



Modélisation biogéochimique de la mer Méditerranée avec le modèle régional couplé NEMO-MED12/PISCES

Julien Palmiéri

► **To cite this version:**

Julien Palmiéri. Modélisation biogéochimique de la mer Méditerranée avec le modèle régional couplé NEMO-MED12/PISCES. Sciences de la Terre. Université de Versailles-Saint Quentin en Yvelines, 2014. Français. <NNT : 2014VERS0061>. <tel-01221529>

HAL Id: tel-01221529

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01221529>

Submitted on 28 Oct 2015

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

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

**Thèse de doctorat
de l'université Versailles-Saint-Quentin.**

Spécialité : Sciences de l'environnement.

Présenté par :

Julien Palmiéri

Pour le titre de :

Docteur de l'Université de Versailles-Saint-Quentin

**Modélisation Biogéochimique de la mer Méditerranée
avec le modèle régional couplé
NEMO-MED12/PISCES.**

Soutenance : Le Vendredi 26 Septembre 2014

Composition du Jury :

M.	Matthieu Roy-Barman	Président
Mme	Mélika Baklouti	Rapporteur
Mme	Claude Estournel	Rapporteur
Mme	Cécile Guieu	Examinatrice
M.	Olivier Aumont	Examinateur
M.	Samuel Somot	Examinateur
Mme	Ivane Pairaud	Examinatrice Invitée
M.	Jean-Claude Dutay	Directeur de thèse
M.	Laurent Bopp	Directeur de thèse
Mme	Karine Béranger	Directrice de thèse

*À tous ceux qui s'en sont allés...
Et à tous ceux qui nous ont rejoint !
À Papa.*

Remerciements.



Voilà une sacrée Aventure qui se termine!!

Et il est maintenant temps de Remercier Très Chaleureusement, Toutes les personnes qui, de près ou de loin, m'ont accompagné.

Bien évidemment, premier de tous, la personne qui a dit oui au mail un peu fou d'un étudiant Marseillais voulant étudier la Méditerranée à Paris. Un ÉNORME MERCI à toi, Jean-Claude. Merci pour tout! Merci d'avoir cru en moi, de m'avoir soutenu, conseillé, aidé, et même secoué! Et Merci de m'avoir proposé cette Aventure Gigantesque, que j'ai Adoré, et qui m'a beaucoup apportée! Pour tout ça, Merci Beaucoup!!

Un autre Merci, tout aussi Chaleureux, à mes deux autres directeurs de thèse, Karine et Laurent! Vous êtes intervenus à des moments différents de ma thèse, Karine, surtout au début, et Laurent plus dans la deuxième partie. Merci à tous les deux pour votre aide (Karine, même à des centaines de kilomètres, elle est toujours là!! :D), votre disponibilité, votre support, et vos conseils avisés. Et puis aussi merci de m'avoir accueilli dans vos équipes Formidables!!

Et donc, Merci à ces équipes!!

Tout d'abord les membres de feux l'équipe BIOMAC. Marion Gehlen et nos longues discussions sur... à peu près tout sauf de la biogéochimie Marine, Jorge, Roland, Laure, Véronique, ma Super co-bureau Stelly, précédée de mon ancienne co-bureau Brigitte (ta plante est toujours vivante, et en bonne santé!), Christian Éthé et tout ceux que j'oublie... Un Merci tout particulier pour James Orr, Merci pour tout le travail qu'on a fait ensemble, à Briac, pour ton aide décisive, et à Mohamed, qui assure la relève de la mini-team Méditerranée du LSCE!!

Merci aussi à la tout aussi Formidable équipe de modélisation en Méditerranée de l'ENSTA. Jonathan, Cindy, Romain, Bahjat, et Thomas.

Merci aussi à tous mes Compagnons de thèse. Thomas, Marc, Alina, Aude, Palmira, Italo, Patricia (ma marraine de thèse non-officielle), Juliette, Arnaud, Anne, Patrick. Merci aussi à Sauveur Belviso et Nicolas Viovy, pour leur bonne humeur et les nombreuses "discussions de couloir", et Merci à Robert, l'homme de ménage, pour ces blagues et son humeur toujours au beau fixe!!

Merci ensuite à toutes les personnes qui m'ont permis de faire mon monitorat à l'Université Versailles Saint-Quentin, et réaliser ainsi mes premiers pas dans l'enseignement.

Une Expérience absolument formidable!

Merci donc à Matthieu Roy-Barman, et Philippe Bousquet de m'avoir donné la possibilité de faire le monitorat. À Jeanne Gherardi pour les TP d'Ocean data view (qui m'ont été plus qu'utile par la suite), Isabelle Pison, Marielle Saumois, Michaël Bressi, et Natalie Carrasco pour les TP sur le réchauffement climatique, et de Fluidyn! Merci à Cécile Mallet et Olivier Chimi pour les TP et TD de statistique!! Et enfin un Salut Cordial et chaleureux à tous les étudiants que j'ai pu avoir (En particulier ceux du tout premier TD que j'ai fait tout seul, et que j'ai très certainement commencé plus rouge qu'un "*cynorrhodon*").

Merci à Samuel Somot et Florence Sévaut du CNRM pour tous leurs commentaires, et pour tous les fichiers de forçages atmosphériques!

Merci à toute l'équipe du MIO avec laquelle j'ai eu le plaisir de travailler.

En particulier mes anciens professeurs de Master : Frédéric Diaz et Mélika Baklouti.

Merci à Arnaud Guyennon, et Bon courage pour la fin de ta thèse!!

Merci à Thierry Moutin pour toutes les réponses à mes questions, et pour les données de la campagne BOUM!

Merci à Fabrizio D'Ortenzio de m'avoir accueilli une semaine entière dans ce labo paradisiaque qu'est le LOV!! et surtout Merci ENORMEMENT pour tout le travail que l'on a fait ensemble sur les régimes trophiques dans le modèle, Merci d'avoir répondu à toutes mes questions, et Merci pour ta patience!!

Merci ensuite à Orens de Fommervault et Laurent Coppola pour les données à DYFAMED. À Franck Touratier et Catherine Goyet pour les données de DIC de la campagne BOUM. Merci à David Antoine pour les estimations satellitales de Bosc et al., 2004, et à Beniamino Manca pour les données en libre accès de son article de 2004, que j'ai pu utiliser abondamment pour évaluer le modèle.

Merci Enfin à Cécile Guieu et Olivier Aumont d'avoir accepté de faire parties de mon jury de thèse, d'avoir suivi l'évolution de mes travaux, apporté de très bonnes remarques, d'avoir répondu à toutes mes questions, et de me faire l'honneur et d'être présents à ma soutenance, en tant qu'examinateur. Pour tout ça, Merci Beaucoup!!

Et Merci aussi à tout les autres Membres du jury, qui me font l'honneur d'accepter d'examiner mon travail, et permettre que l'on finisse cette Aventure ensemble.

Merci donc à Matthieu Roy-Barman d'avoir accepté de présider ce jury, à Mélika Baklouti et Claude Estournel qui seront toutes deux rapporteurs de ma thèse, et enfin à Samuel Somot et Ivane Pairaud respectivement examinateur et examinatrice invitée pour l'examen final.

Pour finir, Merci à toutes les personnes présentes tout les jours (ou moins fréquemment hein).

Merci donc à mes amis : Jean-Yves, Gaël, Nathanaël, Julien, Denise, Lumiä, et tous ceux que malheureusement j'oublie...

Merci à mes nombreux colocs!! Johany, Aurélie, Nicolas, Bouba, Sofian (Avec un merci tout particulier à Bouba, Johany, et Aurélie pour votre aide dans le déménagement).

Et Bien-évidemment ma famille!!

La Mamma (qui se demande tous les jours quand je vais bien pouvoir mettre le point final de cette thèse ... (j'y suis presque!!))

Gatoune et Lorie!!

Bounette et Nono!!

Aux tous nouveaux venus : Valentin et Lucie!!

Et à ma belle famille!! En particulier Zouheir, et Mme El Hourria Boutarène (et un Merci tout particulier pour les bons moments passés en votre compagnie, et pour votre aide dans le déménagement!!!)

Je vous Embrasse tous Très Très Fort!!!

Et pour Finir, à ma Femme Adorée Ouneiza Boutarène!! Merci pour tout, ton soutien, ton Amour, ta patience aussi, surtout pour les derniers mois, qui ont été particulièrement longs et difficiles... Mais nous voici déjà lancés dans une nouvelle Aventure! Et même si le soleil n'est pas forcément au rendez-vous (parce qu'il pleut quand-même beaucoup en Angleterre), la source ultime du Rock'n'Roll originel n'est pas loin!! Et comme disait Led Zeppelin :

"And as we wind on down the road

Our shadows taller than our soul.

There walks a lady we all know

Who shines white light and wants to show

How everything still turns to gold.

And if you listen very hard

The tune will come to you at last.

When all are one and one is aaaaall, Yeaah

To be a rock and not to roOoooOoooooll."

I Love you my lovely sweetly beloved!!

JE ne peux me retenir de prolonger encore un peu l'écriture... (c'est dur de mettre le point final!!) Je vais donc donner la parole à un de mes auteurs préférés, Romain Gary, en vous donnant l'extrait d'un texte publié en 1968, un texte fondateur pour moi, un des tous premiers textes à parler d'écologie, qui a totalement achevé de me convaincre de me diriger vers les sciences de l'environnement, en y donnant

un angle tout neuf pour moi à l'époque (alors Merci à lui aussi pour ça!). Donc si vous ne l'avez pas encore fait, lisez "*les racines du ciel*", livre dont le texte qui suit fait la promotion :

" (...) *Dans un camp de concentration en Allemagne, au cours de la dernière guerre mondiale, vous avez joué, monsieur et cher éléphant, un rôle de sauveteur. Bouclés derrière les barbelés, mes amis pensaient aux troupes d'éléphants qui parcouraient avec un bruit de tonnerre les plaines sans fin de l'Afrique et l'image de cette liberté vivante et irrésistible aida ces concentrationnaires à survivre. Si le monde ne peut plus s'offrir le luxe de cette beauté naturelle, c'est qu'il ne tardera pas à succomber à sa propre laideur et qu'elle le détruira... Pour moi, je sens profondément que le sort de l'homme, et sa dignité, sont en jeu chaque fois que nos splendeurs naturelles, océans, forêts ou éléphants, sont menacées de destruction.*

Demeurer humain semble parfois une tâche presque accablante ; et pourtant, il nous faut prendre sur nos épaules au cours de notre marche éreintante vers l'inconnu un poids supplémentaire : celui des éléphants. Il n'est pas douteux qu'au nom d'un rationalisme absolu il faudrait vous détruire, afin de nous permettre d'occuper toute la place sur cette planète surpeuplée. Il n'est pas douteux non plus que votre disparition signifiera le commencement d'un monde entièrement fait pour l'homme. Mais laissez-moi vous dire ceci, mon vieil ami : dans un monde entièrement fait pour l'homme, il se pourrait bien qu'il n'y eût pas non plus place pour l'homme. Tout ce qui restera de nous, ce seront des robots. Nous ne réussirons jamais à faire de nous entièrement notre propre œuvre. Nous sommes condamnés pour toujours à dépendre d'un mystère que ni la logique ni l'imagination ne peuvent pénétrer et votre présence parmi nous évoque une puissance créatrice dont on ne peut rendre compte en des termes scientifiques ou rationnels, mais seulement en termes où entrent teneur, espoir et nostalgie. Vous êtes notre dernière innocence. (...)"

Romain Gary,
Extrait de "*Lettre à l'éléphant*",
Le Figaro Littéraire, Mars 1968.

Encore Merci à Tous!!
Et... Bonne Lecture,

Julien.

Résumé.

La mer Méditerranée est considérée comme un point chaud du changement climatique. Cette région très peuplée au climat aride devrait voir son climat devenir plus chaud et plus aride encore, tout en subissant une pression anthropique toujours plus forte.

Dans ce contexte, de nombreuses données physiques et biogéochimiques sont actuellement relevées en mer Méditerranée, dans le cadre du projet MERMEX, afin de mieux étudier et comprendre les cycles biogéochimiques en mer Méditerranée. Complémentaire aux mesures, la modélisation est un outil unique pour aider à comprendre et quantifier les processus contrôlant la biogéochimie marine de la Méditerranée, ses spécificités et son évolution future.

Dans cette étude, nous proposons la mise en place, et l'évaluation d'un modèle régional couplé dynamique - biogéochimie marine (NEMO-PISCES), à haute résolution, qui sera le premier modèle couvrant l'intégralité de la mer Méditerranée disponible pour la communauté MERMEX.

Ainsi, après avoir évalué la dynamique du modèle NEMO-MED12, utilisée comme forçage, grâce à une simulation de traceurs passifs (CFC), nous effectuons les premières utilisations de cet outil, avec lequel (i) nous évaluons la quantité de carbone anthropique en mer Méditerranée grâce à une approche par perturbation, ainsi que l'acidification associée des masses d'eau ; (ii) nous effectuons une étude des régimes trophiques en mer Méditerranée, tels que perçus par le modèle, sur différentes couches de la zone euphotique.

Abstract.

The Mediterranean Sea is considered as a hot spot of climate change. This arid region, already under high anthropogenic influence, is said to become even warmer and drier, with still an increasing anthropogenic pressure.

In this context, numerous physical and biogeochemical data are currently collected in the Mediterranean Sea, within the MERMEX project, enabling to better study and understand the Mediterranean biogeochemical cycles. Complementary to in-situ observations, modelling is an unique tool that helps to understand and quantify biogeochemical controlling processes in the Mediterranean Sea, its specificity, and its evolution.

In this study, we propose the setting and evaluation of a regional, high resolution, marine dynamical-biogeochemical coupled model (NEMO-PISCES). It will be the first model available for the MERMEX community, that covers the whole Mediterranean Sea.

Therefor, after the evaluation of NEMO-MED12 dynamical forcing fields, within passive tracers simulation (CFC), firsts use of this tool have been made : (i) we have evaluated anthropogenic carbon uptake and induced acidification of the Mediterranean Sea, within a perturbation approach ; (ii) we have analysed Mediterranean Sea trophic regimes, as represented by the model, for different layers of the photic zone.

Table des matières

1	La Mer Méditerranée	1
1.1	Présentation générale	2
1.2	La circulation des masses d'eau de la mer Méditerranée.	3
1.2.1	Description générale de la circulation.	3
1.2.2	Les eaux de surface.	5
1.2.3	Les eaux intermédiaires.	5
1.2.4	Les eaux profondes.	7
1.3	Biogéochimie de la Méditerranée.	8
1.3.1	Une mer oligotrophe.	9
1.3.2	Un rapport stœchiométrique spécifique à la Méditerranée.	10
1.3.3	Adaptation du phytoplancton à l'oligotrophie et au fort rapport N/P.	14
1.3.4	Le carbone anthropique en mer Méditerranée.	15
1.3.5	Les apports extérieurs en nutriments.	16
1.4	Modélisation de la Biogéochimie en mer Méditerranée.	20
1.4.1	Historique de la modélisation biogéochimique en Méditerranée.	20
1.4.2	Conditions actuelles de la modélisation en Méditerranée.	22
1.5	Présentation de la thèse.	22
2	Modélisation de la dynamique de la mer Méditerranée, et son évaluation avec la simulation des CFC.	25
2.1	Le modèle dynamique et la composante CFC.	26
2.1.1	Équations et hypothèses de NEMO	26
2.1.2	Configuration régionale de NEMO en mer Méditerranée	28
2.1.3	Principales caractéristiques des simulations NEMO-MED12.	29
2.1.4	Modélisation des CFC-12 dans NEMO-MED12	35
2.2	Évaluation de la dynamique avec la modélisation des CFC-12.	37
2.2.1	Ventilation des eaux profondes méditerranéennes, et modélisation de l'EMT.	38
2.2.2	Formation et ventilation de la LIW.	38
3	Modélisation du carbone anthropique.	45
3.1	Introduction.	46
3.2	Article : Mediterranean Sea acidification and antropogenic carbon uptake, from a perturbation approach, in a high-resolution regional model.	47
3.2.1	Résumé de l'article.	47
3.2.2	Abstract.	48
3.2.3	Introduction.	49
3.2.4	Methods	50
3.2.5	Results	56
3.2.6	Discussion	65
3.2.7	conclusions	72
3.2.8	acknowledgements	74
3.3	Conclusion.	75

TABLE DES MATIÈRES

4	Modélisation de la biogéochimie.	77
4.1	Présentation du modèle PISCES.	78
4.1.1	Introduction.	78
4.1.2	Développement du modèle.	78
4.1.3	Principales caractéristiques.	79
4.1.4	Équations de PISCES.	79
4.2	PISCES en Méditerranée.	85
4.2.1	Optimisation des paramètres pour la mer Méditerranée.	85
4.2.2	Les conditions initiales.	88
4.2.3	Les conditions aux limites.	89
4.3	Les simulations.	95
4.3.1	Le spin-up.	95
4.3.2	Simulation historique.	97
4.3.3	Comparaison de la tendance des nutriments dans les 3 simulations.	97
4.4	Évaluation de la simulation : Comparaison avec les observations.	105
4.4.1	Évaluation des flux à Gibraltar.	105
4.4.2	Évaluation de la chlorophylle.	108
4.4.3	Limitations par les nutriments	117
4.4.4	Étude de la production primaire.	122
4.4.5	Évaluation de la représentation verticale des variables biogéochimiques.	126
4.5	Les Régimes trophiques en mer Méditerranée, vus du modèle.	143
4.5.1	Introduction.	143
4.5.2	Méthode.	143
4.5.3	Identification des régimes trophiques.	144
4.5.4	Contrôle du régime de bloom par la profondeur de la couche de mélange.	146
4.5.5	Dynamique phytoplanctonique dans le maximum de chlorophylle de subsurface.	147
4.5.6	Dynamique phytoplanctonique sur l'ensemble de la couche euphotique.	150
4.6	Discussions.	153
4.6.1	PISCES en Méditerranée.	153
4.6.2	Le forçage Dynamique.	158
5	Conclusions.	161
6	Annexes	165
6.1	Simulation additionnelle, prenant en compte les remarques développées dans les chapitres précédents.	166
6.1.1	Introduction.	166
6.1.2	Nouvelles tendances.	166
6.1.3	Évaluation de la chlorophylle.	173
6.1.4	Évaluation de la Production Primaire	176
6.1.5	Comparaisons à la station DYFAMED.	177
6.1.6	Profils moyens le long de la LIW.	180

Chapitre 1

La Mer Méditerranée

Commençons par les Muses
qui, du Père Zeus, en chantant,
réjouissent la grande âme dans l'Olympos,
et rappellent les choses passées, présentes et futures."

Hésiode
La théogonie

1.1 Présentation générale

La "*Mare Nostrum*" comme l'appelaient les romains, a été le point de départ de nombreuses cultures, dont la culture occidentale gréco-romaine. Elle a été le théâtre d'échanges culturels et commerciaux qui ont conditionné ces civilisations. Les premières études à caractère scientifique sur la mer Méditerranée remontent à l'antiquité, avec l'établissement des premières cartes de la Méditerranée par les grecs, avec courants et vents principaux, établies notamment pour la pêche et le commerce. Mais ces cartes n'étaient ni précises, ni à l'échelle. D'après les quelques informations qui nous sont parvenues, les premières cartes du monde (telles que celles qu'auraient faites Anaximandre, puis Hécatée de Milet au 6^e siècle avant J-C, et qu'a enrichies Hérodote dans ses enquêtes, au 5^e siècle avant notre ère) représentaient la mer Méditerranée en leur centre, entourée de 3 continents, l'Europe, l'Asie, et l'Afrique (dite Libye à l'époque), le tout encerclé par l'Océan.

De nos jours, la mer Méditerranée est beaucoup mieux connue qu'à l'époque de ces premières cartes. Grâce aux outils modernes dont nous disposons (images satellites, flotteurs, capteurs CTD, bouteilles,...), sa forme nous est maintenant parfaitement connue, nous commençons à avoir une bonne description de ses courants, ainsi que de ses principales caractéristiques physiques (température, salinité), et enfin, nos connaissances sur ses caractéristiques biogéochimiques, malgré de nombreuses énigmes, et encore quelques lacunes, progressent régulièrement.

Il y a plusieurs intérêts à étudier la Méditerranée. Tout d'abord, le contexte climatique. La région Méditerranéenne est considérée comme un point chaud (hot-spot) du changement climatique (Giorgi, 2006; The MerMex group, 2011; Diffenbaugh and Giorgi, 2012). Cette région au climat semi-aride devrait faire face, dans le siècle à venir, à une aridification de son climat, à cause d'une diminution des pluies et une augmentation moyenne de la température (Gibelin and Déqué, 2003; Giorgi and Lionello, 2008; Gao and Giorgi, 2008), parallèlement à une possible augmentation de l'intensité et de la fréquence d'événements extrêmes tels que les vagues de chaleur, les phénomènes orageux cévenols et leurs crues éclaircies (Alpert et al., 2002; Sánchez et al., 2004; Founda and Giannakopoulos, 2009; Giannakopoulos et al., 2009; Diffenbaugh and Scherer, 2011). Comprendre et prévoir ces changements est important, parce qu'ils concernent une zone très peuplée (une population de ~132 millions de personnes; Attané and Courbage (2001)), à la démographie croissante, et qui subit régulièrement un pic de la pression anthropique extrêmement fort en période estivale (afflux supplémentaire de ~200 millions de personnes liées aux activités touristiques; Attané and Courbage (2001)), qui se révèle problématique pour l'environnement.

Une autre raison est que la mer Méditerranée peut être considérée comme un modèle réduit de l'Océan global (Lacombe, 1990; Béthoux et al., 1999). En effet, comme nous le verrons plus en détails dans la prochaine section, elle regroupe dans une toute petite zone (ne représente que ~0,7% de la surface de l'océan global), la plupart des mécanismes dynamiques de l'Océan global, ainsi que des régimes trophiques très variés, allant du "*bloom*" printanier (pic de la floraison phytoplanctonique) à la stricte oligotrophie (D'Ortenzio and Ribera d'Alcalà, 2009). Mais contrairement à l'Océan Global, le temps de résidence des masses d'eau en mer Méditerranée est très court (~70 ans contre ~1000 ans pour l'Océan global). L'évolution des caractéristiques physiques et biogéochimiques de la Méditerranée est donc beaucoup plus rapide que dans l'Océan Global, ce qui est intéressant pour étudier et suivre les caractéristiques physiques et biogéochimiques de ses masses d'eau, mais qui suscite un intérêt d'autant plus vif dans le cadre du changement climatique. En effet, les effets du changement climatique, et des forçages anthropiques sont visibles, en Méditerranée, à l'échelle décennale (Béthoux et al., 1999), ce qui en fait un véritable laboratoire pour l'observation des effets du changement climatique, et des pressions anthropiques directes sur la biogéochimie marine, et l'environnement en général (Béthoux et al., 1999). La mer Méditerranée représente aussi un cadre idéal pour la modélisation, puisqu'elle permet de modéliser à haute résolution, et à moindre coût (en temps de calcul), les processus présents dans l'Océan Global. Cette expertise est ensuite utile pour les modèles globaux, qui ne peuvent modéliser avec une aussi haute résolution.

Morphologiquement, la Méditerranée se présente comme une mer marginale (entourée de terres) reliée à l'Océan Atlantique par le détroit de Gibraltar, et à la mer Noire par le détroit des Dardanelles (fig 3.2). Elle se compose de 2 principaux bassins, les bassins Est et Ouest, que sépare le détroit de Sicile. Ces bassins sont eux même divisés en sous-bassins (s-b; Millot and Taupier-Letage (2005a)) : s-b Alboran, Algérien, Liguro-Provençal et Tyrrhénien pour le bassin Ouest, et les s-b Adriatique, Égée, Levantin, et

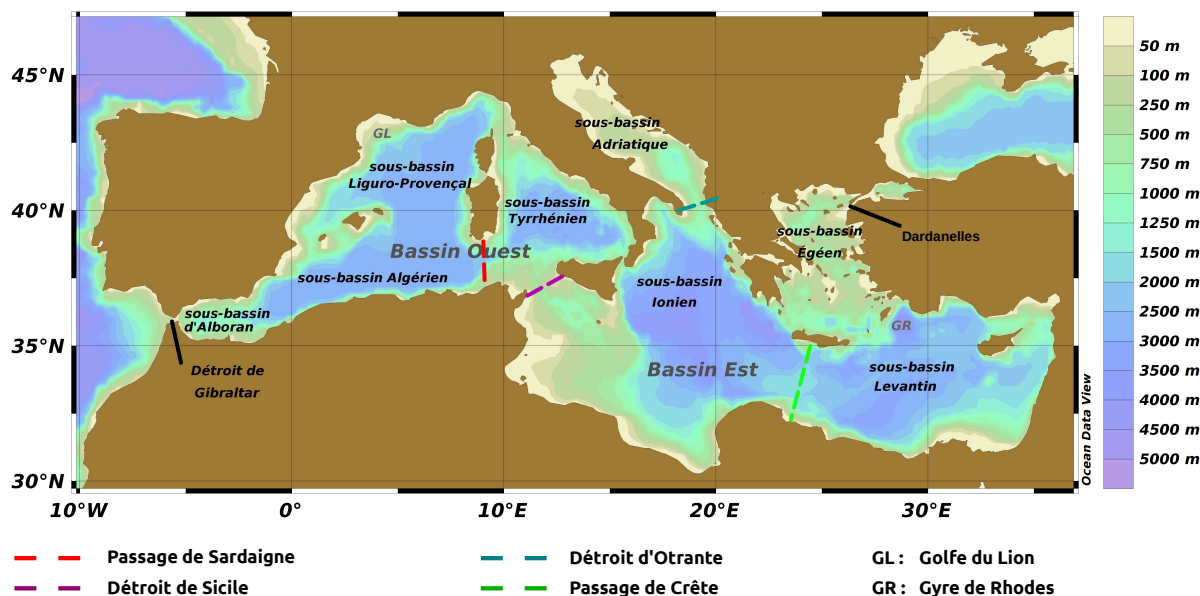


FIGURE 1.1 – Carte de la mer Méditerranée représentant la profondeur de sa bathymétrie. Sur la carte sont nommés les 2 bassins : bassin Est et Ouest que sépare le détroit de Sicile, les sous-bassins, et les principaux passages et détroits de la Méditerranée.

Ionien pour le bassin Est.

1.2 La circulation des masses d'eau de la mer Méditerranée.

1.2.1 Description générale de la circulation.

Comparées à l'Océan Global, les eaux de la Méditerranée sont très salées et relativement chaudes (Figure 1.2). En particulier, les eaux de la mer Méditerranée sont nulle-part inférieures à 12,5°C, et la salinité est rarement inférieure à 38, et dépasse même 39 dans le sous-bassin Levantin.

La mer Méditerranée est un bassin d'évaporation, c'est-à-dire qu'elle perd plus d'eau par évaporation qu'elle n'en reçoit par les fleuves et les précipitations. Elle perd l'équivalent de $\sim 0,6$ m d'eau par an (Sanchez-Gomez et al., 2011), qui sont compensés par les apports en eau de l'Océan Atlantique à Gibraltar (~ 0.4 Sv; (Huertas et al., 2009); $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), et de la mer Noire ($\sim 8036 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; Stanev et al. (2000)), et d'eau douce provenant des fleuves ($\sim 11557 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; Ludwig et al. (2009)). L'eau de l'Océan Atlantique (AW - Atlantic Water) pénètre en Méditerranée en surface, au détroit de Gibraltar. Le long de son parcours en Méditerranée, et suite à des épisodes d'évaporation, l'AW va globalement perdre en chaleur et gagner en salinité. Ses caractéristiques physiques (Température et Salinité - T et S) se modifient, et elle devient progressivement une eau Méditerranéenne (MW - Mediterranean Water), plus dense. La MW va donc couler, et ressortir de la Méditerranée à Gibraltar, sous l'AW, en tant qu'eau Méditerranéenne sortante (MOW - Mediterranean Outflow Water). Du point de vue de l'Océan Global, la Méditerranée peut être assimilée à une machine qui ingère de l'AW relativement chaude et douce ($T \sim 15-16^\circ\text{C}$ et $S \sim 36-37$), et la transforme en MOW plus froide et plus salée ($T \sim 13-13,5^\circ\text{C}$ et $S \sim 38-38,5$). Ce type de circulation avec une entrée d'eau relativement douce en surface, et un export d'eau plus salée en profondeur est qualifiée d'anti-estuarienne.

La circulation de la mer Méditerranée (voir figure 1.3) a déjà été décrite en détail dans plusieurs articles (Lacombe and Tchernia, 1972; Robinson et al., 2001; Millot and Taupier-Letage, 2005a). Dans l'ensemble, les eaux en Méditerranée s'écoulent dans le sens cyclonique (inverse des aiguilles d'une montre), poussées par la force de Coriolis, le long de la topographie. De façon générale, les courants du nord de la Méditerranée sont stables, tandis que ceux du sud, instables, produisent de nombreux tourbillons anticycloniques de méso-échelle ($\sim 50 - 100$ km de diamètre). En particulier, les tourbillons au large des

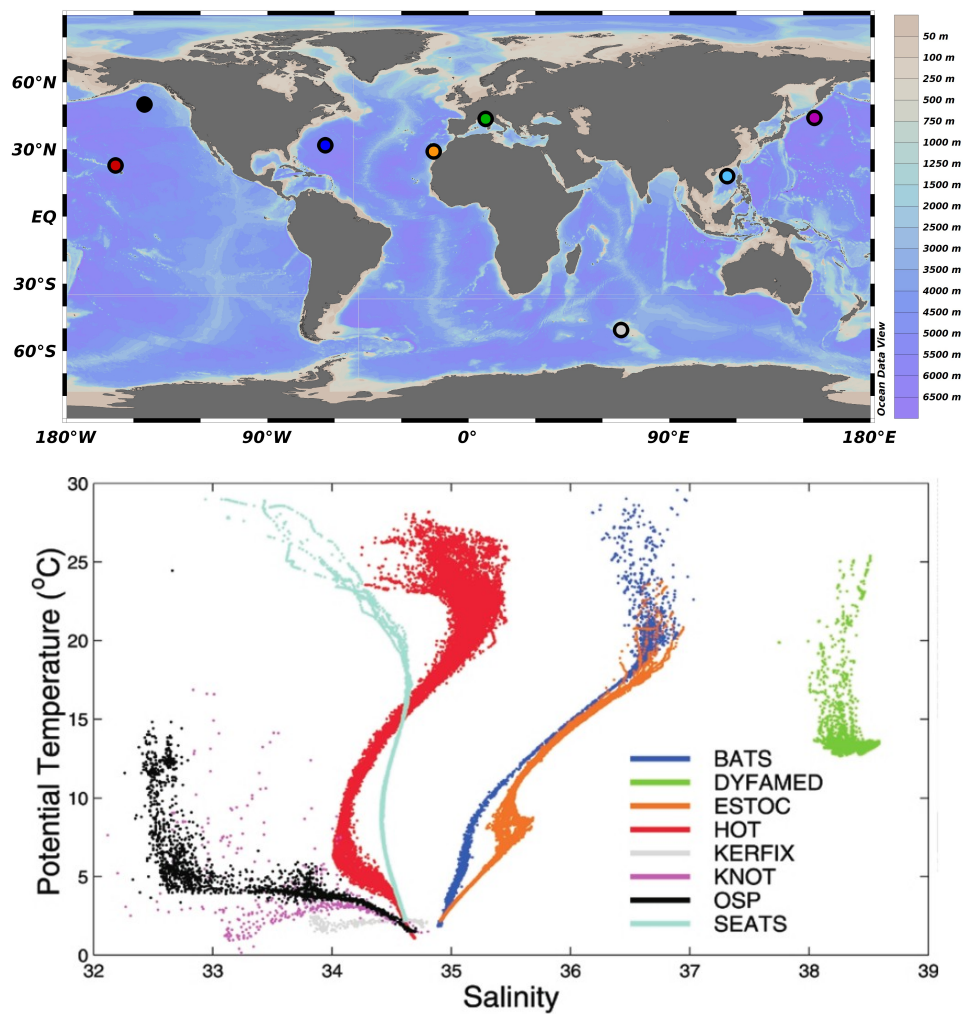


FIGURE 1.2 – Diagramme howmuller des caractéristiques physiques (température et salinité) des différentes masses d'eau aux stations de mesures du projet JGOFS. Adapté de *Karl et al. (2003)*.

côtes algériennes peuvent rester actifs plusieurs années (observés jusqu'à 3 ans, Puillat et al. (2002)), et atteindre plus de 250 km de diamètre.

Cette circulation peut être décrite plus en détails, suivant 3 niveaux de profondeur : les eaux de surface, intermédiaires, et profondes, suivant la description de (Millot and Taupier-Letage, 2005a).

1.2.2 Les eaux de surface.

En surface, l'AW entre en Méditerranée par le détroit de Gibraltar, et fait le tour des deux bassins (Ouest et Est) en longeant la côte, dans le sens cyclonique (figure 1.3-a). L'AW traverse d'abord le sous-bassin Alboran, où elle peut se retrouver prise par les 2 tourbillons (ou gyres selon les articles) anticycloniques stables présents dans la zone (Viúdez et al., 1996), puis longe la côte Maghrébine, avec le Courant Algérien, courant instable accompagné de nombreux tourbillons anticycloniques (Puillat et al., 2002; Millot and Taupier-Letage, 2005b). Arrivée au détroit de Sicile, l'AW se divise en deux branches. La première continue dans le bassin Ouest en remontant le sous-bassin Tyrrhénien le long de la côte ouest Italienne, puis par le sous-bassin Liguro-Provençal, et enfin le long de la côte espagnole. La deuxième branche de l'AW passe le détroit de Sicile. À l'entrée du bassin Est, différents parcours ont été observés. Certains parcours, saisonniers ou occasionnels, à cause d'une disposition particulière de tourbillons, entraînent l'AW vers le nord-est, à l'entrée du sous-bassin Ionien. L'AW peut aussi traverser le sous-bassin Ionien d'Ouest en Est, et rejoindre directement la côte Ouest Égyptienne. Cependant, le parcours le plus couramment observé montre l'AW rejoindre la côte Libyenne en suivant l'isobathe des 200 m de profondeur, puis continuer vers l'Est, de façon plus ou moins chaotique, à cause des nombreux tourbillons anticycloniques qui habitent la partie méridionale du bassin, le long des côtes Libyennes et Égyptiennes (Taupier-Letage, 2008). L'AW va ensuite remonter vers le Nord, le long de la côte extrême-orientale de la Méditerranée, puis vers l'ouest, continuant son trajet le long de la côte sud Anatolienne. L'AW n'a alors plus les mêmes caractéristiques que lors de son entrée en Méditerranée. L'évaporation de son eau le long de son parcours a progressivement modifié sa salinité. Les conditions hivernales vont finir par la rendre suffisamment dense, et entraîner ainsi sa participation à la formation de l'eau intermédiaire Levantine (LIW). Le processus a généralement lieu au sud-est de l'île de Rhodes, dans le gyre de Rhodes.

1.2.3 Les eaux intermédiaires.

La LIW (figure 1.3-b) est caractérisée par sa salinité, puisqu'elle est l'eau la plus salée de la Méditerranée. Elle est de plus relativement chaude, elle est notamment la plus chaude des eaux intermédiaires Méditerranéennes. La LIW est présente sur toute la Méditerranée, entre 50 et 600 m dans le s-b Levantin puis entre 200 et 800 m dans le bassin Ouest (Roether et al., 2007; Millot, 2013). Elle participe, et est nécessaire, à la formation de toutes les eaux profondes de la Méditerranée (Crétoises : CDW ; Adriatiques : AdDW ; et du bassin Ouest : WMDW).

