non linéaires, c'est le cas du filtre de Kalman étendu (Evensen, 1992) et du filtre de Kalman d'ensemble (Evensen, 1994), permettant d'envisager l'utilisation de ces techniques d'assimilation dans notre domaine (Carmillet et al., 2001; Eknes et Evensen, 2002; Natvik et Evensen, 2003; Triantafyllou et al., 2003). Ces différentes méthodes séquentielles, aussi performantes soient-elles pour améliorer les estimations des modèles, ne permettent pas l'amélioration de la compréhension des processus. C'est pourquoi la majeure partie des travaux réalisés concerne l'estimation des paramètres des modèles à travers des méthodes de type variationnel. C'est ce que nous développons dans la suite de cette étude.

3.3.2 Méthodes d'estimation de paramètres

3.3.2.1 Nature du problème inverse

Une première approche logique dans la phase de calibration d'un modèle est l'ajustement manuel de manière itérative des paramètres, par comparaison entre résultats du modèle et données disponibles. Ceci est réalisé à partir de valeurs connues *a priori* (ou 'first guess'), issues de la littérature ou de mesures. Cependant, avec la complexité croissante des processus modélisés, et des fortes non-linéarités impliquées, ce procédé devient de plus en plus impraticable. On préférera alors se baser sur la construction d'une fonction objective, calculant l'écart entre modèle et donnée, en association avec une méthode de minimisation de cette fonction. Finalement, l'estimation de paramètres s'apparente à un problème inverse.

Les modèles que l'on utilise peuvent être vus comme représentation mathématique de processus permettant de décrire un système au cours du temps. L'exercice inverse peut être réalisé, c'est-à-dire que l'on part de différentes observations de l'état du système, pour en améliorer la représentation des processus. L'inversion du modèle est alors réalisée, visant à combiner les observations et les équations des processus du modèle, afin d'estimer les paramètres, mais aussi la paramétrisation ou l'état initial de celui-ci. Dans notre cas, il s'agit de chercher à combiner la donnée couleur de l'eau et notre modèle couplé physique/biogéochimie, afin d'estimer les paramètres des équations du modèle biologique.

Notre fonction objective, ou fonction coût, est représentée par la différence entre les N simulations y_i du modèle, et les N observations y_i^* . Son optimisation ou minimisation est réalisée en jouant sur les variables de contrôle, représentées par le vecteur $\Psi = [\Psi_1 \dots \Psi_N]$. Une formulation simple possible de la fonction de coût est alors :

$$J(\Psi) = \sum_{i=1}^{i=N} [y_i^* - y_i(\Psi)]^2. \quad (3.12)$$

3.3.2.2 Les différentes méthodes d'optimisation

Certaines méthodes mathématiques sont basées sur la linéarisation de cette fonction de coût autour d'une solution connue *a priori* (Prunet et al., 1996), ou sur la construction du modèle adjoint. Ces méthodes sont combinées à une technique de descente de gradient. Celle-ci a jusqu'à présent été beaucoup utilisée dans le cadre d'expériences jumelles, pour lesquelles la donnée est simulée par le modèle. Ceci permet dans un cadre théorique

de s'affranchir des difficultés liées aux erreurs de paramétrisation du modèle, et des difficultés liées aux erreurs sur la donnée. Des tests de sensibilité des paramètres au type et à la fréquence des données assimilées peuvent alors être réalisés (Lawson et al., 1996; Spitz et al., 1998; Gunson et al., 1999; Schartau et al., 2001; Friedrichs, 2001). Les résultats permettent de travailler avec des données réelles, pour la modification de la paramétrisation du modèle en cas d'incohérence avec les données, et pour la recherche de valeurs de paramètres optimales (Schartau et al., 2001; Spitz et al., 2001; Friedrichs, 2002; Faugeras et al., 2003; Garcia-Goriz et al., 2003; Kuroda et Kishi, 2004). Le risque lors de l'utilisation de cette méthode est de trouver un minimum local plutôt que le minimum global de la fonction de coût, du fait de la forte non-linéarité du modèle. Ce risque est d'autant plus fort en cas d'incohérence entre le modèle et les données, ou si on se trouve éloigné au départ du minimum global avec une mauvaise connaissance *a priori* des paramètres. Ce risque n'est pas résolu avec des méthodes non-linéaires mais toujours locales (Fasham et al., 1995; Evans, 1999; Hemmings et al., 2003).

C'est pour cette raison que des méthodes d'optimisation globale ont été testées, en particulier les méthodes du recuit-simulé (Matcar, 1995; Hurtt et Armstrong, 1996; Athias et al., 2000) et des algorithmes génétiques (Vallino, 2000; Athias et al., 2000; Schartau et Oschlies, 2003), qui sont des algorithmes stochastiques. Athias et al. (2000) ont comparé trois algorithmes d'optimisation globale pour un modèle de flux de matière dans la colonne d'eau : le Trust, le recuit simulé et un algorithme génétique. Ces travaux montrent que l'algorithme génétique est le mieux adapté à ce problème par sa robustesse et sa facilité d'adaptation, avec un temps de calcul comparable à celui du Trust et bien plus favorable que le recuit-simulé.

Pour notre problématique d'estimation paramétrique à partir de la donnée 'couleur de l'eau', nous conservons deux méthodes d'optimisation que nous allons comparer, la méthode adjointe et un algorithme évolutif. La méthode adjointe est testée en dépit de la forte non-linéarité de notre modèle, car elle conserve un très fort avantage en temps de calcul par rapport à l'ensemble des méthodes d'optimisation globale. De plus, les progrès dans l'utilisation des modèles couplés physique/biogéochimie permettent d'obtenir des solutions *a priori* de plus en plus proches de l'état optimal, limitant les défaillances de cette méthode. Ainsi, les travaux réalisés récemment avec cette méthode par Friedrichs (2001, 2002), qui essaie d'optimiser les paramètres de son modèle à partir de données simulées puis réelles de chlorophylle *a* de surface, sont très encourageants. La deuxième méthode sélectionnée est la méthode évolutive de Schwefel (1995) (subroutine KORR). Cet algorithme adopte la stratégie évolutive, qui fait partie de la famille des algorithmes évolutifs. En comparaison avec les algorithmes génétiques, il est plus adaptatif à la structure du problème, permettant une convergence plus rapide, et assurant une robustesse vis à vis de cette convergence (Bäck, 1996). Cette méthode a déjà été utilisée pour l'estimation de paramètres d'un modèle de biogéochimie par Dadou et al. (2004).

3.3.2.3 Les stratégies évolutives

Les algorithmes évolutifs sont basés sur les concepts de la reproduction et de la sélection naturelle chez les êtres vivants. Les Stratégies Evolutives représentent une des branches de ces algorithmes, les autres étant les Algorithmes Génétiques et la Programmation Evolutive (Bäck et Schwefel, 1993; Schoenauer et Michalewicz, 1997). Ces méthodes stochastiques, c'est-à-dire basées sur des lois probabilistes pour faire évoluer la valeur des paramètres, sont dites de l'ordre 0 car elles ne nécessitent que la valeur de la fonction de coût à optimiser, sans calcul de gradients. Elles permettent de trouver le minimum global de fonctions de coût particulièrement non-linéaires.

Le principe de l'ensemble de ces algorithmes est l'auto-adaptation d'une population d'individus (ici les jeux de paramètres p), en fonction de leur adaptation à l'environnement (représentée par la fonction de coût J). Contrairement à ce qui est réalisé en général pour les algorithmes génétiques, la stratégie évolutive ne requiert pas le codage en bit des éléments de la population. Un individu est représenté ici par un ensemble de gènes, correspondant chacun à la valeur réelle d'un paramètre à optimiser ($p \in \mathbb{R}^{N_p}$, N_p étant le nombre de paramètres de contrôle choisis). Un individu est alors associé à une valeur d'adaptation au milieu (ou fitness), correspondant à la fonction de coût associée à ses paramètres.

La subroutine KORR (Schwefel, 1995) que l'on choisit respecte la nomenclature (μ, λ) utilisée pour décrire les différentes variantes des stratégies évolutives. Dans cette nomenclature, μ représente le nombre de parents d'une génération, et λ le nombre d'enfants d'une même génération. Pour passer à la génération suivante, les μ meilleurs individus (on se base sur la fonction de coût) parmi les $(\mu + \lambda)$ parents et enfants de la génération sont conservés (l'opérateur de sélection choisi ici est déterministe). La reproduction, c'est-à-dire la génération des λ enfants, se fait par mutation ou recombinaison génétique (= les 'crossing-over').

La mutation, opérateur principal des stratégies évolutives, revient à modifier un gène d'un parent (la valeur d'un de nos paramètres). Cette modification est réalisée en perturbant aléatoirement la valeur du paramètre selon une loi normale de moyenne nulle et d'écart type σ . Si le bruit gaussien est trop petit en début de recherche, l'algorithme peut rester bloqué sur un optimum local. Dans le cas contraire, la convergence locale n'est pas possible. La valeur de σ est donc modifiée au fil des générations. Dans la routine utilisée, les valeurs des écarts types associés à chaque paramètre font parti des individus, et subissent également des perturbations selon une loi normale. L'opérateur de mutation d'un paramètre est donc optimisé en même temps que la valeur même du paramètre, on parlera de 'mutation auto-adaptative'.

La recombinaison consiste à prendre plusieurs parents, et à inverser certains de leurs gènes. Le critère de convergence permettant de stopper l'algorithme consiste à regarder la différence entre la valeur maximale de la fonction de coût J pour une génération, et sa valeur minimale. Cette différence, normalisée par le nombre de parents d'une population, doit être inférieure à une valeur fixée.

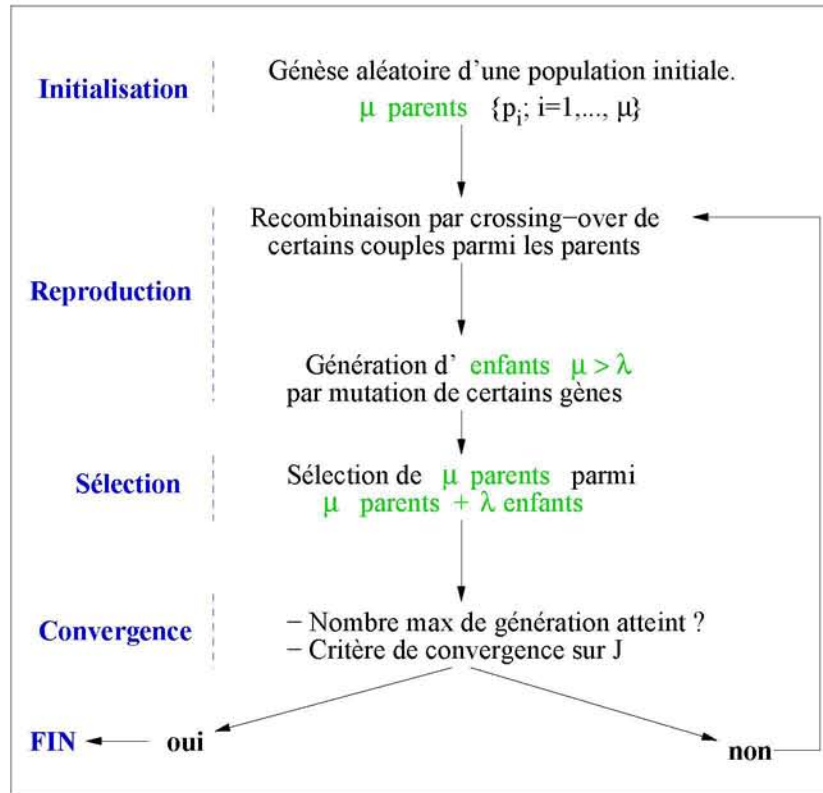


Fig. 3.2 – Principe de la minimisation d'une fonction de coût J (dépendante d'un jeu de paramètres p) par les stratégies évolutives. Les détails sont donnés dans le texte.

L'ensemble de la stratégie évolutive utilisée peut être résumé de la manière suivante (voir également figure 3.2) :

– étape 1 : (Initialisation)

Une population donnée consiste en μ individus (15 individus pour notre étude). Chacun possède un génotype, caractérisé par ses gènes (les valeurs des paramètres de contrôle) qui déterminent ensemble l'adaptation au milieu. Cette population est générée par mutation à partir d'un pool de gènes initial.

– étape 2 : (Génération d'enfants)

Chaque individu parent engendre en moyenne λ/μ enfants, tel que λ (100 ici) nouveaux individus soient disponibles. Cela est réalisé par mutation et recombinaison génétique.

– étape 3 : (Sélection de nouveaux parents)

Les meilleurs μ individus parmi les $\lambda + \mu$ individus disponibles sont sélectionnés. On retourne à l'étape 2 à moins que le critère de convergence ne soit vérifié.

3.4 La méthodologie d'optimisation des paramètres

3.4.1 Choix de la méthode et configuration

L'étude comparative de l'annexe C entre la méthode adjointe et la stratégie évolutive sur des trajectoires 1-D en Atlantique Nord, a montré que cette dernière est mieux adaptée à notre problème. Néanmoins, il est possible qu'en partant de différents jeux de paramètres initiaux, la méthode adjointe gagne en efficacité, et permette après un certain nombre d'essais de retrouver le minimum global de la fonction de coût. Ceci serait d'autant plus envisageable que la méthode adjointe est peu coûteuse en temps de calcul.

L'adaptation de la méthodologie d'assimilation le long de trajectoires 1-D semble peu adéquate en zone côtière. En effet, ces régions fortement dynamiques (voir chapitre 2) engendrent des processus advectifs et diffusifs tridimensionnels importants. L'approximation qui considère une colonne d'eau en tant que système fermé devient alors fortement irréaliste. De plus les forts gradients bathymétriques présents dans les zones côtières ne permettent pas de considérer une colonne d'eau au volume constant. Pour cela une solution serait de ne prendre qu'une partie de la colonne d'eau, la couche de mélange de surface logiquement. Mais on fait alors une nouvelle approximation importante, en considérant que la profondeur de cette couche est constante, alors que des phases successives de stratification/mélange de celle-ci par le vent sont fréquentes, même dans l'estuaire du Rio de la Plata à forte stratification haline.

Pour éviter ces problèmes, le choix a été fait d'assimiler les données 'couleur de l'eau' directement dans le modèle couplé tridimensionnel. Dans ce cas, la seule méthode d'optimisation utilisable est la stratégie évolutive, car nous ne disposons pas du code adjoint du modèle couplé en 3D. Le problème majeur devient alors le temps de calcul que cela représente. Pour cette raison, les expériences d'assimilation réalisées sur chacune des zones considèrent des domaines réduits, en comparaison à l'ensemble des systèmes 'marges continentales' modélisés et présentés dans les deux chapitres suivants.

3.4.2 Formulation de la fonction de coût

Le résultat de l'optimisation dépend étroitement de la formulation de la fonction de coût adoptée. Les formulations possibles sont nombreuses (Evans, 2003). Le choix est fait en fonction du type de données assimilées et des priorités que l'on se donne. Dans notre cas, seule la donnée 'couleur de l'eau' est prise en compte, ce qui évite les problèmes d'ordre de grandeur entre différentes données. Ce problème d'ordre de grandeur existe

cependant pour la chlorophylle a en milieu côtier, les valeurs observées pouvant varier entre quelques dixièmes de mg.m^{-3} et plus d'une cinquantaine de mg.m^{-3} dans les blooms les plus forts. L'erreur associée à l'estimation de la chlorophylle a par traitement algorithmique de la donnée 'couleur de l'eau' est considérée comme étant proportionnelle à l'ordre de grandeur de l'estimation. Pour cette raison les comparaisons entre estimation et mesures *in situ* sont généralement réalisées après transformation logarithmique des valeurs. Pour notre optimisation, on tient compte de cette erreur d'observation, et la transformation logarithmique est appliquée avant la mesure de l'écart. On s'attend donc à une erreur du même ordre de grandeur que celle liée aux observations, pour notre simulation utilisant le jeu de paramètres optimisé. L'équation 3.12 devient alors :

$$J_d = \sum_i^n \frac{(\ln(C(p)) - \ln(c))^2}{n} \quad (3.13)$$

avec C la concentration en chlorophylle a de surface obtenue avec le modèle utilisant le jeu de paramètres p , c les valeurs satellitales, et n le nombre de points de comparaison utilisés dans le calcul de l'écart entre modèle et donnée.

Selon la variance attribuée à la loi de mutation de chaque paramètre, la recherche peut être réalisée dans l'espace réel complet. Ceci n'est bien sûr pas justifié, une connaissance *a priori* des paramètres permettant de réduire l'espace de la recherche, ainsi que sa durée. De par leur nature physique, les valeurs des paramètres ne peuvent être négatives, l'espace de recherche est donc au minimum limité aux valeurs réelles positives. On choisit en plus d'appliquer un changement de variable pour chacun de nos paramètres de contrôle, de manière à limiter la recherche entre une borne inférieure P_3 et une borne supérieure P_1 . La nouvelle variable de contrôle P' s'écrit donc de la manière suivante, en fonction de la valeur P^* *a priori* du paramètre :

$$\begin{aligned} P' &= (P - P^*) / (P_1 - P) \quad \text{si } P > P^* \\ P' &= (P - P^*) / (P - P_3) \quad \text{si } P < P^* \end{aligned} \quad (3.14)$$

Avec cette transformation, l'espace de recherche est maintenant centré autour de zéro, et la recherche utilisant une loi gaussienne devient plus adaptée. Les valeurs des bornes supérieures et inférieures sont définies en fonction des expériences réalisées sur nos deux zones, et en fonction de la confiance que l'on a *a priori* sur les valeurs des paramètres.

En fonction du nombre de paramètres de contrôle sélectionné, de la corrélation entre certains d'entre eux, du faible nombre de données à assimiler, le problème de l'estimation paramétrique est généralement sous-déterminé. Pour faire face à cela, il est judicieux d'ajouter à la fonction de coût sur la donnée une fonction de coût sur les paramètres. Cette dernière a pour objectif de prendre en compte la connaissance *a priori* que l'on a

sur les valeurs de paramètres, en évitant de trop s'en éloigner. Nous récupérons comme l'ont fait Evans (1999) et Dadou et al. (2004) la transformation de l'équation 3.14 sur les valeurs de paramètres, pour définir la fonction de coût J_p suivante :

$$J_p = \frac{w}{N_p} \sum_i^{N_p} (P'_i)^2 \quad (3.15)$$

avec N_p le nombre de paramètres de contrôle. Le poids w sert à mettre les fonctions de coût J_d et J_p sur une échelle commune, de manière à ce que J_p prenne une valeur significative par rapport à J_d uniquement à proximité des bornes P_0 et P_1 . Une valeur de 0.01 est choisie pour w , ce qui donne pour une valeur de paramètre à mi-chemin entre sa valeur *a priori* et une de ses bornes, un coût équivalent à une erreur moyenne de 10% entre modèle et donnée.

3.5 Conclusion du chapitre

Les caractéristiques de la modélisation physique-biogéochimie en zone côtière sont prises en compte dans le choix des modèles d'écosystème utilisés dans les deux chapitres suivants. De part les travaux antérieurs de modélisation sur le Golfe de Gascogne, la donnée disponible en plus grande quantité et mieux validée en ce qui concerne la 'couleur de l'eau' (voir Chapitre 1), et une meilleure connaissance écologique de cette zone (voir Chapitre 2), il s'ensuit l'utilisation d'un modèle plus détaillé pour le Golfe de Gascogne que pour la région du Río de la Plata. Pour la seconde, nous allons chercher à représenter les structures physiques et écologiques majeures, alors que pour la première on s'attend à une représentation plus fine des processus.

La méthodologie d'optimisation de paramètres détaillée dans ce chapitre est utilisée dans les deux prochains chapitres. L'optimisation de paramètres fait logiquement partie intégrante de la phase de calibration des modèles. Dans les deux prochains chapitres, celle-ci est néanmoins présentée après une première phase de validation des modèles de chaque zone. En effet, l'optimisation de paramètres telle que présenté précédemment ne permet en aucun cas de corriger de grosses erreurs de formulations d'un modèle, ni d'estimer des paramètres quand l'incertitude au départ est trop importante. D'autre part, le contexte dans lequel on recherche à valider une méthode (dans un cadre tridimensionnel en milieu côtier) nécessite de se placer dans des conditions les plus idéales possibles. Une première phase de calibration/validation manuelle des modèles a donc été réalisée. Celle-ci n'est cependant pas exhaustive, surtout pour le Golfe de Gascogne pour lequel la donnée disponible n'a pas été utilisée dans sa totalité.

De la même façon que précédemment pour les modèles, l'optimisation de paramètres a un objectif un peu différent selon la zone prise en compte. Pour le Río de la Plata, le but est d'améliorer la représentation des structures principales observées, alors que pour le Golfe de Gascogne on essaie d'affiner la représentation de blooms particuliers. S'agissant d'une première application de la méthode dans un contexte de modélisation côtière tridimensionnelle, des expériences jumelles sont réalisées pour lesquelles on utilise des pseudo-données de chlorophylle a de surface simulées par le modèle. La méthode est ensuite appliquée dans le cadre de l'assimilation de données de chlorophylle a réelles issues des images SeaWiFS.

Chapitre 4

La production primaire dans le panache du Río de la Plata

Sommaire

4.1	Le modèle couplé du Río de la Plata	94
4.1.1	Configuration	94
4.1.2	Le modèle biogéochimique	97
4.2	Validation du modèle	102
4.2.1	Validation du modèle hydrodynamique	102
4.2.2	Résultats de la production phytoplanctonique sur l'année 1999	106
4.3	L'optimisation de paramètres	112
4.3.1	Configuration adoptée pour l'optimisation	112
4.3.2	Résultats de l'optimisation	114
4.4	Conclusion du chapitre	125

Le modèle de biogéochimie N(azote inorganique)-P(Phytoplancton)-Z(Zooplancton)-D(Détritus)-DON(azote organique dissous) utilisé sur la région du Río de la Plata est présenté en détail dans ce chapitre. Les résultats de sa calibration à partir essentiellement des images ‘couleur de l’eau’ sont présentés pour l’année 1999. Son utilisation pour l’étude des flux de matière à travers l’estuaire est présentée plus en détail dans l’article en Annexe A. La mise en application de l’optimisation de paramètres de ce modèle est finalement présentée.

4.1 Le modèle couplé du Río de la Plata

4.1.1 Configuration

Différentes simulations ont été réalisées. Les deux premières essayent de retrouver les caractéristiques saisonnières hydrologiques de la zone à partir de forçages climatologiques. Les résultats sont confrontés à des cartes réalisées à partir de compilations saisonnières d’un grand nombre de données (Guerrero et al., 1997), ainsi qu’aux résultats de simulations hydrodynamiques comparables de Simionato et al. (2001). Notre dernière simulation s’intéresse à la production phytoplanctonique sur l’année 1999. Cette année est choisie pour avoir été préalablement décrite par Nagy et al. (2002) à partir de données écologiques de l’estuaire, et car un nombre intéressant d’images SeaWiFS non nuageuses est disponible.

4.1.1.1 Domaine d’étude

Le domaine simulé s’étend de 30°S à 41°S, et de 48°W à 63°W, ce qui inclut la marge continentale et une partie du Bassin Argentin avec des profondeurs allant jusqu’à 5500 m. La résolution horizontale adoptée est 7 km.

La bathymétrie est issue de l’interpolation d’un ensemble de bathysondes récupérées sur la zone (P. Woodworth, Proudman Oceanographie Laboratory), couplé à ETOPO5 dans les zones où le nombre de bathysondes est insuffisant. Cette bathymétrie (Fig.4.1) reproduit de manière satisfaisante les différentes caractéristiques morphologiques du Río de la Plata présentées par Cavallotto (1987). On retrouve les chenaux principaux (Intermédiaire et chenal du Nord dans le Tidal River, chenaux Oriental et Maritime dans la partie marine de l’estuaire). La barre del Indio délimite le Tidal River de l’estuaire aval, et la baie de Samborombón est une région de faible profondeur dans le sud de l’estuaire.

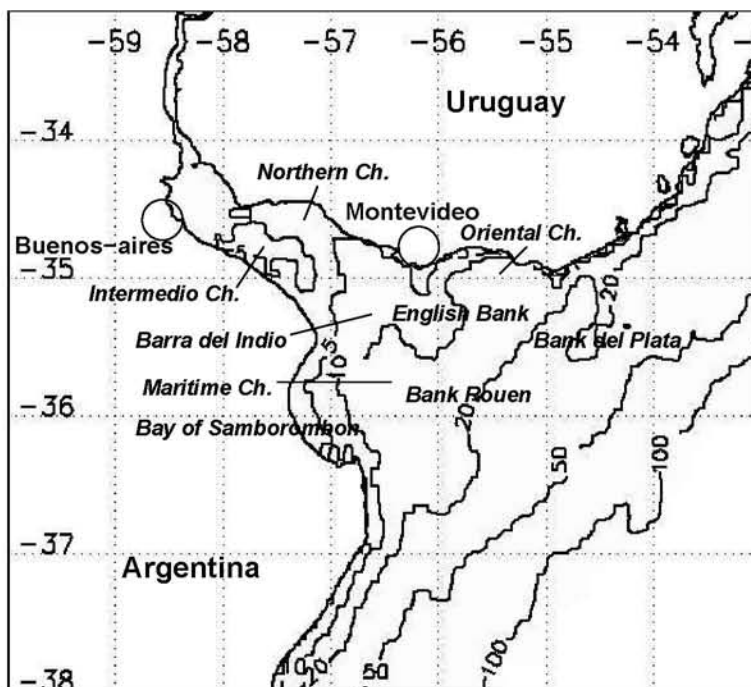


Fig. 4.1 – Bathymétrie et unités morphologiques du Río de la Plata et de sa marge continentale. Les isobathes 5 m, 10 m, 20 m, 50 m et 100 m sont tracés.

4.1.1.2 Forçages et conditions aux limites

La limite océanique

Dans une revue sur la marge continentale de l'Amérique du Sud-Est, Piccolo (1998) note que même si la circulation générale et l'hydrographie des masses d'eau de la région sont bien connues, l'influence réelle de la Confluence des courants du Brésil et des Malouines, du vent, et du Río de la Plata sont encore à approfondir. Cependant, sur l'intérieur de la marge, le Río de la Plata est le principal responsable de la dynamique locale. Par conséquent, et comme on se limite dans cette étude sur la région influencée par le Río de la Plata, on fait l'approximation de ne pas prendre en compte l'influence des courants grande échelle. La circulation est donc forcée par les débits des fleuves Paraná et Uruguay, le vent, et la marée.

Les débits

Les débits mensuels proviennent du Subsecretaria de Recursos Hidricos Argentin (<http://www.mecon.gov.ar/hidricos/>). Les débits journaliers ne sont pas disponibles, et sont donc interpolés à partir des débits mensuels. Ces débits sont présentés sur la figure 4.2 pour la période 1998-1999. Aucun cycle saisonnier ne ressort vraiment pour l'un et l'autre des fleuves Paraná et Uruguay. L'année 1998 correspondant à un épisode "El Niño" révèle des débits très élevés, avec un débit des deux fleuves cumulés dépassant

$40\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ pendant l'automne austral. Cette année est utilisée en tant qu'année de *spin-up* pour notre simulation de l'année 1999.

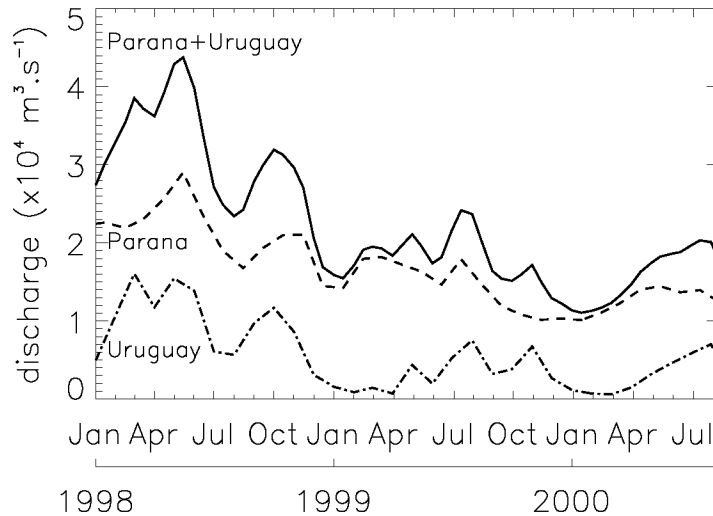


Fig. 4.2 – Débits des fleuves Paraná and Uruguay pour la période janvier 1998 - août 2000.

Les débits moyens saisonniers calculés sur la décennie (1990-2000) pour nos simulations utilisant des climatologies ne révèlent pas de différence significative ($22\,496\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ pour les mois de juillet-août, $20\,714\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ pour les mois de janvier-février). Ces valeurs sont proches du débit moyen annuel de $22\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (Framiñan et al., 1999).

Les forçages atmosphériques

Les forçages de vent et les flux solaires sont issus des réanalyses du modèle NCEP. (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/reanalysis.html>). Ceux-ci sont disponibles toutes les 6 heures, avec une résolution d'environ 2° à la latitude du Río de la Plata. Pour les simulations utilisant des climatologies, un vent saisonnier stationnaire est calculé à partir des tensions de vent de la période 1990-2000 (Fig.4.3). Les mois choisis pour la définition des saisons australes sont janvier et février pour l'été, et juillet et août pour l'hiver, de manière comparable à Simionato et al. (2001). Les tensions de vent moyennes obtenues sont similaires à celles de Simionato et al. (2001), malgré le fait que notre climatologie prenne en compte une période plus longue que la leur (1991-1995). L'été est caractérisé par une prédominance des vents d'est (Fig.4.3b). En hiver, les tensions de vent moyennes sont faibles sur le Río de la Plata (Fig.4.3a), même si les coups de vent les plus forts ont lieu durant cette saison. Dans la partie marine de l'estuaire et sur la marge continentale, les vents ont une orientation nord-est, ce que les données météorologiques confirment (Framiñan et al., 1999).

Les flux de chaleur ne sont pas pris en compte dans cette partie sur le Río de la Plata. La stratification verticale peut être très forte dans l'estuaire, mais il s'agit essentiellement

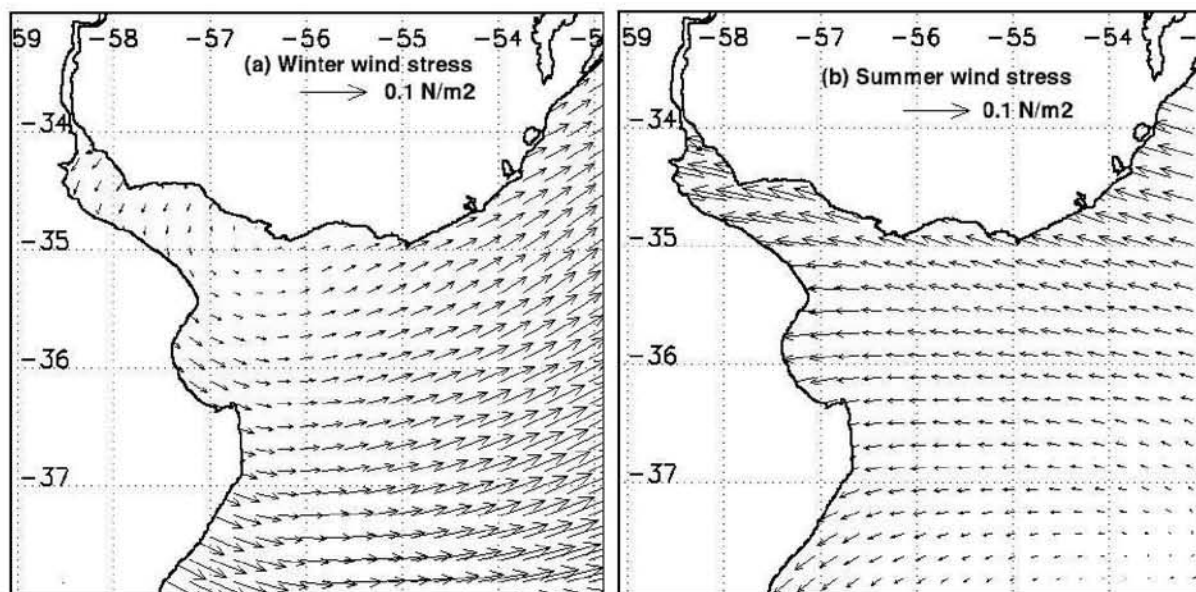


Fig. 4.3 – Tensions moyennes de vent en hiver (a) et en été (b) ($N.m^{-2}$) calculées à partir des réanalyses NCEP sur la période 1990-2000.

d'une stratification haline. La température reste pratiquement homogène verticalement au cours de la saison (Framiñan et al., 1999). Sur la marge, le développement et la rupture de la thermocline jouent un rôle important dans le développement de blooms phytoplanctoniques (Carreto et al., 1995). Cependant, comme on se concentre ici sur le Río de la Plata et son panache, le champ de température est gardé constant.

4.1.2 Le modèle biogéochimique

4.1.2.1 Choix du modèle

Il s'agit d'un premier travail de modélisation couplant physique et biogéochimie sur le Río de la Plata et sa marge continentale. De plus, peu de données sont disponibles sur la zone, sur les espèces présentes, leur succession, en dehors de notre base de données 'couleur de l'eau'. En tenant compte des considérations établies dans le chapitre 3 sur les propriétés des modèles biogéochimiques, et leur dépendance étroite à la donnée disponible, nous faisons le choix d'un modèle simple. Le rôle de l'azote en tant qu'élément limitant exclusif en milieu marin est remis en question dans de plus en plus de régions notamment côtières. Ceci s'explique par les rejets des activités humaines qui ont nettement modifié les rapports (N : P : Si) jusque dans les océans (Jickells, 1998). Pour le Río de la Plata, l'azote semble rester l'élément limitant principal (Nagy et al., 1997).

L'apport en azote organique dissous (DON) dans les zones côtières par les rivières peut être important, et cette forme d'azote tient une part significative dans l'activité biologique estuarienne et côtière (Seitzinger et Sanders, 1997; Nedwell et al., 1999). De plus une partie des données des fleuves Paraná et Uruguay en azote est disponible sous la forme organique dissoute. Finalement on choisit un modèle modifié à partir de celui de Oschlies et Garçon (1999) par l'ajout du compartiment d'azote organique dissous. Les compartiments représentés sont donc les suivants : N (Nitrate), P (Phytoplancton), Z (Zooplancton), D (Détritus) et DON (azote organique dissous), et sont exprimés en fonction de leur contenu en azote (en mmolN.m^{-3}). Une représentation schématique de ce modèle est donnée dans la figure 4.4.

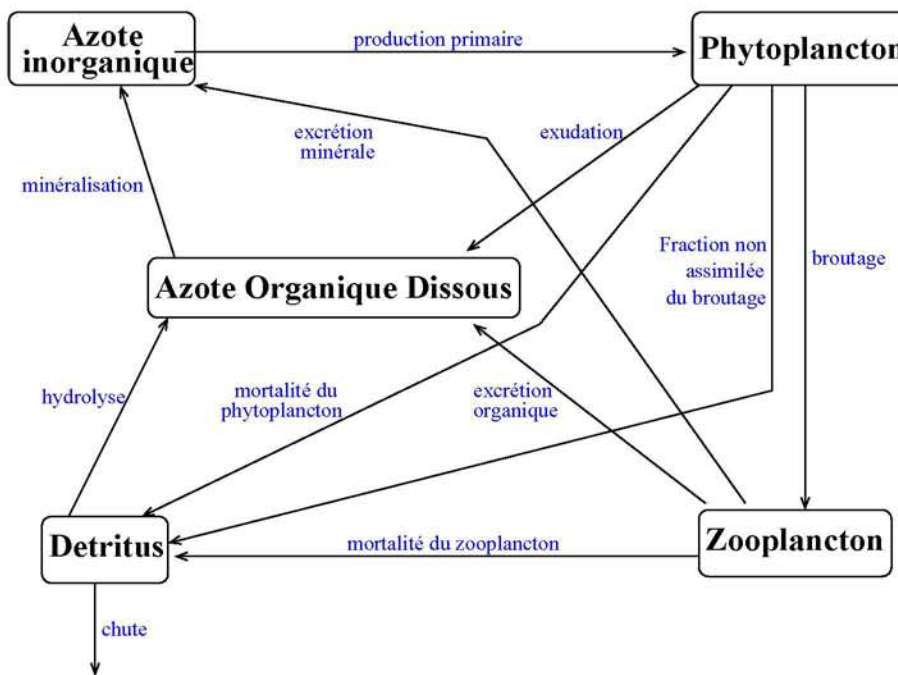


Fig. 4.4 – Schéma du modèle de biologie à 5 compartiments (N-P-Z-D-DON) utilisé sur la région du Río de la Plata.

4.1.2.2 Formulation des processus

Les termes source-moins-puits de l'équation des traceurs biologiques (Eq.3.11) sont donnés par les équations suivantes :

$$SMP(N) = \rho DON + (1 - f_2) \gamma Z - J(z, t, N)P \quad (4.1)$$

$$SMP(P) = (1 - \epsilon) J(z, t, N) P - G(P) Z - \mu_p P \quad (4.2)$$

$$SMP(Z) = f_1 G(P) Z - \gamma Z - \mu_z Z^2 \quad (4.3)$$

$$SMP(D) = (1 - f_1) G(P) Z + \mu_p P + \mu_z Z^2 - \mu_d D \quad (4.4)$$

$$SMP(DON) = \epsilon J(z, t, N) P + f_2 \gamma Z + \mu_d D - \rho DON \quad (4.5)$$

Seuls les détritits ont une vitesse de chute, intégrée dans l'équation 3.11.

4.1.2.3 Les valeurs des paramètres

La signification de chaque paramètre est donnée dans le tableau 4.1. Les valeurs de paramètres sont tirées de Oschlies et Garçon [1999] (d'après Evans et Parslow (1985)), avec un ajustement de certains paramètres pour notre modèle dans lequel a été ajouté le DON.

La croissance du phytoplancton utilise le minimum de la limitation par la lumière et par les nutriments, c'est-à-dire,

$$J(z, t, N) = \min(J(z, t), J_{max} \frac{N}{k_N + N}) \quad (4.6)$$

où $J(z, t)$ représente le taux de croissance limité uniquement par la lumière et moyenné sur chaque couche verticale, J_{max} est le taux de croissance maximal pour une lumière non limitante, et k_N est la constante de demi-saturation de l'assimilation de N par P.

La lumière disponible pour la photosynthèse à la profondeur z est définie par :

$$I(z, t) = PAR \times I_0(t) \exp^{-(k_w z + \int_0^z (k_c P(z) + k_{mes} MES(z)) dz)} \quad (4.7)$$

où PAR est le pourcentage de la lumière incidente I_0 utilisée par la photosynthèse, et MES représente la concentration en matières en suspension minérales. $J(z, t)$ est ensuite calculé de la manière suivante :

$$J(z, t) = \frac{J_{max} \alpha I(z, t)}{\sqrt{[J_{max}^2 + (\alpha I(z, t))^2]}} \quad (4.8)$$

Dans le cas de nos simulations climatologiques, dans lesquelles on utilise des flux solaires climatologiques, le calcul de $J(z, t)$ est fait selon Oschlies et Garçon (1999), c'est-à-dire que l'on moyenne dans le temps sur une journée, en plus de moyenner sur l'épaisseur de chaque point de grille. Quand le cycle diurne est pris en compte dans le forçage, J est seulement moyenné sur la verticale. Dans les deux cas, l'intégration pour calculer J est résolue analytiquement en suivant la méthode décrite dans Evans et Parslow (1985).

Comme nous n'avons pas d'information sur la concentration des matières en suspension *in situ* pendant nos simulations, on la calcule en prenant une fonction exponentielle

Paramètres	Symbole	Valeur	Unité
Coefficients du Phytoplancton			
Méthode d'intégration pour le taux de croissance journalier		EP85	
Pente initiale de la courbe P-I	α	0.025	$\text{j}^{-1}/(\text{W} \cdot \text{m}^{-2})$
Photosynthetic Active Radiation	PAR	0.43	
Atténuation de la lumière par l'eau	k_w	0.04	m^{-1}
Atténuation par le phytoplancton	k_c	0.03	$\text{m}^{-1}(\text{mmol} \cdot \text{m}^{-3})^{-1}$
Atténuation par les matières en suspension	k_{mes}	0.005	$\text{m}^{-1}(\text{g} \cdot \text{m}^{-3})^{-1}$
Fraction exudée de la production primaire	ϵ	0.05	
Paramètres du taux de croissance maximal	a	0.6	j^{-1}
	b	1.066	
	c	1.0	$(^{\circ}\text{C})^{-1}$
Constante de demi-saturation pour l'assimilation de N	k_N	0.5	$\text{mmol} \cdot \text{m}^{-3}$
Taux de mortalité spécifique	μ_p	0.03	j^{-1}
Coefficients du zooplancton			
Efficacité de l'assimilation	f_1	0.75	
Taux de broutage maximal	g	0.75	j^{-1}
Taux de capture	p	1.0	$(\text{mmol} \cdot \text{m}^{-3})^{-2} \text{j}^{-1}$
Mortalité	μ_z	0.2	$(\text{mmol} \cdot \text{m}^{-3})^{-1} \text{j}^{-1}$
Excrétion	γ	0.1	j^{-1}
Fraction organique de l'excrétion	f_2	0.25	
Coefficients des détritits			
Taux d'hydrolyse	μ_d	0.1	j^{-1}
Vitesse de chute	w_S	5.0	$\text{m} \cdot \text{j}^{-1}$
Coefficients du DON			
Taux de minéralisation	ρ	0.05	j^{-1}

TAB. 4.1 – Valeurs des paramètres biologiques du modèle (Oschlies et Garçon (1999), certains paramètres ont été ajustés, EP85 : d'après Evans et Parslow, (1985)).

inverse de la salinité, selon Nagy et Blanco (1987). Une valeur maximale pour l'eau douce très turbide du Tidal River est prise égale à $150 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, mais cette valeur est en réalité assez variable, avec régulièrement des valeurs aussi fortes que $300 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (Nagy et al., 1997). Cette paramétrisation crée une zone fortement turbide dans le Tidal River, avec un front très marqué au dessus de la Barre del Indio (voir Fig.4.5). Cette localisation moyenne est en accord avec les compositions 'vraie couleur' des images SeaWiFS (voir par exemple les figures 2.5 et 1 de l'Annexe A), ainsi qu'avec la synthèse de Framiñan et Brown (1996) à partir des images AVHRR. La représentation spatiale du 'bouchon vaseux' est correcte, malgré le peu d'information permettant de valider les concentrations

en MES. Par contre, les fortes concentrations en MES sur une étroite bande côtière dans la Baie de Samborombón ne sont pas reproduites. Ces concentrations sont liées à une remise en suspension importante dans cette zone de faible profondeur où les courants de marée sont les plus forts de l'estuaire (voir section 4.2.1.1)

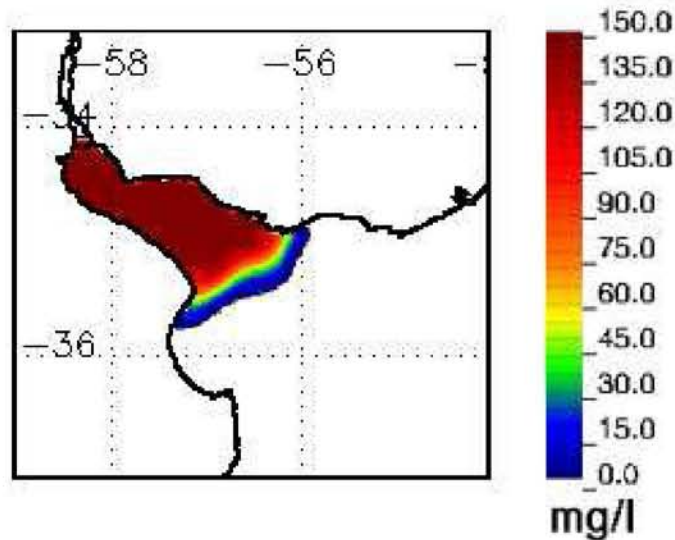


Fig. 4.5 – Localisation du front de turbidité simulé par le modèle. Concentration moyenne annuelle en MES (mg/l) en 1999.

Comme le dépôt et la remise en suspension des sédiments ne sont pas modélisés ici, $w_s \frac{\partial D}{\partial z}$ est mis à zéro dans la couche de fond. Cela signifie que tous les détritiques sont hydrolysés et ensuite reminéralisés, sans piégeage de la matière organique dans le sédiment.

Le broutage par le zooplancton est donné par la fonction du type Holling III suivante :

$$G(P) = \frac{gpP^2}{g + pP^2} \quad (4.9)$$

où g est le taux de broutage maximal quand P devient important, et p est la pente de $G(P)$ pour P faible.

4.1.2.4 Apports fluviaux et conditions initiales

Les cycles annuels des apports en azote inorganique et organique dissous sont issus de mesures réalisées dans les deux fleuves alimentant le Río de la Plata entre 1993 et 2001 (J.L. Probst, com. pers.). L'apport en nitrate est le seul considéré concernant l'azote

inorganique dissous. Les rejets urbains en ammonium des capitales Buenos-Aires et Montevideo peuvent être importants, mais le manque de données ne nous permet pas de les cumuler aux apports en nitrate. Les concentrations en azote organique particulaire sont fixées à 0.3 mg.l^{-1} pour le Paraná et à 0.09 mg.l^{-1} pour l'Uruguay, d'après des données de concentrations pondérées par les débits de Depetris et Kempe (1993) pour le Paraná et de Mañosa et Depetris (1993) pour l'Uruguay. Depetris et Kempe (1993) ont montré que la concentration en PON pouvait être très différente selon les débits, notamment lors d'années influencées par El Niño. Une valeur de 0.13 mgN.l^{-1} a été mesurée durant les conditions ENSO de l'année 1982, cette valeur a été conservée pour la simulation de l'année 1998.

La période de *spin-up* d'un an donne peu d'influence aux conditions initiales attribuées aux eaux du Río de la Plata, remplacées en quelques mois par les eaux fluviales se mélangeant aux eaux marines. Elles ont un rôle plus important pour les eaux océaniques. Celles-ci ont des caractéristiques très différentes entre le nord et le sud de la zone (voir chapitre 2.2). Cependant, comme la circulation générale n'est pas prise en compte dans notre étude, des valeurs moyennes représentatives de la marge du Río de la Plata sont attribuées à l'ensemble de la zone. Des profils exponentiels décroissants avec la profondeur sont attribués pour la chlorophylle et le zooplancton, avec des concentrations en surface égales à 0.5 mg.m^{-3} et $0.006 \text{ mmolN.m}^{-3}$ respectivement. La concentration en nitrates est égale à 5 mmolN.m^{-3} , avec une croissance linéaire avec la profondeur, pour atteindre 30 mmolN.m^{-3} à 5000 m. Les concentrations d'azote organique dissous et particulaire sont faibles en conditions initiales ($10^{-4} \text{ mmolN.m}^{-3}$).

4.2 Validation du modèle

4.2.1 Validation du modèle hydrodynamique

4.2.1.1 La marée

L'amplitude de l'onde M2, responsable de 80% de l'énergie totale du signal de marée dans le Río de la Plata est présentée sur la figure 4.6a. En comparaison aux cartes issues des tables de marée de la même composante (voir Fig.8.2 dans Framiñan et al. (1999)), les amplitudes modélisées sont plus fortes dans la partie aval de l'estuaire, alors qu'elles sont légèrement inférieures le long de la côte argentine du Tidal River. L'augmentation des amplitudes vers le sud de l'estuaire est bien reproduite. L'amplitude de 60 cm obtenue dans la baie de Samborombôn est proche des 65 cm obtenus par le modèle de Simionato et al. (2001) pour la même zone. L'onde presque complète présente dans l'estuaire est

bien reproduite par le modèle, avec des isocontours de phasage perpendiculaires à l'axe de l'estuaire (Fig.4.6b).

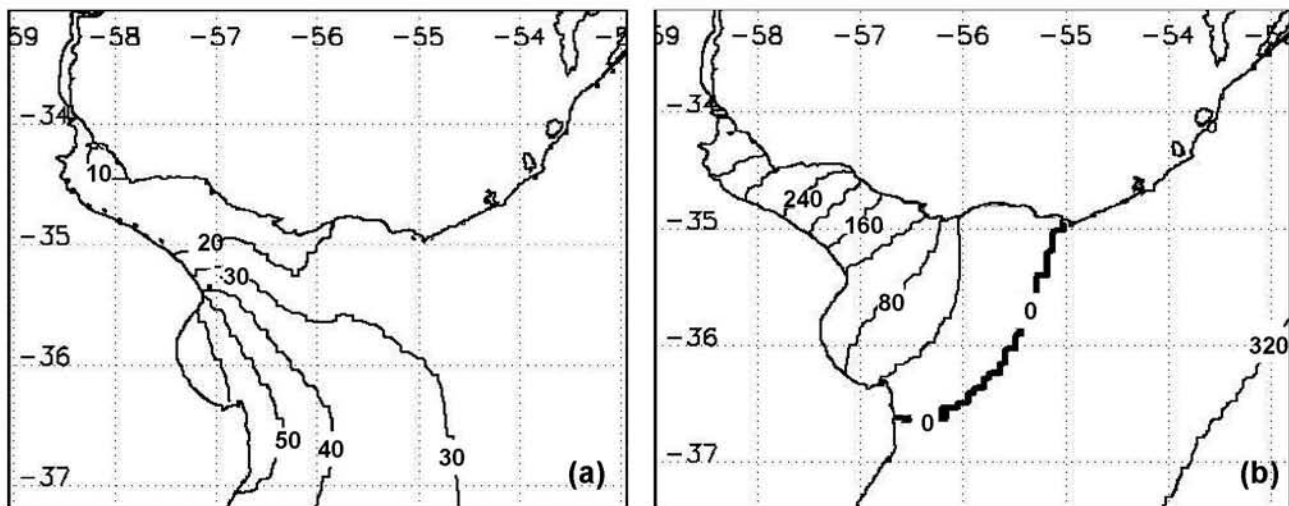


Fig. 4.6 – Amplitudes (cm (a)) et phasage (degrés (b)) de l'onde M_2 de marée reproduite par le modèle. Les contours d'amplitude et de phase sont tracés respectivement tous les 10 cm et 40 degrés.

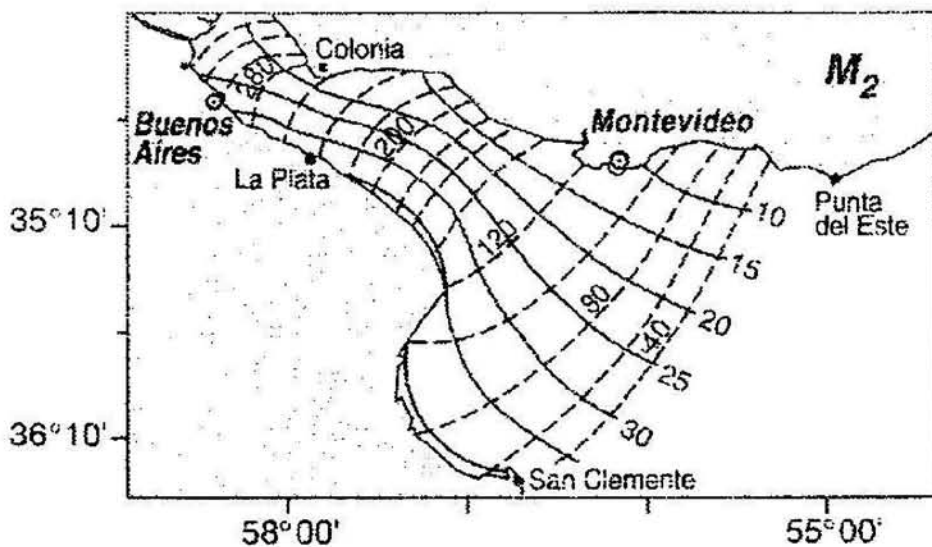


Fig. 4.7 – Amplitudes (cm (traits continus)) et phasage (degrés (tiretés)) de l'onde M_2 de marée dans le Río de la Plata (A partir de Framiñan et al. (1999)).

4.2.1.2 Le panache de salinité saisonnier

Les résultats sont présentés après une simulation d'une durée de 5 mois, nécessaire avant d'obtenir l'établissement du front de salinité. On retrouve à partir de nos simulations

les principales structures de surface (Fig.4.8a,b) modélisées par Simionato et al. (2001). En hiver (Fig.4.8a), les vents dominants d'ouest sont faibles en intensité sur l'estuaire, l'orientation du panache vers le nord s'explique donc principalement par l'effet de la force de Coriolis sur la décharge fluviale. Nos isohalines sont cependant contraintes plus fortement à l'intérieur de l'estuaire dans sa partie sud, en comparaison à la Fig.4f de Simionato et al. (2001). En été (Fig.4.8b), les vents dominants d'est limitent fortement l'extension du panache dans le nord de l'estuaire, alors que son extension le long de la côte sud est favorisée par le transport d'Ekman.

Les salinités de surface et de fond ont été comparées à des cartes saisonnières issues d'une base de données regroupant plus de 2000 stations échantillonnées lors de 53 campagnes des années 1970 aux années 1990 (Framiñan et al., 1999). Malgré les saisons un peu différentes choisies pour le regroupement de leurs données (automne + hiver et printemps + été), on retrouve sur leurs cartes (Fig.4.9) la même orientation du panache vers le sud en été, et une préférence pour son orientation vers le nord en hiver. Ces phénomènes sont cependant plus marqués dans le cas de nos simulations, avec en contrepartie une restriction des isohalines supérieures à 30 à l'intérieur de l'estuaire, au nord en été (Fig.4.8a) et au sud en hiver (Fig.4.8b). Ces différences sont essentiellement dues aux configurations adoptées pour nos simulations, qui ne prennent pas en compte l'historique du champ de salinité, ni la variabilité intra-saisonnière possible dans les forçages. L'apport en eau douce à partir d'autres sources peut également expliquer certaines différences. C'est le cas avec les apports du Patos Lagoon qui seraient responsables selon Guerrero et al. (1997) de la langue d'eau douce (isohaline 33) au large de la côte uruguayenne visible sur la figure 4.9b.

Si l'on observe les isohalines 5 et 10, le modèle montre leur extension vers le large, particulièrement pour l'isohaline 10 dans le chenal Maritime en été, qui correspond à une stratification haline importante pour les deux saisons (voir Fig.4.8e,f) sous l'influence de la décharge fluviale des deux fleuves. L'utilisation de vents stationnaires pour nos simulations, sans occurrence d'épisodes de vents forts, participe à l'établissement d'une stratification intense. En hiver, cette stratification est établie aussi bien dans le chenal Maritime que dans le chenal Oriental (Fig.4.8c,e). Un exemple de profils hivernaux (mois d'août 1992) proposé par Guerrero et al. (1997) (Fig.4.10 en haut) confirme cette stratification généralisée ainsi que la profondeur de celle-ci, avec une extension plus importante des eaux peu salées sur la section nord. En été la stratification est essentiellement présente dans la partie sud de l'estuaire aval (Fig.4.8f), les isohalines étant presque verticales dans le chenal Oriental. Le profil présenté pour le mois de novembre 1995 par Guerrero et al. (1997) révèle également l'absence de stratification dans la partie nord de l'estuaire (Fig.4.10a en bas), pour un mois se rapprochant de notre saison d'été. Notre isohaline 0.5 montre une intrusion dans la partie nord du Tidal

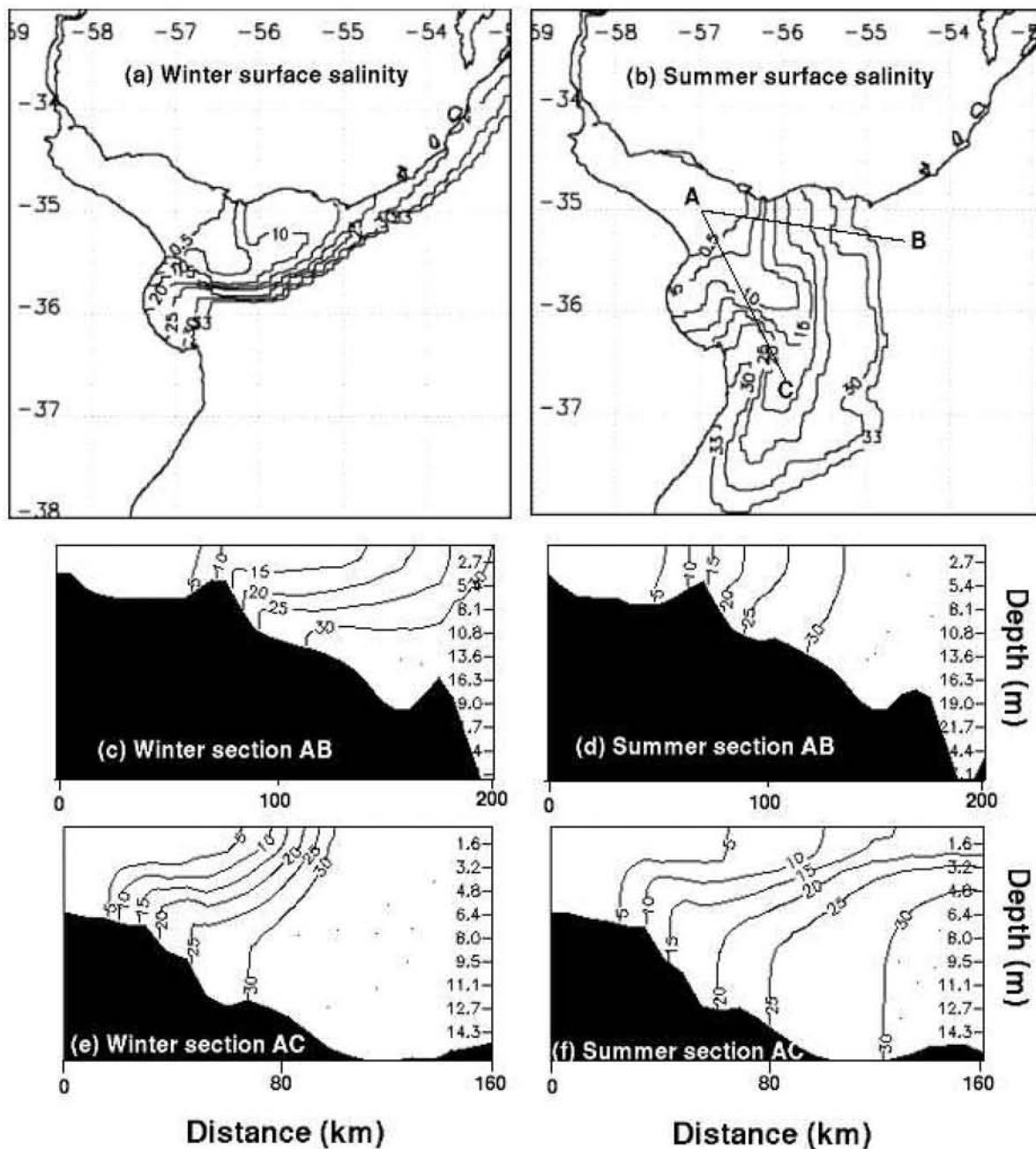


Fig. 4.8 – Salinité à partir des simulations saisonnières d'hiver (a,c,e) et d'été (b,d,f). La salinité de surface (a,b) et les profils selon les sections AB (c,d) et AC (e,f) sont reproduites.

River en été (Fig.4.8b), indiquant la prédominance lors de cette saison d'une circulation à travers le chenal Intermédiaire, plutôt que par les chenaux Nord puis Oriental.

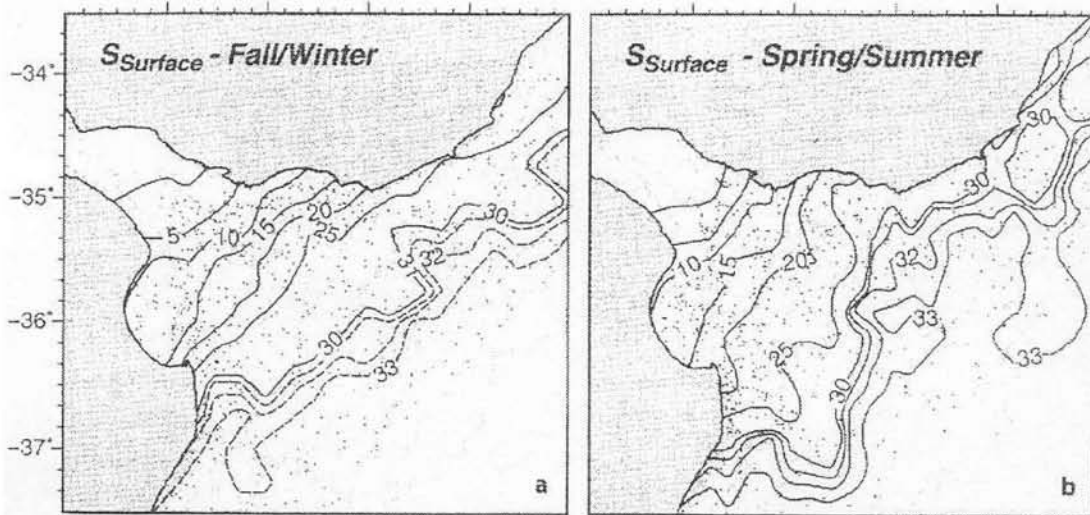


Fig. 4.9 – Champs de salinité de surface saisonniers. Les points indiquent les emplacements de stations. Fall/Winter et Spring/Summer correspondent respectivement aux périodes avril-août et octobre-février (à partir de Framiñan et al. (1999)).

4.2.2 Résultats de la production phytoplanctonique sur l'année 1999

Les mois de mars, juin, septembre et décembre ont été sélectionnés à partir de la simulation de l'année 1999 pour en décrire l'évolution saisonnière. Ces mois sont représentatifs des différentes situations révélés par le modèle, et plusieurs images SeaWiFS sont disponibles pour chacun d'eux.

4.2.2.1 Description hydrologique

Les forçages plus réalistes utilisés pour cette simulation augmentent la cohérence entre les champs de salinité de surface mensuels (Fig.4.11A) et les caractéristiques décrites par Framiñan et al. (1999) (voir Fig.4.9). L'extension des isohalines élevées sur la partie nord de la marge continentale est observée sur l'ensemble de l'année. Le front de salinité, délimité par les isohalines 0.5 et 5, est en accord avec sa localisation habituelle, c'est-à-dire au dessus de la Barre del Indio, avec néanmoins une localisation plus marine pour les mois de juin et septembre du fait de débits plus élevés. On ne voit plus apparaître l'intrusion de l'isohaline 0.5 dans le Tidal River, celui-ci n'étant rempli que d'eau douce toute l'année. Une particularité de l'année 1999 modélisée est qu'elle ne montre pas de saisonnalité très forte quand à l'orientation du panache, plutôt inversée par rapport à sa tendance habituelle.

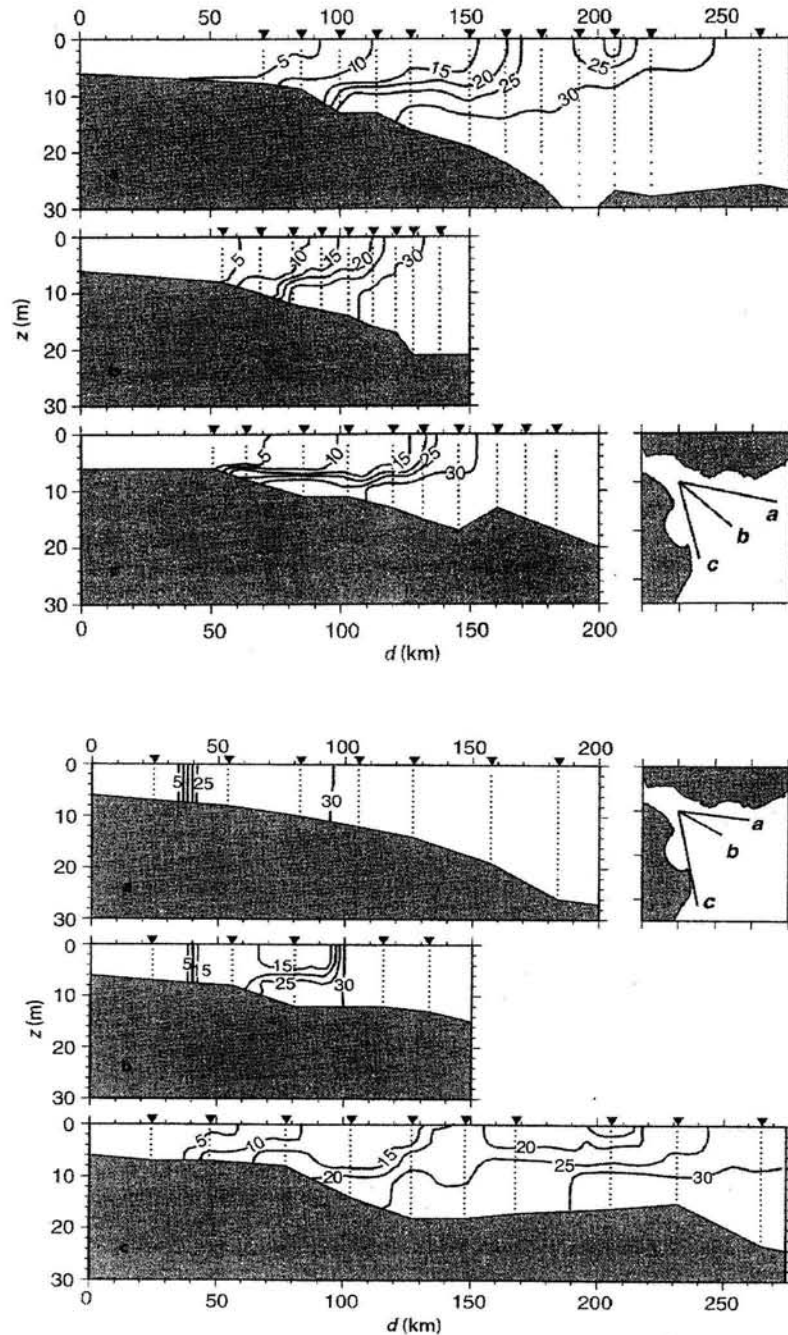


Fig. 4.10 – Profil verticaux de salinité en août 1992 (haut) et novembre 1995 (bas) (à partir de Guerrero et al. (1997)).