D'après le schéma de Millot and Taupier-Letage (2005a), depuis sa zone de formation, la LIW va parcourir le bassin Est en suivant l'isobathe des 500 m de profondeur, toujours dans le sens cyclonique. Une partie de la LIW entre dans le sous-bassin Égéen, et va participer à la formation des eaux profondes et intermédiaires crétoises (respectivement CDW et CIW (Schlitzer et al., 1991)). De même, une partie de la LIW entre dans le s-b Adriatique, et participe à la formation de l'AdDW. Puis la LIW descend vers le sud le long des côtes Italiennes et Siciliennes. Là une partie de la LIW continue le tour du bassin Est, mais la majeure partie arrive à passer le détroit de Sicile, dont la profondeur (400 m) permet le passage, dans le bassin Ouest.

Durant son trajet dans le bassin Est, la LIW subit des modifications de ses caractéristiques par mélange avec l'AW au-dessus, avec les eaux profondes rencontrées durant son parcours au-dessous, et avec les autres eaux intermédiaires qui l'accompagnent (notamment la CIW). Millot (2013) montre que les caractéristiques de la LIW ne sont plus les mêmes dans le bassin Ouest, par rapport à son lieu de formation, et qu'il n'est plus possible de la distinguer de la CIW, après le passage du détroit. Jusqu'à maintenant, et par abus de langage, ces eaux intermédiaires orientales, majoritairement d'origine Levantine, sont appelées LIW. Mais pour les raisons citées ci-dessus, Millot (2013) propose de les nommer dorénavant Eastern Intermediate Water (EIW), ce que nous ferons dans la suite du manuscrit.

De l'autre côté du détroit, l'EIW continue son trajet entre 200 et 600 m de profondeur, faisant le tour

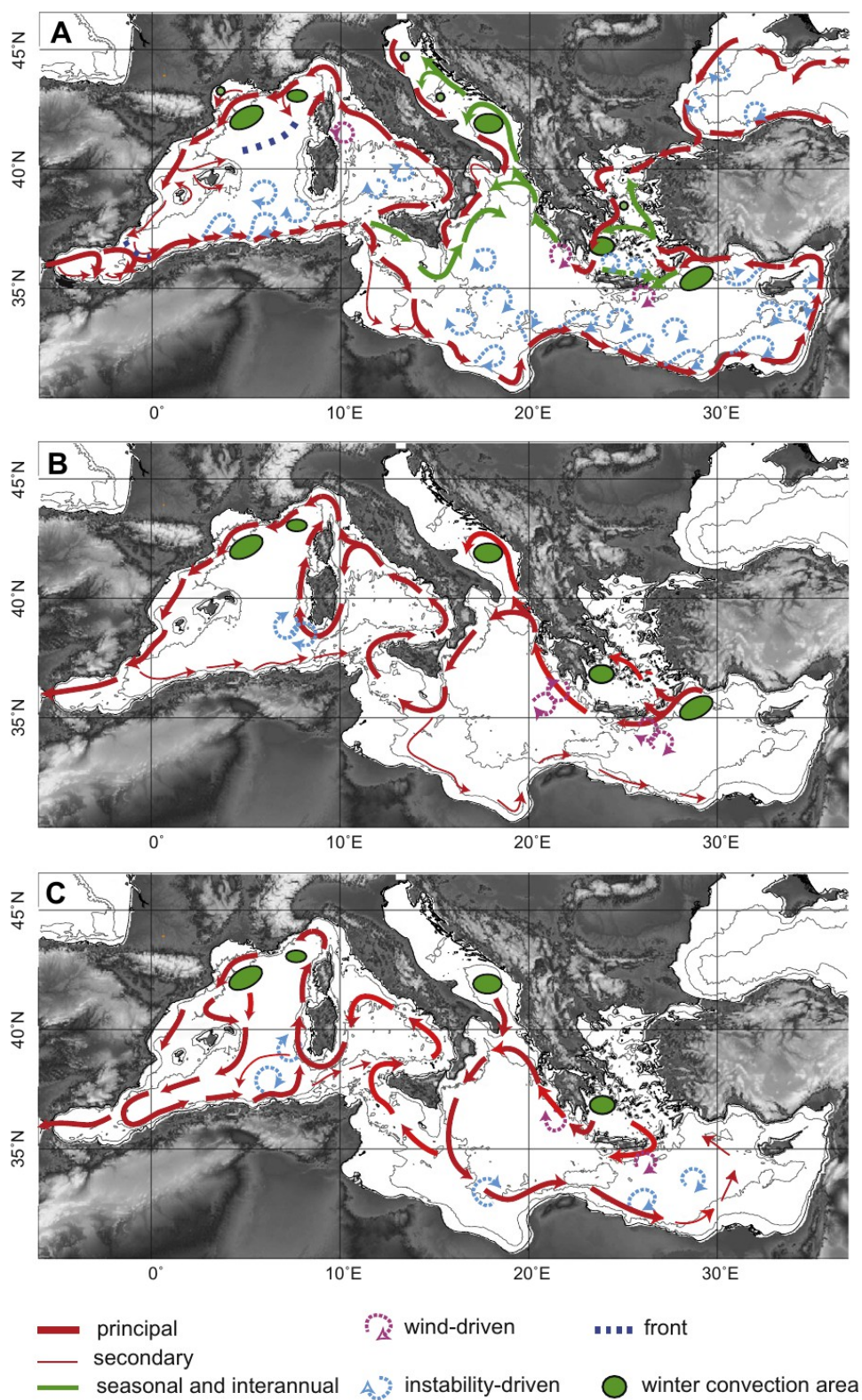


FIGURE 1.3 – Circulation de la mer Méditerranée, pour (A) les eaux de surface ; (B) les eaux intermédiaires et (C) les eaux profondes ; avec les lieux de convection/formation d’eaux intermédiaires et profondes. Tirée de *The MerMex group* (2011), d’après *Millot and Taupier-Letage* (2005a).

du s-b Tyrrhénien, toujours dans le sens cyclonique. Une partie de l'EIW sort du sous-bassin au Nord dans la mer Ligure (hauteur du détroit : 400 m), et continue son avancée dans le s-b Liguro-Provençal. La majeure partie continue le circuit cyclonique, contourne la Sardaigne par le Canal de Sardaigne, et remonte le long de la Corse rejoignant la partie des eaux intermédiaires qui était passée par la mer Ligure. À l'entrée du s-b Algérien, à la sortie du Canal de Sardaigne, une partie de l'EIW peut être prise par des anticyclones, et propagée à l'intérieur du bassin (Millet and Taupier-Letage, 2005b). Après la mer Ligure, l'EIW continue son circuit cyclonique autour du bassin Ouest. Elle traverse le s-b Liguro-Provençal, où l'hiver, elle participe à la formation des eaux profondes du bassin Ouest (WMDW). Certaines années particulièrement froides, une eau intermédiaire, facilement identifiable puisque froide ($T \sim 12,5-13^{\circ}\text{C}$), est produite au large du Golfe du Lion, c'est l'eau intermédiaire hivernale (WIW; Salat and Font (1987); Millet (1999)). Ensuite, l'EIW descend le long de la côte hispanique. Une grande partie de l'EIW entre dans le s-b Alboran et passe le détroit de Gibraltar, tandis que l'autre partie, minoritaire, continue le circuit cyclonique le long de la côte nord Africaine.

1.2.4 Les eaux profondes.

Deux processus différents ont été identifiés pour la formation des eaux profondes en mer Méditerranée. Tous deux requièrent la présence de la LIW-EIW. Le premier, valable pour la CDW et l'AdDW, est dû en hiver, au vent froid et sec venu du Nord (la Bora, ou les Étésiens). Celui-ci refroidit et augmente la salinité de l'eau de surface qui, plus dense, va couler en cascades le long de la topographie, rencontrer et se mélanger avec la LIW, pour former une eau plus dense encore, qui descendra jusqu'au fond du bassin Est, former l'eau profonde Orientale (Eastern Mediterranean Deep Water - EMDW). Le deuxième processus, se produit au large du golfe du Lion, lors de la formation de la WMDW. Le principe est le même, sauf que cette fois-ci, la LIW est directement en contact avec la couche de mélange.

Compte tenu de la séparation des bassins par des détroits peu profonds (400 m pour le détroit de Sicile, 300 m pour Gibraltar), les eaux profondes en mer Méditerranée restent bien définies dans leurs bassins respectifs (figure 1.3-c). Les profondeurs du bassin Est sont occupées par l'EMDW, et sont annuellement approvisionnées en eaux denses. Généralement, ces eaux denses sont d'origine Adriatique (AdDW), bien que, occasionnellement, comme cela a été le cas au milieu des années 90s pendant l'Eastern Mediterranean Transient (EMT - voir paragraphe suivant), l'approvisionnement de l'EMDW ait été d'origine Égéeenne (CDW). Tout comme les eaux de surface et intermédiaires, les eaux profondes parcourent le bassin le long de la topographie présente à leur profondeur, dans le sens cyclonique (Millet and Taupier-Letage, 2005a). Chaque année, la formation de nouvelles eaux profondes, va provoquer la remontée des couches d'eau profonde les moins denses, qui vont pouvoir s'évacuer du bassin par le détroit de Sicile.

La mer Méditerranée a récemment fait l'objet de modifications transitoires dans sa circulation. Le premier événement transitoire recensé en Méditerranée, l'Eastern Mediterranean Transient (EMT) a été mis en évidence par Roether et al. (1996). L'EMT a consisté en un changement au début des années 90s, de l'origine de l'EMDW. Les eaux denses Égéeennes (CDW) ont remplacé des eaux denses Adriatique (AdDW) au fond du bassin (Figure 1.4). Les observations ont montré que la CDW, dense et salée, s'est accumulée au fond du sous-bassin Égéen jusqu'à littéralement déborder, et se déverser via les détroits de l'arc de Crète sur le fond des sous-bassins Ionien et Levantin. Cette eau dense s'est, en majorité, répandue vers l'Est via la fosse Hellénique. Beaucoup d'études ont porté sur l'EMT, documentant chaque étape du phénomène, tentant de comprendre les processus ayant conduit à la formation, en grande quantité, de la CDW.

L'EMT a débuté dans les années 80s, et a duré jusqu'au milieu des années 90s, avec un maximum de son activité entre 1991 et 1992 (Malanotte-Rizzoli et al., 1999; Tsimplis et al., 2006). Il se termine progressivement au milieu des années 1990s, avec parallèlement une diminution de la formation de CDW, et un retour de l'AdDW (Theocharis et al., 1999; Klein et al., 2000; Manca et al., 2006).

Les processus conduisant à l'EMT se seraient déroulés en 2 phases :

- Une modification de la circulation de surface dans le bassin Est, et une diminution de l'apport d'eau douce dans la Méditerranée orientale, conduisant à une augmentation de la salinité dans le s-b Égéen (Beuvier et al., 2010).

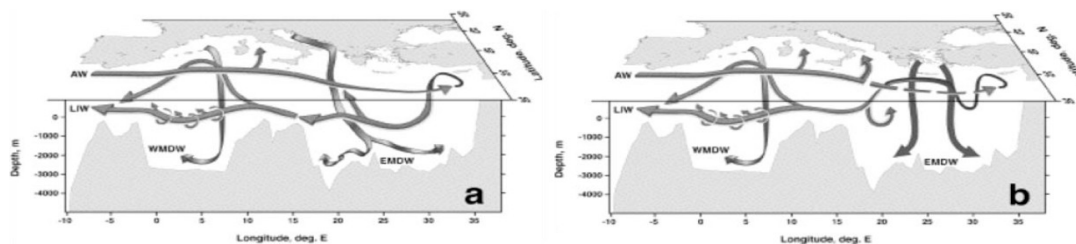


FIGURE 1.4 – Diagramme schématisant la circulation, sur la verticale, des principales masses d'eau Méditerranéenne a) avant ou après, et b) pendant l'EMT.

- Plusieurs hivers particulièrement froids et secs, en 1987, 1989, et 1990, durant lesquels le sous-bassin Égéen s'est progressivement rempli d'eau dense, puis les hivers 1991 et 1992, où les vents froids et secs ont provoqué le déversement de la CDW en dehors du sous-bassin, par les détroits de l'arc de Crète (Samuel et al., 1999; Lascaratos et al., 1999; Wu et al., 2000; Stratford and Haines, 2002; Nittis et al., 2003; Josey, 2003; Beuvier et al., 2010).

La partie supérieure de l'EMDW, parvient à traverser le détroit de Sicile. Ces eaux denses, originaires du bassin oriental, vont couler dans le s-b Tyrrhénien jusqu'à 1900-2000 m de profondeur, se mélangeant avec ses eaux présentes, créant l'Eau Dense Tyrrhénienne (Tyrrhenian Deep Water - TDW). La TDW circule dans le sens cyclonique dans ce sous-bassin. Une partie arrive à en sortir par les parties les plus profondes du Canal de Sardaigne (~ 2000 m), arrivant dans le s-b algérien où elle peut, de même que l'EIW, être propagée dans le bassin par les tourbillons de méso-échelles, ou bien suivre un circuit cyclonique dans le bassin le long de la bathymétrie.

La WMDW est formée l'hiver par convection profonde, dans le bassin Ouest, au large du Golfe du Lion. Sa propagation le long de la bathymétrie autour du bassin, dépend fortement de sa densité, et donc des isobathes qu'elle va pouvoir suivre. Les eaux les plus denses vont tapisser les zones les plus profondes du bassin, dans le s-b Algérien. Une partie de la WMDW passe par le Canal de Sardaigne, où elle va participer à la formation de la TDW. Une autre partie va être aspirée dans le détroit de Gibraltar par effet Bernoulli, lors de la sortie de l'EIW, et gagner l'Atlantique dans la MOW.

Un événement transitoire a aussi été observé dans le bassin Ouest. Durant l'hiver 2005, les eaux denses formées au large du Golfe du Lion, anormalement chaudes et salées, ont donné lieu à une formation d'eau profonde de très forte amplitude, appelée WMT (Western Mediterranean Transient) (Schroeder et al., 2010). Cet important afflux d'eau dense a induit un réchauffement rapide et une augmentation de la salinité de la WMDW (Marty and Chiavérini, 2010; Schroeder et al., 2010).

1.3 Biogéochimie de la Méditerranée.

La biogéochimie de la mer Méditerranée est singulière. C'est une mer définie comme oligotrophe, c'est-à-dire qui a une faible production phytoplanctonique, et qui, pour des raisons non encore établies avec certitude, montre un rapport de ses concentrations de nitrate sur phosphate (N/P) particulièrement fort. De plus sa position géographique, proche du désert du Sahara, et le fait qu'elle est presque fermée, en font une mer particulièrement sensible aux apports extérieurs de nutriments.

Dans cette section, nous expliquons brièvement les hypothèses actuellement admises dans la littérature, sur ces spécificités.

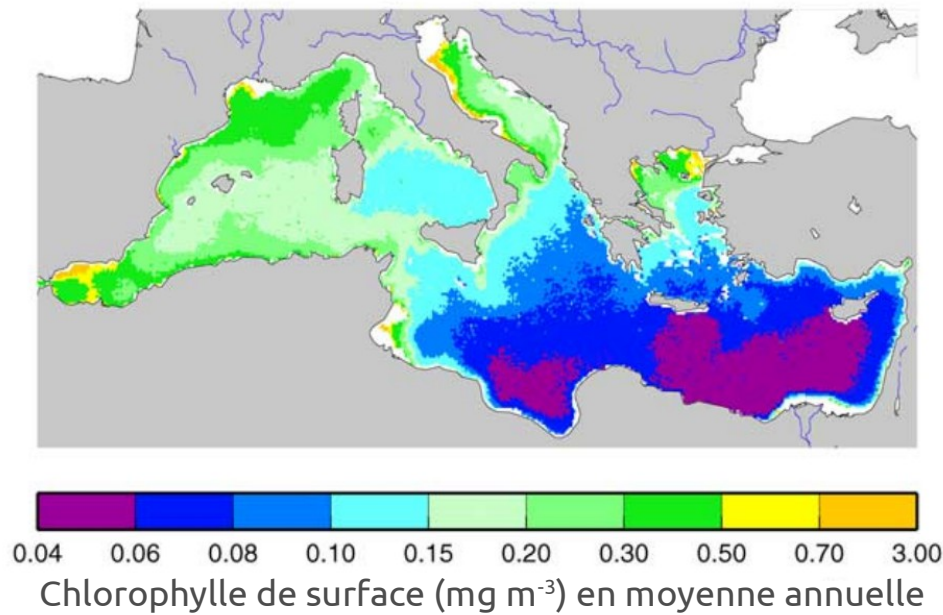


FIGURE 1.5 – Carte de la moyenne annuelle de la Chlorophylle de surface (mg m^{-3}) en mer Méditerranée, calculée par [Bosc et al. \(2004\)](#) sur la période Septembre 1997 - Décembre 2001. Le masque utilisé pour masquer les eaux turbides côtières, apparaît en blanc.

1.3.1 Une mer oligotrophe.

La mer Méditerranée est connue pour être une mer oligotrophe (du grec *oligo* (ὀλίγος) : "peu" et *trophin* (τροφή) : "nourrir"), c'est-à-dire qui contient peu de substances nutritives, et qui, par conséquent, a une production primaire (production de matière organique par les organismes autotrophes vivant dans ces eaux) particulièrement faible. Selon la définition de [Longhurst et al. \(1995\)](#), une eau est considérée oligotrophe lorsque sa production primaire est inférieure à $0,3 - 0,4 \text{ g-C m}^{-2} \text{ j}^{-1}$. Les dernières estimations ([Uitz et al., 2012](#)) confirment cette oligotrophie, avec une production primaire moyenne en Méditerranée de $0,19 \text{ g-C m}^{-2} \text{ j}^{-1}$. De plus, l'oligotrophie de la Méditerranée s'accroît d'Ouest en Est ([Krom et al. \(1991\)](#); [Antoine et al. \(1995\)](#); [Bosc et al. \(2004\)](#); Figure 1.5), avec de $0,29 \text{ g-C m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ dans le sous-bassin Alboran, à $0,16 \text{ g-C m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ dans le Sud Levantin ([Uitz et al. \(2012\)](#)); le sous-bassin Levantin étant qualifié d'"*ultra-oligotrophe*". Cette oligotrophie est singulière, si l'on considère la situation géographique de la Méditerranée. En effet, étant une mer marginale, la Méditerranée reçoit des apports extérieurs en nutriments, notamment fluviaux, et atmosphériques abondants (voir section 1.3.5), dans une zone où l'ensoleillement (indispensable pour la photosynthèse) est loin de faire défaut.

Alors, comment expliquer cette oligotrophie si caractéristique de la Méditerranée ?

La circulation anti-estuarienne de la Méditerranée.

La principale explication, est liée à la circulation anti-estuarienne de la Méditerranée (figure 1.6). En effet, comme le montre [Crispi et al. \(2001\)](#), les nutriments contenus dans l'AW sont consommés par les organismes marins, tout au long de son trajet vers l'Est de la Méditerranée. D'après [Crise et al. \(1999\)](#), les nutriments présents dans l'AW seraient entièrement consommés dès leur passage dans le bassin Ouest, le long des côtes Algériennes. Après leur consommation, ces sels nutritifs sont exportés, sous forme de matière organique, vers les eaux intermédiaires et profondes où ils sont reminéralisés par les bactéries. Les eaux intermédiaires et profondes se chargent donc des nutriments issus de la reminéralisation de la matière organique, à mesure qu'elles progressent vers l'ouest. À Gibraltar, une partie des eaux intermédiaires et profondes quitte la Méditerranée formant la MOW, emportant avec elle les nutriments accumulés en Méditerranée, enrichissant ainsi les eaux intermédiaires atlantiques (aux alentours des 1000 m de profondeur).

Il résulte de cette circulation, une AW pauvre en sels nutritifs, qui s'appauvrit d'Ouest en Est, tandis que les eaux intermédiaires et profondes, qui s'enrichissent de ces nutriments d'Est en Ouest, les évacuent

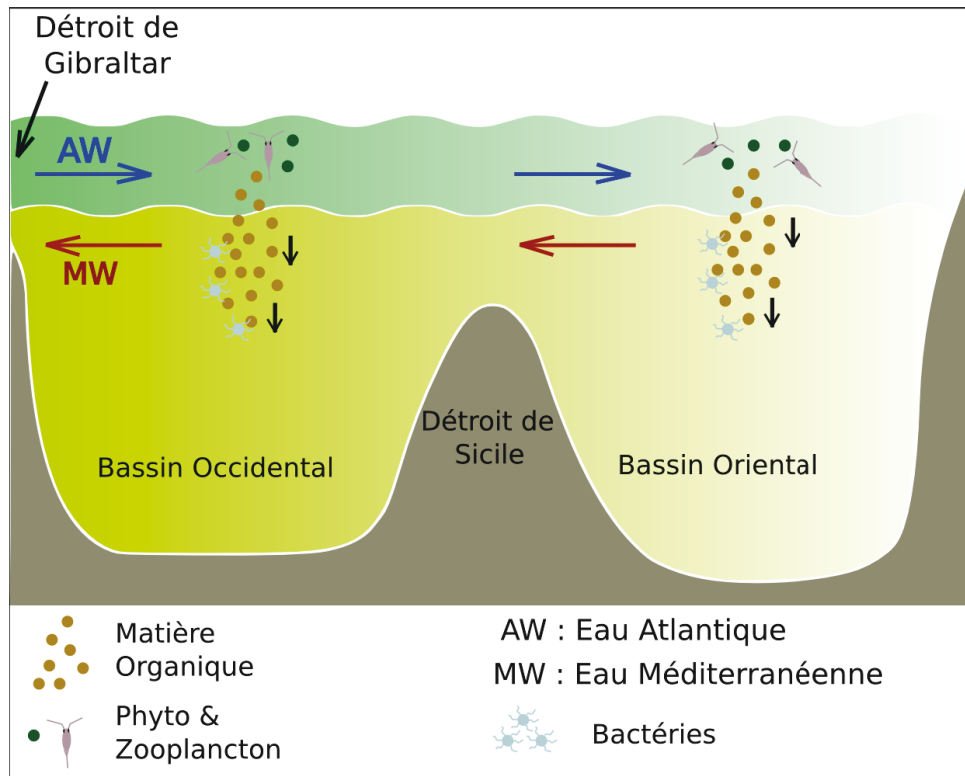


FIGURE 1.6 – Explication de l'oligotrophie de la Méditerranée, par l'effet combiné de la circulation anti-estuarienne de la Méditerranée, et de la pompe biologique, sur la concentration en sels nutritifs des eaux Méditerranéennes. Les concentrations en nutriments sont retranscrites sur le schéma avec l'intensité de la couleur de l'eau. Plus l'eau est colorée, plus la concentration en nutriments est forte. Schéma inspiré de *Crispi et al. (2001)*.

en Atlantique. Ce qui explique la faible teneur en nutriments des eaux Méditerranéennes.

1.3.2 Un rapport stœchiométrique spécifique à la Méditerranée.

Une seconde spécificité des eaux Méditerranéennes, beaucoup discutée ces deux dernières décennies, réside dans le fort rapport entre les concentrations de nitrate (N) et les concentrations de phosphate (P), mesurées dans les eaux profondes de la mer Méditerranée (*Béthoux and Copin-Montégut, 1986; Krom et al., 1991*).

En effet, les rapports stœchiométriques (RS) mesurés dans les eaux profondes de l'Océan Global montrent un rapport N/P de 16/1 (*Redfield et al., 1963*) appelé par la suite rapport de Redfield (RR). Partant du constat que les nutriments mesurés en eau profonde sont obligatoirement le fruit de l'activité biologique (autant des couches supérieures de l'océan avec la photosynthèse, que des couches de subsurface et profondes, avec la reminéralisation de la matière organique), Redfield propose une consommation, et une utilisation des sels nutritifs par les organismes marins (notamment pour la photosynthèse) suivant ce rapport. Or en Méditerranée, le RS montre un excès de N par rapport au P (N/P ~24, au lieu de 16 dans l'Océan Global; *Béthoux et al. (2005)*), avec une augmentation de ce rapport vers l'Est (N/P = 22,5 dans le s-b Alboran; 24,3 - 26,8 en Crête; et entre 27 - 29 dans le bassin Est (*Becacos-Kontos (1977); Berland et al. (1980); Krom et al. (1991, 2004); Thingstad and Rassoulzadegan (1995); Kress and Herut (2001); Kress et al. (2003)*); Figure 1.7).

Récemment, la nature de ce déséquilibre observé dans les eaux profondes Méditerranéennes a été remis en cause. En effet, plusieurs méthodes existent pour calculer les rapports stœchiométriques. Dans leur étude, *Redfield et al. (1963)* calculait ces rapports selon 2 méthodes. La première, qui est aussi la plus courante, consiste à faire le rapport pur et simple des concentrations molaires moyennes en sels nutritifs. La seconde, qui d'après *Pujo-Pay et al. (2011)* aurait plus de sens, consiste à tracer les concentrations de N, en fonction des concentrations de P. Cette dernière méthode permet de mettre en évidence l'éventuel

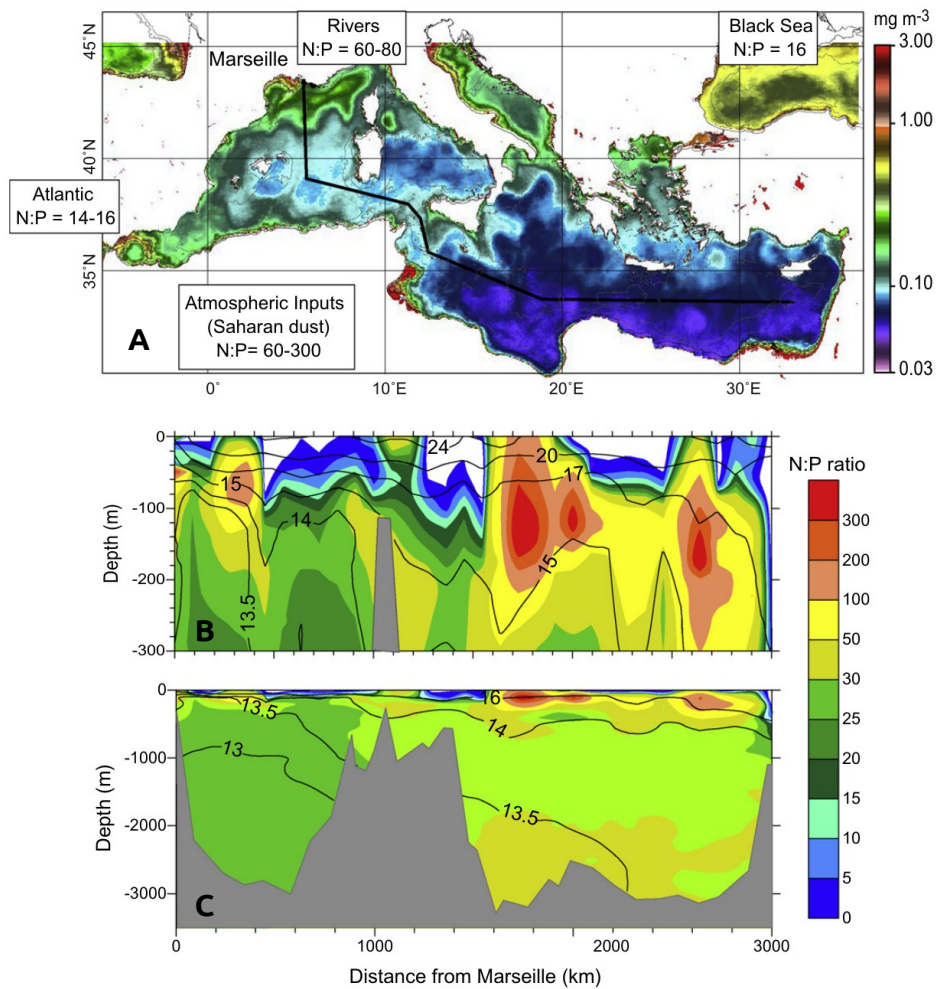


FIGURE 1.7 – (A) Carte satellite de la chlorophylle moyenne, en été 2007, en Méditerranée, avec les rapports N/P (avec de larges incertitudes) des principales sources externes en nutriments. La ligne noire représente la section de la campagne BOUM en été 2008 (Moutin et al., 2012). (B) Distribution verticale (0-300 m de profondeur) du rapport N/P (en couleurs), et de la température (lignes noires, en °C) mesurées lors de la campagne BOUM. (C) Idem que (B) mais sur toute la colonne d'eau. Les zones blanches dans (B) et (C) correspondent aux zones où les concentrations de nutriments ne sont pas détectables par les mesures conventionnelles. Tirée de *The MerMex group (2011)*.

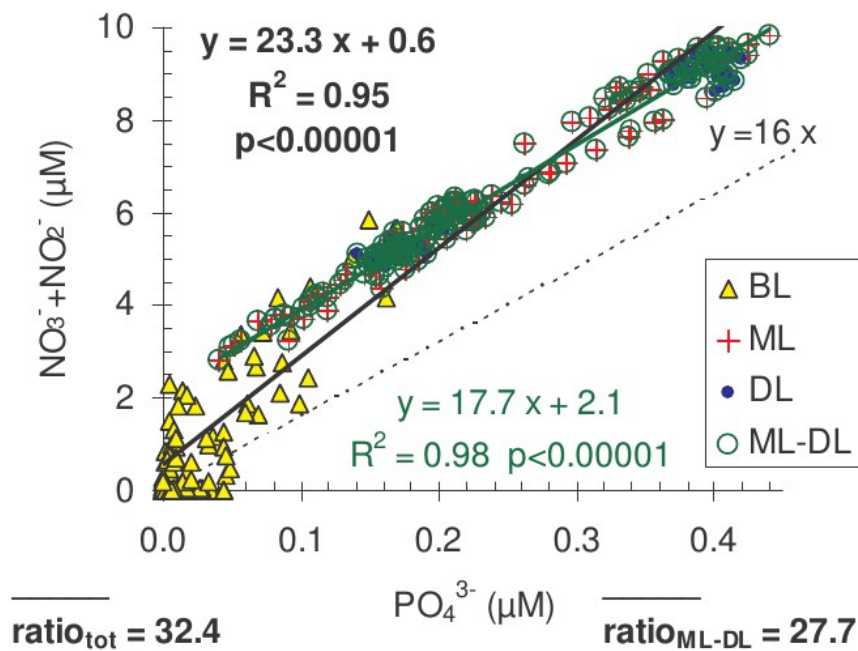


FIGURE 1.8 – Rapport NP mesuré sur la pente de la courbe reliant les concentrations de N et de P, pour différentes couches d'eau de la Méditerranée, pendant la campagne BOUM. Les différentes couches d'eau dans cette étude ont été identifiées en fonction de la concentration en oxygène. La première couche BL (Biogenic Layer) est la couche où se situe l'activité des organismes autotrophes photosynthétiques. La seconde couche ML (Mineralization Layer) est la zone de reminéralisation de la matière organique par les bactéries. c'est aussi la zone de minimum d'oxygène, elle est limitée dans sa partie supérieure par l'isosurface à $195 \mu\text{mol l}^{-1}$ d'oxygène, faisant la délimitation avec la BL, et dans sa partie inférieure par l'isosurface à $180 \mu\text{mol l}^{-1}$, qui la sépare de la Deep Layer (DL), la troisième et dernière couche, qui va jusqu'au fond de la Méditerranée. Pour la comparaison, les rapports NP sont aussi calculés par simple division des concentrations moyennes de N et P. Tiré de *Pujo-Pay et al. (2011)*.

excès d'un nutriment par rapport à l'autre, mais aussi d'en connaître le rapport grâce à la pente de la courbe. C'est ce qu'on fait *Pujo-Pay et al. (2011)* (Figure 1.8) sur les données de la campagne BOUM (*Moutin et al., 2012*). Leurs calculs montrent un rapport N/P fort de 27,7 dans les eaux profondes s'il est calculé avec la méthode classique, mais un rapport de 17,7, "étonnamment proche du Redfield Ratio classique", s'il est calculé avec la pente de la courbe, et un excès de N d'environ $2 \mu\text{mol l}^{-1}$. Ce qui montre bien un excès de nitrate par rapport aux phosphate en Méditerranée, mais un rapport N/P qui pourrait bien être "redfieldien", indiquant que l'utilisation des nutriments par la biologie en Méditerranée, pourrait bien suivre le rapport classique.

Le débat qui a animé la communauté scientifique, reposait dans un premier temps sur l'origine d'un tel excès de nitrate (ou manque de phosphate) en Méditerranée. Dans la suite de l'étude, pour rester en accord avec la littérature, les termes faisant référence au rapport N/P, feront essentiellement allusion au seul calcul courant de ce rapport, division de la concentration de N par la concentration de P, dans les eaux profondes, puisque les valeurs données dans la grande majorité des études citées ont utilisé cette méthode de calcul.

Aux origines du fort rapport N/P en Méditerranée.

Pour comprendre l'origine de ce rapport N/P, *Béthoux and Copin-Montégut (1986)*; *Béthoux et al. (1992, 1998)* ont effectué un bilan sur les apports de nutriments en Méditerranée, et ont conclu que l'excès de N ne pouvait pas être expliqué par les apports externes (Gibraltar, fleuves ou dépôts atmosphériques). Cet excès ne pouvait être expliqué que par un processus interne à la Méditerranée. Plusieurs hypothèses sont alors avancées : (1) L'hypothèse d'une forte fixation d'azote en Méditerranée par des diazotrophes

(organismes utilisant directement le N_2 ; Béthoux and Copin-Montégut (1986)). Certains indices appuient cette hypothèse, tel le faible rapport isotopique de l'azote $\delta^{15}N$, qui pourrait être expliqué par la fixation de N_2 (Pantoja et al., 2002). (2) La possibilité d'un lessivage du P par son adsorption sur les particules lithogéniques provenant du Sahara a aussi été proposé (Krom et al., 1991).

La seconde hypothèse est écartée, car les taux d'adsorption de P sur les particules sahariennes se sont révélés négligeables (Pan et al., 2002; Ridame et al., 2003). Quant à la première, la fixation d'azote, elle est toujours actuellement débattue. En effet, la grande majorité des observations révèlent une fixation d'azote négligeable sur le bassin (Ibello et al., 2010; Yogeve et al., 2011), et qui plus est, contrairement à ce que laissaient penser les analyses du rapport isotopique $\delta^{15}N$, on observe une fixation d'azote plus importante dans le bassin Ouest que dans le bassin Est (Bonnet et al., 2011). De plus, les résultats de l'étude de Pantoja et al. (2002) sont vivement critiqués par Mara et al. (2009) et Krom et al. (2010), qui montrent que le faible rapport isotopique $\delta^{15}N$ des apports atmosphériques, non pris en compte dans l'étude de Pantoja et al. (2002), peut expliquer le faible rapport isotopique observé dans les eaux profondes de la Méditerranée. Krom et al. (2010) semblent clôturer le débat en expliquant que Béthoux and Copin-Montégut (1986) et Béthoux et al. (1992, 1998) auraient sous-estimé le rapport N/P des apports atmosphériques et fluviaux. Le bilan du nitrate en Méditerranée serait donc fermé sans l'intervention de la fixation d'azote.

De récentes observations viennent nuancer ces derniers arguments, et montrent finalement une fixation de N_2 non négligeable.

Un premier article montre une forte stimulation de la fixation de N_2 par l'apport de poussières sahariennes (Ridame et al., 2013). Cependant, l'étude indique que cet apport d'azote ne participe que de façon négligeable à la Production Primaire (PP), ce qui est confirmé dans le bassin Est par Yogeve et al. (2011) et Rahav et al. (2013a), qui montrent un taux de fixation très faible ($0.01 - 0.3 \text{ nmol} - Nl^{-1}d^{-1}$) et une participation à la production nouvelle de 1 à 2%.

Jusque là, toutes les études tentant de mesurer in-situ la proportion de N_2 fixée par les organismes diazotrophes, sont restées cloisonnées dans la zone euphotique, faisant l'hypothèse que la grande majorité de ces organismes sont photo-autotrophes, et ne fixeraient l'azote uniquement dans le cas où cet élément viendrait à manquer. Or, des études récentes élargissent le champ d'action des organismes diazotrophes. En effet, il a été récemment montré que l'on trouve des bactéries hétérotrophes diazotrophes sur toute la colonne d'eau (Chien and Zinder, 1996; Wu et al., 2003; Zehr et al., 2003; Halm et al., 2012). Leur activité en zone aphotique a été mesurée (à notre connaissance) dans 4 études seulement. Une première étude montre de la fixation d'azote par une communauté diazotrophe dans les cheminées hydrothermales (Mehta and Baross, 2006). Deux autres ont été réalisées dans des Zones de Minimum d'Oxygène (OMZ). La première au Sud de la Californie montre un taux de fixation d'azote dans la zone euphotique comptant pour le tiers de la fixation totale sur la colonne d'eau (Hamersley et al., 2011). La deuxième en zone hypoxique, riche en nutriments, montre un taux de fixation 5 fois plus fort en sub-surface, qu'en zone oxygénée (Fernandez et al., 2011). Cette dernière étude montrait pour la première fois que fixation d'azote et dénitrification peuvent se produire en même temps, dans une même zone. Enfin la dernière étude, en Méditerranée, dans le s-b Levantin aux eaux de sub-surface très oxygénées, relativement riches en nutriments, avec un rapport N/P fort, ainsi qu'en mer rouge Rahav et al. (2013b). Dans les eaux Levantines, l'étude montre que la fixation d'azote par les bactéries hétérotrophes se fait à un rythme au moins équivalent à celui de la zone euphotique, et qui représente $\sim 50\%$ de la fixation d'azote totale quotidienne. Ces dernières études illustrent bien le fait que l'on ne connaît pas encore tous les mécanismes contrôlant la fixation d'azote.

Au final, sur l'origine du fort rapport N/P de la Méditerranée, il paraît indéniable que les apports externes de N et de P (via les fleuves et les dépôts atmosphériques) jouent un rôle important. Mais des études supplémentaires sont nécessaires pour bien comprendre l'importance et le rôle de la diazotrophie dans ce rapport.

Conséquences du fort rapport N/P sur la biogéochimie Méditerranéenne.

Quelque soit l'origine du fort rapport N/P observé en Méditerranée, il a des effets sur la disponibilité en nutriments pour le phytoplancton et les bactéries, et donc sur le régime phytoplanctonique en mer

Méditerranée.

Une grande majorité des observations en Méditerranée montre régulièrement une limitation de la production primaire, par le P seul, et/ou une co-limitation par N et par P (Berland et al., 1980). Une limitation de la production par le phosphate est observée dans le Golfe du Lion par Diaz et al. (2001) au printemps, et en été par Thingstad and Rassoulzadegan (1995); Thingstad et al. (1998), ainsi que dans le bassin Est, par Krom et al. (1991, 2004). D'autres études, menées dans le sous-bassin Levantin, en période estivale, durant le projet CYCLOPS, montrent une limitation par le phosphate des bactéries hétérotrophes, en même temps qu'une co-limitation par P et N du phytoplancton (Zohary et al., 2005; Krom et al., 2005). À priori, une seule étude suggère une limitation par N seul, en fin d'été dans le Golfe du Lion, avec un rapport N/P très faible, de l'ordre de 5 (Charles et al., 2005).

Cette limitation par les phosphates (majoritairement observée), a des conséquences sur la biogéochimie méditerranéenne. Contrairement à l'azote, qui peut être fixé par les diazotrophes, le phosphore n'est disponible que sous sa forme inorganique (phosphate), ou dans la matière organique, où il peut être remis à la disposition des organismes via la reminéralisation. Ce qui implique, en cas de manque de P, une forte compétition pour l'obtention de cet élément rare, et une adaptation des organismes aux ressources disponibles.

Une deuxième conséquence du manque de P, est un temps de recyclage très court du P organique. Il a déjà été observé des temps de renouvellement du phosphate d'environ 1h, en période de limitation par le P (Dolan et al., 1995; Thingstad and Rassoulzadegan, 1995). Les bactéries vont préférentiellement reminéraliser le P contenu dans la matière organique dissoute (DOP) (Thingstad and Rassoulzadegan, 1995; Thingstad et al., 1996; Moutin, 2000; Moutin et al., 2002; Pujo-Pay et al., 2011), ce qui provoque une accumulation du C et du N dans la matière organique (Thingstad et al., 1997, 1998; Pujo-Pay et al., 2011; Santinelli et al., 2013), ou du C seul en cas de co-limitation en N et P.

1.3.3 Adaptation du phytoplancton à l'oligotrophie et au fort rapport N/P.

Les plus petits organismes planctoniques (nano/pico-planctons et les bactéries) sont les mieux adaptés au manque de P, puisque peu gourmands en nutriments, contrairement aux micro-phytoplanctons comme les diatomées. Des expériences en laboratoire et en mésocosmes montrent bien l'évolution, avec le rapport N/P, du régime trophique dominant, passant progressivement d'un régime trophique basé sur les petits organismes (bactéries hétérotrophes ou nano-phytoplancton) pour un rapport N/P fort, à un régime trophique basé sur les gros organismes comme les diatomées, à mesure que N/P diminue (voir Thingstad and Cuevas (2010), pour une revue). Il en résulte que la Méditerranée, majoritairement limitée en P, devrait voir sa population de phytoplancton dominée par les petits organismes (Moutin, 2000), ce qui semble être confirmé par l'étude de Uitz et al. (2012) (basée sur des observations satellites), qui trouve en Méditerranée une PP dominée à ~50% par le nano-phytoplancton, suivi de ~30% par le pico-phytoplancton, et enfin ~20% par les diatomées.

Mais d'autres études estiment que les diatomées pourraient jouer un rôle plus important. À partir de calculs de bilans des nutriments en Méditerranée, Béthoux et al. (1998); Béthoux et al. (2002); Béthoux et al. (2005) avancent que la PP en Méditerranée serait dominée par les diatomées. Mais les observations ne semblaient pas corroborer cette hypothèse, jusque très récemment, où durant la campagne BOUM (Moutin et al., 2012), Crombet et al. (2011) ont observé une population anormalement élevée de diatomées en sub-surface (invisible pour les satellites), en été, au plus fort de la période stratifiée, limitée en P. Cette forte population de diatomées a été mise en évidence dans une zone assez profonde, autour de 100m de profondeur, où les nutriments arrivent par diffusion depuis la nutricline, et où la luminosité est trop faible pour le petit phytoplancton. Sans aller jusqu'à dominer la PP, les diatomées observées durant la campagne BOUM remettent en question (encore une fois) l'image tenace de désert marin associée aux eaux oligotrophes méditerranéennes. Les maxima de chlorophylle de sub-surface sont pourtant connus depuis longtemps en Méditerranée (Berland et al., 1987), mais étant peu étudiés, les régimes trophiques qui y sont associés restent un mystère. Pour Kemp and Villareal (2013), certaines populations de diatomées, adaptées pour pousser à la limite de la zone euphotique, pourraient se développer avec la stratification croissante des eaux, qui devrait accompagner le changement climatique.

Les bactéries hétérotrophes semblent jouer un rôle prépondérant dans les régimes trophiques présents en Méditerranée. Lors d'expériences en mésocosmes, Thingstad et al. (2005) obtiennent une baisse de la concentration en chlorophylle (Chl), en ajoutant du P, dans le s-b Levantin, limité par le P, en période estivale. Cette baisse de Chl était accompagnée d'une augmentation du nombre d'œufs de copépodes. L'ajout de P avait directement profité aux bactéries hétérotrophes, plus efficaces encore, que les populations de pico et nano-phytoplanctons pour l'obtention de P en condition de forte limitation par le P.

Pour arriver à bien reproduire toutes les différentes configurations trophiques observées dans les expériences en mésocosmes en Méditerranée, y compris celle cités juste au-dessus, Thingstad et al. (2005, 2007); Thingstad and Cuevas (2010) montrent qu'il est nécessaire de considérer 3 types fonctionnels de phytoplancton (PFT), à savoir : (i) les bactéries hétérotrophes, (ii) les pico/nano-phytoplanctons, et (iii) les diatomées.

1.3.4 Le carbone anthropique en mer Méditerranée.

Une question clef, dans le cadre du changement climatique, concerne le devenir du CO₂ émis dans l'atmosphère par les activités humaines depuis le début de l'aire industrielle, dit carbone anthropique (δC_T) et de son impact dans l'environnement. Seul 45% du carbone anthropique est présent dans l'atmosphère.

Le reste a été absorbé, pour une part par la biosphère terrestre (~ 29%), et d'autre part (~26%) par l'Océan (Le Quéré et al., 2009), limitant ainsi l'impact sur le climat de ce gaz à effet de serre. Malheureusement, le CO₂ anthropique n'est pas inerte dans l'eau. Celui-ci intervient dans le cycle des carbonates, résultant en une diminution du pH de l'Océan, dont les éventuelles conséquences sur les organismes calcifiants (Orr et al., 2005; Orr, 2011) sont encore mal connues.

La Méditerranée est dite devoir s'acidifier plus vite que l'Océan Global (Touratier and Goyet, 2009, 2011). En effet, la Méditerranée absorbe relativement plus de δC_T par m⁻² que l'Océan Global, à cause (i) d'une alcalinité plus forte, conférant aux eaux méditerranéennes, une plus grande capacité d'absorption du δC_T et de neutralisation des acides, et (ii) d'une ventilation très rapide de ses masses d'eau profondes, permettant une invasion du δC_T plus efficace dans les eaux profondes, jusqu'à avoir déjà contaminé les eaux de fond de la mer Méditerranée (Schneider et al., 2010; Touratier and Goyet, 2011). Cependant, la quantité de carbone anthropique absorbée par les eaux méditerranéennes fait toujours débat. En effet, le carbone anthropique n'est pas une entité mesurable. Celui-ci ne représente qu'une infime partie du carbone présent dans l'eau, et il ne peut être distingué de la part naturelle.

Différentes méthodes ont donc été élaborées, pour en estimer indirectement la quantité à partir d'autres variables physiques et biogéochimiques, qui elles peuvent être directement mesurées. Plusieurs de ces méthodes ont pu être appliquées au même jeu de données, et comparées. La première comparaison a été réalisée sur les données de la campagne de mesures trans-Méditerranée METEOR M31/1 de 1995 (El Boukary, 2005). En utilisant 2 de ces méthodes indirectes, El Boukary a estimé la quantité de δC_T présente en Méditerranée à 3,1 et 5,6 Pg-C. Mais cette étude souligne que ces 2 valeurs surestiment la quantité de carbone anthropique en Méditerranée.

En 2001, une seconde campagne de mesures (METEOR M51/2), permet de réitérer l'exercice, avec deux études indépendantes. Dans la première, Schneider et al. (2010) utilisent la méthode "Transit Time Distribution" (TTD; Waugh et al. (2006)), une technique dite de "*back-calculation*" (c'est-à-dire une méthode se basant sur la quantité de carbone contenue dans les eaux de surface, au moment de la formation des eaux intermédiaires et profondes), qui utilise la concentration en CFC pour déduire l'âge moyen des masses d'eau. Dans la seconde étude, Touratier and Goyet (2011) utilisent la méthode TrOCA (Touratier et al. (2007)), une méthode qui déduit la concentration de δC_T à partir des mesures d'oxygène, de carbone inorganique dissous, et de l'alcalinité totale. La comparaison des deux études montre que les estimations obtenues avec la méthode TrOCA sont toujours supérieures à celles de la méthode TTD. En particulier, sous les 500m de profondeur dans le bassin Ouest, et entre 500 et 1500m dans le bassin Est, où les estimations de ces 2 méthodes présentent plus d'un facteur 2 de différence. Dans le bassin Ouest, les différences sont telles, que les flux nets de δC_T échangés à Gibraltar n'indiquent pas la même direction en fonction de la méthode employée pour le calcul. En effet, les flux nets estimés à Gibraltar par la méthode TTD montrent une entrée de δC_T en Méditerranée, tandis qu'avec la méthode TrOCA, le flux de δC_T sortant de la Méditerranée est plus important que le flux entrant, résultant globalement en un export de δC_T hors de la Méditerranée (Aït-Ameur and Goyet, 2006; Huertas et al., 2009; Schneider

et al., 2010; Flecha et al., 2011).

Ainsi, les larges différences observées dans les estimations alimentent le débat sur la quantité de carbone anthropique présent en mer Méditerranée, et donc sur l'acidification induite de ses masses d'eau.

1.3.5 Les apports extérieurs en nutriments.

Les apports extérieurs de nutriments, en mer Méditerranée, sont introduits par 3 sources différentes : (i) les eaux entrantes en mer Méditerranée via les détroits de Gibraltar et des Dardanelles ; (ii) les apports fluviaux ; et (iii) les dépôts atmosphériques.

Les échanges de nutriments au détroit de Gibraltar.

Le détroit de Gibraltar est l'unique connexion de la mer Méditerranée avec l'Océan Global. Il est aussi la principale source d'eau et de nutriments extérieurs en mer Méditerranée, contrôlant le budget en nutriments des bassins occidentaux et orientaux (Béthoux et al., 2002; Crispi and Pacciaroni, 2009; Huertas et al., 2009).

Le détroit de Gibraltar mesure 14 km de largeur, pour une profondeur minimale de 300 m (600 m en moyenne). Comme nous l'avons déjà dit au début du chapitre, les échanges au détroit se composent de l'AW (Atlantic Water) en surface, dont le flux d'eau entrant en Méditerranée est 4 à 5% plus important que celui de la MOW (Mediterranean Outflow Water), masse d'eau sortant de la Méditerranée au fond du détroit (Bryden et al., 1994). Les échanges d'éléments ayant lieu dans le détroit contrôlent la biogéochimie de toute la mer Méditerranée (Minas and Minas, 1993; Gómez, 2003), et une partie de la circulation et du climat de l'Atlantique Nord (Gómez, 2003).

Du point de vue de l'Océan Atlantique, la mer Méditerranée peut être considérée comme un bassin de reminéralisation (Copin-Montégut and Avril, 1993). En effet, les eaux entrantes, en surface, à Gibraltar sont riches en matière organique, et relativement pauvres en nutriments et en carbone inorganique dissous, tandis que les eaux sortantes, en profondeur, sont pauvres en matière organique, et riches en sels nutritifs et en carbone inorganique dissous, qui vont enrichir les eaux intermédiaires de l'Océan Atlantique Nord (Dafner et al., 2001a,b). Il en résulte, que les échanges nets à Gibraltar représentent une perte nette en nutriments (Coste et al., 1988; Gómez et al., 2000; Dafner et al., 2003; Huertas et al., 2012), et en carbone inorganique dissous (Dafner et al., 2001b; De La Paz et al., 2008), et une source de matière organique pour la mer Méditerranée (Dafner et al., 2001a; Huertas et al., 2009).

Les quantités de matière échangées dépendent fortement des flux d'eau estimés de l'AW et de la MOW dans le détroit. Ces flux varient entre 0,80 et 1,64 Sv pour l'AW, et entre 0,76 et 1,57 Sv pour la MOW, correspondant à un flux net estimé entre 0,04 et 0,07 Sv (Béthoux et al., 1999; Lafuente et al., 2000; Huertas et al., 2009). Ainsi, les estimations de la quantité de matières échangées au détroit varient entre $-3,2$ et -35×10^{10} mol an⁻¹ pour les nitrates (Dafner et al. (2003); Béthoux et al. (2002)); le fait que la quantité soit négative signifie que le flux net est dirigé vers l'Atlantique); entre $-0,16$ et $-1,62 \times 10^{10}$ mol an⁻¹ pour les phosphates (Dafner et al., 2003; Béthoux et al., 2002); pour l'acide silicique l'estimation varie entre $-14,9$ et -34×10^{10} mol an⁻¹ (Gómez, 2003; Béthoux et al., 2002); entre -98 et -208×10^{10} mol an⁻¹ pour le DIC (Gómez, 2003; Huertas et al., 2009); et entre $+41$ et $+43 \times 10^{10}$ mol an⁻¹ pour le DOC (Huertas et al., 2009).

Les apports fluviaux.

Les fleuves représentent un apport important d'eau douce, et de nutriments pour la mer Méditerranée. Les flux d'eau, et la quantité de nutriments fluviaux sont fortement impactés par le changement climatique, et surtout par les activités anthropiques (Ludwig et al., 2009, 2010). Ainsi, dans cette région, amenée à se réchauffer et à devenir de plus en plus aride, la quantité d'eau douce apportée par les fleuves devrait diminuer. Mais la principale cause à cette diminution est anthropique : avec le prélèvement de l'eau douce pour l'usage de la population, croissante autour de la mer Méditerranée continue de croître et

pour l'agriculture. Ainsi, les retenues d'eau, sont de plus en plus nombreuses sur les bassins versants Méditerranéens (Ludwig et al., 2009).

De même, l'évolution des flux de nutriments dépend fortement des forçages anthropiques. L'impact de ces forçages sur les apports fluviaux en nutriments depuis les années 60 est d'ailleurs loin d'être négligeable. La concentration en nitrates dans les fleuves augmente avec l'usage d'engrais dans les cultures. D'après les estimations de Ludwig et al. (2009), en moins de 40 ans, la quantité de nitrate a augmenté de plus de 5 fois, passant de $1,6 \times 10^{10}$ à $7,7 \times 10^{10}$ mol an⁻¹ entre 1963 et 1998. Sur la même période, la quantité de phosphates apportée par les fleuves a augmenté jusqu'à atteindre dans les années 80, ~5 fois la valeur des années 60, à cause du phosphate contenu dans les eaux usées. Puis, grâce aux politiques visant à limiter leurs concentrations, leurs valeurs dans les fleuves méditerranéens sont redescendues jusqu'à un niveau équivalent à celui des années 60 : $\sim 0,07 \times 10^{10}$ mol an⁻¹. Enfin, la construction de barrages sur de nombreux cours d'eau a un impact sur l'apport fluvial d'acide silicique. Ainsi, entre 1960 et 2000, la quantité d'acide silicique a diminué d'environ 10%, passant de $4,03$ à $3,66 \times 10^{10}$ mol an⁻¹ entre 1963 et 1998 (Ludwig et al., 2009).

Dans les décennies à venir, ces modifications anthropiques devraient se poursuivre. L'occurrence d'impacts néfastes dans certains écosystèmes côtiers, déjà observés au cours des 2 dernières décennies, comme des problèmes d'eutrophisation (Turley, 1999; Moncheva et al., 2001), ou des blooms d'algues toxiques (en particulier dans les zones côtières très peuplées comme le s-b Adriatique, l'embouchure du Nil, ou encore la Méditerranée Nord-Occidentale; Honsell et al. (1995); Paerl (1997); Vila et al. (2001)), pourrait devenir plus fréquente, et avoir des répercussions sur les industries de la pêche et touristiques (The MerMex group, 2011).

Les dépôts atmosphériques.

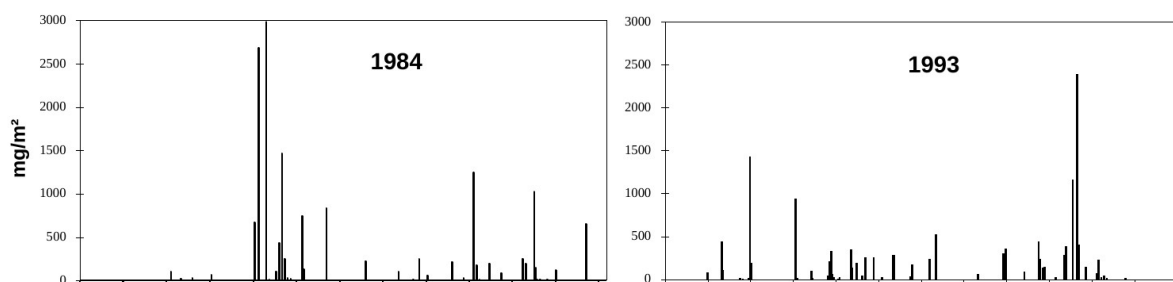
Les apports atmosphériques sont abondants en Méditerranée (Guerzoni et al., 1999; Dulac et al., in prep). Ces apports ont différentes origines : les apports naturels de poussières sahariennes ; les aérosols anthropiques provenant des industries et des activités domestiques des zones peuplées, majoritairement dans la partie Nord de la Méditerranée (Migon and Sandroni, 1999) ; et les feux de forêts, fréquents dans la région (Guieu et al., 2005).

Il est assez difficile de donner un chiffre concernant la quantité de matière déposée à la surface de la Méditerranée. En effet, les dépôts de poussières sahariennes, qui constituent une part importante des dépôts atmosphériques, se produisent sous formes d'événements extrêmement irréguliers dans leur fréquence d'apparition, et dans la quantité de poussières transportée (Loye-Pilot et al. (1986); Loÿe-Pilot and Martin (1996) ; voir Figure 1.9).

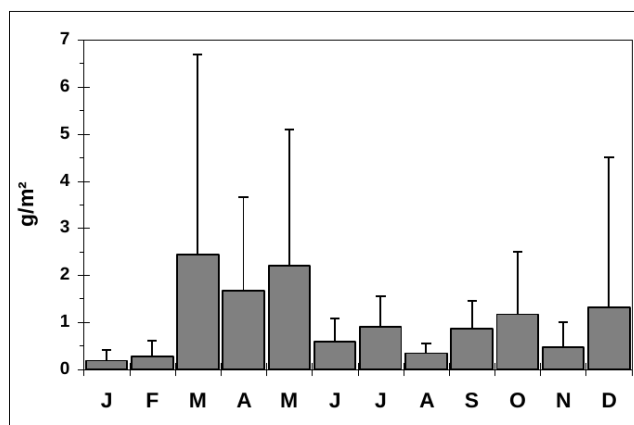
Les dépôts atmosphériques sont sources de différents éléments, tels que N (Duce et al., 2008), P (Ridame et al., 2002; Pulido-Villena et al., 2010), Fe (Bonnet and Guieu, 2006; Guieu et al., 2010), et d'autres éléments métalliques tels que Al, Zn, Cu, Co, Cd (Morel et al., 2003; Guieu et al., 2010).

La quantité de nutriments (nitrate et phosphate inorganiques - respectivement DIN et DIP) apportée par les dépôts atmosphériques varie dans le temps et dans l'espace. Elle est estimée entre 57 et 150 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{j}^{-1}$ pour le DIN, avec les flux plus élevés dans les mesures relevées à proximité de zones polluées, et pour le phosphate inorganique, entre 1,1 à 4,2 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{j}^{-1}$, avec les flux les plus élevés observés autour de sources terrigènes, et de zones polluées (Dulac et al., in prep).

La contribution des dépôts atmosphériques aux apports externes de nutriments, en Méditerranée, varie géographiquement. Les apports fluviaux étant plus importants dans le bassin Ouest, la contribution des éléments atmosphériques sera donc moins forte que dans le bassin Est. En effet, dans la partie Nord-Occidentale de la Méditerranée, Loÿe-Pilot et al. (1990) trouvent autant de N apporté par les rivières que par les dépôts atmosphériques. Pour le P, Ridame et al. (2002) relèvent que l'apport atmosphérique contribue à hauteur de 8 à 30%, contre 37% pour Guerzoni et al. (1999). Dans le bassin Est, la contribution des apports atmosphériques en éléments bio-disponibles est estimée à 60-100% de l'apport de N, et 30 - 50% de l'apport de P (Krom et al., 2004), tandis que, comparant apports fluviaux et atmosphériques, Koçak et al. (2010) y estime la contribution atmosphérique à hauteur de 90% pour le N, 60% pour le P, et 10% seulement pour le Si.



(a) Dépôts quotidiens de poussières Sahariennes (mg m^{-2}), mesurés en Corse, pour les années 1984 et 1993.



(b) Moyennes mensuelles de dépôts de poussières Sahariennes (g m^{-2}) sur la période 1984-1994.

FIGURE 1.9 – Tirée de *Dulac et al. (in prep)*; à partir de *Loje-Pilot and Martin (1996)*.

Les apports atmosphériques peuvent être déposés suivant deux modes : le dépôt sec ou humide. Les dépôts humides représentent l'apport d'éléments par les gouttes de pluie. Ces éléments sont soit incorporés dans les gouttes d'eau pendant leur chute (on parle de lessivage des composés particuliers et gazeux contenus dans l'atmosphère), soit lors de la formation et du déplacement des gouttelettes d'eau qui forment les nuages. Les dépôts humides produisent donc un dépôt important d'éléments, sur une courte durée. À l'inverse, les dépôts secs relèvent d'un procédé lent et continu : la chute, par gravitation, des éléments contenus dans l'atmosphère.

L'importance du mode de dépôt varie géographiquement. Dans le Nord du bassin Ouest, la majorité des dépôts atmosphériques sont sous forme humide (Dulac et al., 1989; Molinaroli et al., 1993; Guerzoni et al., 1995), comptant pour 65-75% en Corse (Bergametti et al., 1989; Loÿe-Pilot and Martin, 1996). De même, la majorité des dépôts de N et de P inorganiques, se font dans le bassin Ouest, sous forme de dépôt humide (Loÿe-Pilot et al., 1990; Bergametti et al., 1992).

Dans le bassin Est, les dépôts humides sont moins importants. En effet, sur les côtes turques, le dépôt sec compte pour au moins 50% du dépôt total (Kubilay et al., 2000). La proportion des dépôts humides de N inorganique varie de 63% du dépôt de particules - 44% du dépôt total (formes gazeuses incluses) - en Crêtes (Markaki et al., 2003), à 30% du dépôt de particules sur la côte Israélienne (Herut et al., 2001, 2002). De la même façon, les dépôts de phosphate inorganique dans le bassin Est, sont majoritairement sous forme de dépôt sec, puisque les dépôts humides ne représentent que 36% du dépôt total en Crête (Markaki et al., 2003) et 20% sur la côte Israélienne (Herut et al., 2001, 2002).

La biodisponibilité des éléments contenus dans ces dépôts va dépendre de différents paramètres :

- Du mode de déposition et/ou des transformations subies par les particules dans l'atmosphère.

En effet, étudiant l'impact de l'apport des poussières sahariennes lors du projet DUNE (Guieu et al., 2013), Desboeufs et al. (sousmis) ont montré une plus forte réaction du phytoplancton, et un export plus important, lié à la fertilisation par dépôts humides de poussières ayant été artificiellement vieillis, par rapport à des poussières "jeunes" apportées par dépôt sec. La part due au mode de déposition, ou au vieillissement des particules dans ces résultats n'est malheureusement pas encore connue et nécessite de nouvelles expériences, mais l'étude montre que, soit les éléments contenus dans les poussières sont plus disponibles pour la biologie en étant déposés par voie humide, soit les processus subis par les poussières lors de leur "vieillissement" permettent une meilleure disponibilité des éléments qu'elles contiennent, soit la combinaison du vieillissement et du dépôt humide est nécessaire pour obtenir une telle biodisponibilité de ces éléments.

- Des propriétés de l'eau dans laquelle a lieu le dépôt.

Les poussières ne sont pas dissoutes à la même vitesse selon les propriétés de l'eau dans laquelle elles atterrissent. Il a par exemple été montré que les eaux méditerranéennes dissolvent mieux le fer contenu dans les poussières sahariennes que les eaux du Pacifique (Mendez, 2008).

Enfin, l'impact des dépôts atmosphériques sur la biologie dépend, lui aussi, de plusieurs paramètres :

- la période de l'année.

Le phytoplancton ne réagira pas de la même façon à un même apport atmosphérique en nutriments, l'hiver (alors que la concentration en nutriments est déjà importante (grâce au mélange des eaux de surface avec des eaux plus profondes, riches en nutriments), ou l'été (au plus fort de la stratification des eaux, lorsque celles-ci sont les plus oligotrophes). En effet, durant les 6 mois de la période estivale, les 20 premiers mètres de la Méditerranée fonctionnent comme un système fermé. La quantité de matière diffusant à travers la thermocline est négligeable, et les concentrations en sels nutritifs dans cette zone sont extrêmement basses. La principale source de nutriments en surface, durant cette période, est alors via les dépôts atmosphériques (Migon et al., 2002; Ridame et al., 2002).

- le degré d'hétérotrophie de l'eau.

Volpe et al. (2009) ont montré que la biologie ne réagit pas de la même façon à un apport atmosphérique en nutriment, en fonction du degré d'oligotrophie de l'eau. Ce qui avait déjà été observé lors d'expériences en mésocosmes : dans les eaux oligotrophes, les nutriments profitent plus aux bactéries hétérotrophes qu'au phytoplancton (Herut et al., 2005; Bonnet et al., 2005; Thingstad et al., 2005). Récemment lors du projet DUNE (Guieu et al., 2013), Guieu et al. (2014b) ont montré que les apports atmosphériques

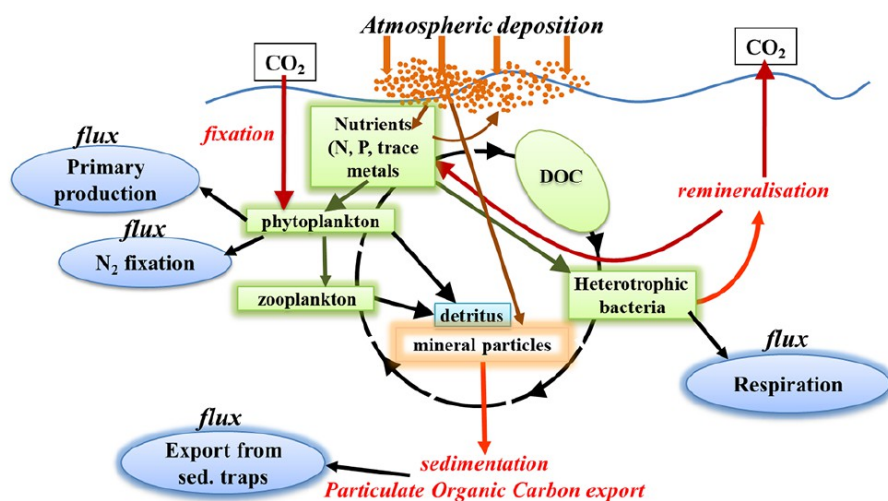


FIGURE 1.10 – Schéma résumant les différents processus liés aux apports atmosphériques de poussières. Tiré de Guieu et al. (2013).

dans les eaux hétérotrophes (c'est-à-dire où la respiration bactérienne (RB) est supérieure à la production primaire nette (NPP) : $NPP/RB > 1$) de la Méditerranée accentue l'hétérotrophie de ces eaux. Suite à des apports atmosphériques, ce rapport a diminué jusqu'à atteindre $\sim 0,35$. La concentration de DOC a diminué de 10%, tandis que la NPP a doublé. Le phytoplancton a bien profité de cet apport en nutriments, puisque la NPP a augmenté, et qu'un export de POC a même été mesuré, mais la contribution de l'activité bactérienne a été plus importante encore.

Pour résumer, les différents mécanismes induits par un événement de dépôt de poussières dans les eaux oligotrophes de la Méditerranée sont (Figure 1.10) : une fertilisation des eaux de surface, avec augmentation de la PP, et une augmentation plus forte de la PB ; mais aussi un export de matière organique lié à la "pompe lithogénique du carbone" (Bressac et al., 2013). Ce dernier mécanisme, indépendant de la biologie, consiste en un lessivage de la matière organique. Il est dû au DOC des eaux de surface qui s'agrège autour de particules lithogéniques de sable (Ternon et al., 2010), et est ensuite exporté sous forme de POC. Ce mécanisme participe à la diminution de la concentration de DOC en surface, et compte pour 50% du POC exporté (Bressac et al., 2013).

Ainsi, les apports extérieurs en nutriments sont complexes, et encore mal connus, notamment, pour les apports fluviaux, à cause d'un manque d'observations, en particulier dans le bassin Est, et pour les apports atmosphériques, à cause (i) de la complexité des mécanismes interagissant avec ces dépôts, et (ii) de la difficulté d'observer un événement saharien en mer (ce qui, à ce jour, n'a encore jamais été fait), et d'arriver à en analyser les différents impacts sur la biologie.

1.4 Modélisation de la Biogéochimie en mer Méditerranée.

1.4.1 Historique de la modélisation biogéochimique en Méditerranée.

La première modélisation biogéochimique en mer Méditerranée (Sarmiento et al., 1988) a consisté à une modélisation en boîtes, afin de déterminer les conditions nécessaires à une anoxie de ses eaux, et à montrer qu'à moins d'une inversion de la circulation anti-estuarienne de la Méditerranée, des conditions anoxiques en Méditerranée étaient difficilement atteignables.

Les premiers à modéliser la biogéochimie de la Méditerranée en utilisant un modèle 3D couplé OGCM (Ocean General Circulation Model)-biogéochimie, sur l'ensemble du bassin, sont Crise et al. (1998); Crispi et al. (1999), avec le modèle dynamique MOM (modular Ocean Model), de résolution $1/4^\circ$, 31 niveaux

verticaux, et un modèle NPD (Nitrate, Phytoplancton, Détritiques), ne considérant que les nitrates comme nutriments, le zooplancton et les bactéries étant implicitement pris en compte dans ce modèle. Ces premières simulations 3D permettent notamment d'émettre l'hypothèse que la circulation anti-estuarienne de la Méditerranée, ne permet pas à elle seule, d'expliquer son oligotrophie (Crise et al., 1999). Ce qui sera confirmé à l'aide d'un modèle en boîte, par Crispi et al. (2001).

Parallèlement, des études de modélisation pour des régions spécifiques de la Méditerranée se développent, notamment sur l'Adriatique (Zavatarelli et al., 2000), et le Golfe du Lion. Ces études profitent de la bonne représentation des zones étudiées (grâce à une fine résolution des grilles), et analysent des processus régionaux spécifiques : l'impact de l'upwelling côtier (Pinazo et al., 1996) ; le transfert de nutriments (nitrates) des marges vers le large (Tusseau-Vuillemin et al., 1998) ; les effets du forçage atmosphérique sur la biogéochimie, l'impact sur les processus de *cascading* et la PP du changement climatique (Herrmann, 2007) ; l'impact du bloom printanier sur la sédimentation de carbone organique particulaire (POC) (Auger et al., 2011) ; l'impact des tourbillons sur la biogéochimie (Campbell et al., 2013) ; la caractérisation spatiale et temporelle des copépodes (Carlotti et al., 2013) ; ou encore, interroger la complexité du modèle biogéochimique à utiliser pour l'étude d'une zone côtière (Frayssé et al., 2013).

Les modèles biogéochimiques utilisés pour étudier l'ensemble de la mer Méditerranée, progressent énormément avec l'étude de Crispi et al. (2002). Prenant en considération les études de Thingstad and Rassoulzadegan (1995), phytoplancton, zooplancton, et bactéries sont explicitement représentés dans leur modèle ECHYM (ECoHYdrodynamical model of the Mediterranean). La production y est limitée par le nitrate et le phosphate, et les nutriments sont consommés par les organismes autotrophes suivant le rapport de Redfield.

Une grande partie des études suivantes, à l'échelle de toute la Méditerranée, se spécialise pour la mise en place d'un réseau de prévisions de la circulation et de la biogéochimie méditerranéennes (Pinardi et al., 2003), utilisant notamment l'assimilation de données (Crispi et al., 2006; Lazzari et al., 2010; Pinardi and Coppini, 2010)

Récemment, de nouvelles études sur l'ensemble de la Méditerranée, dans un but autre que prévisionnel, ont été réalisées. Lazzari et al. (2012), ont effectué une simulation forcée par la dynamique de la mer Méditerranée d'OPA-MED16 (Béranger et al., 2005), avec le modèle biogéochimique BFM (Vichi et al., 2007b,a). BFM représente explicitement 9 groupes planctoniques, dont 4 phytoplanctons (pico ; nano ; micro-phytoplanctons ; et diatomées), 4 classes de zooplanctons, et les bactéries. Le modèle comprend une co-limitation de la production par le nitrate et le phosphate, et les rapports stoechiométriques (N/P/C) au sein des cellules sont variables (il peuvent donc être différents du rapport de Redfield). Dans cette étude, le coefficient d'extinction de la lumière est calculé avec des observations satellites, pour prendre en compte les effets du CDOM (matière organique colorée - non modélisé), sur ce coefficient. L'étude montre entre autre, que les apports extérieurs en nutriments (dépôts atmosphériques et apports fluviaux) stimulent la NPP (production primaire nette) de seulement 5%. Le modèle montre aussi un décalage de la NPP intégrée sur toute la couche euphotique en période estivale, fortement stratifiée, qui se révèle bien supérieure à la NPP calculée en surface (mettant en évidence, dans le modèle, une production non négligeable en sub-surface).