4.2.2.2 Evolution de la concentration en chlorophylle *a*

Les concentrations de chlorophylle *a* modélisées en surface sont présentées sur la figure 4.11B. En mars la concentration est élevée dans la zone frontale jusque l'isohaline 20, les valeurs atteignent $30 \text{ mgChl-a.m}^{-3}$. La marge continentale, influencée par les apports du

Río de la Plata, présente des valeurs de chlorophylle *a* supérieures à 2 mgChl-a.m^{-3} dans le panache orienté au nord. En juin, la concentration est moins élevée dans l'estuaire, excepté dans la baie de Samborombón. Le panache est peu visible, homogène avec les eaux environnantes avec des concentrations inférieures à 2 mgChl-a.m^{-3} . En septembre, l'estuaire aval et toute la zone incluse dans l'isohaline 25 qui s'étend le long de la côte uruguayenne vers le nord, présentent des valeurs fortes de l'ordre de $10 \text{ mgChl-a.m}^{-3}$. La baie de Samborombón présente toujours les valeurs les plus élevées. En décembre, la situation est assez similaire à celle du mois de mars, avec en plus des valeurs élevées dans le Chenal Nord du Tidal River. Des valeurs de 3 mgChl-a.m^{-3} sont modélisées sur la marge toujours dans sa partie nord. Tout au long de l'année, les valeurs maximales de chlorophylle sont situées dans la zone du front de salinité et au delà, entre les isohalines 0.5 et 15.

4.2.2.3 Comparaison avec les images SeaWiFS et quelques données *in situ*

Le manque de validation de la chlorophylle *a* satellitale sur l'estuaire du Río de la Plata nous oblige à être prudent lors de la comparaison avec notre modèle. Les ordres de grandeur des estimations satellites sont cependant respectés, ce qui nous permet de suivre l'évolution saisonnière en parallèle entre modèle et donnée. La figure 4.11C donne les moyennes mensuelles calculées à partir des différentes images SeaWiFS pour les quatre mois ciblés. En mars, le panache de chlorophylle *a* observé par SeaWiFS s'étend vers le sud le long de la côte argentine. Ceci est mal reproduit par le modèle, le panache de salinité ne présentant d'ailleurs pas non plus cette caractéristique. Les valeurs maximales simulées dans la zone frontale sont supérieures à celles données par le satellite. En juin, le modèle sous-estime les concentrations dans l'estuaire aval, excepté dans le nord de la baie de Samborombón où il les surestime. Le mois de juin présente globalement les concentrations les plus faibles en comparaison aux autres mois, ce qui est observé autant avec le modèle qu'avec la donnée satellitale. En septembre, les concentrations modélisées sont en accord avec celles observées, avec un gradient croissant visible du Tidal River vers l'estuaire aval. L'extension du panache de chlorophylle est mieux reproduit vers le nord que vers le sud, malgré une extension vers le large de l'isohaline 33 aussi bien vers le nord que vers le sud. Le modèle surestime toujours fortement les concentrations dans le nord de la baie de Samborombón. En décembre le modèle simule des concentrations en chlorophylle *a* du même ordre de grandeur que celles observées par SeaWiFS, excepté dans la zone du front et dans le chenal Nord du Tidal River où il les surestime.

Nagy et al. (2002) ont relevé des valeurs maximales en novembre 1999 le long de la côte uruguayenne dans l'estuaire égales à $28 \text{ mgChl-a.m}^{-3}$, $38 \text{ mgChl-a.m}^{-3}$ et $22 \text{ mgChl-a.m}^{-3}$ pour des localisations respectivement dans le Tidal River, dans la zone de front,

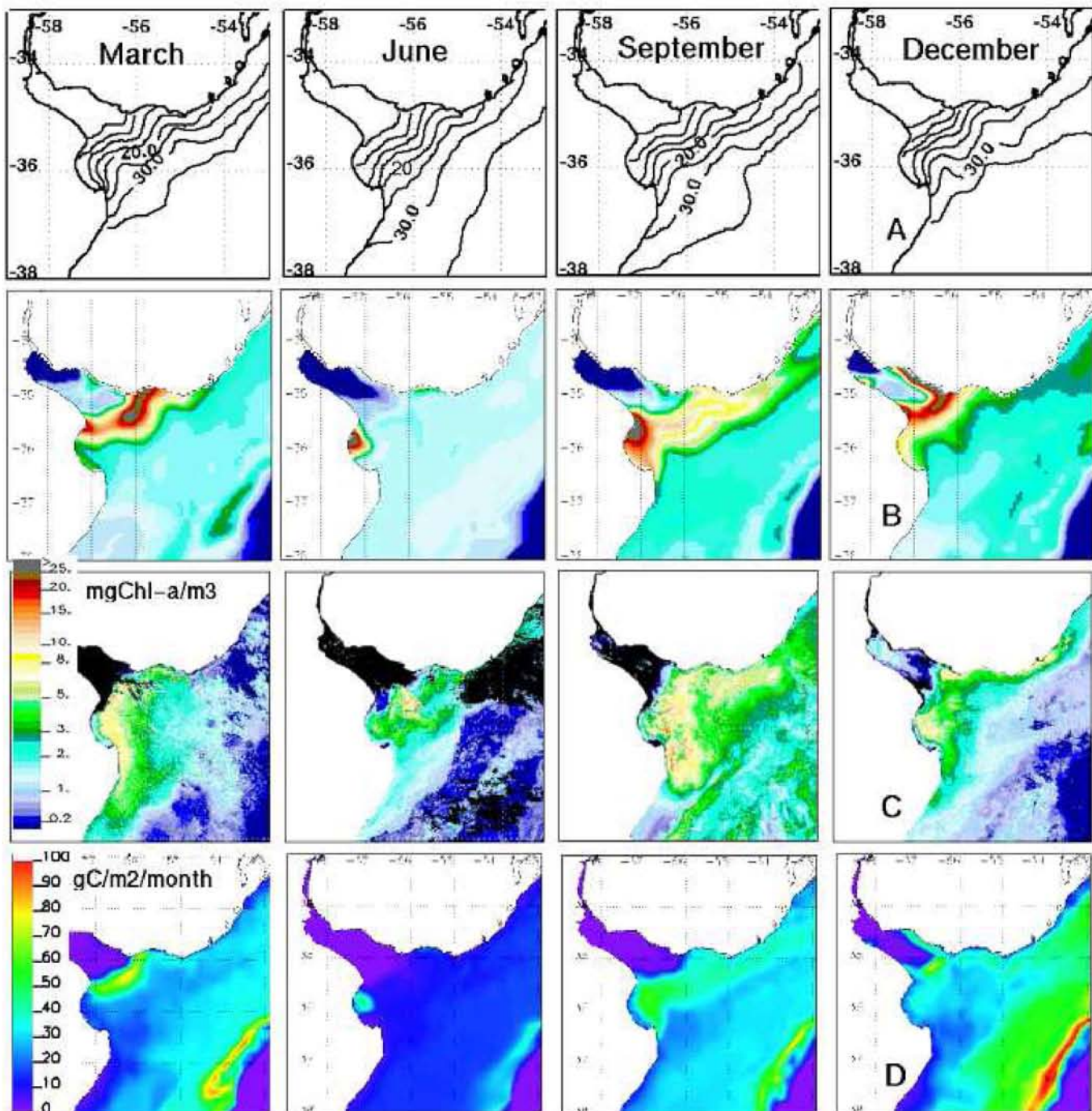


Fig. 4.11 – Situations moyennes mensuelles de surface du panache du Río de la Plata pour l'année 1999 (de gauche à droite : mars, juin, septembre et décembre). (A) Salinité (Les isohalines 0.5, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 33 sont tracées). (B) Concentrations en chlorophylle a (mgChl.a.m^{-3}) simulées. (C) Concentrations en chlorophylle a (mgChl.a.m^{-3}) de SeaWiFS traité par l'algorithme OC5-IFREMER. 7, 3, 5, 6 images claires étaient disponibles pour les mois de mars, juin, septembre et décembre, respectivement. (D) Production primaire intégrée simulée par le modèle ($\text{gC.m}^{-2}.\text{mois}^{-1}$).

et dans le chenal Oriental. Les valeurs modélisées pour le 12 novembre (Fig.4.12c) sont en accord avec ces valeurs observées, c'est également le cas pour la moyenne mensuelle obtenue par le modèle. De plus, le gradient déduit à partir de ces données, avec un maximum dans la zone frontale est correctement reproduit par le modèle.

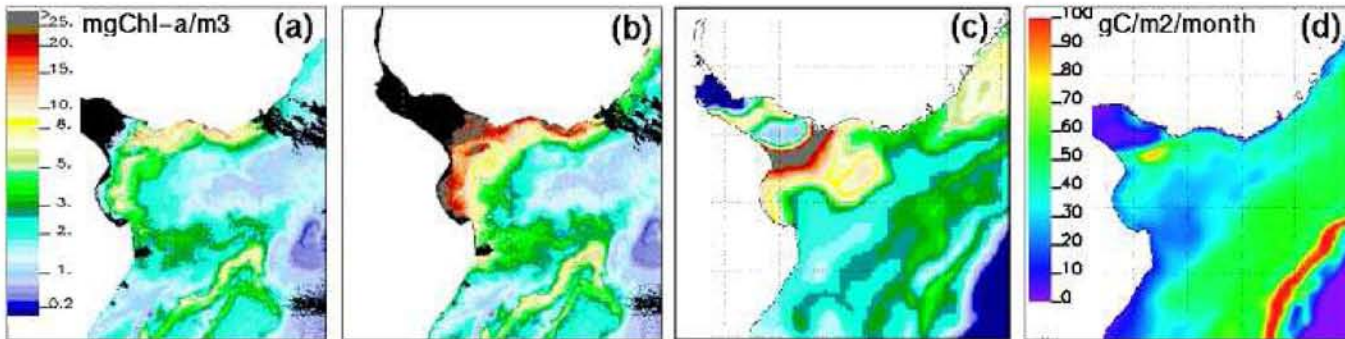


Fig. 4.12 – Concentrations en chlorophylle *a* en surface ($\text{mgChl}a.\text{m}^{-3}$) le 12 novembre 1999 à partir des images SeaWiFS traitées avec les algorithmes IFREMER-OC5 (a) and OC4-NASA (b), et simulées par le modèle (c). Production primaire intégrée du mois de novembre 1999 calculée par le modèle (d).

4.2.2.4 Calcul de la production primaire

La production primaire intégrée sur la profondeur de la colonne d'eau est présentée sur la figure 4.11D. Dans l'estuaire, les zones les plus productives correspondent aux zones présentant les concentrations en chlorophylle *a* maximales. La production est très faible dans le Tidal River. Elle est maximale dans la zone du front, où des valeurs aussi élevées que $80 \text{ gC}.\text{m}^{-2}.\text{mois}^{-1}$ sont modélisées en mars et en décembre. Compte tenu des faibles profondeurs dans cette zone, le front représente une région extrêmement productive en comparaison aux eaux marines adjacentes à l'estuaire, même celles influencées par les eaux du Río de la Plata. En fin d'automne (juin), la production primaire est très faible dans l'estuaire et sur la marge continentale, alors qu'en début de printemps (septembre), elle est aussi forte dans la partie aval de l'estuaire que sur la marge avec des valeurs autour de $45 \text{ gC}.\text{m}^{-2}.\text{mois}^{-1}$. Les valeurs fortes observées le long du talus sont le résultat d'un mélange trop important dans le modèle. Les forts gradients de bathymétrie et les processus physiques qui leur sont associés restent difficiles à prendre en compte dans les modèles hydrodynamiques. L'apport continu en sels nutritifs à l'aplomb du talus est donc artificiel dans le modèle. La forte productivité de cette zone, au sud de la confluence des courants du Brésil et des Malouines, est néanmoins une caractéristique observée (Carreto et al., 1995) du fait de la richesse en éléments nutritifs du courant des Malouines. La zone frontale présente une production primaire annuelle supérieure à $400 \text{ gC}.\text{m}^{-2}.\text{an}^{-1}$, une valeur observée sur la marge continentale pour des profondeurs supérieures à 50 m (Fig.4.13).

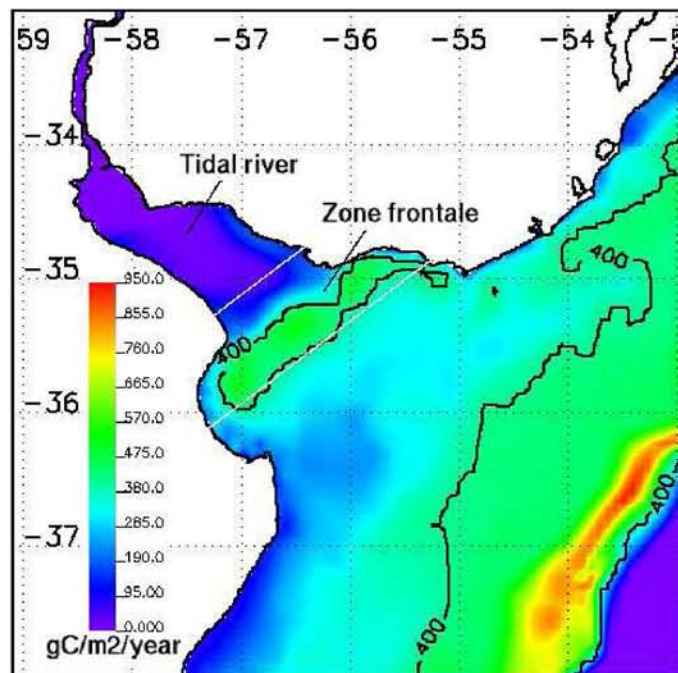


Fig. 4.13 – Production primaire annuelle intégrée obtenue avec le modèle pour le Río de la Plata et sa marge continentale. L'isocontour $400 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$ montre la région très productive de la zone frontale dans l'estuaire. Les lignes blanches délimitent les zones du Tidal river et frontale, utilisée pour les calculs de flux de la figure 4.14.

Peu de mesures de production primaire sont disponibles sur la région du Río de la Plata. Smith (1997) a estimé celle-ci entre $200\text{-}300 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$ pour l'estuaire aval, ce qui est bien reproduit par le modèle au delà du front (Fig.4.13). Gómez-Erache et al. (2001) donnent des valeurs pour janvier et novembre 1999 pour la zone côtière uruguayenne dans l'estuaire. Pour la zone frontale limitée par l'isohaline 5, la production primaire nette se situe dans l'intervalle $4\text{-}14 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mois}^{-1}$ pour les deux mois, et dans l'intervalle $10\text{-}100 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mois}^{-1}$ dans la partie aval de l'estuaire. La production primaire simulée du mois de novembre correspond bien avec ces observations, en particulier dans le chenal Oriental (Fig. 4.12d).

4.3 L'optimisation de paramètres

4.3.1 Configuration adoptée pour l'optimisation

4.3.1.1 Durée et zone d'optimisation

Les tests sur les trajectoires en Atlantique Nord présentés en Annexe C ont montré que pour optimiser une dizaine de paramètres le nombre d'itérations nécessaire avec la stratégie évolutive était d'environ 3000. La contrainte de la donnée sur le modèle n'est plus exactement la même ici. L'assimilation est réalisée dans le modèle tridimensionnel, avec possibilité d'utilisation de données réelles, et la fonction de coût est calculée sur l'ensemble des pixels clairs de chaque image. Cependant l'ordre de grandeur du nombre d'itérations est celui que l'on retrouve régulièrement dans les expériences d'optimisation utilisant les stratégies évolutives. Or, il est inconcevable de réaliser quelques milliers de simulations sur le domaine présenté précédemment. Celui-ci est donc réduit pour l'assimilation et s'étend maintenant de 33°S à 38°S, et de 53°W à 58.5°W, avec une réduction à 10 niveaux sur la verticale. Le risque de voir les erreurs aux conditions limites se propager à l'ensemble du domaine est limité par le fait que la zone considérée est largement sous influence fluviale. Les conditions initiales sont conservées à partir d'une simulation sur le grand domaine.

La durée de la période est elle aussi nécessairement limitée par les contraintes de temps calcul. Une période d'un mois est sélectionnée, du 12 octobre au 12 novembre 1999, comprenant 18 jours pour lesquels une image SeaWiFS est disponible. Cette période de faible couverture nuageuse au milieu du printemps austral favorise l'apparition d'une biomasse phytoplanctonique importante dans le panache du Río de la Plata. Nagy et al. (2002) ont par ailleurs décrit l'hydrologie de la partie nord de l'estuaire en novembre 1999.

4.3.1.2 Choix des paramètres

Les paramètres liés aux termes puits du phytoplancton et à la reminéralisation sont généralement les moins bien connus. C'est la raison qui a mené Gunson et al. (1999) à choisir ces paramètres de contrôle pour leurs expériences d'optimisation. Le modèle de biogéochimie adopté est utilisé pour la première fois sur la zone du Río de la Plata, et même si un premier travail de validation a été réalisé, l'incertitude reste importante sur la plupart des valeurs de paramètre utilisées. De plus, il est probable que les premiers paramètres sensibles à la donnée 'couleur de l'eau' soient ceux directement liés au phy-

toplancton, donc ceux de la production primaire, de la mortalité, et du broutage. Ceci est d'autant plus vrai si la période d'optimisation, donc de contrainte par la donnée, est réduite à un mois. Pour ces raisons, l'incertitude *a priori* sur les paramètres n'est pas prise en compte ici pour leur sélection en tant que variable de contrôle. Par ailleurs il est peu probable que l'ensemble des paramètres puisse être estimé en même temps. Ceci a pu être vérifié lors des expériences sur l'Atlantique Nord (voir Annexe C), pour lesquelles certains paramètres n'étaient pas correctement contraints. Ceci peut venir du fait que certains d'entre eux soient trop fortement corrélés, ou qu'ils ne soient pas assez sensibles à la donnée assimilée.

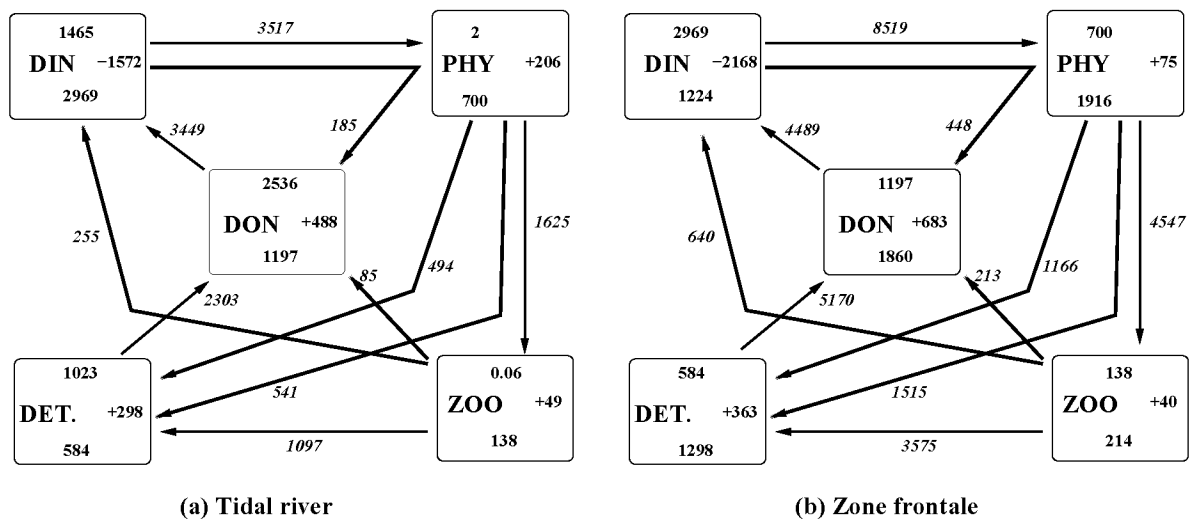


Fig. 4.14 – Flux d'azote ($\times 10^6$ moles) intégrés sur deux zones de l'estuaire (voir la délimitation sur la figure 4.13), entre les compartiments du modèle pour les mois d'octobre et novembre 1999. Les valeurs des boîtes représentent les entrées dans la zone (haut), les sorties (bas), et le bilan source-moins-puits (droite).

Le nombre de paramètres de contrôle est ici nettement réduit. La figure 4.14 présente les flux de matière en quantité d'azote entre les différents compartiments, pour la zone amont de l'estuaire (a) et la zone frontale (b), délimitées sur la figure 4.13. Elle permet de faire ressortir les processus majeurs parmi l'ensemble de ceux modélisés. La boucle faisant intervenir la production primaire, le broutage, la mortalité du zooplancton, et la reminéralisation à partir des détritiques, participe à la majorité des flux de matière entre nos compartiments, que ce soit dans la partie amont ou frontale de l'estuaire. La même conclusion peut être faite sur l'ensemble de l'année 1999 (voir Annexe A). Les paramètres qui leur sont liés sont ceux ayant le plus d'influence sur les concentrations des différentes variables d'état. Pour les paramètres de contrôle, on fait le choix parmi ces paramètres, et on conserve un paramètre représentatif de chaque variable d'état : le taux de croissance maximal (a), le taux de broutage maximal (g), le taux d'hydrolyse maximal (μ_d), et le taux de minéralisation du DON (ρ). On ajoute à ces quatre paramètres le coefficient d'atténuation de la lumière par les MES (k_{mes}), afin de tenir compte de la forte

incertitude liée à la modélisation de cette composante, primordiale dans la limitation de la production phytoplanctonique dans l'estuaire du Río de la Plata.

4.3.2 Résultats de l'optimisation

4.3.2.1 Expériences jumelles

Dans un premier temps, des expériences jumelles sont réalisées, afin de tester la fiabilité de la stratégie évolutive appliquée à notre problème d'optimisation. Dans ces expériences, des cartes de chlorophylle a de surface journalières sont simulées avec le modèle à partir du jeu de paramètres connus *a priori* (P^*). Une perturbation sur chacun des paramètres est ensuite effectuée, dans un intervalle $\pm 100\%$ de la valeur *a priori* du paramètre. On essaye finalement de retrouver la valeur P^* en assimilant la donnée simulée.

On utilise ici la fonction de coût telle que définie par l'équation 3.13. Dans le cas de ces expériences jumelles, aucune contrainte sur les paramètres n'est ajoutée. Les bornes (P_3 et P_1 dans le tableau 4.2) sont fixées assez larges afin de laisser une liberté importante à la recherche, et tester l'efficacité de la méthode. L'unique minimum global qui est connu doit pouvoir être retrouvé, en dépit du large intervalle de recherche autorisé et des valeurs parfois non réalistes attribuées aux paramètres.

Paramètre	Référence	Borne		Expérience 1 : valeur		Expérience 2 : valeur	
	P^*	inf : P_3	sup : P_1	de départ	optimisée	de départ	optimisée
k_{mes}	0.005	0.0	0.025	0.009	0.0049 (2.0%)	0.002	0.005 (0.0%)
a	0.6	0.0	3.0	1.1	0.585 (2.5%)	0.2	0.593 (1.1%)
g	0.75	0.0	3.75	1.2	0.745 (0.6%)	0.3	0.746 (0.5%)
ρ	0.05	0.0	0.25	0.032	0.035 (30%)	0.09	0.040 (20%)
μ_d	0.1	0.0	0.5	0.07	0.42 (320%)	0.18	0.20 (100%)
Coût (J)	0.0			34	0.049	62	0.032

TAB. 4.2 – Résultats des expériences jumelles. Les valeurs entre parenthèses indiquent les erreurs relatives en fin d'optimisation pour chacun des paramètres.

Valeurs de paramètres obtenues

Les résultats de deux expériences sont présentés dans le tableau 4.2. Le choix de la valeur de départ, éloignée ou non de la valeur recherchée, n'est *a priori* pas important, puisque la méthode cherche rapidement dans tout le domaine autorisé, comme le montre la figure 4.15. Il ne faut cependant pas choisir une valeur de départ trop proche de la solution

recherchée, ce qui aurait pour conséquence de fausser la recherche, sans permettre de valider l'efficacité de la méthode.

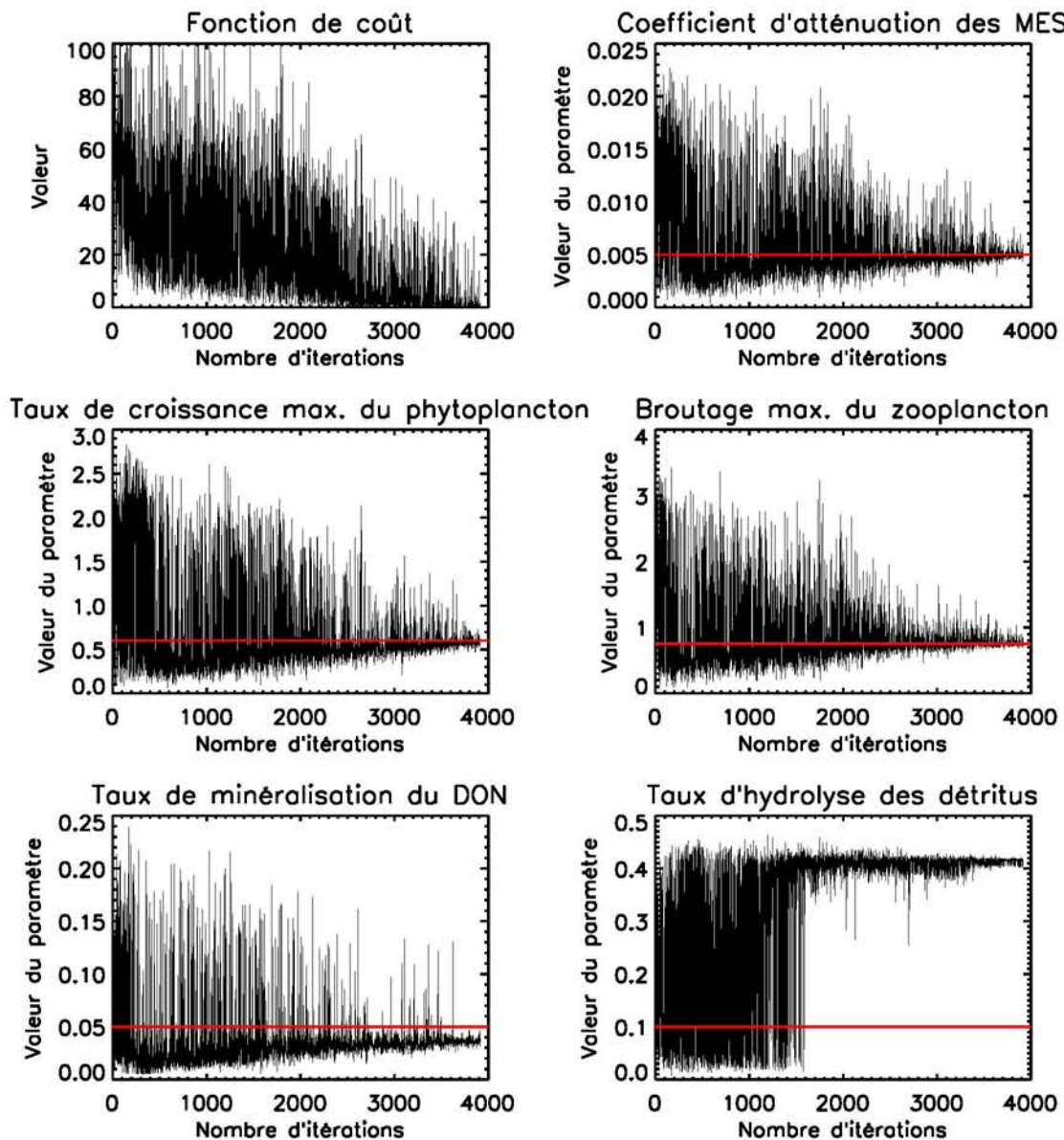


Fig. 4.15 – Evolution des valeurs de la fonction de coût et des cinq paramètres de contrôle au cours de l'optimisation de l'expérience 1. La ligne rouge correspond à la valeur de référence du paramètre recherchée lors de l'optimisation.

La recherche converge vers les valeurs de référence pour les trois premiers paramètres qui sont liés à la production primaire ou au broutage. Pour les paramètres de la minéralisation du DON et de l'hydrolyse des détritrus, la recherche ne retrouve pas les valeurs de référence, avec une valeur très éloignée pour l'hydrolyse des détritrus dans le cas de l'expérience 1. Deux raisons peuvent l'expliquer. La première serait que ces

deux paramètres sont fortement corrélés, si l'on regarde la quantité d'azote inorganique restituée. L'absence de donnée sur les détritiques ou sur le DON ne permet pas dans ces conditions de contraindre simultanément les deux paramètres. Ces deux paramètres ont donc tendance à s'équilibrer, un négativement par rapport à sa valeur connue *a priori*, l'autre positivement, ce qui a pour conséquence de restituer autant d'azote inorganique au milieu. La seconde serait liée à la courte période d'assimilation sur laquelle on réalise nos expériences, qui ne permettrait pas de contraindre des paramètres intervenant sur des processus aux échelles de temps du même ordre de grandeur (20 jours et 10 jours pour la minéralisation et l'hydrolyse respectivement, en comparaison aux 1 à 2 jours pour la croissance du phytoplancton ou le broutage du zooplancton).

Selon ces deux hypothèses, notre problème est sous-déterminé, avec un manque de données ou une durée d'optimisation trop courte par rapport au nombre de degrés de liberté du modèle. Les valeurs différentes obtenues dans les deux expériences pour les paramètres de la reminéralisation ne correspondent sans doute pas à deux minima locaux. En effet, la fonction de coût obtenue dans les deux cas est très faible (en comparaison aux fonctions de coût associées aux jeux de paramètres de départ), et proche entre les deux expériences. La sous-détermination de notre problème suggère plutôt un phénomène de dégénérescence. Cela signifie que la faible sensibilité de ces paramètres à la fonction de coût se traduit par une vallée étirée selon l'axe de ces paramètres, dans laquelle les valeurs convergent aléatoirement.

Efficacité de la méthode.

Le nombre d'itérations (4000) avant d'obtenir la convergence des paramètres avec une erreur relative faible peut paraître importante (Fig.4.15). Le calcul suivant permet de montrer l'efficacité de la recherche d'un optimum par les stratégies évolutives, en comparaison avec une recherche non 'intelligente' qui se ferait de manière exhaustive dans l'espace de recherche.

Soit p la valeur *a priori* d'un paramètre. L'espace de recherche dans les expériences précédentes était compris dans l'intervalle $[0; 5 \times p]$. Considérons ici que la confiance sur la valeur du paramètre connu *a priori* soit élevée, de sorte que l'on puisse réduire cet intervalle à $\pm 100\%$ de la valeur p . Si l'on recherche la valeur optimale de ce paramètre avec une erreur maximale de $\epsilon\%$, le nombre d'itérations à faire en parcourant tout l'espace de recherche du paramètre serait ϵ (on teste toutes les valeurs du paramètre dans l'intervalle $[-p, p]$ avec un écart de $p/(0,5 \times \epsilon)$). Pour n paramètres, ce nombre d'itérations passe à ϵ^n . Pour 5 paramètres et une erreur relative maximale de 10% (notons que les erreurs des paramètres optimisés sont bien inférieures pour nos expériences), le nombre d'itérations à faire est 100000 (cette valeur passe à $\approx 10^8$ si l'on garde l'intervalle utilisé dans nos expériences, ce qui est nettement supérieur à nos 4000 itérations réalisées).

Notons également que le nombre d'itérations augmente considérablement à chaque ajout d'un paramètre de contrôle. On peut le voir facilement pour la méthode 'non intelligente' d'après la démonstration précédente, avec l'exposant n présent dans le nombre d'itérations. Il est plus difficile de le montrer pour les stratégies évolutives, mais même si ce facteur d'augmentation est réduit, le nombre d'itérations devient rapidement contraignant pour notre problème. D'où l'intérêt de limiter ce nombre par différentes méthodes diagnostiques (mesure de flux, étude de sensibilité (voir chapitre 5)).

Contrainte sur la chlorophylle a de surface.

La figure 4.16 montre qu'avec le jeu de paramètres optimisés les concentrations de chlorophylle a de surface modélisées (c) sont très proches de la donnée simulée (a). Le manque de précision sur les deux paramètres de la reminéralisation n'empêche pas cette cohérence presque parfaite entre modèle et données.

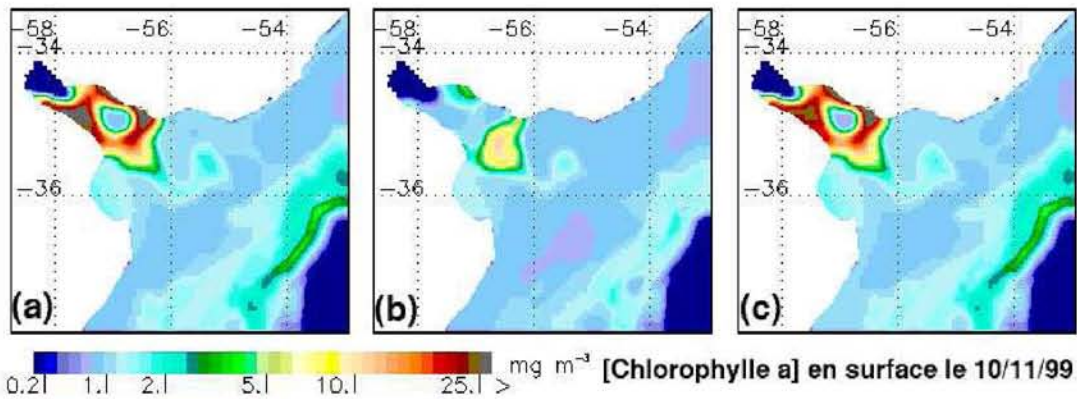


Fig. 4.16 – Cartes de la concentration en chlorophylle a de surface dans le cas de l'expérience 1, pour la fin de la période d'assimilation (10/11/1999), pour la simulation de référence (a), utilisant les valeurs de paramètres perturbés (b), et les valeurs de paramètres optimisés (c).

Contrainte sur l'ensemble du système.

Afin de vérifier si l'ensemble des variables d'état est bien contraint par notre optimisation, on se propose de suivre l'évolution de leur concentration au cours du temps. Les figures 4.17, 4.18 et 4.19 comparent les concentrations de nos cinq variables d'état pour trois régions différentes du domaine modélisé, obtenues avec la simulation de référence, celle utilisant les paramètres perturbés, et celle utilisant les paramètres optimisés lors de l'expérience 1.

Dans la zone amont de l'estuaire (Fig.4.17), le phytoplancton, le zooplancton et les détritiques sont parfaitement contraints tout au long du mois de l'optimisation. Alors que la simulation de départ montre peu de fluctuations de la concentration en phytoplancton

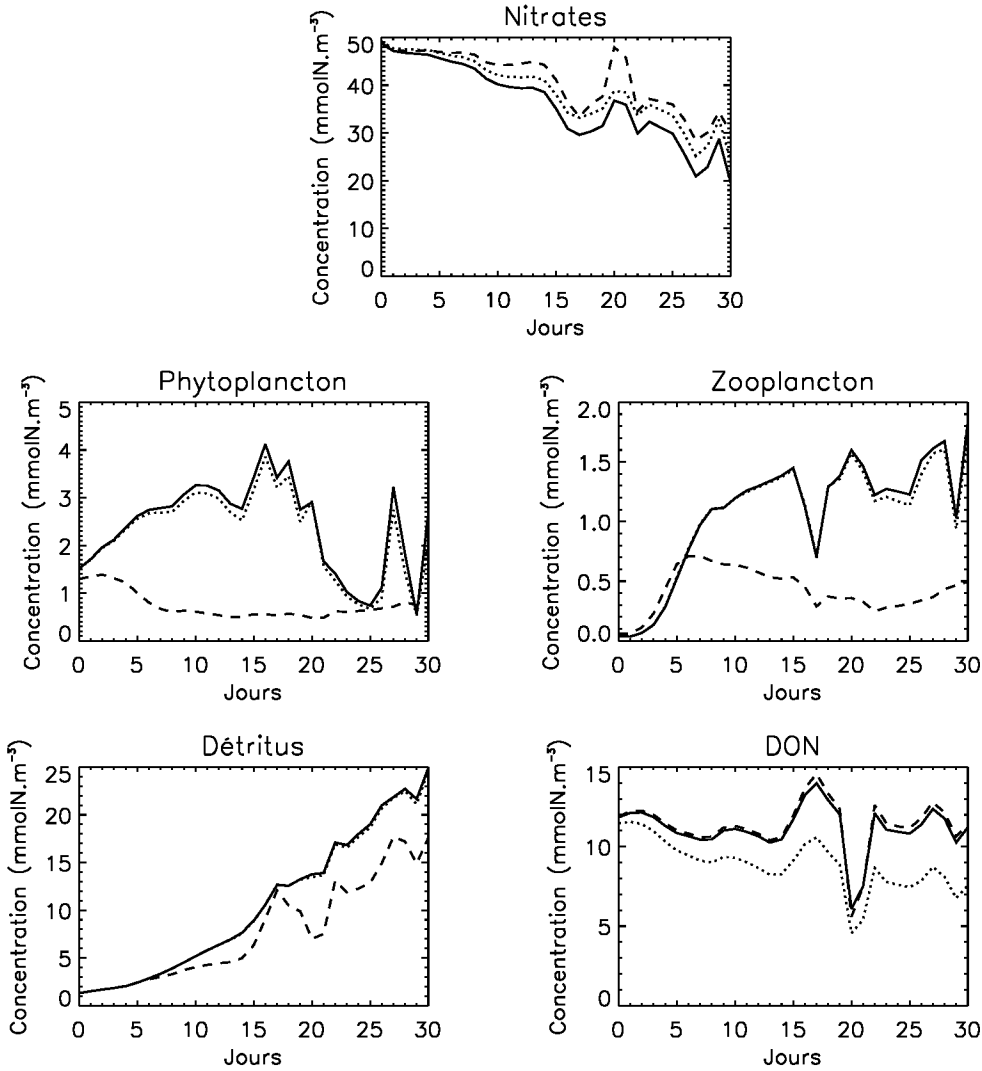


Fig. 4.17 – Concentration des variables d'état au cours de la période d'optimisation pour un point de l'estuaire amont (pointillés : simulation de référence, tirets : simulation de départ, ligne continue : simulation optimisée).

et en zooplancton, la simulation optimisée représente bien les pics de concentration de la simulation de référence. Le DON et le DIN sont par contre mal contraints. Pour le DON, la concentration simulée avec les paramètres optimisés reste très proche de la courbe de départ, avec des valeurs faiblement inférieures ce qui va dans le sens de la simulation de référence. Ce résultat est en accord avec la valeur de la minéralisation du DON, qui est très peu modifiée à partir de la valeur de départ, avec un rapprochement cependant vers la valeur de référence (tableau 4.2). Le DIN a un comportement différent, avec une concentration toujours inférieure à la concentration de référence, alors que la simulation de départ présente des concentrations supérieures. Le déficit en DIN par rapport à la simulation de référence s'explique par une minéralisation du DON moins forte. Ce déficit est compensé dans le cas de la simulation de départ par une production

primaire nettement plus faible. Les erreurs relatives pour le DIN et le DON restent cependant faibles.

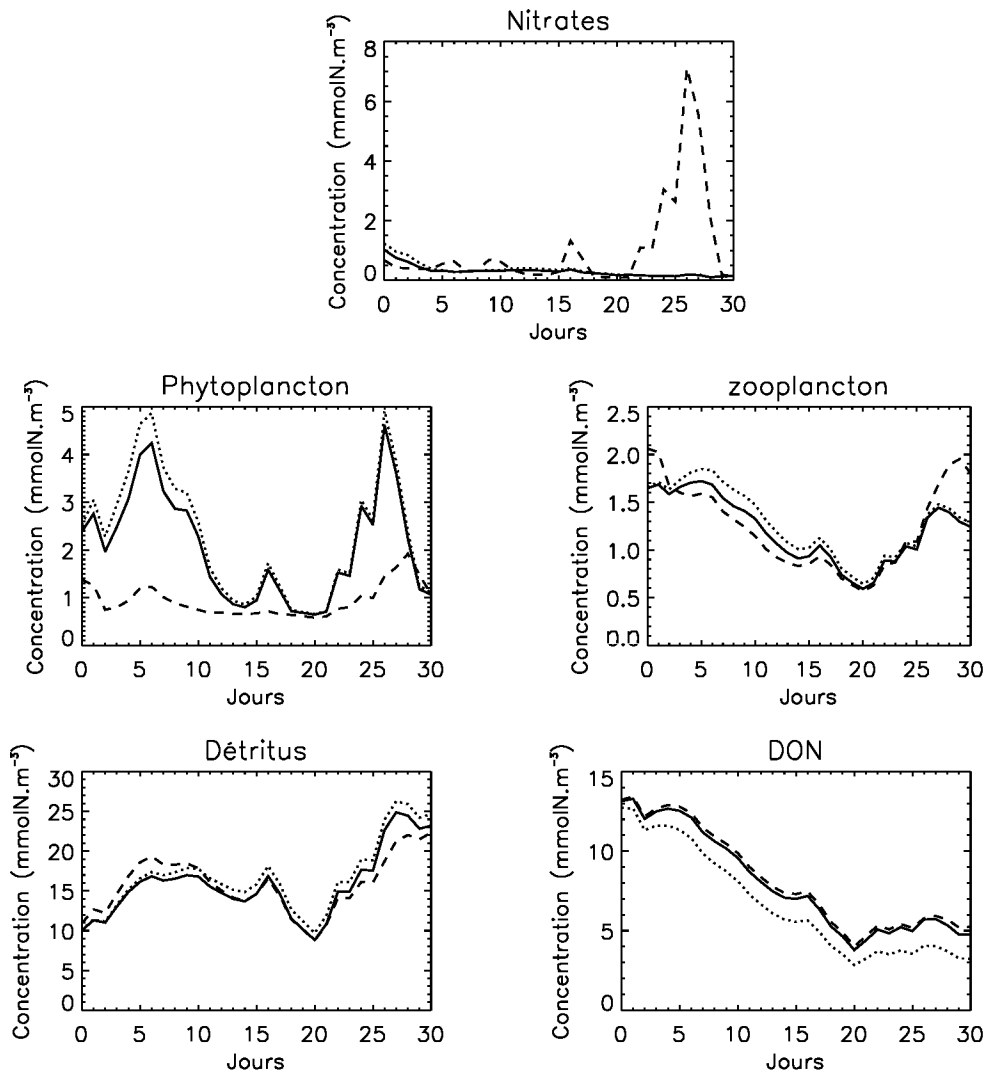


Fig. 4.18 – Concentration des variables d'état au cours de la période d'optimisation pour la zone de l'estuaire aval en surface (pointillés : simulation de référence, tirets : simulation de départ, ligne continue : simulation optimisée).

Dans l'aval de l'estuaire (Fig.4.18), les conclusions sont assez comparables. Le phytoplancton et le zooplancton sont bien contraints. Si en début de simulation une sous-estimation des concentrations est observée pour ces deux variables, les pics de fin de simulation sont bien corrigés. Les détritits sont moins bien contraints que dans le Tidal river, avec des différences faibles entre les trois simulations. Comme dans le Tidal river, le DON est le compartiment le moins bien contraint, avec une très légère amélioration par rapport à la simulation de départ. Pour le DIN, le pic de concentration en fin de période

pour la simulation de départ correspond à l'absence de bloom par cette simulation en comparaison aux deux autres.

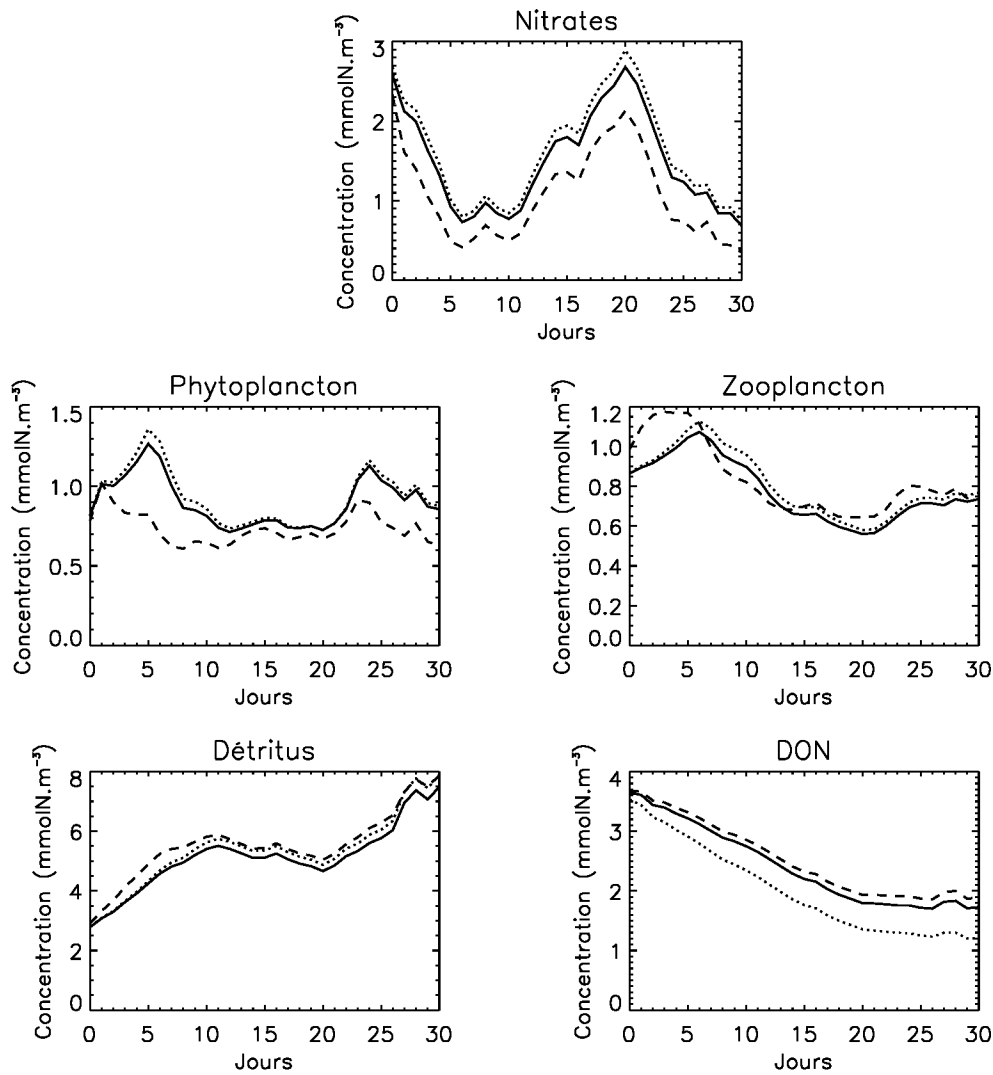


Fig. 4.19 – Concentration des variables d'état au cours de la période d'optimisation pour la zone du large en surface (pointillés : simulation de référence, tirets : simulation de départ, ligne continue : simulation optimisée).

Pour la zone de la marge continentale (Fig.4.19), peu influencée par le panache du Río de la Plata, les concentrations des différentes variables sont proches des concentrations de référence, sauf pour le DON, que ce soit pour les couches de surface ou pour les couches de fond (non montré).

4.3.2.2 Assimilation des données SeaWiFS

Un essai d'assimilation des données journalières SeaWiFS a été réalisé. En tenant compte des résultats des expériences jumelles, on supprime l'hydrolyse des détritiques des paramètres de contrôle. En effet, ce paramètre semble ne pas pouvoir être contraint par la donnée assimilée sur la période étudiée.

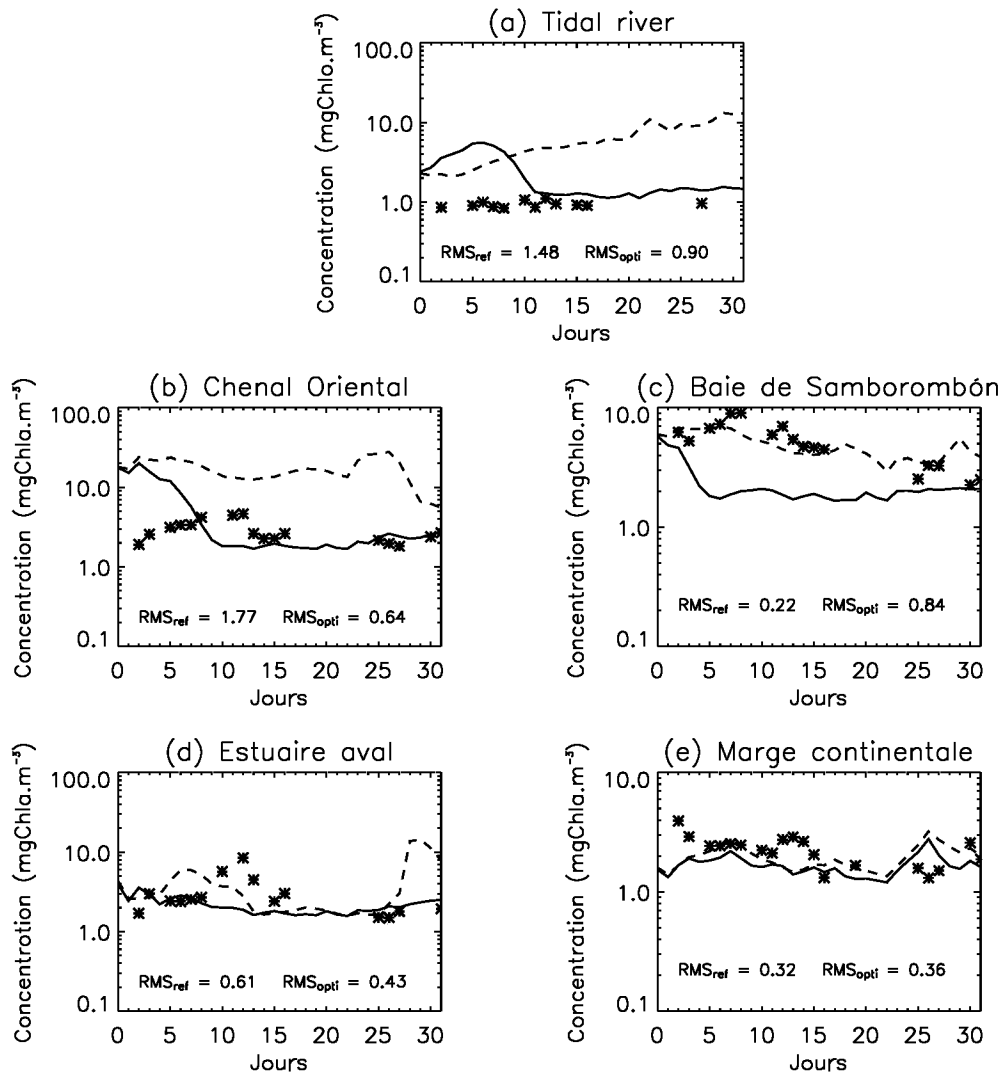


Fig. 4.20 – Concentration en chlorophylle *a* de surface au cours de la période d'optimisation pour différentes zones du domaine (tirets : simulation de départ ; ligne continue : simulation optimisée ; étoiles : données satellitaires). Les RMS sont calculées entre les valeurs simulées et les valeurs de référence après transformation logarithmique. Les zones correspondent à celles présentées sur la figure 4.21 b.

La figure 4.20 présente le résultat de la simulation avec les paramètres optimisés du tableau 4.3, par rapport à la simulation avec les paramètres connus *a priori* servant à la

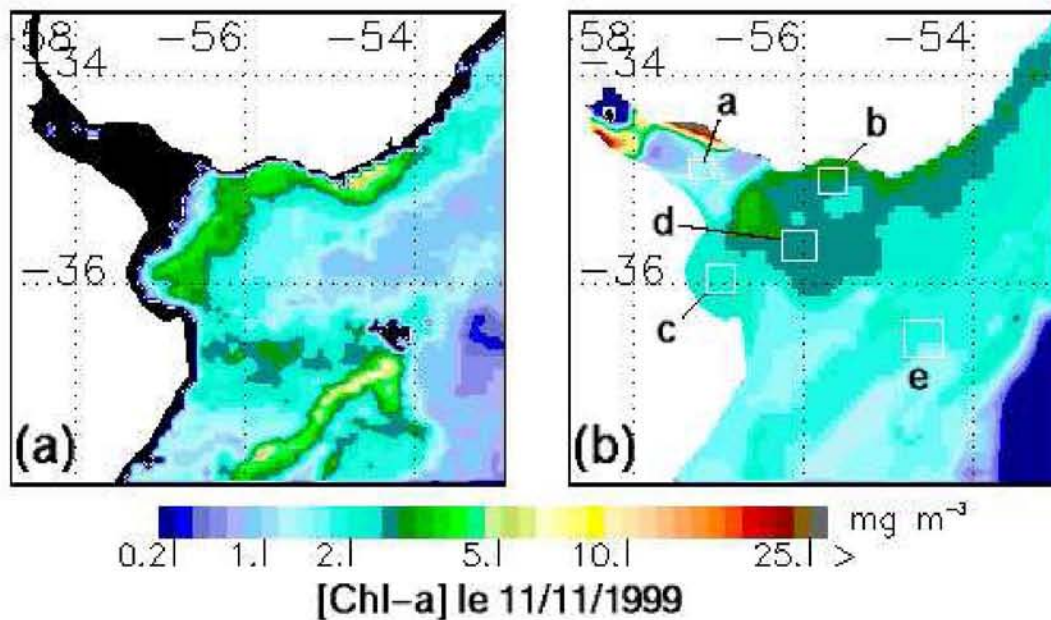


Fig. 4.21 – Concentration en chlorophylle a en surface le 11 novembre 1999 obtenue par SeaWiFS (a) et par le modèle optimisé (b).

simulation de référence. Ces résultats sont présentés pour différentes zones du domaine d'optimisation, présentées sur la figure 4.21b. La diminution de la fonction de coût (Tableau 4.3) montre qu'en moyenne la simulation avec les paramètres optimisés est plus proche des valeurs satellitales. Néanmoins, les RMS obtenues entre simulation et donnée satellitale après transformation logarithmique montrent des évolutions différentes entre les régions. En effet certaines parties du domaine ont nettement été améliorées (amont de l'estuaire (a) et chenal Oriental (b)), avec une RMS nettement diminuée dans le cas du chenal Oriental. Pour ces deux zones, une période de 5 à 10 jours est cependant nécessaire avant d'avoir une bonne correspondance entre modèle et donnée. Pour d'autres zones, l'optimisation a dégradé l'estimation de la concentration en chlorophylle. C'est le cas de la Baie de Samborombón (c) où les valeurs SeaWiFS présentent des valeurs élevées, qui étaient par ailleurs correctement reproduites avec la simulation de référence. La région centrale de l'estuaire (d) et la zone au large (e) montrent peu de différences entre la RMS de référence et optimisée, même si l'évolution de la concentration est différente dans le cas de l'estuaire.

Les concentrations en chlorophylle obtenues sur l'ensemble du domaine avec la simulation optimisée sont très constantes dans le temps, comprises entre 1 et 3 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$. Seule la zone très amont de l'estuaire continue à présenter des valeurs élevées avec le jeu de paramètres optimisés (Fig 4.21). Finalement les valeurs de paramètres obtenues par l'optimisation ne permettent plus l'apparition de pics de chlorophylle que l'on peut voir sur la simulation

Paramètre	Valeur de référence P^*	Limite min. P_0	Limite max. P_1	Valeur optimisée
k_{mes}	0.005	0.0005	0.05	0.003
a	0.6	0.06	1.2	0.92
g	0.75	0.075	1.5	1.28
ρ	0.05	0.005	0.25	0.11
Fonction de coût (J)	1.04			0.63

TAB. 4.3 – Valeurs de paramètres pour l'expérience d'assimilation avec les données SeaWiFS.

de référence. Les RMS les plus élevées pour la simulation de référence apparaissent dans les zones où le modèle surestime la concentration en chlorophylle (Tidal river, chenal Oriental et partie centrale de l'estuaire). L'optimisation de paramètres a pour effet de diminuer les concentrations dans ces zones, mais également dans celles où l'estimation était correcte (Baie de Samborombón), ce qui a pour effet d'augmenter les erreurs dans ces zones.

4.3.2.3 Discussion

Les expériences jumelles ont montré l'efficacité de la méthode pour retrouver des valeurs de paramètres connues, pour les paramètres ayant une sensibilité à la donnée assimilée. Pour les deux expériences réalisées, les mêmes valeurs correspondant à la valeur de référence sont retrouvées pour la croissance maximale du phytoplancton, le broutage, et l'atténuation de la lumière par les MES. Les paramètres de la reminéralisation sont mal (minéralisation du DON) ou pas du tout (hydrolyse) contraints. L'utilisation unique de la donnée chlorophylle a de surface et/ou la durée limitée de l'optimisation rendent notre problème sous-déterminé.

En relation avec ces paramètres, les variables d'état les mieux contraintes sont les compartiments vivants (phytoplancton et zooplancton). Les pools d'azote organique et inorganique de référence sont selon les régions plus ou moins bien restitués par l'optimisation. En partie amont de l'estuaire, l'azote inorganique semble moins bien contraint que dans la partie aval ou au large de l'estuaire, zones où il devient limitant. Le DON, dépendant à la fois du paramètre de l'hydrolyse pour son terme source, et de la minéralisation pour son terme puits est le compartiment le moins bien contraint.

Dans l'ensemble le système est bien contraint par la donnée assimilée. Dès qu'un bloom ou un pic de concentration pour l'un des compartiments est observé sur la donnée simulée, il est correctement reproduit par la simulation avec les paramètres optimisés. Les

erreurs résiduelles sont faibles relativement aux concentrations des différents traceurs. Ces résultats positifs sont une base théorique nécessaire avant d'envisager l'assimilation de données réelles.

Les résultats obtenus en utilisant les données issues des images SeaWiFS présentent des écarts entre modèle et données malgré la phase d'optimisation. Les valeurs de paramètres obtenues ne permettent pas de reproduire toute la variabilité du signal de concentration en chlorophylle observé sur l'ensemble du domaine modélisé. L'absence de données à assimiler pour certains jours de la période ne permet pas d'expliquer la différence de résultat avec les expériences jumelles. Seules les valeurs sans doute surestimées du fond de l'estuaire peuvent être expliquées par un manque de valeurs SeaWiFS dans cette zone. Ce ne sont probablement pas non plus les incertitudes sur la donnée SeaWiFS qui permettent de l'expliquer. D'une part celles-ci sont prises en compte dans la formulation de la fonction de coût. D'autre part les erreurs obtenues avec la simulation optimisée sont pour certaines régions (Baie de Samborombón par exemple) nettement supérieures aux incertitudes auxquelles on s'attend pour la donnée satellitale.

D'après les valeurs surestimées dans la partie amont de l'estuaire par la simulation de référence pour ce mois de novembre 1999 (voir figure 4.16), on pouvait s'attendre par l'intermédiaire de l'optimisation à une augmentation du coefficient d'atténuation des MES. Au contraire, l'optimisation a diminué la valeur de ce paramètre, et a résolu les surestimations dans certaines parties de l'estuaire par une limitation de la biomasse phytoplanctonique en augmentant la valeur du broutage par le zooplancton. Le manque de valeurs SeaWiFS à assimiler pour la partie amont de l'estuaire explique en partie la mauvaise contrainte de la concentration en chlorophylle dans cette zone. De plus, la faible surface représentée par cette partie de l'estuaire par rapport à l'ensemble du domaine optimisé, limite son influence dans la fonction de coût. Ces erreurs d'estimation peuvent avoir un impact sur les estimations dans d'autres parties de l'estuaire, par une consommation trop rapide des sels nutritifs.

Une représentation approximative des structures hydrologiques en début de la période d'optimisation peut expliquer également le dysfonctionnement de la méthode dans la partie aval de l'estuaire. En effet, les images SeaWiFS avec des concentrations élevées dans le sud de l'estuaire indiquent une orientation du panache vers le sud en début de période. Le modèle représente mal cette orientation, avec un écoulement préférentiel dans le chenal Oriental. L'optimisation tend alors à compenser les erreurs de surestimation de la concentration en chlorophylle dans le nord de l'estuaire par une diminution des fortes valeurs sur l'ensemble du domaine. Les valeurs du sud de l'estuaire sont par conséquent sous-estimées avec la simulation optimisée.

4.4 Conclusion du chapitre

Le couplage d'un modèle simple de biogéochimie au modèle MARS3D sur la région du Río de la Plata permet de représenter les caractéristiques majeures de cet estuaire. La prise en compte d'un schéma simple pour la représentation des MES permet de simuler la limitation par la lumière de la production primaire dans la zone amont de l'estuaire. La zone fortement productive juste en aval du front de turbidité est également bien reproduite.

D'un point de vue théorique, nous avons également vu que la stratégie évolutive utilisée pour l'estimation de paramètres biogéochimiques de notre modèle 3D était efficace. L'utilisation de vraies données SeaWiFS contraint cependant mal la production phytoplanctonique du Río de la Plata. Plus que l'incertitude sur la donnée, le manque important de valeurs dans la zone critique amont de l'estuaire semble être une cause majeure de la faible contrainte du système estuarien. De plus, l'optimisation à partir de données réelles nécessite une représentation fine des processus physiques spatialement et temporellement. Les processus physiques et biologiques sont étroitement liés, la localisation du panache définissant les zones enrichies et stratifiées qui favorisent la production phytoplanctonique. Une erreur même faible sur la localisation du panache peut donc entraîner une erreur spatiale importante sur la concentration de chlorophylle *a* simulée en surface. Celle-ci ne peut alors pas être corrigée par la procédure d'optimisation autrement qu'en dégradant les estimations dans d'autres zones.

Afin d'améliorer la modélisation de la production phytoplanctonique du Río de la Plata, une amélioration de certains forçages du modèle hydrodynamique sont donc nécessaires, avec en priorité le vent. Le modèle NCEP utilisé ici ne permet pas de reproduire les nombreux effets locaux internes à l'estuaire, susceptibles de modifier localement la circulation. La prise en compte des courants grande échelle et leur influence sur la circulation de la marge continentale devraient permettre de préciser l'orientation du panache sorti de l'estuaire, et ainsi mieux représenter les structures biologiques observées sur les images SeaWiFS.

Chapitre 5

La production primaire dans le Golfe de Gascogne

Sommaire

5.1	La modélisation biogéochimique dans le Golfe de Gascogne	128
5.1.1	Configuration	128
5.1.2	Le modèle biogéochimique	130
5.1.3	Couplage à un modèle sédimentaire	135
5.1.4	Utilisation originale des MES satellitales	138
5.2	Résultats	140
5.2.1	La modélisation du bloom hivernal en février 2001	140
5.2.2	Evolution saisonnière de la chlorophylle en 2001	145
5.2.3	La production primaire annuelle en 2001	148
5.3	L'optimisation de paramètres	149
5.3.1	Configuration adoptée pour l'optimisation	149
5.3.2	Sélection des paramètres de contrôle	149
5.3.3	Expériences jumelles	153
5.3.4	Assimilation des données SeaWiFS	153
5.4	Conclusion du chapitre	158

Ce travail de modélisation sur le Golfe de Gascogne fait suite à celui de S. Loyer (Loyer, 2001). Par rapport à ce dernier, le modèle utilisé ici a été simplifié pour raison pratique liée à notre problématique d'optimisation. Le domaine a été élargi sur le sud de la zone, les forçages atmosphériques haute résolution actuellement disponibles ont été pris en compte. Le modèle est également couplé à un modèle de transport sédimentaire avec une variable MES permettant la constitution de couches de sédiments. Ce chapitre détaille ce modèle biogéochimique, et en présente certains résultats pour l'année 2001. Un accent particulier est mis sur l'utilisation de la 'couleur de l'eau' en tant que donnée de calibration, de validation, de forçage dans le cas de la MES, et finalement d'assimilation à travers l'optimisation de paramètres.

5.1 La modélisation biogéochimique dans le Golfe de Gascogne

5.1.1 Configuration

5.1.1.1 Domaine d'étude

Le domaine modélisé s'étend de la côte jusqu'à l'isobathe 200 m pour la limite ouest, excepté au sud de la zone où celle-ci peut atteindre plus de 2000 m. La limite sud correspond à la côte espagnole, la limite nord à l'entrée de la Manche à 49.5°N. La bathymétrie est fournie par le SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine). La résolution horizontale est environ 5 km. Il y a 11 niveaux sigma sur la verticale.

5.1.1.2 Forçages et conditions aux limites

Les apports continentaux

L'apport en eau douce est réalisé pour l'ensemble des fleuves de la façade Atlantique française. Parmi eux on retrouve la Loire, la Dordogne, la Garonne, L'Adour, la Vilaine, et également les petites rivières du sud de la Bretagne. La figure 5.1 montre les débits de l'année 2001 pour les quatre apports majeurs en eau douce du Golfe de Gascogne. Les données de débit journaliers ainsi que de température bimensuelle sont fournies par les Agences de l'eau des différents bassins.

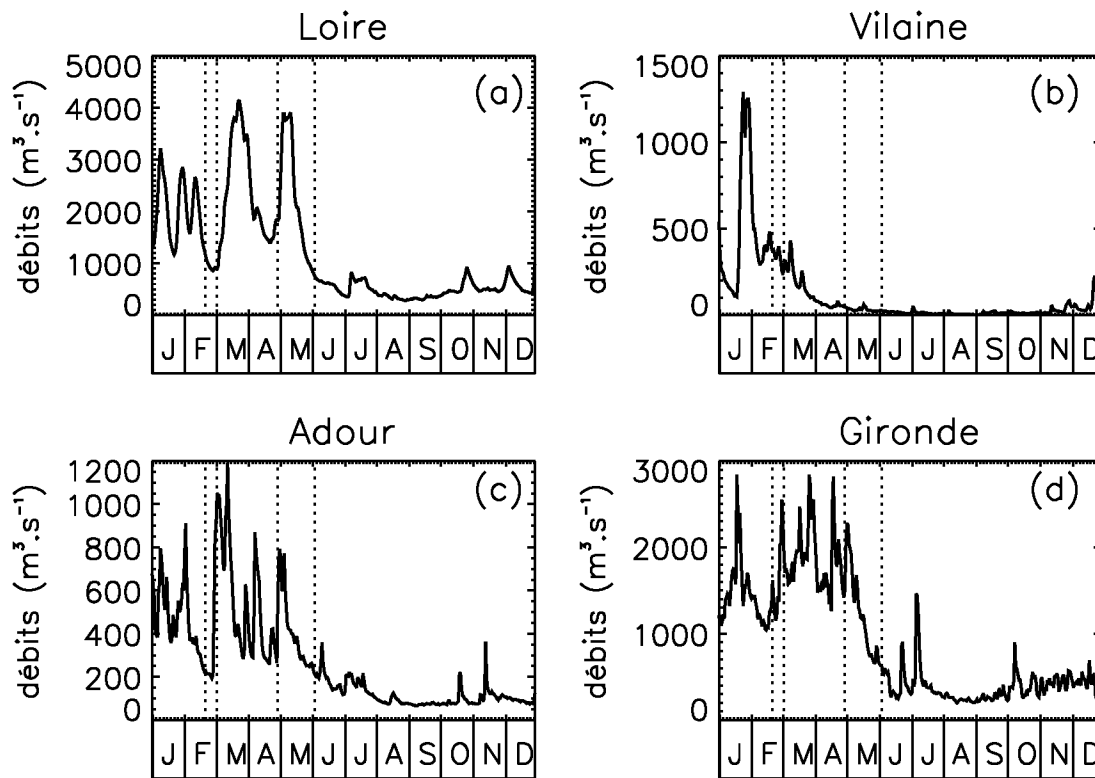


Fig. 5.1 – Débits des quatre fleuves les plus importants de la façade atlantique française pour l'année 2001. Les tirets verticaux délimitent les périodes de début et de fin des campagnes NUTRIGAS et PEL01.

Les données de nutriments apportés par les rivières sont également mesurées de manière bimensuelle par les Agences de l'eau. On considère ici les formes minérales dissoutes et particulaires organiques des éléments utilisés dans le modèle : Azote, Phosphore et Silice. L'ensemble de ces données est interpolé linéairement pour obtenir un forçage correspondant au pas de temps du modèle.

Forçages atmosphériques

Le vent et la pression atmosphérique sont fournis par le modèle ALADIN de Météo-France. Ses résolutions spatiale et temporelle sont respectivement 10 km et 3 heures. La température de l'air et l'humidité spécifique proviennent du modèle ARPEGE, dont la résolution est le quart de degré sur la France. Ces données associées au flux solaire permettent de calculer les flux de chaleur à l'interface océan-atmosphère. Le flux solaire à l'interface air-mer est calculé à partir des données horaires du satellite METEOSAT-7 (Brisson et al., 1994, 2001).

Les limites océaniques

Aux limites ouvertes, les climatologies Reynaud en température et salinité (Reynaud

et al. (1998), SISMER, www.ifremer.fr) sont utilisées avec un temps de relaxation de 13 jours.

5.1.2 Le modèle biogéochimique

5.1.2.1 Présentation

Le modèle biogéochimique est une version simplifiée du modèle décrit dans Loyer (2001) et développé pour le Golfe de Gascogne. La figure 5.2 présente les différents composants de ce modèle, ainsi que les termes d'échange entre eux. Le phytoplancton est divisé en deux groupes fonctionnels exprimés en quantité d'azote ; les diatomées au squelette siliceux et les dinoflagellés. La distinction entre ces deux groupes permet de conserver une biomasse algale suite aux blooms printaniers de diatomées qui épuisent le stock de silice. Le compartiment zooplanctonique est exprimé en masse de carbone. Les trois éléments limitants considérés sont l'azote (nitrate, ammonium), le phosphore, et la silice. La prise en compte de ces trois éléments est rendue nécessaire par l'évolution d'un système rapidement limité par le phosphore au printemps, vers un système limité par les nitrates en période estivale, avec des déficits possibles également en silice après les blooms printaniers (Loyer, 2001). Une variable particulière non-organique a été ajoutée, avec des processus de dépôt et d'érosion associés, qui permettent la constitution de couches sédimentaires et ainsi le piégeage de la matière organique détritique. Celle-ci est reminéralisée avec des vitesses plus faibles dans le sédiment.

5.1.2.2 Formulation des processus

Les termes source-moins-puits de l'équation des traceurs biologiques (Eq.3.11) sont donnés par les équations 5.1, avec le détail de certaines formulations à la suite, et les valeurs des paramètres données dans les tableaux 5.2 et 5.3.

La croissance du phytoplancton

Les deux espèces de phytoplancton représentées, diatomées et dinoflagellés, voient leur croissance évoluer selon la formule suivante :

$$\mu = \mu^0 \times f_T \times f_{lim} \quad (5.1)$$

avec f_T le terme de limitation par la température qui suit une loi de type Q_{10} (Eppley, 1972) : $f_T = \exp^{(a \times t)}$, avec $a=0.07$. Cette loi est reprise dans la formulation d'autres processus détaillés ci-dessous. Pour les diatomées, f_{lim} est le minimum de

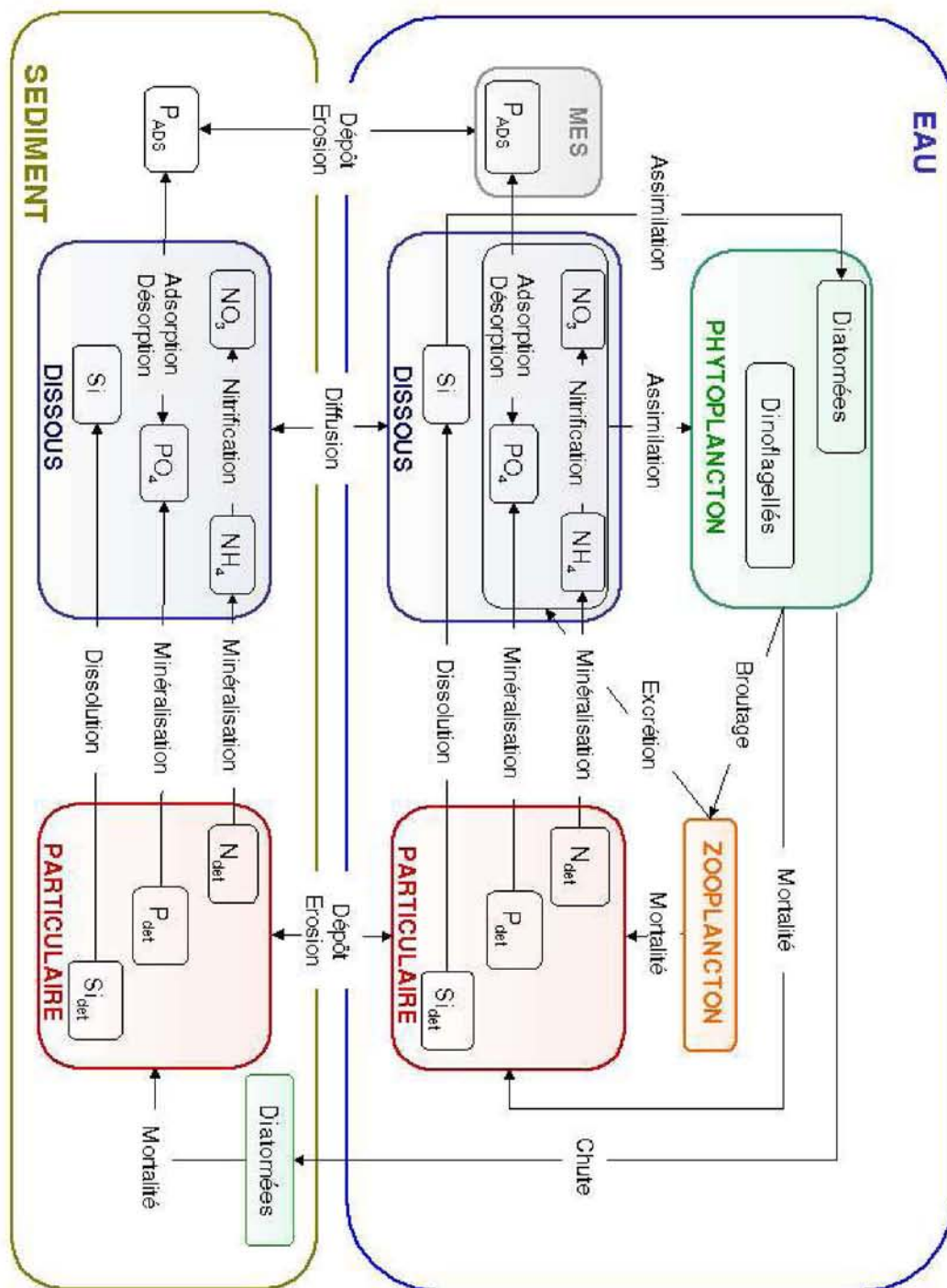


Fig. 5.2 – Le modèle biogéochimique du Golfe de Gascogne.

$$\begin{aligned}
\frac{dNO_3}{dt} &= rnit_{Neau} \times NH_4 - r_{NO_3}^{Diat} \times \mu_{Diat} \times Diat - r_{NO_3}^{Dino} \times \mu_{Dino} \times Dino \\
\frac{dNH_4}{dt} &= rmin_{Neau} \times N_{det} - rnit_{eau} \times NH_4 - r_{NH_4}^{Diat} \times \mu_{Diat} \times Diat \\
&\quad - r_{NH_4}^{Dino} \times \mu_{Dino} \times Dino + E_{zoo} \times \frac{Zoo}{12 \times r_{C:N}^{Zoo}} \\
\frac{dSi}{dt} &= rdis_{Sieau} \times Si_{det} - r_{Si:N}^{Phy} \times \mu_{Diat} \times Diat \\
\frac{dPO_4}{dt} &= -k_{ads} \times PO_4 + k_{des} \times Pads + rmin_{Peau} \times P_{det} \\
&\quad - r_{P:N}^{Phy} \times (\mu_{Diat} \times Diat + \mu_{Dino} \times Dino) + E_{zoo} \times \frac{Zoo}{12} \times \frac{r_{P:N}^{Zoo}}{r_{C:N}^{Zoo}} \\
\frac{dPads}{dt} &= k_{ads} \times PO_4 - k_{des} \times Pads \\
\frac{dDiat}{dt} &= (\mu_{Diat} - m_{Diat}) \times Diat - gr_{Diat} \times \frac{Zoo}{12 \times r_{C:N}^{Zoo}} \\
\frac{dDino}{dt} &= (\mu_{Dino} - m_{Dino}) \times Dino - gr_{Dino} \times \frac{Zoo}{12 \times r_{C:N}^{Zoo}} \\
\frac{dZoo}{dt} &= (\tau_{assimil} \times \mu_{Zoo} - E_{Zoo} - m_{Zoo}) \times Zoo \\
\frac{dN_{det}}{dt} &= m_{Diat} \times Diat + m_{Dino} \times Dino - rmin_{Neau} \times N_{det} \\
&\quad + (m_{Zoo} + (1 - \tau_{assimil}) \times \mu_{Zoo}) \times \frac{Zoo}{12 \times r_{C:N}^{Zoo}} \\
\frac{dSi_{det}}{dt} &= r_{Si:N}^{Phy} \times m_{Diat} \times Diat \times -rdis_{Sieau} \times Si_{det} + gr_{Diat} \times \frac{Zoo}{12} \times \frac{r_{Si:N}^{Phy}}{r_{C:N}^{Zoo}} \\
\frac{dP_{det}}{dt} &= r_{P:N}^{Phy} \times (m_{Diat} \times Diat + m_{Dino} \times Dino) - rmin_{Peau} \times P_{det} \\
&\quad + (m_{Zoo} + (1 - \tau_{assimil}) \times \mu_{Zoo}) \times \frac{Zoo}{12} \times \frac{r_{P:N}^{Phy}}{r_{C:N}^{Zoo}}
\end{aligned}$$

TAB. 5.1 – Liste des équations du modèle biogéochimique du Golfe de Gascogne.

(f_{lum} , f_N , f_{Si} , f_P), pour les dinoflagellés le terme de limitation par la silice n'est pas nécessaire.

La limitation par la lumière s'exprime de la manière suivante (d'après Steele (1962)) :

$$f_{lum} = \frac{1}{\Delta z} \int_z^{z+\Delta z} \left(\frac{I_z}{I_{opt}} \right) \times \exp\left(1 - \frac{I_z}{I_{opt}}\right) dz \quad (5.2)$$

Les flux solaires utilisés sont ceux utilisés pour le calcul des flux de chaleur, c'est-à-dire les flux horaires METEOSAT. La lumière disponible à la profondeur z est définie par

$$I(z, t) = PAR \times I_0(t) \exp^{-\int_0^z K_{PAR}(z) dz} \quad (5.3)$$

où PAR est une constante qui convertit l'énergie totale en énergie disponible pour la photosynthèse. K_{PAR} peut être décomposée en

$$K_{PAR} = k_w + k_p \times Chl^{0.8} + k_{mes} \times MES \quad (5.4)$$

Les coefficients d'atténuation sont ceux proposés par Gohin et al. (2004) pour le Golfe de Gascogne (voir Table 5.3). K_{PAR} pourrait être directement déduit des images SeaWiFS de chlorophylle a et de MES (Gohin et al., 2004). On préfère cependant recalculer cette variable dans le modèle, afin d'avoir une grandeur continue dans le temps et cohérente avec la quantité de phytoplancton et de MES du modèle. La quantité de chlorophylle a est déduite des variables phytoplanctoniques (Diatomées et Dinoflagellés) avec les rapports C/N et Chl/C du tableau 5.3. La MES est une variable pronostique, qui est régulièrement corrigée avec les concentrations données par SeaWiFS (voir section 5.1.4).

La limitation par un sel nutritif SN donné est de type Michaelis-Menten :

$$f_{SN} = \frac{SN}{SN + K_{SN}} \quad (5.5)$$

Pour l'azote, cette formule est déclinée en fonction des deux formes disponibles :

$$f_N = \frac{NO_3/K_{NO_3} + NH_4/K_{NH_4}}{1 + NO_3/K_{NO_3} + NH_4/K_{NH_4}}$$

avec $r_{NH_4} = \frac{f_{NH_4}}{f_N}$ et $r_{NO_3} = \frac{f_{NO_3}}{f_N}$

La croissance du zooplancton

La croissance du zooplancton suit la formulation d'Ivlev :

$$\mu_{Zoo} = \mu_{Zoo}^0 \times f_T \times \left(1 - \exp\left(-\gamma \times \max\left(0, \frac{(p_{Diat} \times Diat + p_{Dino} \times Dino) \times r_{C:N}}{r_{C:Chl}}\right)\right) - P_0 \right) \quad (5.6)$$

avec p_{Diat} et p_{Dino} les coefficients de préférence du zooplancton pour les Diatomées et les Dinoflagellés. Le broutage réciproque des deux groupes s'exprime alors de la manière suivante :

$$gr_{Diat} = \frac{\mu_{Zoo} \times p_{Diat} \times Diat}{p_{Diat} \times Diat + p_{Dino} \times Dino} \quad \text{et} \quad gr_{Dino} = \frac{\mu_{Zoo} \times p_{Dino} \times Dino}{p_{Diat} \times Diat + p_{Dino} \times Dino}$$

La mortalité du zooplancton s'exprime de la manière suivante :

$$Z_{oo} = f_T \times \max(m_{Zoo}^0, m_{Zoo/Biom} \times Zoo)$$

L'excrétion dépend de la température : $e = e^0 \times f_T$

La minéralisation

La minéralisation de la matière organique et la nitrification de l'ammonium dans l'eau et le sédiment sont dépendantes de la température :

$$rmin_{eau} = rmin_{eau}^0 \times f_T \quad \text{et} \quad rmin_{sed} = rmin_{sed}^0 \times f_T$$

$$rnit_{eau} = rnit_{eau}^0 \times f_T \quad \text{et} \quad rnit_{sed} = rnit_{sed}^0 \times f_T$$

Les vitesses de chute

Les vitesses de chute sont intégrées dans l'équation 3.11. Seules les diatomées parmi les compartiments vivants ont une vitesse de chute. Celle-ci varie entre une vitesse minimale, et une vitesse maximale, en fonction du stress en sels nutritifs :

$$W_{Diat} = W_{min} \times f_{stress_{Diat}} + W_{max} \times (1 - f_{stress_{Diat}})$$

avec $f_{stress_{Diat}} = (f_{SN}^{Diat})^w$

Une vitesse de chute est également attribuée à la matière organique particulaire, dépendante de sa provenance :

$$W_{Det} = W_{Det}^{zoo} \times \frac{1}{r+1} + W_{Det}^{phy} \times (1 - \frac{1}{r+1})$$

avec

$$r = \frac{m_{Diat} \times Diat + m_{Dino} \times Dino}{((1 - \tau_{assimil}) \times \mu_{Zoo} + m_{Zoo}) \times Zoo}$$

L'adsorption-désorption des phosphates

L'adsorption du phosphore sur les MES (k_{ads}) dépend de la quantité de phosphate déjà adsorbé (Pads), de la capacité maximale d'adsorption des particules (k_{ads}^{max}), et d'un coefficient d'adsorption constant (C_{ads}) : $k_{ads} = C_{ads} \times \max(0, k_{ads}^{max} \times MES - Pads)$

La désorption prend la forme suivante : $k_{des} = C_{des} \times \min(1, \frac{Pads}{k_{ads}^{max} \times MES})$

5.1.2.3 Les valeurs des paramètres

symbole	paramètre	valeur	unité
<i>Phytoplankton</i>			
$r_{Si:N}^{Phy}$	rapport Silice/Azote	0.75	mol.mol ⁻¹
$r_{P:N}^{Phy}$	rapport Azote/Phosphore	16	mol.mol ⁻¹
$r_{C:N}^{Phy}$	rapport Carbone/azote	6.625	mol.mol ⁻¹
$r_{C:Chla}$	rapport Carbone/Chloro	50	gC.(gChla) ⁻¹
<i>Diatomées</i>			
μ_{Diat}^0	Taux de croissance spécifique	0.8	jour ⁻¹
m_{Diat}^0	Taux de mortalité spécifique	0.03	jour ⁻¹
$K_{NO_3}^{Diat}$	Demi-saturation (nitrates)	2	$\mu\text{mol.l}^{-1}$
$K_{NH_4}^{Diat}$	Demi-saturation (ammonium)	1.5	$\mu\text{mol.l}^{-1}$
K_{Si}^{Diat}	Demi-saturation (silice)	1	$\mu\text{mol.l}^{-1}$
K_P^{Diat}	Demi-saturation (phosphates)	0.08	$\mu\text{mol.l}^{-1}$
I_{opt}^{Diat}	Irradiance optimale	50	W.m ⁻²
<i>Dinoflagellés</i>			
μ_{Dino}^0	Taux de croissance spécifique	0.35	jour ⁻¹
m_{Dino}^0	Taux de mortalité spécifique	0.02	jour ⁻¹
$K_{NO_3}^{Dino}$	Demi-saturation (nitrates)	4	$\mu\text{mol.l}^{-1}$
$K_{NH_4}^{Dino}$	Demi-saturation (ammonium)	0.9	$\mu\text{mol.l}^{-1}$
K_P^{Dino}	Demi-saturation (phosphates)	0.06	W.m ⁻²
I_{opt}^{Dino}	Irradiance optimale	170	W.m ⁻²
<i>Zooplankton</i>			
μ_{Zoo}^0	Taux de croissance spécifique	0.3	jour ⁻¹
m_{Zoo}^0	Taux de mortalité spécifique	0.05	jour ⁻¹
$m_{Zoo/Biom}$	Mortalité dépendante de la biomasse	0.0006	jour ⁻¹ .(l. μg^{-1})
ϵ^0	Taux d'excrétion spécifique	0.01	jour ⁻¹
γ	Coefficient d'Ivlev	0.25	l. μmol
P_0	Taux d'échappement à la prédation	0.75	$\mu\text{gChla.l}^{-1}$
$\tau_{assimil}$	Taux d'assimilation	0.6	s.u.
p_{Diat}	Coefficient de préférence pour les Diatomées	1	s.u.
p_{Dino}	Coefficient de préférence pour les Dinoflagellés	0.1	s.u.
$r_{C:N}^{Zoo}$	rapport Carbone/Azote	4.5	mol.mol ⁻¹

TAB. 5.2 – Liste des paramètres pour le phytoplankton et le zooplankton.

5.1.3 Couplage à un modèle sédimentaire

La caractérisation des processus importants dans la production phytoplanktonique au chapitre 3 a mis en évidence le rôle du sédiment, à travers le piégeage de la matière organique détritique, ou l'adsorption des phosphates, mais aussi par leur contribution à

symbole	paramètre	valeur	unité
Vitesses de chute			
W_{min}	Vitesse de chute min. pour les Diatomées	0.1	m.j ⁻¹
W_{max}	Vitesse de chute max. pour les Diatomées	1.8	m.j ⁻¹
w	Exposant vitesse de chute des Diatomées	0.2	m.j ⁻¹
W_{Det}^{phy}	Vitesse de chute des détritits du phyto.	4	m.j ⁻¹
W_{Det}^{zoo}	Vitesse de chute des détritits du zoo.	120	m.j ⁻¹
Minéralisation (eau)			
$rmin_{Neau}^0$	Taux de minéralisation spécifique (N)	0.02	jour ⁻¹
$rdis_{Sieau}^0$	Taux de dissolution spécifique (Si)	0.005	jour ⁻¹
$rmin_{Peau}^0$	Taux de minéralisation spécifique (P)	0.1	jour ⁻¹
$rnit_{eau}^0$	Taux de nitrification	0.02	jour ⁻¹
Minéralisation (séd.)			
$rmin_{Nsed}^0$	Taux de minéralisation spécifique (N)	0.002	jour ⁻¹
$rdis_{Sised}^0$	Taux de dissolution spécifique (Si)	0.005	jour ⁻¹
$rmin_{Psed}^0$	Taux de minéralisation spécifique (P)	0.015	jour ⁻¹
$rnit_{sed}^0$	Taux de nitrification	0.02	jour ⁻¹
Adsorption phosphates			
C_{ads}	Coefficient d'adsorption sur MES	0.12	1.μmolP ⁻¹ .j ⁻¹
C_{des}	Coefficient de désorption	2.4	jour ⁻¹
k_{ads}^{max}	Capacité max. d'adsorption des MES	40	μmolP.g ⁻¹
Atténuation de la lumière			
PAR	% de lumière utile pour la photosynthèse	42.5	%
k_w	Coefficient d'att. de l'eau pure	0.1	m ⁻¹
k_p	Coefficient d'att. de la chlorophylle <i>a</i>	0.05	m ⁻¹ (mg.m ⁻³) ⁻¹
k_{mes}	Coefficient d'att. des MES	0.0625	m ⁻¹ (mg.l ⁻¹) ⁻¹

TAB. 5.3 – Liste des paramètres (suite)

la turbidité de la colonne d'eau. Le modèle sédimentaire utilisé est repris de celui utilisé sur la Baie de Seine par Cugier et Le Hir (2000).

Les particules sont advectées et dispersées selon l'équation 3.11 avec une vitesse de chute, et des termes sources et puits correspondant respectivement aux processus d'érosion et de dépôt dans la couche de fond. Ces processus dépendent des conditions hydrodynamiques au fond de la colonne d'eau.

La formule de Partheniades (1962) exprime le flux d'érosion E ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) de la façon suivante :

$$E = k \times \left(\frac{\tau}{\tau_{ce}} - 1 \right) \quad \text{si } \tau \geq \tau_{ce} \quad (5.7)$$

$$E = 0 \quad \text{si } \tau < \tau_{ce}$$

avec τ le frottement sur le fond, τ_{ce} la tension critique d'érosion, et k le taux d'érosion. Les deux derniers paramètres sont dépendants de l'état de consolidation du sédiment, que l'on choisit fixe ici, avec la valeur de concentration du sédiment donné dans le tableau 5.4.

Le flux de dépôt De ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) s'exprime selon la formule de Krone (1962) :

$$De = W_s \times S \times \left(1 - \frac{\tau}{\tau_{cd}} \right) \quad \text{si } \tau_{cd} \geq \tau. \quad (5.8)$$

$$De = 0 \quad \tau_{cd} < \tau.$$

avec τ_{cd} la tension critique de dépôt, W_s la vitesse de chute des particules, et S la concentration en particules dans l'eau. La valeur de l'ensemble des paramètres est donnée dans le tableau 5.4.

symbole	paramètre	valeur	unité
W_s	Vitesse de chute de la MES	1	$m.j^{-1}$
τ_{ce}	Tension critique d'érosion	1	s.u.
τ_{ed}	Tension critique de dépôt	1	s.u.
k	Taux d'érosion	10^{-5}	$\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
c	Concentration du sédiment déposé	500	g.l^{-1}

TAB. 5.4 – Liste des paramètres du modèle sédimentaire

Pour la MES, l'équation 3.11 prend alors la forme suivante dans la couche de fond :

$$\frac{\partial DS}{\partial t} + \frac{\partial D(uS - k_x \frac{\partial S}{\partial x})}{\partial x} + \frac{\partial D(vS - k_y \frac{\partial S}{\partial y})}{\partial y} + \frac{\partial D((w^* - w_c)S - \frac{k_z}{D^2} \frac{\partial S}{\partial \sigma})}{\partial \sigma} = \frac{1}{D \times \Delta \sigma} (E - De) \quad (5.9)$$

Dans la version du modèle utilisé, la consolidation du sédiment n'est pas prise en compte. Le matériel particulaire forme en se déposant une ou plusieurs couches de sédiment dont la concentration reste constante. La partie organique qui s'est également déposée se reminéralise dans le sédiment. Un gradient de concentration est alors observé entre la concentration d'un traceur dissous dans l'eau interstitielle du sédiment, et la colonne

d'eau, entraînant sa diffusion. Pour le moment peu d'information est disponible sur les caractéristiques (taille, densité) des matières minérales en suspension et sédimentées dans le Golfe de Gascogne. Pour cette raison un seul type de particules minérales est considéré.

5.1.4 Utilisation originale des MES satellitales

Le modèle sédimentaire présenté est utilisé pour suivre l'évolution de la MES à travers les processus de dépôt et d'érosion. Selon la tension de fond, cela permet l'accumulation du sédiment dans les zones de dépôt. La simulation des fortes concentrations hivernales révèle cependant une sous-estimation importante par le modèle. Les imprécisions dans la quantité et la qualité des sources de matière particulaire sont une première raison. Une seconde provient du manque d'observations *in situ* permettant de dériver des paramétrisations adaptées pour les processus de dépôt, d'érosion ou encore de floculation. En attendant une amélioration de la modélisation de ces processus à l'échelle du Golfe de Gascogne, on choisit plutôt d'utiliser la MES issue de SeaWiES pour contraindre le modèle. Cette prise en compte est particulièrement intéressante pour la saison hivernale, pendant laquelle les processus de remise en suspension, et par conséquent les erreurs du modèle, sont les plus importants. C'est aussi la saison pour laquelle la couverture nuageuse est la plus importante, ce qui limite fortement la disponibilité en images claires.

Pour résoudre ce problème, nous utilisons une méthode d'interpolation objective afin d'obtenir une base de données journalières. Cette solution est préférée à l'utilisation d'une climatologie mensuelle par exemple, du fait de la forte variabilité interannuelle existante (voir figure 2.6). Dans un premier temps la donnée satellite manquante sur les images disponibles est estimée grâce à une interpolation linéaire, lorsque l'espace à combler ne dépasse pas 5 km. Pour estimer le reste des valeurs manquantes, notamment pour les jours de forte couverture nuageuse, on utilise la méthode du krigeage pour interpoler dans le temps. Pour cette interpolation, la MES en un point $X(x,y)$ et au temps t est considérée comme une variable aléatoire MES_{sat} . On construit ensuite la fonction d'autocovariance temporelle C entre tous les pixels clairs de l'ensemble de nos images. On considère ici que l'espérance m de MES_{sat} dépend de X ($m(X)$). On calcule pour chaque paire de pixels séparés par une distance t en jours (n paires) :

$$Cov(t) = \sum_{i=1}^n \frac{[MES_{sat}(X_i, t_i + t) - m(X_i)][MES_{sat}(X_i, t_i) - m(X_i)]}{n} \quad (5.10)$$

La covariance expérimentale est donnée sur la figure 5.3. La covariance entre les paires de pixels diminue en même temps que l'écart temporel augmente. σ^2 , le saut apparent de

la covariance à l'origine est connu en géostatistiques sous le nom d'effet de pépite. Il peut être interprété comme la variance du bruit lié à l'estimation en MES d'un pixel additionnée de la variance des structures spatiales et temporelles petite échelle. La périodicité observée sur la figure de covariance est liée au cycle de marée. Lors des marées de vives-eaux, la remise en suspension des MES et/ou le mélange sont accentués, augmentant la concentration en MES dans la couche de surface, ce qui est répercuté sur les images SeaWiFS. Cet effet n'est pas pris en compte ici, on accorde plus d'importance au signal saisonnier. Cependant, dans le cadre d'une amélioration de la résolution temporelle du suivi des concentrations en MES sur le plateau du Golfe de Gascogne, cet effet pourra être pris en compte par la suite. Une fonction est alors ajustée sur le signal filtré, qui nous sert lors de l'interpolation optimale entre les images claires.

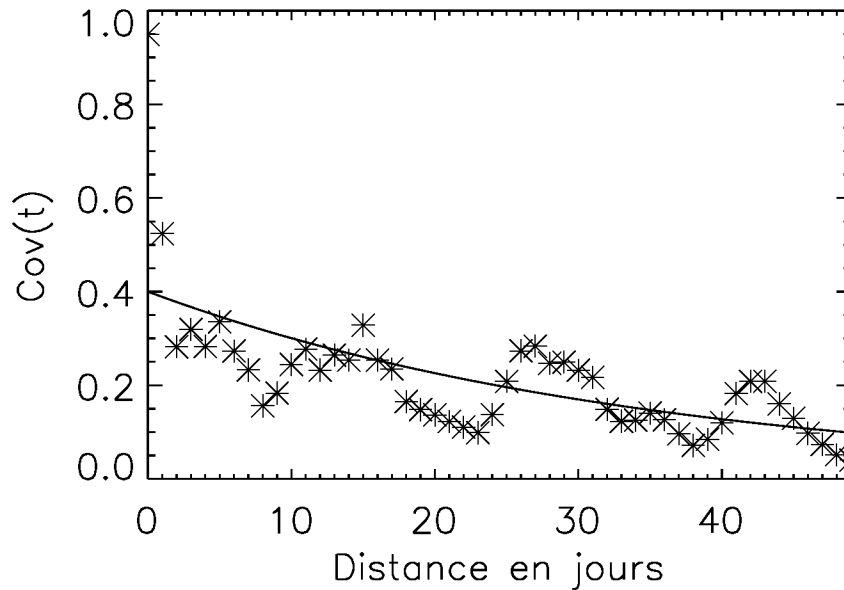


Fig. 5.3 – Covariance temporelle pour la MES à partir des images SeaWiFS, et fonction ajustée (ligne continue).

Afin d'obtenir la concentration pour un lieu et une date donnés, on conserve les 4 images les plus proches dans le temps (2 avant et 2 après), et on recherche le meilleur estimateur linéaire non-biaisé. Cet estimateur $MES_{sat}^*(X, t)$ est obtenu à partir du système de krigeage suivant :

$$MES_{sat}^*(X, t) = \sum_{i=1}^4 \lambda_i MES_{sat}(X, t_i) \quad (5.11)$$

λ_i sont tels que $Mean(MES_{sat}^*(X, t)) = MES_{sat}(X, t)$ et $Var(MES_{sat}^*(X, t) - MES_{sat}(X, t))$ est minimale.

Dans l'hypothèse de krigeage, $Var(MES_{sat}^*(X, t) - MES_{sat}(X, t))$ est calculée à partir de la covariance Cov définie précédemment (Armstrong, 1998).

La correction du modèle est réalisée une fois par jour, en faisant un rappel à la donnée MES satellitale. Cela donne à partir d'une concentration avant correction ($MES_i(X, z, t)$) à une date t , une profondeur z et une localisation X :

$$MES(X, z, t) = MES_i(X, z, t) + (MES_{sat}^*(X, t) - MES_i(X, z, t)) \exp^{-\alpha \times z} \quad (5.12)$$

Cette fonction exponentielle décroissante avec la profondeur a pour effet de réduire l'importance de la correction avec l'éloignement de la surface. α prend la valeur 0.03, ce qui réduit nettement l'impact du rappel sous une couche de surface d'environ 30 m, typique de la profondeur de la stratification haline dans le Golfe de Gascogne.

5.2 Résultats

L'ensemble des forçages nécessaires au modèle a été réuni pour les années 1997 à 2001. On présente dans la suite uniquement les résultats de l'année 2001, ce qui permet d'avoir une vue d'ensemble de la production phytoplanctonique de cette année. Un spin-up de plusieurs années a donc été réalisé, établissant des conditions initiales réalistes pour l'ensemble des variables d'état de notre modèle en début d'année 2001. Tout d'abord l'impact du forçage par les MES satellitales est illustré par la modélisation du bloom hivernal de fin février 2001.

5.2.1 La modélisation du bloom hivernal en février 2001

La figure 5.4 montre les différences des concentrations de surface en MES obtenues en février 2001 par les simulations avec ou sans forçage par la donnée satellitale. On voit qu'en dehors des panaches la concentration est largement sous-estimée lorsqu'on ne corrige pas le modèle. Ceci révèle la sous-estimation de la remise en suspension, dans des zones non directement influencées par les panaches. Les concentrations dans les panaches montrent également des erreurs pour le jour choisi, négatives pour la Gironde, positives pour la Loire. Les erreurs sur les apports en MES fluviales, et sur leur devenir dans les estuaires, expliquent le manque de précision sur les concentrations obtenues en sortie d'estuaire. Dans la suite, on illustre le bénéfice de l'amélioration de la concentration en MES pour la simulation du bloom de fin février.

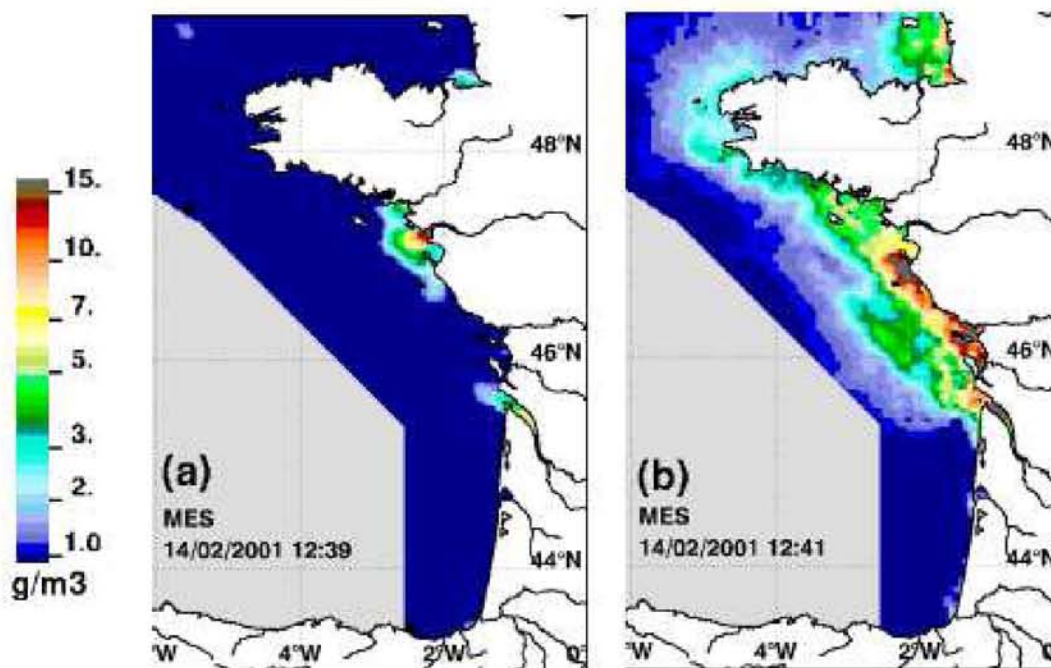


Fig. 5.4 – Concentrations de surface en MES simulées sans (a) et avec (b) le forçage par les images de MES satellitales.

La campagne NUTRIGAS réalisée dans le nord du Golfe de Gascogne entre le 23 février et le 1 mars coïncide avec le démarrage du bloom, et permet de décrire les caractéristiques hydrologiques présentes à cette période. La distribution de la salinité en surface (Fig.5.5a) révèle une large extension des panaches de la Loire et de la Vilaine en relation avec les forts débits observés en début d'année (Fig.5.1a,b). En surface, les concentrations de chlorophylle *a* (Fig.5.5b) sont supérieures à 4 mg.m^{-3} au sud-ouest de Belle-Ile. Celles-ci sont liées à une forte stratification haline (Fig.5.6a). La stratification reproduite par le modèle s'accorde avec les observations de campagne, malgré une profondeur plus importante des isohalines dans la partie marine du panache (Fig.5.6b). Les mesures d'un analyseur de particules (CILAS (Marcoussis, FRANCE), (Gentien et al., 1995)) utilisé lors de cette campagne, permettent de montrer que la chlorophylle en surface est associée à des particules de taille comprises entre 20 et $70 \mu\text{m}$ (Fig.5.6c et 5.6e). Des observations au microscope ont permis de confirmer la présence de diatomées de grosse taille (*Thalassiosira*, *Shroderella*) régulièrement observées lors de blooms hivernaux dans le Golfe de Gascogne (Herbland et al., 1998; Labry et al., 2001; Gohin et al., 2003). A l'inverse les concentrations observées sont faibles en profondeur et en se rapprochant de la côte, où une quantité importante de particules a été mesurée par le PSA (Fig.5.6e). Les observations au microscope confirment la présence dans cette zone de particules sédimentaires remises en suspension ou d'origine fluviale. La distribution de ces particules est bien reproduite par le modèle (Fig.5.6f). La coupe de chlorophylle

simulée de la figure 5.6d diffère des observations dans la localisation des maxima de concentration. Il apparaît cependant que le bloom débuté au large comme observé lors de la campagne, s'est étendu vers la côte par la suite, comme le montre l'image moyenne SeaWiFS de la figure 5.7(1,c).

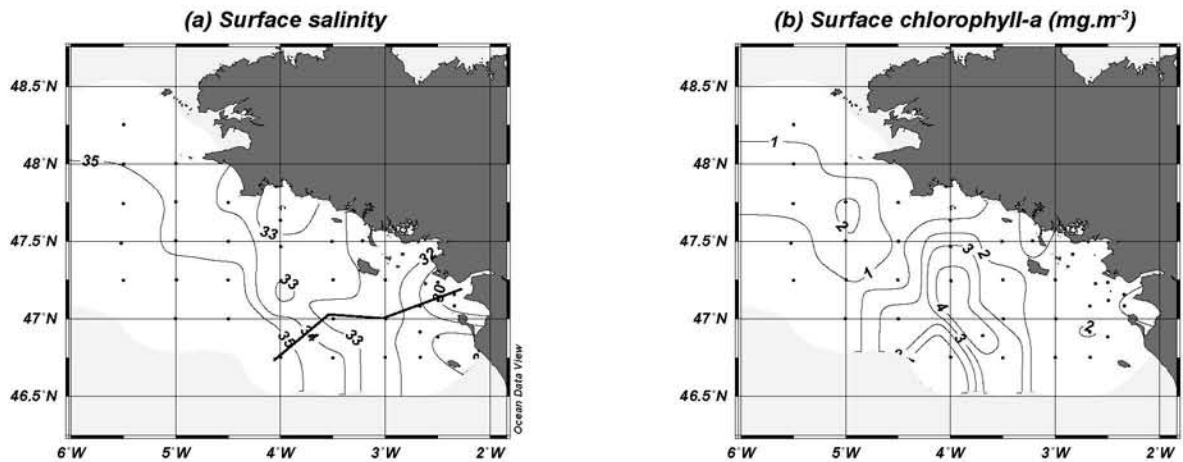


Fig. 5.5 – Salinité (a) et concentration en chlorophylle a (b) en surface lors de la campagne NUTRIGAS (23 février au 1 mars 2001). Les points représentent les stations de mesure. Le segment en (a) correspond à la coupe de la figure 5.6.

Les images de la figure 5.7 montrent les situations de février 2001 moyennées sur 10 jours, observées par SeaWiFS (1), simulées avec le modèle nominal qui prend en compte le forçage MES (2), et finalement sans ce forçage (3). Les images SeaWiFS montrent le démarrage du bloom fin février sur la majeure partie du plateau du Golfe de Gascogne, avec des valeurs de chlorophylle de 3 à 10 mg.m⁻³. Les valeurs restent faibles dans les zones les plus turbides, notamment les estuaires et les pertuis charentais. La simulation avec le modèle nominal est en accord avec les observations sur la localisation et les dates de démarrage du bloom. Les concentrations en chlorophylle *a* sont cependant sous-estimées le long de la côte des Landes. La proximité de forts gradients bathymétriques, associée à un nombre limité de niveaux utilisé sur la verticale, peut en partie expliquer la plus grande difficulté à modéliser la production phytoplanctonique dans cette zone. En comparaison, la simulation sans utilisation des forçages satellites en MES entraîne un déclenchement trop précoce du bloom, avec des concentrations fortes le long de la côte dès le début du mois.

Le bloom hivernal de fin février 2001, observé sur une large bande au delà de la zone côtière à partir des images satellitales, et confirmé pour le nord de la zone par les données de la campagne NUTRIGAS, est reproduit par le modèle. La stratification haline as-

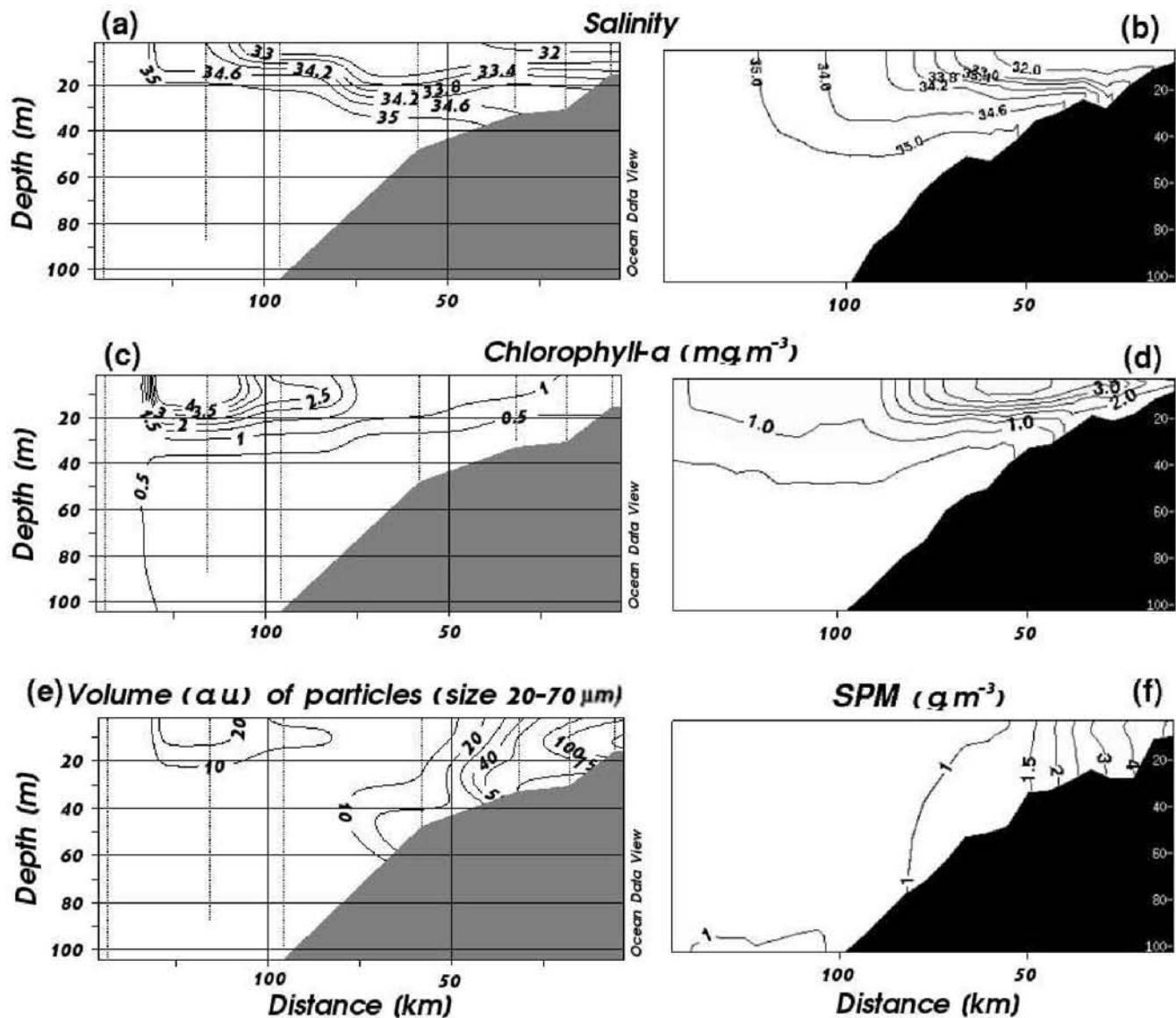


Fig. 5.6 – Profils verticaux issus des données de la campagne NUTRIGAS (gauche) et du modèle (droite). Ces profils correspondent au segment de la figure 5.5a.

sociée à une faible concentration en MES dans la zone distale du panache de la Loire favorise le démarrage du bloom fin février, dès que les conditions d'éclairement le permettent. Au contraire, les eaux en sortie d'estuaire et sur une étroite bande côtière entre la Loire et la Gironde sont trop turbides pour permettre ce démarrage. En période de faible éclairement hivernal, la très forte dépendance de la production phytoplanctonique à la concentration de surface en MES rend indispensable son estimation précise. Dans l'attente d'une meilleure paramétrisation de certains processus liés à la remise en suspension et à la chute des particules sédimentaires, l'application d'un forçage par les MES

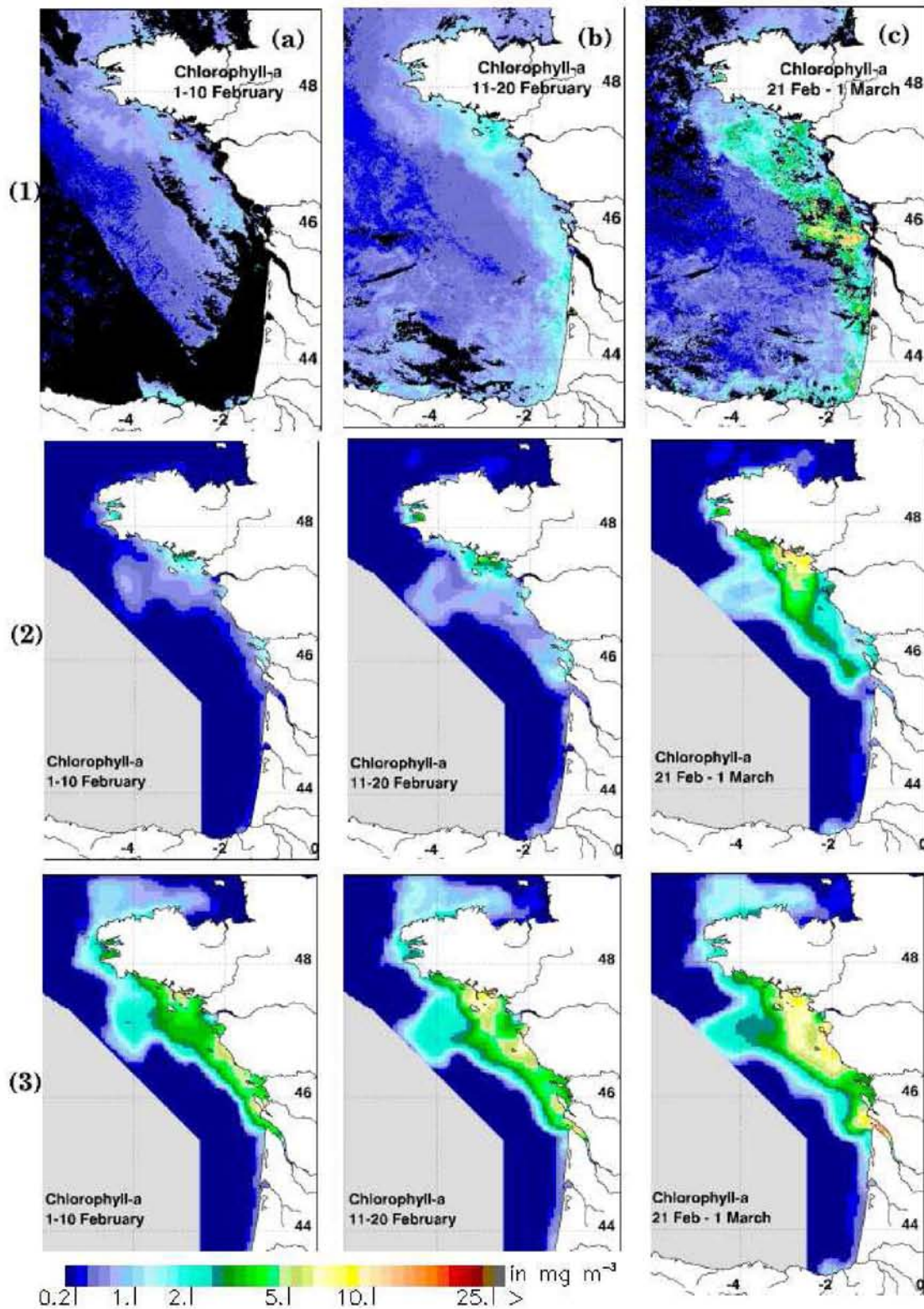


Fig. 5.7 – Concentrations de chlorophylle a moyennées sur 10 jours en février 2001, calculées à partir des images SeaWiFS (a), du modèle nominal (b), et du modèle sans forçage par les MES satellitaires.

déduites des images SeaWiFS permet de contraindre précisément le déclenchement des blooms hivernaux.

5.2.2 Evolution saisonnière de la chlorophylle en 2001

Sont présentées dans cette section des comparaisons de concentrations en chlorophylle *a* entre modèle et images SeaWiFS, pour différentes périodes caractéristiques de l'évolution phytoplanctonique sur l'année. Tout d'abord, pour janvier, le manque d'images nous impose de faire une comparaison entre des valeurs moyennées sur le mois (Fig.5.8). Cela n'a que peu d'incidence car la variabilité est très faible à cette période de l'année. Le gradient faible décroissant vers le large est visible aussi bien sur l'image que sur la sortie de modèle. Les valeurs sont également légèrement plus faibles sur le sud du plateau que le long de la côte bretonne. Les valeurs modélisées sur la partie large du plateau sont inférieures à 0.2 mg.m^{-3} , alors que l'image donne des valeurs proches de 0.5 mg.m^{-3} . Le bloom hivernal du mois de février est illustré dans la section précédente.

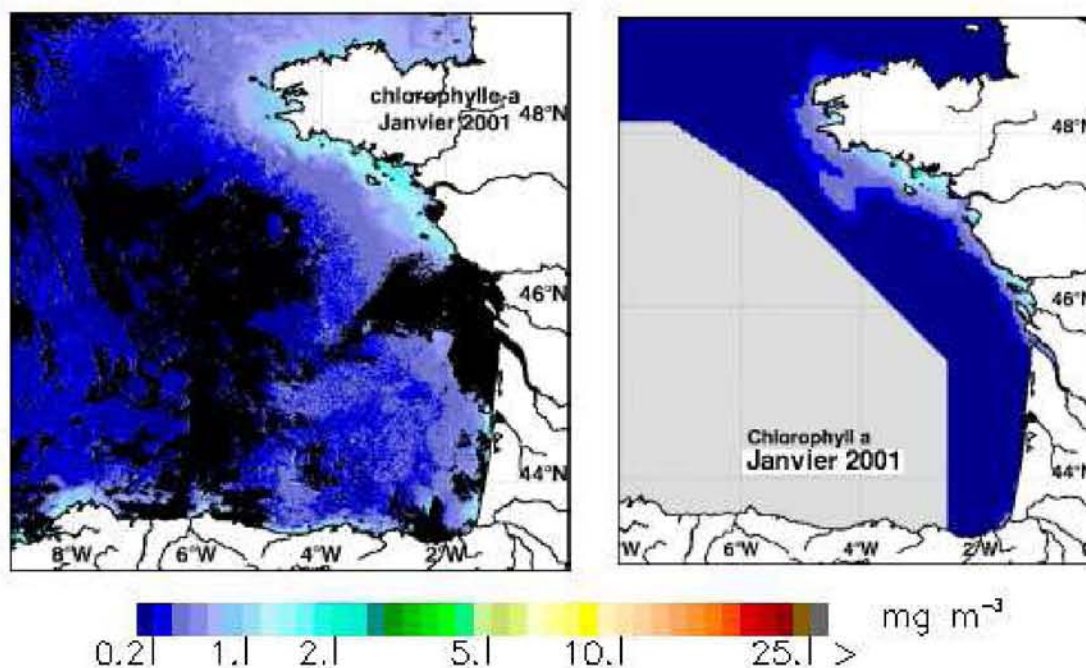


Fig. 5.8 – Concentrations moyennes de surface en chlorophylle *a* SeaWiFS (gauche) et simulée (droite) pour janvier 2001.

Les résultats de modélisation des blooms importants du mois de mai sont illustrés à travers l'optimisation de paramètres en fin de chapitre. Au mois de juin (Fig.5.9), les concentrations observées dans les panaches par SeaWiFS sont encore élevées. Le modèle représente bien ces panaches, en sous-estimant toutefois légèrement les concentrations

en chlorophylle, notamment en baie de Vilaine. Ces concentrations sont élevées sur l'ensemble du plateau (entre 1.5 et 2.5 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$) et bien simulées par le modèle, avec un pic au centre du plateau légèrement sous-estimé par le modèle. L'absence de prise en compte du talus dans le domaine modélisé ne permet pas de reproduire les concentrations fortes observées à l'aplomb de celui-ci. De même, peu d'attention a été porté dans notre étude sur la production phytoplanctonique en mer d'Iroise. En outre, l'absence de prise en compte des apports en sels nutritifs par la rade de Brest d'une part, et le manque de précision dans les champs de concentrations au large de la Bretagne d'autre part, ne permettent pas de correctement simuler la production phytoplanctonique dans cette zone, malgré une bonne représentation hydrologique du front d'Ouessant.

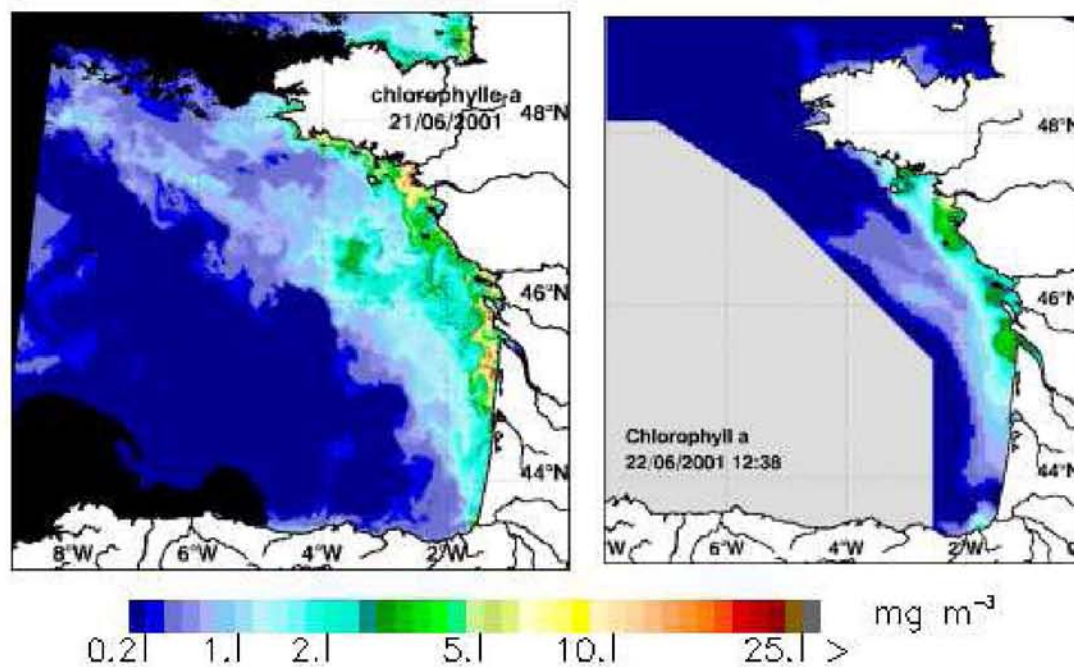


Fig. 5.9 – Concentrations de surface en chlorophylle a SeaWiFS (gauche) et simulée (droite) fin juin 2001.

En août (5.10), les concentrations sont diminuées en comparaison au printemps, du fait de l'épuisement des sels nutritifs dans la couche de surface, et des débits moins forts des fleuves. Les valeurs les plus élevées, observées sur l'image du 21 août en sortie des estuaires, et autour des îles de Ré et d'Oléron, sont simulées par le modèle.

Les plus grosses différences entre modèle et données apparaissent à l'automne (Fig.5.11). Les blooms lors de cette saison peuvent survenir suite à la rupture de la thermocline par les premiers coups de vent. Cependant des valeurs aussi fortes que celles simulées dans la zone côtière, et aussi tard dans la saison (début novembre), témoignent d'une trop forte reminéralisation par notre modèle pendant toute la période estivale. La quantité de

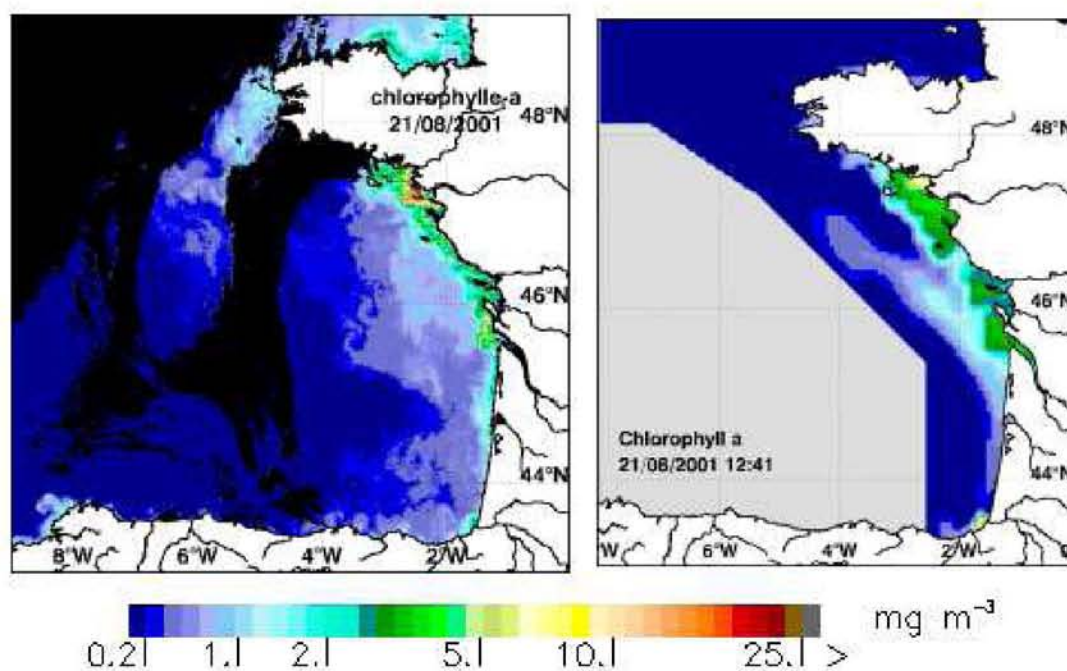


Fig. 5.10 – Concentrations de surface en chlorophylle a SeaWiFS (gauche) et simulée (droite) fin août 2001.

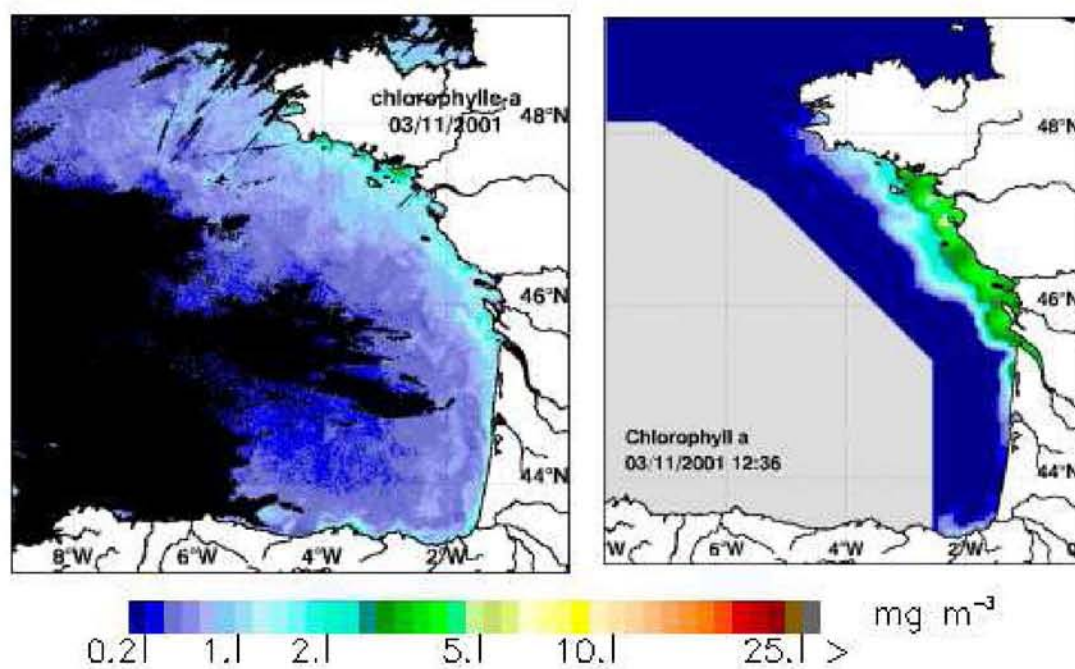


Fig. 5.11 – Concentrations de surface en chlorophylle a SeaWiFS (gauche) et simulée (droite) début novembre 2001.

sels nutritifs disponible à l'automne est alors trop élevée, entraînant une surestimation de la production dans les zones de faible profondeur. Au contraire, les concentrations du large sont comme en hiver sous-estimées par le modèle. La difficulté de modéliser, avec paramétrisation commune, un système oligotrophe (la zone du large en hiver) et un système relativement eutrophe (les panaches au printemps), est mise en évidence sur de telles simulations annuelles.

5.2.3 La production primaire annuelle en 2001

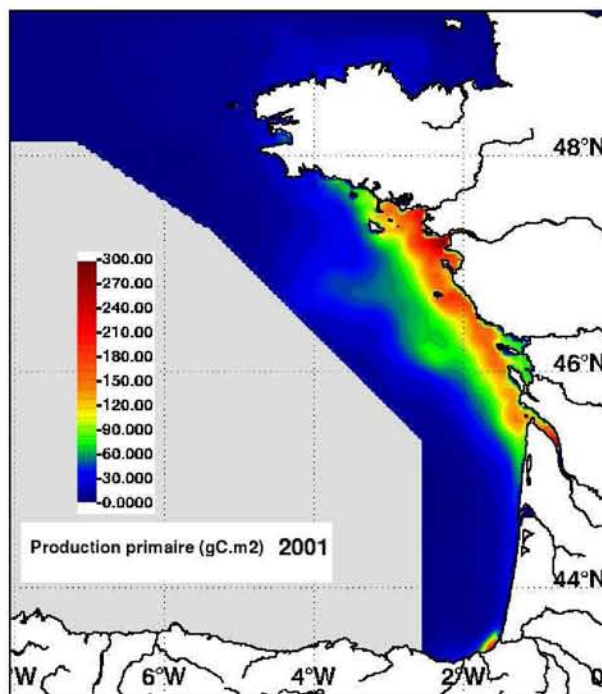


Fig. 5.12 – Production primaire (en gC.m^{-2}) modélisée pour l'année 2001.

La production primaire totale de l'année 2001 est présentée sur la figure 5.12. Elle intègre sur la verticale la production des deux groupes phytoplanctoniques (diatomées et dinoflagellés) convertie en masse de carbone. De même que pour les résultats décrits précédemment pour la chlorophylle, on ne tient pas compte ici des valeurs obtenues en face et au nord de la Bretagne. Les structures associées au talus sont bien sûr absentes également sur cette carte. Les valeurs varient entre moins de 10 gC.m^{-2} pour les zones du large et plus de 300 gC.m^{-2} en sortie d'estuaire de la Loire, où la production est continue dès que l'éclairement n'est plus limitant. La production est globalement forte sur une large bande côtière s'étalant de la baie de Vilaine à l'estuaire de la Gironde, avec des valeurs entre 150 et 200 gC.m^{-2} . Cette production est entretenue à la fois par les apports de la Loire et de la Gironde, mais également par la reminéralisation en été, plus

efficace dans les zones de faible profondeur. Un maximum est présent sur les haut fonds du plateau de Rochebonne au large de l'île de Ré. Le panache de l'Adour est également visible dans le sud du Golfe de Gascogne.

La distribution et les valeurs de la production primaire obtenues concordent globalement avec les années les plus productives (1994,1995,1996) simulées par Loyer (2001). Seules nos valeurs le long de la côte landaise semblent assez nettement inférieures aux siennes, aussi bien pour ses différentes années simulées que pour sa synthèse sur 9 années. On peut noter que celle-ci obtenait des surestimations en silice et phosphates dans cette zone, amenant sans doute à une surestimation de la production phytoplanctonique.

5.3 L'optimisation de paramètres

5.3.1 Configuration adoptée pour l'optimisation

De la même manière que pour l'optimisation de paramètres sur la région du Rio de la Plata, le domaine et la durée sur lesquels sont réalisés les tests d'optimisation sont réduits. Notre étude cible deux blooms printaniers importants de l'année 2001, l'un dans le panache de la Loire, l'autre dans le panache de la Gironde. La période d'assimilation débute le 12 mai et se termine le 5 juin. Quinze images SeaWiFS claires sont disponibles au cours de cette période. La campagne PEL01 réalisée sur l'ensemble du plateau entre le 30 avril et le 4 juin 2001 permet en plus d'apporter une information hydrologique sur la colonne d'eau, ainsi qu'une information biologique sur les caractéristiques de ces blooms.

Comme nous ne considérons pas de rétroactions de la biologie sur la physique dans la configuration de notre couplage, il est possible de réaliser l'optimisation en off-line, c'est-à-dire sans le calcul des courants ni des champs de température et salinité associés. Ceux-ci sont sauvegardés lors d'une première simulation, et récupérés par la suite pour l'advection des traceurs du modèle de biologie. Cette simplification nous permet de réduire le temps de calcul de l'optimisation.