D'autres études utilisant BFM ont ensuite été effectuées, dont l'étude de Mattia et al. (2013), modélisant la période actuelle. Cette étude a été effectuée avec un véritable couplage dynamique-biogéochimie marine. Le modèle dynamique utilisé est NEMO, dans sa configuration pour le système prévisionnel de la Méditerranée (Pinardi et al., 2003). Cette étude analyse les effets de l'EMT sur la PP : un déplacement vers l'Ouest, dans le s-b Ionien, d'une masse d'eau riche en nutriments, soulevée par l'arrivée au fond du bassin oriental de la CDW ; ainsi qu'une augmentation de la PP, due aux mélanges hivernaux atteignant ces eaux, accompagné d'une activité bactérienne accrue.

La seconde étude compare une simulation sur la période actuelle (1990-2000), à une projection à la fin du siècle (2090-2100) (Lazzari et al., 2013). Les résultats montrent une stimulation des activités métaboliques à la fin du siècle, à cause de l'augmentation de la température, résultant en une augmentation de 5% de la GPP (Production Primaire Brute), compensée par l'augmentation des taux de respiration. La NPP ainsi obtenue reste stable entre les deux périodes, malgré une diminution de la biomasse totale.

Très récemment, une nouvelle étude a modélisé la biogéochimie de la mer Méditerranée, afin d'éstu-

dier le maximum de chlorophylle observé en subsurface (Macías et al., 2014). L'étude utilise le modèle MedERGOM, une configuration Méditerranée du modèle ERGOM (Neumann et al., 2002), un modèle écosystémique développé initialement pour étudier la mer Baltique.

1.4.2 Conditions actuelles de la modélisation en Méditerranée.

Dans le cadre du changement climatique, le programme national "MISTRALS" (Mediterranean Integrated Studies at Regional And Local Scales), a été mis en place par l'INSU, dans le but de *"mieux comprendre et pouvoir prédire le climat du bassin Méditerranéen, et son habitabilité future"* (<http://www.mistrals-home.org/>). Ce programme s'articule autour de 8 projets, dont le projet MERMEX (the Marine Ecosystems' Response in the Mediterranean Experiment). Le but du projet MERMEX est *"d'étudier et comprendre la réponse de l'écosystème marin de la mer Méditerranée, aux changements des forçages physiques, chimiques, et socio-économiques, induits par le changement climatique, et par les pressions anthropiques croissantes"*.

Durant le projet MERMEX, de nombreuses données seront acquises, qui permettront de mieux comprendre, et d'approfondir l'étude des cycles biogéochimiques en mer Méditerranée.

La modélisation représente un support complémentaire unique, pour comprendre et quantifier les processus qui contrôlent la biogéochimie marine en mer Méditerranée, et étudier son évolution future. Actuellement, la communauté MERMEX ne dispose pas encore de modèles couplés dynamique-biogéochimie marine sur l'ensemble de la mer Méditerranée. Deux études jumelles, celle-ci et la thèse d'Arnaud Guyennon (au MIO), ont été mises en place, afin d'apporter 2 types différents de modèle biogéochimique à la communauté. Les modèles PISCES (dans cette étude), et ECO3M (thèse d'Arnaud; un modèle biogéochimique plus complexe que PISCES, représentant, de façon aussi explicite que possible, les mécanismes internes des cellules planctoniques Baklouti et al. (2006a,b)), tous deux forcés par le même modèle dynamique : NEMO-MED12. L'idée, à terme, est de pouvoir comparer la biogéochimie produite par les deux modèles, et d'en tirer des conclusions sur les processus biogéochimiques nécessaires à la bonne reproduction de la biogéochimie méditerranéenne.

Un des objectifs de cette thèse sera donc de développer une configuration régionale, à haute résolution, du modèle NEMO-PISCES en mer Méditerranée.

Une des grandes questions sur la future évolution de la biogéochimie en mer Méditerranée, concerne la réponse des écosystèmes marins à l'acidification des eaux due à l'augmentation de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère. Le projet Européen FP7 MedSeA (Mediterranean Sea Acidification in a changing climate) a été mis en place, afin d'étudier l'impact de l'acidification de l'eau sur les organismes marins, prévoir les zones les plus touchées par cette acidification des eaux en Méditerranée, et en déterminer les impacts socio-économiques. Une partie du projet MedSeA concerne la modélisation de l'acidification de la mer Méditerranée, et de son évolution au cours du siècle à venir. Plusieurs équipes, utilisant différents modèles, travaillent sur l'évolution des caractéristiques biogéochimiques de la Méditerranée, suivant les projections climatiques jusque 2100. L'une de ces études (actuellement en cours) utilise une configuration de PISCES au 1/8° de degré, adaptée depuis la version de PISCES développée dans cette étude (Le Vu et al., in prep.), tandis qu'une autre étude utilise une version de BFM voisine de celle de Mattia et al. (2013).

1.5 Présentation de la thèse.

Cette étude consiste en la paramétrisation, l'évaluation, et la première étude utilisant le modèle NEMO-PISCES dans la configuration régionale de la Méditerranée, à haute résolution : MED12.

- Les simulations que nous avons effectuées sont toutes forcées par les champs dynamiques du modèle NEMO-MED12, un modèle dynamique régional développé à l'ENSTA-ParisTech, à partir du code de NEMO développé en grande partie au LOCEAN (Madec and The-NEMO-Team, 2008). Dans une première partie, nous avons évalué cette dynamique, avec une simulation de traceurs géochimiques (les CFC).

- Nous avons ensuite utilisé cette dynamique, afin de modéliser l'invasion du carbone anthropique en mer Méditerranée, et l'acidification induite des eaux, en utilisant une approche par perturbation.
- Enfin, nous avons adapté et paramétré une version couplée du modèle biogéochimique PISCES, dans sa configuration Méditerranée à haute résolution. Les résultats du modèle sont ensuite évalués par rapport aux observations et aux estimations satellitales de chlorophylle et de production primaire en Méditerranée. Puis nous avons étudié les différents régimes trophiques produits par le modèle.
- Pour finir, les résultats sont discutés, et des évolutions du modèle sont proposées afin d'améliorer la représentation de la biogéochimie du modèle PISCES en mer Méditerranée.

Chapitre 2

Modélisation de la dynamique de la mer Méditerranée, et son évaluation avec la simulation des CFC.

*Les vastes horizons, la mer infinie, les montagnes gigantesques,
Surtout lorsque tout cela est baigné de l'air pur et doré du Midi,
tout cela vous mène droit à la contemplation,
et rien mieux que la contemplation ne vous éloigne du travail [...].
Je contemplais, et je l'avoue, cette Méditerranée d'azur, avec ses paillettes d'or,
ces montagnes gigantesques belles de leur terrible nudité,
ce ciel profond et morne à force d'être limpide."*

Alexandre Dumas
Le Bagnard de l'Opéra (1868)

2.1 Le modèle dynamique et la composante CFC.

LES études du carbone anthropique et de la biogéochimie que j'ai effectuées sur la mer Méditerranée, ont été réalisées en utilisant le modèle NEMO dans une version régionale en mer Méditerranée. Ces travaux ont bénéficié de tout le travail préliminaire sur le développement du modèle dynamique en mer Méditerranée, réalisé à l'ENSTA-ParisTech. Toutes les simulations que j'ai effectuées, ont été réalisées *offline*, forcées par la dynamique calculée en amont, à l'ENSTA-ParisTech. Ce procédé a plusieurs avantages : la dynamique n'étant pas calculée, mais simplement lue, les simulations sont beaucoup moins coûteuses en temps de calcul. De plus, la même dynamique peut-être utilisée pour forcer plusieurs simulations. Ainsi, dans notre étude, la même dynamique a piloté la modélisation des CFC, du CO₂ anthropique, et de la biogéochimie en mer Méditerranée.

Dans ce chapitre, je vais brièvement présenter, dans un premier temps, les caractéristiques dynamiques et hydrologiques de cette configuration régionale du modèle NEMO, développée et évaluée par [Beuvier \(2011\)](#).

Ensuite je présenterai l'évaluation supplémentaire de la dynamique que nous avons réalisé avec la simulation de l'invasion des CFC. Cette étape est importante, car avant de réaliser des simulations biogéochimiques, il est nécessaire de bien connaître les performances du modèle dynamique.

Le modèle NEMO-MED12 est une configuration régionale en mer Méditerranée, du modèle de dynamique océanique NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean ; [Madec and The-NEMO-Team \(2008\)](#)). NEMO est un modèle de circulation générale océanique, développé à l'origine pour modéliser l'océan global, et maintenant utilisé aussi pour différentes modélisations régionales. Il est composé de plusieurs modules complémentaires : **OPA** (Océan Parallélisé) qui calcule la dynamique de l'océan ; **LIM** (Louvain la Neuve Iced Model) qui reproduit la glace de mer ; **TOP** (Tracers in the Ocean Paradygm) qui gère le couplage avec les modèles biogéochimiques (**LOBSTER** ou **PISCES**), et des traceurs passifs (CFC, ¹⁴C, ...).

2.1.1 Équations et hypothèses de NEMO

NEMO est basé sur les principales équations différentielles de la dynamique des fluides et de la thermodynamique. Dans ces équations, la salinité (S) et la température (T) sont reliées aux vitesses horizontales (U, V) et verticale (W) du fluide :

— l'équation de Navier-Stokes qui décrit la conservation de quantité de mouvement :

$$\frac{D\vec{U}}{Dt} = -\frac{\vec{\nabla}P}{\rho} + \vec{g} - 2\vec{\Omega} \times \vec{U} + \vec{D}^U \quad (2.1)$$

avec $\frac{D}{Dt}$ la dérivée particulière, $\vec{\nabla}$ l'opérateur *nabla* désignant les dérivées vectorielles suivant les 3 dimensions, t représente le temps, P la pression, \vec{g} l'accélération de la gravité terrestre, $\vec{\Omega}$ le vecteur vitesse de la rotation terrestre, et enfin \vec{D}^U est lié à la paramétrisation des processus *sous maille* non résolus.

— l'équation de continuité qui décrit la conservation de la masse :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{U}) = 0 \quad (2.2)$$

— les équations de conservation de sel, et de chaleur :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (S \vec{U}) + D^S \quad (2.3)$$

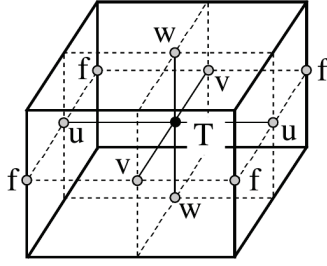


FIGURE 2.1 – Présentation de la disposition des variables dans une grille de type ARAKAWA C. T représente le positionnement des variables scalaires T, S, ρ, P et la divergence horizontale. u, v et w représentent la position des vitesses horizontales et verticale, et f le positionnement des vorticités (relative et planétaire). Tiré du guide de NEMO (version 3.2; Madec et al. (2008)).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (\theta \vec{U}) + D^\theta \quad (2.4)$$

Où S représente la salinité, θ la température potentielle, D^S et D^θ les termes de paramétrisation sous maille de la salinité et de la température potentielle.

— l'équation d'état de l'eau de mer :

$$\rho = \rho(\theta, S, P) \quad (2.5)$$

Ces équations sont soumises à des hypothèses simplificatrices relatives aux échelles caractéristiques de l'Océan.

- *Approximation de la Terre sphérique* : On suppose que les surfaces géopotentiellles sont sphériques. Ce qui implique que l'accélération gravitationnelle \vec{g} est parallèle au rayon \vec{R} de la Terre, et donc à la verticale locale.
- *Approximation de couche mince* : On suppose que l'épaisseur de l'Océan est suffisamment petite par rapport au rayon terrestre pour être négligée. Ce qui implique que les effets de la courbure de la Terre dans les équations sont négligés.
- *Hypothèse de fermeture turbulente* : Les flux turbulents, processus de petite échelle (inférieure à la taille d'une maille), ne peuvent pas être explicitement calculés par le modèle. Ils sont donc déduits du gradient des variables à grande échelle du modèle.
- *Hypothèse hydrostatique* : Induit que sur la verticale, l'équation de Navier-Stokes se limite aux gradients de pression, égaux aux forces de flottabilité. Les processus convectifs dans l'équation de Navier-Stokes sont donc inexistantes, et devront être paramétrés.
- *Hypothèse d'incompressibilité* : On suppose que la divergence de la vitesse du fluide est nulle.
- *Approximation de Boussinesq* : Les fluctuations de la densité ρ sont négligées dans les équations, sauf dans les cas où elle est combinée au terme de flottabilité.
- *Schéma de fermeture turbulente* : Le schéma de fermeture utilisé dans les équations pour la diffusion turbulente est le modèle d'énergie cinétique turbulente (TKE) d'ordre 1.5.

Les équations ci-dessus, soumises aux hypothèses que l'on vient de citer, forment ce qu'on appelle les équations primitives (les équations différentielles de base qui régissent la dynamique de l'Océan). Pour que le modèle résolve ces équations, elles sont discrétisées suivant le temps, et projetées sur une grille de type Arakawa C (Figure 2.1), où elles seront résolues à chaque point de la grille.

2.1.2 Configuration régionale de NEMO en mer Méditerranée

Historiquement, il a existé différentes versions de NEMO en mer Méditerranée, développées dans différents centres de recherche. Une configuration au $1/8^\circ$ (OPA-MED8 et NEMO-MED8), développée au CNRM pour des études d'ordre climatique, avec notamment des projections, pour le siècle à venir, de la dynamique de la mer Méditerranée (Somot et al., 2006); et une configuration au $1/16^\circ$ (OPA-MED16), développée au LOCEAN et à l'ENSTA-ParisTech pour l'étude de processus de méso-échelle (Béranger et al., 2005).

Récemment un consensus a été élaboré entre différents laboratoires (l'ENSTA-ParisTech, MERCATOR-Océan, le CNRM, et le LMD), pour unifier leurs efforts autour d'une version commune, NEMO-MED12 (au $1/12^\circ$), qui est déjà utilisée dans une plateforme de modélisation régionale sur la Méditerranée : MORCEMED (Drobinski et al., 2012; Lebeauin Brossier et al., 2011; Brossier et al., 2014).

Une version plus haute résolution (au $1/36^\circ$) est aussi actuellement en développement à l'ENSTA-ParisTech (NEMO-MED36), afin d'étudier les processus à fine échelle, et les améliorations de la circulation des eaux profondes avec la résolution (Arsouze et al., in Prep).

Dans notre étude, nous avons utilisé la dynamique de NEMO-MED12. Cette dynamique n'ayant pas été développée, mais simplement utilisée dans notre étude, notre description de cette configuration ne sera pas exhaustive. Cependant, toutes personnes désirant plus de détails sur la dynamique du modèle pourra se référer à la thèse de J. Beuvier (Beuvier, 2011).

La grille utilisée dans la configuration MED12.

Dans sa version MED12, NEMO résout les équations primitives sur la grille standard de NEMO : la grille ORCA déformée de résolution approximative au 12^{ime} de degré. Pour la configuration MED12, cela correspond à une taille de grille allant de 6 à 8 km. La résolution de cette grille est suffisamment fine pour commencer à reproduire l'activité méso-échelle.

La bathymétrie de MED12 provient d'un travail commun entre Mercator et le LEGOS. Elle est basée sur une carte de résolution $30'' \times 30''$ (c'est à dire $1/120^\circ$), dégradée au $1/12^\circ$, et retravaillée pour corriger certains problèmes liés à la dégradation. En particulier pour le détroit de Kassos, dont la profondeur de seuil est importante pour la bonne reproduction de l'Eastern Mediterranean Transient (EMT), et qui se retrouvait trop peu profond à cause du lissage.

Les conditions initiales

Les conditions initiales, pour les simulations dynamiques, viennent de sources différentes selon qu'on se place en Atlantique, ou dans la Méditerranée. L'initialisation de la partie atlantique est faite à partir des données World Ocean Atlas (WOA) de Locarnini et al. (2006) pour la température potentielle et de Antonov et al. (2006) pour la salinité. Pour la partie méditerranéenne, débutant en 1958 (voir paragraphe suivant), les données utilisées proviennent des climatologies mensuelles de MEDATLAS II MEDAR/MEDATLAS-Group (2002), auxquelles ont été appliquées une anomalie réalisée en filtrant les données sur une fenêtre de 10 ans autour de 1960.

Les conditions aux limites.

La zone tampon. Les modèles NEMO-MED sont fermés à leur extrémité Ouest, en Atlantique (11° W). Pour s'assurer que les eaux entrant en Méditerranée aient les bonnes caractéristiques et les bons flux, la zone Atlantique du modèle (de 11° W à 6° W) est définie comme une zone tampon dans laquelle certaines caractéristiques sont fortement contraintes. Ainsi, dans la zone tampon θ et S sont rappelées vers les climatologies mensuelles WOA de Locarnini et al. (2006) et Antonov et al. (2006). A ces climatologies est rajoutée une anomalie mensuelle, inter-annuelle, basée sur le travail de Daget et al. (2009), visant à prendre en compte l'évolution des caractéristiques thermohalines de l'eau Atlantique sur la période 1960-2009.

Enfin, la mer Méditerranée étant un bassin d'évaporation, et le modèle étant fermé, si rien n'était fait pour qu'il conserve sa quantité en eau, le bassin méditerranéen du modèle finirait par se vider. Pour éviter que toute l'eau de la Méditerranée ne s'évapore, un rappel de la SSH (Sea Surface Height) vers une climatologie est effectué dans la zone tampon, afin de simuler le niveau d'eau en Atlantique, et les flux à travers Gibraltar, et ainsi préserver la quantité totale d'eau du modèle.

Les fleuves et la Mer Noire. Les apports d'eau douce fluviaux sont issus des travaux de Ludwig et al. (2009), mais réorganisés par sous-bassins. La base de données de Ludwig comprend les flux de 239 fleuves, alors que MED12 comporte 29 embouchures, des principaux fleuves méditerranéens de la base RivDis de l'UNESCO (Vörösmarty et al., 1996). Les flux d'eau pour les 29 fleuves de NEMO-MED12 sont ceux de Ludwig et al. (2009). Les autres fleuves de la base de données de Ludwig et al., sont redistribués comme un écoulement côtier dans chaque sous-bassin. Ces flux d'eau varient de manière interannuelle sur la période 1960-2000, selon une variation saisonnière pour les plus gros fleuves.

La Mer Noire est considérée comme un fleuve dans le modèle. Ses échanges d'eau avec la Méditerranée n'étant pas modélisés, ils sont prescrits comme un flux d'eau douce en surface, d'après les estimations de Stanev et al. (2000).

Le forçage atmosphérique. Le forçage atmosphérique de MED12, utilisé dans nos simulation, est fourni par ARPERA (Herrmann and Somot, 2008) sur la période 1958-2011. ARPERA consiste en une descente en échelle dynamique (Radu et al., 2008) opéré par Arpège-Climat (Déqué et al., 1994) aux champs atmosphériques issus de l'ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecast). Autrement dit, Arpège climat calcule les champs atmosphériques à fine échelle ($< 250\text{km}$) tout en étant piloté à grande échelle ($>250\text{ km}$) par les champs de l'ECMWF. Le tout est calculé sur une grille de 50 km de résolution, centrée sur la Méditerranée. La spécificité d'ARPERA, est qu'il prend en compte le relief particulier de la région méditerranéenne (Figure 2.2). Les principaux massifs de montagnes se démarquent assez bien dans la grille d'ARPERA, ce qui est nécessaire à la bonne représentation des différents vents présents en Méditerranée (Mistral, Tramontane, Bora, Étésien,...), et influe sur la formation des eaux profondes et intermédiaires (Beuvier et al., 2012a). Les champs de l'ECMWF utilisés pour guider ARPERA sont des champs atmosphériques à moyenne résolution (125 km). Ce sont soit des réanalyses : ERA40 (Uppala et al., 2005) sur la période 1958-2001, soit des analyses de l'ECMWF sur le reste de la période (2002-2011).

Les simulations NEMO-MED12

Dans cette étude, nous avons utilisé 2 simulations (figure 2.3). La première, MED12-long (Beuvier et al., 2012b), utilise très exactement les forçages cités ci-dessus. Mais la simulation produit une quantité trop faible d'eau dense sortant du sous-bassin Égéen, au moment de l'EMT. La seconde simulation MED12-Égée (Beuvier (2011); Palmiéri et al. (2014) ; section 3.2), a été réalisée pour corriger ce défaut, et créer un EMT plus fort et plus réaliste. Pour cela, le forçage de la simulation MED12 a été modifié pour les hivers 1991 et 1992. Les modifications ont été configurées après avoir comparé les flux de différents forçages atmosphériques, de résolutions différentes, au dessus du sous-bassin Égéen. Le sous-bassin Égéen a été artificiellement refroidit en augmentant la perte de chaleur nette de 40 W m^{-2} , la perte nette d'eau douce de $1,5\text{ mm/jour}$ et en augmentant la tension du vent de $2 \times 10^{-2}\text{ N m}^{-2}$, de novembre à mars, durant les hivers 1991-1992 et 1992-1993. Cela correspond en moyenne, sur la période de modification, à une augmentation de la perte de chaleur nette de 18%, de la perte d'eau douce de 41%, et de la tension du vent de 17%, sur le sous-bassin Égéen (Beuvier, 2011).

2.1.3 Principales caractéristiques des simulations NEMO-MED12.

Avant son évaluation avec les CFC, nous résumons ici les caractéristiques principales (T, S, courant) de la simulation dynamique MED12 réalisée et décrite par Beuvier (2011); Beuvier et al. (2012b).

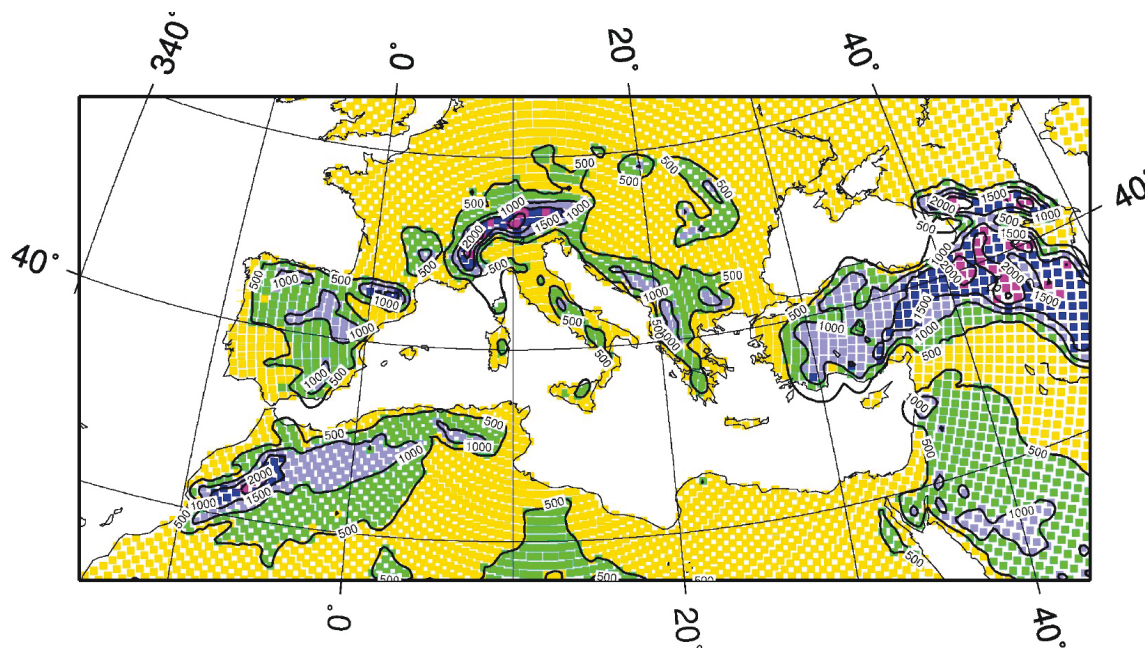


FIGURE 2.2 – Grille horizontale et relief (en mètres) du modèle ARPERA, chaque point correspond à un point de grille. Tiré de *Beuvier (2011)*.

Le modèle NEMO-MED12 reproduit les principales caractéristiques hydrologiques spatiales et temporelles de la mer Méditerranée. En particulier, le modèle reproduit bien le gradient Nord-Sud de SST de la climatologie MEDATLAS (*MEDAR/MEDATLAS-Group (2002)* ; voir figure 2.4). Aussi, avec la résolution du modèle, quelques détails non perceptibles dans la climatologie apparaissent, comme des anomalies de SST dans les principales gyres : une SST plus froide dans la gyre cyclonique de Rhodes, et plus chaude dans les gyres anticyclone d’Alboran. De même, le gradient Est-Ouest observé sur la climatologie de SSS, est bien reproduit par le modèle. Quelques différences sont cependant à remarquer : dans le modèle, le front de SSS reliant les Baléares à la Sardaigne est situé plus au Nord que dans la climatologie ; et dans la climatologie, la SST est plus élevée dans le Nord nord du s-b Ionien que dans le modèle.

Le modèle reproduit tout aussi bien les principales caractéristiques de la climatologie d’anomalies de hauteur de la surface de la mer (SSH ; Sea Surface Height), des données altimétriques AVISO (<http://www.avisioceanobs.com/duacs/>), et la circulation associée (Figure 2.5). En effet, on observe bien le contraste entre le nord de la Méditerranée, avec ces gyres cycloniques (gyre de Rhodes, Sud Adria-

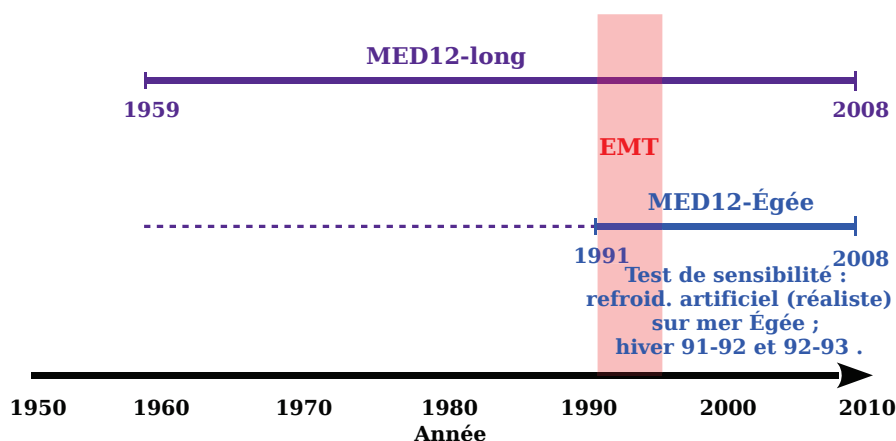


FIGURE 2.3 – Présentation des simulations de NEMO-MED12 utilisées comme forçage dynamique dans la suite de notre étude : MED12-long et MED12-Égée.

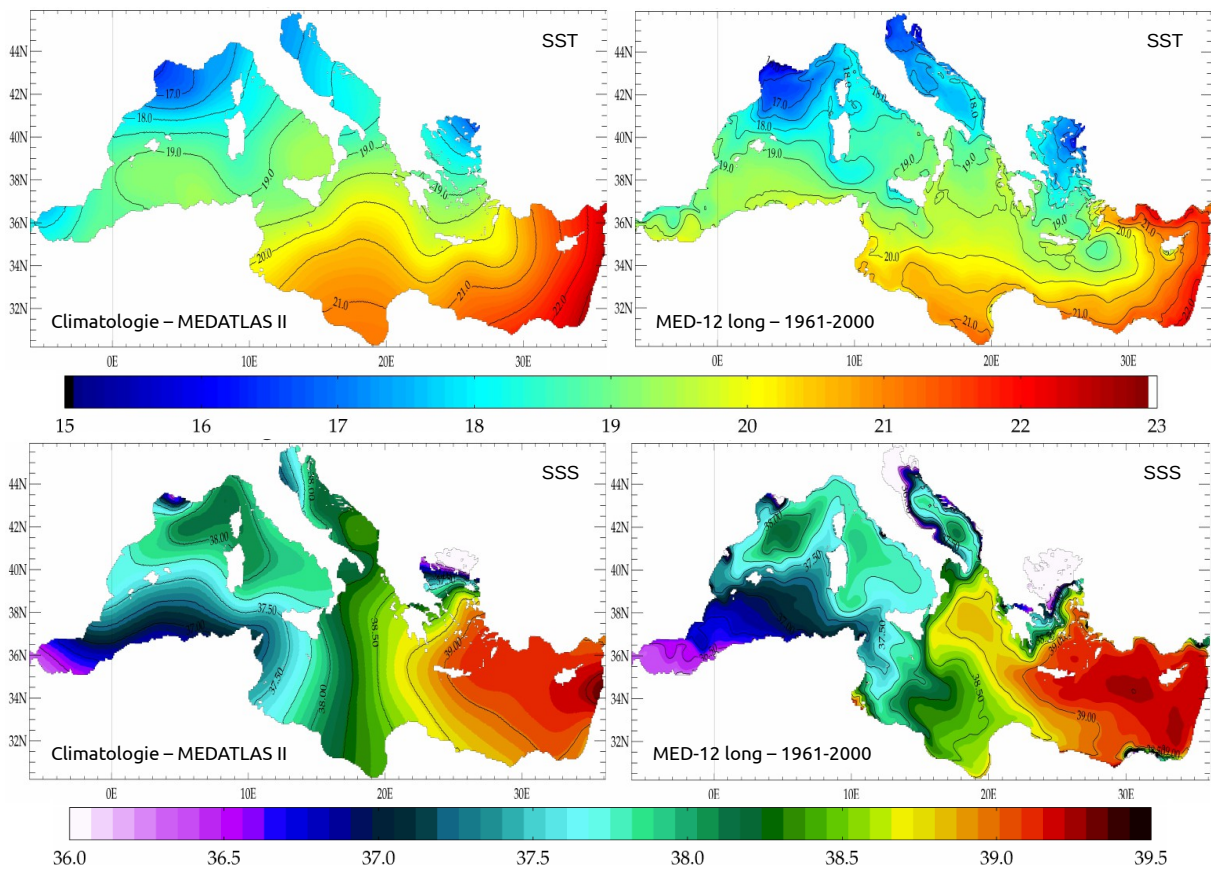


FIGURE 2.4 – Comparaison de la SST (en haut) et de la SSS (en bas) de la climatologie MEDATLAS (à gauche), aux données du modèle, moyennées sur la période 1961 - 2000. Tirée de *Beuvier (2011)*.

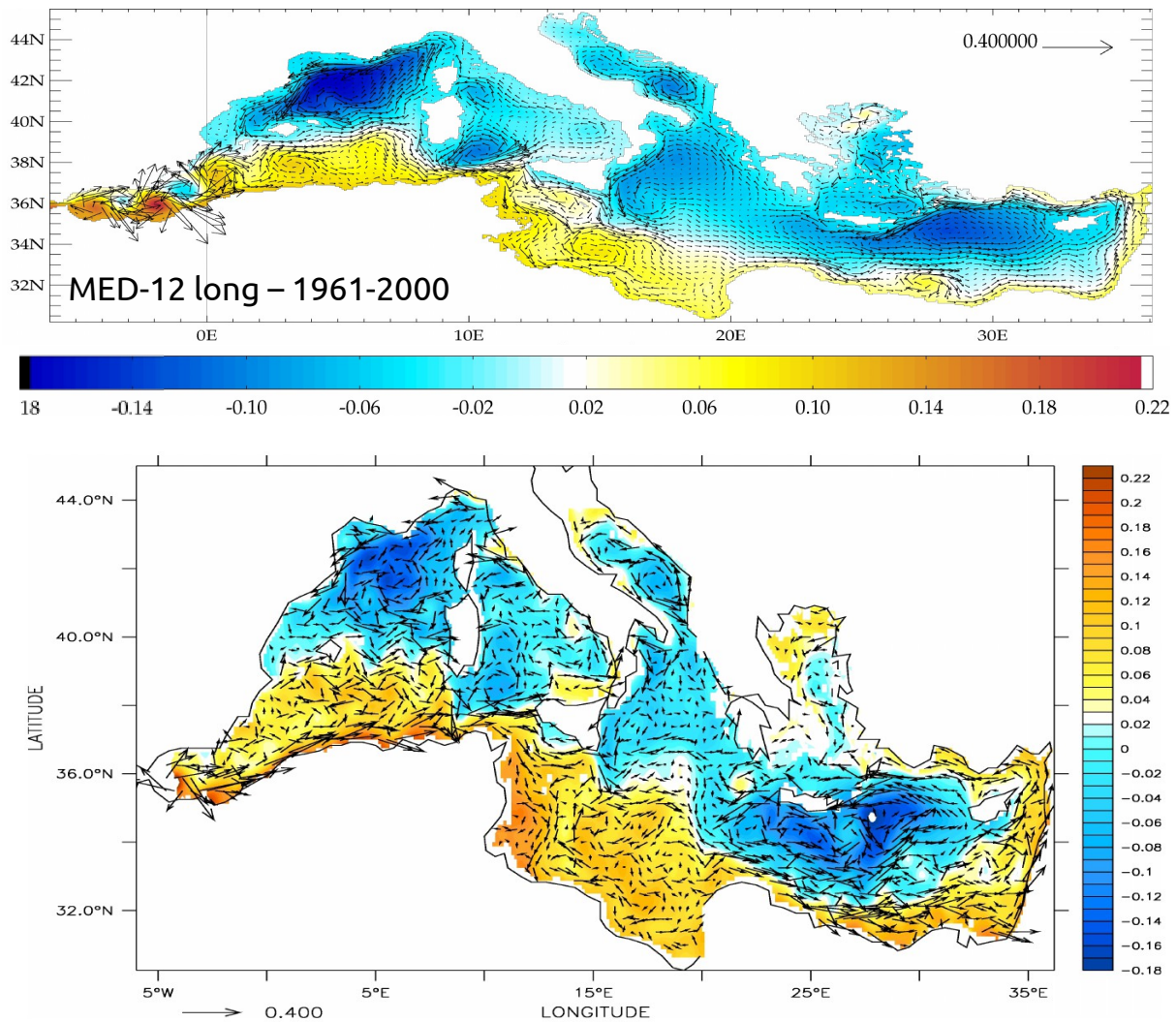


FIGURE 2.5 – En haut : SSH (couleur; en mètres) et courants à 35 m (vecteurs; en $m s^{-1}$) de la simulation MED12-long (moyenne sur la période 1961-2000); en bas : SSH (moyenne sur la période 1993-2008) des champs hebdomadaires AVISO de niveau de la mer altimétrique absolu (MADT - "merged altimeter-based daily absolute dynamic topography") et courants géostrophiques dérivés.

tique, Nord Ionien, Golfe du Lion; SSH < 0), et les zones longeant les côtes Africaines, qu'occupent de nombreux anticyclones (SSH > 0). Les courants de bords de la climatologie sont cependant plus rapides, avec une SSH associée plus marquée que dans le modèle.

L'évolution interannuelle de la température et de la salinité au cours des différentes simulations (Figure 2.6), montre que les simulations MED12-long et MED12-Égée sont, en moyenne sur le bassin, généralement légèrement plus chaudes que ce qu'indique la climatologie de Rixen et al. (2005), et avec une salinité globalement correcte.