5.3.2 Sélection des paramètres de contrôle

L'optimisation simultanée de l'ensemble des paramètres de notre modèle (environ 50) n'est pas envisageable ni appropriée. En effet, les incertitudes que l'on a sur chacun d'entre eux peuvent être très différentes. Tout d'abord certains paramètres comme les

rapports de Redfield ont des valeurs communément employés en modélisation. D'autres paramètres comme les taux de mortalité sont connus avec beaucoup moins d'exactitude car ils contiennent une grande part d'empirisme, ne sont pas directement mesurables, et sont très variables selon les régions. Ensuite, des compartiments du modèle sont très peu représentés à certaines périodes de l'année, c'est le cas des dinoflagellés au printemps. Les processus associés sont alors négligeables, et leurs paramètres impossibles à contraindre. C'est le cas des processus liés aux dinoflagellés, présentes en quantité négligeable au printemps. Finalement de nombreux paramètres sont fortement corrélés, ce qui rend leur estimation simultanée inefficace. Pour l'ensemble de ces raisons, on réduit le nombre de paramètres de contrôle.

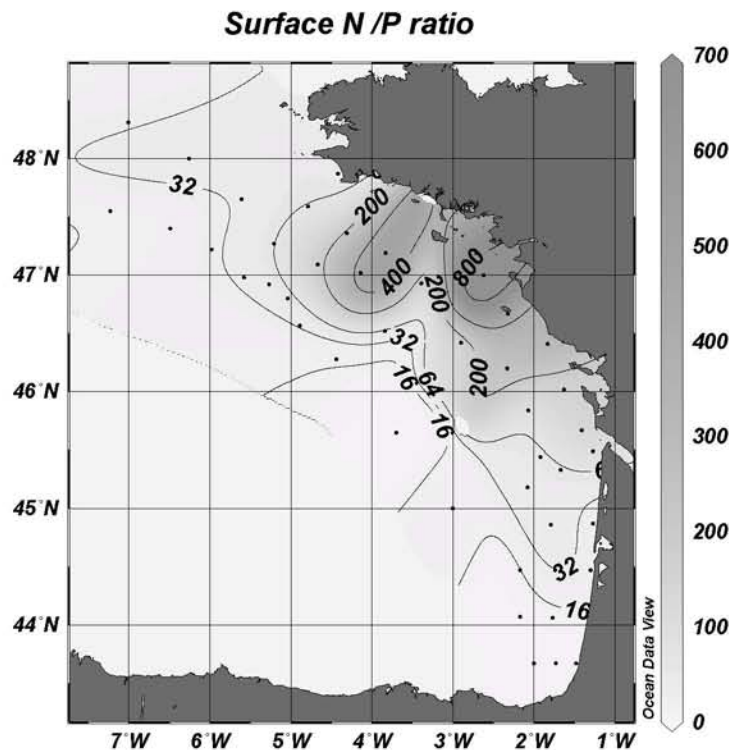


Fig. 5.13 – Rapport N : P en surface lors de la campagne PEL01

Contrairement au modèle du Río de la Plata dont le nombre de paramètres est limité, leur grand nombre ici rend très délicat l'extraction des processus et paramètres primordiaux à prendre en compte dans l'optimisation. Pour cela on réalise une étude de sensibilité de l'ensemble des paramètres sur les variables du modèle. Elle permet en même temps de regrouper les paramètres les plus corrélés. On choisit la méthode générale utilisée dans Friedrichs (2001) et Garcia-Gorriz et al. (2003) pour laquelle on mesure l'effet d'une

perturbation de chaque paramètre P sur les variables d'état C :

$$S_{C,P} = \frac{\frac{C_P - C_{P\%}}{C_{P\%}}}{\frac{P - P\%}{P\%}} \quad (5.13)$$

dans laquelle $P\%$ représente la valeur du paramètre modifiée par un pourcentage de sa valeur. Le modèle révèle une limitation par les phosphates en mai 2001, ce qui est confirmé par les données *in-situ* (voir la figure 5.13 en comparaison au rapport de Redfield). Pour cette raison, on concentre l'étude de sensibilité sur les variables suivantes : la chlorophylle a (Chl), le zooplancton (Zoo), le phosphore inorganique (PO_4), et le phosphore détritique. L'impact de la modification de la valeur des paramètres est réalisé sur les valeurs de concentration en surface pour ces variables d'état, et pour les zones et la période d'optimisation définies.

Coefficient	Loire				Gironde			
	S_{Chl}	S_{Zoo}	S_{PO_4}	$S_{P_{det}}$	S_{Chl}	S_{Zoo}	S_{PO_4}	$S_{P_{det}}$
Taux de croissance des diatomées (μ_{Diat}^0)	-0.13	0.06	-1.78	-0.09	-0.12	0.06	-1.38	-0.16
Taux de mortalité des diatomées (m_{Diat}^0)	-0.21	-0.23	0.26	0.61	-0.32	-0.20	0.45	0.65
Demi-saturation du phosphore (K_{Si}^{Diat})	-0.03	-0.06	0.61	-0.04	-0.03	-0.05	0.70	-0.04
Irradiance optimal (I_{opt}^{Diat})	0.06	-0.03	0.13	0.06	0.05	-0.01	0.13	0.07
Taux de croissance du zoo (μ_{Zoo}^0)	-0.52	0.31	0.63	-0.35	-0.31	0.35	0.32	-0.54
Coefficient d'Ivlev (γ)	-0.33	0.24	0.44	-0.25	-0.22	0.28	0.23	-0.41
Taux d'assimilation ($\tau_{assimil}$)	-0.35	0.63	0.52	-0.25	-0.20	0.54	0.28	-0.43
Taux de mortalité du zoo (m_{Zoo}^0)	0.19	-0.86	-0.42	0.18	0.11	-0.86	-0.18	0.38
Mortalité biomasse-dépendante ($m_{Zoo/Biom}$)	0.04	-0.09	-0.08	0.03	0.01	-0.01	-0.02	0.01
Taux d'excrétion (ϵ^0)	0.07	-0.12	0.03	0.08	0.05	-0.14	0.07	0.16
Taux d'échappement à la prédation (P_3)	0.15	-0.18	-0.21	0.17	0.11	-0.22	-0.07	0.30
Vitesse de chute min. des diatomées (W_{min})	-0.12	-0.07	0.06	-0.12	-0.13	-0.06	0.04	-0.16
Vitesse de chute max. des diatomées (W_{max})	-0.22	-0.08	0.07	-0.21	-0.38	-0.07	0.07	-0.67
Exposant pour la chute des diatomées (w)	-0.11	-0.04	0.04	-0.11	-0.17	-0.04	0.03	-0.25
Vitesse de chute des dét. du phyto. (W_{Det}^{phy})	-0.01	0.0	-0.02	-0.16	-0.01	-0.02	-0.06	-0.27
Vitesse de chute des dét. du zoo. (W_{Det}^{zoo})	-0.02	-0.02	-0.05	-0.96	-0.04	-0.02	-0.13	-0.91
Minéral. de P dans l'eau ($rmin_{Peau}^0$)	0.04	0.03	0.10	-0.06	0.07	0.04	0.19	-0.07
Minéral. de P dans le sédiment ($rmin_{P_{sed}}^0$)	0.11	0.16	0.20	0.12	0.06	0.09	0.09	0.05
Coefficient de désorption de P (C_{des})	0.08	0.13	0.16	0.09	0.04	0.07	0.07	0.04
Adsorption maximale sur les MES (k_{ads}^{max})	-0.08	-0.14	-0.17	-1.0	-0.04	-0.07	-0.07	-0.04
Concentration fluviale en P dissous	0.02	0.05	0.05	0.04	0.01	0.02	0.03	0.02
Concentration fluviale en P particulaire	0.02	0.03	0.04	0.04	0.0	0.0	0.0	0.01

TAB. 5.5 – Valeurs de sensibilité aux paramètres pour une variation de +25%. Seuls les paramètres avec une sensibilité $S_C > 0.005$ sont conservés.

Les résultats de cette analyse pour une modification de +25% de la valeur des paramètres sont donnés dans le tableau 5.5 pour les panaches de la Loire et de la Gironde. La même

analyse a été faite pour une variation de -25% ce qui donne des résultats similaires. Seuls les paramètres donnant une sensibilité $S_C > 0.005$ pour au moins une des variables d'état sont présentés. De ce fait l'ensemble des paramètres associés aux Dinoflagellés ne sont pas présents. On sort de cette analyse également les rapports stoechiométriques, considérés connus, ainsi que le rapport chlorophylle/carbone malgré le fait que celui-ci puisse être fortement variable selon les conditions écologiques. Les coefficients d'atténuation des différentes composantes optiquement actives ne sont pas non plus considérés, comme ils sont optimisés pour la zone du Golfe de Gascogne (Gohin et al., 2004). L'impact des apports fluviaux en phosphore sont au contraire ajoutés à l'analyse de sensibilité, une forte incertitude étant associée à cette variable.

Pour regrouper les différents paramètres, on regarde la sensibilité des quatre variables choisies, en fonction du signe et de la valeur des $S_{C,P}$ de la table 5.5. Les paramètres de la vitesse de chute des diatomées montrent des variations proportionnelles, avec des sensibilités à W_{min} et w comparables pour la Loire et la Gironde, et des sensibilités à W_{max} deux fois supérieures. Les sensibilités à W_{det} du phytoplancton et du zooplancton sont semblables, avec des valeurs faibles excepté pour la sensibilité de P_{det} notamment à W_{det}^{zoo} . Les paramètres liés à la disponibilité en phosphore ont des effets similaires ($rmin_{P_{sed}}^0$, C_{des} , les apports fluviaux en phosphore), avec un effet inversement proportionnel pour k_{ads}^{max}). Seul le coefficient $rmin_{P_{eau}}^0$ présente des effets différents surtout sur la variable P_{det} . μ_{Zoo}^0 et γ montrent des effets similaires. m_{Zoo}^0 et $m_{Zoo/Biom}$ peuvent aussi être rassemblés pour leurs effets communs. $\tau_{assimil}$ peut être associé au dernier groupe malgré le comportement différent vis à vis de S_{Zoo} . ϵ^0 et P_0 ne sont assimilables dans aucun des groupes définis. Les paramètres associés au compartiment phytoplancton ne présentent pas de variations permettant de les regrouper.

Un résultat important de cette analyse tient au fait que chaque $S_{C,P}$, et ce quels que soient C et P, présente des variations similaires entre la Loire et la Gironde. Ceci nous permet de sélectionner les mêmes paramètres pour l'optimisation. A partir des regroupements précédents, on conserve un seul paramètre par groupe, de préférence le paramètre avec les effets les plus importants surtout sur la variable chlorophylle ($S_{chl,P}$), la donnée assimilée. On ne conserve pas de paramètres pour les groupes présentant des effets limités, comme le groupe comportant les vitesses de chute du matériel détritique (W_{det}). Les cinq paramètres μ_{Diat}^0 , m_{Diat}^0 , μ_{Zoo}^0 , W_{max} et $rmin_{P_{eau}}^0$ sont finalement sélectionnés en tant que paramètres de contrôle pour la phase d'optimisation qui suit.

5.3.3 Expériences jumelles

Les résultats des tests pour les panaches de la Loire et de la Gironde sont présentés dans le tableau 5.6. La fonction de coût, qui ne comprend que l'écart sur la donnée, atteint en fin d'optimisation une valeur très faible, correspondant à une erreur relative d'environ 3% en moyenne par rapport à la concentration de référence en chlorophylle a de surface.

Paramètre	Valeur de référence P^*	Limite inf. P_3	Limite sup. P_1	Valeur optimisée	
				Loire	Gironde
$rmin_{P_{eau}}^0$	0.1	0	0.5	0.060 (40%)	0.053 (47%)
μ_{Diat}^0	0.8	0	4.0	0.76 (5.5%)	0.78 (2.5%)
m_{Diat}^0	0.03	0	0.15	0.0280 (6.5%)	0.0279 (7.0%)
μ_{Zoo}^0	0.3	0	1.5	0.25 (15%)	0.27 (7.5%)
m_{Zoo}^0	0.05	0	0.25	0.033 (34%)	0.041 (18.3%)
W_{max}	1.8	0	9.0	1.70 (5.8%)	1.73 (3.9%)
Fonction de coût (J)				0.0012 (3.5%)	0.0010 (3.2%)

TAB. 5.6 – Valeurs des paramètres pour les expériences jumelles. Pour les valeurs optimisées, l'erreur relative par rapport à la valeur de référence est indiquée entre parenthèses.

Les valeurs de paramètres optimisées sont pour quatre d'entre elles comprises dans un intervalle de moins de 10 % d'erreur par rapport à la valeur de référence (excepté pour μ_{Zoo}^0 dont l'erreur est inférieure à 15 %). La poursuite de l'optimisation aurait sans doute diminué l'erreur pour ces paramètres avec en contrepartie une durée d'optimisation plus longue. On admet ici que le minimum global est atteint, et que les paramètres ont convergé vers la valeur de référence. Pour les deux autres paramètres, $rmin_{P_{eau}}^0$ et m_{Zoo}^0 , l'erreur est plus importante dans le cas des deux zones. La valeur de ces paramètres a bien convergé, mais pas vers la valeur attendue. La valeur obtenue est cependant comprise dans l'intervalle des 50 % d'erreur, et ce malgré le large intervalle de recherche autorisé. La méthode d'optimisation globale employée évite normalement de rester coincé dans un minimum local, qui pourrait expliquer ces valeurs de paramètres. C'est pourquoi il est plus probable que ce soit la faible sensibilité de la fonction de coût envers ces paramètres qui explique la difficulté à retrouver leurs valeurs de référence. On se trouve comme dans les expériences jumelles du Río de la Plata face à un problème sous-déterminé.

5.3.4 Assimilation des données SeaWiFS

5.3.4.1 Modélisation des blooms

Les figures 5.14 et 5.15 comparent les évolutions des concentrations moyennées sur différentes sous-zones des domaines d'optimisation de la Loire et de la Gironde res-

pectivement. Les concentrations obtenues par les simulations de référence et optimisée, ainsi que les valeurs SeaWiFS disponibles sur la période sont présentées. Les figures 5.16 et 5.17 donnent la concentration de surface en chlorophylle *a*. Dans chacun des cas, des simulations du modèle utilisant le jeu de paramètres initial, puis optimisé, sont comparés avec les images SeaWiFS des dates correspondantes.

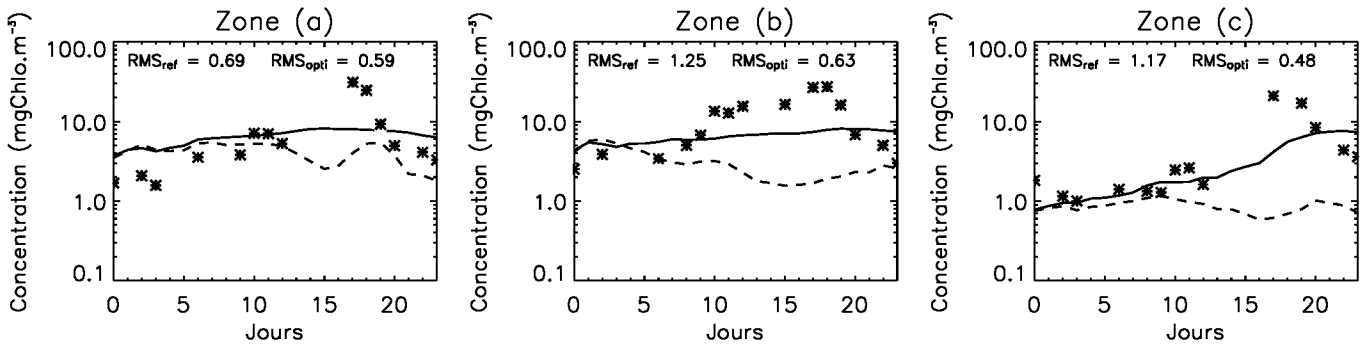


Fig. 5.14 – Concentration en chlorophylle *a* de surface au cours de la période d'optimisation pour différentes zones du panache de la Loire (voir Fig.5.16) (tirets : simulation de départ, ligne continue : simulation optimisée, étoiles : données satellitaires).

Pour les simulations de référence, l'intensité et l'étendue des blooms sont sous-estimées. Cela se traduit par des concentrations en chlorophylle *a* homogènes sur la durée du bloom, avec des maxima de l'ordre de $7\text{-}8\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ et de $3\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ proche des estuaires de la Loire et de la Gironde respectivement. Les valeurs dans la partie distale des panaches sont sous-estimées (Fig.5.14b,c et 5.15c), avec des valeurs parfois inférieures à $0.2\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Fig.5.16 et 5.17), en comparaison avec les valeurs estimées à partir de SeaWiFS de l'ordre de $1\text{-}2\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$.

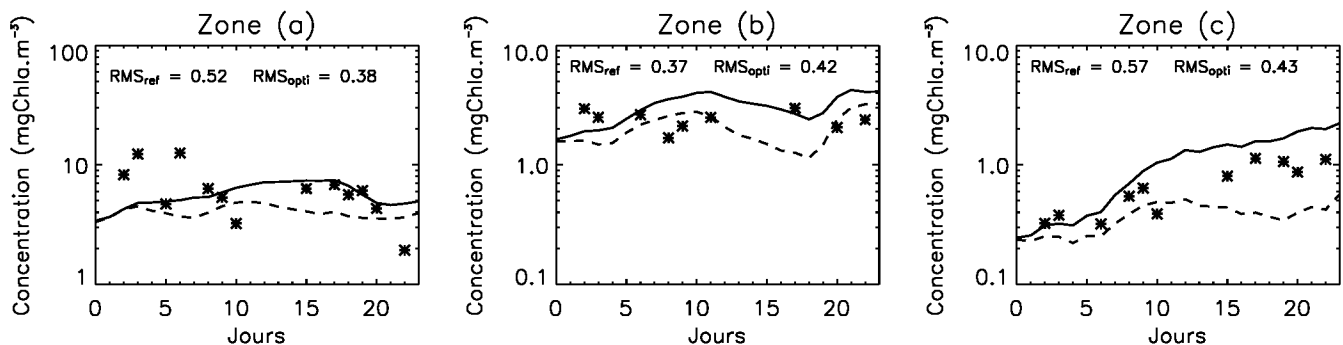


Fig. 5.15 – Concentration en chlorophylle *a* de surface au cours de la période d'optimisation pour différentes zones du panache de la Gironde (voir Fig.5.17) (tirets : simulation de départ, ligne continue : simulation optimisée, étoiles : données satellitaires).

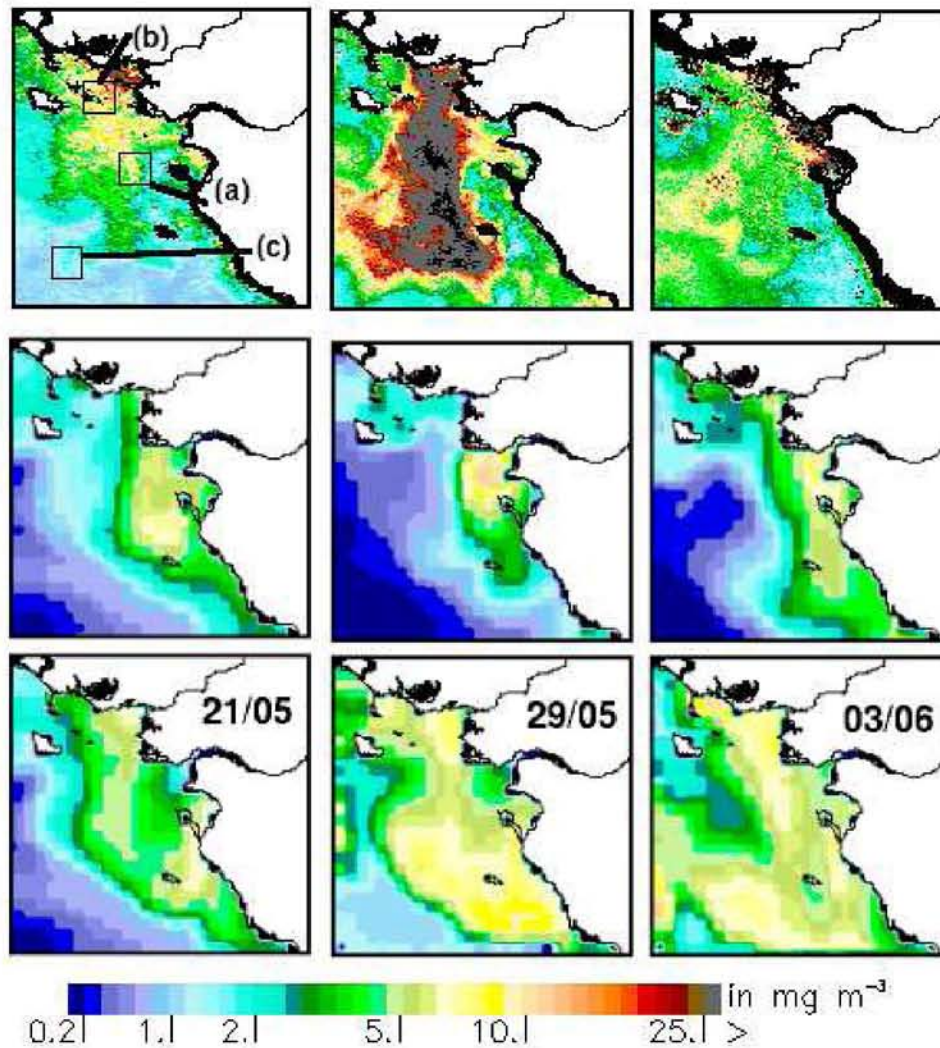


Fig. 5.16 – Concentration de surface en chlorophylle a dans le panache de la Loire observée par SeaWiFS (haut), simulée par le modèle avant (centre) et après (bas) l'optimisation des paramètres. Les trois zones a, b et c correspondent aux zones de comparaison pour la figure 5.14.

La simulation avec le jeu de paramètres optimisés augmente la concentration en chlorophylle sur l'ensemble des deux zones, avec un ajustement nettement amélioré du modèle sur la donnée. Dans le panache de la Loire (Fig.5.16), l'étendue du bloom est mieux représentée, avec des fortes valeurs dès le 21 mai dans la Baie de Vilaine, et des valeurs maximales proche de $10 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ le 29 mai. Les maxima donnés par les images satellites sont toujours sous-estimés (Fig.5.14), alors que les valeurs côtières au sud de l'estuaire de la Loire semblent surestimées pour toute la période (Fig.5.16). Dans le panache de la Gironde, l'étendue du bloom le long de la côte au sud de l'estuaire est améliorée (Fig.5.17). Les valeurs en dehors du panache s'accordent avec celles des images. Les

maxima sont également sous-estimés dans le cas de la Gironde, malgré le fait que les valeurs maximales observées par SeaWiFS soient moins élevées.

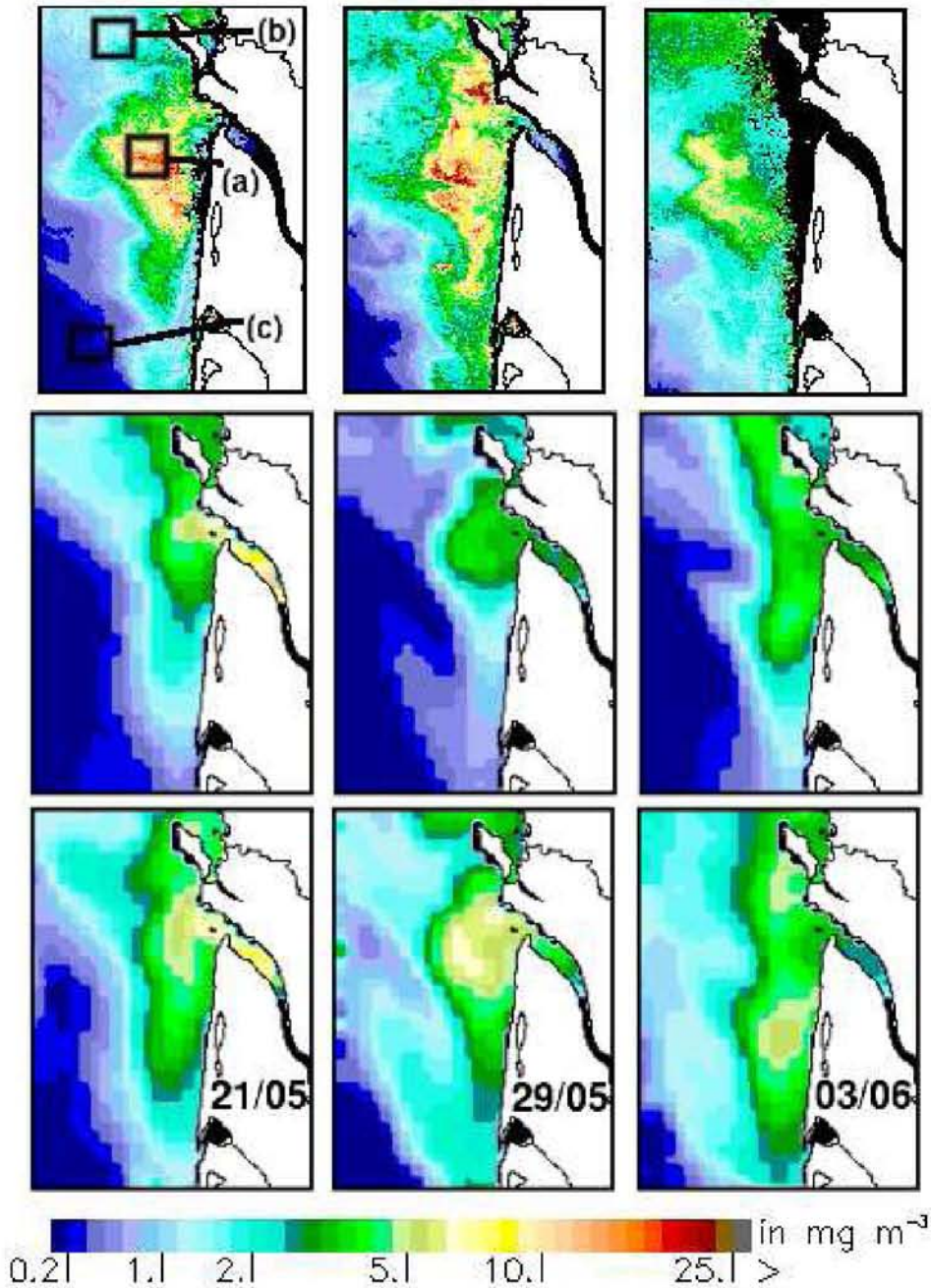


Fig. 5.17 – Concentration de surface en chlorophylle a dans le panache de la Gironde observée par SeaWiFS (haut), simulée par le modèle avant (centre) et après (bas) l'optimisation des paramètres. Les trois zones a, b et c correspondent aux zones de comparaison pour la figure 5.15.

5.3.4.2 Discussion

L'optimisation se stabilise après 3000/5000 itérations pour les expériences de la Loire/Gironde. A ce stade, tous les paramètres ont convergé. Le tableau 5.7 donne les valeurs des paramètres obtenus. Pour quatre des six paramètres de contrôle, les valeurs optimisées sont similaires dans le cas de la Loire et de la Gironde. Pour les paramètres μ_{Diat}^0 et μ_{Zoo}^0 , les valeurs obtenues pour la Gironde sont plus de deux fois supérieures à celles obtenues en Gironde. Ceci peut s'expliquer par la différence des populations phytoplanctoniques présentes entre les deux zones. Le fractionnement par taille de cellules à partir d'échantillons de la campagne PEL01 permet de montrer que les diatomées (taille $> 20 \mu\text{m}$) étaient fortement représentatives du bloom en Loire, alors que les petites espèces l'étaient beaucoup moins (le picoplancton (taille $< 3 \mu\text{m}$) représentant moins de 10 % de la population phytoplanctonique). Dans le panache de la Gironde, la somme du picoplancton et du nanoplancton (de taille comprise entre 3 et $20 \mu\text{m}$) représente plus de 70 % de la biomasse phytoplanctonique. Or ces cellules de petite taille ont des vitesses de croissance plus importantes. Les valeurs de vitesse de croissance ajustées par l'optimisation sont représentatives des groupes obtenus dans les deux zones. La limitation plus précoce par les sels nutritifs dans le cas de la Gironde a pu favoriser la présence des cellules de petite taille en Gironde (Labry et al., 2002).

Paramètre	Valeur de référence	Limite min.	Limite max.	Valeur optimisée	
	P^*	P_0	P_1	Loire	Gironde
rm_{Peau}^0	0.1	0.01	1.0	0.68	0.65
μ_{Diat}^0	0.8	0.08	1.6	0.22	0.55
m_{Diat}^0	0.03	0.003	0.9	0.011	0.010
μ_{Zoo}^0	0.3	0.03	0.6	0.14	0.40
m_{Zoo}^0	0.05	0.005	0.15	0.11	0.10
W_{max}	1.8	0.18	5.4	0.59	0.56
Fonction de coût (J)	2.7(L) 1.76(G)			1.11	0.78

TAB. 5.7 – Valeurs de paramètres pour les expériences avec des données réelles sur les panaches de la Loire (L) et de la Gironde (G).

Le tableau 5.7 donne également les valeurs de la fonction de coût avant et après optimisation. Pour chacune des deux expériences, celle-ci est réduite d'un facteur supérieur à deux. Les valeurs élevées de concentration en chlorophylle du bloom de la Loire peuvent expliquer le plus fort écart entre modèle et donnée en comparaison à la Gironde. Dans les deux cas, l'impossibilité de réduire davantage la fonction de coût va de pair avec l'impossibilité de reproduire la variabilité observée à partir des valeurs SeaWiFS. En effet, s'ajoute ici au phénomène de sous-détermination déjà décrit, un problème de sur-détermination de la donnée par rapport au modèle. Cela signifie que les formulations actuelles du modèle ainsi que ses variables d'état ne permettent pas de reproduire toute

la variabilité observée dans la donnée, notamment les pics de concentrations et leur disparition rapide. Il n'existe donc pas de solution exacte conduisant à un coût nul. Seul un minimum de coût au sens des moindres carrés est obtenu.

D'après les images SeaWiFS de la figure 5.16, l'optimisation pour le panache de la Loire doit reproduire le développement rapide d'un bloom, ainsi que son déclin. Concernant le développement du bloom et avec les paramètres de contrôle choisis, augmenter la concentration en chlorophylle *a* signifie réduire la mortalité et la vitesse de chute du phytoplancton, réduire le broutage du zooplancton (en réduisant μ_{Zoo}^0 et diminuant m_{Zoo}^0), et augmenter la vitesse de minéralisation du phosphore pour alimenter la production. On pourrait également s'attendre à une augmentation du taux de croissance du phytoplancton, mais l'analyse de sensibilité (Table 5.5) nous suggère l'effet contraire. Pour le déclin rapide du bloom, la manière dont est paramétrée la vitesse de chute ne permet pas une réponse rapide. Celle-ci dépend d'un terme de limitation par les nutriments, pour représenter la vitesse de chute plus rapide des cellules sénescents. La minéralisation de P est assez forte alors que la vitesse de chute W_{max} est diminuée lors de l'optimisation. L'effet d'une limitation retardée et d'une vitesse de chute maximale peu élevée ne permet pas une rapide disparition du bloom. Les échelles de temps rapides dans la modification de certains processus tels que les vitesses de chute n'autorisent pas leur amélioration par l'optimisation. Les grandeurs observées sont bien reproduites, mais l'ajustement par l'optimisation ne se fait pas sur les valeurs minimales et maximales.

5.4 Conclusion du chapitre

En comparaison avec le Río de la Plata, plusieurs processus modélisés ont été affinés sur le Golfe de Gascogne. Associés à des forçages physiques et biologiques très réalistes, ils permettent de reproduire précisément les périodes de production phytoplanctonique importantes pour l'année ciblée 2001.

La prise en compte explicite d'une variable MES, avec le support de l'information 'couleur de l'eau' associée, permet de reproduire précisément le bloom hivernal de fin février limité par la disponibilité en lumière. Pour améliorer la précision de la variabilité spatiale et temporelle de la concentration en MES dans la colonne d'eau, dans le cas d'une longue période sans images SeaWiFS, une meilleure prise en compte de certains forçages et paramétrisations est nécessaire pour le modèle de transport sédimentaire. Un premier forçage à ajouter est la houle, facteur important de remise en suspension lors des tempêtes hivernales. La caractérisation de différents types de particules en fonction de leur provenance et des régions du Golfe pourra permettre d'ajuster les paramétrisations liées aux phénomènes de dépôt et d'érosion.

Les blooms printaniers sont également simulés avec le modèle nominal, mais montrent une étendue spatiale ne correspondant pas aux observations SeaWiFS. L'assimilation de ces observations permet d'améliorer nettement la cohérence entre modèle et données pour ces blooms de mai 2001 des panaches de la Loire et de la Gironde. Dans les deux zones d'optimisation les blooms sont bien reproduits dans leur extension spatiale et temporelle, avec des concentrations simulées respectant celles observées. La bonne représentation des structures hydrologiques par le modèle permet un ajustement de ces concentrations en corrigeant les paramètres.

L'utilisation des paramètres optimisés sur la période de mai 2001 sur l'ensemble de l'année 2001 ne permet pas d'en améliorer la simulation de la production phytoplanktonique. Pour cela l'élargissement de la période d'assimilation est nécessaire, avec en contrepartie une augmentation de la durée d'optimisation. Une autre solution serait de réaliser des expériences d'optimisation sur différentes périodes de l'année. Cela aurait l'avantage de pouvoir optimiser différents paramètres selon les saisons, en fonction des limitations successives de la production, et des espèces successives représentées. Cela serait particulièrement intéressant pour affiner les constantes de reminéralisation pendant l'été, qui semblent trop importantes. Le problème de la continuité entre différents jeux de paramètres obtenus risque alors de se poser. Un compromis entre un modèle capable de représenter la production moyenne sur l'année, et un modèle capable de représenter précisément la biomasse d'une saison donnée est délicat à obtenir avec les modèles tels que définis dans notre étude.

Pour résoudre ce challenge majeur en modélisation biogéochimique, différentes voies sont possibles. L'augmentation du nombre d'espèces représentées et donc du détail des processus modélisés en est une. Par exemple dans le cas du Golfe de Gascogne, il semblerait intéressant d'ajouter, comme l'avait fait Loyer (2001), une variable représentant le pico-nanoplancton. Celle-ci pourrait résoudre à la fois les problèmes de sous-estimation de la biomasse observée au large (cette classe de taille étant fortement représentée en milieu oligotrophe en dehors du bloom printanier (Joint et al., 1986)), et permettre en même temps d'affiner les successions d'espèces suite aux blooms printaniers dans les panaches (Labry et al., 2002). Cette solution présente cependant le défaut majeur de voir le nombre de paramètres à calibrer être augmenté, ainsi que l'instabilité globale du modèle (voir chapitre 3.1). Une autre solution est l'utilisation de l'assimilation pour contraindre les paramètres au cours du temps de manière adaptative (Losa et al., 2003). En plus d'améliorer la précision des modèles, ces méthodes apportent des réponses sur la compréhension du système modélisé, à travers l'interprétation de la valeur des paramètres obtenus et leur évolution au cours de la saison.

Conclusion générale et perspectives

Conclusions de l'étude

L'objectif principal de ce travail de thèse concernait la prise en compte de la donnée satellitale de 'couleur de l'eau' dans un contexte de modélisation biogéochimique tridimensionnelle de deux zones côtières : le Río de la Plata et le Golfe de Gascogne.

Cela a été illustré par l'assimilation de la concentration en chlorophylle *a*, donnée principale issue des capteurs 'couleur de l'eau', dans le cadre de l'optimisation de paramètres du modèle de biogéochimie. L'utilisation d'une autre donnée satellitale dans le cas du Golfe de Gascogne, la concentration en matières en suspension, a démontré son intérêt dans le cadre de la modélisation biogéochimique de la zone.

Les deux zones géographiques abordées nous offraient au départ des perspectives différentes, de part la validation préalable de la donnée 'couleur de l'eau', la donnée *in situ* disponible, les connaissances accumulées, et les travaux de modélisation antérieurs. D'un point de vue générale, des avancées significatives ont été réalisées dans la modélisation de la production phytoplanctonique des deux zones.

Une première étude de modélisation couplée sur le Río de la Plata

Pour le Río de la Plata et sa marge continentale, s'intéresser à l'assimilation de données nécessitait tout d'abord d'effectuer les étapes suivantes :

- l'implémentation du modèle hydrodynamique MARS3D sur la zone,
- son couplage à un modèle biogéochimique,
- leur validation respective avec la donnée disponible,
- la constitution d'une base de données 'couleur de l'eau' et la sélection d'un algorithme valide sur cette zone très côtière dans ses caractéristiques bio-optiques.

Afin de réaliser cela dans le temps imparti et pouvoir aborder la partie assimilation de données, notre ambition s'est limitée à la modélisation du système fortement contraint par les apports continentaux, c'est-à-dire au panache du Río de la Plata. Les résultats obtenus par le modèle couplé sont très encourageants, avec une bonne représentation des caractéristiques hydrologiques majeures du panache : localisation des fronts de salinité et turbidité, orientation du panache sur la marge le long des côtes Nord ou Sud, forte production primaire juste en aval du front de turbidité. Ceci a été possible grâce à la prise en compte de forçages précis dans les débits et charges en nutriments, même si leur résolution temporelle reste à améliorer. La donnée de chlorophylle *a* issue de SeaWiFS a été très utile pour la calibration et validation du modèle de biogéochimie, mais également en tant que traceur pour la validation de la circulation hydrodynamique à la sortie de l'estuaire.

De nombreux apports pour le modèle du Golfe de Gascogne

Dans le cadre du plateau continental du Golfe de Gascogne, les travaux de modélisation antérieurs, la connaissance écologique importante de la zone grâce à de nombreuses campagnes en mer, ainsi qu'une base de données 'couleur de l'eau' spécifique, nous permettaient d'avoir une ambition plus large. Cela s'est traduit par l'utilisation d'un modèle plus détaillé et par sa validation plus fine. Ce travail a été l'occasion d'une mise à jour des forçages météorologiques (vent et flux solaires) et d'apports fluviaux à partir des données les plus précises disponibles actuellement sur la région. En ce qui concerne l'utilisation de la 'couleur de l'eau', la prise en compte des MES en support à un modèle sédimentaire permet d'obtenir une représentation assez fine avec un bon calage temporel des blooms de fin d'hiver, phénomènes observés de manière récurrente dans le Golfe de Gascogne.

Les apports de l'optimisation de paramètres

Le problème de l'estimation paramétrique des modèles biogéochimiques étant aussi large que complexe, nous n'avons pas pour objectif dans cette étude d'en explorer toutes les techniques, ni de répondre à l'ensemble des contraintes qui lui sont associées. Les

résultats obtenus sont encourageants du point de vue de la méthode utilisée, et ont permis concrètement d'améliorer la représentation de phénomènes phytoplanctoniques précis. Des adaptations sont cependant encore nécessaires, avant de pouvoir se servir de l'outil développé pour calibrer de façon routinière un modèle de production phytoplanctonique.

Pour notre problématique côtière, le choix a rapidement été fait d'utiliser une méthode d'optimisation globale, les Stratégies Evolutives. La relative facilité d'adaptation de cette méthode en fait une technique d'optimisation utilisable pour différentes problématiques de modélisation. En comparaison avec la méthode adjointe, elle est facilement transposable d'un modèle à l'autre. Sa capacité à minimiser des fonctions fortement non-linéaires sans avoir besoin d'être trop proche du minimum global la rend particulièrement adaptée aux modèles d'écosystème. Cette technique a été appliquée dans un cadre de modélisation en trois dimensions. Ceci place notre étude dans un contexte assez réaliste, en comparaison à des études similaires réalisées en 0-D ou 1-D. En contrepartie, des compromis ont dû être faits sur le domaine spatial et temporel pris en compte lors des expériences d'assimilation, ainsi que sur le nombre de paramètres optimisés.

Pour nos deux zones, les résultats obtenus à partir des expériences jumelles sont très convaincants, avec une bonne restitution de la plupart des paramètres et concentrations des variables d'état. Les paramètres liés à la production primaire (taux de croissance), aux termes de limitation (atténuation de la lumière dans le cas du Río de la Plata), et de broutage sont les mieux contraints. Seuls les paramètres liés à la minéralisation sont dans les deux cas mal contraints.

La sous-détermination de notre problème dans le cas des paramètres mal contraints peut trouver deux causes. La première est l'éloignement, à travers les processus et compartiments modélisés, de ces derniers termes par rapport au compartiment phytoplancton. La seconde correspond à l'échelle de temps des processus. Les processus de reminéralisation sont généralement un ordre de grandeur plus lents que ceux de la croissance du phytoplancton ou du zooplancton. Les durées d'optimisation choisies semblent trop courtes pour que les vitesses de reminéralisation aient un réel impact sur les pools d'éléments nutritifs disponibles pour la production primaire. On pourra résoudre ce problème en augmentant la quantité/diversité de données assimilées, avec des données représentatives éventuellement de variables d'état complémentaires au phytoplancton, et/ou en augmentant la durée d'optimisation.

Pour la zone du Río de la Plata, l'optimisation à partir de la 'vraie donnée' SeaWiFS améliore la simulation de la concentration en chlorophylle dans certaines zones de l'estuaire, tout en augmentant les erreurs dans d'autres zones. Pour une réelle amélioration, une meilleure précision des structures hydrologiques modélisées semble nécessaire. Pour le Golfe de Gascogne, les essais d'assimilation des images SeaWiFS ont

permis d'améliorer de manière significative la représentation par le modèle de blooms importants du printemps 2001. Il est cependant difficile de reproduire des augmentations ou diminutions rapides (de l'ordre de la journée) de la biomasse phytoplanctonique observées sur les images SeaWiFS. Les biomasses modélisées sont des représentations moyennées des observations. La formulation choisie ici des processus de biologie ne permet pas de représenter les réponses rapides du phytoplancton à l'environnement (conditions d'éclairement pour la croissance, stress nutritif pour la sénescence des cellules). Le problème est donc à la fois sous déterminé et sur déterminé, le modèle n'étant pas capable de reproduire toute la variabilité temporelle observée à partir des images. En ce sens, (Denman, 2003) note que pour le moment les modèles d'écosystèmes sont plus à même de reproduire les tendances saisonnières de la production phytoplanctonique, plutôt que les épisodes d'efflorescences rapides.

Nous n'avons pas fait ici de tests de sensibilité à la fréquence de la donnée assimilée, et avons ciblé nos tests d'optimisation sur des périodes riches en images 'couleur de l'eau'. Il est évident que la première limitation de la réussite de l'assimilation est la disponibilité en données. Un avantage majeur pour nous réside dans le lien entre images claires disponibles et variabilité phytoplanctonique maximale. En effet, les phénomènes phytoplanctoniques majeurs ont lieu au printemps, en relation avec un éclaircissement élevé en comparaison à l'hiver.

Il apparaît clairement que la limitation principale de notre méthodologie réside dans la durée limitée des expériences d'assimilation réalisées. Un autre problème non abordé encore, et lié à cette courte durée, tient au fait que le risque d'avoir un biais dans la donnée assimilée est plus important. En effet, les caractéristiques bio-optiques liées à un bloom particulier, ou des conditions atmosphériques particulières, rendent les erreurs sur la donnée corrélées entre elles à petite échelle. L'assimilation de données sur une année entière supprimerait ce biais, en évitant aux paramètres du modèle d'être optimisés en compensant ces erreurs sur la donnée. L'augmentation rapide de la puissance des machines de calcul, et le recours à des méthodes de parallélisation, pourrait rapidement permettre d'augmenter cette durée, et ainsi obtenir des jeux de paramètres valides sur de plus longues périodes.

Perspectives de l'étude

Les aspects de la modélisation à améliorer

La première partie du chapitre 2 rappelait les forçages essentiels du couplage physique-biologie dans la zone côtière. Nous nous sommes finalement concentrés sur les forçages liés à l'interface continent/plateau, plutôt qu'à l'interface plateau/large. Cette seconde interface, liée à la présence du talus, est primordiale à prendre en compte pour des études de flux entre l'océan côtier et l'océan ouvert, ou pour des applications halieutiques. Pour cela, un effort particulier est à réaliser dans la prise en compte des processus physiques associés. Ceci est d'autant plus vrai pour la région du Río de la Plata, pour laquelle une amélioration de la modélisation de la production phytoplanctonique sur la marge externe nécessite avant tout des forçages aux limites réalistes représentant l'influence des courants des Malouines et du Brésil. Nous avons vu également qu'une amélioration des forçages de vent pour les zones côtières et internes à l'estuaire semble nécessaire pour améliorer la circulation dans ces zones.

La modélisation de nos deux zones côtières rappelle le rôle essentiel de la prise en compte de l'ensemble du matériel particulaire dans l'atténuation de la lumière, afin de correctement modéliser la production primaire. Pour le Río de la Plata, la prise en compte des matières en suspension est implicite à travers une relation simple dépendante de la salinité, alors que pour le Golfe de Gascogne, le couplage à un modèle sédimentaire a été pris en compte pour la première fois. La paramétrisation de processus de dépôt et de remise en suspension, en fonction de différents forçages tels que la houle, sont cependant à améliorer pour un suivi plus précis du transport des MES. Les régions privilégiées de dépôt seront alors mieux représentées, ainsi que les zones de piégeage de la matière organique. La MES satellitale restera alors une donnée de validation ou d'assimilation très intéressante. Concernant le Río de la Plata, l'ajout d'une ou plusieurs variables sédimentaires semble être une étape essentielle dans les futurs travaux de modélisation de cette zone estuarienne.

En parallèle, pour les zones peu profondes côtières et estuariennes, des améliorations dans la représentation de certains processus (couplage avec le benthos, dynamique biogéochimique et sédimentaire estuarienne) sont envisageables sous condition d'un raffinement du maillage. Pour conserver des domaines aussi larges que ceux utilisés dans notre étude, ainsi que des temps de calcul raisonnables, le recours à un maillage irrégulier tel que celui utilisé en Baie de Seine (Cugier et Le Hir, 2001) semble indispensable. Le package AGRIF (Blayo et Debreu, 1999) est depuis peu inséré dans le code MARS afin de pouvoir localement augmenter la résolution du modèle, tout en conservant une méthode

de résolution en différences finies. Les modèles aux éléments finis peuvent également répondre à ce besoin d'une résolution améliorée uniquement dans certaines zones.

Perspectives dans l'assimilation de la donnée 'couleur de l'eau'

La donnée et sa disponibilité sont au coeur de tous les progrès qui seront faits dans les années à venir, que ce soit pour les phases de calibration ou de validation de nos modèles, ou plus simplement dans la compréhension des processus observés. Le capteur SeaWiFS, avec la donnée de chlorophylle *a*, a très bien illustré cela depuis son lancement il y a 6 ans (voir par exemple Siegel et al. (2004a, 2004b)). Il a ouvert en ce sens de nombreuses perspectives. Le développement de nouveaux algorithmes, à partir des capteurs satellitaires en opération aujourd'hui (MODIS, MERIS) doit permettre une meilleure restitution de l'ensemble des composantes bio-optiques du milieu côtier, chlorophylle, MES et substances jaunes. Ces trois types de données correspondent à des variables d'état de nos modèles, et sont donc susceptibles de les contraindre. L'utilisation conjointe d'une plus grande diversité de données à assimiler serait un atout majeur pour diminuer le degré de liberté dans l'optimisation des paramètres.

L'apport des instruments autonomes de mesures physiques ou biogéochimiques devrait être un support important pour nos modèles en zone côtière, que ce soit des instruments à mouillage fixe ou de type lagrangien.

Dans notre étude nous avons considéré une méthode à forte contrainte, c'est-à-dire ne considérant pas les erreurs du modèle. Nous avons vu que dans le cas de l'assimilation de la 'vraie donnée', aucun jeu de paramètres ne permettait d'obtenir une fonction de coût réellement proche de zéro. Le manque de résolution de certains processus, certaines approximations dans leurs formulations, ainsi que les erreurs sur la donnée, en sont les causes principales. Les erreurs associées aux modèles d'écosystème existeront toujours, même si l'amélioration dans la compréhension des processus devrait permettre de les réduire progressivement. Pour cela il est intéressant de les prendre en compte dans une procédure d'optimisation. Natvik et al. (2001) a essayé pour la première fois dans le cas d'expériences jumelles d'utiliser la méthode des représentants (Bennett, 1992), qui prend en compte les erreurs du modèle en plus des erreurs sur la donnée afin d'améliorer les estimations. Losa et al. (2004) utilise le même type de méthode à faible contrainte pour estimer simultanément paramètres et état du modèle. Le même auteur (Losa et al., 2003) propose un filtre (SIR, Sequential Importance Resampling), qui tout en améliorant l'état du modèle adapte séquentiellement les valeurs de paramètres. Cette méthode semble bien adaptée à nos modèles biogéochimiques, et prometteuse dans un cadre opérationnel.

L'optimisation des paramètres est une étape dans la calibration de nos modèles biogéochimiques. Une fois cette étape réalisée, ces derniers sont plus réalistes et donc plus à même d'avoir une capacité prédictive, pour l'élaboration de scénarios à des échelles de temps plus ou moins longues. Dans la perspective d'une océanographie opérationnelle, les méthodes d'assimilation à développer ne sont plus les mêmes. Elles correspondent alors à un besoin d'optimisation de la prévision à court terme, et nécessite un ajustement régulier de l'état du modèle. Ceci est fait en jouant sur les conditions initiales (4D-VAR) au moment de l'analyse, ou en interpolant à l'aide des covariances d'erreurs du modèle (variantes du filtre de Kalman (Carmillet et al., 2001; Eknes et Evensen, 2002; Natvik et Evensen, 2003; Triantafyllou et al., 2003)).

Le rôle des modèles de production primaire

Les résultats obtenus lors de l'utilisation des modèles ont permis de montrer leur intérêt dans l'estimation de la production primaire. Il ressort que le Río de la Plata, avec son débit important en continu, est un système nettement plus productif que le Golfe de Gascogne. En effet, les $500 \text{ gC.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ simulés en aval du front de turbidité dépassent nettement les $300 \text{ gC.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ sur la petite zone en sortie d'estuaire de la Loire. Une intégration spatiale à différentes échelles des valeurs obtenues dans les deux zones permettrait de quantifier plus précisément ces écarts, ainsi que des comparaisons avec d'autres marges continentales.

La généralisation des mesures de flux de matière, comme celle réalisée sur le Río de la Plata (voir Annexe A), à travers les différentes interfaces côtières devrait permettre de préciser le rôle et l'influence de l'océan côtier dans les cycles biogéochimiques. Une fois encore ici le couplage avec des modèles de plus grande emprise, ou l'élargissement des modèles côtiers tels que ceux utilisés dans notre travail, semblent primordiaux pour une bonne prise en compte de ces échanges avec le large à travers les processus mis en jeu au niveau du talus et avec les courants grande échelle.

L'amélioration constante aussi bien de la partie physique que biologique des modèles permet de pouvoir aborder la modélisation d'espèces particulières, avec un intérêt particulier pour certaines espèces nuisibles. Cela avait été entrepris par Loyer et al. (2001) dans le Golfe de Gascogne et repris pour la Manche (Vanhoutte-Brunier et al., 2004) dans le cas de l'espèce *Karenia mikimotoi*. Une étude est également en cours sur la modélisation de l'espèce *Phaeocystis* en Manche orientale. Il devient alors possible de réaliser des scénarios d'impact des perturbations anthropiques, par l'intermédiaire des changements climatiques (augmentation de la température et de la stratification) et

d'une augmentation des apports en sels nutritifs, sur les occurrences d'apparition de telles espèces.

Le couplage avec des modèles de dynamique de population d'espèces pélagiques ou benthiques représente une piste intéressante. Les modèles de production primaire peuvent tout d'abord servir en tant que forçages, ce qui a déjà été réalisé dans la Manche avec la palourde rose et l'amande de mer (Savina, 2004). Une étude utilisant notre modèle de production primaire pour le déterminisme du cycle de vie de l'anchois a été entreprise dans le Golfe de Gascogne (Pecquerie et al., 2004). À terme un couplage réel doit être entreprise tant les interactions sont importantes, notamment entre espèces benthiques et production primaire pélagique. Ceci pose cependant des problèmes méthodologiques de couplage entre modèles de suivi de traceurs et modèles individu-centrés en ce qui concerne l'halieutique. Ces deux approches sont séparément bien maîtrisées (Hofmann et Friedrichs, 2002), mais leur couplage reste un challenge, s'agissant de la conservation de la matière prélevée et sa conversion pour la croissance des individus. Un effort particulier devra être porté sur l'amélioration des compartiments zooplanctoniques, qui sont pour le moment une faiblesse générale des modèles d'écosystèmes marins (Arhonditsis et Brett, 2004), pour faire le lien entre production primaire et niveaux trophiques supérieurs zooplanctonophages.

L'intégration des modèles biogéochimiques dans des systèmes opérationnels est en cours. Pour cela, certains points faibles sont à combler, liés au manque de données à assimiler en comparaison à l'océanographie physique, ou à l'imprécision dans certains processus. L'utilisation de tels systèmes dans la prévention des risques en océanographie côtière, ou dans la simulation de scénarios d'évolution climatique correspondent à une attente sociétale importante.

Bibliographie

- Abbot, M. R. (1992). Workshop on modeling and satellite data assimilation. In *U.S.JGOFS Planning Report Number 14*. WHOI, Woods Hole, MA.
- Acha, E. M., Mianzan, H. W., Guerrero, R. A., Favero, M. et Bava, J. (2004). Marine fronts at the Continental shelves of austral South America - Physical and ecological processes. *J. Mar. Syst.*, *44*, 83–105.
- Allen, J. I. (1997). A modelling study of ecosystem dynamics and nutrient cycling in the Humber plume, UK. *J. Sea Res.*, *38*, 333–359.
- Antoine, D. et Morel, A. (1996). Ocean primary production. 1. Adaptation of a spectral light-photosynthesis model in view of application to satellite chlorophyll observations. *Global Biogeochem. Cycles*, *10*, 43–55.
- Arakawa, A. et Lamb, V. R. (1977). Computational design of the basic dynamical process of the UCLA General Circulation Model. In *Methods in Computational Physics*, pp. 173–265. A. Press.
- Arhonditsis, G. B. et Brett, M. T. (2004). Evaluation of the current state of mechanistic aquatic biogeochemical modeling. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, *271*, 13–26.
- Armstrong, M. (1998). *Basic Linear Geostatistics*. Springer, Berlin. 153p.
- Armstrong, R. A., Gilbes, F., Guerrero, R., Lasta, C., Benavidez, H. et Mianzan, H. (2004). Validation of SeaWiFS-derived chlorophyll for the Río de la Plata estuary and adjacent waters. *Int. J. Remote Sens.*, *25*(7-8), 1–5.
- Armstrong, R. A., Sarmiento, J. L. et Slater, R. D. (1995). Monitoring ocean productivity by assimilating satellite chlorophyll into ecosystems models. In Chapman et Hall (Eds.), *Ecological Time Serie*, chap. 6, pp. 371–390. T.Powell and J.Steele, NY.
- Athias, V., Mazzega, P. et Jeandel, C. (2000). Selecting a global optimization method to estimate the oceanic particle cycling rate constant. *J. Mar. Res.*, *58*(5), 675–707.
- Bäck, T. (1996). Evolution Strategies : An alternative evolutionary algorithm. In *Artificial Evolution 94-95 : The book*, pp. 3–20. Springer-Verlag.
- Bäck, T. et Schwefel, H-P. (1993). An overview of evolutionary algorithms for parameter optimization. *Evol. Computation*, *1*(1), 1–23.
- Baretta, J. W., Ebenhö, W. et Ruardij, P. (1995). The European Regional Seas Ecosystem Model, a complex marine ecosystem model. *Neth. J. Sea Res.*, *33*(3-4), 233–246.

- Behrenfeld, M. et Falkowski, P. (1997). Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnol. Oceanogr.*, *42*, 1–20.
- Bennett, A. F. (1992). *Inverse Methods in Physical Oceanography*. Cambridge Monographs on Mechanics and Applied Mathematics. Cambridge University Press, New-York. 347 pp.
- Blanco, A. C. (1989). Balance de masa de los silicatos en la superficie del Río de la Plata y su area de influencia en el mar epicontinental uruguayo.. Thesis Lic., Fac. H. y Ciencias, Montevideo.
- Blayo, E. et Debreu, L. (1999). Adaptive mesh refinement for finite-difference ocean models. *J. Phys. Oceanogr.*, *29*, 1239–1250.
- Blumberg, A. F. et Mellor, G. L. (1987). A description of three dimensional coastal ocean circulation model. In Heaps, N. (Ed.), *Three Dimensional Ocean Models*, p. 208. AGU.
- Brisson, A., Le Borgne, P. et Marsouin, A. (2001). *Ice SAF Surface Solar Irradiance Product Manual, Version 1*. Météo-France/DP/CMS, Lannion.
- Brisson, A., Le Borgne, P., Marsouin, A. et Moreau, T. (1994). Surface irradiance calculated from Meteosat sensor during SOFIA-ASTEX. *Int. J. Remote Sens.*, *15*, 197–203.
- Campos, J. D., Lentini, C. A., Miller, J. L. et Piola, A. R. (1999). Interannual variability of the Sea Surface Temperature in the South Brazilian Bight. *Geophys. Res. Lett.*, *26*(14), 2061–2064.
- Carder, K. L., Chen, F. R., Lee, Z. P., Hawes, S. K. et Kamyrowski, D. (1999). Semianalytic Moderate-Resolution Imaging Spectrometer algorithms for chlorophyll *a* and absorption with bio-optical domains based on nitrate-depletion temperatures. *J. Geophys. Res.*, *104*, 5403–5421.
- Carder, K. L., Hawes, D. K., Baker, K. A., Smith, R. C., Steward, R. G. et Mitchell, B. G. (1991). Reflectance model for quantifying chlorophyll *a* in the presence of productivity degradation products. *J. Geophys. Res.*, *96*, 20 599–20 611.
- Carmillet, V., Brankart, J. M., Brasseur, P., Drange, H., Evensen, G. et Verron, J. (2001). A singular evolutive extended Kalman filter to assimilate ocean color data in a coupled physical-biochemical model of the North Atlantic ocean. *Ocean Modelling*, *3*, 167–192.
- Carreto, J. I., Lutz, V. A., Carignan, M. O., Colleoni, A. D. Cucci et Marcos, S. G. DE (1995). Hydrography and chlorophyll *a* in a transect from the coast to the shelf-break in the Argentinian Sea. *Cont. Shelf Res.*, *15*(2/3), 315–336.
- Cavallotto, J. L. (1987). *Dispersión, transporte, erosión y acumulación de sedimentos en el Río de la Plata. Informe final de beca de iniciación Comisión de Investigaciones Científicas*.
- Cerco, C. et Cole, T. (1993). Three-dimensional eutrophication model of Chesapeake Bay. *J. Environ. Eng.*, *119*(6), 1006–1025.

- Chelton, D. B., Schlax, M. G., Witter, D. L. et Richman, J. G. (1990). Geosat altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean. *J. Geophys. Res.*, *95*, 17877–17903.
- Ciotti, A. M., Odebrecht, C., Fillmann, G. et Moeller Jr., O. O. (1995). Freshwater outflow and Subtropical Convergence influence on phytoplankton biomass on the southern Brazilian continental shelf. *Cont. Shelf Res.*, *15*(14), 1737–1756.
- Cloern, J. E. (1987). Turbidity as a control on phytoplankton biomass and productivity in estuaries. *Cont. Shelf Res.*, *7*(11/12), 1367–1381.
- Cloern, J. E. (2001). Our evolving conceptual model of the coastal eutrophication problem. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, *210*, 223–253.
- Confluence Principal Investigators (1990). CONFLUENCE 1988-1990 : An intensive study of the southwestern Atlantic. *EOS Trans. AGU*, *71*(41), 1131–1134.
- Cugier, P. et Le Hir, P. (2000). Modélisation 3D des matières en suspension en Baie de Seine orientale (Manche, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, *331*, 287–294.
- Cugier, P. et Le Hir, P. (2001). Development of a 3D hydrodynamic model for coastal ecosystem modelling. Application to the plume of the Seine River (France).. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, *55*, 673–695.
- Cugier, P., Ménesguen, A. et Guillaud, J.-F. (2004). Three dimensional (3D) ecological modelling of the Bay of Seine (English Channel, France). *J. Sea Res.*, *In press*.
- Dadou, I., Evans, G. et Garçon, V. (2004). Using JGOFS in situ and ocean colour data to compare biogeochemical models and estimate their parameters in the subtropical North Atlantic ocean. *J. Mar. Res.*, *62*(4), 565–594.
- Denman, K.L. (2003). Modelling planktonic ecosystems : parameterizing complexity. *Progr. Oceanogr.*, *57*, 429–452.
- Depetris, P. J. et Kempe, S. (1990). The impact of the El Niño 1982 event on the Paraná River, its discharge and carbon transport. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Global and Planetary Change Section)*, *89*, 239–244.
- Depetris, P. J. et Kempe, S. (1993). Carbon dynamics and sources in the Paraná River. *Limnol. Oceanogr.*, *38*(2), 382–395.
- Deschamps, P. Y., Herman, M. et Tanre, D. (1983). Modeling of the atmospheric effects and its application to the remote sensing of the ocean color. *Appl. Opt.*, *22*, 3751–3758.
- Doney, S. C. (1999). Major challenges confronting marine biogeochemical modeling. *Global Biogeochem. Cycles*, *13*(3), 705–714.
- Eknes, M. et Evensen, G. (2002). An ensemble Kalman filter with a 1-D marine ecosystem model. *J. Mar. Syst.*, *36*, 75–100.
- Eppley, R. W. (1972). Temperature and phytoplankton growth in the sea. *Fish. Bull.*, *70*(4), 1063–1085.
- Evans, G. T. (1999). The role of local models and data sets in the Joint Global Ocean Flux Study. *Deep-Sea Res. I*, *46*, 1369–1389.

- Evans, G. T. (2003). Defining misfit between biogeochemical models and data sets. *J. Mar. Syst.*, 40-41, 49–54.
- Evans, G.T. et Garçon, V.C. (1997). One-dimensional models of water column biogeochemistry. JGOFS report 23, Scientific Committee on Oceanic Research. 85 pp.
- Evans, G.T. et Parslow, J.S. (1985). A model of annual plankton cycles. *Biol. Oceanogr.*, 3, 328–347.
- Evensen, G. (1992). Using the extended Kalman filter with a multilayer quasi-geostrophic ocean model. *J. Geophys. Res.*, 97, 17905–17924.
- Evensen, G. (1994). Sequential data assimilation with nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *J. Geophys. Res.*, 99(C5), 143–162.
- Fasham, M. J. R., Ducklow, H. W. et McKelvie, S. M. (1995). The use of optimization techniques to model marine ecosystem dynamics at the JGOFS station at 47°N 20°W. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.*, B(348), 203–209.
- Faugeras, B., Lévy, M., Mémerly, L., Verron, J., Blum, J. et Charpentier, I. (2003). Can biogeochemical fluxes be recovered from nitrate and chlorophyll data? A case study assimilating data in the Northwestern Mediterranean Sea at the JGOFS-DYFAMED station. *J. Mar. Syst.*, 40-41, 99–125.
- Fennel, K., Losch, M., Schröter, J. et Wenzel, M. (2001). Testing a marine ecosystem model : sensitivity analysis and parameter optimization. *J. Mar. Syst.*, 28, 45–63.
- Framiñan, M. B. et Brown, O. B. (1996). Study of the Río de la Plata turbidity front, Part 1 : spatial and temporal distribution. *Cont. Shelf Res.*, 16(10), 1259–1282.
- Framiñan, M. B., Etala, M. P., Acha, E. M., Guerrero, R. A., Lasta, C. A. et Brown, O. B. (1999). Physical characteristics and processes of the Río de la Plata estuary. In Perillo, G. M. E., Piccolo, M. C. et Pino Quivira, M. (Eds.), *Estuaries of South America*, Vol. 1, chap. 8, pp. 161–192. Springer.
- Friedrichs, M. A. M. (2001). A data assimilative marine ecosystem model of the central equatorial Pacific : Numerical twin experiments. *J. Mar. Res.*, 59, 859–894.
- Friedrichs, M. A. M. (2002). Assimilation of JGOFS EqPac and SeaWiFS data into a marine ecosystem model of the central equatorial Pacific Ocean. *Deep-Sea Res. II*, 49, 289–319.
- Froidefond, J. M., Lavender, S., Laborde, P., Herbland, A. et Lafon, V. (2002). SeaWiFS data interpretation in a coastal area in the Bay of Biscay. *Int. J. Remote Sens.*, 23(5), 881–904.
- Gagliardini, D.A., Karzenbaum, H., Legeckis, R. et Klemas, V. (1984). Application of Landsat MSS, NOAA/TIROS AVHRR, and Nimbus CZCS to study the La Plata River and its interaction with the ocean. *Remote Sensing Environ.*, 15, 21–36.
- Garcia, C. A. E., Sarma, Y. V. B., Mata, M. M. et Garcia, V. M. T. (2004). Chlorophyll variability and eddies in the Brazil-Malvinas Confluence region. *Deep-Sea Res. II*, 51(1-3), 159–172.

- Garcia-Gorritz, E., Hoepffner, N. et Ouberdous, M. (2003). Assimilation of SeaWiFS data in a coupled physical-biological model of the Adriatic sea. *J. Mar. Syst.*, 40-41, 233–252.
- Garzioli, S. et Simionato, C. (1990). Baroclinic instabilities and forced oscillations in the Brazil/Malvinas confluence front. *Deep-Sea Res.*, 37(6), 1053–1074.
- Gentien, P., Lunven, M., Le Haitre, M. et Duvent, J.-L. (1995). In situ depth profiling of particle sizes. *Deep Sea Res.*, 42, 1297–1312.
- Gentleman, W. (2002). A chronology of plankton dynamics *in silico* : how computer models have been used to study marine ecosystems. *Hydrobiologia*, 480, 69–85.
- Gohin, F., Druon, J. N. et Lampert, L. (2002). A five channel chlorophyll concentration algorithm applied to SeaWiFS data processed by SeaDAS in coastal waters. *Int. J. Remote Sens.*, 23(8), 1639–1661.
- Gohin, F., Lampert, L., Guillaud, J. F., Herbland, A. et Nézan, E. (2003). Satellite and *in-situ* observations of a late winter phytoplankton bloom in the northern Bay of Biscay. *Cont. Shelf Res.*, 23, 1117–1141.
- Gohin, F., Loyer, S., Lunven, M., Labry, C., Froidefond, J. M., Delmas, D., Huret, M. et Herbland, A. (2004). Satellite-derived parameters for biological modelling in coastal waters : illustration over the eastern continental shelf of the Bay of Biscay. *Remote Sens. Environ.*, *in press*.
- Gómez-Erache, M., Nuñez, K., Lagomarsino, J. J. et Nagy, G. J. (2001). Spatial heterogeneity of algal biomass and primary production in the Río de la Plata estuarine system. I Congreso Internacional Ciencia y Tecnología Marina, Poster Session.
- Gordon, D. C., Boudreau, P. R., Mann, K. H., Ong, J. E., Silvert, W. L., Smith, S. V., Wattayakorn, G., Wulff, F. et Yanagi, T. (1996). LOICZ Biogeochemical Modelling Guidelines. Loicz reports & studies 5, Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone (LOICZ), The Netherlands.
- Gordon, H. R. et Clark, D. K. (1981). Clear water radiances for atmospheric correction of Coastal Zone Colour Scanner imagery. *Appl. Opt.*, 20, 4175–4180.
- Gordon, H. R., Clark, D. K., Mueller, J. L. et Hovis, W. A. (1980). Phytoplankton pigments derived from the Nimbus-7 CZCS : Initial comparisons with surface measurements. *Science*, 210, 63–66.
- Gordon, H. R. et McCluney, W. R. (1975). Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing. *Appl. Opt.*, 14, 413–416.
- Gordon, H. W. (1997). Atmospheric correction of ocean color imagery in the Earth Observing System era. *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 17,081–17,106.
- Gordon, H. W. et Wang, M. (1994). Influence of oceanic whitecaps on atmospheric correction of SeaWiFS. *Appl. Opt.*, 33, 7754–7763.
- Grégoire, M., Brasseur, P. et Lermursiaux, P. (2003). The use of data assimilation in coupled hydrodynamic, ecological and bio-geo-chemical models of the ocean. Preface of the 33rd International Liège Colloquium on Ocean Dynamics. *J. Mar. Syst.*, 40-41, 1–3.