En surface (0 - 150 m), la température de MED12 reproduit très bien les observations, aussi bien les valeurs, que la variabilité temporelle. La salinité moyenne est plus faible dans cette couche comparée aux observations, et montre des variations interannuelles décorréliées de celles de la climatologie. Mais il faut noter que le manque d'observations en salinité rend ces variations peu robustes.

La couche intermédiaire est plus chaude et plus salée dans MED12-long, et la variabilité interannuelle est bien reproduite. Les écarts sont en grande partie dus à l'EIW, plus chaude et salée que dans les observations.

Au dessous de 600 m, la tendance au réchauffement et à l'augmentation de la salinité est plus forte dans la modèle que dans la climatologie.

2.1 Le modèle dynamique et la composante CFC.

Ce rapide aperçu des principales caractéristiques de la dynamique de NEMO-MED12, nous montre que ce modèle est capable de reproduire les grandes structures observées en mer Méditerranée. Nous allons maintenant poursuivre son évaluation, dans la prochaine section, grâce à la modélisation des CFC.

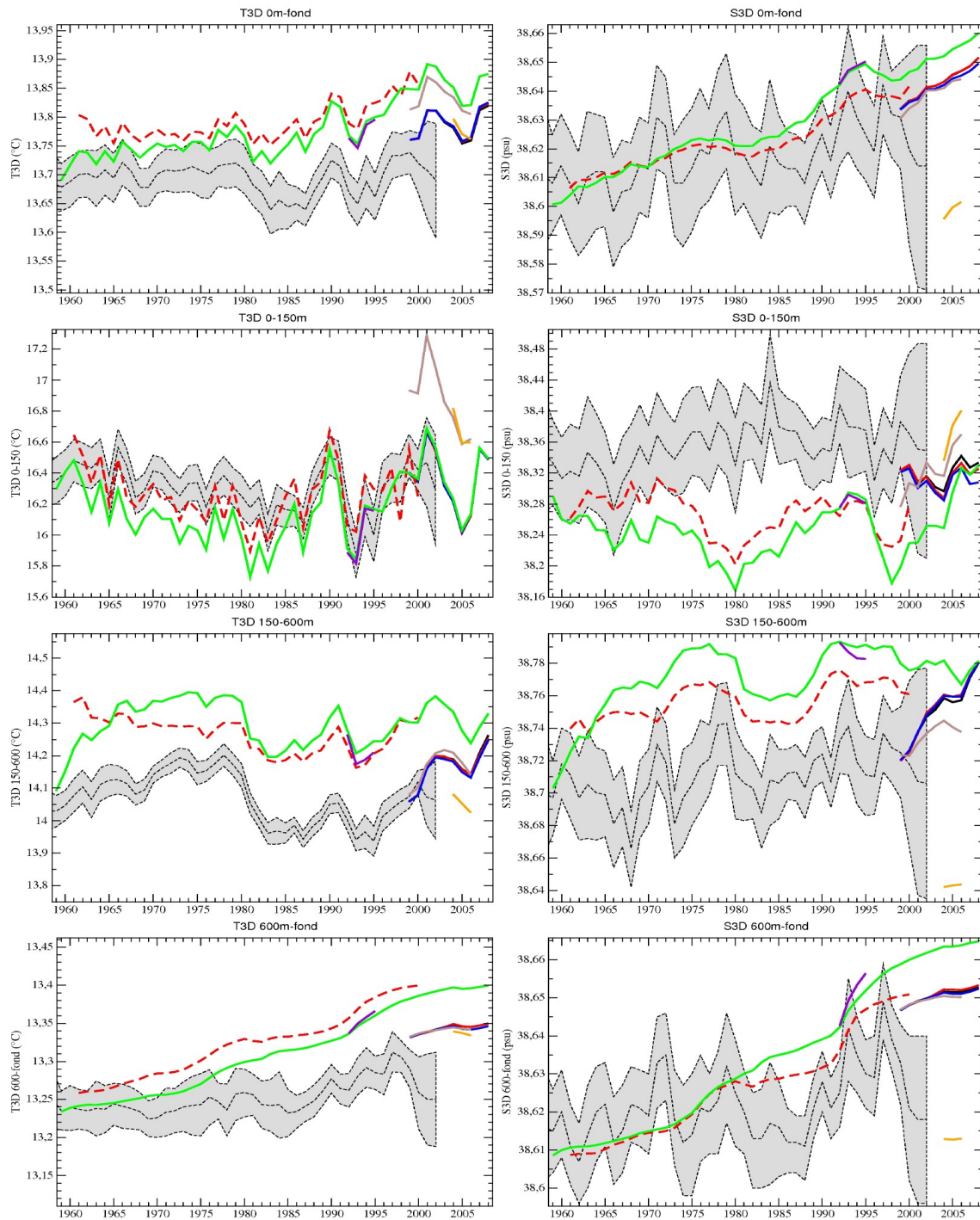


FIGURE 2.6 – Rouge-tirés : NEMO-MED8; Vert : MED12-long; violet : MED12-Egee; orange : MED36-ECMWF; plus différents tests sur MED12 (voir *Beuquier (2011)*). tirets noir : données interannuelles de *Rixen et al. (2005)*, et zone grisée autour : écart-type. T : colonne gauche, S : à droite. Moyenne sur (première ligne) l'ensemble de la mer Méditerranée; (seconde ligne) moyenne sur la couche 0-150 m; (troisième ligne) 150-600 m et (dernière ligne) 600m-fond.

2.1.4 Modélisation des CFC-12 dans NEMO-MED12

Présentation des CFC.

Les chlorofluoro-méthanés, dont le CFC-12, sont des gaz exclusivement anthropiques, émis dans l'atmosphère à partir des années 30. Ils étaient principalement utilisés dans l'industrie réfrigérante et dans les aérosols. Ces gaz sont notamment connus pour leur rôle actif de catalyseur dans la destruction de l'ozone, et donc pour avoir participé à la formation de "trous" dans la couche d'ozone. La concentration atmosphérique du CFC-12 (Figure 2.7) a été croissante depuis les années 30 (début de leur utilisation). Ensuite étant donné la découverte du rôle néfaste des CFC sur la couche d'ozone, la production de ces gaz a été limitée, jusqu'à leur interdiction totale en 1996, par le protocole de Montréal (1987). La répartition des CFC est assez homogène sur la surface du globe, du fait de leur longue durée de vie, de l'ordre de 120 ans pour le CFC-12. On note cependant une légère différence de la concentration de CFC-12 entre les hémisphères Nord et Sud, due à la répartition des lieux d'émission, des zones industrialisées, en grande majorité dans l'hémisphère Nord (Figure 2.7).

Les CFC sont couramment utilisés en océanographie, en tant que traceurs passifs, pour le suivi des masses d'eau. Le principe est simple. Les CFC étant des gaz anthropiques, émis dans l'atmosphère, l'unique source de CFC dans l'océan vient des échanges air-mer. Les CFC sont dissous à la surface de l'Océan. Une fois dans l'eau, ils sont inertes : ils ne sont pas détruits, mais transportés avec les masses d'eau (advection, diffusion). Ils permettent donc de "suivre" une masse d'eau récemment ventilée (qui a récemment eut un contact avec l'atmosphère), que l'on pourra reconnaître à sa teneur élevée en CFC.

Les CFC permettent aussi de "dater" une masse d'eau, grâce au concept d'âge-traceur (Beining and Roether, 1996; Doney et al., 1997). Ceci représente une information supplémentaire, qui ne peut pas être déduite des propriétés physiques (T-S), sur le temps de résidence et de ventilation d'une masse d'eau. Ce concept repose sur le caractère inerte des CFC dans l'eau, et de l'évolution strictement croissante de leur concentration atmosphérique (jusque dans les années 2000, voir Figure 2.7). Il consiste à déduire, à partir de la pression partielle de CFC de la masse d'eau, la date du dernier échange avec l'atmosphère (Figure 2.8). Attention cependant, l'âge-CFC n'est pas l'âge réel, car l'âge-traceur est affecté par le mélange avec une masse d'eau ayant une concentration en CFC différente.

De par leur injection récente dans l'atmosphère, ces gaz sont utilisés pour étudier des processus physiques de constantes de temps de quelques décennies, tels que la formation et le déplacement de masses d'eau profondes, ou intermédiaires.

Les CFC sont couramment utilisés en modélisation, pour la validation des modèles de circulation océanique (England, 1995; Dutay et al., 2002). En effet, en comparant les concentrations de CFC simulées par le modèle, aux concentrations in situ, ils apportent une évaluation supplémentaire et indépendante des analyses hydrologiques en T,S.

Le module CFC.

La modélisation des CFC dans MED12 se fait grâce au module de transport des traceurs passifs de NEMO (Ethé et al., 2006), construit à partir de l'équation de conservation suivante :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = S(C) - U \cdot \nabla C + \nabla \cdot (K \nabla C), \quad (2.6)$$

où $\frac{\partial C}{\partial t}$ est l'évolution temporelle de la concentration en CFC à un point donné, $S(C)$ représente les éventuelles sources et puits du traceur, $U \cdot \nabla C$ est l'advection horizontale et verticale du traceur, et le dernier terme, $\nabla \cdot (K \nabla C)$ est sa diffusion.

L'advection et la diffusion sont calculées à partir des données du forçage dynamique de NEMO-MED12. L'unique source de CFC est le flux air-mer de CFC en surface, et les CFC étant inertes dans l'eau, on considère qu'il n'y a pas de puits. Les échanges de CFC en surface sont calculés en terme de flux (F), suivant le protocole instauré lors du projet OCMIP (Ocean Carbon Model Intercomparaison Project ; voir le protocole sur le site du projet (<http://ocmip5.ipsl.jussieu.fr/OCMIP/phase2/simulations/CFC/HOWTO-CFC-2.html>) :

$$F = Kw \cdot (C_{sat} - C_{surf}), \quad (2.7)$$

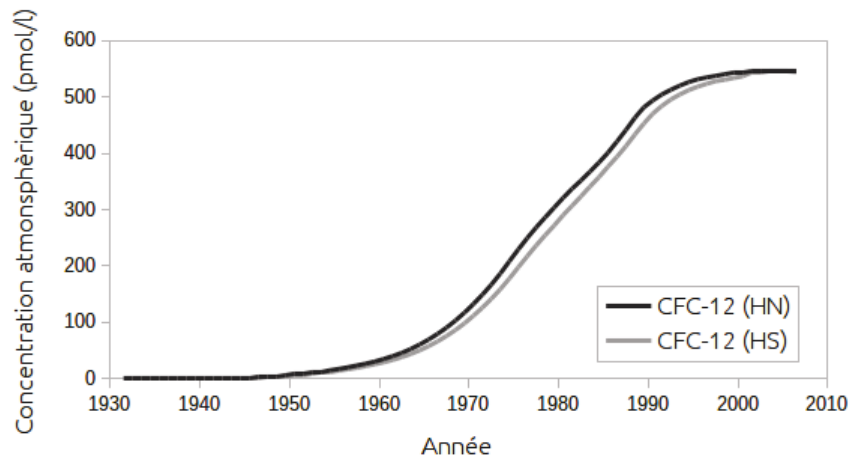


FIGURE 2.7 – Évolution de la concentration atmosphérique en CFC-12 (pmol l^{-1}) dans l'hémisphère Nord (HN; courbe gris-foncée) et dans l'hémisphère Sud (HS; courbe gris-claire) de 1930 à 2008.

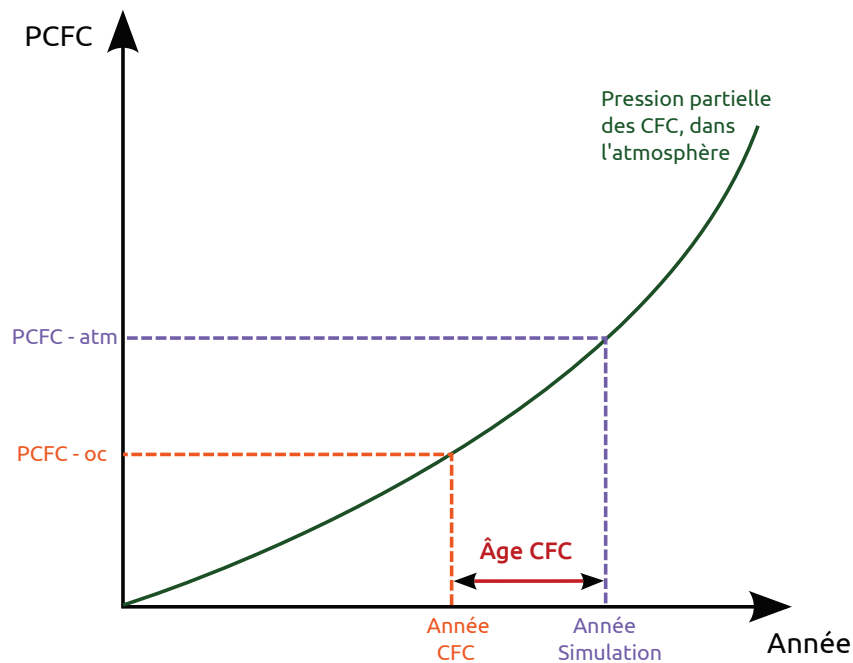


FIGURE 2.8 – Calcul de l'âge CFC d'une masse d'eau, à partir de la concentration en CFC de la masse d'eau, et de la pression partielle du gaz dans l'atmosphère (PCFC-atm). Voir le texte pour la description de la méthode.

2.2 Évaluation de la dynamique avec la modélisation des CFC-12.

où F est le flux de CFC à l'interface air-mer ; Kw est la vitesse de piston, ou vitesse de transfert du gaz (en $m s^{-1}$) ; C_{surf} est la concentration de CFC en surface, calculée par le modèle ($mol m^{-3}$) ; C_{sat} est calculé via la loi de Henry (valable uniquement pour les solutions diluées) :

$$C_{sat} = Sol \cdot P_{CFC}, \quad (2.8)$$

avec P_{CFC} : la pression partielle de CFC en air sec, à 1 atm (en picoatm).

Kw , la vitesse de piston, est calculée selon la méthode de Wanninkhof (1992) en fonction de la vitesse du vent, et de la température (T) :

$$Kw = \frac{X_{conv} \cdot a \cdot u^2}{\sqrt{\frac{Sc(T)}{660}}}, \quad (2.9)$$

avec X_{conv} une constante égale à $\frac{1}{3.6 \cdot 10^5}$, qui convertit la vitesse de piston de $cm h^{-1}$ à $m s^{-1}$. $a = 0.337$ est une constante ; Sc est le nombre de Schmidt (fonction de T) ; et u est la norme du vent, obtenue à partir des champs de vent horizontal U et V du forçage atmosphérique ARPERA (champs à 10 m), utilisée pour le calcul de la dynamique de NEMO-MED12.

La solubilité (Sol) de l'équation 2.8 est spécifique à chaque gaz. Pour les CFC, elle a été déterminée expérimentalement par (Warner and Weiss, 1985). Elle varie à l'inverse de la température, et est très peu sensible aux variations de la salinité. Le temps de transfert pour les CFC est rapide, de l'ordre de quelques semaines (contre environ un an pour le CO_2). Ainsi la concentration en CFC des eaux de surface est rapidement à l'équilibre avec l'atmosphère.

Déroulement de la Simulation

Pour modéliser l'invasion de CFC-12 en mer Méditerranée, il a fallu produire une simulation couvrant toute la période d'émission du CFC-12 (1930 - 2008), en utilisant le forçage dynamique de NEMO-MED12 (1959 - 2008). Sur la première partie de la simulation, pas encore couverte par le forçage dynamique (1930 - 1964), nous avons utilisé une période de 10 ans de ce forçage (la période 1965 - 1974), que nous avons répétée plusieurs fois, afin de couvrir toute cette première période. Ensuite, nous avons continué la simulation (période 1965 - 2008), en forçant le modèle avec la dynamique des années correspondantes.

Le choix de la période 1965 - 1974 pour forcer la simulation CFC sur les 34 premières années, se justifie du fait que cette période ne connaît aucun événement particulier de type EMT ou WMT. Les années du forçage précédant cette période (1959 - 1964), sont délibérément laissées de côté. En effet, NEMO-MED12 ayant été initialisé avec une Méditerranée inerte, les 5 premières années de NEMO-MED12, ne devaient pas être utilisées, le temps que la circulation se mette en place (spin-up).

Deux simulations ont été effectuées. La première utilise le forçage de MED12-long, sur toute la période simulée (1930 - 2008). La deuxième part de la première simulation et utilise le forçage de MED12-Égée à partir de l'hiver 1991, afin d'évaluer l'effet des modifications effectuées dans le s-b Égéen, avec les CFC.

2.2 Évaluation de la dynamique avec la modélisation des CFC-12.

Dans un premier temps, nous allons évaluer la formation des eaux profondes, en comparant nos résultats avec des mesures de CFC réalisées en mer Méditerranée. Les mesures de CFC étant plus nombreuses dans le bassin oriental, nous focaliserons plus particulièrement notre étude sur la simulation de l'EMT.

Dans un second temps, nous nous concentrerons sur la ventilation de la LIW. Cette masse d'eau est importante en Méditerranée, car elle intervient dans la formation de toutes ses eaux denses, et en tant qu'eau intermédiaire, riche en nutriments, c'est elle la première qui fournit la zone euphotique en nutriments à la fin de la période stratifiée. Aussi, la LIW joue un rôle majeur dans l'échange de nutriments entre les deux bassins de la mer Méditerranée. Il est donc nécessaire de bien évaluer la ventilation de cette masse d'eau.

2.2.1 Ventilation des eaux profondes méditerranéennes, et modélisation de l'EMT.

La campagne METEOR M5/6, qui a eu lieu en 1987 (Roether and Schlitzer (1991); Schlitzer et al. (1991); Figure 2.9), nous procure la répartition du CFC-12 dans le bassin Est, avant l'occurrence de l'EMT. Cela nous permet d'établir un premier diagnostic de la ventilation des masses d'eau dans NEMO-MED12, avant l'arrivée de la CDW dans le bassin.

La section étudiée part du s-b Tyrrhénien, jusque dans la partie orientale de la mer de Crète. Aucune évaluation ne sera donc possible cette année-là, dans le bassin occidental.

La ventilation de subsurface, et des eaux intermédiaires est correctement reproduite par le modèle, les concentrations simulées sont très proches des observations. Toutefois, les concentrations de CFC plus élevées, au fond du sous-bassin Ionien, attribuées à l'AdDW, n'apparaissent pas dans le modèle. Ce dernier ne reproduit pas correctement la formation de l'eau profonde AdDW, qui devrait couler le long de la bathymétrie jusqu'à la partie ouest du fond du s-b Ionien ($\sim 0,7$ pmol l^{-1} dans les observations, contre des concentrations proches de zéro dans le modèle).

Dans le s-b Égéen, des concentrations très élevées sont observées (1,2 pmol l^{-1}). Le modèle reproduit un signal de ventilation, mais les concentrations de CFC sont plus faibles que dans les observations (0,6 pmol l^{-1}). Ces eaux riches en CFC témoignent du pré-conditionnement de l'EMT (Theocharis et al., 1999; Roether et al., 2007), avec des eaux denses qui ont déjà commencé à s'accumuler dans le sous-bassin. La quantité d'eau dense formée dans ce sous-bassin avant l'EMT, dans le modèle, est donc sous estimée.

En 1995, on observe sur la section réalisée, METEOR M31/1 (Roether et al. (1996); Figure 2.10), les conséquences de l'EMT. En plus des eaux profondes d'origine Adriatique, les mesures montrent des eaux à la concentration en CFC élevée, qui sortent à l'Ouest du s-b Égéen, et plongent le long de la bathymétrie, jusqu'au fond du s-b Ionien. Le modèle reproduit cette plongée d'eau dense associée à l'EMT. Dans la simulation MED12-long, les concentrations élevées en CFC, associées à la CDW, sont visibles jusque ~ 2600 m de profondeur. L'EMT est reproduit, mais les eaux denses sont formées en trop faibles quantités. La simulation MED12-Égée, par contre, grâce aux modifications apportées au forçage atmosphérique dans le sous-bassin Égéen, forme une CDW qui s'écoule bien jusqu'au fond du sous-bassin Ionien, avec des concentrations en CFC proches des observations ($\sim 0,5$ pmol l^{-1} contre $\sim 0,7$ mesuré au fond).

Contrairement à la section METEOR de 1987, celle-ci compte des mesures dans le bassin Ouest, qui permettent une évaluation du modèle sur ce bassin. Les observations indiquent que les concentrations en CFC sont minimales entre environ 500 et 1800 m de profondeur. En dessous, la WMDW étant régulièrement ventilée par la formation d'eau dense au large du Golfe du Lion, est riche en CFC-12 ($\sim 0,7$ pmol l^{-1}). Le modèle reproduit la trace d'une masse d'eau ventilée au fond du bassin, mais les concentrations de CFC simulées sont beaucoup plus faibles que dans les observations. Dans le modèle, la WMDW est bien formée au large du golfe du Lion (Beuvier et al., 2012b), mais celle-ci se propage moins rapidement que dans les observations, et atteint difficilement le Sud du bassin occidental (Beuvier, 2011).

2.2.2 Formation et ventilation de la LIW.

La ventilation et la propagation de la LIW sont discutés en analysant l'évolution de l'âge-CFC au sein de cette masse d'eau (voir les explications section 2.1.4), en comparant les résultats du modèle aux observations, sur l'isopycne caractéristique de la LIW. Roether et al. (1998) définissent la densité de la LIW à $\sigma_\theta = 29.05$ kg l^{-1} . La LIW correspond au maximum de salinité de subsurface. Dans le modèle, celui-ci coïncide avec la même isopycne que dans les observations : $\sigma_\theta = 29.05$ kg l^{-1} (non montré). NEMO-MED12 produit donc une LIW à la même densité que dans les observations. L'âge-CFC de la LIW (Figure 2.11 et 2.12) est donc présenté le long de cette même surface isopycnale dans les observations et le modèle. De plus, afin de lisser la méso-échelle, et pouvoir comparer plus aisément l'évolution de ces âges-CFC, ceux-ci sont présentés en moyenne annuelle.

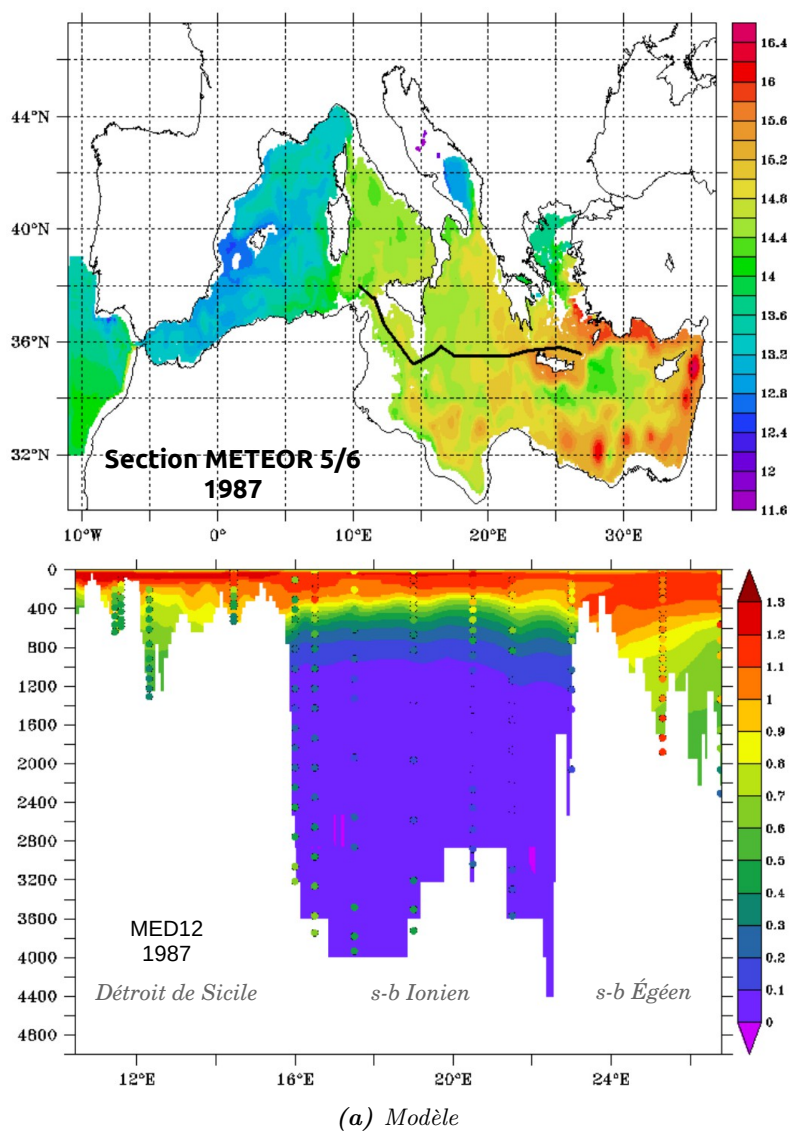


FIGURE 2.9 – Comparaison de la distribution verticale des CFC-12 (pmol l^{-1}), dans le modèle (couleur de fond), et dans les données de la campagne METEOR M5/6 de 1987 (points colorés superposés), le long de la section M5/6 indiquée sur la carte (figure du haut).

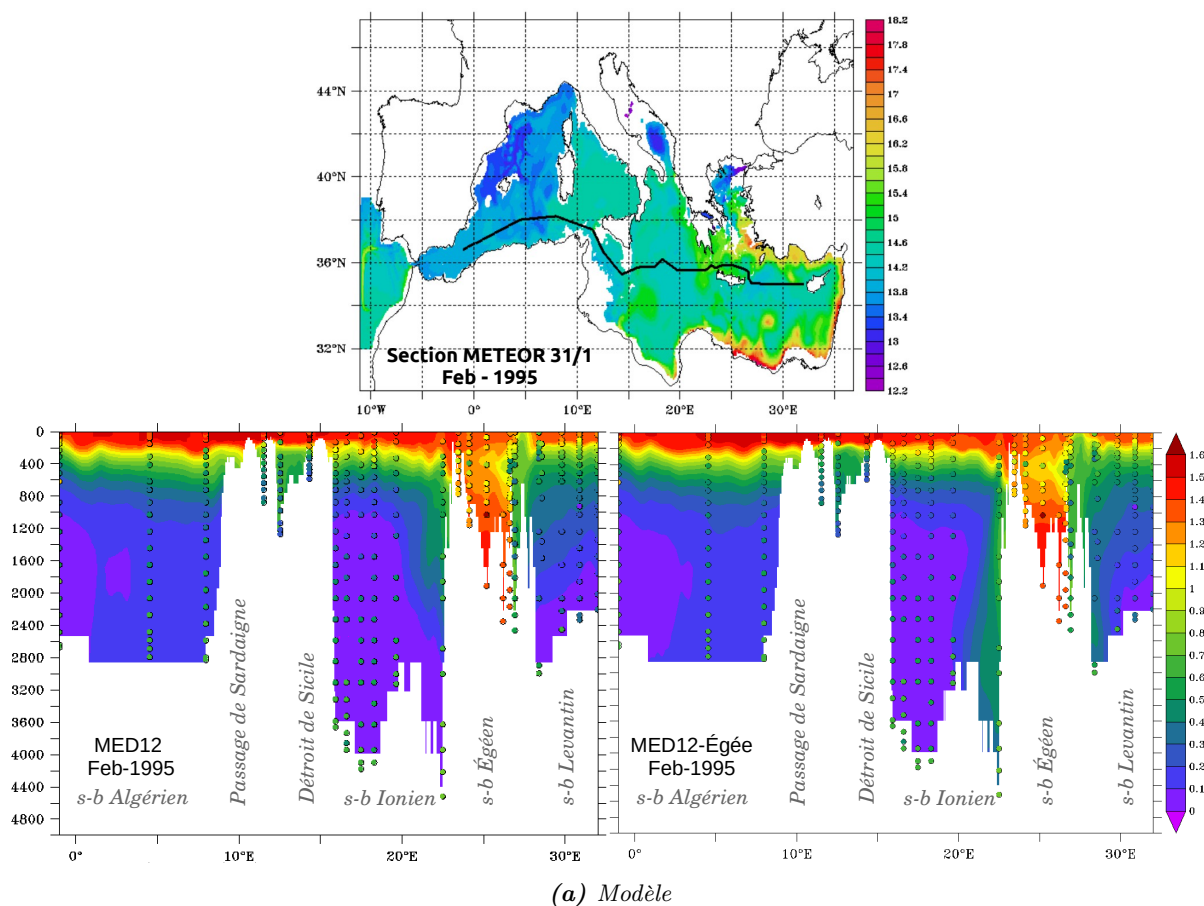


FIGURE 2.10 – Comparaison de la distribution verticale des CFC-12 (pmol l^{-1}), dans les deux simulations (couleur de fond) : MED12-long (à gauche) et MED12-Égée (à droite), et dans les données de la campagne METEOR M31/1 de 1995 (points colorés superposés), le long de la section M31/1 indiquée sur la carte (figure du haut).

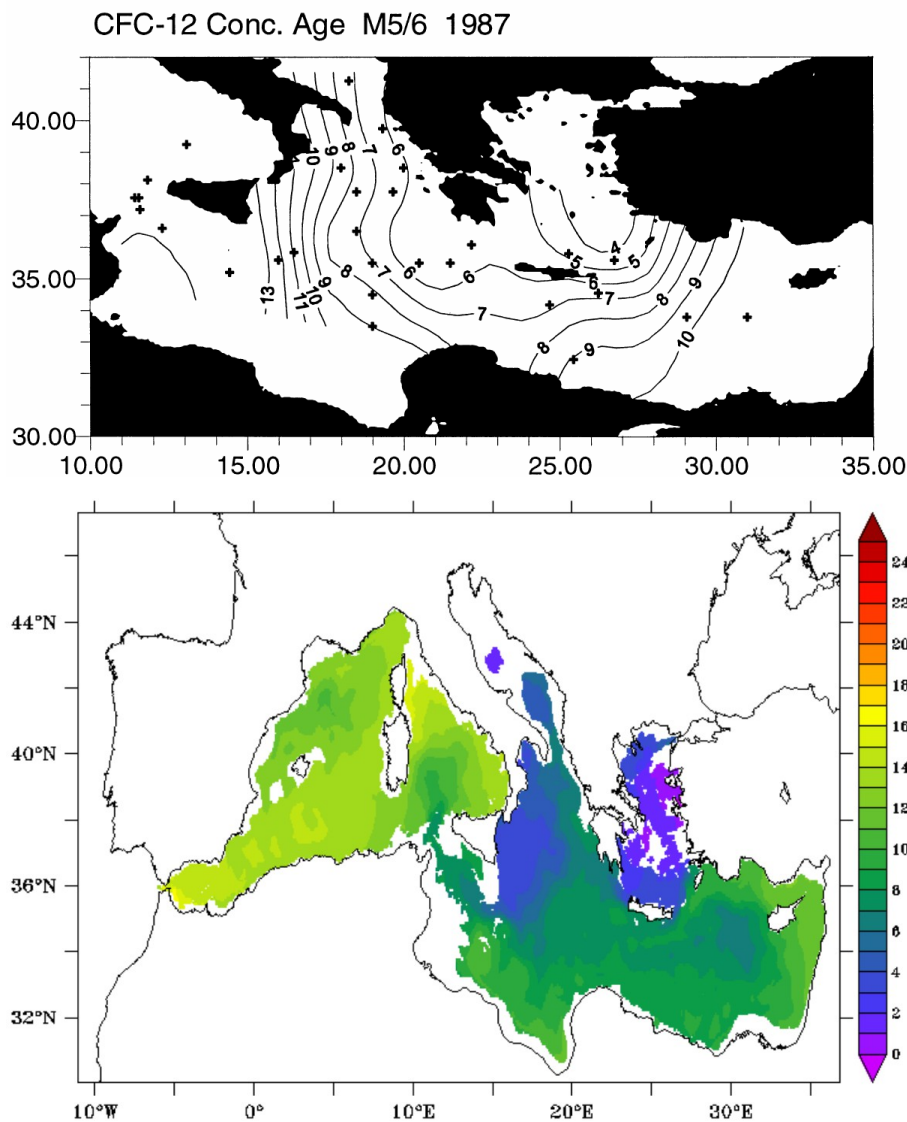


FIGURE 2.11 – Évolution de l'âge-CFC (en années) sur la LIW (isopycne $\sigma_\theta = 29,05 \text{ kg l}^{-1}$), calculée avec les données de la campagne METEOR M5/6 de 1987 (en haut, figure tirée de Roether et al. (1998)), et avec les résultats du modèle (moyenne annuelle en 1987; figure du bas).

Les résultats du modèle sont comparés aux observations de Roether et al. (1998), dont l'analyse sur l'isopycne illustre bien la ventilation et la propagation de la LIW.

En 1987 (Figure 2.11), les observations indiquent des âges-CFC inférieurs à 4 ans dans le s-b Égéen, qui augmentent progressivement jusqu'à 10 ans dans le Levantin, et de même vers l'Ouest, jusqu'à 13 ans dans la partie occidentale du s-b Ionien, le détroit de Sicile, et jusque dans la mer Tyrrhénienne.

Dans MED12-long, les âges-CFC sont du même ordre. Ils sont bien inférieurs à 4 ans dans l'Égéen, et de l'ordre de 10 ans dans l'Est Levantin. À l'Ouest, dans le Nord-Ouest Ionien, la LIW du modèle est âgée de seulement 5 ans, c'est-à-dire 5 à 8 ans plus jeune que dans les observations, mais il est notable que les observations souffrent d'un manque de données dans la zone, et que par conséquent, les chiffres observés à cet endroit sont le résultat d'extrapolations. Dans le détroit de Sicile, l'âge-CFC de la LIW est autour de 8 ans, inférieur aux 13 années observées par Roether et al., ce qui montre que la LIW du modèle est effectivement plus ventilée dans le Nord du s-b Ionien, que dans les observations.

En 1995 (Figure 2.12), les observations montrent un vieillissement de la LIW. Roether et al. (1998)

l'expliquent par un soulèvement de l'ancienne eau profonde EMDW, par la CDW, plus dense, qui l'a remplacée au fond du bassin. C'est le mélange de l'ancienne EMDW (pauvre en CFC) avec la LIW, qui diminuant la concentration en CFC de la LIW, produit une augmentation de l'âge-CFC. Ce vieillissement, dans les observations, est de l'ordre de 3 à 5 ans sur l'ensemble du bassin oriental. L'âge-CFC des eaux de la LIW atteint 12-13 ans dans la zone la plus orientale du bassin, 18 ans dans l'Ouest Ionien, et jusqu'à 21 ans dans le détroit de Sicile.

Ce vieillissement est reproduit par le modèle. Les âges-CFC des deux simulations montrent un vieillissement très réaliste dans une partie du bassin oriental, puisque l'âge-CFC de leurs masses d'eau atteint 14 ans dans l'Est Levantin, jusqu'à 16 ans dans l'Ouest Ionien pour MED12-long, et 17 ans pour MED12-Égée. L'âge-CFC des masses d'eau se propageant vers le bassin occidental est maintenant en bon accord avec les observations. Cependant, des différences sont à souligner : la LIW du modèle montre des âges-CFC trop petit dans le passage de Crète, le Nord Ionien (6-7 ans contre 16 ans dans les observations) et le s-b Égéen (4-5 ans contre 8 ans dans les observations). La LIW du modèle est donc trop fortement ventilée dans ces zones.

Les modifications effectuées sur la simulation MED12-Égée influent peu sur l'âge-CFC de la LIW. En effet, les différences entre les deux simulations sont minimales. Seul un léger vieillissement de l'eau de 1 à 2 ans survient dans l'Ouest Ionien, jusqu'au Sud du s-b tyrrhénien. Ce vieillissement est dû à un mélange légèrement plus fort de la LIW avec la vieille EMDW, causé par la plus grande quantité de CDW ayant afflué dans le bassin.