- Guerrero, R. A., Acha, E. M., Framiñan, M. B. et Lasta, C. A. (1997). Physical oceanography of the Río de la Plata Estuary, Argentina. *Cont. Shelf Res.*, 17(7), 727–742.
- Guillaud, J.-F., Andrieux, F. et Ménesguen, A. (2000). Biogeochemical modelling in the Bay of Seine (France) : an improvement by introducing phosphorus in nutrient cycles. *J. Mar. Syst.*, 25, 369–386.
- Gunson, J., Oschlies, A. et Garçon, V. (1999). Sensitivity of ecosystem parameters to simulated satellite ocean color data using a coupled physical-biological model of the North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 57, 613–639.
- Hemmings, J. C. P., Srokosz, M. A., Chellenor, P. et Fasham, M. J. R. (2003). Assimilating satellite ocean-colour observations into oceanic ecosystem models. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A, Series A, Mathematical, Physical and Engineering Sciences*(361), 33–39.
- Herbland, A., Delmas, D., Laborde, P., Sautour, B. et Artigas, F. (1998). Phytoplankton spring bloom of the Gironde plume waters in the Bay of Biscay : early phosphorus limitation and food-web consequences. *Oceanol. Acta*, 21(2), 279–291.
- Herman, P. M. J. et Heip, C. H. R. (1999). Biogeochemistry of the MAXimum TURbidity Zone of Estuaries (MATURE) : some conclusions. *J. Mar. Syst.*, 22, 89–104.
- Hofmann, E. E. et Friedrichs, M. A. M. (2001). Models : biogeochemical data assimilation. In M.J.R.Fasham, J.H.Steele, S.Thorpe et K.Turekian (Eds.), *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Vol. 1, pp. 302–308. Academic Press, London.
- Hofmann, E.E. et Friedrichs, M.A.M. (2002). Predictive modelling for marine ecosystems. In Robinson, A.R., McCarthy, J. et Rothschild, B.J. (Eds.), *The Sea. Biological-Physical interactions in the sea*, Vol. 12, chap. 13, pp. 537–565. John Wiley & Sons, New York.
- Holm-Hansen, O., Lorenzen, C. J., Holmes, R. W. et Strickland, J. D. H. (1965). Fluorometric determination of chlorophyll.. *J. Cons. Perm. Int. Explor. Mer*, 30, 3–15.
- Hooker, S. B., Esaias, W. E., Feldman, G. C., Gregg, W. W. et McCliam, C. R. (1992). An overview of SeaWiFS and ocean color. Nasa tech. memo 104566 1, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland.
- Hubold, G. (1980a). Hydrography and plankton off southern Brazil and Rio de la Plata, August - November 1977. *Atlantica*, 4, 1–22.
- Hubold, G. (1980b). Second report on hydrography and plankton off southern Brazil and Rio de la Plata ; Autumn cruise : April - June 1978. *Atlantica*, 4, 23–42.
- Huret, M., Dadou, I., Dumas, F., Lazure, P. et Garçon, V. (2004). Coupling physical and biogeochemical processes in the Río de la Plata plume. *Cont. Shelf Res.*, *in press*.
- Hurtt, G. C. et Armstrong, R. A. (1996). A pelagic ecosystem model calibrated with BATS data. *Deep-Sea Res. II*, 43, 625–651.
- Ishizaka, I. (1990). Coupling of Coastal Zone Color Scanner data to a physical-biological model of the Southeastern U.S. continental shelf ecosystem 3. Nutrient and phytoplankton fluxes and CZCS data assimilation. *J. Geophys. Res.*, 95(C11), 20201–20212.

- James, I. D. (2002). Modelling pollution dispersion, the ecosystem and water quality in coastal waters : a review. *Environm. Model. and Soft.*, 17, 363–385.
- Jerlov, N. G. (1976). *Marine Optics*, Vol. 14 of *Elsevier Oceanography Series*. Elsevier, Amsterdam. 231 pp.
- JGOFS (1987). *The Joint Global Ocean Flux Study : Background, Goals, Organization, and Next Steps*. Report of the international Scientific Planning and Coordination Meeting for Global Ocean Flux Studies (<http://ads.smr.uib.no/jgofs/intro.htm>). Sponsored by SCOR, ICSU Headquarters, Paris.
- Jickells, T. D. (1998). Nutrient biogeochemistry of the coastal zone. *Science*, 281, 217–222.
- Jickells, T. D. (2002). Emissions from the Oceans to the Atmosphere, deposition from the atmosphere to the oceans and the interactions between them. In Steffen, W., Jager, J., Carson, D. J. et Bradshaw, C. (Eds.), *Challenges of a Changing Earth* (Springer Verlag edition), The IGBP Series, pp. 93–96.
- Jitts, H. R., Morel, A. et Saijo, Y. (1976). The relation of oceanic primary production to available photosynthetic irradiance. *Austral. J. Mar. Fresh. Res.*, 27, 441–454.
- Joint, I., Ownes, N. et Pomroy, A. (1986). Seasonal production of photosynthetic picoplankton and nanoplankton in the Celtic Sea. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 99(1-2), 251–258.
- Kawamiya, M. (2002). Numerical model approaches to address recent problems on pelagic ecosystems. *J. Oceanogr.*, 58, 365–378.
- Krone, R. B. (1962). Flume Studies of the Transport of Sediment in Estuarial Shoaling Processes. Final report, Hydraulic Engineering Laboratory, University of California, Berkeley, CA, 196.
- Kuroda, H. et Kishi, M. J. (2004). A data assimilation technique applied to estimate parameters for the NEMURO marine ecosystem model. *Ecological Modelling*, 172, 69–85.
- Labry, C., Herbland, A. et Delmas, D. (2002). The role of phosphorus on planktonic production of the Gironde plume waters in the Bay of Biscay. *J. Plankton Res.*, 24(2), 97–117.
- Labry, C., Herbland, A., Delmas, D., Laborde, P., Lazure, P., Froidefond, J. M., Jegou, A. M. et Sautour, B. (2001). Initiation of winter phytoplankton blooms within the Gironde plume waters in the Bay of Biscay. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 212, 117–130.
- Lampert, L., Quéguiner, Q., Labasque, T., Pichon, A. et Lebreton, N. (2002). Spatial variability of phytoplankton composition and biomass on the eastern continental shelf of the Bay of Biscay (north-east Atlantic Ocean). Evidence for a bloom of *Emiliania huxleyi* (Prymnesiophyceae) in spring 1998. *Cont. Shelf Res.*, 22, 1225–1247.
- Lavender, S. J., Pinkerton, M. H., Froidefond, J.-M., Morales, J., Aiken, J. et Moore, G. F. (2004). SeaWiFS validation in European coastal waters using optical and bio-geochemical measurements. *Int. J. Remote Sens.*, 25(7-8), 1481–1488.

- Lawson, L. M., Hofmann, E. E. et Spitz, Y. H. (1996). Time series sampling and data assimilation in a simple marine ecosystem model. *Deep-sea Res. II*, 43, 625–651.
- Lawson, L. M., Spitz, Y. H., Hofmann, E. E. et Long, R. B. (1995). A data assimilation technique applied to predator-prey model. *Bull. Math. Biol.*, 57, 593–617.
- Lazure, P. et Dumas, F. (2004). A 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS3D). Application to the Bay of Biscay. *Ocean Modelling*, submitted.
- Lazure, P. et Jegou, A-M. (1998). 3D modelling of seasonal evolution of Loire and Gironde plumes on Biscay continental shelf. *Oceanol. Acta*, 21(2), 165–177.
- Lazure, P. et Salomon, J. P. (1991). Coupled 2D and 3D modelling of coastal hydrodynamics. *Oceanol. Acta*, 14(2), 173–180.
- Le Cann, B. (1990). Barotropic tidal dynamics of the Bay of Biscay shelf : observations, numerical modelling and physical interpretation. *Cont. Shelf Res.*, 10(8), 723–758.
- Le Fevre-Lehoërff, G. (1987). Zooplankton. In *Etude écologique de projet, site de Plogoff, février 1980 - juin 1981*, Vol. 1 : le cadre géographique et le domaine pélagique, Rapport IFREMER pour EDF : DERO-87.04-EL 5. 186 p.
- Le Fèvre, J. (1986). Aspects of the biology of frontal systems. *Adv. Mar. Biol.*, 23, 163–299.
- Leendertse, J. J. et Gritton, E. C. (1971). A water-quality simulation model for well-mixed estuaries and coastal seas. In *Computation Procedures*, Vol. 2 of *Report R-708-NYC*. New York City Rand Institute. 53 p.
- Lefèvre, F., Lyard, F. H., Le Provost, C. et Schrama, E. J. O. (2002). FES99 : A global tide finite element solution assimilating tide gauge and altimetric information. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 19, 1345–1356.
- Legeckis, R. et Gordon, A. L. (1982). Satellite observations of the Brazil and Falkland Currents-1975 to 1976 and 1978.. *Deep-Sea Res.*, 23, 329–345.
- Lellouche, J. M., Ouberdous, M. et Eifler, W. (2000). 4D-Var data assimilation system for a coupled physical-biological model. *Proc. Indian. Acad. Sci.*, 109(4), 491–502.
- Lenhart, H. J., Radach, G. et Ruardij, P. (1997). The effects of river input on the ecosystem dynamics in the continental coastal zone of the North Sea using ERSEM. *J. Sea Res.*, 38(3-4), 249–274.
- Leonard, B. P. (1979). A stable and accurate convective modelling procedure based on quadratic upstream interpolation. *Comp. Methods Appl. Mech. Eng.*, 19, 59–98.
- Lima, I. D., Garcia, C. A. E. et Moeller Jr., O. O. (1996). Ocean surface processes on the southern Brazilian shelf : characterization and seasonal variability. *Cont. Shelf Res.*, 16(10), 1307–1317.
- Liu, K. K., Atkinson, L., Chen, C. T. A., Gao, S., Hall, J., Macdonald, R. W., Talaue McManus, L. et Quinones, R. (2000). Exploring continental margin carbon fluxes on a global scale. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 81(52), 641–642, 644.
- Loder, J. W., Boicourt, W. C. et Simpson, J. H. (1998). Western ocean boundary shelves. In Robinson, Allan R. et Brink, Kenneth H. (Eds.), *The Sea. The global*

- Ocean Studies. Regional studies and syntheses*, Vol. 11, chap. 1, pp. 3–27. John Wiley & Sons.
- Lohrenz, S. E., Dagg, M. J. et Whitledge, T. E. (1990). Enhanced primary production at the plume/oceanic interface of the Mississippi River. *Cont. Shelf. Res.*, 10(7), 639–664.
- Longhurst, A. (1998). *Ecological Geography of the Sea*. Academic Press, San Diego, 385pp.
- Longhurst, A., Sathyendranath, S., Platt, T. et Caverhill, C. (1995). An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *J. Plank. Res.*, 17, 1245–1271.
- López Laborde, J. et Nagy, G. J. (1999). Hydrography and sediments transport characteristics of the Río de la Plata : a review. In Perillo, G. M. E., Piccolo, M. C. et Pino Quivira, M. (Eds.), *Estuaries of South America*, chap. 7, pp. 133–159. Springer.
- Losa, S. N., Kivman, G. A. et Ryabchenko, V. A. (2004). Weak constraint parameter estimation for a simple ocean ecosystem model : what can we learn about the model and data?. *J. Mar. Syst.*, 45, 1–20.
- Losa, S. N., Kivman, G. A., Schröter, J. et Wenzel, M. (2003). Sequential weak constraint parameter estimation in an ecosystem model. *J. Mar. Syst.*, 43, 31–49.
- Loyer, S. (2001). *Modélisation de la production phytoplanctonique dans la zone côtière atlantique enrichie par les apports fluviaux*. Ph.D. thesis, Université de Paris VI. 232 pp.
- Loyer, S., Lazure, P., Gentien, P. et Ménesguen, A. (2001). Modelling of *Gymnodinium mikimotoi* blooms along the French Atlantic coast : geographical and vertical distributions. *Hydroécol. Appl.*, 1(13), 57–76.
- Luyten, P., Deleersnijder, E., Ozer, J. et Ruddick, K. G. (1996). Presentation of a family of turbulence closure models for stratified shallow water flows and preliminary application to the Rhine outflow region. *Cont. Shelf. Res.*, 16, 101–130.
- Malone, T. C., Crocker, L. H., Pike, S. E. et Wendler, B. W. (1988). Influences of river flow on the dynamics of phytoplankton production in a partially stratified estuary. *Mar. Ecol. Prog. Series*, 48, 235–249.
- Mañosa, W. et Depetris, P. J. (1993). Preliminary results on carbon fluxes in the Uruguay River. In Kempe, S., Eisma, D. et Degens, E. (Eds.), *Transport of Carbon and Nutrients in Lakes and Estuaries. Part. 6*, pp. 13–22. SCOPE/UNEP Sonderband 74.
- Martos, P. et Piccolo, M. C. (1988). Hydrography of the Argentine continental shelf between 38 and 42S. *Cont. Shelf Res.*, 8(9), 1043–1056.
- Matear, R. J. (1995). Parameter optimization and analysis of ecosystem models using simulated annealing : A case study at station P. *J. Mar. Res.*, 53, 571–607.
- Mechoso, C. R. et Iribarren, G. P. (1992). Streamflow in southeastern South America and the Southern Oscillation. *J. Climate*, 5, 1535–1539.

- Mélin, F. (2003). *Potentiel de la télédétection pour l'analyse des propriétés optiques du système océan-atmosphère et application à l'estimation de la photosynthèse phytoplanctonique*. Ph.D. thesis, Université Toulouse III.
- Méndez, S., Gómez, M. et Ferrari, G. (1997). Planktonic studies of the Río de la Plata and its oceanic front. In Wells, P.G. et Daborn, G.R. (Eds.), *The Río de la Plata. An environmental overview. An EcoPlata Project Background Report*, chap. 2, p. 256. Dalhousie Univ, Halifax, Nova Scotia.
- Moeller Jr., O. O., Castaing, P., Salomon, J-C. et Lazure, P. (2001). The influence of local and non-local forcing effects on the subtidal circulation of Patos Lagoon. *Estuaries*, 24 (2), 297–311.
- Morel, A. et Prieur, L. (1977). Analysis of variations in ocean colour. *Limnol. Oceanogr.*, 22, 709–722.
- Morin, P., Le-Corre, P., Marty, Y. et L'Helguen, S. (1991). Evolution printanière des éléments nutritifs et du phytoplancton sur le plateau continental armoricain (Europe du Nord-Ouest). *Oceanol. Acta*, 14 (3), 263–279.
- Nagy, G. J. (2000). Dissolved inorganic NP budget for the Frontal Zone of the Río de la Plata system.. In Dupra, V., Smith, S. V., Marshall Crossland, J. I. et Crossland, C. J. (Eds.), *Estuarine systems of the South American Region : C,N,P fluxes.*, LOICZ Reports & Studies 15, pp. 40–43 Texel, The Netherlands.
- Nagy, G. J. et Blanco, A. C. (1987). Balance de silicatos disueltos del Río de la Plata. In *2do. Congr. Latinoam. de Ciencias del Mar*, Res., p. 132.
- Nagy, G. J., Gómez-Erache, M., López, C. H. et Perdomo, A. C. (2002). Distribution patterns of nutrients and symptoms of eutrophication in the Río de la Plata River estuary system. *Hydrobiologia*, 475/476, 125–139.
- Nagy, G. J., Martinez, C. M., Caffera, M. R., Pedrosa, G., Forbes, E. A., Perdomo, A. C. et López laborde, J. (1997). The hydrological and climatic setting of the Río de la Plata. In Wells, P.G. et Daborn, G.R. (Eds.), *The Río de la Plata. An environmental overview. An EcoPlata Project Background Report*, chap. 2, p. 256. Dalhousie Univ, Halifax, Nova Scotia.
- Natvik, L.-J., Eknes, M. et Evensen, G. (2001). A weak constraint inverse for a zero dimensional marine ecosystem model. *J. Mar. Syst.*, 28, 19–44.
- Natvik, L.-J. et Evensen, G. (2003). Assimilation of ocean colour data into a biochemical model of the North Atlantic Part 1. Data assimilation experiments. *J. Mar. Syst.*, 40-41, 127–153.
- Nedwell, D. B., Jickells, T. D., Trimmer, M. et Sanders, R. (1999). Nutrients in estuaries. *Adv. Ecol. Res.*, 29, 43–92.
- Nion, H. (1997). Fishes of the Río de la Plata and some aspects of their ecology. In Wells, P.G. et Daborn, G.R. (Eds.), *The Río de la Plata. An environmental overview. An EcoPlata Project Background Report*, chap. 6, p. 256. Dalhousie Univ, Halifax, Nova Scotia.
- Nixon, S. W. (1995). Coastal marine eutrophication : a definition, social causes, and future concerns. *Ophelia*, 41, 199–219.

- Okada, Y., Mukai, S. et Sano, I. (2003). Modified cloud flag for SeaWiFS data over turbid water regions. *Geophys. Res. Lett.*, *30*(4), 1193–1196.
- Olson, D. B., Hitchcock, G. L., Mariano, A. J., Ashjian, C. J., Peng, G., Nero, R. W. et Podesta, G. P. (1994). Life on the edge : marine life and fronts. *Oceanography*, *7*(2), 52–60.
- Olson, D. B., Podesta, G. P., Evans, R. H. et Brown, O. B. (1988). Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas Currents. *Deep-Sea Res.*, *35*(12), 1971–1990.
- O'Reilly, J. E., Maritorena, S., Mitchell, B. G., Siegel, D. A., Carder, K. L., Garver, S. A., Kahru, M. et McClain, C. (1998). Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *J. Geophys. Res.*, *103*(C11), 24,937–24,953.
- O'Reilly, J. E., Maritorena, S., Siegel, D. A., O'Brien, M. C., Toole, D. A., Mitchell, B. G., Kahru, M., Chavez, F. P., Strutton, P., Cota, G. F., Hooker, S. B., McClain, C. R., Carder, K. L., Müller-Karger, F., Harding, L., Magnusson, A., Phinney, D., Moore, G. F., Aiken, J., Arrigo, K. R., Letelier, R. et Culver, M. (2000). Ocean color chlorophyll a algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4 : version 4. Nasa tech. memo. 2000-206892 20, NASA Goddard Space Flight Center.
- Oschlies, A. et Garçon, V. (1999). An eddy-permitting coupled physical-biological model of the North Atlantic I. Sensitivity to advection numerics and mixed layer physics. *Global Biogeochem. Cycles*, *13*(1), 135–160.
- Ottmann, F. et Urien, C. M. (1966). Sur quelques problèmes sédimentologiques dans le Río de la Plata. *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn.*, *17*, 209–224.
- Paetsch, J. et Radach, G. (1997). Long-term simulation of the eutrophication of the North Sea : Temporal development of nutrients, chlorophyll and primary production in comparison to observations. *J. Sea Res.*, *38*(3-4), 275–310.
- Partheniades, E. (1962). *A study of erosion and deposition of cohesive soils in salt water*. Ph.D. thesis, University of California, Berkeley, 182pp.
- Peaceman, D. W. et Rachford, H. H. (1955). The numerical solution of parabolic and elliptic differential equations. *J. Soc. Ind. Applied Math.*, *3*(1), 28–41.
- Pecquerie, L., Huret, M., Petitgas, P. et Ménesguen, A. (2004). Use of coupled circulation and ecosystem NPZ models to characterise food conditions of anchovy in the Bay of Biscay. *ICES CM 2004/P :33*, 16 pp.
- Petihakis, G., Triantafyllou, G., Allen, J. L., Hoteit, I. et Dounas, C. (2002). Modelling the spatial and temporal variability of the Cretan Sea ecosystem. *J. Mar. Syst.*, *36*(3-4), 173–196.
- Piccolo, M. C. (1998). Oceanography of the western South Atlantic continental shelf from 33° to 55°S. In Robinson, Allan R. et Brink, Kenneth H. (Eds.), *The Sea. The global Ocean Studies. Regional studies and syntheses*, Vol. 11, chap. 9, pp. 253–270. John Wiley & Sons, New York, USA.
- Pimenta, F. M., Campos, E. J. D., Miller, J. L., Piola, A. R. et Camargo, R. (2002). The role of wind and river discharge on the northward extension of the Río de Plata plume. Oral Presentation. IAPSO Meeting.

- Pingree, R. D. et Le Cann, B. (1990). Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 70, 107–128.
- Pingree, R. D. et Le Cann, B. (1992). Three anticyclonic Slope Water Oceanic eDDIES (SWODDIES) in the southern Bay of Biscay in 1990. *Deep-Sea Res.*, 39(7/8), 1147–1175.
- Pingree, R.D. et Le Cann, B. (1989). Celtic and Armorican slope and residual currents. *Prog. Oceanogr.*, 23, 303–338.
- Piola, A. R., Campos, E. J. D., Moeller Jr., O. O., Charo, M. et Martinez, C. (2000). Subtropical Shelf Front off eastern South America. *J. Geophys. Res.*, 105(C3), 6565–6578.
- Platt, T. et Sathyendranath, S. (1988). Oceanic primary production : estimation by remote sensing at local and regional scales. *Science*, 241, 1613–1620.
- Prieur, L. et Sathyendranath, S. (1981). An optical classification of coastal and oceanic waters based in the specific spectral absorption curves of phytoplankton pigments, dissolved organic matter and other particulate materials. *Limnol. Oceanogr.*, 26, 671–689.
- Provost, C., Garçon, V. et Falcon, L. M. (1996). Hydrographie conditions in the surface layers over the slope-open ocean transition area near the Brazil-Malvinas Confluence during austral summer 1990. *Cont. Shelf Res.*, 16(2), 215–235.
- Provost, C., Garcia, O. et Garçon, V. (1992). Analysis of satellite Sea Surface Temperature time series in the Brazil-Malvinas current Confluence region : Dominance of the annual and semiannual periods. *J. Geophys. Res.*, 97(C11), 17,881–17,858.
- Prunet, P., Minster, J. F., Ruiz-Pino, D. et Dadou, I. (1996). Assimilation of surface data in a one-dimensional physical-biogeochemical model of the surface ocean 1. Method and preliminary results. *Global Biogeochem. Cycles*, 10(1), 111–138.
- Puillat, I., Lazure, P., Jegou, A. M., Lampert, L. et Miller, P. I. (2004). Hydrographical variability on the French continental shelf in the Bay of Biscay, during the 1990's. *Cont. Shelf Res.*, 24, 1143–1163.
- Redfield, A. C., Ketchum, B. H. et Richards, F. A. (1963). The influence of organisms on the composition of sea water. In Hill, M. N. (Ed.), *The Sea*, Vol. 2, pp. 26–77. Wiley Interscience, New-York.
- Reynaud, T., Legrand, P., Mercier, H. et Barnier, B. (1998). A new analysis of hydrographic data in the Atlantic and its application to an inverse modelling study. *Int. WOCE Newsletter*, 32, 29–31.
- Riley, G. A. (1957). Phytoplankton of the North Central Sargasso Sea, 1950-52. *Limnology and Oceanography*, 2(3), 252–270.
- Ropelewski, C. F. et Halpert, M. S. (1987). Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño / Southern Oscillation. *Month. Weath. Rew.*, 115, 1606–1626.
- Sabine, C. L., Feely, R. A., Gruber, N., Key, R. M., Lee, K., Ballister, J., Wanninkhof, R., Wong, C. S., Wallace, D. W. R., Tilbrook, B., Millero, F. J., Peng, T-H.,

- Kozyr, A., Ono, T. et Rios, A. F. (2004). The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science*, *305*, 367–371.
- Sathyendranath, S., Bukata, R. P., Arnone, R., Dowell, M. D., Davis, C. O., Babin, M., Berthon, J. F., Kopelevich, O. V. et Campbell, J. W. (2000). Colour of Case 2 waters. In *Remote sensing of ocean colour in coastal, and other optically complex waters*, Vol. 3, pp. 23–46. IOCCG.
- Sathyendranath, S. et Platt, T. (1997). Analytic model of ocean colour. *Appl. Opt.*, *36*, 2620–2629.
- Savina, M. (2004). *Modélisation écologique des populations de palourdes roses (Paphia rhomboïdes) et d'amandes de mer (Glycymeris glycymeris) en Manche*. Ph.D. thesis, Université d'Aix-Marseille II
- Schartau, M. et Oschlies, A. (2003). Simultaneous data-based optimization of a 1D-ecosystem model at three locations in the North Atlantic : Part 1-Method and parameter estimates. *J. Mar. Res.*, *61*, 765–793.
- Schartau, M., Oschlies, A. et Willebrand, J. (2001). Parameter estimates of a zero-dimensional ecosystem model applying the adjoint method. *Deep-Sea Res. II*, *48*, 1769–1800.
- Schoenauer, M. et Michalewicz, Z. (1997). Evolutionary Computation. *Control and Cybernetics*, *26*(3), 307–338.
- Schwefel, H-P. (1995). *Evolution and Optimum Seeking*. Sixth-Generation Computer Technology Series. John Wiley & Sons, New York.
- Seitzinger, S. P. et Sanders, R. W. (1997). Contribution of dissolved organic nitrogen from rivers to estuarine eutrophication. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, *159*, 1–12.
- Sepúlveda, H. H., Valle-Levinson, A. et Framiñan, M. B. (2004). Observations of subtidal and tidal flow in the Río de la Plata estuary. *Cont. Shelf Res.*, *24*, 509–525.
- Shiklomanov, I. A. (1998). *A summary of the Monograph World Water Resources. A new appraisal and assessment for the 21st Century*. UNEP, Society and Cultural Organization.
- Siegel, D.A., Thomas, A.C. et Marra, J. (2004a). Views of ocean processes from the Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor mission : introduction to the first special issue. *Deep-Sea Res. II*, *51*(1-3), 1–3.
- Siegel, D.A., Thomas, A.C. et Marra, J. (2004b). Views of ocean processes from the Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor mission : introduction to the second special issue. *Deep-Sea Res. II*, *51*(10-11), 911–912.
- Siegenthaler, U. et Sarmiento, J. L. (1993). Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, *365*, 119–125.
- Simionato, C., Nuñez, M. N. et Engel, M. (2001). The Salinity Front of the Rio de la Plata - a numerical case study for winter and summer conditions. *Geophys. Res. Lett.*, *28*(13), 2641–2644.
- Skogen, M. D., Svendsen, E., Berntsen, J., Aksnes, D. et Ulvestad, K. (1995). Modeling the primary production in the North Sea using a coupled three-dimensional physical-chemical-biological ocean model. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, *41*, 545–565.

- Smith, S. V. (1997). NP budget for the Río de la Plata Estuary, Argentina/Uruguay. LOICZ-Biogeochemical Modelling Sites, LOICZ. <http://data.ecology.su.se/mnode/>.
- Smith, S. V. et Hollibaugh, J. T. (1993). Coastal metabolism and the oceanic carbon cycle. *Rev. Geophys.*, 31, 75–89.
- Smith Jr., W. O. et Demaster, D. J. (1996). Phytoplankton biomass and productivity in the Amazon river plume : correlation with seasonal river discharge. *Cont. Shelf. Res.*, 16(3), 291–319.
- Spitz, Y. H., Moisan, J. R. et Abbot, M. R. (2001). Configuring an ecosystem model using data from the Bermuda Atlantic Time Series (BATS). *Deep-Sea Res. II*, 48, 1733–1768.
- Spitz, Y. H., Moisan, J. R., Abbot, M. R. et Richman, J. G. (1998). Data assimilation and a pelagic ecosystem model : parameterization using time series observations. *J. Mar. Syst.*, 16, 51–68.
- Steele, J. H. (1962). Environmental control of photosynthesis in the sea. *Limnol. Oceanogr.*, 7(2), 137–150.
- Sturm, B. et Zibordi, G. (2002). SeaWiFS atmospheric correction by an approximate model and vicarious calibration. *Int. J. Remote Sens.*, 23(3), 489–501.
- Triantafyllou, G., Hoteit, I. et Petihakis, G. (2003). A singular evolutive interpolated Kalman filter for efficient data assimilation in a 3-D complex physical-biogeochemical model of the Cretan Sea. *J. Mar. Syst.*, 40-41, 213–231.
- Vallino, J. J. (2000). Improving marine ecosystem models : use of data assimilation and mesocosm experiments. *J. Mar. Res.*, 58, 117–164.
- Van Aken, H. (2001). The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean. Part III : the subducted thermocline water mass.. *Deep-Sea Res. I*, 48, 237–267.
- Vanhoutte-Brunier, A., Lyons, S., Fernand, L., Cugier, P., Dumas, F., Ménesguen, A. et Gohin, F. (2004). Modelling harmful algal events in the western English Channel applied to the *Karenia mikimotoi* that occurred in summer 2003. Poster presentation, Challenger Conference for Marine Science, Liverpool, September 2004.
- Walsh, J. J. (1991). Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. *Nature*, 350, 53–55.
- Wang, M. et Gordon, H. R. (1994). A simple, moderately accurate, atmospheric correction algorithm for SeaWiFS. *Remote Sens. Environ.*, 50, 231–239.
- Willson, H. R. et Rees, N. W. (2000). Classification of mesoscale features in the Brazil-Falkland Current confluence zone. *Prog. Oceanogr.*, 45, 415–426.

ANNEXES

Annexe A

Article 1

Huret M., Dadou I., Dumas F., Lazure P. et Garçon V. (2005). Coupling physical and biogeochemical processes in the Río de la Plata plume. *Continental Shelf Research*, 25, 629-653.

Coupling physical and biogeochemical processes in the Río de la Plata plume

Martin Huret^a, Isabelle Dadon^a, Franck Dumas^b,
Pascal Lazure^b, Véronique Garçon^a

^aLEGOS/CNRS, 18, Avenue Edouard Belin 31401 Toulouse Cedex 9, France

^bIFREMER Centre de Brest, BP 70 29280 Plouzané, France

Abstract

A coupled three-dimensional physical-biogeochemical model was developed in order to simulate the ecological functioning of the Río de la Plata estuary and plume. The biogeochemical model reproduces the nitrogen cycle between five compartments : Dissolved Inorganic Nitrogen, Phytoplankton, Zooplankton, Detritus and Dissolved Organic Nitrogen. The coupling is tested in seasonal climatological configurations and for the particular year 1999. The circulation is forced with Paraná and Uruguay rivers discharges, NCEP wind and tide. The biogeochemical model includes loads of inorganic and organic nitrogen from both rivers. The model reproduces the correct tidal amplitudes in the estuary, as well as the most outstanding features of the observed horizontal and vertical structures of the salinity plume. Simulated surface chlorophyll *a* concentrations exhibit maximum values all year long seaward of the turbidity front, between the 0.5 and 15 isohalines, in agreement with SeaWiFS images of the area. The model simulates well the low primary production in the light-limited highly turbid tidal river (20 gC/m²/yr), the high production area in the frontal zone where it can reach 500 gC/m²/yr, and the nutrient-limited production in the outer estuary and inner shelf (300 gC/m²/yr), with realistic values in each case. According to the 1999 model simulation, the tidal river is the location of organic nitrogen remineralization with a consequent increase of the inorganic pool. At the entrance of the frontal zone, inorganic nitrogen represents about 75% of the whole nitrogen pool, it is reduced to 50% at its sea end-member. The outer estuary has the same sink role for inorganic nitrogen, suggesting that organic nitrogen is the major form exported to the shelf.

Keywords : Physical-biogeochemical modelling, River plumes, Chlorophyll, Primary production, SeaWiFS, Río de la Plata

1. Introduction

The Río de la Plata estuary, located along the South East coast of South America, between Argentina and Uruguay, drains the second largest basin of the South American continent. The Paraná and Uruguay rivers are the main tributaries with more than 97% (Nagy et al., 1997) of the 22 000 m³/s long-term mean runoff (the sixth largest in the world, Shiklomanov, 1998). Both capitals Buenos Aires and Montevideo lie on either shore of the estuary. This is also a valuable system for fisheries, with its outer part being the spawning and nursery area of many fish species (Nion, 1997). The Río de la Plata system is highly sensitive to changes in nutrient loading and freshwater input, which may modify the ecosystem structure by the development of harmful algal blooms and consequent eutrophication (Nagy et al., 2002). Both Paraná and Uruguay rivers are sensitive to ENSO-induced variability in flow (Depetris et Kempe, 1990; Mechoso et Iribarren, 1992), which results from coherent ENSO-related precipitation over South-eastern South America (Ropelewski et Halpert, 1987). Over the 1983-1992 period, a noticeably increased trend in the mean river discharge, which has reached 25 000 m³/s, has been associated to stronger ENSO events (Nagy et al., 1997).

The Río de la Plata system, as many coastal zones, is specially vulnerable to climate change. Developing adaptation and mitigation strategies to cope with such changes requires modelling as a predictive tool for the system evolution. Within the IGBP/LOICZ (Land-Ocean Interaction in the Coastal Zone) core project, two budget models have been adapted to the outer estuary (Smith, 1997) and to the frontal region of the Río de la Plata (Nagy, 2000). Such box models provide robust estimates of the variable fluxes (N and P in their case) at steady-state across boundaries, from mean *in situ* values of these variables. However they do not allow to study the variability of these fluxes, neither to comprehensively understand the internal coupling between physical and biogeochemical processes of the system.

Here we made a step forward by developing a system model of the area, referring to the LOICZ classification (Gordon et al., 1996). Constant increases in computer power has led to the development of fully 3-D coupled physical-biological models at the shelf, coastal, and estuarine scale (see James (2002) for a review of coastal model applications and present capabilities). Such models are particularly necessary when modelling systems with strong vertical structures such as the Río de la Plata. A three dimensional modelling work of the Río de la Plata has already been implemented to study the plume dispersion in climatological situations (Simionato et al., 2001). In the present paper we coupled a biogeochemical model to an hydrodynamical model of the estuary and shelf. We used the MARS-3D circulation model developed by Lazure et Salomon (1991) to investigate coastal hydrodynamics, with an application to the Loire and Vilaine estuaries in France. Further applications of this model have been performed, one to simulate the dynamics of river plumes in the Bay of Biscay (Lazure et Jegou, 1998), and another to investigate the forcing effects on the subtidal circulation of Patos Lagoon, Brazil (Moeller Jr. et al., 2001).

Many ecosystem models, with different levels of functional complexity have been coupled to 3-D box or fine-grid physical models over coastal areas. They often include phytoplanktonic functional groups and multiple limiting nutrients, such as the NORWECOM model with seven prognostic variables which was used to estimate the impact of the nutrient reduction in the North Sea (Skogen et al., 1995). Models of increasing complexity were used in the investigation of eutrophication process in the Bay of Seine (Guillaud et al., 2000) or in the Chesapeake Bay (Cerco et Cole, 1993). ERSEM (Baretta et al., 1995) is one of the most complete of the actual ecosystem models, with coupling to a benthic submodel ; it has been implemented for different applications in european regional seas (Allen, 1997; Paetsch et Radach, 1997; Lenhart et al., 1997; Petihakis et al., 2002). This increasing complexity has however a major drawback, which is a dramatic increase in the number of degrees of freedom combined with the lack of data for a complete validation of the different variables. For that reason and because this is one of the first attempts to model the biological activity of the Río de la Plata, we chose to keep the model structure as simple as possible, i.e. representing only the major biogeochemical pelagic variables that can be validated by available data. Consequently major biogeochemical characteristics can be evaluated for the plume, along with an estimation of nitrogen export from the estuary to the shelf, and in future work from the shelf to the open ocean. This has also the advantage to provide a fast-running model that can be tested in different configurations.

Nitrogen is generally regarded as the limiting nutrient for primary production in the oceans. In estuaries and coastal areas, N and P supplies have been considerably increased by human activity, modifying the N:P:Si ratio of seawater (Jickells, 1998). However, in most coastal areas, nitrogen seems to remain the major depleted nutrient, as it is the case for the Río de la Plata (Nagy et al., 1997). We thus adopted the simple nitrogen-based N(Dissolved inorganic Nitrogen) - P(Phytoplankton) - Z(Zooplankton) - D(Detritus) model used by Oschlies et Garçon (1999) in the North Atlantic ocean, to which we added a DON (Dissolved Organic Nitrogen) compartment. DON supply by rivers to coastal areas is significant, and the subsequent DON pool is of great contribution to biological activity in estuaries and adjacent coastal waters (Seitzinger et Sanders, 1997; Nedwell et al., 1999).

The paper is structured as follows. Section 2 provides a brief description of the environmental settings of the Río de la Plata. After describing the coupled physical and biogeochemical model in section 3, analysis results from both a climatological simulation and a realistic year (1999) simulation are presented in sections 4 and 5. Interests of the model in providing fluxes between biogeochemical compartments in the different parts of the Río de la Plata are highlighted, together with the key role of the highly sensitive and biologically important frontal zone of the estuary in both sections 5 and 6.

2. The Río de la Plata environment

The physical oceanography and the sediment transport processes of the Río de la Plata estuary and plume are well understood and documented, through many *in situ* studies leading to long period analysis (Guerrero et al., 1997; López Laborde et Nagy, 1999; Framiñan et al., 1999), and from remote-sensing which allows a more synoptic view of the whole estuary (Gagliardini et al., 1984; Framiñan et Brown, 1996).

This 320 km long funnel-shaped estuary can be divided in two distinct morphological areas (Fig.A.1) : the shallow highly turbid tidal river, and the 230 km wide outer estuary open to the shelf. They are separated by a turbidity front, closely related to the salinity one, that has been studied in details with the satellite sensor NOAA-AVHRR by Framiñan et Brown (1996). This front mean location coincides with the 5 m isobath at the southern coast and follows the Barra del Indio geometry across the river (see Fig.A.2). However its extent and location are highly variable depending on the river discharge and wind forcing. Suspended matter behavior in the outer estuary is quite different between the Uruguayan coast, where intense discharge flows out and disperses the matter, and the shallow tidal mixed Samborombón Bay where the matter remains trapped (López Laborde et Nagy, 1999).

Upstream of the turbidity front, within the tidal river, primary production is likely to be strongly light limited (Acha et al., 2004). The small euphotic to mixing depth ratio should not allow a positive net primary productivity (Cloern, 1987). The region of low salinity in temperate estuaries is often the location of a Maximum Turbidity Zone where active physico-chemical processes such as flocculation occur (Herman et Heip, 1999). This zone was already noticed in the Río de la Plata by Ottmann et Urien (1966). Downstream of this maximum, the concentrations of dissolved inorganic nutrients generally decrease rapidly as phytoplankton biomass increases along the salinity gradient (Malone et al., 1988; Jickells, 1998; Nedwell et al., 1999). Such a phytoplankton biomass distribution related to turbidity has been described for other major river plumes like the Mississippi (Lohrenz et al., 1990) or the Amazon (Smith Jr. et Demaster, 1996). In our estuarine system, the drawdown process of inorganic nitrogen occurs in the 3-18 salinity range (Nagy et Blanco, 1987; Blanco, 1989).

On the inner shelf, the strong salinity plume of the Río de la Plata plays a major role in the dynamics, modifying the vertical structure of water masses (Piccolo, 1998; Piola et al., 2000). The influence of the plume has even been noticed along the Brazilian coast as far as 23°S (Campos et al., 1999). However, many questions remain, on its real hydrodynamical and biogeochemical impact over the shelf and finally on exported matter to the open ocean.

3. Description of the coupled three-dimensional model

3.1. The physical model

The MARS three dimensional free-surface model uses a finite difference scheme to solve the entire set of primitive equations. This allows calculation of currents, temperature, salinity and dispersion of suspended and dissolved elements. The numerical integration method is of Alternating-Direction Implicit (ADI) type (Peaceman et Rachford, 1955). The equations are solved using a split external-internal mode (Blumberg et Mellor, 1987), which means running together a 2D model for the surface elevation and barotropic currents, and a 3D model for baroclinic currents. Vertical fluxes are calculated implicitly. Vertical eddy viscosity and diffusivity are calculated by the resolution of the turbulent kinetic energy equation, with an algebraic formula for the mixing length. Turbulent horizontal diffusion coefficients are set constant and as weak as possible ($20 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) just to ensure numerical stability. The adaptive time step is around 1000 s. The model is in spherical coordinates, giving an approximate horizontal resolution of 7 km at mid-latitudes. The sigma coordinates system we chose allows to work with a constant number of points in the water column, despite the heterogeneous bathymetry and the free surface ability of the model. There are 15 levels on the vertical, with thinner thicknesses for bottom and surface than for mid-layers.

The simulated domain extends from 30°S to 41°S , and from 48°W to 63°W (Fig.A.1), including the continental margin and a part of the Argentinean Basin with a maximum depth of 5500 m. The bathymetry has been built from *in situ* data (Woodworth, pers. com.), combined with ETOPO5 in areas where *in situ* data were not sufficient. This bathymetry (Fig.A.2) gives very realistic features in the Río de la Plata as compared with the bathymetry given by Cavallotto (1987). Main channels are present : the Northern and Intermedio Channels in the tidal river, and the Oriental and Maritime ones in the outer estuary, with the English Bank separating them. The Barra del Indio separates the tidal river from the outer estuary, and the Samborombón Bay is a shallow area in the southern part of the outer estuary.

3.1.1. Forcing and boundary conditions

In a recent review on the western South Atlantic continental shelf hydrography, Piccolo (1998) showed that even if the general circulation and water masses of the region were known, the real influence of the confluence of the Brazil and Malvinas currents, of the wind, and of the Río de la Plata on the shelf circulation remains to be determined. The latter is however the main driver of the dynamics of the inner shelf offshore the northern Buenos Aires Province. Even if there is evidence of interaction in the Confluence zone,

of the shelf front and the main currents with the shelf waters, we chose in this study to force the circulation only with tide, river run-off, and wind. No large scale circulation is then taken into account as boundary current conditions.

3.1.2. Tides

The open boundary surface elevation conditions are produced by a larger barotropic 2D model extending from 25°S to 50°S and from 46°W to 70°W. Its resolution is about 14.5 km in latitude and 11 km in longitude. It is forced by the 8 principal tidal components from the FES99 model (Finite Element Solution) (Lefèvre et al., 2002) at its boundaries and by wind at the air-sea interface. The amplitude of M2, which explains 80% of the total spectral energy, is plotted on Fig.A.3a. Compared to the tidal chart of the same component (see Fig.8.2 in Framiñan et al., 1999), modeled amplitudes are slightly higher in our case in the outer estuary, whereas they are lower in the tidal river. The general southward increase in the estuary is well reproduced. Furthermore, the amplitude of 60 cm in the Samborombón Bay, where it reaches its maximum, is close to the modeled amplitude of 65 cm given by Simionato et al. (2001). The nearly complete wavelength present within the estuary at all times is also well reproduced in our model, with co-phase lines perpendicular to the estuary axis (Fig.A.3b). Given these low tidal amplitudes, main water level fluctuations are produced by weather patterns in the Río de la Plata. The extended 2D model is independently run to provide the nested 3D model with consistent boundary conditions.

3.1.3. Rivers

Freshwater inputs to the Río de la Plata are supplied by the Paraná and Uruguay rivers. The monthly discharge data were provided by the Subsecretaria de Recursos Hídricos of Argentina (<http://www.obraspublicas.gov.ar/hidricos/>). The Túnel Station (31°41'50"S, 60°30'40"W) is used for the Paraná discharges, and Paso de los Libres Station (29°43'S, 57°04'W) for the Uruguay discharges. The latter station is located upstream of a major reservoir lake (Salto Grande), for which the residence time of water inside is a few days. It is difficult to evaluate the net biogeochemical/hydrological effect of this reservoir on the biogeochemistry of the river.

3.1.4. Surface fluxes

Wind is computed from NCEP model reanalysis wind stress, interpolated on our model grid. Rainfall, evaporation and groundwater freshwater fluxes can be ignored in this very large river-dominated system. Surface heat fluxes are not considered here. Vertical stratification generated by salinity differences can be strong, but the temperature in the

Río de la Plata estuary remains almost vertically homogeneous during the winter and summer seasons (Framiñan et al., 1999). On the continental shelf, typical development and breakdown of the thermocline play an important role in setting the primary production (Carreto et al., 1995). However, as our study focuses mainly on the Río de la Plata plume, the temperature field is fixed homogeneously constant to 15°C, the approximate mean annual temperature of the estuary. The temperature of the river input is set identical to the estuary temperature field.

3.2. The biogeochemical model

Coupling a biogeochemical model to a 3D hydrodynamical model means considering the evolution of a tracer concentration C_i , determined by the advective-diffusive equation of the physical model plus a source-minus-sink (sms) term of exchange between different tracers, which reads with σ coordinates :

$$\frac{\partial HC_i}{\partial t} = - \frac{\partial H(uC - \mathcal{K}x \frac{\partial C_i}{\partial x})}{\partial x} - \frac{\partial H(vC - \mathcal{K}y \frac{\partial C_i}{\partial y})}{\partial y} - \frac{\partial (wHC_i - \frac{\mathcal{K}z}{H} \frac{\partial C_i}{\partial \sigma})}{\partial \sigma} + sms(C_i) \quad (\text{A.1})$$

with H the depth of the grid box. The terms on the right-hand side are the three-dimensional advection of the tracer by the velocity field, the horizontal diffusion in both directions with coefficients $\mathcal{K}x$ and $\mathcal{K}y$, the vertical mixing with turbulent diffusion coefficient $\mathcal{K}z$, and the source-minus-sink term. The formulation of the latter for each of the biological tracers of our model, with the parameter values (Table A.1), is given by :

$$sms(N) = \rho DON + (1 - f_2)\gamma Z - J(z, t, N)P \quad (\text{A.2})$$

$$sms(P) = (1 - \varepsilon)J(z, t, N)P - G(P)Z - \mu_p P \quad (\text{A.3})$$

$$sms(Z) = f_1 G(P)Z - \gamma Z - \mu_z Z^2 \quad (\text{A.4})$$

$$sms(D) = (1 - f_1)G(P)Z + \mu_p P + \mu_z Z^2 - \mu_d D - w_s \frac{\partial D}{\partial z} \quad (\text{A.5})$$

$$sms(DON) = \varepsilon J(z, t, N)P + f_2 \gamma Z + \mu_d D - \rho DON \quad (\text{A.6})$$

The phytoplankton growth J uses the minimum of light and nutrient limitation, defined as

$$J(z, t, N) = \min(J(z, t), J_{\max} \frac{N}{k_N + N}) \quad (\text{A.7})$$

in which $J(z, t)$ is the purely light limited growth rate, and $J_{\max} = ab^{cT}$ is the light saturated growth rate.

The light availability for photosynthesis at depth z is defined by

$$I(z, t) = PAR \times I_0(t) \exp^{-(K_w z + \int_0^z (K_c P(z) + K_{spm} SPM(z)) dz)} \quad (\text{A.8})$$

where PAR stands for a constant which converts incident surface irradiation I_0 to photosynthetically active radiation, and SPM is the concentration of the non-organic part of the suspended particulate matter. Then, $J(z, t)$ is calculated following Evans et Parslow (1985) :

$$J(z, t) = \frac{J_{\max} \alpha I(z, t)}{\sqrt{[J_{\max}^2 + (\alpha I(z, t))^2]}} \quad (\text{A.9})$$

In the case of our climatological simulations (see Part 3.3), where we use climatological shortwave radiations, the calculation of $J(z, t)$ is done following Oschlies and Garçon [1999], meaning that J is averaged in time over one day and in the vertical over one grid box. When the diurnal cycle is included in the forcing, (see Part 3.4), J is only averaged vertically. In both cases, the integration to calculate J is solved analytically as described by Evans et Parslow (1985).

As we have no information on SPM concentrations measured in the field for our simulation period, SPM is calculated as an inverse exponential function of salinity, as plotted from *in situ* data by Nagy et Blanco (1987). A maximum value (for the tidal river freshwater) of 150 mg/l was chosen, even if values up to 300 mg/l may be found in this part of the estuary (López Laborde et Nagy, 1999). This simulates a highly turbid area in the tidal river, with a marked turbidity front in the salinity range 0.5-5. This simple formulation gives a mean turbidity situation in agreement with what is commonly observed (Framiñan et Brown, 1996; Framiñan et al., 1999), but does not allow to reproduce local or non-linear physical phenomena leading to sediment erosion or deposition. A further step in such a modelling work would be to constrain turbidity by data on particulate matter supply to the estuary, and by coupling with a sedimentological model.

The phytoplankton capture rate is given by the following Holling type III function :

$$G(P) = \frac{gpP^2}{g + pP^2} \quad (\text{A.10})$$

with g and p defined in table A.1.

As deposition and resuspension of sediments are not modeled here, we state that $w_s \frac{\partial D}{\partial z}$ is set to zero in the bottom layer. This means that all detritus are hydrolyzed and then remineralized, without organic matter lost to the sediments.

The advection-diffusion of biological tracers, as well as the sms terms, are calculated with the same time step as the physical model. The boundary conditions for tracers concentrations when the current is oriented inside of the model area is forced with the value directly inside of the realm. This approximation does not affect results since the distance of the Río de la Plata to the boundaries of the model area is large enough.

3.3. Climatological simulations

As a first step toward validation of the coupled model, we tested the effect of simple climatological forcing and configurations presented in Table A.2. In addition to two typical seasonal experiments, we tested the effect of a strong discharge (40 000 m³/s), mimicking a flood event connected to ENSO (see the high discharges of fall 1998 on Fig.A.4). In all three numerical experiments, we use wind, river discharge and tides. The initial salinity field is set to 35. The climatological stationary wind is computed from NCEP wind stress of the 1990-2000 period (Fig.A.5). Austral summer is defined as January-February, austral winter as July-August, following Simionato et al. (2001). Wind stress fields are very similar to those of Simionato et al. (2001), despite the fact we used a longer climatology (1990-2000) than they did (1991-1995). Summer is characterized by predominance of westward winds (Fig.A.5b). In winter, mean wind stresses are weak over the Río de la Plata (Fig.A.5a), even if strongest winds may occur during this season. In the outer part of the estuary, winds are northeastward, as confirmed by meteorological data (Framiñan et al., 1999). Net shortwave radiation is also from the NCEP climatology over the same period, but the mean value covering the Río de la Plata estuary is used as a typical value for the whole domain. Winter and summer mean discharge values, calculated from the mean monthly discharges, do not show a marked difference (Table A.2). As explained by Nagy et al. (1997), there is no clear seasonal cycle for the Río de la Plata discharge, even if both the Paraná and the Uruguay have their own seasonal cycle. The values we use are close to the mean long trend annual average value of 22 000 m³/s (Framiñan et al., 1999).

The first attempt was to test the hydrodynamical settings on the biological response. Consequently, biogeochemical configurations are identical for both seasons. Only few data are available on the Paraná and Uruguay rivers geochemistry. Depetris et Kempe (1993) reported for the Paraná river, between March 1981 and May 1982 (Pre-ENSO period), discharge-weighted means of 0.3 mg/l for the Particulate Organic Nitrogen (PON), and 6.1 mg/l for the Dissolved Organic Carbon (DOC). Mañosa et Depetris (1993) reported for the Uruguay river between December 1985 and June 1986, discharge weighted means of 0.09 mg/l for PON and 3.4 mg/l for DOC. C:N ratio is not available on DOC, a mean value of 10 was considered to estimate the DON concentrations (Probst, pers. com.). Weighting by the Paraná and Uruguay rivers' discharges, we have a value of 0.25 mg/l for PON, and 0.63 mg/l for DON. Nitrate and DOC concentrations were also measured during different months over the 1993-2001 period (Probst, pers. com.). Mean values of 13.5 mmolN/m³ for nitrate in the Paraná and 28.5 mmolN/m³ in the

Uruguay river are obtained. Mean values of DOC were 4.15 mg/l for the Paraná, and 7.8 mg/l for the Uruguay. This gives a value of 17.3 mmolN/m³ (0.25 mg/l) for NO₃⁻, and 0.58 mg/l for DON, which is really close to the DON value above. The selected values are summarized in Table A.2. We assume here that nitrate is the only constituent of the dissolved inorganic nitrogen (DIN). However, another source of dissolved inorganic nitrogen for the Río de la Plata estuary is the ammonium sewage from the cities of Montevideo and Buenos Aires. Nitrogen atmospheric deposition to the ocean is also ignored here, even if it can be an important input to coastal areas (Jickells, 2002).

Initial biological field conditions are identical between the different experiments (Table A.2). Open ocean and shelf tracers fields are very different, between the northern and southern parts of the realm area, with regard to the location of the confluence between the Brazil and Malvinas currents. However, as we do not model the general circulation, no difference is represented in our initial conditions, and typical values of the offshore waters of the Río de la Plata are used (Table A.2). Focusing on the plume, this should have little effect, considering the predominant role of the river on the physical and biological activity in that area. Phytoplankton and zooplankton initial conditions are modeled as an inverse exponential function of depth, DIN as a linear function of depth. DON and PON were set to a small value of 10⁻⁴ mmolN/m³.

3.4. One year simulation

To evaluate the seasonal variability of the biological activity in the Río de la Plata estuary and plume, we carried out an experiment where the model is integrated over a one year period. The year 1999 was particularly adapted for that, despite its characteristics due to La Niña conditions. Indeed, ecological conditions were already described by Nagy et al. (2002) for two months of this year from *in situ* data. In addition, many cloud-free SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) images are available, allowing us to validate surface chlorophyll *a* concentrations from the model.

NCEP 6 hours wind stress and net shortwave radiations are used. Thus, the light limitation growth rate is interpolated over each grid box, and is constant during the 6 hours averaged shortwave values. Daily river discharges are not available, they are thus interpolated from the mean monthly discharges. These freshwater inputs are presented on Fig.A.4 for the period 1998-1999. As noticed before in the climatological settings, no clear seasonal cycle stands out during this period. The "El Niño" year 1998, which is used as a one year spin-up, shows very high discharges for both rivers, with more than 40 000 m³/s during fall. Annual cycles of DON and DIN rivers supply were built from the pluri-annual sampling from J.L. Probst (pers. com., see 3.3), for both rivers. PON concentrations are 0.3 mg/l for the Paraná (Depetris et Kempe, 1993) and 0.09 mg/l for the Uruguay (Mañosa et Depetris, 1993). Depetris et Kempe (1993) showed a strong difference between ENSO and pre-ENSO concentrations in organic particulate matter.

A value of 0.13 mgN/l was measured during ENSO conditions. We therefore adjusted the PON concentration to 0.13 mgN/l for the model year 1998.

The model is run after a one year spin-up with the NCEP realistic forcing of the year 1998, and with initial physical and biological field conditions deduced from the climatological simulations.

4. Results on climatological simulations

4.1. Salinity distribution in the winter and summer regimes

Results are presented after a 5 months integration period. At this stage, the salinity front is established around the limit of the tidal river, and the ecosystem model is in a balanced state.

The two first experiments are characterized by distinct wind forcing for the physics, and distinct shortwave radiation for the biology (Table A.2). Main features for surface salinity (Fig.A.6a,b) are similar to the results found by Simionato et al. (2001) (see Fig.4e and 4f in their paper). In winter (Fig.A.6a), the preponderant winds are westerlies, but with a quite low intensity over the estuary area. As suggested by Simionato et al. (2001), the northward orientation of the plume during this season is mainly explained by the Coriolis effect on the Río de la Plata discharge. The isohalines are more constrained in the interior of the estuary in its southern part as compared to Fig.4f of Simionato et al. (2001). In summer (Fig.A.6b), driven by preponderant easterly winds, the low salinity plume is constrained inside of the estuary in its northern part, whereas it expends southward on its southern part driven by the Ekman transport.

The surface and bottom salinity (latter not shown) distributions have been compared to data derived isohalines (Framiñan et al., 1999)(see Fig.8.7 in their paper). Even if these data gather two different seasons (fall/winter and spring/summer) which do not correspond exactly to our simulations, it is interesting to notice that data give the same southward expansion for the summer case, and a northeastward expansion for the winter case. However, our isohalines higher than 30 are inside the estuary on the north for the summer case (Fig.A.6a), and inside on the south for the winter case (Fig.A.6b). These differences with observed salinities can be attributed to the intra-seasonal variability or residual low salinity waters from a previous location of the plume, two effects obviously not included in our climatological simulations. Another possible discrepancy source is additional freshwater supply, also not considered here, particularly from Patos Lagoon, that could explain the observed southward extension of the 33 isohaline offshore the Uruguayan coast (Fig.8.7.b in Framiñan et al., 1999), as suggested by Guerrero et al. (1997).

Looking at the 5 and 10 isohalines, the model shows an offshore extension, particularly for the surface 10 in the Maritime Channel in summer, corresponding to a strong haline stratification in both seasons (see Fig.A.6e,f) due to the Río de la Plata discharge. In our climatological simulations, constant winds without strong episodic meteorological events participate in this stratification. In winter, the stratification occurs in the Maritime Channel as in the Oriental Channel (Fig.A.6c,e). An example of winter sections is given in Guerrero et al. (1997) (Fig.8 in their paper), that confirms this general stratification and depth of isohalines during this season with a further offshore extension of the estuarine waters along the northern section. In summer, the stratification occurs only in the southern outer estuary (Fig.A.6f), whereas isohalines are almost vertical in the Oriental Channel. The closest section in time available in Guerrero et al. (1997) for this period is from November (see their Fig.9), and their northern section also shows vertical isohalines in the Oriental Channel. The 0.5 isohaline shows a large intrusion in the northern inner part of the estuary in the summer case (Fig.A.6b). This reveals the preference for the flow to go through the Intermedio Channel rather than through the Northern Channel and then the Oriental Channel, in such a wind configuration enhancing the Ekman transport to the south.

4.2. Chlorophyll distribution in the winter and summer regimes

Chlorophyll *a* concentration is chosen here as a proxy of biological activity in both seasons. The chlorophyll *a* concentration is diagnosed from the phytoplankton concentration by assuming a constant C:Chl-*a* ratio (50 mgC per mgChl-*a*), and a Redfield ratio C:N of 106:16. Nitrogen supplied by both rivers into the Río de la Plata remains available in the whole estuary, and consequently is not a limiting factor for primary production. Thus the only limitation factor is light availability. This explains the strong difference between chlorophyll *a* concentration distribution in winter and summer (Fig.A.7). In winter, maximum values of 3 mgChl-*a*/m³ are located at the surface in the Maritime Channel (Fig.A.7a and c), where the surface stratification is very shallow and thus mixing depth small enough, as compared to the Oriental Channel (Fig.A.6c and e). In the tidal river, no production is possible due to the excessive light limiting turbidity. In summer, chlorophyll *a* concentration can reach values of 30 mgChl-*a*/m³ in the low surface salinity tongue and in the Samborombón Bay (Fig.A.7b). Production can also occur in the Northern Channel in the tidal river. As seen before on Fig.A.6b, salinity is higher than 0.5 in this area, which means that turbidity is lower than in other parts of the tidal river, considering our SPM parameterization as a function of salinity ; consequently phytoplankton growth is allowed.

4.3. Experiment of a flood event

In comparison with the winter configuration described above, the flood event surface salinity is shown on Fig.A.8a. The effect of such a discharge would be to extend north-eastward the low salinity plume, with the 5 isohaline reaching the mouth of the estuary. In a comparative work to explain the occurrence of low salinity waters as far north as 22°S, Pimenta et al. (2002), using the Princeton Ocean Model, noticed that with a discharge of 50 000 m³/s, the plume could reach a latitude of 28°S after 130 days of simulation, whereas it only reached 32°S with a discharge of 25 000 m³/s. After the same time integration of our model and our winter discharge of 22 500 m³/s, our modeled plume reaches 30°S. The difference might be due to the wind forcing we use, which increases the northern deviation of the plume. In our flood experiment (40 000 m³/s) where no wind forcing was introduced, the 33 isohaline extension goes up to the northern boundary 30°S of the modeled realm, in potential agreement with the Pimenta et al. (2002) results.

Surface chlorophyll *a* concentration is high, after 5 months of this flood simulation, in the northern outer estuary and along the Uruguayan coast within the 20 isohaline (Fig.A.8b). Maximum values around 40 mgChl-*a*/m³ can be found, although shortwave radiation forcing used is the same as in our winter experiment. To understand if this is due to the stronger nutrient supply, to the increased stratification due to higher discharge, or to the wind absence, the same simulation was performed including the winter wind. In this case (not shown), chlorophyll *a* levels are only slightly higher than those of the winter case (Fig.A.7a), with an offshore displacement of the features. This result suggests that under light wind conditions, bloom occurrence is possible during the light limiting season, which is confirmed on some winter SeaWiFS images (not shown). It is also likely that strong discharge events participate in increasing primary production by strengthening the haline stratification.

5. The year 1999 simulation

5.1. Biological activity in the Río de la Plata plume

Four months were selected from our simulation to characterize the seasonal evolution of the biological activity in the Río de la Plata plume. We chose March, June, September and December because they were well representative of the different situations revealed by our model, and because we have several cloud-free SeaWiFS images from the HRPT station of Buenos Aires available for these particular months.

The realistic forcings used in this simulation increase the agreement between the modelled monthly mean salinity surface fields (Fig.A.9A) and some of the patterns from the

long-term climatology of Framiñan et al. (1999). The extension of high values isohalines in the northern part of the shelf is more a constant feature along the year. The salinity front location delimited by the 0.5 and 5 isohalines is in accordance with its average known location, with a further offshore extension from June to September because of stronger discharges (Fig.A.4) and offshore winds dominance. The summer intrusion of the 0.5 isohaline in the Northern Channel disappeared as compared with the summer climatological simulation, the tidal river being all year long filled with freshwater. However, the modelled year 1999 shows also peculiarities as compared with the long term trend, one of them being a preference for the plume to extend in the southern direction during the winter season (June to September) rather than during the summer one (December to March).

5.1.1. Modelled seasonal patterns of chlorophyll *a*

Surface chlorophyll *a* concentrations from the model are presented on Fig.A.9B. In March, the concentration is high in the frontal zone until the 20 isohaline with values reaching 30 mgChl-*a*/m³. The concentration is also quite high over the influenced shelf with values often higher than 2 mgChl-*a*/m³ in the plume oriented to the north. In June, the chlorophyll *a* concentration is far lower in the Río de la Plata estuary, except for the shallow Samborombón Bay which shows maximum values. The plume is almost non-visible, with values lower than 2 mgChl-*a*/m³ in the center of the outer estuary. In September, the outer estuary and the area limited by the 25 isohaline extension contain values close to 10 mgChl-*a*/m³, which extend quite far to the north along the Uruguayan coast. The maximum values are still located in the north of the Samborombón Bay. The December situation is quite similar to the March one. However, maximum concentrations are found upstream in the tidal river, and some high concentrations are modelled in the Northern Channel of the tidal river. Values around 3 mgChl-*a*/m³ still extend to the north along the Uruguayan coast. The maximum chlorophyll levels simulated by our model are all year long located in the proximity of the turbidity front, between the 0.5 and 15 isohalines.

5.1.2. Use of SeaWiFS images over the Río de la Plata

Quantitative estimates of the surface chlorophyll *a* concentration are available daily in the case of clear sky from satellite 'ocean color' data. Since its launch in September 1997, SeaWiFS has been providing useful data for monitoring the phytoplankton biomass in Case 1 waters, i.e. waters dominated by phytoplankton and its degradation products. In coastal Case 2 waters, where suspended terrestrial matter and Color Dissolved Organic Material (CDOM) strongly influence optical properties, chlorophyll *a* concentrations estimated by classical algorithms such as Ocean Color 4 (OC4) or 2 (OC2) (O'Reilly et al., 1998) are often over-estimated, as this has been observed for the Rio de la

Plata waters (Armstrong et al., 2004). A "look-up" table based upon an empirical parameterization of the OC4 ratio as a function of $L_{nw}(412)$ (Normalized Water Leaving Radiance at 412 nm) and $L_{nw}(555)$ is used by Gohin et al. (2002) to retrieve chlorophyll *a* concentration in Case 2 waters of the Bay of Biscay and the English Channel (France). The use of the $L_{nw}(555)$ is done to reduce the effect of the suspended matter load in the estimated chlorophyll *a*.

For the Río de la Plata, we do not have a set of *in situ* data simultaneous with SeaWiFS clear images that would allow us to build a similar "look-up" table. We expect however the OC5 algorithm from Gohin et al. (2002) to provide better results than OC4 in the typical Case 2 waters of the tidal river and the frontal zone where a turbidity maximum is observed. Fig.A.10a,b show the possible discrepancy between both algorithms, on November 12th 1999 as an example. Flags such as "turbidity", which are advised to be used with OC4 are here withdrawn, which allows us to use SeaWiFS data in the Río de la Plata, although increasing the error on estimated chlorophyll *a*. Despite this issue, very few data are available on the tidal river because of negative water leaving radiances in the low wavelengths until the 510 nm channel. As expected, OC4 gives high values (more than 25 mgChl-a/m³) in the frontal zone, with no decreasing gradient upstream in the tidal river. Valid SeaWiFS pixels of the tidal river (on November 21st, not shown) show also values higher than 25 mgChl-a/m³. High values are also found along the coast of the Samborombón Bay with OC4, a shallow area where particulate matter resuspension often occurs making it a turbid zone. With the OC5 algorithm, a clear decreasing gradient is visible (Fig.A.10a), with values of 1 mgChla/m³ in the tidal river (same values are found in the whole tidal river on the 21st). Highest values found by OC5 are located seaward of the tidal river. For this November 1999 period, Nagy et al. (2002) reported an upward displacement of the frontal zone along the Uruguayan coast, which can be seen on the OC5 image (Fig.A.10a) with high values of chlorophyll *a* more upstream than usual. No *in situ* data allow us for now to decide whether OC4 or OC5 gives in general the most reasonable values in the clearer waters of the outer estuary and shelf.

5.1.3. Comparison of the modelled chlorophyll *a* with SeaWiFS images and sparse *in situ* data

The discrepancy detailed above between both algorithms reveals the uncertainty we have on estimates of SeaWiFS chlorophyll *a* concentrations over typical Case 2 waters. It makes the model validation using 'ocean color' data still quite approximate. For that reason, we chose to give more importance for comparison to the seasonal cycle of the chlorophyll *a* distribution rather than to its absolute values (Fig.A.9C). In March, the chlorophyll *a* plume seen by SeaWiFS (OC5 algorithm) extends to the south along the Argentinean shore. This feature is not reproduced by the simulated chlorophyll *a* distribution, not even by the simulated surface salinity plume, which may explain this discrepancy. The maximum values simulated in the frontal zone are greater than those

given by OC5. In June, the model produces a plume of high chlorophyll *a* values in the Maritime Channel but concentrations remain much lower than those given by SeaWiFS in the outer estuary (3 and 8 mg/m³). The simulated very high values in the northern Samborombón Bay are not measured by the sensor. In September, values of the model are in accordance with SeaWiFS values, with an increasing gradient from the tidal river to the outer estuary. The northward extension of the plume is better reproduced than the southward one. Excessive values are still present in our model output in the northern Samborombón Bay. In December, simulated values are in the same range as OC5 over the area, except in the frontal zone and in the Northern Channel where excessive values are modelled.

Nagy et al. (2002) reported maximum values in November 1999 along the Uruguayan coast of the estuary of 28 mgChl-*a*/m³, 38 mgChl-*a*/m³ and 22 mgChl-*a*/m³ for locations in the tidal river, in the frontal zone, and in the Oriental Channel, respectively. Our simulated values for November 12th (Fig.A.10c) agree quite well with these measured values, and this is also the case for the monthly mean output model situation (not shown). Furthermore, the chlorophyll gradient deduced from these *in situ* data with a maximum in the frontal zone is well simulated with our model.

5.1.4. A highly productive frontal zone

The modelled primary production integrated over the water column is given for the same months as the chlorophyll *a* (Fig.A.9D). In the estuary, the highest productive areas coincide with the areas with high chlorophyll *a* concentration. Primary production is very low in the tidal river; it is the highest in the front, where values of 80 gC/m²/month can be found in March and December. If we remember the fact that the front is a shallow area with waters no deeper than 10 m, the front does represent a very productive area as compared with the adjacent marine waters of the outer estuary and even to the plume influenced shelf. At the end of autumn (June), primary productivity is very low over the estuary and shelf, whereas at the beginning of spring (September) primary productivity in the outer estuary is the same or even higher than over the shelf, with values of 45 gC/m²/month. The high values observed offshore along the shelf slope are the result of an excessive mixing within the model in this steep area. Strong bathymetry gradient and physical processes associated to shelf slopes are still difficult to assess in hydrodynamical models. The high productivity might be artificial in our model, however it is a real feature of the shelf-break front between subantarctic shelf waters and the Malvinas current waters (Carreto et al., 1995). A variety of physical processes, still not well understood, could lead to enhance supply of nutrient-rich Malvinas current waters into the euphotic zone of this front, among them small-scale eddies or internal waves (Acha et al., 2004). Because this area is not the focus of this work, and the associated processes would need further investigation, model results in the shelf-break zone should be considered with great caution. The frontal zone shows an annual primary

productivity higher than $400 \text{ gC/m}^2/\text{yr}$, a value reached for depth greater than 50 m over the shelf (Fig.A.11).

Very few measurements of primary production exist in the Río de la Plata. Smith (1997) estimated a range of $200\text{-}300 \text{ gC/m}^2/\text{yr}$ for the outer estuary, which is the range we modelled for the outer estuary waters, seaward of the front (Fig.A.11). Gómez-Erache et al. (2001) gave values for January and November 1999 for the area along the Uruguayan coast of the estuary ; in their frontal zone defined by salinities lower than 5, the net primary productivity ranges from 4 to $14 \text{ gC/m}^2/\text{month}$ during both months, and from 10 to $100 \text{ gC/m}^2/\text{month}$ in the outer zone. The simulated November productivity fits within this range, especially in the Oriental Channel (Fig. A.10d).

5.2. Biogeochemical fluxes in the frontal zone

The frontal zone between the tidal river and the outer estuary, where strong salinity and turbidity gradients occur, is a major area for biological activity. Indeed, this is the place where primary productivity can become large and phytoplankton blooms take place. For this reason, we focussed our interest on this area, looking further in details the functioning of our biogeochemical model.

5.2.1. Nutrient evolution in the estuary

First, concentrations of different biological variables were plotted along a cross frontal zone transect (AB on Fig.A.11), to follow their evolution through the frontal zone up to the marine waters near 55.5°W in the central axis of the Río (Fig.A.12). The zooplankton concentration evolution was not plotted as it remains very low (around 2 mmolN/m^3) as compared with other tracers.

For the first three months, evolution looks similar within the tidal river. Concentrations in DON and to a lesser extent in detritus (PON) diminish, DIN concentration increases, reflecting the input function at the Río de la Plata entrance (Fig.A.12f). In December, the DIN concentration remains almost constant, as phytoplankton production occurs in the tidal river (see December on Fig.A.9B).

In the frontal zone, the situations are very different between March and December on one hand, and June and September on the other hand. In the former case, rapid phytoplankton growth depletes the DIN concentration to levels lower than 1 mmolN/m^3 . In the same time, DON and detritus increase in parallel, with the PON concentration remaining half the DON one. The dilution of tracer rich freshwaters with marine waters explains the fact that the increase in DON and PON concentrations does not compensate the decrease in DIN. In June and September, the DIN decrease is much slower and

the near equilibrium final concentration is 8 mmolN/m^3 in the outer estuary, remaining higher than the concentrations of other tracers. In September, the phytoplankton concentration remains under 10 mmolN/m^3 and the increase starts late as compared with March and December. However, it lasts longer (Fig.A.12c) with DIN remaining available in the outer estuary, which allows a greater extension of the bloom (Fig.A.9B). During June, production is very low, phytoplankton concentration remains around 1 mmolN/m^3 . The decrease in DIN is only due to dilution.

The evolution for the whole year 1999 (Fig.A.12e) shows an average situation of the seasons described above, with DIN concentration decrease starting at the entrance of the frontal zone, and the maximum phytoplankton concentration modelled at its sea end-member.

Fig.A.13 shows the limitation factors for surface primary production along the same axis for September (Fig.A.13a) and December (Fig.A.13b). In the tidal river, production is always light limited. In December, limitation switches in the frontal zone from light to nutrients, whereas in September, even if high phytoplankton concentrations can be found, nutrients never become the limiting factor in the estuary.

5.2.2. Biogeochemical fluxes between compartments

We focus now on the distribution of the different tracers within the frontal zone. We calculate fluxes between the different variables to understand the underlying biogeochemical processes setting the time variability of the simulated distributions. The budgeted area (Fig.A.11), with a volume of $70 \times 10^9 \text{ m}^3$, is a bit larger than that used by Nagy (2000) ($50 \times 10^9 \text{ m}^3$).

First, Fig.A.14 shows the time evolution of the different variables quantity in the budget box during 1999. A clear seasonal pattern can be seen, with a DIN load more than four times greater in winter than in summer. DIN never reaches zero levels even during the summer decrease. Other tracers except zooplankton are highly correlated one to the other, and anti-correlated with DIN until spring. From October to the end of December, phytoplankton concentration remains constant whereas detritus and DON levels continue to increase. This suggests that the phytoplankton stock is at its maximum in spring, with remineralization processes limiting a greater primary production. Comparing beginning of January 1999 and 2000, quantities are similar except for the organic matter (dissolved and particulate). This difference might be due to the increase in PON supply to the estuary between the two years (see Fig.A.12f).

Second, cumulated fluxes between the biogeochemical compartments are calculated in the budget box during 1999 (Fig.A.15). The budget for each of the tracers confirms that we are close to steady-state except for the detritus and DON pools. The main nitrogen pathway follows primary production, grazing, death of zooplankton, hydrolysis

of detritus and finally remineralization from DON to DIN. Input of DIN by zooplankton excretion accounts less than 15% of the total DIN input, showing the key role DON plays in our ecosystem model in this part of the estuary. Nitrogen used for primary production (32×10^9 molN) and the influx by the tidal river to the frontal zone are almost identical. This may suggest that over a year, the DIN supply to the frontal zone is potentially used for primary production, and that the nitrogen supply to the outer estuary and shelf may come from remineralization. Actually this is not really the case as there are months during which DIN is exported to the outer estuary (Fig.A.12b,c), meaning that part of the primary production in the frontal zone is due to DON remineralization at this location. 60% of the phytoplankton disappearance is due to grazing.

6. Discussion

6.1. Biomass and primary production

For the Río de la Plata plume, one would expect biomass pattern variations such as those found in other temperate estuaries and coastal areas. The typical case being a winter light limiting season, followed by productive spring and summer seasons, depending on the availability of nutrients. A first particularity of the Río de la Plata is its lack of a distinct seasonal discharge cycle, with alternate peaks in the runoff between the Paraná and the Uruguay rivers. The absence of a long-term nutrient monitoring for these two rivers prevents us from concluding on an annual cycle for the inorganic and organic nitrogen loads. The few data available to us, to which we may add all the urban sewages loads, together with the strong freshwater inflow, indicate that waters of the Río de la Plata plume never become nitrogen limited. The only limiting factor for phytoplankton growth would then be light. In the tidal river, this limitation occurs all year long, despite a weak production in summer. As mentioned before, it is extremely difficult to validate model outputs with satellite data. Seaward of the front, our model gives a primary production strongly reduced in winter as compared with summer (for the climatological and 1999 simulations), in agreement with the behaviour of many temperate estuaries. However, SeaWiFS monthly composites of winter months show typical bloom concentrations of chlorophyll *a* in the outer estuary (Fig.A.9C in June). The monthly composite is likely to overestimate the field truth mean monthly concentrations. Indeed, only very few images are available during this season, and they map bloom favorable situations because of the clear sky during these days. No *in situ* data are available to confirm the quantitative importance of the winter biomass in the frontal zone and outer estuary.

The rough model of SPM we use does not consider the highly variable SPM concentration that can be found in the Río de la Plata estuary (see different concentrations measured since 1966 in López Laborde et Nagy (1999)). The model neither takes into account local

phenomena such as dynamics of the maximum turbidity zone, or successive deposition and resuspension in shallow coastal areas. This explains the high biomass values we found all year long in the coast of the Samborombón Bay. The hydrodynamics of our model brings enough nutrients to this calm shallow area where they accumulate, but does not bring the associated SPM delivered or resuspended in the same time, that would limit the phytoplankton production along the coast.

On the shelf, seasonal biomass evolution is also poorly understood. The coastal part of the shelf is influenced by the Río de la Plata, but the main drivers of the water masses characteristics are the Brazil and Malvinas currents. They strongly influence the northern shelf with Tropical Waters, and the southern one with Subantarctic nutrients rich Waters, respectively. The Confluence of these two currents, moving north (in winter) and south (in summer), is continued over the shelf (Piola et al., 2000), at a latitude closed to that of the estuary. In this context, it is difficult to associate the high biomass found on the shelf to the Río de la Plata or to the Malvinas influenced waters. According to measurements in front of Mar del Plata from Carreto et al. (1995), advection of Río de la Plata waters is likely to occur during spring over the southern shelf. In these instances, mixing of silicate-rich estuarine waters with nitrate rich Subantarctic waters, induces an enhanced primary production (Méndez et al., 1997). Thus, the large scale forcing with appropriate nutrients values associated to the currents seems to be a key issue to better model the shelf primary production.

For the very coastal values of the shelf, our model simulates the highest concentrations along the Uruguayan coast to the north, from spring to summer (Fig.A.9B see September and December) with typical values of 3 mgChl-a/m³. These values fit within the range given by SeaWiFS imagery. Hubold (1980a) reported maximum values of 22.4 mgChl-a/m³ near the Uruguayan coast between August and November 1977, whereas values higher than 2 mgChl-a/m³ were present on the coastal shelf south of the estuary (our modeled values are between 1 and 2 mgChl-a/m³ in that area). From its autumn cruise (April-June 1978), Hubold (1980b) associated the lower values found to a greater extent of the poor Tropical Waters over the shelf in the studied area. Values around 2 mgChl-a/m³ were found at the mouth of the estuary, with a maximum value of 9.5 mgChl-a/m³ along the Uruguayan coast. We also find lower values during autumn, which we attributed to the lower levels of irradiance since no large-scale forcing is present in our model (Fig.A.9B see June).

6.2. Nutrients dynamics

From Nagy et al. (2002), typical values of DIN in the tidal river between 1981-1987 are between 25 and 40 mmolN/m³ for an average input of 23×10^9 molN/yr, with cities sewage representing 25% of the load. Nagy et al. (2002) estimated the typical freshwater end-member for DIN to be 29 mmolN/m³. From our 1999 experiment, mean concentration in the tidal river is 50 mmolN/m³ (see Fig.A.12e), with an increase toward the

front. This discrepancy might be due to two main reasons. First, as suggested by Smith (1997), denitrification is likely to occur in the tidal river, leading to a DIN sink in that area and reducing the DIN supply to the frontal zone. This biogeochemical process is not considered in the model. Second, DON remineralization kinetics might be too fast in the model ; only one class of DON is included, although less labile and even refractory DON may also be found. Loss of PON to the sediment which would reduce the PON pool to be hydrolysed into DON is also a process not considered here. To better constrain the nutrient supply to the shelf in the model, more frequent information on the different nutrient forms along the estuary would be necessary. It would finally allow us to better understand the effect of their variability on biogeochemical processes.

On the outer estuary, Nagy et al. (2002) reported values of nitrates concentration ranging between 2 and 10 mmolN/m³, whereas values of ammonium become greater than nitrates at salinities higher than 15. Our simulation gives an average value of 5 mmolN/m³ for DIN, with lower values between December and March (see Fig.A.12a,d). These are reasonable values for the outer estuary, meaning that the modelled removal of DIN in the frontal zone is strongly overestimated as compared with the long-term average of 60% found by Nagy et al. (2002). We then expect the phytoplankton biomass of the frontal zone to be greater in our simulation as compared with reality. That is actually the case in some instances when comparing our modeled chlorophyll *a* output with SeaWiFS images (Fig.A.9B,C).

6.3. Nitrogen export to the ocean

The export of nitrogen to the outer estuary and shelf depends on the season. As can be seen with tracer concentrations at the sea end-member of the frontal zone (Fig.A.12), export is essentially under an organic form (DON and PON) during summer months, whereas it is mainly inorganic during winter. Quantitatively, Fig.A.15 reveals that for the whole 1999 year, the first form of nitrogen export to the outer estuary is DIN ($20\ 150 \times 10^6$ mol), despite the high primary production taking place in the frontal zone. The loss of DIN compared with what entered ($32\ 600 \times 10^6$ mol), is mainly exported under the phytoplankton ($4\ 435 \times 10^6$ mol) and Detritus ($3\ 875 \times 10^6$ mol) surplus. The second form of nitrogen exported is DON ($8\ 590 \times 10^6$ mol). Looking at Fig.A.12e, DIN concentration becomes lower than DON concentration eastward of 56°W, which is the shelf boundary of the estuary. This suggests that nitrogen export to the shelf is mainly under organic form. This is all the more likely, indeed production and so DIN assimilation is not the higher along the axis of the estuary, but rather in the Oriental Channel and in the south of the Maritime Channel. In this context and during highly estuarine productive months, the shelf primary production is highly dependent on remineralization. As noticed before, the absence of large-scale forcing does not allow us to extrapolate on the export from the shelf to the deep-ocean.

7. Conclusions

In order to better understand the main biogeochemical processes occurring in the Río de la Plata estuary and plume, we developed a three dimensional coupled physical-biogeochemical model. Our model realm extends on the whole shelf, but since we do not introduce the large-scale forcing (Brazil and Malvinas currents), our interpretation of the results is limited to the estuary and inner shelf. Experiments with climatological forcing, and a simulation of the year 1999, reveal a rather good agreement in the location of the salinity front and consequently of the turbidity one, given the simple relationship we used between salinity and suspended matter. This allows us to well model the effect of light limitation all year long in the tidal river, and the high primary production just seaward of the turbidity front. The exact location of the plume at the mouth of the estuary and on the shelf is not always simulated, particularly when the plume seen by SeaWiFS sensor is oriented to the south along the Argentinean coast. Introducing the large-scale oceanic influence and higher resolution on the winds pattern over the estuary and shelf might palliate this discrepancy.

The detailed study on nitrogen fluxes throughout the estuary and through the different compartments of our model, allows us to point out the major features of the system. These concern the strongly light limited tidal river, the highly productive frontal zone, and the nutrient limited outer estuary and inner shelf. It also suggests that different processes like denitrification or exchange of organic matter with the sediment would be crucial to consider in future work.

A coupled physical-biogeochemical model is a useful tool to understand processes in an estuarine system, to calculate fluxes in a budget area, or to evaluate the impact of increasing discharge (on a long-term trend or during a strong event connected to ENSO for instance). Defining eutrophication risks, monitoring of their symptoms on higher trophic levels as it is planned in the emerging IGBP/IMBER core project, are other potential applications for the Río de la Plata system.

Acknowledgements

This study was funded part by CNES and IFREMER with a fellowship support to M. Huret, and by the ACI "Observation de la Terre". The authors would like to thank the SeaWiFS Project and the Distributed Active Archive Center at the Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD 20771, for the production and distribution of the SeaWiFS data acquired at the Buenos Aires station. We are indebted also to NASA for providing the SeaDAS software. We are particularly grateful to F. Gohin for providing us with the OC5 look-up table and for useful discussions. NCEP reanalysis were provided by the NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA, at <http://www.cdc.noaa.gov/>. We also thank F. Lyard for helping us building the bathymetry, J.L. Probst and P. Depetris for providing some of the rivers biogeochemical

data and constructive comments, G. Nagy for pointing out key references, A. Ménesguen, G.M.E. Perillo and an anonymous reviewer for critical reading of this manuscript.

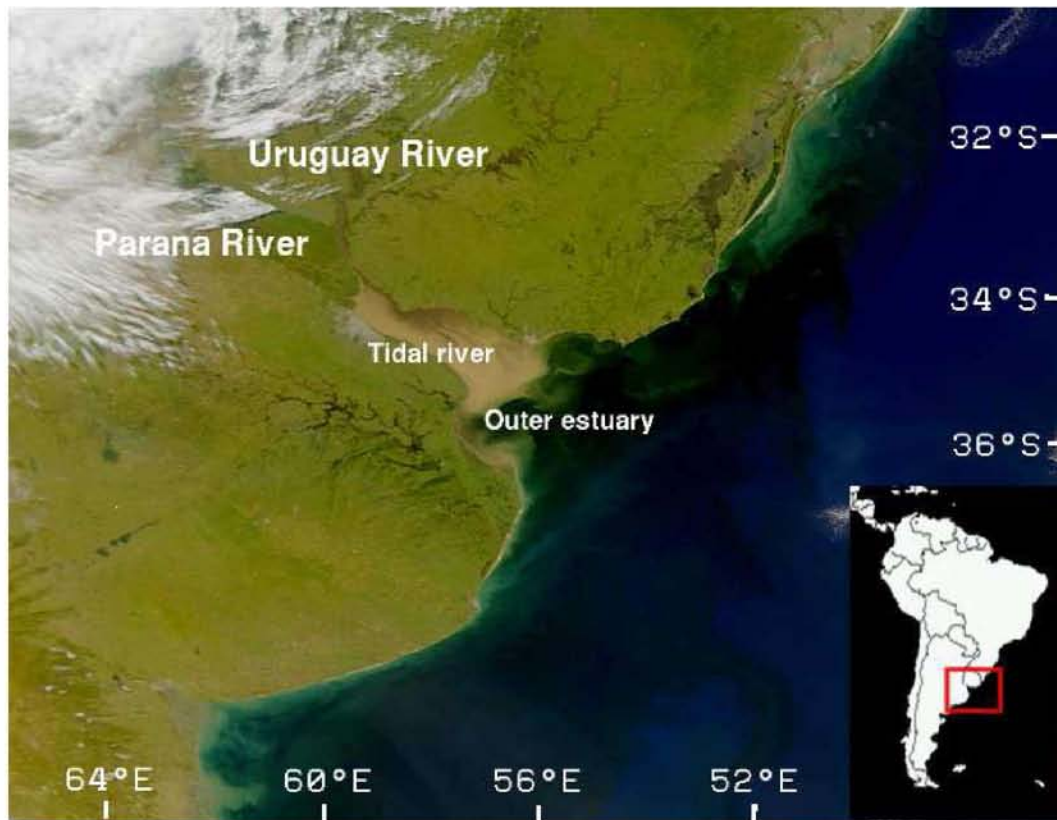


Figure A.1: The Río de la Plata study area. The highly turbid tidal river and the outer estuary are well dissociated on this SeaWiFS image of April 28th 2002.

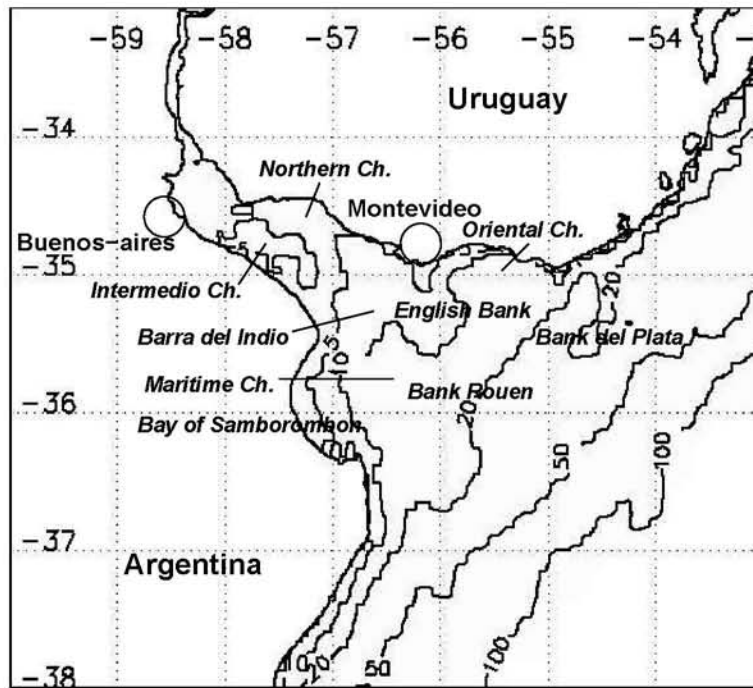


Figure A.2: Bathymetry of the model and morphological units of the Río de la Plata and associated shelf. Isobaths 5 m, 10 m, 20 m, 50 m and 100 m are drawn.

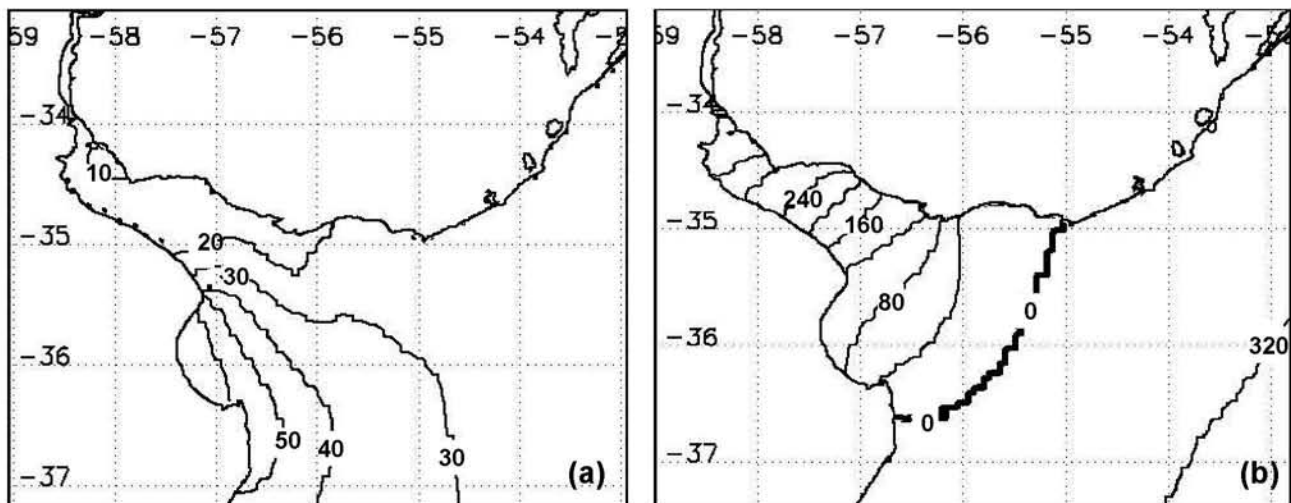


Figure A.3: Tidal amplitudes (cm(a)) and co-phases (degrees (b)) of M2 from the model. Amplitudes are drawn every 10 cm, co-phases every 40 degrees.

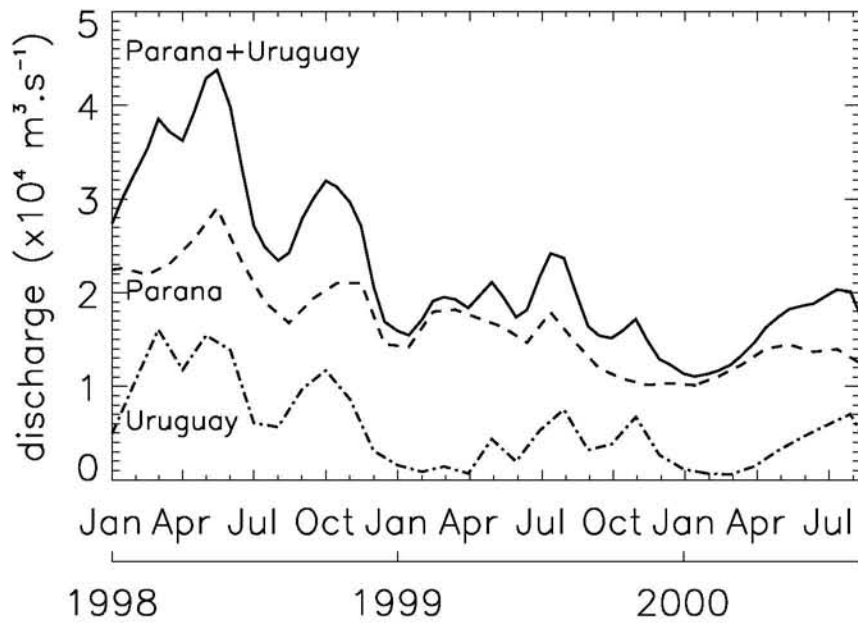


Figure A.4: Paraná and Uruguay discharges for the January 1998 - August 2000 period, interpolated from monthly means.

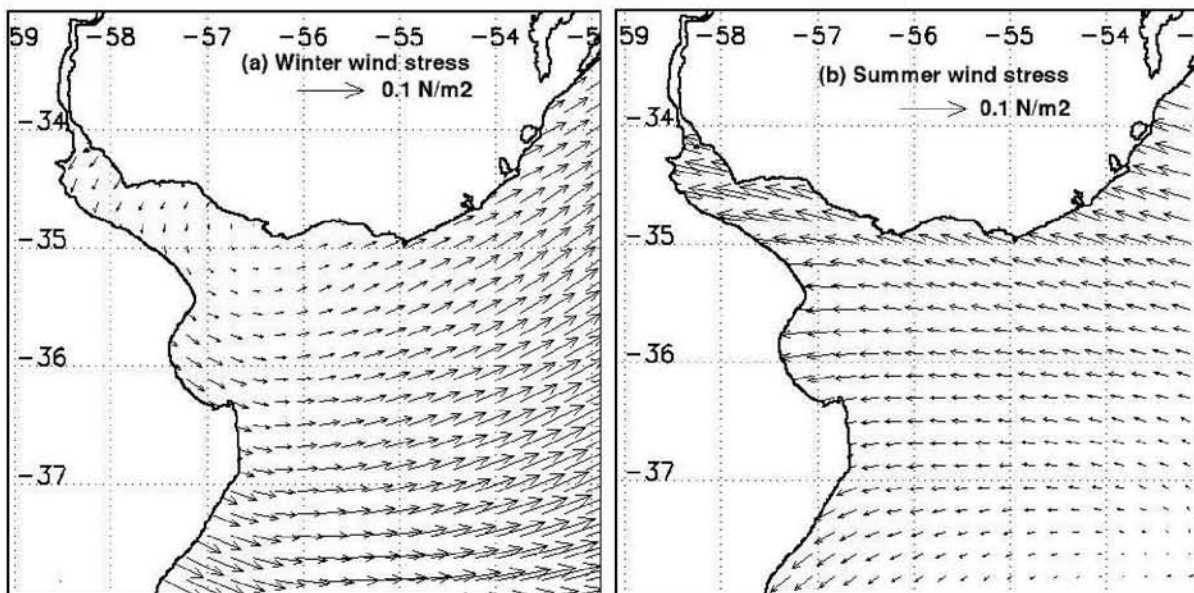


Figure A.5: Winter (a) and summer (b) mean wind stress ($N.m^{-2}$) derived from NCEP reanalysis for the period 1990-2000. Only one every three vectors is shown.

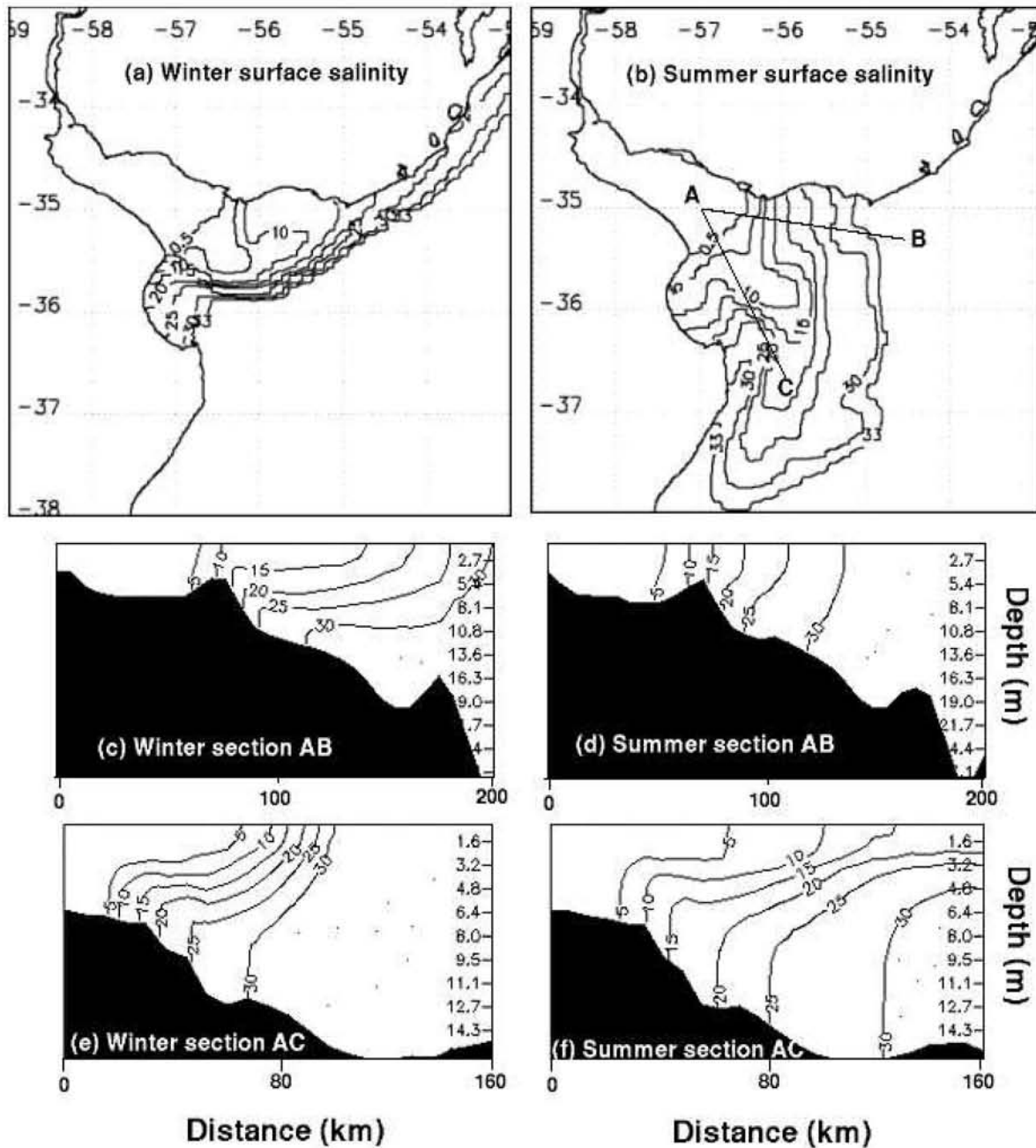


Figure A.6: Winter (a,c,e) and summer (b,d,f) surface salinity and sections. Sections c and d are along AB transect, e and f are along AC transect.

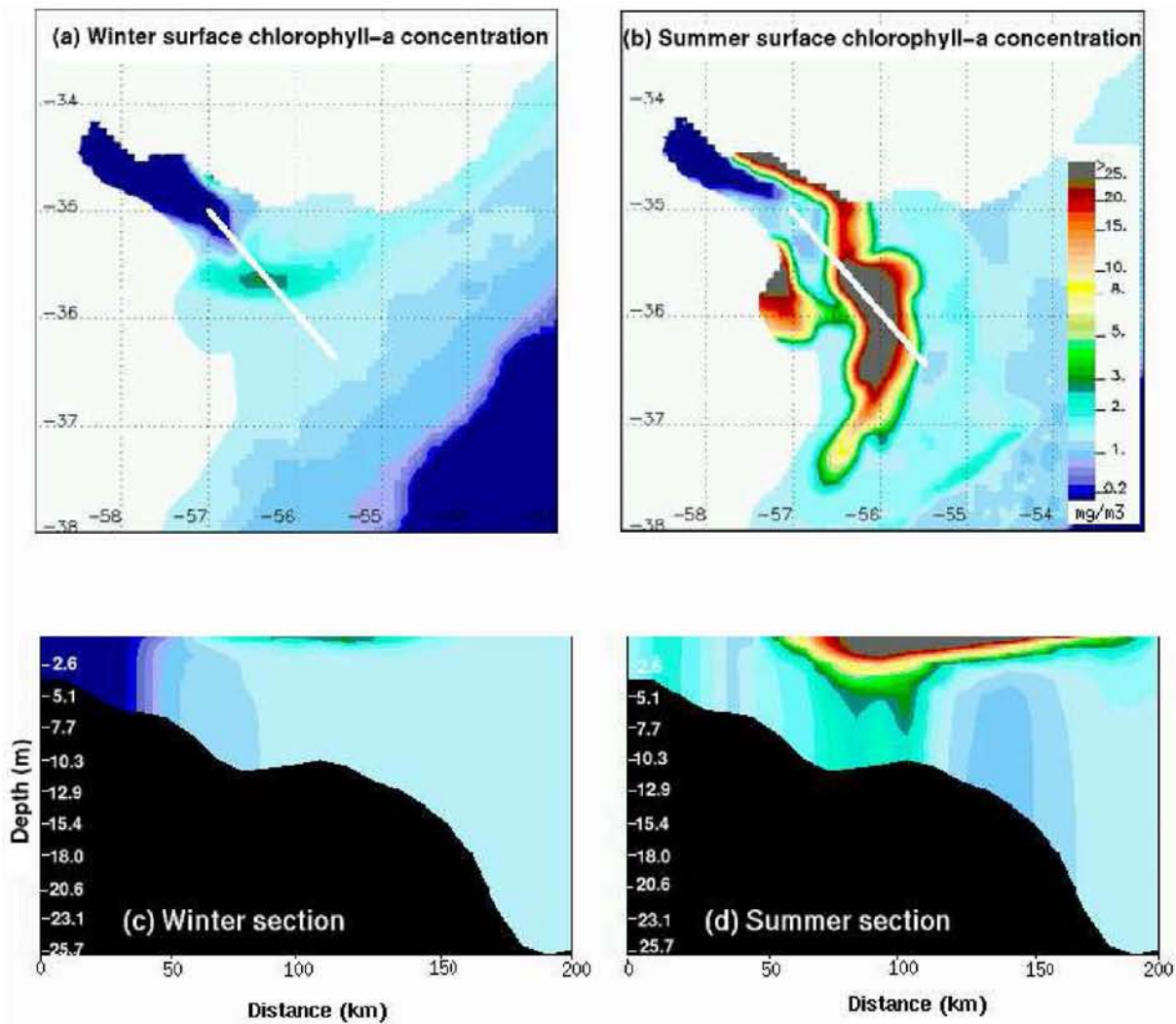


Figure A.7: Winter (a,c) and summer (b,d) surface chlorophyll a concentrations and section along the white transect.

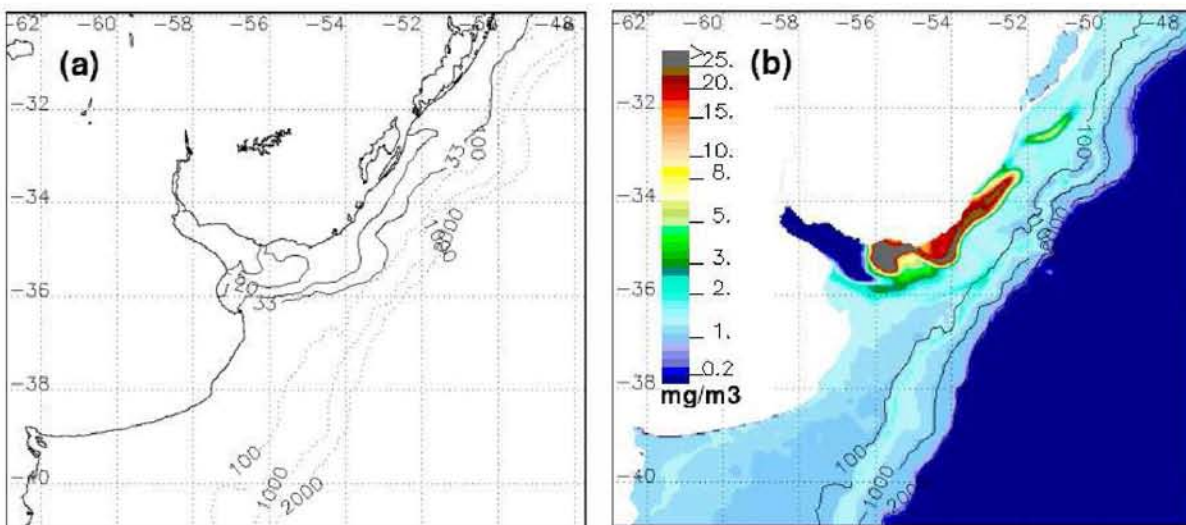


Figure A.8: Surface salinity (a) and chlorophyll a concentration (b) for the flood experiment. Isohalines 0.5, 5, 20 and 33 (lines), and isobaths (dots) 100 m, 1000 m and 2000 m are drawn.

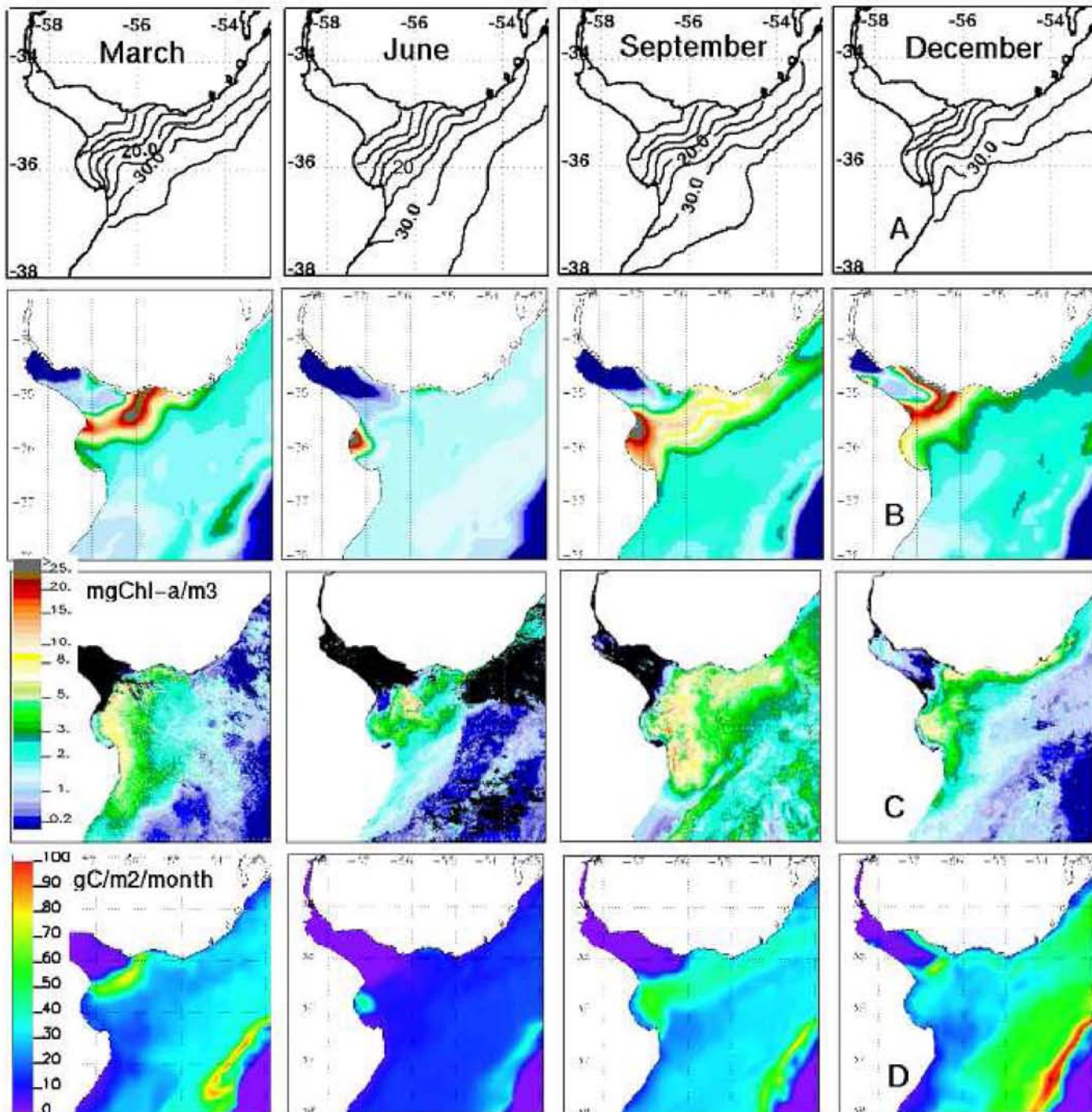


Figure A.9: Monthly mean situations of the Río de la Plata plume for the year 1999 (From left to right : March, June, September and December). (A) Surface salinity (0.5, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 33 isohalines are plotted). (B) Surface chlorophyll a concentration ($\text{mgChl-a}/\text{m}^3$) from the model. (C) Surface chlorophyll a concentration ($\text{mgChl-a}/\text{m}^3$) from SeaWiFS processed by the OC5 algorithm (Gohin et al. (2002)). 7, 3, 5, 6 clear images were available during March, June, September and December, respectively. (D) Integrated primary production ($\text{gC}/\text{m}^2/\text{month}$).

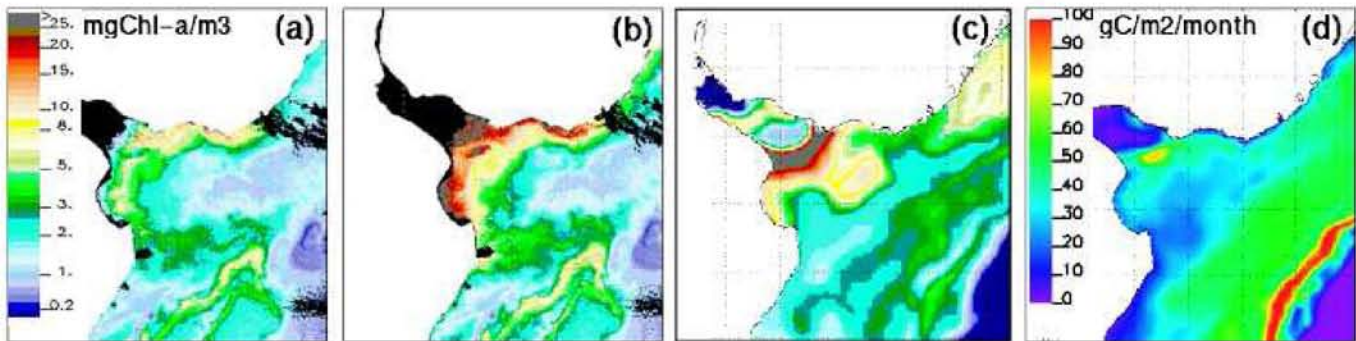


Figure A.10: Surface chlorophyll a concentration ($\text{mgChl-a}/\text{m}^3$) on November 12th 1999 from SeaWiFS processed with OC5 (a) and OC4 (b), and from the model (c). November integrated primary production (d).

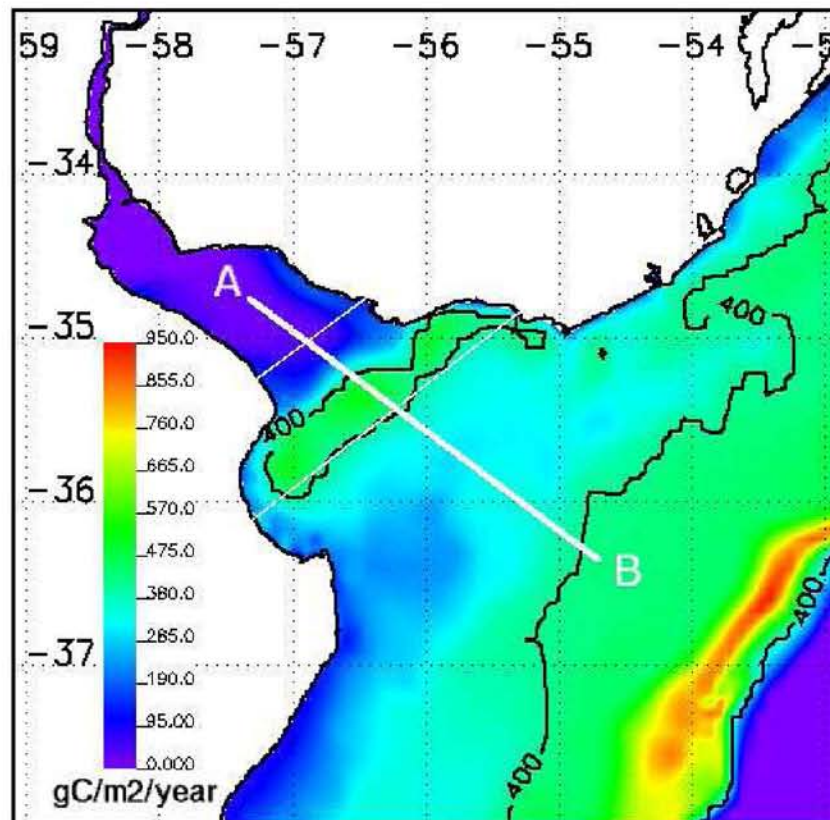


Figure A.11: Annual primary production in the Río de la Plata and associated shelf from the model. $400 \text{ gC}/\text{m}^2/\text{year}$ iso-concentration is plotted and shows the highly productive area within the frontal zone of the estuary. The two white lines delimit the budgeted frontal area.

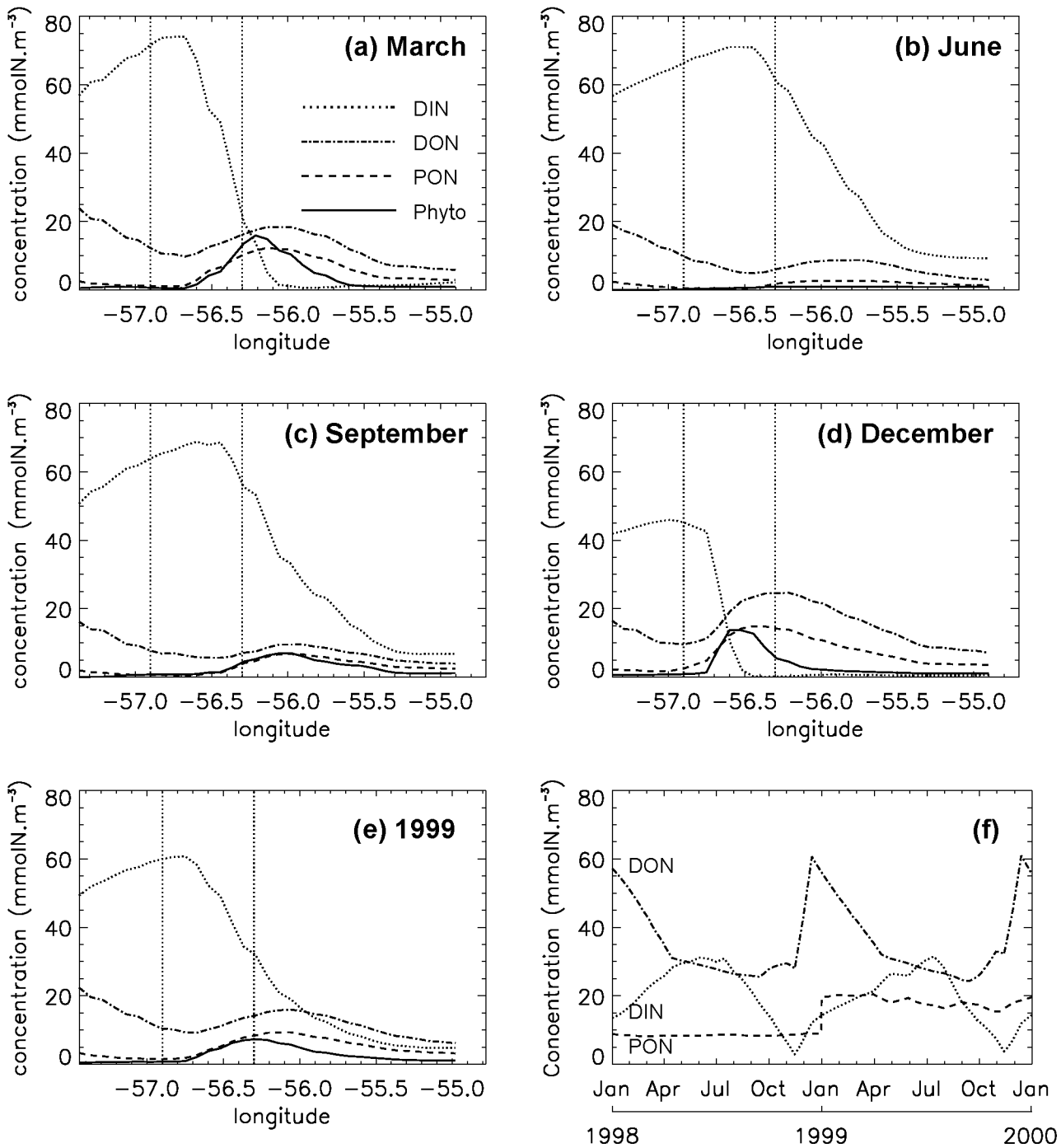


Figure A.12: Evolution of mean monthly (a,b,c,d) and annual (e) tracer concentrations along a surface transect in the axis of the estuary. The vertical dotted lines delimit the frontal zone used for budget and fluxes calculations (see Fig.A.11). (f) Tracer concentrations at the entrance of the estuary along the year.

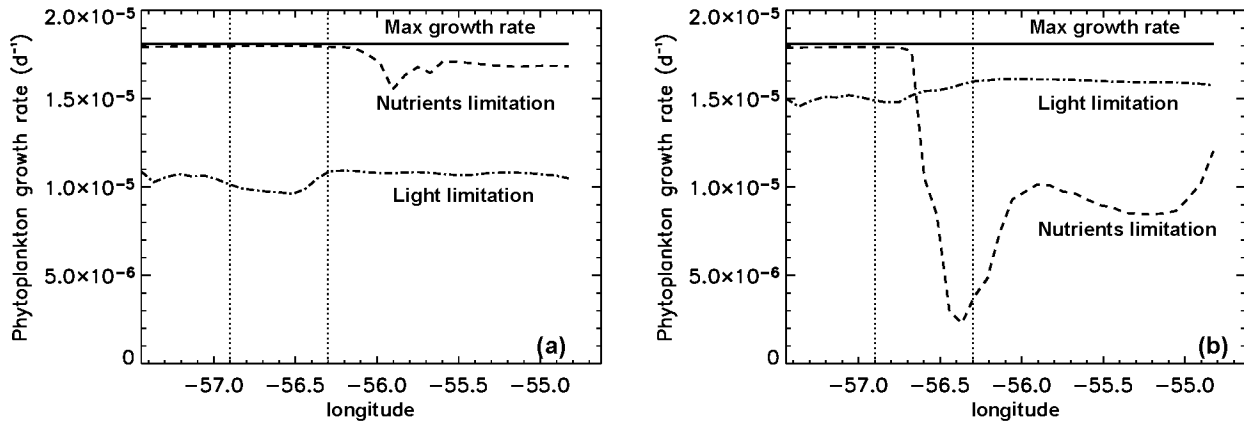


Figure A.13: Limitation terms for phytoplankton growth rate in the first surface layer of the model during September (a) and December (b). Monthly mean of the maximum growth rate, the growth rate when limited by nutrients, and the growth rate when limited by light, are plotted along the transect AB of Fig.A.11. The vertical dotted lines delimit the frontal zone used for budget and fluxes calculations (see Fig.A.11).

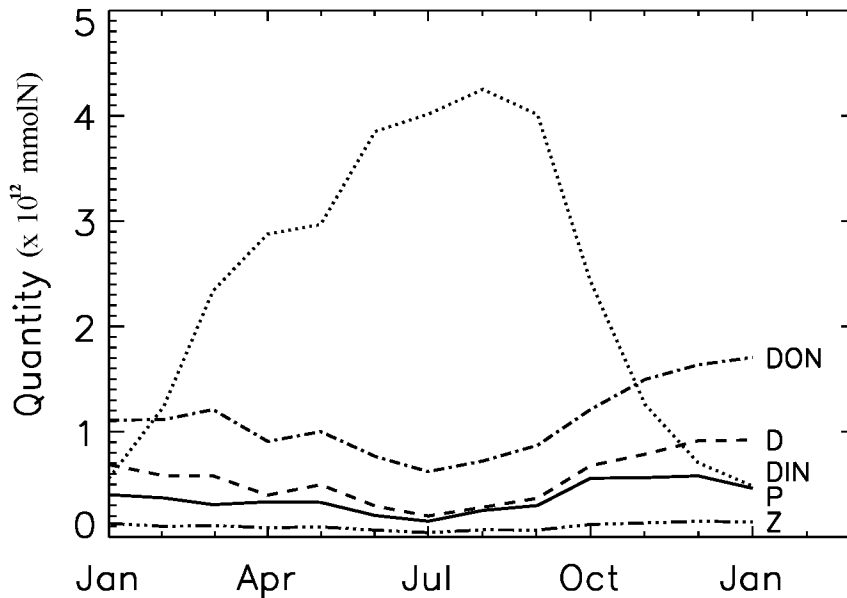


Figure A.14: Evolution of the different tracers concentrations in the budgeted area of Fig.A.11 along the year 1999.

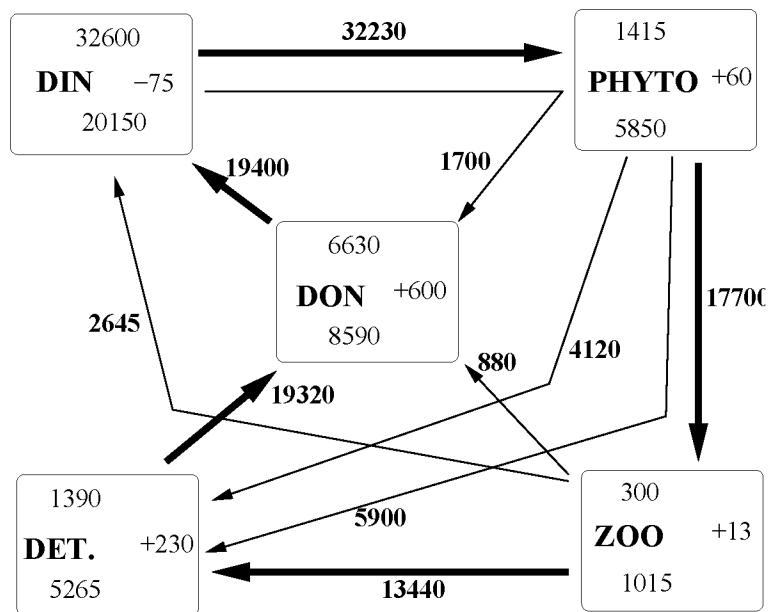


Figure A.15: Nitrogen fluxes (in $\text{mol N} \times 10^6$) between compartments for the area of Fig.A.11 during the year 1999. Values in boxes are nitrogen quantity change over the year, input from the tidal river and export to the outer estuary, at right, top and down, respectively.

Parameter	Symbol	Value	Unit	Reference
<i>Phytoplankton parameters</i>				
Initial slope of P-I curve	α	0.025	$\text{d}^{-1} / \text{Wm}^{-2}$	OG99
Photosynthetically active radiation coefficient	PAR	0.43		OG99
Light attenuation due to water	k_w	0.04	m^{-1}	OG99
Light attenuation by phytoplankton	k_c	0.03	$\text{m}^{-1}(\text{mmolN m}^{-3})^{-1}$	OG99
Light attenuation by suspended particulate matter	k_{spm}	0.005	$\text{m}^{-1}(\text{gm}^{-3})^{-1}$	adjusted
Exudation fraction of primary production	ε	0.05		F90
Maximum growth rate parameters	a	0.6	d^{-1}	OG99
	b	1.066		OG99
	c	1.0	$(^{\circ}\text{C})^{-1}$	OG99
Half saturation constant for N uptake	k_N	0.5	mmolN m^{-3}	OG99
Specific mortality rate	μ_p	0.03	d^{-1}	OG99
<i>Zooplankton parameters</i>				
Assimilation efficiency	f_1	0.75		OG99
Maximum grazing rate	g	0.75	d^{-1}	adjusted
Prey capture rate	p	1.0	$(\text{mmolN m}^{-3})^{-2} \text{d}^{-1}$	OG99
Mortality	μ_z	0.2	$(\text{mmolN m}^{-3})^{-2} \text{d}^{-1}$	OG99
Excretion rate	γ	0.1	d^{-1}	adjusted
Organic fraction of excretion	f_2	0.25		F90
<i>Detritus parameters</i>				
Hydrolysis rate	μ_d	0.1	d^{-1}	adjusted
Sinking velocity	w_s	5	m d^{-1}	OG99
<i>DON parameters</i>				
rem mineralization rate	ρ	0.05	d^{-1}	adjusted

Table A.1: Parameters of the ecosystem model. (OG99 : Oschlies and Garçon (1999), F90 : Fasham et al. (1990))

Configuration	Winter (July-Aug)	Summer (Jan-Feb)	Flood experiment
Wind (NCEP climatology 1990-2000)	July-August	January-February	no wind
Net shortwave radiation (W/m ²)	120	250	120
	(July-August)	(January-February)	
Discharge (mean 1990-2000) (m ³ /s)	22 496	20 714	40 000
Paraná contribution	16 811	16 836	
Uruguay contribution	5 685	3 878	
River nutrients supply (mg/l)			
DIN		0.25	
DON		0.6	
PON		0.25	
Surface initial conditions			
DIN (mmol N/m ³)		5 (up to 30 at 5000 m)	
DON (mmol N/m ³)		10 ⁻⁴	
PON (mmol N/m ³)		10 ⁻⁴	
Zooplankton (mmol N/m ³)		6.10 ⁻³	
Chlorophyll <i>a</i> (mg/m ³)		0.5	

Table A.2: Configurations for the climatological simulations.

Annexe B

Article 2

Huret M., Gohin F., Lunven M., Delmas D. et Garçon V. Use of SeaWiFS data for improving the simulation of winter to spring phytoplankton production in the Bay of Biscay. *Journal of Marine Systems*, en révision.

Use of SeaWiFS data for improving the simulation of winter to spring phytoplankton production in the Bay of Biscay

Martin Hnret^a, Francis Gohin^a, Daniel Delmas^b,
Michel Lunven^a, Véronique Garçon^c

^a*IFREMER Centre de Brest, BP 70, 29280 Plouzané, France*

^b*CREMA L'Houmeau (CNRS/IFREMER), Case 5, 17137 L'Houmeau, France*

^c*LEGOS/CNRS, 18, Avenue Edouard Belin 31401 Toulouse Cedex 9, France*

Abstract

Two empirical algorithms applied to SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) data provide useful information for the observation and modelling of the phytoplankton production over the continental shelf of the Bay of Biscay. The two quantities retrieved are chlorophyll *a* and non-living Suspended Particulate Matter (SPM) concentrations. These data are used to constrain a coupled 3D physical-biogeochemical model of the shelf. Two issues are investigated depending on the variable used, to constrain the winter to spring phytoplankton production for the year 2001. First, SPM data are used as forcing data to correct the corresponding state variable of our model. This allows the realistic simulation of the light limited bloom at the end of February 2001, as observed with SeaWiFS chlorophyll *a* images and from the NUTRIGAS field cruise. Second, chlorophyll data are used for biological parameter estimation. The choice of parameter values in ocean biogeochemical models is a complex issue, especially in coastal areas. Here we test the ability to improve the simulation of strong blooms observed in late May 2001 in the Loire and Gironde plumes, assimilating chlorophyll *a* data. A global optimization method (Evolutive Strategies) is adapted to the complete 3-D coupled model, in order to find the best set of parameters. The hydrological conditions during the bloom can be first validated with data from the PEL01 field cruise. After the most sensitive parameters have been selected, the method is first tested with twin experiments. Then, the use of real SeaWiFS data reduced the model/data misfit by a factor of two, improving the simulation of bloom intensities and extensions. The sets of parameters retrieved in each plume are discussed.

Keywords : Physical-biogeochemical modelling, Suspended Particulate Matter, Chlorophyll, Parameter estimation, SeaWiFS, Bay of Biscay

1. Introduction

The Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) data, since the launch of the sensor aboard SeaStar in September 1997, have been processed with empirical algorithms adapted to the Bay of Biscay. Chlorophyll *a* (Gohin et al., 2002) and non-living Suspended Particulate Matter (the particulate matter non-correlated to phytoplankton, hereafter referred as SPM) are thus retrieved with good reliability (Gohin et al., 2004). This satellite database, together with the *in situ* observations collected during the numerous oceanic cruises carried out in the Bay of Biscay, have allowed a deeper understanding of the spatio-temporal distribution of phytoplankton. Hydrological features related to river plumes, and light availability, seem to be the two major factors regulating the winter to spring phytoplankton production in the Bay of Biscay (Morin et al., 1991; Labry et al., 2001; Gohin et al., 2003).

This ecological *a priori* knowledge introduced in a modelling approach can help us extrapolating in space and time the view we have of the ecosystem. In this work, we use the MARS3D hydrodynamical model of IFREMER (Lazure et Jegou, 1998; Lazure et Dumas, 2004) applied to the Bay of Biscay. With the appropriate high resolution atmospheric forcings, the main hydrological characteristics can be reproduced at the shelf scale. This model is coupled to a phytoplankton production model derived from that developed in Loyer (2001).

A critical issue in phytoplankton modelling over coastal areas is the retrieving of the amount of light in the water column, a major controlling factor of the winter primary production. For the Bay of Biscay, the model should simulate the recurrent blooms in the Loire and Gironde plumes at the end of winter. These blooms develop during sunny periods in the distal part of the plumes, where SPM concentration is low, and halostratification induces a thin mixed-layer (Labry et al., 2001; Gohin et al., 2003). The scattering and absorption of the solar irradiance depend on particulate organic and mineral matter, as well as yellow substances, the Coloured Dissolved Organic Matter (CDOM). Living organic matter and associated detritus can be deduced from the corresponding state variables of the model. Mineral suspended matter can be another state variable of the model. However, the complexity of the deposition and erosion processes and their forcings, and the variability in the quality of the constitutive particles of the sediment, are both strong sources of error in the simulation of this variable concentration.

Another complicated task is the choice of appropriate parameter values. Parameterizations often integrate several processes, for model components encompassing several species. In this case, associated parameters can be highly variable. In addition, many of them cannot be directly issued from measurements, like mortality rates. Uncertainties in the parameter values are thus a major source of error in an ecosystem model. Multiplying the number of state variables becomes critical for the model stability and efficiency, mainly because it multiplies dramatically the number of degrees of freedom (Denman, 2003; Arhonditsis et Brett, 2004). Thus, the biogeochemical model we use

remains quite simple, with the choice of variables depending on data available over the Bay of Biscay shelf.

Data assimilation is a promising strategy for constraining models with observations. Numerous assimilation studies show the usefulness of the highly informative chlorophyll *a* satellite data. Most of these works have been done for estimating the parameter values of biological models (Fasham et al., 1995; Prunet et al., 1996; Gunson et al., 1999; Lellouche et al., 2000; Friedrichs, 2002; Garcia-Gorriz et al., 2003; Hemmings et al., 2003; Losa et al., 2004), rather than looking for a forecasting assimilation scheme updating the model state (Ishizaka, 1990; Carmillet et al., 2001; Natvik et Evensen, 2003), for which a much clearer understanding of the intricacies of marine ecosystems is required (Hofmann et Friedrichs, 2001). This statement is even more true for coastal areas, where physical mechanisms, biogeochemical processes, and their coupling are more sensitive and complex as compared with the open ocean.