Ainsi, la modélisation des CFC-12 nous a permis de mettre en évidence certains points à noter sur la dynamique de notre simulation :

- La ventilation des masses d'eau des simulations MED12-long et MED12-Égée est correcte au-dessus de 1500 m de profondeur, mais insuffisante en dessous.
- Dans le bassin Ouest, la WMDW, dont la formation est bien reproduite par le modèle (Beuvier et al., 2012b), a du mal à se répandre vers le sud du bassin.
- Dans le bassin Est, l'AddW, si elle est bien produite, n'arrive pas à plonger au fond du sous-bassin Ionien.
- La CDW est reproduite lors de l'EMT, dans les deux simulations. Dans la simulation MED12-Égée, l'EMT est plus réaliste, la CDW est produite en plus grande quantité et plonge jusqu'au fond du bassin.
- Enfin, la LIW a tendance à être ventilée trop rapidement, cependant, le transfert vers le bassin Ouest est simulé avec des constantes de temps en accord avec les observations.

Cette synthèse de résultats montre que l'évaluation de la dynamique avec les CFC apporte une évaluation supplémentaire et indépendante. Notamment, elle apporte une évaluation plus sévère de la ventilation des masses d'eau, en permettant de vérifier les constantes de temps des mécanismes. Les informations ainsi obtenues vont nous être très utiles par la suite, pour l'analyse de nos simulations biogéochimiques.

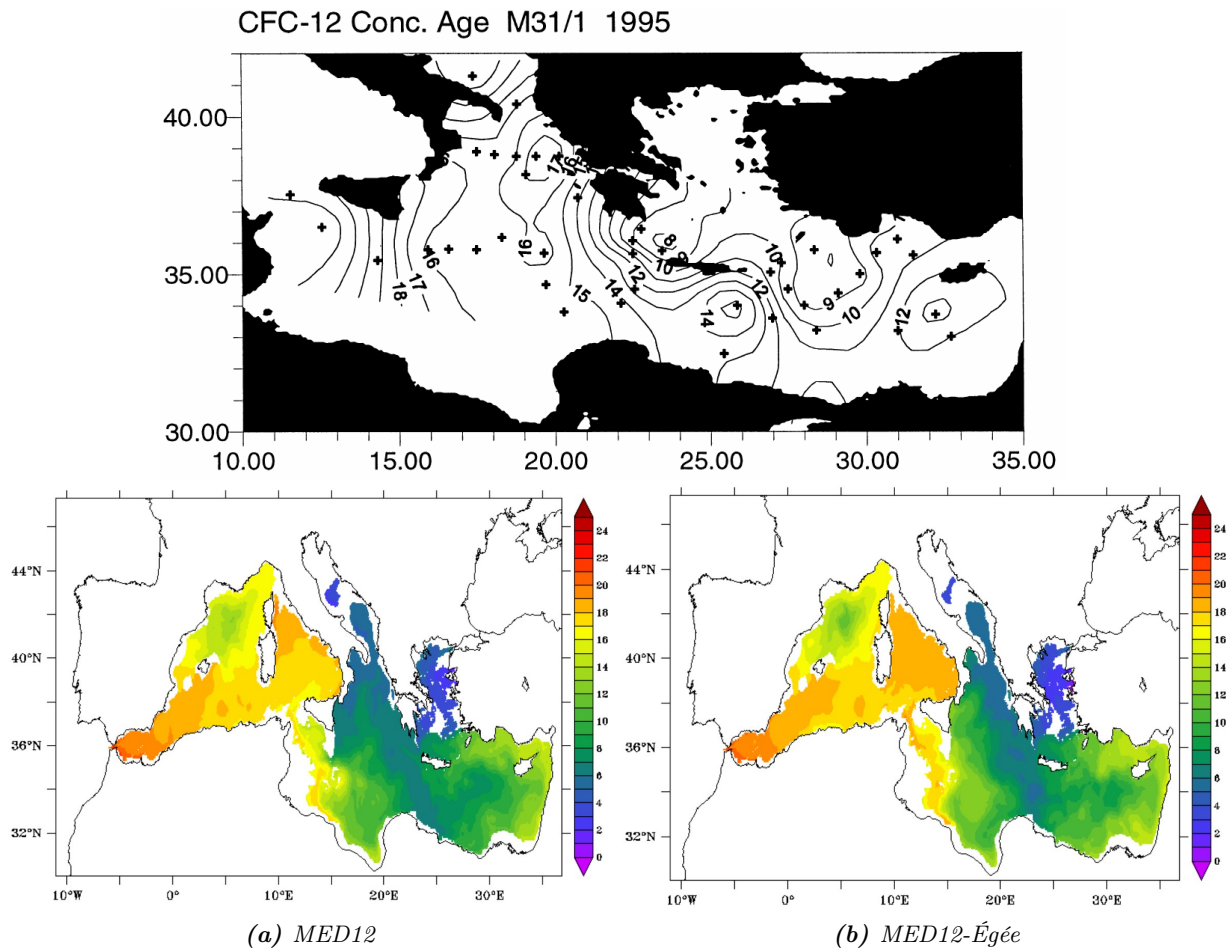


FIGURE 2.12 – Évolution de l'âge-CFC (en années) sur la LIW (isopycne $\sigma_\theta = 29,05 \text{ kg l}^{-1}$), calculée avec les données de la campagne METEOR M31/1 de 1995 (en haut, figure tirée de Roether et al. (1998)), et avec le résultat du modèle (moyenne annuelle en 1995) pour la simulation MED12 (en bas à gauche), et la simulation MED12-Égée (en bas à droite).

Chapitre 3

Modélisation du carbone anthropique.

*Le tourment des hommes ne vient pas des choses,
Mais de leurs idées sur les choses."*

Montaigne

3.1 Introduction.

Une des principales questions associées au changement climatique concerne la quantité de carbone anthropique absorbée par l'Océan. Comme nous l'avons dit dans l'introduction, d'une part, car en retirant une partie de ce gaz à effet de serre de l'atmosphère, ce processus joue un rôle important dans l'atténuation de l'impact des activités anthropiques sur le climat ; et d'autre part, le surplus de CO₂ absorbé par l'Océan provoque un déséquilibre dans le cycle des carbonates, qui se traduit par une acidification de ces eaux, dont l'impact sur les organismes calcifiants est encore mal connu. Il est donc important de bien quantifier le carbone anthropique absorbé par l'Océan, afin de pouvoir mieux évaluer l'impact sur le climat, et sur la biogéochimie marine.

En mer Méditerranée, les estimations de la quantité de carbone anthropique présent dans l'eau, basées sur les données in situ, diffèrent de plus d'un facteur 2. Dans ce domaine, la modélisation peut être un outil précieux pour tenter une estimation, et surtout évaluer les méthodes d'estimation existantes. Or, aucune étude numérique du carbone anthropique n'a encore été entreprise en Méditerranée. En effet, modéliser l'invasion du carbone anthropique, demande de modéliser toute la période industrielle (plus de 200 ans, de 1800 à aujourd'hui), ce qui est long et très coûteux, et implique de fortes contraintes sur l'équilibre du modèle biogéochimique, en particulier sur le système des carbonates. Jusqu'ici, parmi les quelques modèles biogéochimiques modélisant l'ensemble de la mer Méditerranée, la longueur des périodes étudiées est de l'ordre de 5 ans (Lazzari et al., 2012), à 10 ans (Lazzari et al., 2013; Mattia et al., 2013; Macías et al., 2014)).

Pour palier à ces problèmes, nous avons opté pour une approche par perturbation. Ce type de méthode a déjà été utilisée pour modéliser l'invasion du carbone anthropique dans l'Océan Global, alors que les simulations biogéochimiques sur de si longues périodes étaient encore trop coûteuses (Sarmiento et al., 1992). Cette approche implique des hypothèses fortes, comme celle d'une invariance de la biologie face à l'augmentation des concentrations en carbone inorganique, ce qui serait certainement faux pour des projections sur le siècle prochain, mais qui peut-être considéré avec une erreur encore négligeable sur la période actuelle (Siegenthaler and Sarmiento, 1993; Sarmiento et al., 1998).

Les résultats de cette étude ont fait l'objet d'un article accepté dans le journal *biogeosciences-discussion*, présenté dans la section suivante.

3.2 Article : Mediterranean Sea acidification and antropogenic carbon uptake, from a perturbation approach, in a high-resolution regional model.

Palmiéri J.^{1,2}, Orr J. C.¹, Dutay J.-C.¹, Béranger K.², Schneider A.³, Beuvier J.^{4,5}, Somot S.⁵

¹ : LSCE/IPSL, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS-UVSQ, Gif-sur-Yvette, France

² : ENSTA-ParisTech, Palaiseau, France

³ : GEOMAR ; Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel, Germany

⁴ : Mercator Ocean, Ramonville Saint-Agne, France

⁵ : CNRM/Météo-France, Toulouse, France

Article accepté au journal Biogeosciences.

3.2.1 Résumé de l'article.

Les estimations du carbone anthropique absorbé par la mer Méditerranée sont peu nombreuses. Toutes proviennent d'approches basées sur les données in situ, qui diffèrent de plus d'un facteur deux. Dans cette étude, nous simulons le carbone anthropique absorbé par la mer Méditerranée, en utilisant une approche par perturbation dans un modèle régional à haute résolution. D'après notre modèle, la quantité de carbone anthropique absorbée sur toute la Méditerranée, entre 1800 et 2001, s'élève à 1 Pg-C. Cette quantité est considérée comme une limite inférieure, au vu de la ventilation insuffisante, dans le modèle, des eaux profondes de la Méditerranée, comme le montre l'évaluation de la dynamique du modèle par la modélisation des CFC-12. De plus, en testant une approche basée sur les données (Transit Time Distribution) dans notre modèle, et en comparant les estimations du modèle de carbone anthropique, à celles de CFC-12, nous concluons que l'estimation de cette approche, de 1,7 Pg, représente une limite supérieure à la quantité de carbone anthropique absorbée par la Méditerranée. De ces 1 Pg de carbone anthropique présents dans la Méditerranée du modèle, 75% proviennent des échanges air-mer en Méditerranée, et 25% des échanges nets de carbone anthropique au détroit de Gibraltar. Les tests de sensibilité indiquent que la forte alcalinité de la Méditerranée, comparée à l'alcalinité moyenne de l'Océan Global, est responsable d'un surplus de 10% de la quantité totale de carbone anthropique présente en Méditerranée. La modification moyenne du pH correspondant, en surface, ne diffère pas significativement des estimations moyennes de l'océan global, malgré la plus forte alcalinité. Dans les eaux profondes de la Méditerranée, le changement de pH est estimé entre -0,005 et -0,06 unités pH.

3.2.2 Abstract.

Constraints on the Mediterranean Sea's storage of anthropogenic CO₂ are limited, coming only from data-based approaches that disagree by more than a factor of two. Here we simulate this marginal sea's anthropogenic carbon storage by applying a perturbation approach in a high-resolution regional model. Our model simulates that, between 1800 and 2001, basin-wide CO₂ storage by the Mediterranean Sea has increased by 1.0 Pg C, a lower limit based on the model's weak deep-water ventilation, as revealed by evaluation with CFC-12. Furthermore, by testing a data-based approach (transit time distribution) in our model, comparing simulated anthropogenic CO₂ to values computed from simulated CFC-12 and physical variables, we conclude that the associated basin-wide storage of 1.7 Pg, published previously, must be an upper bound. Out of the total simulated storage of 1.0 Pg C, 75% comes from the air-sea flux into the Mediterranean Sea and 25% comes from net transport from the Atlantic across the Strait of Gibraltar. Sensitivity tests indicate that the Mediterranean Sea's higher total alkalinity, relative to the global-ocean mean, enhances the Mediterranean's total inventory of anthropogenic carbon by 10%. Yet the corresponding average anthropogenic change in surface pH does not differ significantly from the global-ocean average, despite higher total alkalinity. In Mediterranean deep waters, the pH change is estimated to be between -0.005 and -0.06 pH units.

3.2.3 Introduction.

The Mediterranean region will be particularly affected by climate change (Giorgi, 2006; The Mer-Mex group, 2011; Diffenbaugh and Giorgi, 2012). This region, currently classified as semiarid to arid, is projected to become warmer and drier (Gibelin and Déqué, 2003; Giorgi and Lionello, 2008) amplifying existing water resource problems. At the same time, already heightened anthropogenic pressures are expected to intensify further (Attané and Courbage, 2001, 2004). It has been proposed that the Mediterranean Sea will experience amplified acidification relative to the global average surface ocean (Touratier and Goyet, 2009, 2011). The Mediterranean Sea is able to absorb relatively more anthropogenic CO₂ per unit area for two reasons : (i) its higher total alkalinity gives it greater chemical capacity to take up anthropogenic CO₂ and neutralize acid and (ii) its deep waters are ventilated on relatively short time scales, allowing deeper penetration of this anthropogenic tracer. However the quantity of anthropogenic CO₂ that has been absorbed by the Mediterranean Sea remains uncertain. This quantity cannot be measured directly because the anthropogenic component cannot be distinguished from the much larger natural background. Instead it has been estimated indirectly from observable physical and biogeochemical quantities.

Several indirect methods have been developed, some of which have been compared using the same data sets along basin-wide transects in the Mediterranean Sea. Their first comparison (El Boukary, 2005) revealed large differences between methods. With data from a 1995 transect on the METEOR (M31/1), El Boukary estimated with two methods that the Mediterranean Sea has absorbed 3.1 and 5.6 Pg C, but he concluded that even the lower value was an overestimate. Later, data from a transbasin transect in 2001 (METEOR M51/2) was used by two independent studies to estimate anthropogenic CO₂. In the first, Schneider et al. (2010) used that data with the Transit Time Distribution approach (TTD from Waugh et al., 2006), a back calculation method based on CFC-12 derived mean age of water masses. For the second, Touratier and Goyet (2011) used their TrOCA (Touratier et al., 2007) approach that relies on measured O₂, dissolved inorganic carbon (C_T), and total alkalinity (A_T). Anthropogenic carbon estimated with TrOCA is always greater than that from TTD (Fig. 3.1), with more than a factor of two difference both in the Western basin below 500 m depth and in the Eastern basin between 500 and 1500 m. These large differences in estimated concentrations further result in opposing estimates for the net transport across the Strait of Gibraltar. With TrOCA, the Mediterranean Sea appears to export anthropogenic carbon to the Atlantic Ocean, whereas with TTD, net calculated exchange is in the opposite direction (Schneider et al., 2010; Aït-Ameur and Goyet, 2006; Huertas et al., 2009; Flecha et al., 2011). These large discrepancies between results from currently used data-based methods fuel a debate about the quantity of anthropogenic carbon that is taken up by the Mediterranean Sea.

Here we take another approach by simulating anthropogenic CO₂ storage of the Mediterranean Sea. Unlike simulations for the global ocean, we cannot rely on coarse-resolution global models because they do not resolve fine-scale bathymetry and circulation features that are critical for the Mediterranean Sea. This semi-enclosed marginal sea is separated into the eastern and the western basins by the Strait of Sicily (Fig. 3.2). Each of these basins has critical circulation features that are often heavily influenced by bathymetry. For example, Atlantic Water (AW) enters the Mediterranean Sea at the surface via the narrow Strait of Gibraltar and flows counter-clockwise along the coast. Surface-water circulation patterns are influenced by deep- and intermediate-water formation driven by strong winds, which are themselves steered and intensified by surrounding mountainous topography. Deep and intermediate waters are formed in 4 major areas : the Rhodes gyre, where the Levantine Intermediate Water (LIW) originates; the Gulf of Lions and the nearby Ligurian Sea in the Liguro-Provençal sub-basin, which together produce Western Mediterranean Deep Water (WMDW); and two adjacent regions, the Adriatic and the Aegean sub-basins, which together produce Eastern Mediterranean Deep Waters (EMDW). Also influencing the deep circulation is the Mediterranean Outflow Water (MOW), a complex mixture of different intermediate and deep waters outflowing at the Strait of Gibraltar underneath the incoming AW.

To capture these and other key features, we used a high-resolution circulation model of the Mediterranean Sea forced by high resolution air-sea fluxes, interannually varying Atlantic Ocean boundary conditions, and realistic land freshwater inputs. This regional circulation model is combined with a computationally efficient perturbation approach (Sarmiento et al., 1992) to model anthropogenic CO₂ in the Mediterranean Sea. This geochemical approach simulates only the change in CO₂ uptake due to anthropogenic perturbation, assuming that the natural carbon cycle is unaffected by the increase in CO₂. For efficiency, it relies on a formulation that relates surface-water changes in the partial pressure of carbon dioxide ($\delta p\text{CO}_2$) to those in dissolved inorganic carbon (δC_T). By focusing only on the C_T perturbation, it needs just one tracer and one simulation that covers only the industrial period. Thus it circumvents the

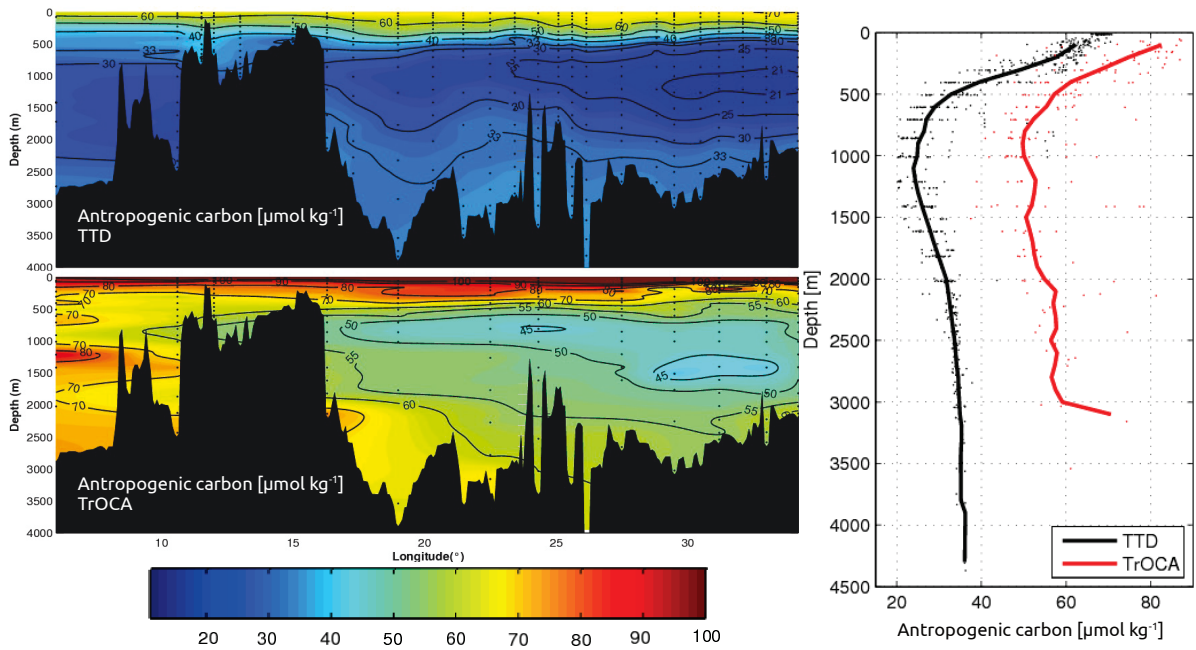


FIGURE 3.1 – Anthropogenic carbon ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) estimated with two data-based methods, TTD (Schneider et al., 2010) and TrOCA (Touratier and Goyet, 2011), along the METEOR M51/2 section (November 2001). Vertical profiles on the right are for mean anthropogenic C_T along the section estimated by each method (Note that the vertical profile of the TrOCA method does not go below 3500m depth because it needs measurements some of which where not available at that depth).

need for the prerequisite simulation of the natural carbon cycle, which requires many tracers and a much longer simulation to allow modeled tracer fields to reach near steady-state conditions.

Our goal here is to use these simulations to help bracket the Mediterranean Sea’s uptake of anthropogenic CO_2 as well as its net transport across the Strait of Gibraltar, while exploring how this marginal sea’s heightened total alkalinity affects anthropogenic CO_2 uptake and corresponding changes in pH.

~ * * ★ * * ~

3.2.4 Methods

Anthropogenic CO_2 simulations were made offline with circulation fields from the NEMO circulation model. The same approach was used to make simulations of CFC-12 in order to evaluate modeled circulation, which heavily influences penetration of both of these passive transient tracers.

Circulation model

The regional circulation model NEMO-MED12 (Beuivier et al., 2012a) is a Mediterranean configuration of the free-surface ocean general circulation model NEMO (Madec and The-NEMO-Team, 2008). Its domain includes the whole Mediterranean Sea and extends into the Atlantic Ocean to 11°W ; it does not include the Black Sea (Fig. 3.2). The horizontal model resolution is around 7 km, adequate to resolve key mesoscale features. Details of the model and its parametrizations are given by Beuivier et al. (2012a). NEMO-MED12 has been used to study the WMDW formation (Beuivier et al., 2012a), the response of the mixed layer to high-resolution air-sea forcings (Lebeaupin Brossier et al., 2011), and the transport across the Strait of Gibraltar (Soto-Navarro et al., 2014). NEMO-MED12 is descended from a suite of Mediterranean regional versions of OPA and NEMO used by the French modelling community : OPAMED16 (Béranger et al., 2005), OPAMED8 (Somot et al., 2006), NEMO-MED8 (Beuivier et al., 2010).

The physical simulation used here is very close to that described in Beuivier et al. (2012b). It is initiated in October 1958 with temperature and salinity data representative of the 1955–1965 period using the MEDATLAS dataset (MEDAR/MEDATLAS-Group 2002, Rixen et al., 2005). For the Atlantic buffer, initial conditions are taken from the 2005 World Ocean Atlas for temperature (Locarnini et al.,

3.2 Article : Mediterranean Sea acidification and antropogenic carbon uptake, from a perturbation approach, in a high-resolution regional model.

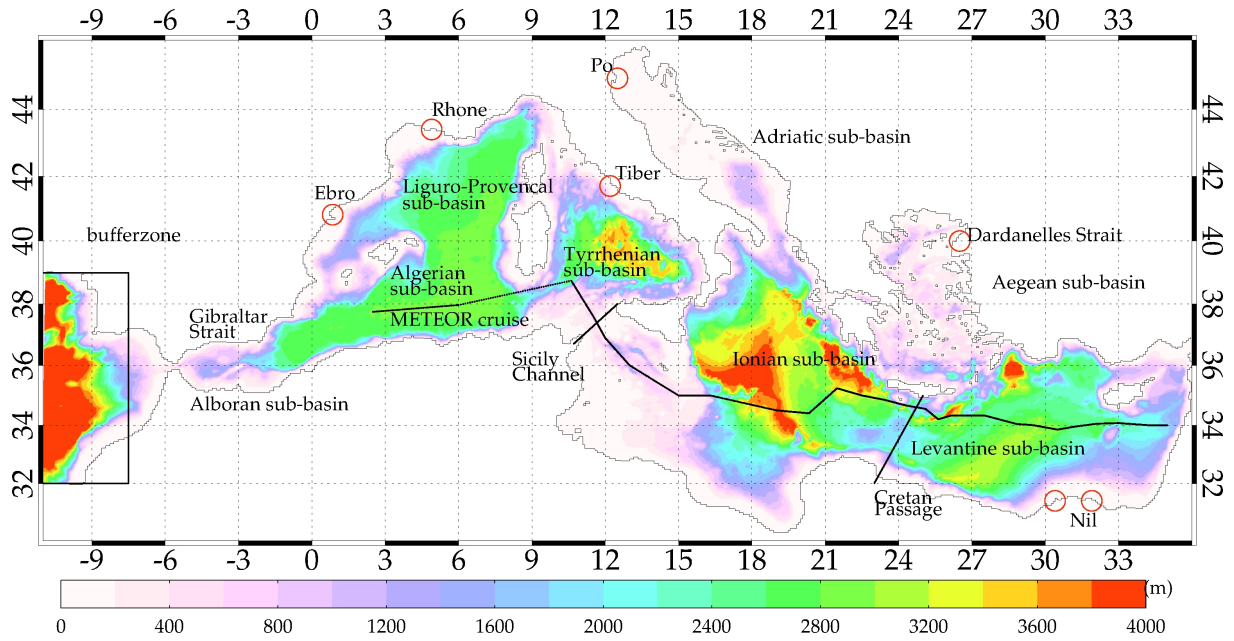


FIGURE 3.2 – Map of the MED12 model domain and bathymetry with location of the main Mediterranean sub-basins (s-b) : Adriatic, Aegean, Alboran, Algerian, Liguro-Provençal, Ionian, Levantine, and Tyrrhenian. Red circles indicate the mouths of the main Mediterranean rivers (Ebro, Rhone, Tiber, Po, and Nile) and the input from the Black Sea at the Dardanelles strait. Black lines indicate the Sicily channel, the Crete Passage, and the trans-Mediterranean section from the METEOR M51/2 cruise (november 2001). The rectangular area in the western part of the model domain indicates the Atlantic bufferzone (see Sects. 3.2.4 and 3.2.4). The eastern basin is situated to the east of the Sicily Channel, while the western basin is situated between the Strait of Gibraltar and the Sicily Channel. The entire Mediterranean Sea refers to all waters east of the Strait of Gibraltar.

2006) and salinity (Antonov et al., 2006). Boundary conditions are also needed to specify physical forcing for the atmosphere, freshwater inputs from rivers and the Black Sea, and exchange with the adjacent Atlantic Ocean. For the atmosphere, NEMO-MED12 is forced with daily evaporation, precipitation, radiative and turbulent heat fluxes, and momentum fluxes from the ARPERA dataset (Herrmann and Somot, 2008), all over the period 1958–2008. The ARPERA forcing constitutes a 56 year, high-resolution forcing (50 km, daily data) with a good temporal homogeneity (see Herrmann et al. (2010) for more details about the post-2001 period). The SST-relaxation and water-flux correction terms are applied as in Beuvier et al. (2012a). River runoff is derived by Beuvier et al. (2010, 2012a) from the interannual dataset of Ludwig et al. (2009) and Vörösmarty et al. (1996). Freshwater input from the Black Sea follows runoff estimates from Stanev and Peneva (2002). Exchange with the Atlantic is modelled through a buffer zone (see Fig. 3.2) between 11°W and the Strait of Gibraltar, where the model’s 3-D temperature and salinity fields are relaxed to the observed climatology (Locarnini et al., 2006; Antonov et al., 2006) while superimposing anomalies of interannual variations from the ENSEMBLES reanalysis performed with a global version of NEMO (Daget et al., 2009). To reproduce the monthly cycle of the Mediterranean Sea’s water volume, we restore the total sea-surface height (SSH) in the Atlantic buffer zone toward the monthly climatological values of the GLORYS1 reanalysis (Ferry et al., 2010)

The atmospheric forcing used by Beuvier et al. (2012b) does not include modifications to improve dense water fluxes through the Cretan Arc, which plays a critical role in deep-water formation during the Eastern Mediterranean Transient (EMT). As detailed by Roether et al. (1996, 2007), the EMT was a temporary change in the Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW) formation that occurred when the source of this deep water switched from the Adriatic Sea to the Aegean Sea during 1992–1993. Beuvier et al. (2010) showed that a previous simulation with the circulation model NEMO-MED8 (1/8° horizontal resolution) was able to reproduce a transient in deep-water formation as observed for the EMT, but the simulated transient produced less EMDW. Beuvier et al. (2012b) later made a simulation with NEMO-MED12 with comparable forcing between October 1958 and December 2012. To improve the characteristics of the simulated EMT, namely the density of newly formed EMDW during 1992–1993, its weak formation rate, and its shallow spreading at 1200 m, we made here a sensitivity test with modified forcing. For that, we modified the ARPERA forcings over the Aegean sub-basin, increasing mean values

as done by [Herrmann et al. \(2008\)](#) to study the Gulf of Lions. More specifically, during November to March in the winters of 1991–1992 and 1992–1993, we increased daily surface heat loss by 40 W m^{-2} , daily water loss by 1.5 mm day^{-1} , and the daily wind stress modulus by 0.02 N m^{-2} . That resulted in average wintertime increases in heat loss (+18 %), water loss (+41 %), and wind intensity (+17 %) over the Aegean sub-basin. The increased heat and water losses allow NEMO-MED12 to form denser water masses in the Aegean Sea during the most intense winters of the EMT, while increased wind stress drives more intense mixing via winter convection. Furthermore, enhanced convection accelerates the transfer of surface temperature and salinity perturbations into intermediate and deep layers of the Aegean Sea. In summary for this study, the physical model forcing is identical to that from [Beuvier et al. \(2012b\)](#), except for the enhanced forcing during the two winters mentioned above.

Passive tracer simulations

CFC-12. The trace atmospheric gas CFC-12 has no natural component. Being purely anthropogenic, its atmospheric concentration has increased since the 1930’s and has leveled off in recent decades. Although sparingly soluble, it enters that ocean by gas exchange. There it remains chemically and biologically inert, tracking ocean circulation and mixing. Precise measurements of CFC-12 along several trans-Mediterranean sections make it particularly suited for evaluating these regional model simulations. To model CFC-12, we followed protocols from Phase 2 of the Ocean Carbon Cycle Model Intercomparison Project (OCMIP-2) as described by [Dutay et al. \(2002\)](#). For the air-to-sea flux of CFC-12 (F_{CFC}), we used the standard formulation for a passive gaseous tracer

$$F_{\text{CFC}} = k_w(C_{\text{eq}} - C_{\text{surf}}) \quad (3.1)$$

where k_w is the gas transfer velocity (also known as the piston velocity), C_{surf} is the simulated sea-surface concentration of CFC-12, and C_{eq} is the atmospheric equilibrium concentration. That is,

$$C_{\text{eq}} = \alpha p\text{CFC} \quad (3.2)$$

where α is the CFC-12 solubility, a function of local seawater temperature and salinity ([Warner and Weiss, 1985](#)), and $p\text{CFC}$ is the atmospheric partial pressure of CFC-12 computed from the atmospheric mole fraction in dry air. Here we assume atmospheric pressure remains at 1 atm neglecting spatiotemporal variations. The gas transfer velocity is computed from surface-level wind speeds (u) from the ARPERA forcing following the [Wanninkhof \(1992, Eq. 3\)](#) formulation

$$k_w = au^2 \left(\frac{Sc}{660} \right)^{-1/2} \quad (3.3)$$

where $a = 0.31$ and Sc is also the CFC-12 Schmidt number computed following [Wanninkhof \(1992, Table A1\)](#).

Regarding lateral boundary conditions, for the Atlantic buffer zone (between 11°W and Strait of Gibraltar), we assume that net exchange at the boundary may be neglected while relying on atmospheric exchange of this rapidly equilibrating tracer as the dominant factor.

Anthropogenic. CO_2 To model anthropogenic CO_2 in the Mediterranean Sea, we use the perturbation approach ([Siegenthaler and Joos, 1992](#); [Sarmiento et al., 1992](#)). This classic approach uses a simple relationship between the change in surface-ocean $p\text{CO}_2$, which is needed to compute the air-sea CO_2 flux, and the change in C_T . Such a relationship is necessary for carbon dioxide, unlike for CFC-12, because as CO_2 dissolves in the ocean it does not simply remain as a dissolved gas; it dissociates into two other inorganic species, bicarbonate and carbonate ions. When modeling only the change in the total of the three species (δC_T), the simple relationship that is used allows models to carry only that perturbation tracer.

3.2 Article : Mediterranean Sea acidification and antropogenic carbon uptake, from a perturbation approach, in a high-resolution regional model.

In the perturbation approach, the geochemical driver is the atmospheric change in carbon dioxide. As written by [Sarmiento et al. \(1992\)](#), that change in terms of the partial pressure of carbon dioxide in moist air is

$$\delta p\text{CO}_{2\text{a}} = (p\text{CO}_{2\text{a}} - p\text{CO}_{2\text{a},0}) (1 - e_s/p_a) \quad (3.4)$$

For the model simulation, the two $p\text{CO}_2$ terms (in μatm) on the right side of the equation are identical to $x\text{CO}_2$ (in ppm), although units differ, because they both refer to dry air and because the perturbation approach assumes a total atmospheric pressure of 1 atm. Of those two terms, $p\text{CO}_{2\text{a},0}$ is the preindustrial reference value of $280 \mu\text{atm}$ (i.e., $x\text{CO}_2 = 280 \text{ ppm}$) and $p\text{CO}_{2\text{a}}$ is the prescribed atmospheric $x\text{CO}_2$ obtained from a spline fit to observations from the Siple ice core data and atmospheric CO_2 measurements from Mauna Loa, which together span 1800.0 to 1990.0 ([Enting et al., 1994](#)), combined with the 12 month smoothed Manua Loa atmospheric measurements between 1990.5 to 2009.0 ([GLOBALVIEW-CO₂, 2010](#)). The final term in Eq. (3.4) uses the saturation water vapor pressure e_s and the total atmospheric pressure at sea level p_a to convert partial pressure in dry air to that in wet air as needed to compute the air-sea flux.

The modeled air-sea flux of anthropogenic carbon F_{CO_2} follows the standard formulation

$$F_{\text{CO}_2} = K_{\text{CO}_2} (\delta p\text{CO}_{2\text{a}} - \delta p\text{CO}_{2\text{o}}) \quad (3.5)$$

where K_{CO_2} is a gas transfer coefficient, $\delta p\text{CO}_{2\text{a}}$ is described above, and $\delta p\text{CO}_{2\text{o}}$ is the anthropogenic perturbation in surface-water $p\text{CO}_2$ relative to its reference value in 1800. For the gas transfer coefficient, $K_{\text{CO}_2} = \alpha k_w$, where α is the CO_2 solubility ([Weiss, 1974](#)) and k_w is as in Eq. (3.3) except that Sc is for CO_2 ([Wanninkhof, 1992](#), Table A1).

The $\delta p\text{CO}_{2\text{o}}$ term is not modeled explicitly but is calculated from the only tracer that is carried in the model, δC_{T} . The standard formulation from [Sarmiento et al. \(1992\)](#) is based on their finding that the relationship between the ratio $\delta p\text{CO}_{2\text{o}}/\delta C_{\text{T}}$ and $\delta p\text{CO}_{2\text{o}}$ is linear, for a given temperature and at constant total alkalinity.

$$\frac{\delta p\text{CO}_{2\text{o}}}{\delta C_{\text{T}}} = z_0 + z_1 \delta p\text{CO}_{2\text{o}} \quad (3.6)$$

where the intercept z_0 and slope z_1 terms are each quadratic functions of temperature. That equation is then rearranged for the model calculation.

$$\delta p\text{CO}_{2\text{o}} = \frac{z_0 \delta C_{\text{T}}}{1 - z_1 \delta C_{\text{T}}} \quad (3.7)$$

To allow for a starting value of $p\text{CO}_{2\text{a},0}$ that is different than 280 ppm, [Lachkar et al. \(2007\)](#) introduced two corrective terms

$$\delta p\text{CO}_{2\text{o}} = \frac{z_0 [\delta C_{\text{T}} + \delta C_{\text{T},\text{corr}}]}{1 - z_1 [\delta C_{\text{T}} + \delta C_{\text{T},\text{corr}}]} - p\text{CO}_{2\text{a},\text{corr}} \quad (3.8)$$

where the first correction factor is

$$p\text{CO}_{2\text{a},\text{corr}} = p\text{CO}_{2\text{a},0} - p\text{CO}_{2\text{a},\text{ref}} \quad (3.9)$$

determined from the starting $x\text{CO}_2$ in the initial year (1800), i.e., $p\text{CO}_{2\text{a},0} = 287.78 \text{ ppm}$, and same reference $p\text{CO}_{2\text{a},\text{ref}} = 280 \text{ ppm}$. With that result, the second correction factor is

$$\delta C_{\text{T},\text{corr}} = \frac{p\text{CO}_{2\text{a},\text{corr}}}{z_0 + z_1 p\text{CO}_{2\text{a},\text{corr}}} \quad (3.10)$$

These two minor corrections do not change the way z_0 and z_1 are computed, but they do slightly alter their use in the model simulations, using Eq. (3.8) instead of Eq. (3.7).

Equations for the linear regression coefficients z_0 and z_1 are computed in four steps : (i) estimate the initial preindustrial $C_{\text{T},0}$ as a function of temperature from carbonate system thermodynamics, assuming air-sea equilibrium between the atmosphere ($p\text{CO}_{2\text{a},0} = 280 \text{ ppm}$) and the surface ocean, constant global-average surface total alkalinity ($2300 \mu\text{mol kg}^{-1}$), constant salinity (35 psu), and varying temperatures across the observed range; (ii) increase incrementally the $p\text{CO}_{2\text{a}}$ from 280 to 480 ppm, and recompute

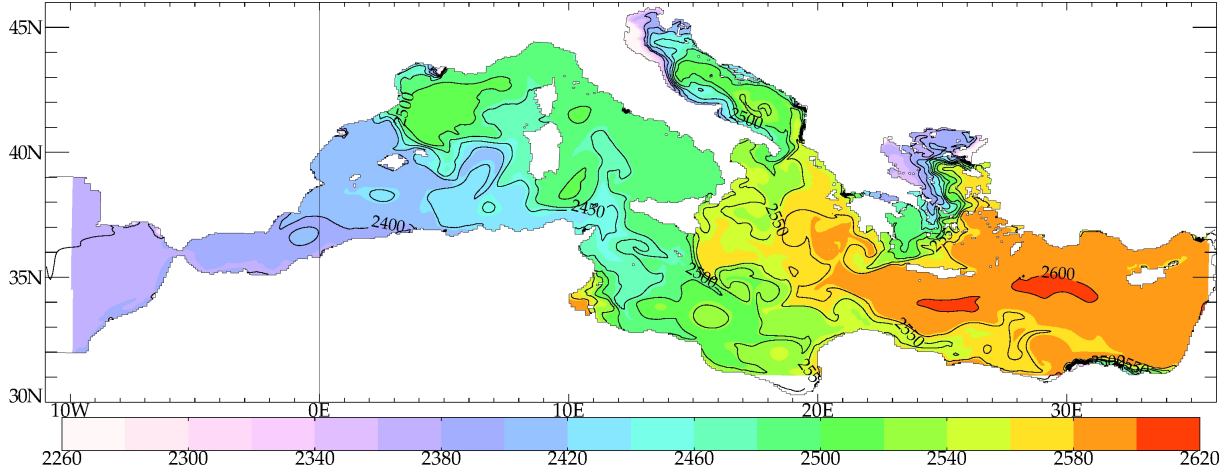


FIGURE 3.3 – Salinity-derived surface total alkalinity field ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) calculated with *Schneider et al.*'s (2007) formula (Eq. 3.11) applied to the model's surface salinity field from November 2001.

the C_T as a function of temperature for each increment ; (iii) use those results with Eq. (3.6) to compute z_0 and z_1 for each temperature ; and (iv) fit each of z_0 and z_1 to a quadratic function of temperature. With this approach, *Sarmiento et al.* (1992) found that Eq. (3.6) fit exactly calculated values to within 1% when $\delta p\text{CO}_{2,o} \leq 200$ ppm.

The constant value of total alkalinity used in the standard perturbation approach detailed above is the area-weighted mean for the global ocean. That approach with Eq. (3.8), which we refer to as GLO, will produce biased results for the Mediterranean Sea whose average surface total alkalinity is 10% greater. Thus we made a second simulation (MED), where z_0 and z_1 that were used with Eq. (3.8) were computed following the same 4-step procedure as above, except that we replaced the area-weighted surface average total alkalinity for the global ocean ($2300 \mu\text{mol kg}^{-1}$) with that for the Mediterranean Sea ($2530 \mu\text{mol kg}^{-1}$).

Finally, to test how variable total alkalinity may affect simulated results, we made a third simulation (VAR). The perturbation approach was designed for the global, open-ocean waters where total alkalinity varies relatively little, e.g., from 2243 to 2349 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ in the zonal mean of the GLODAP gridded data product (*Key et al.*, 2004). Spatial variations of surface total alkalinity in the Mediterranean Sea are more than twice as large, e.g., varying from 2375 to 2625 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ between western and eastern margins. To account for variability in Mediterranean total alkalinity, we exploited its tight relationship with salinity derived from the METEOR M51/2 transbasin section by *Schneider et al.* (2007)

$$A_T = 73.7 S - 285.7 \quad (3.11)$$

where S is the model's surface salinity and A_T is its computed surface total alkalinity. This equation thus takes much of the A_T spatial variability into account (Fig. 3.3), although it is expected to be inaccurate near river mouths, where fresh waters with high total alkalinity are delivered to the Mediterranean Sea. This equation also implies that computed A_T varies temporally with simulated salinity.

For VAR to take into account variable salinity (total alkalinity) as well as variable temperature, while maintaining adequate precision, we made 2 types of modifications to the standard equations. First, we replaced Eq. (3.6) with a direct relationship between $\delta p\text{CO}_{2,o}$ and δC_T but with a cubic formulation instead of a linear formulation, i.e., implying an additional coefficient.

$$\delta p\text{CO}_{2,o} = 0 + z_1 \delta C_T + z_2 \delta C_T^2 + z_3 \delta C_T^3 \quad (3.12)$$

Then for each of three coefficients, we replaced the former two equations, quadratic in temperature T , with three equations, cubic in T and S .

$$\begin{aligned} z_1 &= a_0 + a_1 T + a_2 S + a_3 T^2 + a_4 S^2 + a_5 T^3 + a_6 S^3 + a_7 T S + a_8 T^2 S + a_9 T S^2 \\ z_2 &= b_0 + b_1 T + b_2 S + b_3 T^2 + b_4 S^2 + b_5 T^3 + b_6 S^3 + b_7 T S + b_8 T^2 S + b_9 T S^2 \\ z_3 &= c_0 + c_1 T + c_2 S + c_3 T^2 + c_4 S^2 + c_5 T^3 + c_6 S^3 + c_7 T S + c_8 T^2 S + c_9 T S^2 \end{aligned} \quad (3.13)$$

3.2 Article : Mediterranean Sea acidification and antropogenic carbon uptake, from a perturbation approach, in a high-resolution regional model.

TABLE 3.1 – Coefficients a_i , b_i , and c_i (where the index i varies from 0 to 9) used to compute z_1 , z_2 , and z_3 with Eq. (13).

i	a_i	b_i	c_i
0	1.177825e+1	9.330105e-2	1.350359e-3
1	-1.614090e-1	-1.857070e-3	-2.422081e-5
2	-5.633789e-1	-5.251668e-3	-8.087972e-5
3	1.102070e-3	1.615968e-5	1.558226e-7
4	1.027733e-2	1.028834e-4	1.655765e-6
5	-4.195387e-6	-5.816404e-8	-3.503140e-10
6	-6.677595e-5	-6.915741e-7	-1.151323e-8
7	5.292828e-3	6.857606e-5	9.547726e-7
8	-1.529681e-5	-2.836387e-7	-3.012886e-9
9	-4.737909e-5	-6.551447e-7	-9.651931e-9

The associated coefficients are listed in Table 3.1, while the R program used to make these calculations, which exploits the seacarb software package for the carbonate system (Lavigne and Gattuso, 2011), is given in the Supplement. With the VAR approach applied to the range of Mediterranean temperatures (13 to 30 °C) we found that Eq. (3.12) fit calculated values to within 0.6 % when $\delta p\text{CO}_{2a} \leq 280$ ppm, i.e., up to a doubling of the preindustrial level of atmospheric CO_2 . Hence the simulated anthropogenic carbon is sensitive to the spatial and temporal changes in T in the GLO and MED experiments and T and S in the VAR experiment (Eq. (3.12)).

For lateral boundary conditions, we restored simulated δC_T throughout the Atlantic buffer zone toward a time varying, spatially co-located section taken from the global-scale gridded derived product by Khatiwala et al. (2009) for each year between 1765 to 2011, using their values from 1800 (the start year of our anthropogenic CO_2 simulations) as our zero reference. That damping across the entire buffer zone was designed to maintain a reasonable time varying inflow of δC_T from the Atlantic across the Strait of Gibraltar.

Looping

For computational efficiency, our geochemical simulations were made “off-line”. That is, they were driven by circulation fields that were read in from output from a previous simulation with the NEMO-MED12 circulation model, thereby avoiding the need for us to recalculate them for each passive tracer simulation. Thus those circulation fields were computed by forcing the NEMO-MED12 with the APERA forcing during 1958–2008. We then looped repeatedly that 51-year sequence of model-circulation fields in order to cover the full 200-year industrial period for anthropogenic carbon simulations. The first 7 years of the circulation model (1958–1964) are considered as a spin-up and are not used in the offline simulations of passive tracers. The next 10 years (ARPERA forcing during 1965–1974) are continuously repeated until 1975 to drive offline simulations of both passive tracers.

For both passive tracers, up until 1975, we began by looping repeatedly the same 10 years of NEMO-MED12 circulation fields, i.e., those forced by the ARPERA atmospheric forcing during 1965–1974. That forcing period was selected because it does not include intense events like the EMT or the Western Mediterranean Transition (Schroeder et al., 2008); we thus considered this period as best suited to produce reasonable circulation fields for the Mediterranean Sea (Beuvier et al., 2010, 2012b; Beuvier, 2011). Thus for the complete CFC-12 simulation, covering 1930 to 2008, the 1965–1974 loop of MED12 circulation fields was repeated 4.5 times to cover offline years 1930–1975. Then to complete the offline CFC-12 simulation, we applied the NEMO-MED12 circulation fields corresponding to the remaining 1975–2008 period forcing. The same 1965–1974 loop of the circulation fields from NEMO-MED12 were likewise repeated for the three anthropogenic CO_2 simulations (GLO, MED, VAR), but 17.5 times to cover offline simulation years 1800–1974. Then as for CFC-12, the last 34 years of the offline anthropogenic CO_2 simulations were piloted with the NEMO-MED12 circulation fields from the remaining 1975–2008 years of the ARPERA forcing.

δpH

The anthropogenic change in surface in situ pH during 1800 to 2001 was computed from δC_T and prescribed total alkalinity. The preindustrial C_T was computed by assuming it to be in thermodynamic equilibrium with the prescribed total alkalinity and with an atmospheric $x\text{CO}_2$ of 280 ppm at 1 atm total pressure, correcting for humidity. Computations were made with seacarb, which takes two carbonate system variables and computes all others including pH. Then to this preindustrial C_T , we added our simulated δC_T and recomputed pH. Other input variables, temperature, salinity, and total alkalinity were identical. Concentrations of phosphate and silica were assumed to be zero, a good approximation for the oligotrophic surface waters of the Mediterranean Sea. The anthropogenic change in pH is then just the difference between two computations. This exercise yields a surface map of δpH .

For deep waters, we consider changes only along one transbasin section, Meteor M51/2. Exploiting total alkalinity, C_T , temperature, and salinity measured along from this section in November 2001 (Schneider et al., 2007, 2010), we computed corresponding pH for all data points along the section and throughout the water column. Then we subsampled the simulated δC_T in 2001 at all station locations and sample depths. After removing those simulated results from the measured C_T , we recalculated pH. The difference is the δpH along the same section. For comparison, we repeated this exercise, but instead of simulated δC_T , we used the TTD data-based estimates of anthropogenic C_T from Schneider et al. (2010), already available along the same section.

~ * * ★ * * ~

3.2.5 Results

Evaluation

By comparing modeled to observed CFC-12, we evaluated the simulated circulation in regard to ventilation of water masses (Fig. 3.4). Whereas modeled CFC-12 generally matches observations between 150 m ($\sim 1.4 \text{ pmol kg}^{-1}$) and 1200 m ($\sim 0.3 \text{ pmol kg}^{-1}$), simulated concentrations do not show the observed mid-depth minimum. For instance in the Levantine sub-basin, observed CFC-12 concentrations are lowest ($\sim 0.3 \text{ pmol kg}^{-1}$) between 600 and 1500 m but below that depth zone concentrations grow with depth, reaching $\sim 0.6 \text{ pmol kg}^{-1}$ in bottom waters. Conversely, simulated concentrations below 1200 m continue to decline until they bottom out at $\sim 0.3 \text{ pmol kg}^{-1}$ (Fig. 3.5).

Generally, the model underestimates the relatively large CFC-12 concentrations observed in deep waters of the eastern and western basins ($\sim 0.6 \text{ pmol kg}^{-1}$), which are indicative of recently ventilated water masses (Schneider et al., 2010; Roether et al., 2007). Although the model simulates some penetration of CFC-12 south of the Crete Passage with concentrations reaching up to $\sim 0.5 \text{ pmol kg}^{-1}$, those remain lower than observed. Ventilation of the model's deep eastern basin is particularly weak in the Adriatic and Ionian sub-basins (Fig. 3.4). On average below 2000 m, CFC-12 concentration from the model are only half of those observed. Overall, the CFC-12 evaluation indicates that the model produces an adequate ventilation of intermediate water masses but insufficient ventilation of deep waters.

Air-sea flux

The invasion of anthropogenic carbon into the Mediterranean Sea is influenced by the δCO_2 flux at the surface and by exchange with the Atlantic Ocean across the Strait of Gibraltar. The simulated air-sea flux of anthropogenic carbon is calculated directly by the model (Eq. (3.5)). When integrated since the beginning of the simulation (cumulative flux), it is found to be similar among the three simulations, all of which exhibit maxima in the same regions (Fig. 3.6). The highest fluxes occur in the Gulf of Lions and to the east of Crete, both regions of deep and intermediate water formation, and in Alboran sub-basin, which is highly influenced by the strong Atlantic inflow and by the presence of 2 standing anticyclonic eddies (Vargas-Yáñez et al., 2002). Along coastlines there are local minima but also the maximum uptake at the outflow of the Dardanelles Strait although that is extremely localized. In the MED simulation, cumulative fluxes over the western basin are on average 25 % larger per unit area than the Mediterranean Sea's mean, whereas they are 13 % lower in the eastern basin (Table 3.2). Conversely, the larger surface

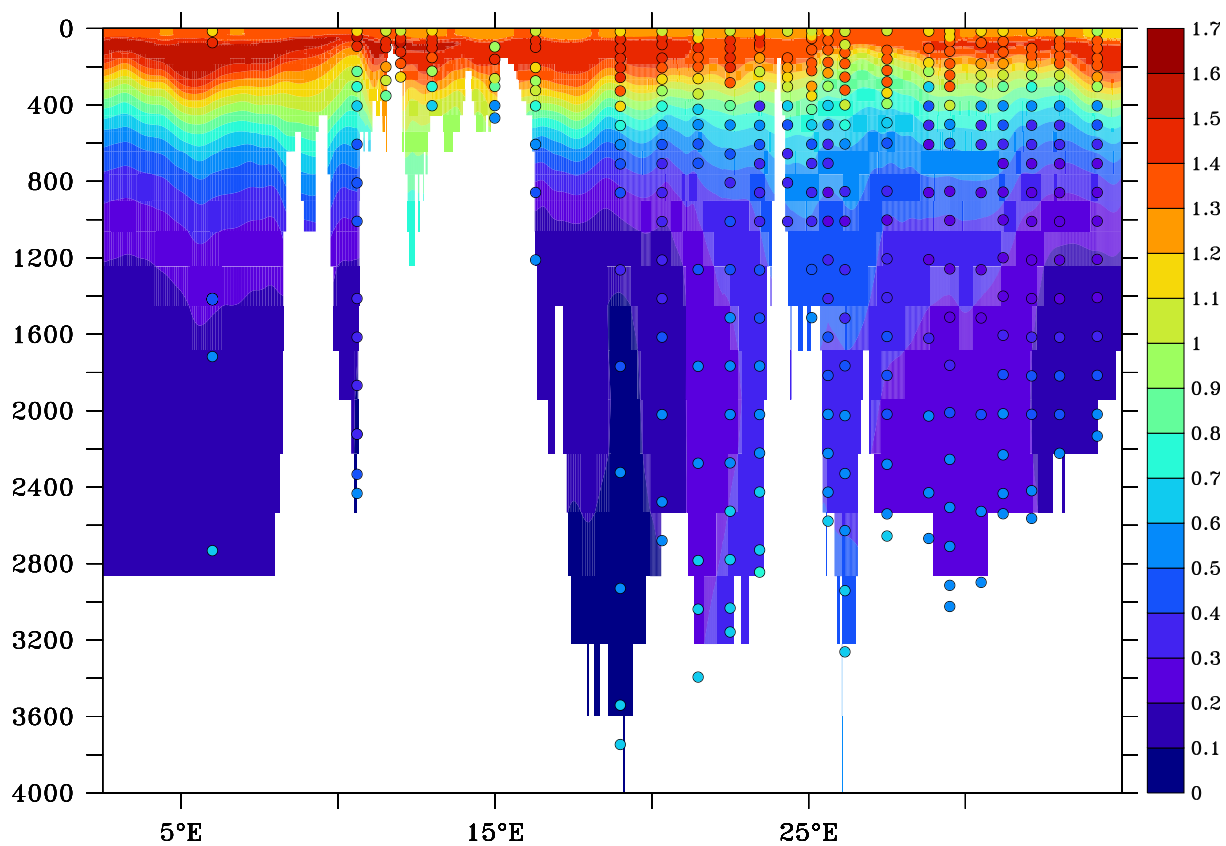


FIGURE 3.4 – CFC-12 (pmolkg^{-1}) data-model comparison along the METEOR M51/2 section. Color-filled contours indicate simulated CFC-12, whereas color-filled dots show in-situ observations. Both use the same color scale and are taken at the same time (November 2001).

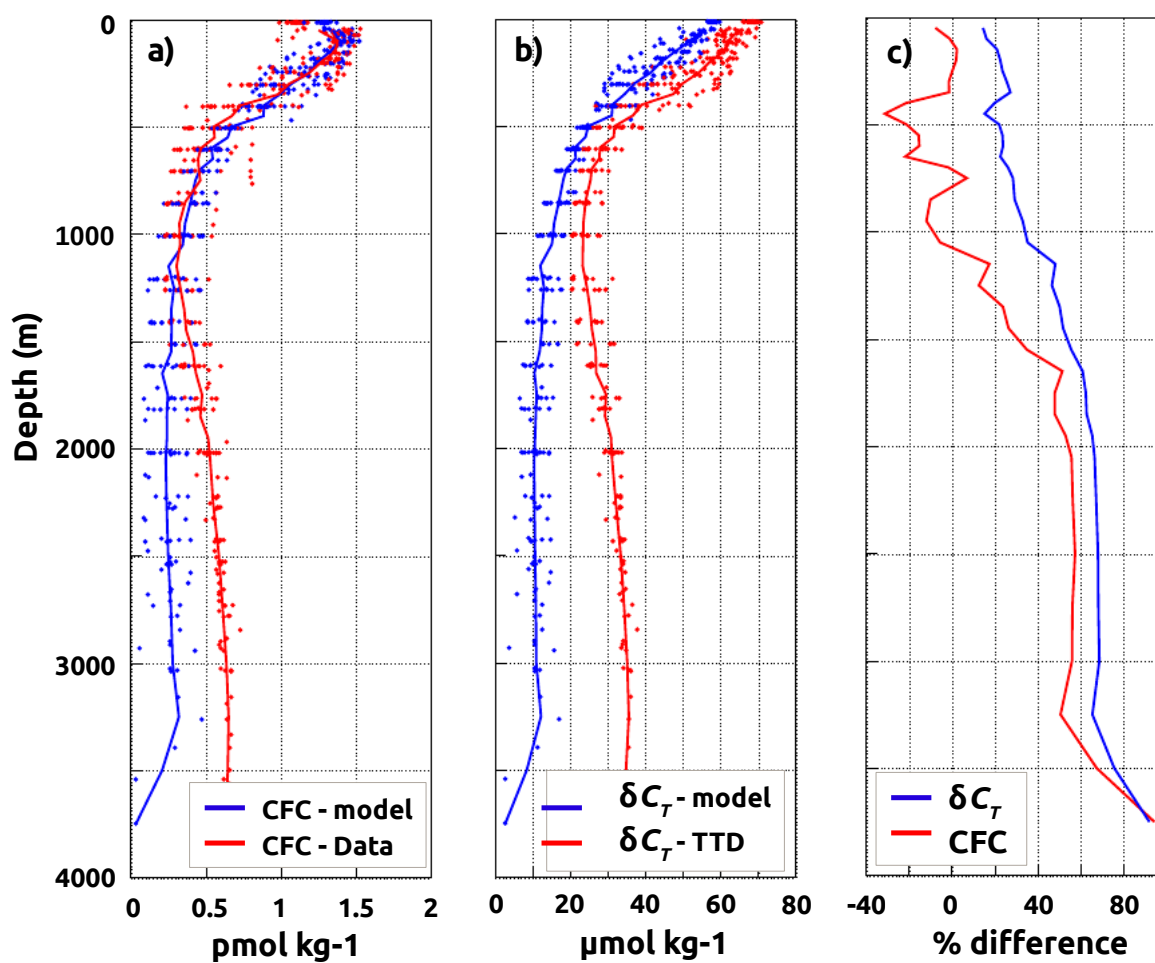


FIGURE 3.5 – Comparison of average vertical profiles along the METEOR M51/2 section for (a) CFC-12 (pmol kg^{-1}), (b) δC_T ($\mu\text{mol kg}^{-1}$), and (c) the model-data relative difference (in percent). Model results are in blue, while red indicates the CFC-12 data and δC_T data-based estimates; the right panel (c) uses blue for δC_T and red for CFC-12. Data-based estimates for δC_T are the TTD results from [Schneider et al. \(2010\)](#).

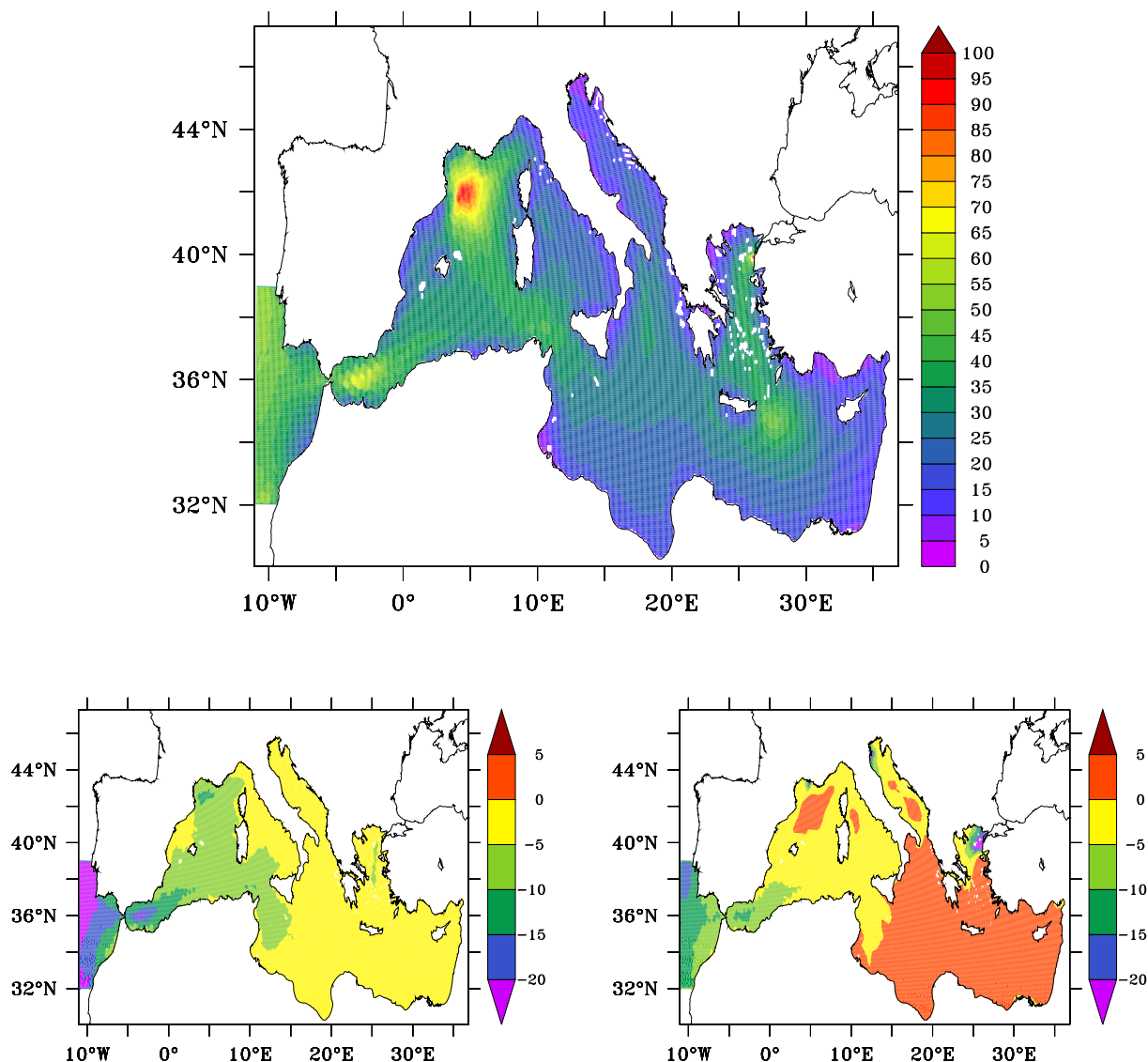


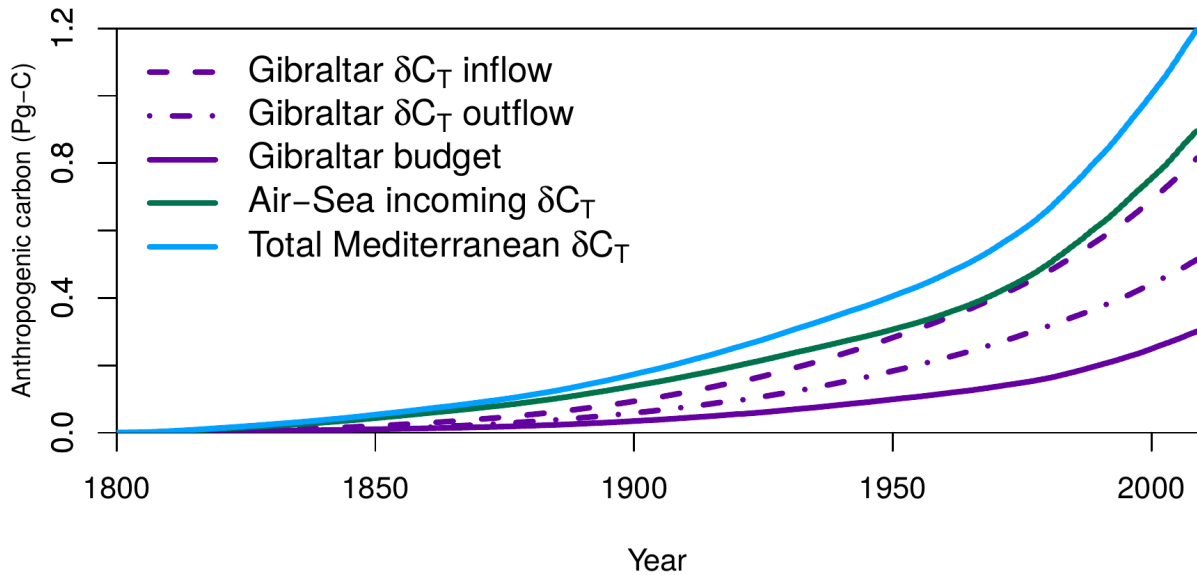
FIGURE 3.6 – Cumulative air-to-sea flux of anthropogenic carbon (mol m^{-2}) from 1800 to November 2001 shown as the total flux for the MED reference simulation (top) and for the other two simulations as differences : GLO – MED (bottom left) and VAR – MED (bottom right).

area of the eastern basin means that its total uptake represents 58 % of the total Mediterranean Sea uptake.

The 10 % greater prescribed surface total alkalinity in the MED simulation relative to GLO means that the latter must absorb less anthropogenic carbon (Fig. 3.6b). Indeed, despite very similar uptake patterns, the basin-wide cumulative uptake is 17 % less in the GLO simulation than in MED, with a greater reduction in the western basin (22 %) than in the eastern basin (14 %). By definition, the salinity-derived total alkalinity in the VAR simulation is more realistic than with MED simulation, varying from $2350 \mu\text{eq kg}^{-1}$ in the Alboran sub-basin to $2650 \mu\text{eq kg}^{-1}$ in the eastern basin. That lower western total alkalinity results in an 8 % lower air-sea flux in the western basin, while the higher eastern total alkalinity drives 5 % greater uptake in the eastern basin (Fig. 3.6c). Yet despite these east-west differences between VAR and MED, total basin-wide uptake is only 0.3 % less in former than the latter. Overall the eastern basin always dominates, taking up 60 % of the basin-wide integrated flux in VAR and GLO and taking up 57 % in MED. However, it is not only the air-sea flux but also lateral exchange that matters.

TABLE 3.2 – Cumulative air-sea flux between 1800 and 2001 for the three simulations, given in mol C m^{-2} and in Pg C for the Eastern and Western basins and for the entire Mediterranean Sea.

	Average flux (mol C m^{-2})			Total flux (Pg C)		
	East	West	Med Sea	East	West	Med Sea
GLO	19.2	24.8	21.0	0.39	0.26	0.65
MED	22.3	31.8	25.5	0.45	0.33	0.78
VAR	23.4	29.4	25.4	0.47	0.31	0.78


FIGURE 3.7 – Cumulative increase in anthropogenic carbon (Pg C) in the Mediterranean Sea from 1800 to 2008 due to the Gibraltar inflow (dashed, purple) and outflow (dashed and dotted, purple), i.e., their difference (inflow – outflow, solid, purple) and the air-sea flux (solid, green). Also shown is the total buildup in storage (solid, light blue). Gibraltar fluxes have been calculated from model monthly mean outputs, by multiplying the anthropogenic carbon concentration (g m^{-3}) of water in a section crossing the Gibraltar strait, by the water fluxes ($\text{m}^3 \text{ month}^{-1}$) flowing across this section. The sign of the water flux indicates its direction, and hence provide an Inflow or an outflow of anthropogenic carbon. The total storage is the sum of the net δC_T flux at the strait of Gibraltar and of the δC_T air-sea flux, and is consistent with the sum of all the δC_T store in the Mediterranean Sea.

Budget

The Mediterranean Sea's content of anthropogenic carbon is affected not only by the air–sea flux but also by exchange with the Atlantic Ocean through the Strait of Gibraltar. To assess the relative importance of this lateral exchange we constructed a budget of δC_T in the Mediterranean Sea. In that budget, the temporal evolution of the cumulative air–sea flux in the reference simulation MED is compared to the same simulation's total mass of carbon that has entered and left the Mediterranean Sea through the Strait of Gibraltar (Fig. 3.7). The key terms are thus the flux, the net transfer at the Strait of Gibraltar (inflow – outflow of δC_T), and the actual accumulation of δC_T in the Mediterranean Sea (inventory).

In the MED simulation between 1800 and 2001, there is 1.50 Pg C that enters the Mediterranean Sea via the air–sea flux (0.78 Pg C) and via the Strait of Gibraltar inflow (0.72 Pg C) (Table 3.3). Yet 64% of the δC_T inflow (by AW near the surface) is balanced by δC_T outflow at depth (by the Mediterranean outflow). That leaves 1.04 Pg C that remains in the Mediterranean as the total δC_T inventory. Thus 25% of the Mediterranean's total δC_T inventory is due to net exchange at the Strait of Gibraltar, while the remaining 75% is from the air–sea flux. The budget of the VAR simulation is quite similar to that for MED, but both of those differ substantially from the budget for GLO (Table 3.3). In GLO, the Mediterranean Sea's δC_T inventory in 2001 (0.94 Pg C) is 10% less, with 69% of the total input coming from the air–sea flux and 31% from net exchange across the Strait of Gibraltar. The evolution of the MED simulation's carbon budget (Fig. 3.8) demonstrates that anthropogenic carbon enters the Mediterranean entirely via the air–sea flux at the beginning of the simulation, but that the fraction entering by lateral

3.2 Article : Mediterranean Sea acidification and antropogenic carbon uptake, from a perturbation approach, in a high-resolution regional model.

TABLE 3.3 – Budget of anthropogenic carbon accumulated in the Mediterranean Sea (Pg C) between 1800 and 2001. The budget distinguishes Strait of Gibraltar inflow ($G - S_{In}$) via the AW, the corresponding outflow ($G - S_{Out}$) via the MOW, and the air-sea flux (air-sea). Critical combined terms are thus the net inflow-outflow difference ($Net\ G - S$), the Total Input ($G - S_{In} + air-sea$), and the Net Total ($Net\ G - S + air-sea$).

Simulation	$G - S_{In}$	$G - S_{Out}$	$Net\ G - S$	air-sea	Total Input	Net Total
GLO	0.71	0.42	0.29	0.65	1.36	0.94
MED	0.72	0.46	0.26	0.78	1.5	1.04
VAR	0.72	0.46	0.26	0.78	1.5	1.04

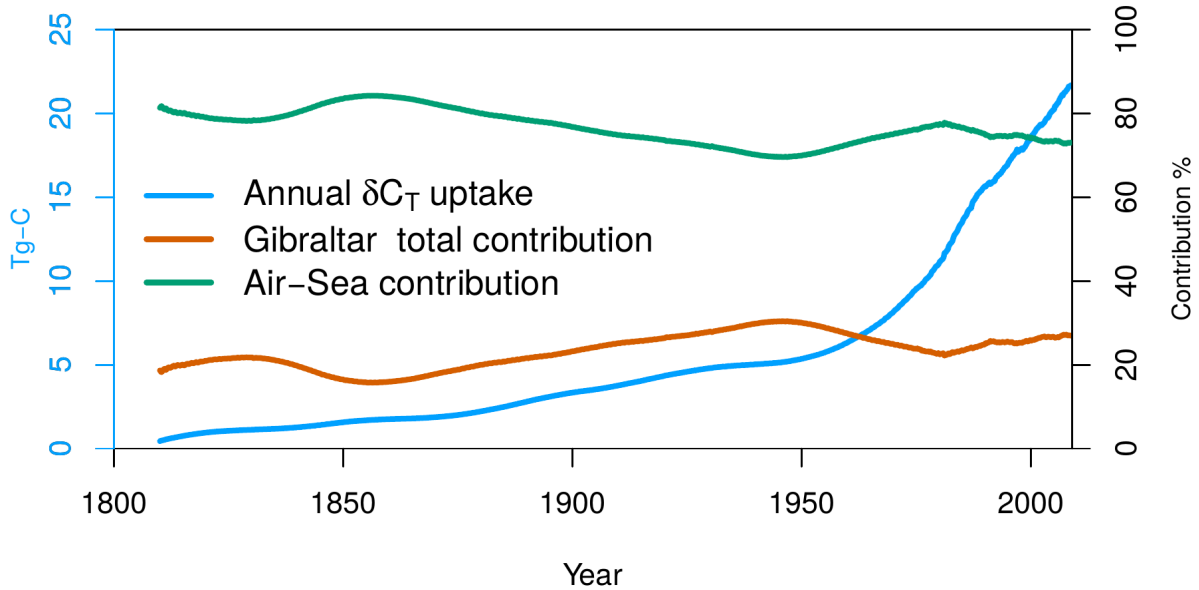


FIGURE 3.8 – Evolution of the Mediterranean’s annual uptake in δC_T (solid, light blue line), calculated within a 10-year running average to focus on decadal-scale changes. Also shown is the percentage of that annual δC_T that entered the Mediterranean Sea through the strait of Gibraltar (solid, orange line), and via the air-sea fluxes (solid, green line).

exchange across the Strait of Gibraltar grows until stabilizing in the 1960s to one-fourth of the total.