The goal of this work is to investigate the potential improvement of our biogeochemical model by using SeaWiFS derived quantities. This goal can be articulated along two objectives. The first objective is to better constrain the light attenuation coefficient, which is a prerequisite for a good estimation of the winter phytoplankton production in coastal areas. For this purpose, we will use SPM derived from SeaWiFS images. The second objective is to derive a set of biological parameters consistent with the SeaWiFS chlorophyll *a* observations over the Bay of Biscay. To achieve properly this calibration step, we will use an objective cost function between model and data together with a minimisation routine. Several methods have been employed in the last few years, most of them based on the adjoint model (Lawson et al., 1995; Spitz et al., 1998, 2001; Gunson et al., 1999; Lellouche et al., 2000; Fennel et al., 2001; Friedrichs, 2001, 2002; Schartau et al., 2001; Garcia-Gorriz et al., 2003; Faugeras et al., 2003; Kuroda et Kishi, 2004). Other authors have used global optimization methods, like simulated annealing (Matear, 1995; Hurtt et Armstrong, 1996; Vallino, 2000) or the genetic algorithms (Athias et al., 2000; Schartau et Oschlies, 2003). The latter show best results in computational time and minimum recovery efficiency. We will use here the Evolution Strategies (Schwefel, 1995), based on the same principles than genetic algorithms, but more appropriate for continuous problems (Bäck, 1996). The method is adapted to our three dimensional coupled model. It is tested in the recovery of a parameter set allowing the correct simulation of strong blooms observed on SeaWiFS chlorophyll *a* images in the river plumes of the Bay of Biscay in May 2001.

2. The coupled model and data

2.1. The hydrodynamical model

We use the MARS3D circulation model designed for shelf to small embayment scale hydrodynamics. Its principles are fully described in Lazure et Dumas (2004), with an application and discussion on the Bay of Biscay. For this reason, we present in this section only the characteristics specific to our study. MARS3D has already been used in coupled configurations with biogeochemical models in the Bay of Biscay (Loyer et al., 2001), or over the Río de la Plata estuary and shelf (Huret et al., 2004) offshore the Southeastern coast of South America.

The simulated domain extends from the coast to approximately the 200 m isobath at its western boundary, except in the south where the bathymetry can reach 2500 m, and from the Spanish coast to the English Channel entrance at 49.5°N (Fig.B.1). The bathymetry is provided by the SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine). The adaptive time step is around 1000 s. The model is in spherical coordinates, giving an approximate horizontal resolution of 5 km at mid-latitudes. There are 11 sigma levels on the vertical, with thinner thicknesses for bottom and surface than for mid-layers.

The open boundary surface elevation conditions are produced by a larger barotropic 2D model extending from 40°N to 65°N and from 20°W to 15°E. It is forced by the 8 principal tidal components from the FES99 model (Finite Element Solution) (Lefèvre et al., 2002) at its boundaries and by wind at the air-sea interface. The extended 2D model is independently run to provide the nested 3D model with consistent boundary conditions. At the open boundaries, temperature and salinity are relaxed to the climatologies of Reynaud et al. (1998) (SISMER, www.ifremer.fr) with a time lag of 13 days.

Freshwater inputs to the Bay of Biscay are supplied by all french Atlantic coast rivers, among them Loire and Gironde, but also small rivers of southern Brittany. The daily discharge data as well as the monthly river temperatures were provided by the Loire-Brittany and Adour-Garonne River Basin Agencies. Wind and atmospheric pressure are derived from the Aladin model of Météo-France with a 10 km and 3 hours space-time resolution. Air temperature and specific humidity are derived from the coarser global model ARPEGE of Météo-France, and are used together with solar fluxes to calculate heat fluxes at sea surface. Sea surface solar irradiance is calculated from METEOSAT-7 hourly data (Brisson et al., 1994, 2001).

2.2. The biogeochemical model

The biogeochemical model we used is a simplified version of the model developed in Loyer (2001) over the Bay of Biscay. The conceptual model is given in Fig.B.2. Phytoplankton is divided into the diatoms and dinoflagellates groups, with concentrations expressed in nitrogen currency. There is one herbivorous zooplankton expressed in mass of carbon, and three inorganic nutrients : nitrogen (nitrate and ammonium), phosphorus, and silicon. A non-organic SPM variable has been introduced with associated sinking rate, and deposition and erosion processes depending on the bottom shear stress (Cugier et Le Hir, 2000). The SPM deposition allows sediment layers constitution and burial of organic matter. The model SPM is regularly updated with respect to SeaWiFS SPM data as explained in the following section. The detritic organic matter is either mineralised in the water column or in the sediment with specific rates. The model equations are listed in Appendix A, with detailed formulations in Appendix B. Most of the parameters are derived from preliminary modelling works on the Bay of Biscay (Loyer, 2001) and on the Bay of Seine (Cugier et al., 2004) (see Tables B.1, B.2 and B.3).

The coupled model is run for three years before the year 2001, giving for the beginning of this year winter realistic salinity, temperature and nutrient concentration fields. Nutrients are supplied by rivers through dissolved mineral as well as particulate organic forms. These data are provided monthly or bi-monthly by french Water Agencies. The sea surface solar irradiance I_0 is the same METEOSAT hourly data as used for heat flux calculations. The light availability for photosynthesis at depth z is obtained by :

$$I(z, t) = PAR \times I_0(t) \exp^{-\int_0^z K_{PAR}(z) dz} \quad (\text{B.1})$$

where PAR stands for a constant which converts incident surface irradiance I_0 to photosynthetically active radiation. K_{PAR} is expressed as a combination of chlorophyll and SPM (Gohin et al., 2004) :

$$K_{PAR} = k_w + k_p \times Chl^{0.8} + k_{spm} \times SPM \quad (\text{B.2})$$

Coefficients k_w , k_p and k_{spm} are given in Table B.4. We could have used the K_{PAR} directly deduced from chlorophyll a and SPM concentrations from SeaWiFS. However, to be consistent with the model variable, we recalculate this quantity in the model. Chlorophyll a is deduced from the phytoplankton components (diatoms and dinoflagellates) assuming a Carbon:Chlorophyll mass ratio of 50.

2.3. ‘Ocean color’ data

Use of satellite ‘ocean color’ data is not a trivial issue in the Bay of Biscay, Case 2 waters, defined by Morel et Prieur (1977) as waters with optical components not necessarily related to phytoplankton. Suspended particulate inorganic matter and yellow substances

are also significant optically active components. In these waters, the error in chlorophyll *a* concentration retrieval is dramatically increased (Carder et al., 1991) when using standard algorithms like Ocean Chlorophyll 4 channels (OC4) (O'Reilly et al., 1998). An empirical approach has been proposed by Gohin et al. (2002) to retrieve chlorophyll *a* in the coastal waters of the Bay of Biscay. First, level 1A images at 1.1 km resolution provided by NASA are processed with SeaDAS 4.0 to derive normalized water leaving radiances (L_{nw}). Then a “look-up” table is applied to relate SeaWiFS triplets [OC4 maximum band ratio, $L_{nw}(412)$ and $L_{nw}(555)$] to chlorophyll *a* concentration.

The SPM concentration can be derived from the SeaWiFS reflectance at 555 nm, as proposed for the Bay of Biscay by Froidefond et al. (2002). Considering that phytoplankton, which quantity is related to chlorophyll, is a component of SPM, the relationship proposed by Froidefond et al. (2002) has been modified taking into account the chlorophyll *a* derived from the “look-up” table. This method described by Gohin et al. (2004) discriminates the non-living part of SPM from the total SPM.

2.4. *In situ* data

The field cruises NUTRIGAS and PEL01 were carried out on the RV THALASSA in the northern Bay of Biscay at the end of February (February, 23rd to March, 1st 2001) for the first one, and on the entire shelf during spring 2001 (April 30th - June 4th 2001) for the second one. At each station, vertical profiles of temperature, salinity, pressure and fluorescence were measured with a SeaBird CTD (Sea-Bird Electronics, Washington, USA). Discrete water samples were collected using Niskin bottles attached to the CTD-rosette system. Sample for total chlorophyll *a* were collected by filtration of seawater on Whatmann GF/F filters ; for size fractionation 3 μm Nucleopore polycarbonate filters and 20 μm nylon sieves were used. Filters were stored frozen and analysed latter by the fluorometric acidification procedure in 90% acetone extracts (Holm-Hansen et al., 1965). During the NUTRIGAS cruise a CILAS (Marcoussis, FRANCE) Particle Size Analyser (PSA) (Gentien et al., 1995) was integrated to the pelagic profiler. Phytoplankton samples for species counting were preserved in a lugol-glutaraldehyde solution (1%). Abundance of phytoplankton was determined by settling 10 or 50 ml of water from each sample for 48 h in sedimentation chambers.

3. SeaWiFS data assimilation methodology

3.1. Assessing and inserting SPM

SPM is highly variable in shelf sea regions, where tidal and wave mixing is responsible for resuspension in winter months. River runoff and coastal erosion also carry highly variable concentrations of SPM into the shelf seas. The mean SPM concentrations for a January-February SeaWiFS composite from the years 1998-2003 are given on Fig.B.3. This reveals a strong correlation of these winter surface concentrations with the bathymetry, with values up to 15-20 g.m⁻³ in shallow coastal areas. The seasonal variation is the predominant signal in the surface SPM concentration, as observed from our SeaWiFS database, but spatial and interannual variability can be strong.

We use the model described in Cugier et Le Hir (2000) to follow the SPM evolution through deposition and erosion processes. It allows the accumulation of sediments supplied by rivers in deposition areas. However modelling the winter concentrations as those observed on Fig.B.3 reveals strong uncertainties. This arises from a lack of details on quality (size, density, cohesion) of the SPM, a lack of detailed field observations to derive accurate parameterizations of processes such as flocculation, deposition and resuspension, and from the fact that we do not consider here the wave effect on resuspension. We therefore chose to use SeaWiFS SPM as a surface constraining data set to correct the model SPM state variable. It is of particular interest during the winter season, when strong wind events increase the sediment resuspension. However, winter presents the highest cloud cover, which strongly limits image availability.

Rather than using a climatology that would not be appropriate with respect to the high observed interannual variability, we interpolate between our clear SeaWiFS images of the year 2001 to have a continuous daily information. After missing data areas (no more than 5 pixels \approx 5km) have been filled by linear interpolation, we use the kriging method to interpolate in time. This means that we have more confidence in the time covariance of the SPM variable than in its space covariance when cloudy areas become large. For the objective interpolation, SPM at location X(x,y) and date t is considered as a random variable, called SPM_{sat}. To describe the temporal structure of SPM, we build the time autocovariance function *Cov* between all SPM clear pixels from our SeaWiFS database (1998-2003). We here consider that the mean *m* of SPM_{sat} is dependent on X. We calculate for each pair of pixels (*n* pairs) separated by a distance *t* in day :

$$Cov(t) = \sum_{i=1}^n \frac{[SPM_{sat}(X_i, t_i + t) - m(X_i)][SPM_{sat}(X_i, t_i) - m(X_i)]}{n} \quad (B.3)$$

The experimental autocovariance is given in Fig.B.4. As time increases, the covariance between pairs of pixels decreases. σ^2 , the apparent jump of the covariance at the origin, known in geostatistics as the 'nugget', can be seen as the variance of the noise associated

to SPM at one pixel location. It can be related to estimation errors, or microscale space and time variability. The periodicity visible on the experimental covariance shows a spring/neap tide time lag, revealing the influence of this cycle on resuspension and/or mixing processes increasing surface SPM concentration. This effect is not considered here, but should be further investigated if SPM time resolution has to be improved. After the covariance signal has been filtered, a function is fitted, to be used in the interpolation between clear images.

To obtain the concentration for a location at a given date, we consider the nearest four clear images (2 before and 2 after with a limit of one month), searching for the best linear unbiased estimator. This estimator $SPM_{sat}^*(X, t)$ is obtained from the kriging system :

$$SPM_{sat}^*(X, t) = \sum_{i=1}^4 \lambda_i SPM_{sat}(X, t_i) \quad (B.4)$$

λ_i are such that $Mean(SPM_{sat}^*(X, t)) = SPM_{sat}(X, t)$ and $Var(SPM_{sat}^*(X, t) - SPM_{sat}(X, t))$ is minimal.

In the kriging hypothesis, $Var(SPM_{sat}^*(X, t) - SPM_{sat}(X, t))$ is calculated from the covariance Cov (Armstrong, 1998).

The SPM variable correction in the model is done once a day. As surface and bottom SPM concentrations are often weakly correlated, an inverse exponential function of depth is used to weight the SeaWiFS SPM forcing. Considering a background concentration $SPM_b(X, z, t)$ of the model at depth z and time t , this gives a new concentration $SPM(X, z, t)$ as following :

$$SPM(X, z, t) = SPM_b(X, z, t) + (SPM_{sat}^*(X, t) - SPM_b(X, z, t)) \exp^{-\alpha \times z} \quad (B.5)$$

A value of 0.03 is chosen for α , which gives a small influence of SPM_{sat} under a depth of 30 meters, typical of the haline stratification layer of the Bay of Biscay. Most of the time, as the model underestimates the SPM resuspension, the effect of the correction is adding SPM to the water column.

3.2. Parameter optimization method

3.2.1. The optimization strategy

Major attempts of optimization of ecosystem model parameters were done into local (0-D or 1-D) models, ignoring horizontal advective transport. Gunson et al. (1999) used a 1-D model following lagrangian floats and considering the water column as a closed system. Only few attempts have been made in a full 3-D model (Garcia-Gorriz et al., 2003). Considering that in coastal areas circulation is fully three dimensional, and that shear between water layers cannot be ignored, our parameter optimization is applied to

the three dimensional coupled model. Reduced time and space domain made possible the use of a global optimization method, the Evolution Strategies (ES), which if used over the whole Bay of Biscay would have cost much computing time. As we do not consider feedback of biology on the hydrodynamics, the biological model can be run off-line during the optimization, which again reduces the computing time. We chose to focus our analysis on two strong blooms that occurred in late May 2001 in the Loire and Gironde plumes. We performed different assimilation experiments for the period from May, 12th to June 5th ; fifteen clear SeaWiFS images were available, and the field cruise PEL01 track went through each plume.

We use the KORR routine of Schwefel (1995) to minimize the cost function. As other Evolutionary Algorithms (EA), this is a stochastic *zeroth* order method (i.e., requiring only values of the function to optimize) that can find the global minimum of very rough non-linear functions. These algorithms are based on the principle of self-adaptation of a population of individuals (the sets of parameters), with respect to their fitness (the cost function). For that, the population undergoes iterative mutations, recombinations and selections. The mutation, which is the main operator in ES, is applied to individuals by adding a zero-mean Gaussian variable of standard deviation σ to their parameters. Recombination allows for exchanging information between individuals. Selection is a deterministic process, based on the value of the cost function of all individuals of a population, that lets the best individuals for the next generation. One of the powerful paradigms of ES as compared with other EA is the self-adaptation of strategy parameters of the mutation (σ) which undergo mutation as well.

Depending on the standard deviation applied at the beginning, and its later evolution during optimization, the search can be done in the whole parameter space of real numbers. However this is not worth doing so, as we have often prior information on different parameters useful to reduce the search space, and so the computation time. This avoids also finding a minimum for the cost function corresponding to unrealistic parameters. This is obvious, for instance, for negative values, which are impossible for all our parameters by their physical nature. Therefore we apply a transformation to our parameters, so that the search is assessed between two defined bounds for each parameter. If P is a given parameter value, P_0 and P_1 its lower and upper bounds, and P^* its prior value, then this gives for the new defined P' value :

$$\begin{aligned} P' &= (P - P^*) / (P_1 - P) \quad \text{if } P > P^* \\ P' &= (P - P^*) / (P - P_0) \quad \text{if } P < P^* \end{aligned} \tag{B.6}$$

Moreover, with this transformation, the search space is now centered on zero, and the Gaussian-type search becomes more relevant. The lower bounds are all set to zero. The upper bounds are defined depending on the reliability we have on *a priori* parameter values.

The misfit function J_d is a measure of the misfit between the model solution (C), run with the set of parameter values p , and the available satellite clear pixels (c) :

$$J_d = \sum_i^n \frac{(\ln(C(p)) - \ln(c))^2}{n} \quad (\text{B.7})$$

with n the number of clear pixels used in the misfit calculation. The result of the optimization will depend on the formulation of the misfit. There are numerous possible formulations for it (Evans, 2003), and one has to select an appropriate one depending on data and priorities. In our case, we have only one variable and unit used in the misfit, so we have no scaling problems between different variables. The values of the chlorophyll a observations range over several orders of magnitude in coastal areas where strong blooms may occur. The observation errors from satellite data are roughly proportional to the magnitude of the observations. To take into account this error in the optimization, the misfit is calculated on logarithmic transformed data.

We add to this model-data misfit a parameter misfit based, as in Evans (1999) and Dadou et al. (2004), on the deviation from any previous knowledge we might have on each parameter, and on the bounds between which the parameters are allowed to vary. So we use the transformation of Eq.B.6 giving P' to define this new misfit function J_p :

$$J_p = \frac{w}{N_p} \sum_i^{N_p} (P')^2 \quad (\text{B.8})$$

with N_p the number of control parameters. The weight w serves to put both misfits on a common scale, so that J_p takes a significant value as compared to J_d , only when P is close to its bounds. A value of 0.01 gives for a parameter estimate halfway between target and bounds a misfit corresponding to an error of 10% in the model-data retrieval.

In the real data assimilation experiment, the cost function is the sum of J_d and J_p . Twin experiments are also conducted to test the efficiency of the method in the recovery of a known set of parameters. In these experiments, daily chlorophyll a maps simulating SeaWiFS data are computed by the model with the reference set of parameters. Then, this data fully consistent with the model, serve as assimilated data to recover the reference set of parameters from a randomly perturbed one. As our global optimization method should be able to recover the minimum corresponding to the reference set of parameters, when searching in the whole prescribed parameter space, the parameter misfit constraint J_p was not added in these experiments.

3.2.2. Sensitivity analysis on parameters

Optimizing our biological parameters (approximately fifty) all together is not feasible nor appropriate. First, the confidence we have on their values can be very different, from the

commonly used Redfield ratio to the very poorly known mortality rates. Second, some of the model components may be negligible at some times of the year, like dinoflagellates during the winter and spring blooms. As a result, all related parameters cannot be constrained through the optimization process. Last, many model parameters are highly correlated, based on the strong non-linearities inherent to biogeochemical models. For these different reasons, one may reduce significantly the number of control parameters.

We thus conduct a sensitivity analysis to assess the most sensitive parameters through their influence on the different state variables, and to gather the correlated parameters. We follow the general sensitivity analysis used in Friedrichs (2001) and Garcia-Gorriz et al. (2003), and apply it to our assimilation period of the end of May 2001. The sensitivity of a model component C to a given parameter P is defined as the fractional change in C due to a fractional increase in the value of P :

$$S_{C,P} = \frac{\frac{C_P - C_{P\%}}{C_{P\%}}}{\frac{P - P\%}{P\%}} \quad (\text{B.9})$$

in which $P\%$ refers to the reference value of the parameter modified by a fractional of this value. Phosphorus was the first limiting nutrient during the blooms of May 2001, as given by the model and confirmed by *in situ* data (see Fig.B.5 as compared to the Redfield N:P ratio). Therefore we focus our analyses on the following components : Chlorophyll *a* (*Chl*), derived from diatoms, and for a negligible part during this season from dinoflagellates, Zooplankton (*Zoo*), Inorganic Phosphorus (PO_4), and Detrital Phosphorus (P_{Det}). As we assimilate only surface chlorophyll concentration data, we measure the influence of the parameters on the surface concentration of the latter components.

4. Results and discussion

4.1. Modelling of the winter bloom

4.1.1. Comparison of the model outputs with *in situ* and satellite data

The role of SPM is illustrated in the initiation of the late winter 2001 bloom over the Bay of Biscay. The field cruise NUTRIGAS captured the bloom. Spatial distribution of salinity in the surface layer (Fig.B.6a) reveals a large extension of the Loire and Vilaine plume in relation to the high river flow observed during January and the beginning of February 2001 (Fig.B.7a,b). The surface chlorophyll *a* concentrations (Fig.B.6b) show values of more than 4 mg.m^{-3} South-West of Belle-Ile, in the distal part of the Loire plume. From the results of the CTD casts performed along a NNW-SSW transect, it appeared that a strong haline stratification was established in the upper layer (Fig.B.8a).

The model stratification agrees with observations, even if its offshore extension seems more limited by deepening of isohalines in the distal part of the plume (Fig.B.8b). The chlorophyll maximum was homogeneously distributed in the surface layer (Fig.B.8c) and was related to particles of size ranging from 20 to 70 μm (Fig.B.8e) (PSA measurements). Microscopic observations carried out on surface samples confirmed an abundance of diatoms of large size (*Thalassiosira*, *Shroderella*) typically found in late winter blooms in the Bay of Biscay (Herbland et al., 1998; Labry et al., 2001; Gohin et al., 2003). Conversely, low chlorophyll *a* was measured in the bottom layer and closer to the coast where a high abundance of particles was quantified by the PSA. This abundance of non-fluorescent particles increased dramatically in the Loire mouth. Microscopic observations confirmed the abundance of sedimentary particles, which origin can be both river supply and resuspension. This particle distribution is well reproduced with the model SPM concentration (Fig.B.8f). The chlorophyll *a* section from the model (Fig.B.8d) differs from the observations in the location of the highest values. This has to be moderated by the fact that the bloom observed offshore during the field cruise rapidly extended in the direction of the coast, as detailed in the discussion below.

Fig.B.9 displays the estimated map of surface chlorophyll *a* concentrations in February from SeaWiFS, and from two model simulations. The SeaWiFS mean images show the initiation of the bloom over the major part of the shelf with highest values between 3 and 10 $mg.m^{-3}$ at the end of February. Lowest values are found in the most turbid coastal areas (estuaries, around Oleron Island). The first simulation maps (Fig.B.9(2)), that consider the SeaWiFS SPM forcing, agree well with SeaWiFS (Fig.B.9(1)) in the timing of the bloom initiation and its location. Chlorophyll *a* values are underestimated along the southern coast of the Bay of Biscay. The proximity of strong bathymetry gradients in this part of the Bay may explain the greater difficulty to well simulate the dynamics and therefore the phytoplankton production. Chlorophyll *a* values are overestimated in the Bay of Vilaine at the end of February (Fig.B.9(2c)). For comparison, Fig.B.9(3) shows the results of a simulation without taking into account the SPM light attenuation. In this case, the bloom occurs from the beginning of February in shallow coastal areas, and during mid-February over the main part of the shelf.

4.1.2. Discussion

These results can be validated by the theoretical minimum depth average irradiance E_m necessary for the initiation of a bloom, following Riley (1957). This calculation requires the total sea surface solar irradiance (E_0), the depth Z_m of the mixed-layer, in which the phytoplankton population is considered homogeneous, and the extinction coefficient K_{PAR} :

$$E_m = \frac{E_0(1 - e^{-K_{PAR}Z_m})}{K_{PAR}Z_m} \quad (B.10)$$

All of these requirements are either forcing data (E_0) or calculated variables of our model (Z_m , K_{PAR}). The calculation is done for both model simulations, for an area in the distal

part of the Loire plume for the first three months of the year 2001. Fig.B.10 shows these results as compared with the minimum value for E_m of 20.9 W.m^{-2} proposed by Riley (1957). This minimum has proven to be appropriate for the Bay of Biscay (Morin et al., 1991; Labry et al., 2001; Gohin et al., 2003). We consider that the bloom is initiated after a few days when E_0 becomes higher than the minimum required. In the case of the normal simulation, this condition is observed in the last ten days of February, whereas in the simulation without SPM this is observed as early as the 10th. These results confirm the initiation dates of the blooms observed in this area on Fig.B.9(2b,3b).

The date of the bloom initiation reproduced with the model in the Bay of Biscay agrees both with satellite information and *in situ* data in the north of the Bay. Concerning this area, the bloom begins in the distal part of the plume, south of Belle-Ile. In this area, the haline stratification together with low SPM concentration, as given by data and reproduced by the model, give adequate blooming conditions at the end of February, in the Riley's sense. Conversely, the coastal part of the Loire plume is too turbid for enabling a significant phytoplankton growth, even if the stratification is stronger. This interpretation can be extended to the Gironde plume. This analysis shows the strong sensitivity of the bloom initiation to both SPM concentration and depth of the mixed-layer. A slight error on one of these variables could partly explain why the bloom maximum location in the model may not be in full agreement with the cruise observation of the maximum chlorophyll *a* concentrations. But one has to remind that the field observation is instantaneous, and that evolution of the bloom location may have changed within a few days. The SeaWiFS images give a synoptic view of this evolution, and seem to confirm the expansion of the bloom on a wider area.

4.2. Biological parameters for the bloom of May 2001

4.2.1. Hydrological features during the blooms

The field cruise PEL01 sampled the Gironde plume between 20 and 25 May, and Loire plume in early June, and so captured the bloom distribution in both areas (Fig.B.11). The SeaWiFS images of the optimization areas (Fig.B.12 and B.13, top) reveal that the cruise probably did not capture the highest chlorophyll *a* concentrations of the blooms, especially for the Loire plume which shows very high concentrations on May, 29th. After this date, the chlorophyll concentration decreases in the plumes, and the June 10th image (not shown) confirms the termination of the bloom. Strong river discharges during spring with two maxima at $4000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ around the April 1st and at the beginning of May for the Loire (Fig.B.7a), and values around $2000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ during spring until the beginning of May for the Gironde (Fig.B.7c) make the year 2001 a particular one. Consequently, salinity is less than 35 in the surface waters of the whole shelf, and stratification is really strong in the river plumes (Fig.B.14a,b). Same sections from the model (Fig.B.14c,d) are in good agreement with field data, which is a prerequisite for our study. Indeed, an

incorrect hydrological model situation would have constrained our biological parameter optimization to correct both biological and physical features.

4.2.2. Results of the sensitivity analysis

The results of the sensitivity analysis for a fractional variation of +25% are given in Table B.5, for both Loire and Gironde blooms. We did the same analysis for a variation of -25%, which gave close results. Only parameters with a sensitivity $S_C > 0.005$ are presented. From this, all parameters related to Dinoflagellates are removed. Also stoichiometric ratios are not considered here, even if Chlorophyll/Nitrogen ratio can be highly variable depending on ecological conditions. Finally, the attenuation coefficients related to different optical active components were considered fixed and reliable since they were already optimized for the Bay of Biscay (Gohin et al., 2004). The phosphorus river loads have been added to the analysis, as they have high associated uncertainties and could be influent on primary production.

To gather the different parameters, we look at the sensitivity of the four state variables chosen through the $S_{C,P}$ values (sign and amplitude) of Table B.5. Sinking rate parameters for diatoms have a similar behaviour, with sensitivities to W_{min} having approximately the same values than sensitivities to w in the Loire and Gironde cases, and sensitivities to W_{max} being twice as high. The sensitivities to W_{det} for phytoplankton and zooplankton look similar, with low values except for the sensitivity of P_{det} especially to W_{det}^{zoo} . Parameters related to P availability have similar effects ($rmin_{P_{sed}}^0$, C_{des} , river phosphorus loads, with an opposite behaviour for k_{ads}^{max}), except for the coefficient $rmin_{P_{eau}}^0$ which shows different effects, especially on P_{det} . μ_{Zoo}^0 and γ show a strong similar effect, while m_{Zoo}^0 and $m_{Zoo/Biom}$ can also be gathered. $\tau_{assimil}$ can also be associated with the former zooplankton group except for S_{Zoo} , while ϵ^0 and P_0 are more difficult to gather in any group. Parameters associated with the phytoplankton component do not show any similar behaviour.

One striking result from Table B.5 is that all $S_{C,P}$ whatever C and P behave similarly in the Loire and Gironde river plumes, which allows us to use the same control parameters for the later optimization. From this table, the control parameters were selected as follows : only one parameter of the correlated groups defined before is kept, with preference for parameters with the highest absolute values of $S_{C,P}$, and particularly of $S_{Chl,P}$ as chlorophyll is the assimilated data. No parameter is considered for groups with low influence, such as the group with W_{det} . The five coefficients μ_{Diat}^0 , m_{Diat}^0 , μ_{Zoo}^0 , W_{max} and $rmin_{P_{eau}}^0$ are those finally kept as control parameters out from this sensitivity analysis.

This sensitivity analysis confirms that the influence of the different parameters is very difficult to assess intuitively, and consequently tuning manually such parameters can often have a non expected effect. For instance, increasing the growth rate of diatoms

reduces the mean biomass on the simulated period. This proves the usefulness of an optimization approach.

4.2.3. Twin experiments

Results for both areas are presented in Table B.6. The prescribed bounds have been set very large (between zero and five times the reference value). For some of the parameters this authorized range can give unrealistic values. However, in the context of twin experiments, this will assess the efficiency of our global optimization method.

For both experiments on the Loire and Gironde plumes, the cost function at the end of the optimization process reaches a very small value ($\approx 3\%$ of mean relative error). Looking at the other variables from the model outputs (nutrients, zooplankton, detritic organic matter), differences between the reference and the optimized run for different depths are negligible as well. Optimized parameter values can be compared with reference values. Some of the estimated values have converged very close to the reference parameters values (less than 10% of relative error), and the continuation of the process would have certainly led to smaller errors. For the parameters with higher errors, $rmin_{P_{eau}}^0$ and m_{Zoo}^0 in both experiments, they seem to converge to other values. These values are always within $\pm 50\%$ of the reference value, which is a realistic range. The weak sensitivity of the cost function to these parameters can explain the difficulty to retrieve their reference value. This does not mean that the search for a minimum is stucked in a local one, which is normally avoided with the ES, but the parameter value has rather converged towards a value among others in a large 'valley' containing the reference value. These twin experiments show the efficiency of Evolutive Strategies in retrieving a global minimum for our problem, within a wide parameter space.

4.2.4. Real SeaWiFS data assimilation

Fig.B.12 and B.13 show the model surface chlorophyll *a* concentration for the Loire and Gironde optimization areas, respectively. In each case, the model run before (middle) and after (bottom) optimization is compared with the SeaWiFS given situation for the same dates. In both cases, the run with first guess parameters underestimates the intensity and extension of the bloom. The chlorophyll concentration is quite homogeneous along the bloom period, with maximum values around 7-8 mg.m⁻³ and 3 mg.m⁻³ close to the Loire and Gironde estuary, respectively. This run underestimates concentrations outside of the plumes with values lower than 0.2 mg.m⁻³ as compared with values of SeaWiFS between 1 and 2 mg.m⁻³. The run with optimized parameters increases chlorophyll *a* concentrations over the whole area, leading to a better fit between model and SeaWiFS data.

In the Loire plume (Fig.B.12), the extension of the bloom is better simulated, with high values as early as May 21st in the Bay of Vilaine, and maximum values close to 10 mg.m⁻³ on May 29th. However, the maximum values observed by SeaWiFS are still underestimated by the model, whereas values along the southern coast seem to be overestimated for the whole period. In the Gironde plume (Fig.B.13), the extension of the bloom along the southern coast is improved. Offshore concentrations agree with SeaWiFS data. Highest concentrations observed on the first two SeaWiFS images are underestimated.

Fig.B.15 shows the behaviour of the optimization process, in the Loire experiment, with parameter values converging and cost function decreasing over the iterations. The optimization is stabilized over 3000/5000 iterations for the Loire and Gironde plumes, respectively. Looking at the SeaWiFS images on Fig.B.12, the optimization will try to get a fast bloom development and a fast bloom decline. For the fast bloom development, and with the control parameters we kept, having more surface chlorophyll *a* concentrations implies decreasing phytoplankton mortality and sinking rate, reducing zooplankton grazing pressure (by reducing μ_{Zoo}^0 and increasing m_{Zoo}^0), and increasing the phosphorus mineralisation rate to fuel the primary production. One would also expect an increase of phytoplankton growth rate, but results of sensitivity analysis (Table B.5) already suggested the contrary. For the fast bloom decline, the way sinking rate is parameterized cannot handle a fast response. It depends on the nutrient limitation term to simulate the increase in sinking rate of deficient cells, often under aggregation effect. P mineralisation was pretty active while W_{max} underwent a decrease to accommodate bloom development, so the time shift between nutrient limitation and sinking rate increase may not allow the fast bloom decline.

Table B.7 gives the optimized parameter and cost function values before and after optimization. For both experiments, the final cost is less than half the initial one. The strong bloom with high variability in the Loire plume may explain the higher misfit in this area. Comparing the set of optimized parameters, four among six have comparable values between Loire and Gironde plumes. Only μ_{Diat}^0 and μ_{Zoo}^0 for the Gironde are more than twice those for the Loire. This can be explained by the difference in phytoplankton structure between the two areas, as observed from the size fractionation. In the Loire plume, diatoms (size > 20 μm) are fully representative of the bloom, whereas picophytoplankton (size < 3 μm) community is representative only of 10 % of the biomass. In the Gironde plume, picophytoplankton and nanophytoplankton (latter of size between 3 and 20 μm) represents 20-40 % and 50-70 % of the biomass, respectively. Following Labry et al. (2002), this observation may be explained by a sooner nutrient limitation in the Gironde plume, leading to a preference for small species growth. Pico and nanophytoplankton have higher growth rates than diatoms, so the optimization may have tended to compensate for the absence of the small phytoplankton group in the model.

The fact that the optimization changes parameter values in a similar way would mean that the initial parameter set contains errors constant over different areas and maybe also periods of time. To test this hypothesis, we computed a mean parameter set from those

obtained in both areas, and tested it over the entire year 2001. The simulated chlorophyll *a* concentrations were highly overestimated over the whole year. This confirms that our estimated parameter set is valid under particular conditions typical to the spring bloom in the large plumes of the Bay of Biscay.

The time scale of the order of the month chosen for the optimization is greater than the typical time scale of a bloom. So bloom-related processes can be improved by our estimated parameter set. This is not the case for processes with longer time scale, that cannot be correctly retrieved unless the optimization period is modified. Our sensitivity analysis has normally eliminated these parameters from the selection. Short time scale variability in biological responses to environmental changes may be more annoying, as seen before with parameterization of sinking rate of diatoms.

5. Conclusions

Satellite 'ocean color' data over the Bay of Biscay have been used to constrain a 3D phytoplankton production model from winter to spring 2001. Late winter blooms are strongly light limited, and depend on both the depth of the mixed-layer and the SPM concentration, the latter increasing the coefficient of light attenuation. Using satellite SPM has proven to be useful to simulate the initiation of late winter blooms. This is the case for the end of February 2001 bloom, for which we had several available images.

In this context, future work is clearly needed to improve the model of sediment transport at the scale of the shelf. One needs to know accurate parameterizations of processes such as deposition, the wave effect on resuspension, or sediment compaction as well as the composition and quality (particle size and nature) of the sediments. Information such as higher frequency river supply of particles is also required. Once a fully comprehensive model of sediment transport will be validated, a more complex assimilation scheme for SPM could be used to consider the remaining errors in the model of sediment transport.

Parameter calibration is a key step in any ecosystem analysis. This can be achieved along several routes. One is done by testing parameter values from the literature, and then by adjusting them with comparison of the model outputs to data. This can be done when phytoplankton production is only sensitive to a few parameters with simple correlations. This is the case in February, when light is the only limiting factor. During the blooms of May, multiple or co-limitations are possible, and so tuning parameters can become a complex issue, with unexpected effects on the model behaviour to parameter changes as seen in the sensitivity analysis. In this case, the use of a global optimization routine solving non-linear interactions between parameters allows to automatically adjust parameter values. The phytoplankton blooms of May are thus better simulated. For our optimization period, some of the parameter values had little influence on the state variables. For other periods of the year, the sensitivity analysis would show different re-

sults, allowing for another selection of control parameters. Thus the optimization could be performed at different periods for the optimization of the whole set of parameters.

Remaining errors may find different explanations, related to the complexity of coastal systems modelling. First, some biological processes may not be included in the model, preventing us to well reproduce the observed variability. Second, the fastness in the changing peculiarities of the coastal ecosystem (species, their responses and adaptations to the environment) cannot be taken into account in our model through changes in parameter values. This has been evidenced with two different values retrieved for growth rates depending on the location of the bloom. In this context, the formulation of the model can be improved through parameter sensitivity and optimization studies, here the pico-nanophytoplankton component could be added to better simulate phytoplanktonic production over different conditions in the Bay of Biscay. Last, even if the hydrodynamic model is forced with high resolution meteorological data, the simulated physical fields remain an approximation of reality. The strong dependency of biology on hydrodynamics may explain some of the unsolved errors.

Our experiments also lead to the conclusion that one optimal parameter set for a given period is not appropriate for the entire seasonal phytoplankton production. Because the seasonal time scale is an objective of such biogeochemical models, and because the non-continuous switch between different sets of parameters is not a solution, new approaches have to be investigated. Among them, filters allowing sequential adjustment of parameter values are an issue (Losa et al., 2003). Arhonditsis et Brett (2004) also present the use of goal functions as an approach to simulate the adaptation of the model to environmental changes.

Acknowledgements

This study was funded part by CNES and IFREMER with a fellowship support to M. Huret, by an ACI ‘Observation de la Terre’ grant to LEGOS, by the national program ‘PNEC-Chantier Golfe de Gascogne’ and IFREMER program ‘Défi Golfe de Gascogne’. The authors would like to thank the SeaWiFS Project and the Distributed Active Archive Center at the Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD 20771, for the production and distribution of the SeaWiFS data acquired at the Dundee station. We are indebted also to NASA for providing the SeaDAS software. We are extremely grateful to METEO-FRANCE, for the METEOSAT data provided through SATMOS (Service d’Archivage et de Traitement Météorologique des Observations Spatiales) and the SAF (Satellite Application Facility project) Ocean and Ice of EUMETSAT, in Lannion, as well as for the meteorological models ARPEGE and ALADIN data supply. The *in situ* data were plotted with ODV (Schlitzer, R., Ocean Data View, <http://www.awi-bremerhaven.de/GEO/ODV>, 2004). We thank the Loire-Brittany and Adour-Garonne water Agencies for river hydrological data supply. We thank P. Lazure for providing the MARS3D code, F. Dumas and P. Cugier for its coupling with a first version of the biogeochemical model, and S. Loyer for her preliminary modelling work over the Bay of Biscay. We thank I. Dadou (LEGOS) for her useful advices on the use of the optimiza-

tion routine KORR. We also thank A. Ménesguen and J.-F. Guillaud for critical reading of this manuscript and useful discussions.

Appendix A

Equations of the biogeochemical model

$$\frac{d\text{NO}_3}{dt} = r_{\text{nit}_{\text{Neau}}} \times \text{NH}_4 - r_{\text{NO}_3}^{\text{Diat}} \times \mu_{\text{Diat}} \times \text{Diat} - r_{\text{NO}_3}^{\text{Dino}} \times \mu_{\text{Dino}} \times \text{Dino}$$

$$\begin{aligned} \frac{d\text{NH}_4}{dt} &= r_{\text{min}_{\text{Neau}}} \times \text{N}_{\text{det}} - r_{\text{nit}_{\text{eau}}} \times \text{NH}_4 - r_{\text{NH}_4}^{\text{Diat}} \times \mu_{\text{Diat}} \times \text{Diat} \\ &- r_{\text{NH}_4}^{\text{Dino}} \times \mu_{\text{Dino}} \times \text{Dino} + E_{\text{Zoo}} \times \frac{\text{Zoo}}{12 \times r_{\text{C:N}}^{\text{Zoo}}} \end{aligned}$$

$$\frac{d\text{Si}}{dt} = r_{\text{dis}_{\text{Sieau}}} \times \text{Si}_{\text{det}} - r_{\text{Si:N}}^{\text{Phy}} \times \mu_{\text{Diat}} \times \text{Diat}$$

$$\begin{aligned} \frac{d\text{PO}_4}{dt} &= -k_{\text{ads}} \times \text{PO}_4 + k_{\text{des}} \times \text{Pads} + r_{\text{min}_{\text{Peau}}} \times \text{P}_{\text{det}} \\ &- r_{\text{P:N}}^{\text{Phy}} \times (\mu_{\text{Diat}} \times \text{Diat} + \mu_{\text{Dino}} \times \text{Dino}) + E_{\text{Zoo}} \times \frac{\text{Zoo}}{12} \times \frac{r_{\text{P:N}}^{\text{Zoo}}}{r_{\text{C:N}}^{\text{Zoo}}} \end{aligned}$$

$$\frac{d\text{Pads}}{dt} = k_{\text{ads}} \times \text{PO}_4 - k_{\text{des}} \times \text{Pads}$$

$$\frac{d\text{Diat}}{dt} = (\mu_{\text{Diat}} - m_{\text{Diat}}) \times \text{Diat} - gr_{\text{Diat}} \times \frac{\text{Zoo}}{12 \times r_{\text{C:N}}^{\text{Zoo}}} - W_{\text{Diat}} \frac{d\text{Diat}}{dz}$$

$$\frac{d\text{Dino}}{dt} = (\mu_{\text{Dino}} - m_{\text{Dino}}) \times \text{Dino} - gr_{\text{Dino}} \times \frac{\text{Zoo}}{12 \times r_{\text{C:N}}^{\text{Zoo}}}$$

$$\frac{d\text{Zoo}}{dt} = (\tau_{\text{assimil}} \times \mu_{\text{Zoo}} - E_{\text{Zoo}} - m_{\text{Zoo}}) \times \text{Zoo}$$

$$\begin{aligned} \frac{d\text{N}_{\text{det}}}{dt} &= m_{\text{Diat}} \times \text{Diat} + m_{\text{Dino}} \times \text{Dino} - r_{\text{min}_{\text{Neau}}} \times \text{N}_{\text{det}} \\ &+ (m_{\text{Zoo}} + (1 - \tau_{\text{assimil}}) \times \mu_{\text{Zoo}}) \times \frac{\text{Zoo}}{12 \times r_{\text{C:N}}^{\text{Zoo}}} - W_{\text{Det}} \frac{d\text{N}_{\text{det}}}{dz} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{d\text{Si}_{\text{det}}}{dt} &= r_{\text{Si:N}}^{\text{Phy}} \times m_{\text{Diat}} \times \text{Diat} - r_{\text{dis}_{\text{Sieau}}} \times \text{Si}_{\text{det}} \\ &+ gr_{\text{Diat}} \times \frac{\text{Zoo}}{12} \times \frac{r_{\text{Si:N}}^{\text{Phy}}}{r_{\text{C:N}}^{\text{Zoo}}} - W_{\text{Det}} \frac{d\text{Si}_{\text{det}}}{dz} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{d\text{P}_{\text{det}}}{dt} &= r_{\text{P:N}}^{\text{Phy}} \times (m_{\text{Diat}} \times \text{Diat} + m_{\text{Dino}} \times \text{Dino}) - r_{\text{min}_{\text{Peau}}} \times \text{P}_{\text{det}} \\ &+ (m_{\text{Zoo}} + (1 - \tau_{\text{assimil}}) \times \mu_{\text{Zoo}}) \times \frac{\text{Zoo}}{12} \times \frac{r_{\text{P:N}}^{\text{Phy}}}{r_{\text{C:N}}^{\text{Zoo}}} - W_{\text{Det}} \frac{d\text{P}_{\text{det}}}{dz} \end{aligned}$$

Appendix B

Phytoplankton growth :

$$\mu = \mu^0 \times f_T \times f_{lim}$$

$$\text{Diatoms : } f_{lim} = \min(f_{lum}, f_N, f_{Si}, f_P)$$

$$\text{Dinoflagellates : } f_{lim} = \min(f_{lum}, f_N, f_P)$$

Light limitation (After Steele (1962)) :

$$f_{lum} = \frac{1}{\Delta z} \int_z^{z+\Delta z} \left(\frac{I_z}{I_{opt}} \right) \times \exp\left(1 - \frac{I_z}{I_{opt}}\right) dz$$

Nutrients limitation :

$$f_{SN} = \frac{SN}{SN + K_{SN}}$$

$$\text{For nitrogen : } f_N = \frac{NO_3/K_{NO_3} + NH_4/K_{NH_4}}{1 + NO_3/K_{NO_3} + NH_4/K_{NH_4}}$$

$$\text{with } r_{NH_4} = \frac{f_{NH_4}}{f_N} \text{ and } r_{NO_3} = \frac{f_{NO_3}}{f_N}$$

Temperature limitation :

$$f_T = \exp(a \times T)$$

$$a = 0.07 ; Q_{10} = 2 \text{ (After Eppley (1972))}$$

Zooplankton growth (Ivlev formulation):

$$\mu_{Zoo} = \mu_{Zoo}^0 \times f_T \times \left(1 - \exp(-\gamma \times \max(0, \frac{(p_{Diat} \times Diat + p_{Dino} \times Dino) \times r_{C:N}}{r_{C:chl}}) - P_0) \right)$$

with p_{Diat} and p_{Dino} preference coefficients for Diatoms and Dinoflagellates

$$gr_{Diat} = \frac{\mu_{Zoo} \times p_{Diat} \times Diat}{p_{Diat} \times Diat + p_{Dino} \times Dino}$$

$$gr_{Dino} = \frac{\mu_{Zoo} \times p_{Dino} \times Dino}{p_{Diat} \times Diat + p_{Dino} \times Dino}$$

$$m_{Zoo} = f_T \times \max(m_{Zoo}^0, m_{Zoo/Biom} \times Zoo)$$

$$\epsilon = \epsilon^0 \times f_T$$

Mineralisation :

$$rmin_{eau} = rmin_{eau}^0 \times f_T \text{ and } rmin_{sed} = rmin_{sed}^0 \times f_T$$

$$rnit_{eau} = rnit_{eau}^0 \times f_T \text{ and } rnit_{sed} = rnit_{sed}^0 \times f_T$$

Sinking rates :

Diatoms :

$$W_{Diat} = W_{min} \times f_{stress_{Diat}} + W_{max} \times (1 - f_{stress_{Diat}})$$

$$\text{with } f_{stress_{Diat}} = (f_{SN}^{Diat})^w$$

Particulate organic matter :

$$W_{Det} = W_{Det}^{zoo} \times \frac{1}{r+1} + W_{Det}^{phy} \times \left(1 - \frac{1}{r+1}\right)$$

$$\text{with } r = \frac{m_{Diat} \times Diat + m_{Dino} \times Dino}{((1 - \tau_{assimil}) \times \mu_{Zoo} + m_{Zoo}) \times Zoo}$$

Adsorption-Desorption of phosphates :

$$k_{ads} = C_{ads} \times \max(0, k_{ads}^{max} \times \text{MES} - \text{Pads})$$

$$k_{des} = C_{des} \times \min\left(1, \frac{\text{Pads}}{k_{ads}^{max} \times \text{MES}}\right)$$

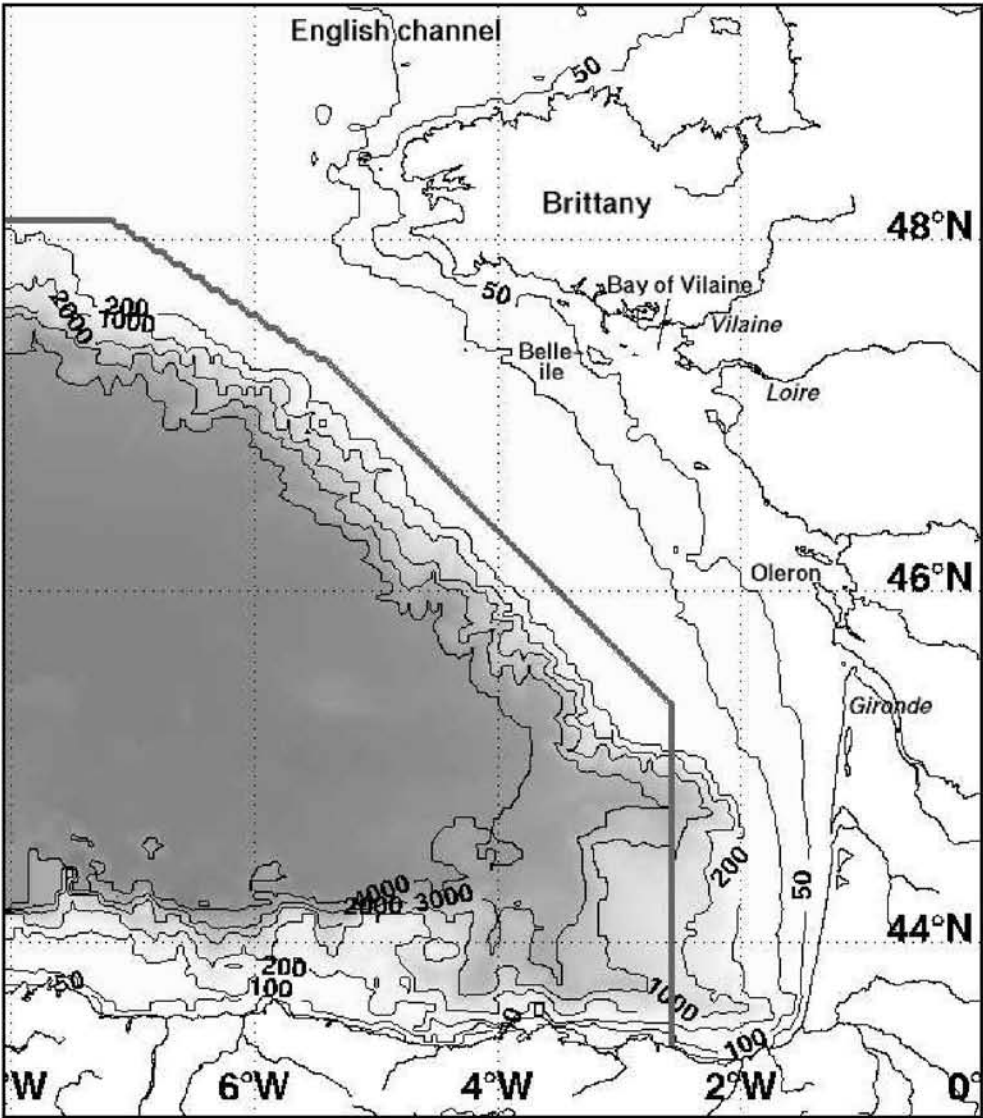


Figure B.1: Bathymetry of the Bay of Biscay. The grey line delimits the model area.

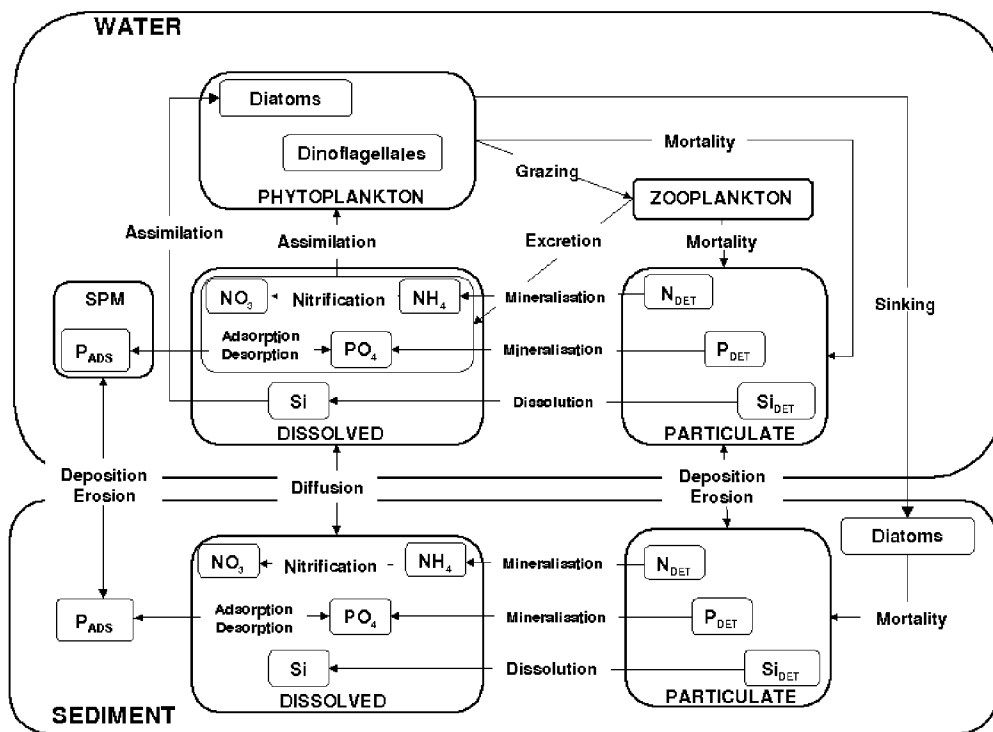


Figure B.2: The biogeochemical model.

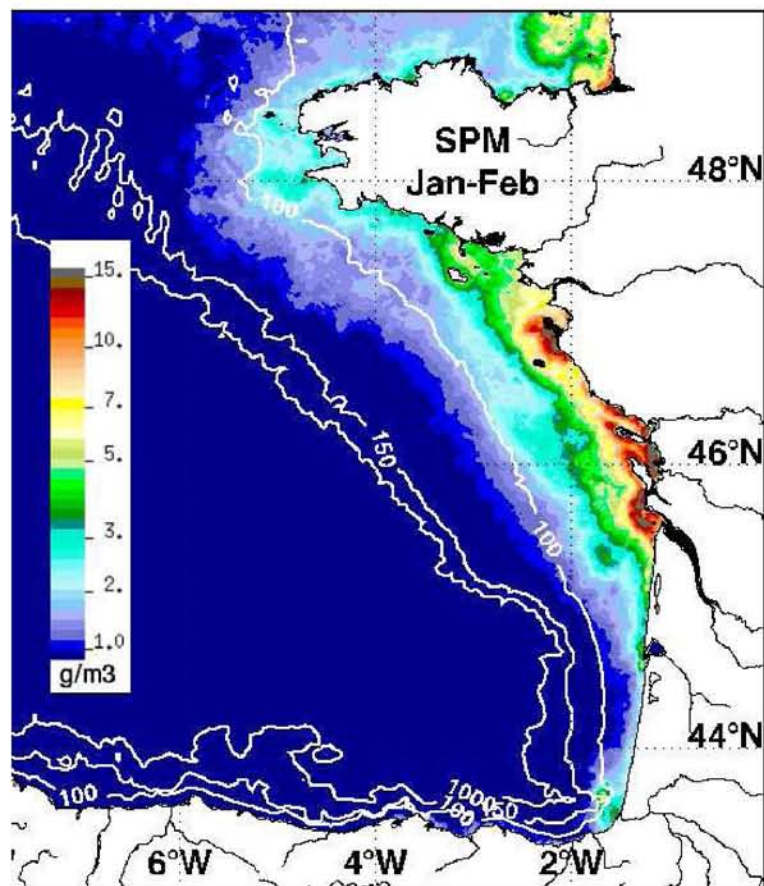


Figure B.3: January-February SPM composite from the years 1998-2003 SeaWiFS images. 100m, 150m and 1000m isobaths are drawn.

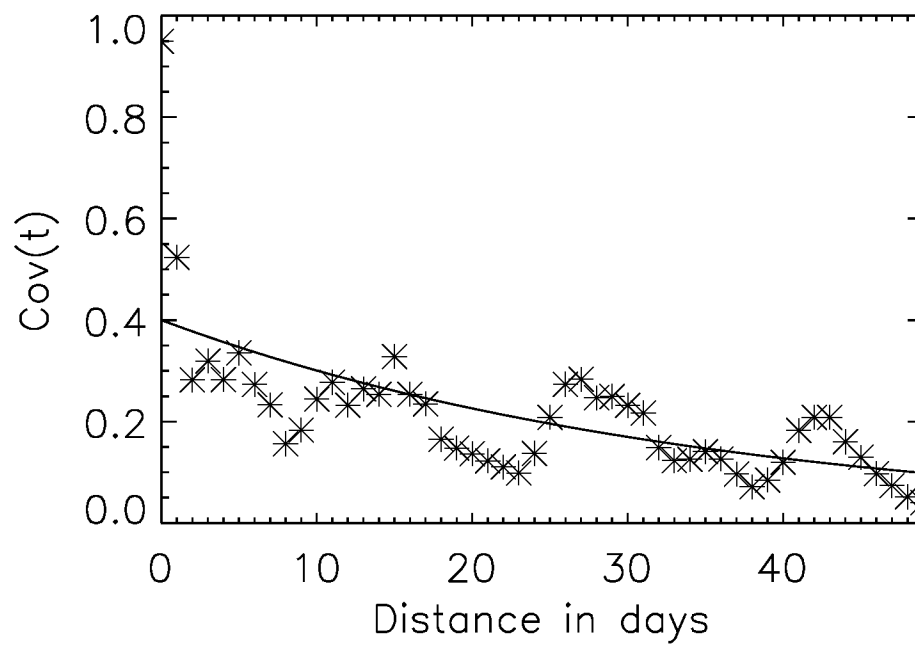


Figure B.4: Time covariance for the SPM from SeaWiFS images and fitted function (continuous line).

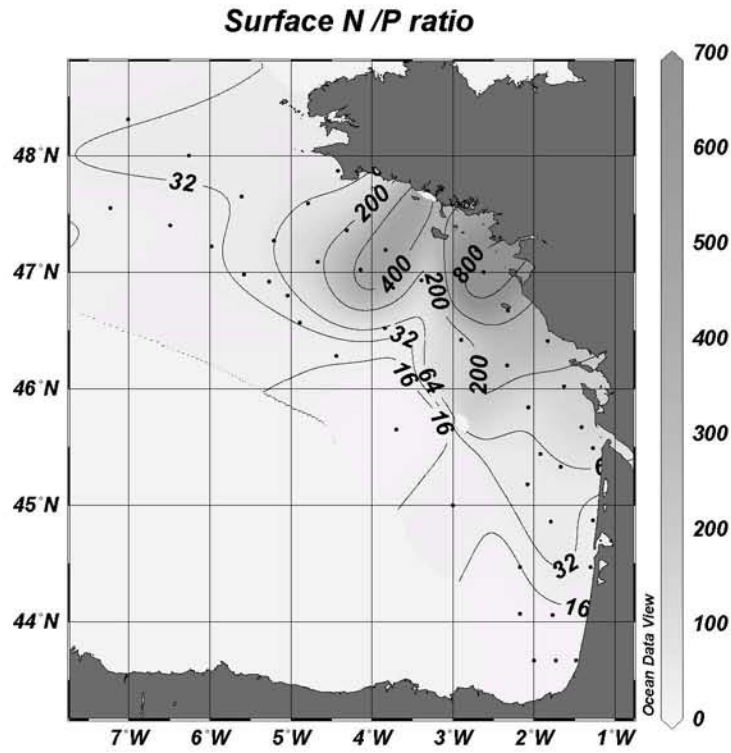


Figure B.5: Surface N/P ratio from the PEL01 field cruise.

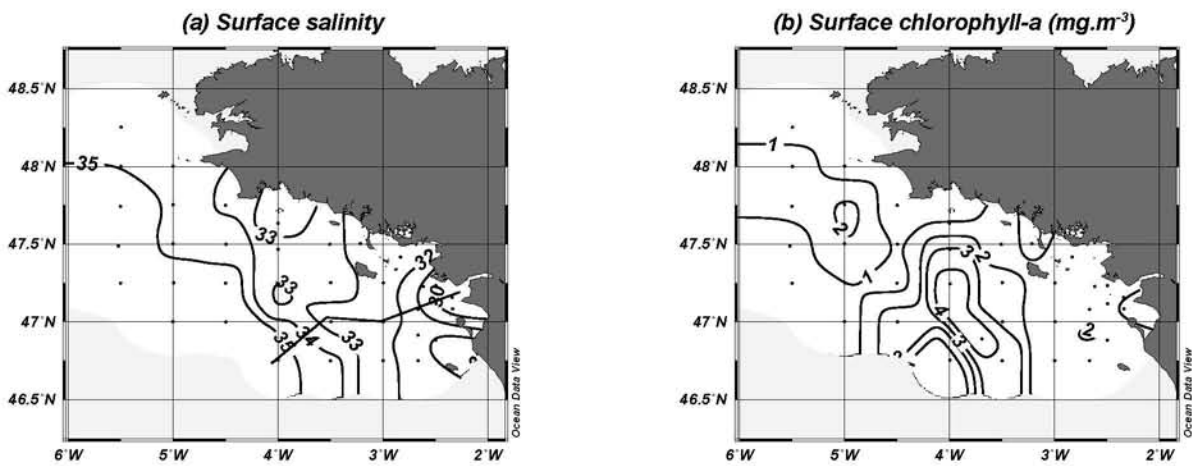


Figure B.6: Surface salinity (a) and chlorophyll a concentration (b) from NUTRIGAS cruise (23 February to 1 March 2001). Dots are measurement locations. Transect on (a) is for sections of Fig.B.8.

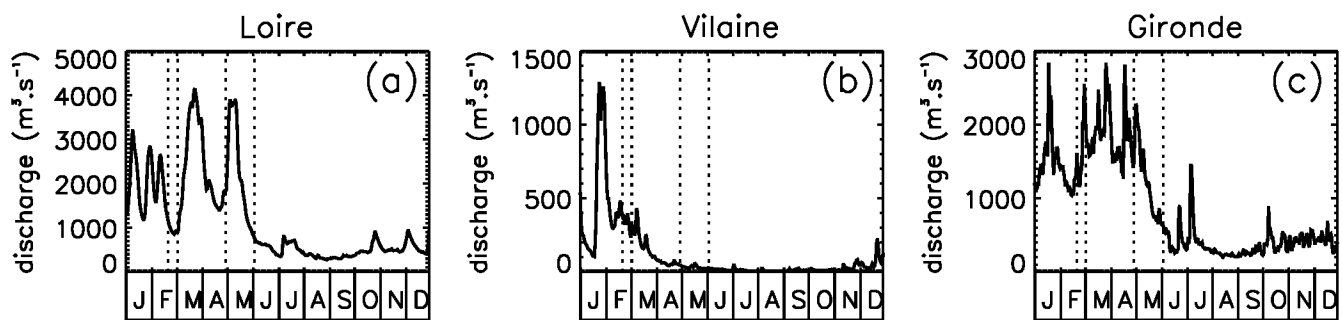


Figure B.7: Discharges of the Loire (a), Vilaine (b) and Gironde (c) rivers during the year 2001. Dotted lines delimit the periods of the NUTRIGAS and PEL01 field cruises.

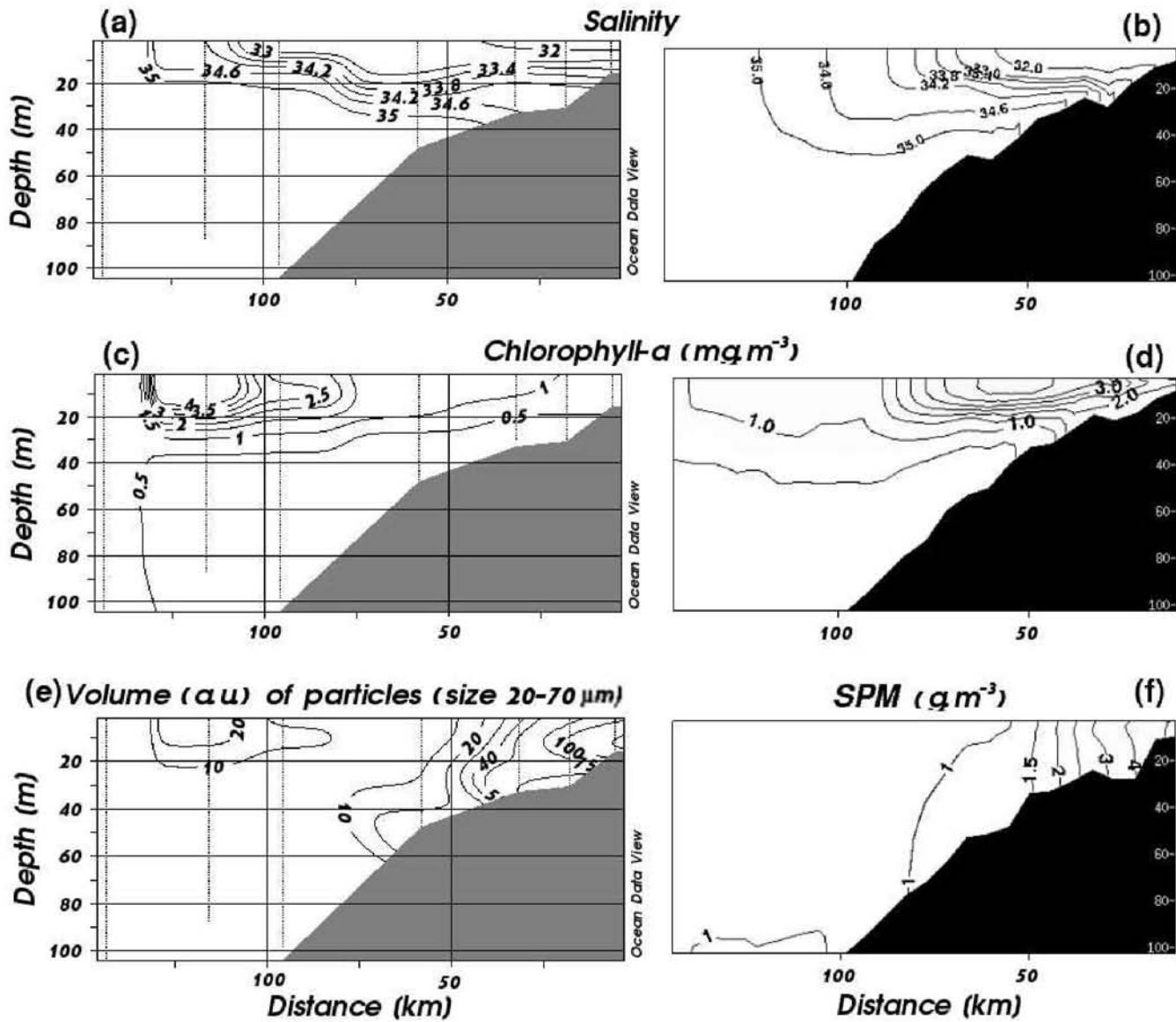


Figure B.8: Sections from the field cruise NUTRIGAS (left) and from the model (right). Sections are from the transect of Fig.B.6a.

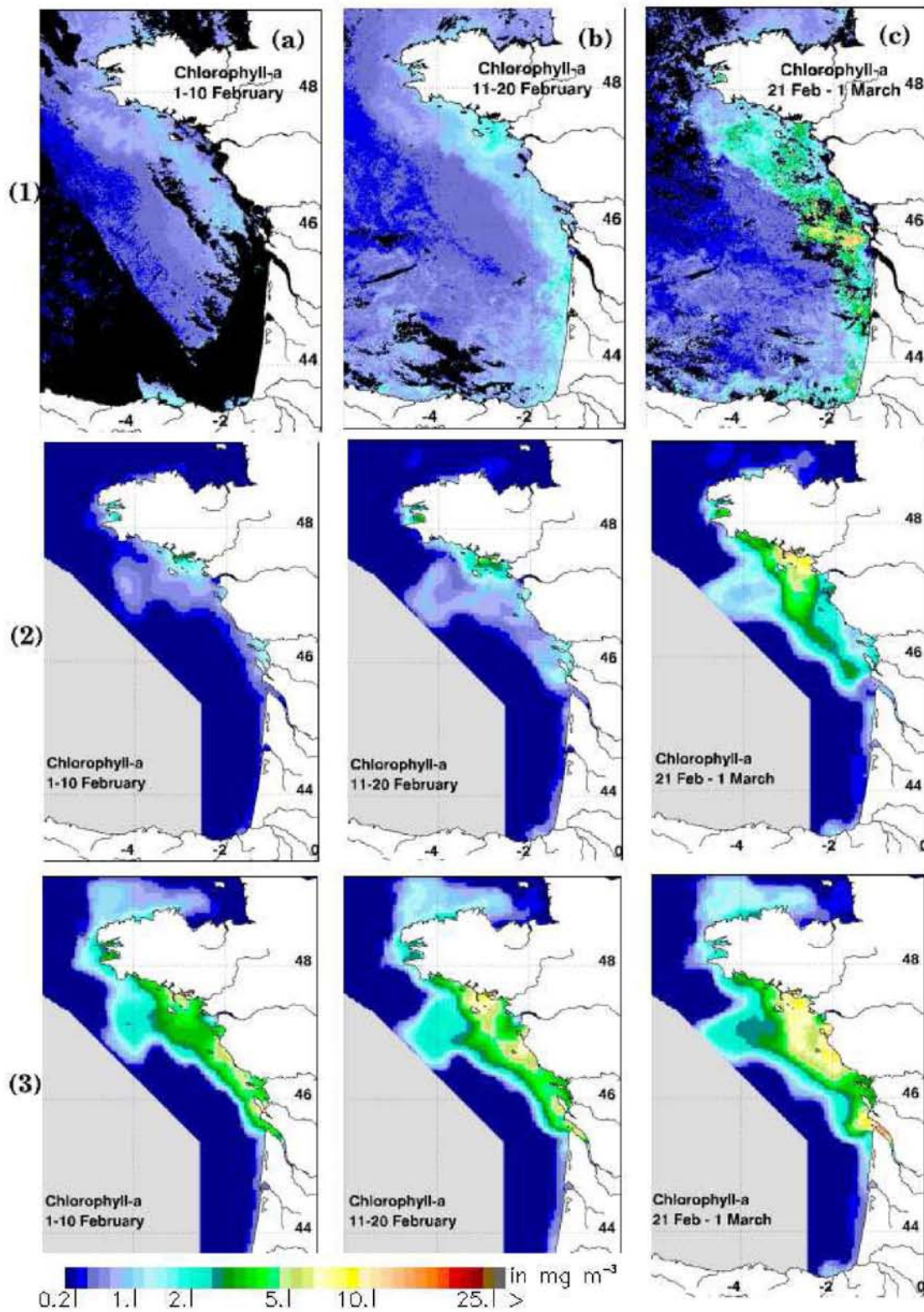


Figure B.9: Ten days mean situations calculated from SeaWiFS images (1), outputs of the nominal model (2), and outputs of the model without SPM-derived light attenuation, for beginning (a), mid (b) and late (c) February 2001.

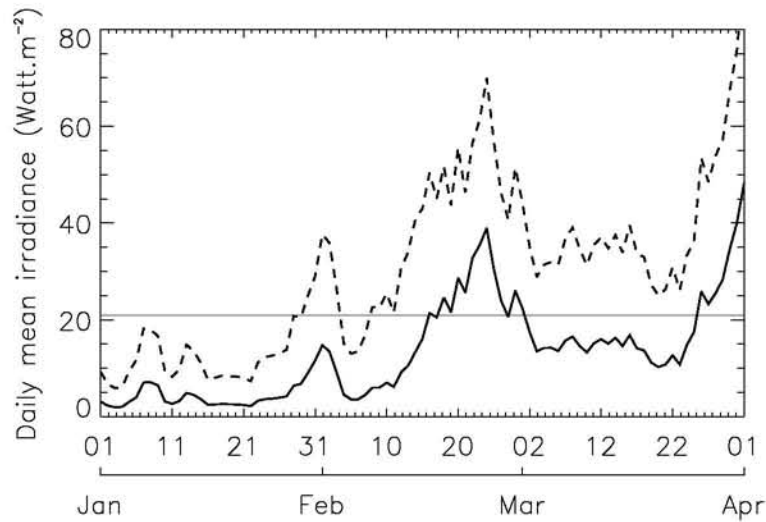


Figure B.10: Mean daily irradiance in the surface mixel-layer (E_m) calculated from Riley's equation and derived from METEOSAT surface irradiance data. Continuous/dashed line is the model case with SPM considered/not considered in K_{PAR} calculation. Riley's critical value (20.9 W.m^{-2}) is also plotted.

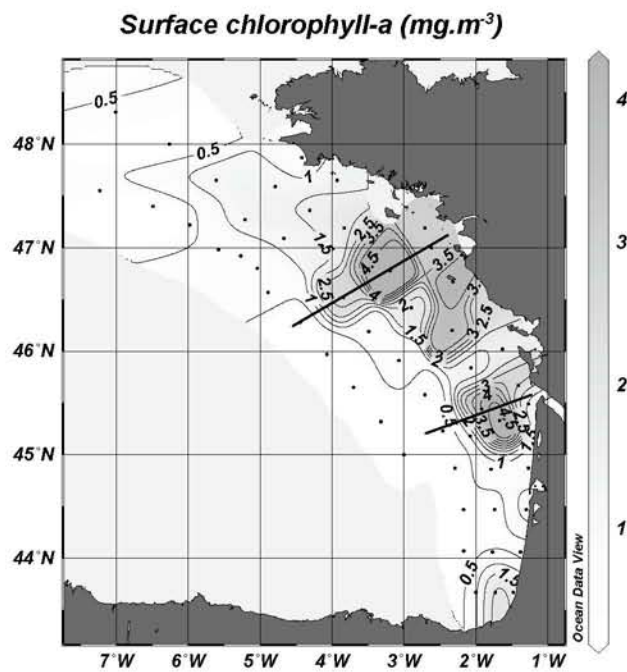


Figure B.11: Surface chlorophyll a from the PEL01 cruise. Transects are for sections of Fig.B.14.

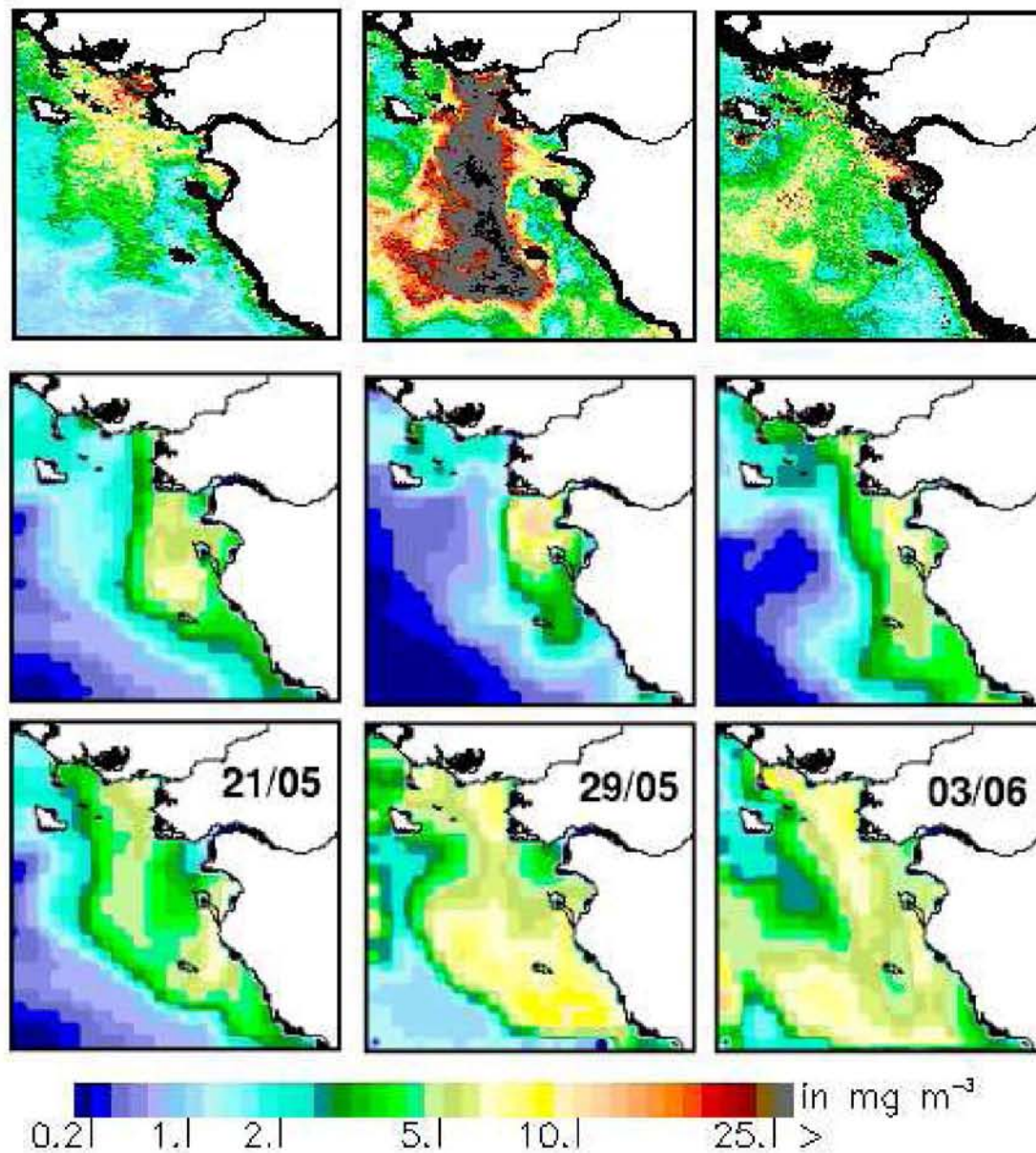


Figure B.12: Surface chlorophyll *a* in the Loire plume from SeaWiFS (top), the model before (middle) and after (bottom) parameter optimization.

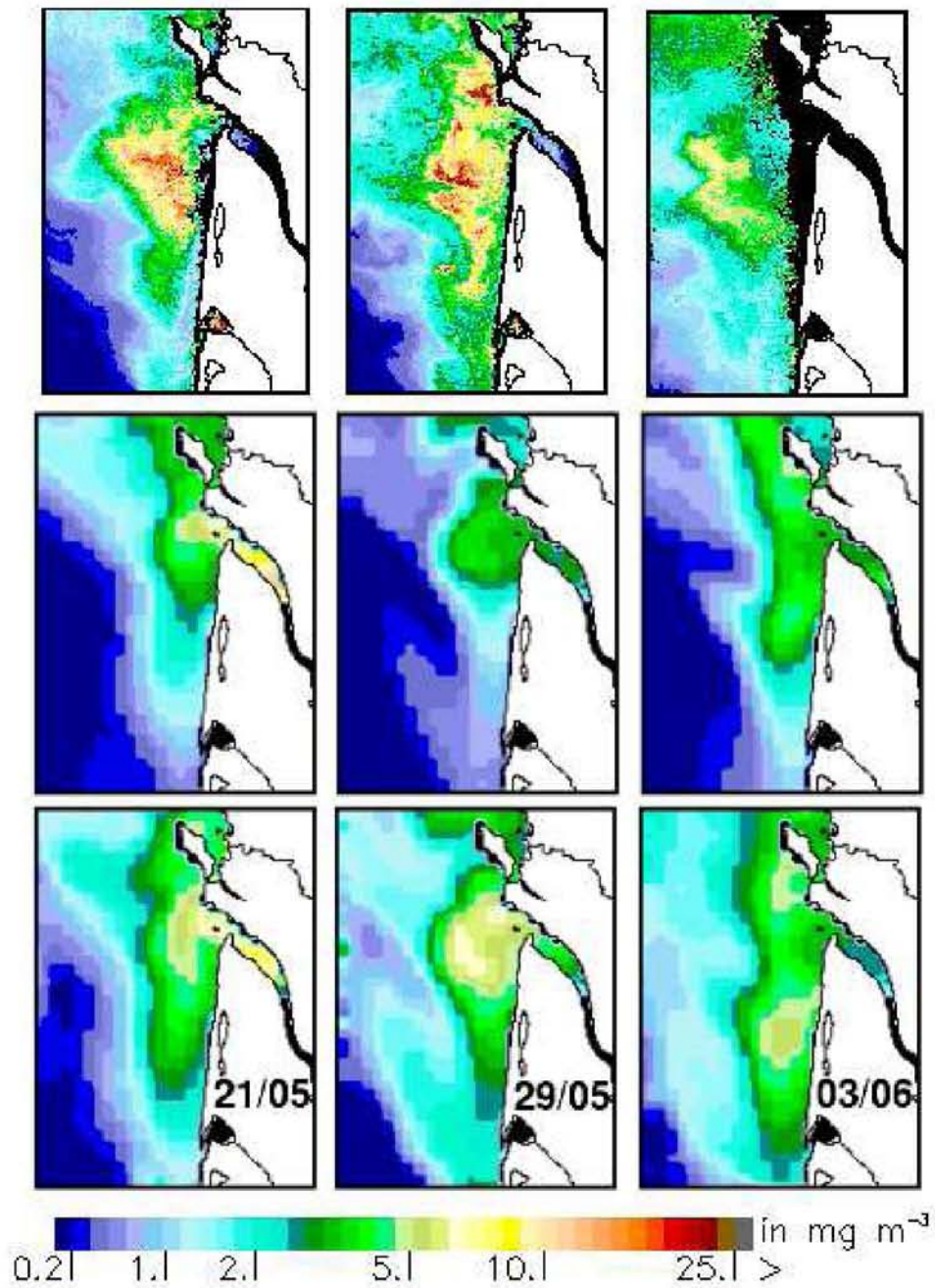


Figure B.13: Surface chlorophyll a in the Gironde plume from SeaWiFS (top), the model before (middle) and after (bottom) parameter optimization.

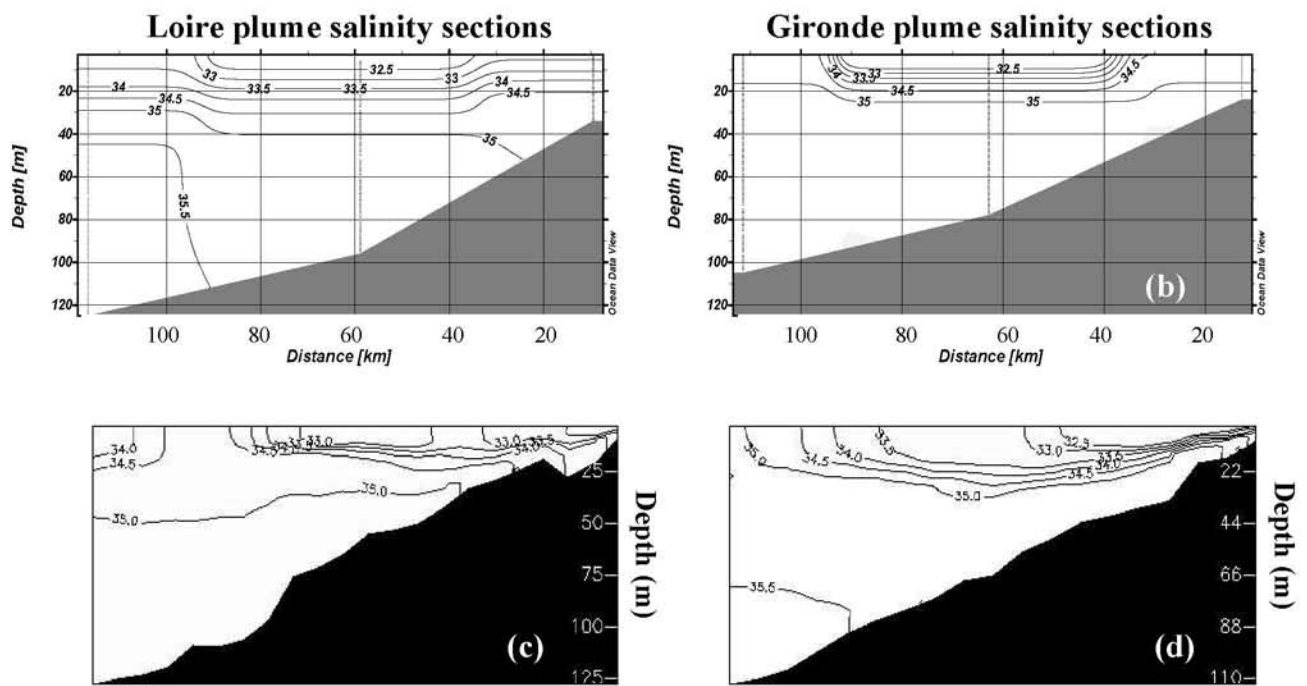


Figure B.14: Salinity sections of the transects of Fig.B.11 from PEL01 cruise (a,b) and from the model (c,d). a,c and b,d are sections of the Loire/Gironde plume, respectively.

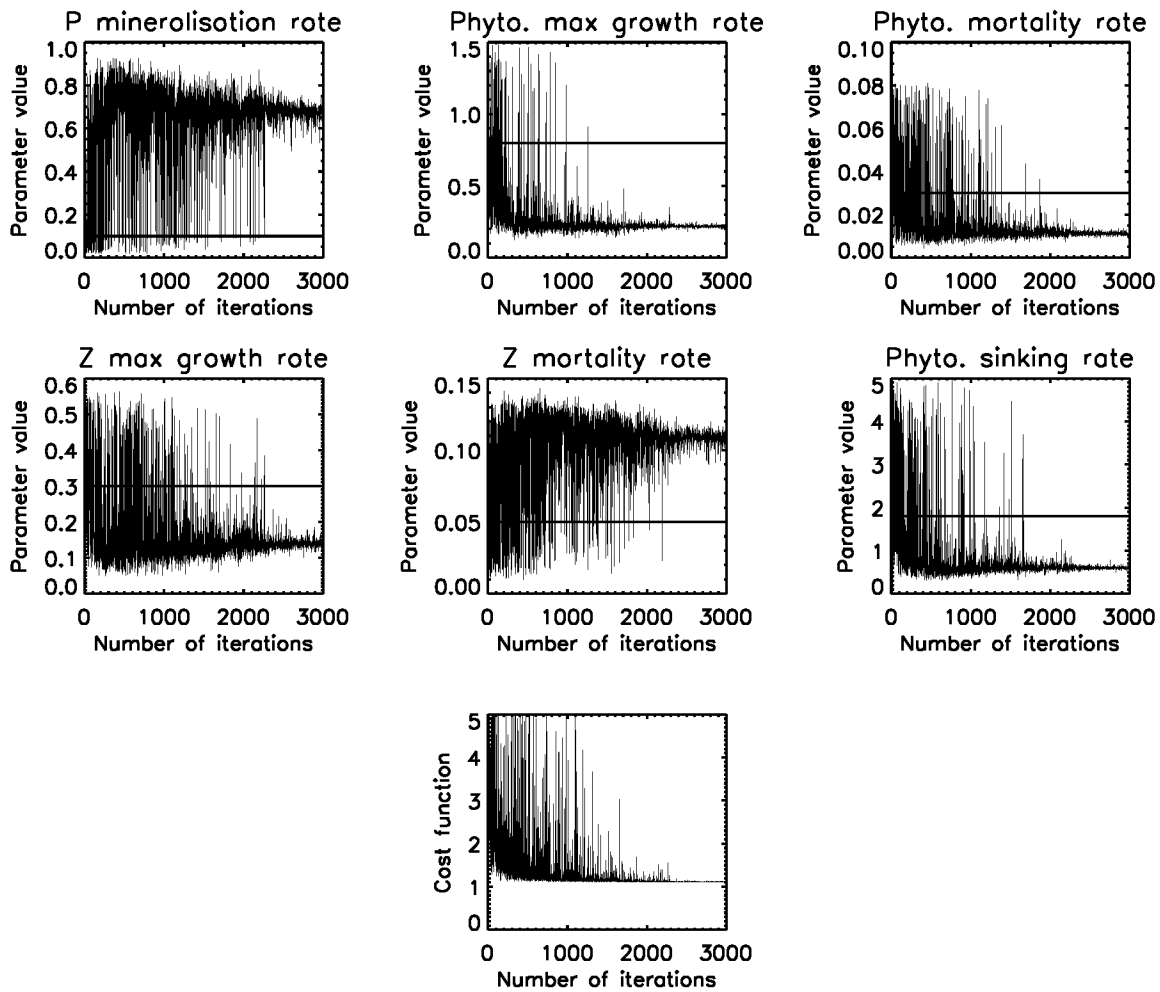


Figure B.15: Evolution of parameter and cost function values along the optimization iterations for the Loire real SeaWiFS data experiment. Continuous lines indicate the first-guess value for each parameter.

symbol	parameter	value	unit	source
<i>Phytoplankton</i>				
$r_{Si:N}^{Phy}$	Silicon/Nitrogen ratio	0.75	$mol.mol^{-1}$	NUTRIGAS (com. pers.)
$r_{P:N}^{Phy}$	Nitrogen/Phosphorus ratio	16	$mol.mol^{-1}$	Redfield et al. (1963)
$r_{C:N}^{Phy}$	Carbon/Nitrogen ratio	6.625	$mol.mol^{-1}$	Redfield et al. (1963)
<i>Diatoms</i>				
μ_{Diat}^0	Specific growth rate	0.8	day^{-1}	adjusted
m_{Diat}^0	Specific mortality rate	0.03	day^{-1}	Cugier et al. (2004)
$K_{NO_3}^{Diat}$	Nitrate half-saturation	2	$\mu mol.l^{-1}$	Loyer (2001)
$K_{NH_4}^{Diat}$	Ammonium half-saturation	1.5	$\mu mol.l^{-1}$	Loyer (2001)
K_{Si}^{Diat}	Silicon half-saturation	1	$\mu mol.l^{-1}$	Loyer (2001)
K_P^{Diat}	Phosphorus half-saturation	0.08	$\mu mol.l^{-1}$	Loyer (2001)
I_{opt}^{Diat}	Optimum light irradiance	50	$W.m^{-2}$	adjusted
<i>Dinoflagellates</i>				
μ_{Dino}^0	Specific growth rate	0.35	day^{-1}	Cugier et al. (2004)
m_{Dino}^0	Specific mortality rate	0.02	day^{-1}	Cugier et al. (2004)
$K_{NO_3}^{Dino}$	Nitrate half saturation	4	$\mu mol.l^{-1}$	Loyer (2001)
$K_{NH_4}^{Dino}$	Ammonium half-saturation	0.9	$\mu mol.l^{-1}$	Loyer (2001)
K_P^{Dino}	Phosphorus half-saturation	0.06	$W.m^{-2}$	Loyer (2001)
I_{opt}^{Dino}	Optimum light irradiance	170	$W.m^{-2}$	Cugier et al. (2004)
<i>Zooplankton</i>				
μ_{Zoo}^0	Specific growth rate	0.3	day^{-1}	Cugier et al. (2004)
m_{Zoo}^0	Specific mortality rate	0.05	day^{-1}	Adjusted
$m_{Zoo/Biom}$	Biomass-dependent mortality	0.0006	$day^{-1}.(l.\mu g^{-1})$	Cugier et al. (2004)
ϵ^0	Specific excretion rate	0.01	day^{-1}	Cugier et al. (2004)
γ	Ivlev coefficient	0.25	$l.\mu mol$	Adjusted
P_0	Predation escape rate	0.75	$\mu gChla.l^{-1}$	Adjusted
$\tau_{assimil}$	Assimilation rate	0.6	s.u.	Cugier et al. (2004)
p_{Diat}	Preferency coef. for Diatoms	1	s.u.	Loyer (2001)
p_{Dino}	Pref. coef. for Dinoflagellates	0.1	s.u.	Loyer (2001)
$r_{C:N}^{Zoo}$	Carbon/Nitrogen ratio	4.5	s.u.	Le Fevre-Lehoërff (1987)

Table B.1: List of parameter values for Phytoplankton and Zooplankton.

symbol	parameter	value	unit	source
W_{min}	Minimum sinking rate for Diatoms	0.5	$m.day^{-1}$	Loyer (2001)
W_{max}	Maximum sinking rate for Diatoms	1.8	$m.day^{-1}$	Loyer (2001)
w	Exponent for sinking rate of Diatoms	0.2	<i>s.u.</i>	Loyer (2001)
W_{Det}^{phy}	Sinking rate of phytoplankton detritus	4	$m.day^{-1}$	Loyer (2001)
W_{Det}^{zoo}	Sinking rate of zooplankton detritus	120	$m.day^{-1}$	Adjusted
W_{spm}	Sinking rate of SPM	1	$m.day^{-1}$	Adjusted

Table B.2: List of sinking rate parameters

symbol	parameter	value	unit	source
Mineralisation (water)				
$rmin_{Neau}^0$	Specific mineralisation rate for N	0.02	day^{-1}	Adjusted
$rdis_{Sieau}^0$	Specific mineralisation rate for Si	0.005	day^{-1}	Adjusted
$rmin_{Peau}^0$	Specific mineralisation rate for P	0.1	day^{-1}	Cugier et al. (2004)
$rnit_{eau}^0$	Specific nitrification rate	0.02	day^{-1}	Adjusted
Mineralisation (sed.)				
$rmin_{Nsed}^0$	Specific mineralisation rate for N	0.002	day^{-1}	Adjusted
$rdis_{Sised}^0$	Specific mineralisation rate for Si	0.005	day^{-1}	Adjusted
$rmin_{Psed}^0$	Specific mineralisation rate for P	0.015	day^{-1}	Adjusted
$rnit_{sed}^0$	Specific nitrification rate	0.02	day^{-1}	Adjusted
Phosphates adsorption				
C_{ads}	P adsorption coefficient on SPM	0.12	$l.(\mu mol P)^{-1}.d^{-1}$	Cugier et al. (2004)
C_{des}	P desorption coefficient	2.4	day^{-1}	Cugier et al. (2004)
k_{ads}^{max}	Max. capacity of SPM adsorption	40	$\mu mol P.g^{-1}$	Cugier et al. (2004)

Table B.3: List of parameters for particulate matter

symbol	parameter	value	unit	source
PAR	Photosynthetic active radiation coefficient	42.5	%	Jitts et al. (1976)
k_w	Attenuation coefficient due to water	0.1	m^{-1}	Gohin et al. (2004)
k_p	Attenuation coefficient due to chlorophyll <i>a</i>	0.05	$m^{-1}(mg.m^{-3})^{-1}$	Gohin et al. (2004)
k_{spm}	Attenuation coefficient due to SPM	0.0625	$m^{-1}(mg.l^{-1})^{-1}$	Gohin et al. (2004)

Table B.4: List of parameters for light attenuation

Coefficient	Loire				Gironde			
	S_{Chl}	S_{Zoo}	S_{PO_4}	$S_{P_{det}}$	S_{Chl}	S_{Zoo}	S_{PO_4}	$S_{P_{det}}$
Diatoms specific growth rate (μ_{Diat}^0)	-0.13	0.06	-1.78	-0.09	-0.12	0.06	-1.38	-0.16
Phyto specific mortality rate (m_{Diat}^0)	-0.21	-0.23	0.26	0.61	-0.32	-0.20	0.45	0.65
Phosphorus half-saturation (K_{Si}^{Diat})	-0.03	-0.06	0.61	-0.04	-0.03	-0.05	0.70	-0.04
Optimum light irradiance (I_{opt}^{Diat})	0.06	-0.03	0.13	0.06	0.05	-0.01	0.13	0.07
Zoo specific growth rate (μ_{Zoo}^0)	-0.52	0.31	0.63	-0.35	-0.31	0.35	0.32	-0.54
Ivlev coefficient (γ)	-0.33	0.24	0.44	-0.25	-0.22	0.28	0.23	-0.41
Assimilation rate ($\tau_{assimil}$)	-0.35	0.63	0.52	-0.25	-0.20	0.54	0.28	-0.43
Zoo specific mortality rate (m_{Zoo}^0)	0.19	-0.86	-0.42	0.18	0.11	-0.86	-0.18	0.38
Biomass-dependent mort. ($m_{Zoo/Biom}$)	0.04	-0.09	-0.08	0.03	0.01	-0.01	-0.02	0.01
Specific excretion rate (ϵ^0)	0.07	-0.12	0.03	0.08	0.05	-0.14	0.07	0.16
Predation escape rate (P_0)	0.15	-0.18	-0.21	0.17	0.11	-0.22	-0.07	0.30
Min sinking rate for Diatoms (W_{min})	-0.12	-0.07	0.06	-0.12	-0.13	-0.06	0.04	-0.16
Max sinking rate for Diatoms (W_{max})	-0.22	-0.08	0.07	-0.21	-0.38	-0.07	0.07	-0.67
Exp. for sinking rate of Diatoms (w)	-0.11	-0.04	0.04	-0.11	-0.17	-0.04	0.03	-0.25
Sinking rate of phyto detritus (W_{Det}^{phy})	-0.01	0.0	-0.02	-0.16	-0.01	-0.02	-0.06	-0.27
Sinking rate of zoo detritus (W_{Det}^{zoo})	-0.02	-0.02	-0.05	-0.96	-0.04	-0.02	-0.13	-0.91
Specific P mineral. rate ($rmin_{Peau}^0$)	0.04	0.03	0.10	-0.06	0.07	0.04	0.19	-0.07
Specific P mineral. rate ($rmin_{P_{sed}}^0$)	0.11	0.16	0.20	0.12	0.06	0.09	0.09	0.05
P desorption coefficient (C_{des})	0.08	0.13	0.16	0.09	0.04	0.07	0.07	0.04
Maximum SPM adsorption (k_{ads}^{max})	-0.08	-0.14	-0.17	-1.0	-0.04	-0.07	-0.07	-0.04
Dissolved P river load	0.02	0.05	0.05	0.04	0.01	0.02	0.03	0.02
Particulate P river load	0.02	0.03	0.04	0.04	0.0	0.0	0.0	0.01

Table B.5: Sensitivity values for a variation of +25% on the model parameters. Only parameters with a sensitivity $S_C > 0.005$ are given.

Parameter	Reference value	Min bound	Max bound	Estimated value	
	P^*	P_0	P_1	Loire	Gironde
$(rmin_{Peau}^0)$	0.1	0	0.5	0.060 (40%)	0.053 (47%)
(μ_{Diat}^0)	0.8	0	4.0	0.76 (5.5%)	0.78 (2.5%)
(m_{Diat}^0)	0.03	0	0.15	0.0280 (6.5%)	0.0279 (7.0%)
(μ_{Zoo}^0)	0.3	0	1.5	0.25 (15%)	0.27 (7.5%)
(m_{Zoo}^0)	0.05	0	0.25	0.033 (34%)	0.041 (18.3%)
(W_{max})	1.8	0	9.0	1.70 (5.8%)	1.73 (3.9%)
Cost function (J)				0.0012 (3.5%)	0.0010 (3.2%)

Table B.6: Parameter values for the twin experiments. For the estimated value, the relative error is indicated between parenthesis.

Parameter	Reference value	Min bound	Max bound	Estimated value	
	P^*	P_0	P_1	Loire	Gironde
$(rmin_{Peau}^0)$	0.1	0.01	1.0	0.68	0.65
(μ_{Diat}^0)	0.8	0.08	1.6	0.22	0.55
(m_{Diat}^0)	0.03	0.003	0.9	0.011	0.010
(μ_{Zoo}^0)	0.3	0.03	0.6	0.14	0.40
(m_{Zoo}^0)	0.05	0.005	0.15	0.11	0.10
(W_{max})	1.8	0.18	5.4	0.59	0.56
Cost function (J)	2.7(L) 1.76(G)			1.11	0.78

Table B.7: Parameter values for the real data experiments on the Loire (L) and Gironde (G) plumes.

Annexe C

Comparaison de méthodes sur une trajectoire dans l'Océan Atlantique Nord

En début de thèse, un test de comparaison de la méthode adjointe et de la stratégie évolutive a été réalisé. Cette première étude se place dans la continuité des travaux de Gunson et al. (1999), et a permis de déterminer laquelle des deux méthodes était la mieux adaptée à notre problématique côtière.

C.1 La méthode adjointe

Cette méthode mathématique de descente de gradient permet de minimiser une fonction de coût quadratique dépendante de contraintes d'équations non linéaires d'un modèle. La méthode consiste à construire les équations adjointes du modèle, que l'on intègre dans le sens inverse du temps. Cela permet de calculer le gradient de la fonction de coût par rapport aux variables de contrôle, et une estimation améliorée des variables de contrôle peut alors être réalisée. Le modèle est ensuite intégré dans le sens direct, avec ces nouvelles variables de contrôle, afin de calculer la nouvelle fonction de coût. Cette procédure est répétée itérativement jusqu'à obtenir une fonction de coût minimale. La construction des équations adjointes peut se faire à partir des équations du modèle par la méthode des multiples de Lagrange. Cependant, il est plus intéressant en pratique de construire l'adjoint des formes discrétisées des équations du modèle direct, plutôt que de discrétiser les formes continues des équations adjointes.

La fonction de coût associée au modèle ne prend en fait une forme quadratique qu'à proximité de la solution donnée par les paramètres connus *a priori*. Le gradient de la fonction de coût par rapport aux variables de contrôle est donc calculé localement, nécessitant de linéariser la relation entre la fonction de coût et le vecteur des variables de contrôle.

Théoriquement, les équations adjointes du modèle sont résolues de la manière suivante. Soit J la fonction de coût, et Ψ le vecteur des variables de contrôle. La première chose est de regarder le développement de Taylor, au premier ordre, de la fonction de J par rapport à Ψ ,

$$\delta J = \left. \frac{\partial J}{\partial \Psi} \right|_{\Psi_0} \delta \Psi \quad (\text{C.1})$$

qui utilise le gradient pour rendre compte de l'effet d'une perturbation dans les paramètres de contrôle sur la fonction de coût. Ψ_0 est le jeu de paramètres connu *a priori*. Le calcul de la fonction de coût, à partir des paramètres de contrôle, peut être fait par une suite de K opérations, c'est-à-dire,

$$J = F^K(F^{K-1}(\dots(F^1(\Psi))\dots)) \quad (\text{C.2})$$

Si par ailleurs on définit l'ensemble des variables ζ^k qui, au temps k , dépendent des paramètres de contrôle et influencent la fonction de coût, alors le $k^{\text{ième}}$ s'écrit :

$$\zeta^k = F^k(\zeta^{k-1}) \quad (\text{C.3})$$

Donc $\zeta^0 = \Psi$ et $\zeta^K = J$. Cette suite d'opérations représente l'intégration dans le temps des équations du modèle, du temps de départ au temps final, avec le vecteur de paramètres de contrôle Ψ qui est pris en compte à chaque pas de temps. Les éléments ζ^k représentent dans notre étude les profils verticaux des différents traceurs à un pas de temps k donné, et F^k représente toute la physique et la dynamique de la biologie qui détermine ζ^k à partir du pas de temps précédent. Cette suite d'opérations permet d'écrire l'équation C.1 de la manière suivante,

$$\delta J = \left. \frac{\partial J}{\partial \zeta^{K-1}} \right|_{\zeta_0^{K-1}} \left. \frac{\partial F^{K-1}}{\partial \zeta^{K-2}} \right|_{\zeta_0^{K-2}} \dots \left. \frac{\partial F^2}{\partial \zeta^1} \right|_{\zeta_0^1} \left. \frac{\partial F^1}{\partial \zeta^0} \right|_{\zeta_0} \delta \Psi \quad (\text{C.4})$$

où l'indice 0 représente les valeurs de ζ dépendant du temps et correspondant à Ψ_0 . Donc à chaque pas de temps k , la perturbation sur ζ^k due à une perturbation sur ζ^{k-1} est donnée par

$$\delta \zeta^k = \left. \frac{\partial F^k}{\partial \zeta^{k-1}} \right|_{\zeta_0^{k-1}} \delta \zeta^{k-1} \quad (\text{C.5})$$

Les éléments de la matrice de transformation Jacobienne $(\partial F^k / \partial \zeta^{k-1}) / \zeta_0^{k-1}$, qui indiquent une perturbation dans les profils verticaux d'un pas de temps au pas de temps suivant, sont simplement les formes linéarisées des équations discrétisées du modèle. Les équations C.5 sont appelées équations linéaires tangentes du modèle. Le vecteur adjoint

$\alpha\zeta^k$ est maintenant introduit. Chaque $\alpha\zeta^k$ a la même dimension que le ζ^k correspondant, et est défini par

$$\alpha\zeta^k \equiv \left(\frac{\partial J}{\partial \zeta^k} \Big|_{\zeta_0^k} \right)^* \quad (\text{C.6})$$

où l'astérisque signifie la transposée. En combinant les équations C.4, C.5 et C.6, on obtient le produit scalaire suivant :

$$\delta J = (\alpha\zeta^k)^* \delta\zeta^k \quad (\text{C.7})$$

On remarque d'après l'équation C.7, et en se rappelant que $\zeta^0 = \Psi$ et $\zeta^K = J$, que $\alpha\zeta^K = 1$ et que $\alpha\zeta^0 = ([\partial J / \partial \Psi] / \Psi_0)^*$, qui est le gradient que l'on recherche. Comme l'équation C.7 est vraie pour tout k , il est possible d'écrire

$$(\alpha\zeta^{k-1})^* \delta\zeta^{k-1} = (\alpha\zeta^k)^* \delta\zeta^k \quad (\text{C.8})$$

ou

$$(\alpha\zeta^{k-1})^* \delta\zeta^{k-1} = (\alpha\zeta^k)^* \frac{\partial F^K}{\partial \zeta^{k-1}} \Big|_{\zeta_0^{k-1}} \delta\zeta^{k-1} \quad (\text{C.9})$$

d'où

$$\alpha\zeta^{k-1} = \left(\frac{\partial F^K}{\partial \zeta^{k-1}} \Big|_{\zeta_0^{k-1}} \right)^* \alpha\zeta^k \quad (\text{C.10})$$

ce qui nous donne un moyen de calculer chaque vecteur adjoint en commençant par $\alpha\zeta^K = 1$, et donc de trouver le gradient $\alpha\zeta^0$. Pour cela il faut la transposée du Jacobien de l'équation C.5 pour chaque pas de temps. Les équations linéaires tangentes transposées du modèle (eq. C.10) sont appelées les équations adjointes du modèle. La transposition du code linéarisé consiste à inverser l'ordre des opérations du code du modèle direct.

A partir des variables adjointes calculées, un algorithme d'optimisation est utilisé. Celui-ci recherche la direction et l'amplitude de la modification à apporter aux valeurs des paramètres de contrôle, afin de trouver un nouveau Ψ_0 plus proche du minimum de la fonction de coût. La méthode de quasi-Newton limitée en besoin mémoire de Zou et al. (1993) est utilisée.

C.2 Contexte

La stratégie adoptée par Gunson et al (1999) vise à suivre une colonne d'eau lagrangienne, dans laquelle les processus biologiques ont lieu sur une dimension, en prenant en compte l'advection et la diffusion verticale. Ces trajectoires sont extraites d'un modèle 3-D, la colonne d'eau choisie est donc advectée par le champ de vitesse issu de la dynamique du modèle physique. Cette stratégie présente l'avantage, par rapport aux autres travaux similaires réalisés en 1-D vertical, de prendre en compte implicitement l'ad-

vection horizontale des traceurs biologiques. La diffusion horizontale est quand à elle négligée face à l'advection. Le système reste donc le même tout au long de l'étude. L'assimilation est alors réalisée le long de cette trajectoire, en prenant la donnée couleur de l'eau correspondante géographiquement.

Pour cela, les trajectoires de Gunson et al (1999) ont été récupérées. Elles sont issues du couplage entre le modèle Modular Ocean Model (MOM, version 1.1) et un modèle d'écosystème simple NPZD (Nitrate, Phytoplankton, Zooplankton, Detritus).

Pour notre comparaison, seulement le modèle de biologie est légèrement modifié (voir Chapitre 4), avec l'ajout du compartiment DON (Dissolved Organic Nitrogen) au modèle d'écosystème utilisé. Des expérimentations jumelles sont ensuite réalisées. Celles-ci consistent à simuler une chlorophylle a de surface par le modèle à partir d'un jeu de paramètres 'perturbé' (Ψ_i^* dans le tableau C.1). Celui-ci est construit en perturbant le jeu de paramètres connus *a priori* (Ψ_i^0 dans le tableau C.1). Les valeurs Ψ_i^0 ne correspondent pas toutes à celles données dans le tableau 4.1, qui ont été calibrées pour la région du Río de la plata. La donnée simulée (y_i^*) constitue la donnée qui sera ensuite assimilée. Le modèle est ensuite lancé une seconde fois avec le jeu de paramètres connus *a priori*, ce qui constitue la série temporelle de référence. L'assimilation est alors réalisée, à partir de la série de référence et en assimilant la série de N données simulées. Le succès de l'assimilation est jugé en mesurant la différence entre le résultat de l'optimisation et la donnée simulée en utilisant le formalisme de la fonction de coût suivante :

$$J(\Psi) = \sum_{i=1}^{i=N} [y_i^* - y_i(\Psi)]^2. \quad (\text{C.11})$$

Par rapport à la durée d'assimilation réalisée par Gunson et al. (1999), on ne commence l'assimilation qu'au bout de 100 jours pour notre étude. Les 100 premiers jours constituent une période de spin-up, nécessaire pour revenir à un état d'équilibre des différentes variables d'état du modèle. En effet l'initialisation se fait à partir de sorties du modèle 3D ne contenant que 4 variables d'état. Pour le DON, le profil initial est issu de données *in situ* de la zone. Ces expériences jumelles ont été réalisées pour une trajectoire afin de comparer les résultats d'optimisation obtenus par les deux méthodes. Cette trajectoire se situe entre 40° et 50° de latitude nord et 10° et 20° de longitude ouest.

Les paramètres que l'on choisit d'optimiser sont ceux que l'on considère comme étant les moins bien connus :

- le taux de broutage maximal, g
- le taux de capture par le zooplancton, p
- l'excrétion du zooplancton, γ
- le taux de mortalité du phytoplancton, μ_p
- le taux de mortalité du zooplancton, μ_z
- le taux de reminéralisation du DON, μ_{don}
- la vitesse de chute des détritits, w_S

- le taux d’hydrolyse maximal des détritits, μ_d
- la fraction exudée du phytoplancton, ϵ
- la fraction organique de l’excrétion du zooplancton, f_2

La connaissance *a priori* de la valeur des paramètres est prise en compte en ajoutant à la fonction de coût une contrainte sur les paramètres. Le rapport de la chlorophylle a (en mg.m^{-3}) sur le phytoplancton est $\text{Chl :P} = 1.59 \text{ mg.mmol}^{-1}$. La fonction de coût de l’équation C.11 prend donc la forme suivante, avec N le nombre d’observations assimilées :

$$J(\Psi) = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N [1.59P - Ch]^2 + \frac{1}{2 \times 10} \sum_{i=1}^{10} \left[\frac{\Psi_i - \Psi_i^0}{\sigma_{\Psi_i}} \right]^2 \quad (\text{C.12})$$

σ_{Ψ_i} est la variance *a priori* sur le paramètre Ψ_i , on suppose dans cette étude, pour chacun des paramètres, 100 % de variance sur sa valeur *a priori*.

L’ajout d’une contrainte sur les paramètres place les expériences jumelles dans un contexte plus réaliste. En effet, dans le cas de l’assimilation de données réelles, on ne part jamais de valeurs de paramètres totalement inconnues, une certaine confiance est accordée aux valeurs attribuées au départ. La contrainte sur les paramètres évite alors de trop s’éloigner des valeurs connues *a priori*. Celle-ci reste faible, sauf si l’on s’éloigne trop de la valeur *a priori*, et n’empêche donc pas de converger vers la solution recherchée, toujours située ici entre $\pm 100\%$ de la valeur de départ.

C.3 Résultats

Les résultats sont présentés dans le tableau C.1. La méthode évolutive étant stochastique, les résultats pour une même chlorophylle simulée peuvent être différents. Cinq expérimentations d’optimisation par cette méthode ont donc été réalisées.

L’optimisation des paramètres à partir d’un seul type de données (la chlorophylle a), et à un seul niveau de la colonne d’eau (en surface), peut aboutir à un ensemble de paramètres incompatible avec une évolution cohérente des variables d’état du modèle. Afin de valider les résultats obtenus, l’évolution des différentes variables d’état le long de la trajectoire lagrangienne à différents niveaux de la colonne d’eau est présentée sur les figures C.1, C.2, C.3. La période d’évolution des différents traceurs représentée sur ces figures comprend la période de spin-up de 100 jours, suivie par la période d’assimilation, le tout représentant une durée de 9 mois. Ces séries temporelles sont obtenues à partir des paramètres optimisés lors du troisième test de la méthode évolutive, et du seul test par la méthode adjointe. Ces séries sont comparées avec les séries obtenues à partir des paramètres connus *a priori*, et ceux ayant servi à simuler la chlorophylle a de surface. Pour chacun des cinq traceurs, il s’avère que les séries obtenues sont cohérentes avec la

Valeur de la fonction de coût	Ψ_i^0	Ψ_i^*	Valeurs des paramètres optimisés par la méthode évolutive					adjointe
	initiale							
	0.894		0.0527	0.0555	0.0525	0.0545	0.0598	0.796
g	2	2.227	2.151	2.210	2.171	2.189	2.121	2.095
p	1	1.206	1.115	1.174	1.119	1.170	1.108	1.055
γ	0.03	0.0125	0.0116	0.0146	0.0121	0.0142	0.0112	0.0301
μ_p	0.03	0.021	0.020	0.0207	0.0201	0.0207	0.0198	0.0302
μ_z	0.2	0.346	0.293	0.322	0.297	0.319	0.290	0.212
μ_{don}	0.05	0.0274	0.0265	0.0259	0.0267	0.0263	0.0259	0.0499
w_S	5	9.89	4.958	4.728	5.157	5.176	3.411	5
μ_d	7	9.84	6.452	6.524	6.330	6.757	6.554	6.99
ϵ	0.01	0.0078	0.0102	0.01	0.0099	0.01	0.0095	0.01
f_2	0.25	0.319	0.240	0.258	0.251	0.257	0.254	0.25

TAB. C.1 – Valeurs des paramètres de contrôle obtenues après optimisation par la méthode adjointe et la méthode évolutive.

série *a priori* (rouge) et la série simulée (noire). C'est également le cas pour les résultats obtenus par les quatre autres tests de la méthode évolutive.

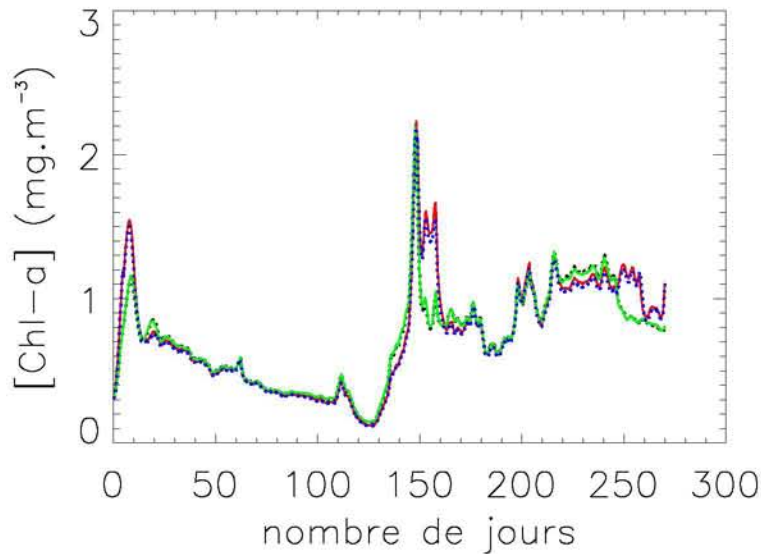


Fig. C.1 – Concentrations en chlorophylle a de surface le long de la trajectoire lagrangienne. A partir des paramètres connus *a priori* (rouge), pour la chlorophylle a de surface simulée (pointillés noirs), à partir des paramètres optimisés par la méthode adjointe (bleu) et par la méthode évolutive (vert).

La première chose à comparer est la valeur optimale de la fonction de coût obtenue par les deux méthodes. Ces valeurs pour la méthode évolutive se situent entre 0.052 et 0.060, ce qui présente une faible variabilité. Ces faibles valeurs laissent supposer que la méthode

évolutive a permis de trouver le minimum global de la fonction de coût. Au contraire la valeur trouvée par la méthode adjointe reste très forte, comparable à la valeur de la fonction de coût de départ, obtenue à partir des valeurs des paramètres connus *a priori*. La méthode adjointe ne trouve qu'un minimum local de la fonction de coût. Pour trouver le minimum global, un grand nombre de simulations serait nécessaire à partir de jeu de paramètres Ψ_i^0 différents.

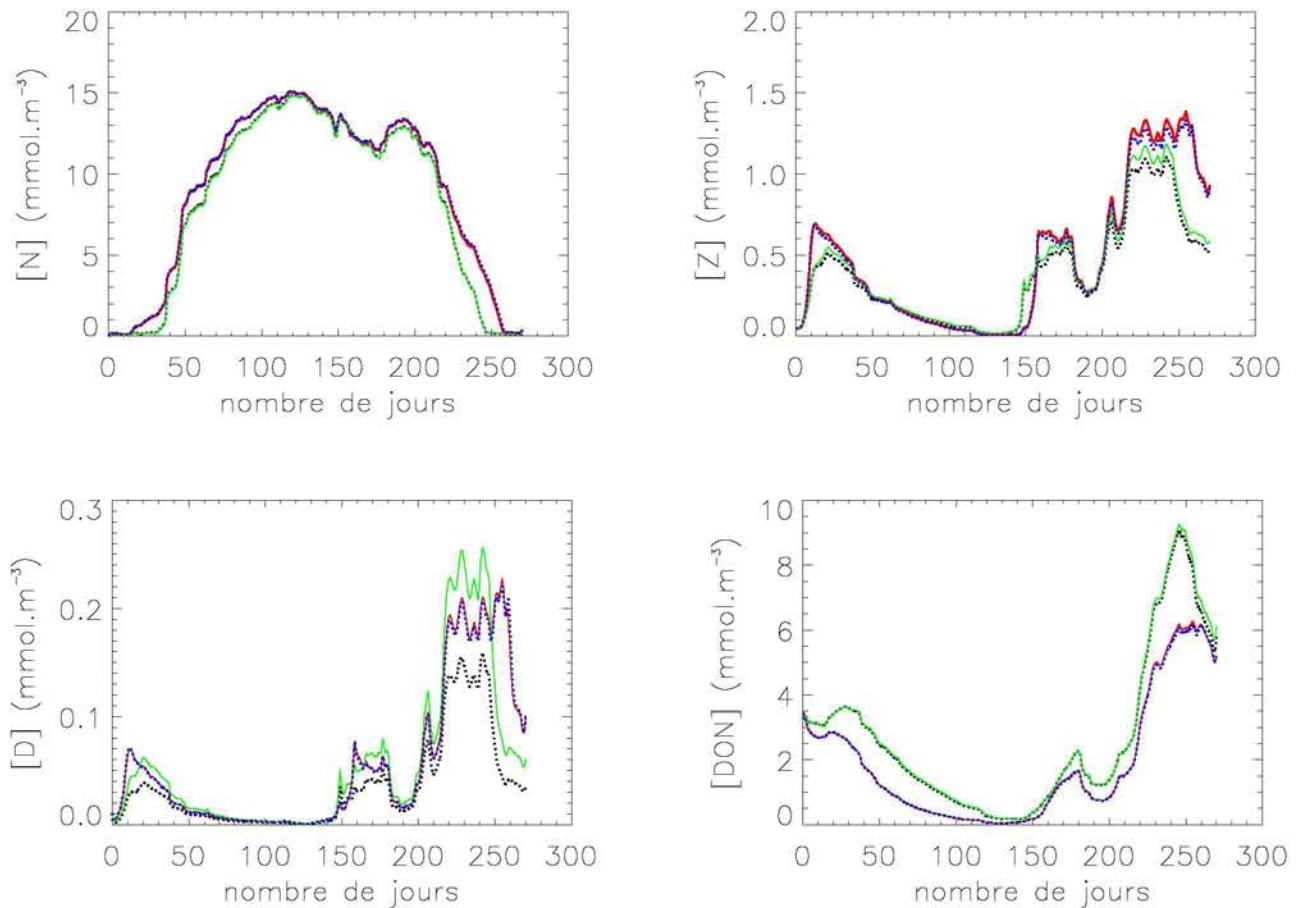


Fig. C.2 – Suivi des différents traceurs biologiques (N , Z , D , DON) en surface, le long de la trajectoire lagrangienne. A partir des paramètres connus *a priori* (rouge), à partir des paramètres perturbés (noir pointillés), à partir des paramètres optimisés par la méthode adjointe (bleu pointillés) et par la méthode évolutive (vert).

Les valeurs de paramètres obtenues par les différentes expérimentations sur la méthode évolutive sont très comparables. La variabilité est due au fait que l'on se trouve à proximité du minimum global, sans y être exactement. Un critère de convergence plus strict permettrait de diminuer encore cette variabilité, en augmentant en contrepartie le temps de calcul. Au contraire, des tests réalisés avec un critère de convergence moins strict (l'optimisation s'arrête pour une valeur de convergence un ordre de grandeur plus grande) ne permettent pas d'obtenir de façon systématique le minimum global.

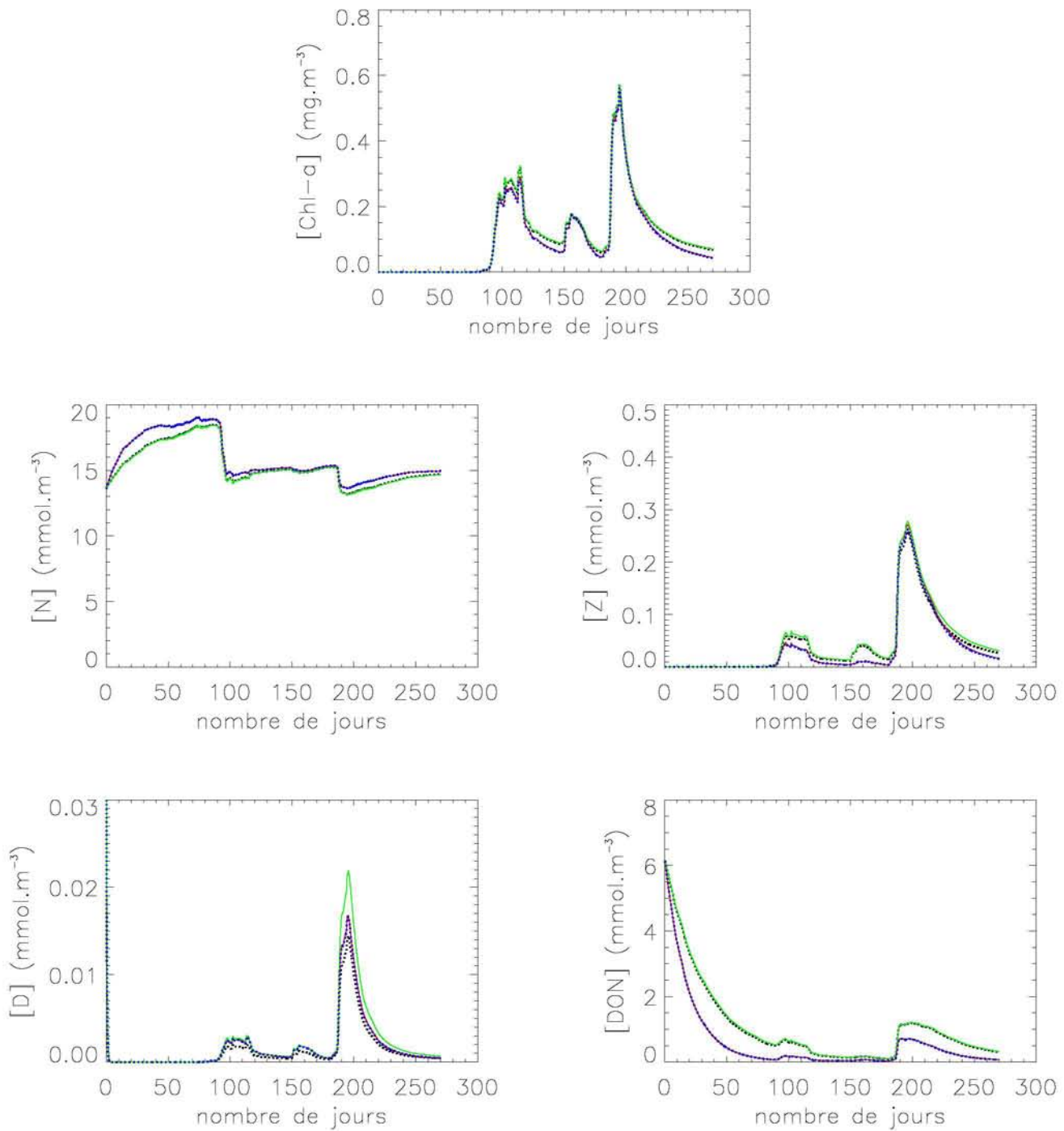


Fig. C.3 – Identique à la figure C.2, mais à une profondeur de 120 mètres et avec le suivi de la chlorophylle a.

Il est possible de regarder la manière dont sont contraints les différents paramètres par l'assimilation des données. Pour cela, les variances relatives obtenues pour chacun des paramètres par les cinq tests utilisant la méthode évolutive sont calculées. Les paramètres de la reminéralisation du DON et de broutage du phytoplancton par le zooplancton, ayant la plus faible variance relative, semblent les mieux contraints. Les moins bien contraints sont la vitesse de chute des détritits et l'excrétion du zooplancton.

La direction de variation de la valeur des paramètres n'est pas toujours celle d'un rapprochement vers la valeur ayant servi à simuler la chlorophylle *a* de surface (Ψ_i^*). Or dans des expériences jumelles comme celles que nous réalisons, on s'attend plutôt, si le paramètre est correctement contraint, à obtenir des valeurs se rapprochant des Ψ_i^* . Si un minimum global est obtenu pour des valeurs de paramètres au contraire éloignées des valeurs de Ψ_i^* , alors cela signifie que ces paramètres en question sont moins contraints que les autres par la donnée assimilée. C'est le cas pour le taux maximum d'hydrolyse des détritits, pour la vitesse de chute des détritits (pour 3 des 5 tests), et pour le pourcentage d'excrétion organique du zooplancton (pour 1 des 5 tests).

Ces deux mises en évidence de la manière dont sont contraints les différents paramètres par la méthode évolutive concordent pour montrer que les paramètres les moins bien contraints sont les paramètres liés aux détritits (vitesse de chute et taux d'hydrolyse maximal), et dans une moindre mesure ceux liés au zooplancton (excrétion et pourcentage de l'excrétion organique). Ces résultats sont confirmés par l'évolution de la concentration en détritits et en zooplancton le long de la trajectoire, aussi bien en surface qu'à environ 120 mètres de profondeur. La courbe verte (figures C.2 et C.3) est en effet décalée par rapport à la courbe simulée (noire) que l'on essaye de retrouver, alors que pour les autres traceurs, ces deux courbes sont pratiquement similaires. Pour les détritits, l'écart peut même être important, l'évolution de ce traceur étant dégradée par l'optimisation.

La même étude de sensibilité est délicate à réaliser avec la méthode adjointe. En effet, il semble qu'après optimisation un minimum local de la fonction de coût soit atteint. Les valeurs des paramètres n'ont d'ailleurs varié que très peu par rapport aux valeurs connues *a priori*. Les paramètres ayant varié le plus sont ceux du broutage et de la capture du phytoplancton par le zooplancton, et celui de la mortalité du zooplancton.

Bibliographie

- Gunson, J., Oschlies, A. et Garçon, V. (1999). Sensitivity of ecosystem parameters to simulated satellite ocean color data using a coupled physical-biological model of the North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 57, 613–639.
- Zou, X., Navon, I. M., Berger, M., Phua, K. H., Schlick, T. et LeDimet, F. X. (1993). Numerical experience with limited-memory quasi-newton and truncated newton methods. *SIAM J. Control Optim.*, 3, 582–608.

TITLE : Use of ‘ocean color’ data for improving coupled physical-biogeochemical model in coastal areas : Application to the Río de la Plata and to the Bay of Biscay.

ABSTRACT

Continental margins play a crucial role in biogeochemical fluxes between the continents and the open ocean. They are also highly sensitive to human perturbations. Primary production is highly dependent on the complex dynamics of these coastal zones, and on the river supply in nutrients, as well as in Suspended Particulate Matter (SPM) which limit light availability. The quantification of the production is a prerequisite in many applications, from the understanding of the role of the coastal ocean in climate change, to eutrophication and fisheries resources issues within the frame of the integrated management of the coastal zone.

Coupled physical-biogeochemical models are useful in studying and monitoring primary production. Because of the numerous complex processes and their non-linear interactions, and of some poorly known parameter values, some errors remain in the simulation of the phytoplankton production in coastal areas. Together with these models, satellite ‘ocean color’ data is a major monitoring tool for marine ecosystems. Applying empirical algorithms to SeaWiFS data in coastal areas allows the retrieval of the concentration of chlorophyll *a* as well as of SPM.

This PhD. work shows the benefits of using ‘ocean color’ data to constrain primary production models. Two study areas are investigated : the Río de la Plata estuary and its continental margin in the Southwest Atlantic Ocean, and the Bay of Biscay in the Northeast Atlantic.

First, the analysis of chlorophyll *a* concentration data bases for both areas, and of SPM concentration for the Bay of Biscay, reveals major phytoplankton features and processes that should be taken into account in the model formulation. Then a simple five compartments model for the Río de la Plata, and a more complex one for the Bay of Biscay, have been coupled to the hydrodynamic model MARS-3D of IFREMER. After a first validation step, in which major observed features are reproduced, the models constraint by ocean color data is investigated.

For the Bay of Biscay, surface forcing with satellite SPM concentrations improves the accuracy of light availability and then the simulation of late winter phytoplankton blooms. For both areas, we conducted optimisation experiments for some of the biological parameters. This parameter estimation was done on short spring periods with a global optimisation method, the Evolutive Strategies, applied to the three dimensional coupled model. The minimisation of a cost function describing the data/model misfit on surface chlorophyll *a* was then possible, leading to a better simulation of spring phytoplankton blooms in the plumes of the Bay of Biscay.

The use of ‘ocean color’ data for assimilation in coupled physical-biogeochemical models is a major issue in optimizing the primary production estimation, in the frame of an operational monitoring of the coastal environment.

Key words : Río de la Plata, Bay of Biscay, coastal area, satellite data, ‘ocean color’, physical-biogeochemical coupled model, phytoplankton blooms, chlorophyll *a*, Suspended Particulate Matter (SPM), data assimilation, parameter estimation.

AUTEUR : Martin HURET

TITRE : Apports des données satellitales de la 'couleur de l'eau' à la modélisation couplée physique-biogéochimie en milieu dynamique côtier : Application au Río de la Plata et au Golfe de Gascogne

DIRECTEUR DE THESE : Véronique GARÇON

LIEU ET DATE DE SOUTENANCE : 28 Janvier 2005 à TOULOUSE

RESUME

Les marges continentales assurent un rôle primordial dans les échanges entre continents et océan hauturier. Elles sont également très sensibles aux modifications d'origine anthropique. La production primaire est dépendante de la dynamique complexe de ces zones côtières, ainsi que des apports continentaux en sels nutritifs et en Matières En Suspension (MES) agissant sur la disponibilité en lumière. La quantification de la production est un pré-requis dans de nombreuses applications, de la compréhension du rôle des océans dans le changement climatique, aux problèmes d'eutrophisation et de gestion de la ressource halieutique dans un cadre de gestion intégrée de la zone côtière.

Les modèles numériques couplant biogéochimie et dynamique côtière constituent un outil idéal de synthèse pour l'étude et la surveillance de la production primaire. Ils ne sont toutefois pas exempts de faiblesses dans la simulation des événements phytoplanctoniques observés en région côtière. En parallèle à ces modèles, la donnée satellitale de la 'couleur de l'eau' représente un outil d'observation majeur dans l'étude des écosystèmes marins. L'application d'algorithmes empiriques aux données du capteur SeaWiFS permet pour le milieu côtier de restituer la concentration en chlorophylle *a* mais aussi en MES.

L'intérêt est porté ici sur l'utilisation de la donnée satellitale de la 'couleur de l'eau' pour contraindre les modèles de production phytoplanctonique. Pour cela deux zones côtières sont étudiées : l'estuaire du Río de la Plata avec sa marge continentale dans l'océan Atlantique Sud-Ouest, et le Golfe de Gascogne dans l'Atlantique Nord-Est.

L'analyse des bases de données de chlorophylle *a* pour les deux régions, et de MES pour le Golfe de Gascogne, permet de caractériser les zones du point de vue de leur dynamique écologique, et de définir les processus majeurs à prendre en compte dans nos modèles. Un modèle à cinq compartiments pour le Río de la Plata, un modèle un peu plus détaillé pour le Golfe de Gascogne, ont été couplés au modèle hydrodynamique MARS-3D d'IFREMER. Après une première phase de validation, dans laquelle les caractéristiques principales des deux écosystèmes sont reproduites, la contrainte des modèles par la donnée couleur de l'eau est étudiée plus en détail.

Pour le Golfe de Gascogne, la prise en compte de la donnée MES en forçage de surface augmente la précision de la disponibilité en lumière et par conséquent la simulation des blooms de fin d'hiver. Pour nos deux zones, des expériences d'optimisation de certains paramètres des modèles biologiques sont réalisées sur des courtes périodes printanières. Pour cela on utilise une méthode d'optimisation globale, les Stratégies Evolutives, que l'on applique au modèle tridimensionnel, afin de minimiser une fonction de coût décrivant l'erreur entre chlorophylle *a* de surface observée et simulée. Pour nos deux zones, cette erreur est réduite en jouant sur la valeur des paramètres, avec dans le cas du Golfe de Gascogne une nette amélioration de la simulation des blooms printaniers.

L'utilisation conjointe de la donnée 'couleur de l'eau' et des modèles couplés physique-biogéochimie semble indispensable pour une optimisation de l'estimation de la production primaire, dans le cadre de systèmes de surveillance opérationnels de l'environnement côtier.

Mots clés : Río de la Plata, Golfe de Gascogne, milieu côtier, donnée satellitale, 'couleur de l'eau', modèle couplé physique-biogéochimie, blooms phytoplanctoniques, chlorophylle *a*, Matières En Suspension (MES), assimilation de données, estimation de paramètres.

DISCIPLINE : Océanographie physique et biologique