Simulated δC_T inventory

Having examined how anthropogenic carbon enters the Mediterranean Sea, we now turn to where it is stored, the patterns of which differ from those of the input fluxes due to water mass transport. The vertical integral of the δC_T concentration is termed the inventory. In the Mediterranean Sea, the inventory patterns tend to follow the distribution of bathymetry (Fig. 3.9). Thus, unlike the global ocean, substantial levels of anthropogenic carbon have already penetrated into deep waters of the Mediterranean Sea, as deduced previously by observational studies (Lee et al., 2011; Schneider et al., 2010; Touratier and Goyet, 2011). Specific inventories (mass per unit area) in the reference simulation (MED) are 10% higher in the western basin and 6% lower in the eastern basin relative to the 33.5 mol C m^{-2} average for the Mediterranean Sea (Table 3.4). For the two other simulations, the basin-wide inventory is 10% lower in GLO and 0.1% higher in VAR. Those east–west differences are smaller than those for the air–sea flux (Table 3.2). There is a strong correlation between latitudinal variations in the inventory and the bathymetry, both along the *Meteor* M51/2 section and in terms of meridional means (Fig. 3.10). In both cases, the correlation is striking, except in isolated regions such as in the Ionian sub-basin ($\sim 15\text{--}20^\circ\text{E}$ in Fig. 3.10), where poorly ventilated deep waters have relatively low δC_T concentrations.

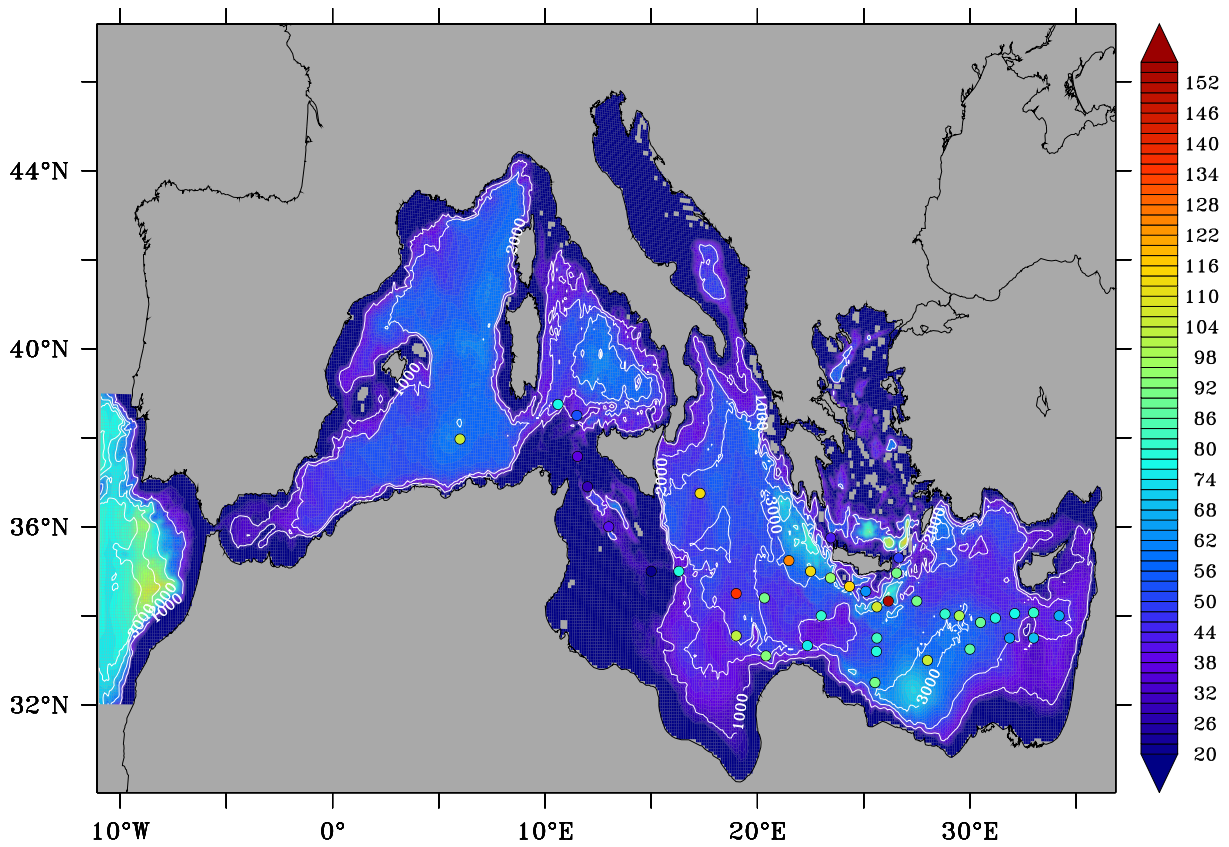


FIGURE 3.9 – Inventory of δC_T (mol m^{-2}) in November 2001 from the MED simulation (color-filled contours) and from Schneider et al. (2010) data-based estimates (color-filled dots). The Mediterranean bathymetry is represented with white isobaths every 1000 m.

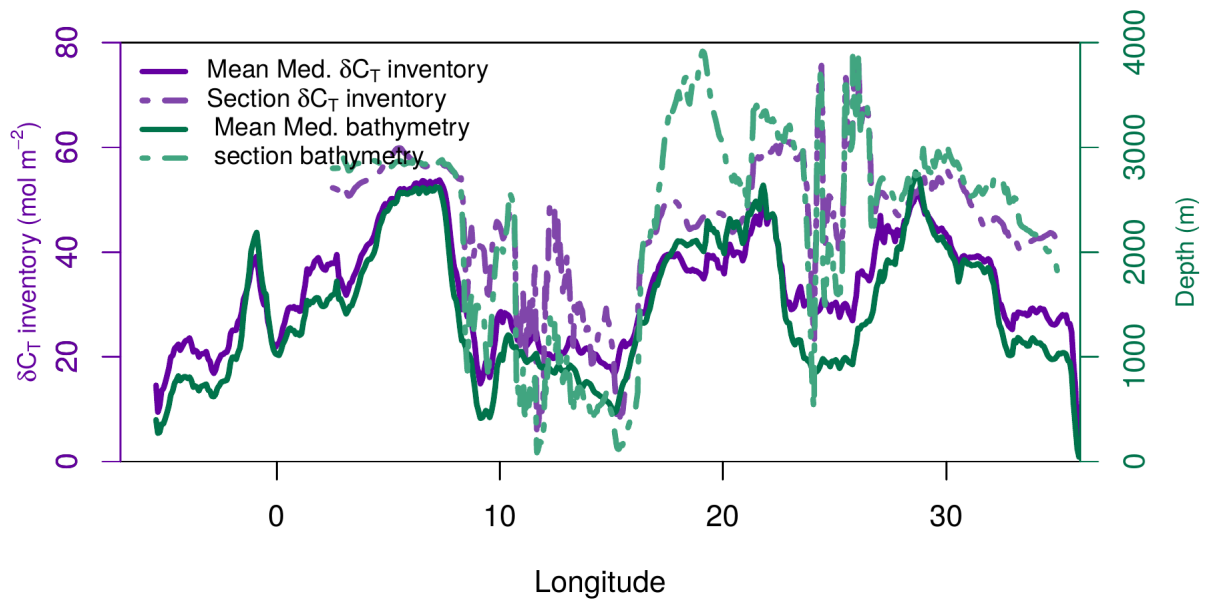


FIGURE 3.10 – δC_T inventory (mol C m^{-2}) along the METEOR M51/2 section (dashed lines) and given as the meridional mean (solid lines) for the MED simulation (purple) along with corresponding model bathymetry (green).

3.2 Article : Mediterranean Sea acidification and antropogenic carbon uptake, from a perturbation approach, in a high-resolution regional model.

TABLE 3.4 – Average δC_T inventories (mol C m^{-2}) in the eastern and western basins and for the entire Mediterranean Sea.

Simulation	Average inventory (mol C m^{-2})		
	East	West	Med Sea
GLO	28.6	33.4	30.2
MED	31.8	36.9	33.5
VAR	32.0	36.6	33.6

TABLE 3.5 – Total δC_T inventory (Pg C) for the entire Mediterranean Sea and for the Eastern basin as simulated and as estimated by the TTD data-based method (Schneider et al., 2010).

Approach	Med Sea	East
GLO model	0.93	0.58
MED model	1.03	0.65
VAR model	1.03	0.65
TTD data	1.7 (1.3–2.1)	1.0 (0.7–1.2)

Comparison with TTD data-based results

To go beyond model comparison of simulated uptake of anthropogenic CO_2 , we also compare model results to data-based estimates. In particular, we focused on data-based estimates of anthropogenic carbon deduced with TTD because that method requires only measurements of temperature, salinity, and CFC-12, all of which were simulated, thereby allowing us to test the approach (see Sect. 3.2.6). For now though, let us simply compare model results to the TTD estimates of δC_T based on observations collected on the *Meteor* M51/2 section in 2001 (Schneider et al., 2010). A first comparison reveals that the modeled δC_T is lower everywhere than the TTD estimates of the inventory along the *Meteor* M51/2 section (Fig. 3.9). While the TTD inventory along this section averages 83 mol m^{-2} (ranging from 21 to 153 mol m^{-2}), the model average is 50 mol m^{-2} , 40 % less. Expanding the comparison vertically, the model δC_T is seen to underestimate the TTD results throughout the water column, even at the surface (Fig. 3.11). Surface concentrations are naturally largest, both for the TTD estimates ($\sim 68 \mu\text{mol kg}^{-1}$) and for the model (e.g., $\sim 58 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in the MED simulation). Whereas the TTD estimates are lowest (20 to $25 \mu\text{mol kg}^{-1}$) in the Levantine sub-basin between 800 and 1500 m and increase below (e.g., reaching up to $35 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in the EMDW), simulated δC_T decreases with depth everywhere, as already seen for simulated CFC-12 (Fig. 3.4). The lowest simulated δC_T concentrations are found in the bottom waters of the Ionian sub-basin ($< 5 \mu\text{mol kg}^{-1}$). However, higher deep-water δC_T is simulated in the EMDW near the Crete Passage (up to $15 \mu\text{mol kg}^{-1}$), where there is dense-water outflow from the Aegean sub-basin through the Crete Passage during the EMT. In terms of basin totals, Schneider et al. (2010) relied on TTD to help estimate a basin-wide anthropogenic carbon inventory of 1.7 Pg C for the Mediterranean Sea, with 1.0 Pg C of that in the eastern basin (Table 3.5). Relative to the data-based TTD results, the modeled basin-wide Mediterranean inventory is 40 % less in the MED and VAR and 46 % less in GLO. For the eastern inventory basin, the MED and VAR simulations are 35 % lower than the TTD estimates, whereas GLO is 42 % lower.

δpH

Anthropogenic changes in surface pH between 1800 and 2001 are remarkably uniform, both between simulations and across the basin. Away from the coast, the change in surface pH between 1800 and 2001 varies between -0.082 and -0.086 in the GLO simulation (Fig. 3.12). Exceptions include the northern Levantine sub-basin, where the δpH is slightly less (-0.080), and the greater changes seen in the Gulf of Gabes, the Adriatic and Aegean sub-basins, and near the mouths of large rivers such as the Nile and the Rhone. The MED simulation exhibits almost identical patterns and intensities for the change in pH except in Alboran sub-basin and the western portion of the western basin, where pH changes are less intense (-0.076 and -0.074 , i.e., a difference of up to ~ 0.012 pH units). Conversely, the VAR simulation with its spatially varying total alkalinity produces a more contrasted pattern of pH change. Although VAR's spatial variability in δpH in the western basin is intermediate between that seen for GLO and

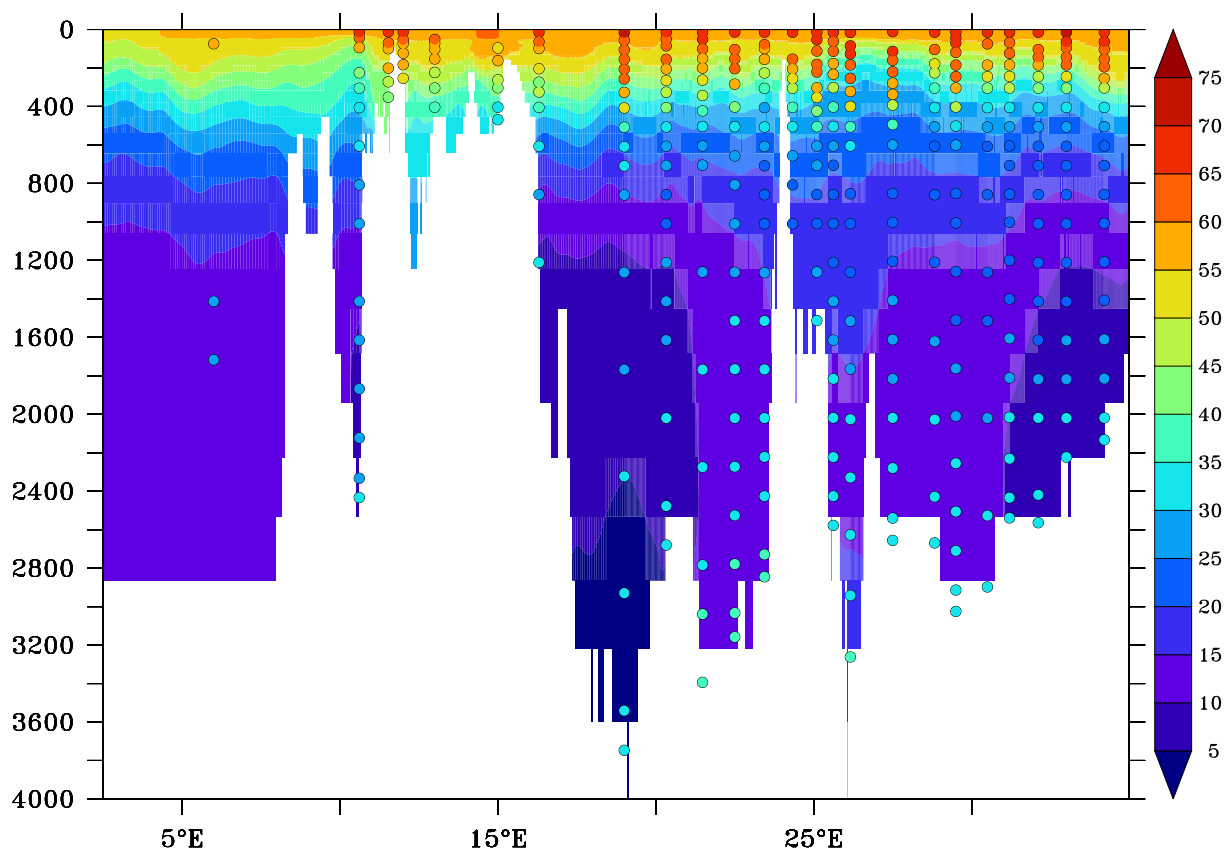


FIGURE 3.11 – Comparison of δC_T ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) along the METEOR M51/2 section for the model (color-filled contours) and the TTD data-based estimates (color-filled dots) in November 2001.

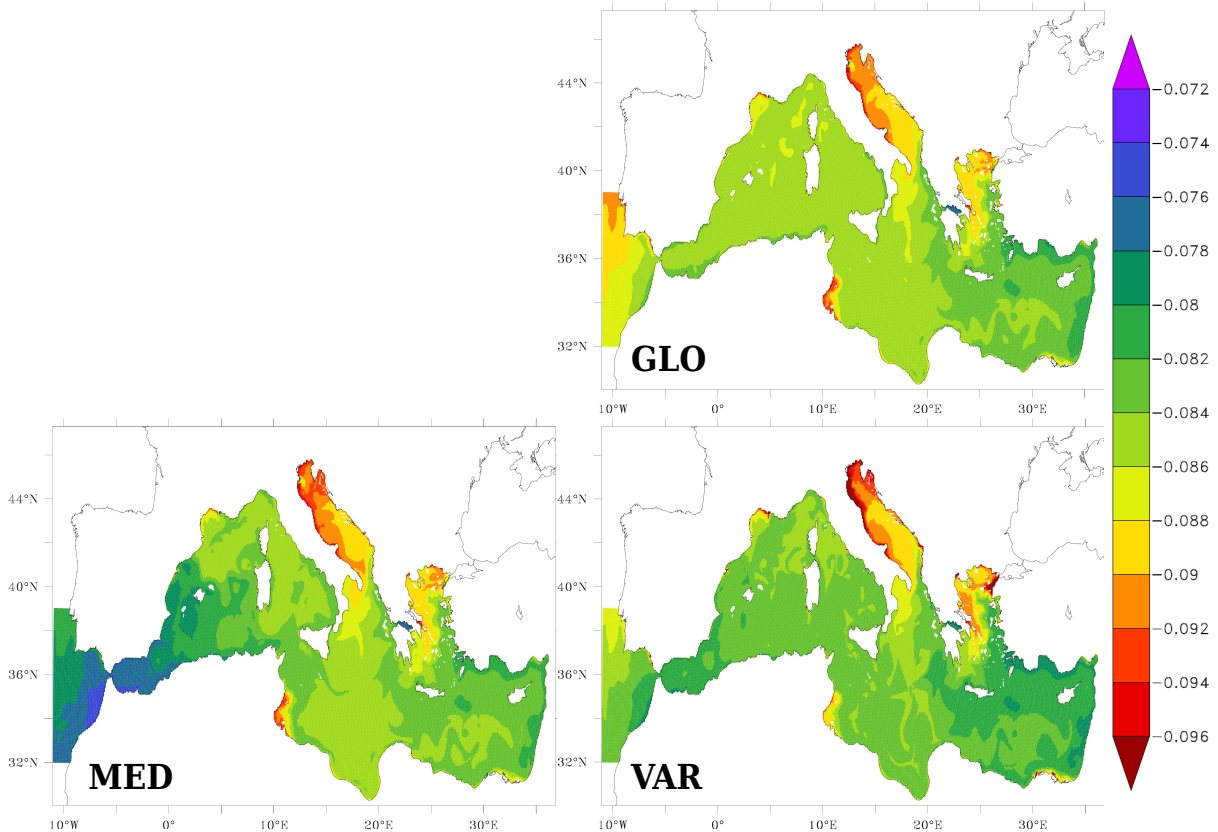


FIGURE 3.12 – Anthropogenic change in surface pH between 1800 and 2001 for the the GLO (top), MED (bottom left), and VAR (bottom right) simulations.

MED, the eastern basin contrast in VAR is much greater. In particular, VAR 's pH changes are smallest where the salinity derived total alkalinity is highest (Levantine sub-basin), and they are largest where the salinity-derived total alkalinity is smallest (e.g., near the Po, Nile, and Dardanelles outflows). Despite differences in spatial patterns between simulations, their basin-wide average change in surface pH is almost identical : -0.084 ± 0.001 units (total scale).

~ * * ★ * * ~

3.2.6 Discussion

δC_T in the Mediterranean Sea

Our comparison of modeled to measured CFC-12 indicates that the model adequately represents ventilation of near-surface and intermediate waters but underestimates ventilation of deep waters. This CFC-12 evaluation alone implies that our simulated δC_T is likewise too low in Mediterranean Sea deep waters and hence that our simulated total anthropogenic carbon inventory of 1.03 Pg C is a lower limit. Yet even in the top 400 m, where there is tight agreement between simulated and observed CFC-12, the data-based estimates of δC_T from the TTD method are 20 % larger than those simulated (Fig. 3.5). Hence it is unlikely that the modeled circulation is the primary cause. Simplifications with the perturbation approach, e.g., its steady-state assumption, could be partly to blame, although errors due to circulation-induced changes in biological productivity appear small for the global ocean (Siegenthaler and Sarmiento, 1993; Sarmiento et al., 1998). The treatment of total alkalinity in the perturbation approach also does not appear a significant factor, considering that our three treatments with different mean states and spatial variability give results that are quite similar (see Sect. 3.2.6). Besides these potential simulation biases, it is also possible that the data-based methodology, namely the TTD approach, is biased.

Hence we tested the TTD approach in the model world (MW) by (1) using exactly the same version and parametrizations of the TTD approach described in Schneider et al. (2010) for consistency; (2)

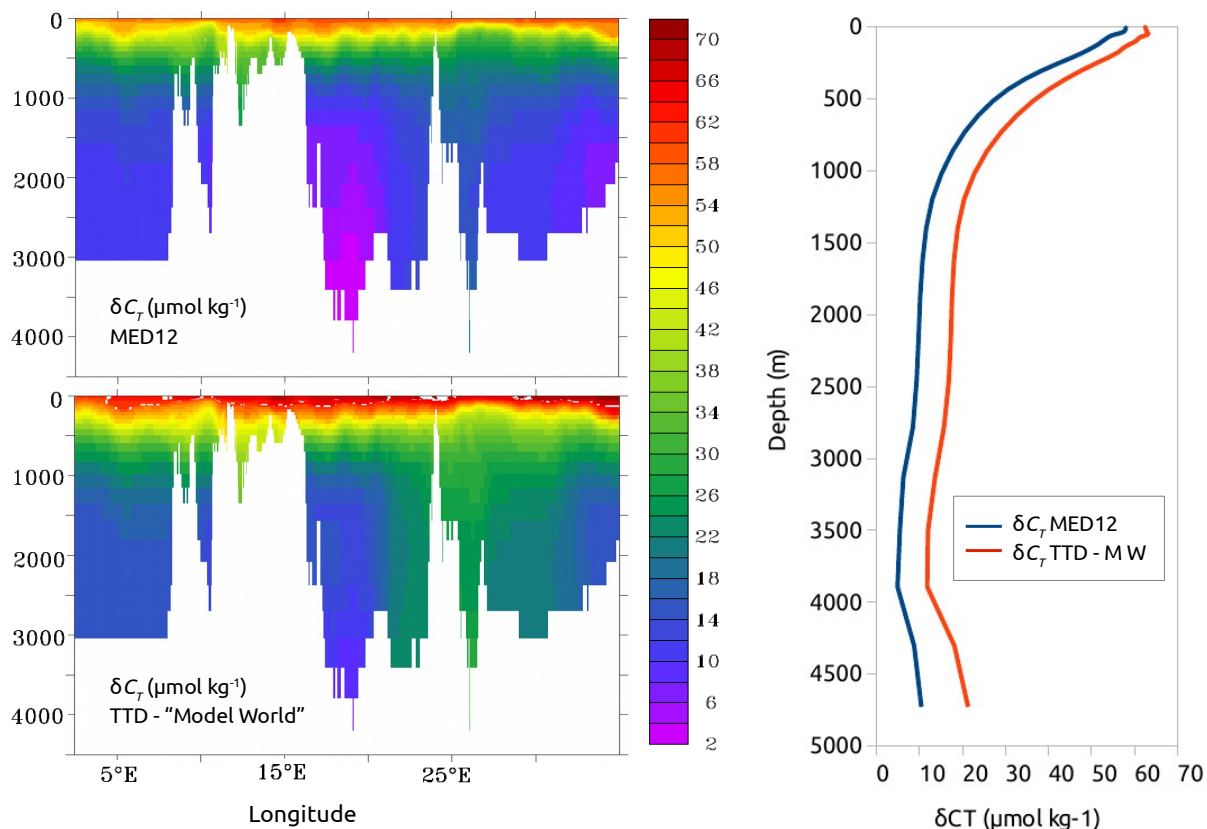


FIGURE 3.13 – δC_T ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) along the METEOR M51/2 section, estimated with the MED reference simulation (top left) and the TTD method in the model world (bottom left). Also shown are the same results but as area-weighted vertical profiles for the whole Mediterranean Sea (right).

using it to estimate δC_T from simulated CFC-12, temperature, and salinity; and (3) comparing those results to the δC_T simulated directly by the model. That comparison reveals that the TTD_{MW} estimates always overestimate the simulated δC_T . Those overestimates start at +10 % in surface waters but reach more than +100 % in Mediterranean Sea bottom waters (Fig. 3.13). Relative differences are highest where simulated CFC-12 is lowest, i.e., where the ventilation age of water masses is oldest, namely in bottom waters, particularly those in the Ionian sub-basin. Whereas the TTD_{MW} estimate of the total anthropogenic carbon inventory in the Mediterranean Sea is 1.4 Pg C, the simulated value in the reference simulation (MED) is 1.0 Pg C. That 40 % overestimate with the TTD approach in the model world could be less in the real Mediterranean Sea, because the model underestimates CFC-12 concentrations in the deep water, which accentuates the discrepancy. Nonetheless, the TTD-based inventory of anthropogenic carbon remains an upper limit.

One reason for this overestimate is that data-based methods such as TTD assume that the change in oceanic $p\text{CO}_2$ is identical to the change in the atmospheric $p\text{CO}_2$.

This convenient assumption, that $\Delta\delta p\text{CO}_2 = 0$, has been motivated by measured $p\text{CO}_2$ at three time series (BATS, HOT, and ESTOC) where calculated atmospheric and oceanic trends are not significantly different (Bindoff et al., 2007). However, these stations are all located in subtropical gyres where both the air–sea flux of anthropogenic CO_2 and the corresponding air–sea disequilibrium are the lowest Sarmiento et al. (Fig. 2 in 1992), i.e., where the detection of an air–sea disequilibrium in temporal changes of $p\text{CO}_2$ (i.e., $\Delta\delta p\text{CO}_2$) is the most difficult. Our model estimates of this disequilibrium in the Mediterranean Sea (Fig. 3.14) indicate that it is not negligible. It slowly increases from 14 μatm in 1800 up to 20 μatm in 2001, corresponding to a lag of ocean’s $\delta p\text{CO}_2$ compared to the atmosphere’s by 15 to 20 % since ~ 1850 . These $\Delta\delta p\text{CO}_2$ values are similar to those simulated by global-ocean models (Sarmiento et al., 1992; Orr et al., 2001; Yool et al., 2010). Assuming that this disequilibrium is zero, as done in TTD, implies a systematic overestimate of anthropogenic carbon uptake.

Other data-based methods that estimate greater anthropogenic carbon inventories than TTD in the

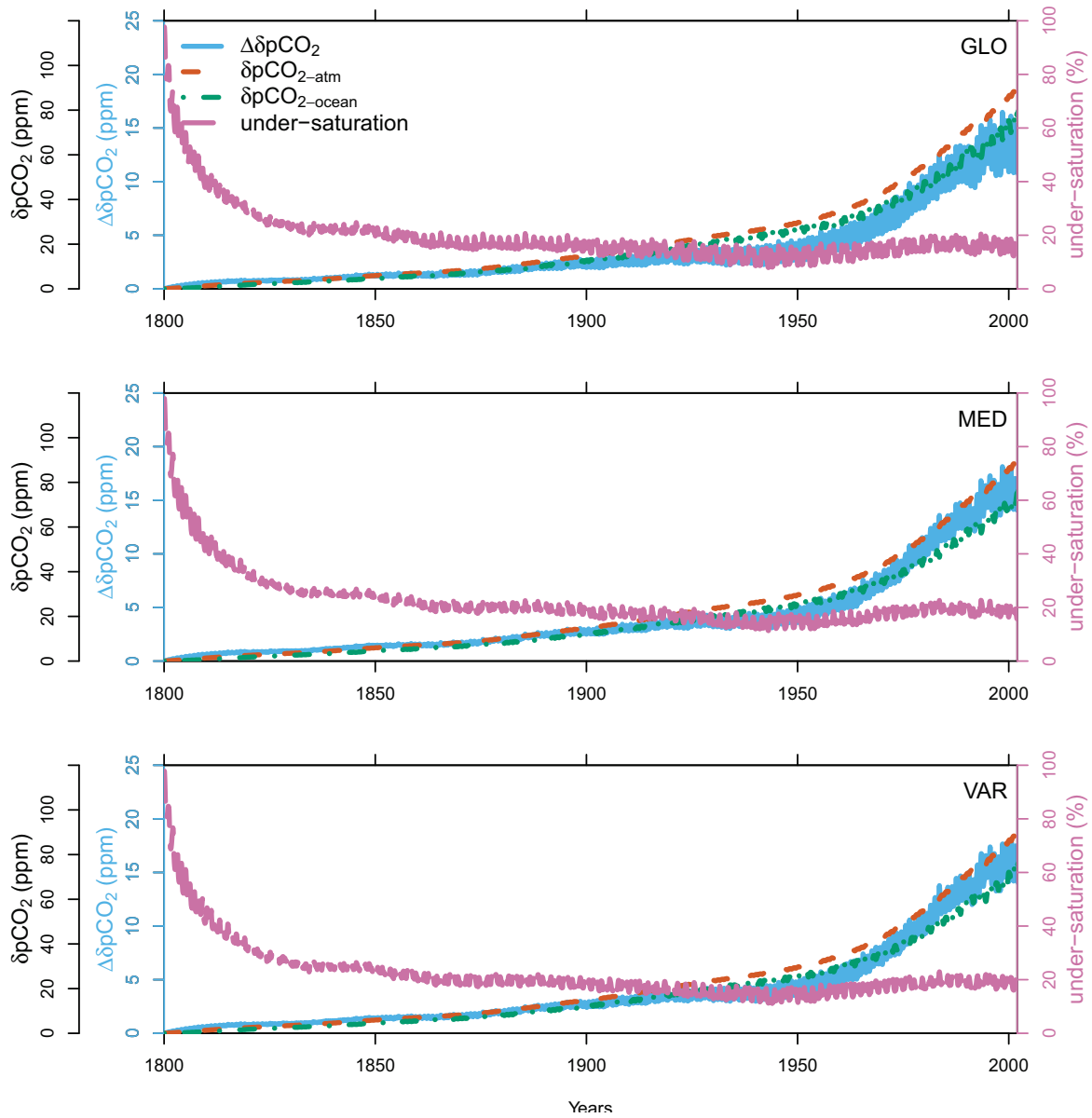


FIGURE 3.14 – Temporal evolution from 1800 to 2001 of spatially averaged δpCO_2 (in ppm) in the atmosphere (dashed orange), the ocean (dashed-dotted green), and their difference $\Delta \delta pCO_2$ (solid light blue). Also shown is the corresponding percent undersaturation of oceanic δpCO_2 (long dashed purple), defined as $100 \left(1 - \frac{\delta pCO_{2\ oc}}{\delta pCO_{2\ atm}} \right)$.

TABLE 3.6 – Lateral fluxes of water and anthropogenic carbon across the Strait of Gibraltar.

Approach	Year(s)	Net fluxes ⁷ (Tg C yr ⁻¹)	Q_{in} (Sv)	$\delta C_{\text{T};\text{in}}$ ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	Q_{out} (Sv)	$\delta C_{\text{T};\text{out}}$ ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)
$(\Delta C^*)^{1,2}$	2005–2007	$+4.20 \pm 0.04$	0.89	60	0.85	51
$(\Delta C^*)^{1,3}$	2005–2007		0.85	61	0.81	52
(TrOCA) ^{1,2}	2005–2007	-3.00 ± 0.04	0.89	64	0.85	78
(TrOCA) ^{1,3}	2005–2007		0.85	69	0.81	81
(TTD) ⁴	2001	$+3.5 (-1.8 \text{ to } 9.2)$	0.89^5	62.4^6	0.85^5	54.8
Model MED	2001	+4.7	0.70	47.6	0.66	32.1
Model MED	2005–2007	+5.5	0.74	52.6	0.69	35.7

¹ Huertas et al. (2009) estimates based on data near the Strait of Gibraltar during 2005–2007.

² method applied to observations on the Atlantic side of the Strait of Gibraltar.

³ method applied to observations on the Mediterranean side of the Strait of Gibraltar during May 2005 to Jul 2007.

⁴ Schneider et al. (2010) estimates using the TTD approach with observations from 2001.

⁵ Schneider et al.'s water fluxes across the Strait of Gibraltar are from Huertas et al. (2009).

⁶ Schneider et al.'s δC_{T} concentration in inflowing AW is from Ait-Ameur and Goyet (2006).

⁷ Positive values indicate transfer from the Atlantic to the Mediterranean Sea.

Mediterranean Sea, e.g., the TrOCA approach (Fig. 3.1), must overestimate the true inventory by even more. Although even the upper limit of our range (1.0 to 1.7 Pg C) is small when compared to the global-ocean inventory of anthropogenic carbon of 134 Pg C (Sabine et al., 2004, for year 1994), the Mediterranean Sea contains 2.4 to 4 times as much anthropogenic carbon per unit volume as does the global ocean.

Transfer across the Strait of Gibraltar

Unlike the global ocean, where outside input of anthropogenic carbon comes only from the atmosphere, in the Mediterranean Sea there is also lateral input and output of anthropogenic carbon via the Strait of Gibraltar. Unfortunately, data-based estimates of that net transport do not agree even in terms of its direction, much less its magnitude. That is, estimates of transport based on data-based estimates of δC_{T} with the TrOCA method suggest that the Mediterranean Sea is a source of anthropogenic carbon to the Atlantic Ocean (Ait-Ameur and Goyet, 2006; Huertas et al., 2009); conversely, with two other data-based methods – TTD and the ΔC^* approach (Gruber et al., 1996) – there is a net transport of anthropogenic carbon from the Atlantic to the Mediterranean Sea (Huertas et al., 2009; Schneider et al., 2010). The two latter back-calculation data-based methods give similar net fluxes of δC_{T} : $\sim 4.2 \text{ Tg C yr}^{-1}$ with ΔC^* and 3.5 Tg C yr^{-1} with TTD. Both rely on the estimates of water fluxes from Huertas et al. (2009) (Table 3.6). Both methods also produce similar estimates for the δC_{T} concentrations in inflowing and outflowing waters: $\sim 60 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in the near-surface inflowing water and $\sim 52 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in the deeper Mediterranean Outflow Water (MOW). However, these δC_{T} estimates are based on data collected from different periods, i.e., May 2005 to July 2007 for Huertas et al. (2009) and November 2001 for Schneider et al. (2010). Moreover, the transfer deduced from TTD-derived δC_{T} estimates from (Schneider et al., 2010) are estimated to have a large uncertainty (-1.8 to 9.2 Tg C yr^{-1}). The net δC_{T} transfer estimated with the TrOCA method is -3 Tg C yr^{-1} . That much stronger net export from the Mediterranean Sea to the Atlantic is due to TrOCA's assessment that the outflowing MOW has higher δC_{T} ($\sim 80 \mu\text{mol kg}^{-1}$) than the inflowing AW ($\sim 65 \mu\text{mol kg}^{-1}$) (Huertas et al., 2009; Schneider et al., 2010; Flecha et al., 2011). Yet that vertical distribution is opposite to that expected from an anthropogenic transient tracer in the ocean with an atmospheric origin.

All three of our model simulations indicate a net transfer of anthropogenic carbon from the Atlantic to the Mediterranean across the Strait of Gibraltar (Sect. 3.2.5). In the reference simulation (MED), 0.26 Pg C enters the Mediterranean Sea via the Strait of Gibraltar between 1800 and 2001, similar to the TTD- and ΔC^* -based estimates (Table 3.6). Observational estimates of water transfer across the Strait of Gibraltar are between 0.72 and 1.01 Sv (1 sverdrup (Sv) = $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) for surface inflow and

3.2 Article : Mediterranean Sea acidification and antropogenic carbon uptake, from a perturbation approach, in a high-resolution regional model.

between 0.68 and 0.97 Sv for deep outflow, resulting in a net transfer of +0.04 to +0.13 Sv (Bryden and Kinder, 1991; Bryden et al., 1994; Tsimplis and Bryden, 2000; Candela, 2001; Baschek et al., 2001; Lafuente et al., 2002; Soto-Navarro et al., 2010). The model falls near the lower limit of these estimates, having an inflow of 0.71 Sv, an outflow of 0.67 Sv, and a net water transfer of +0.04 Sv, when averaged between 1992 and 2008 (Beuvier, 2011). For 2005–2007, the simulated transfer is 0.15 Sv weaker than observational estimates from Huertas et al. (2009) in 2001 both for inflow and outflow, while net transfer is not significantly different : +0.04 vs. 0.05 Sv (Table 3.6).

Simulated δC_T concentrations in the model’s AW are largely determined by damping to data-based estimates from Khatiwala et al. (2009) at the western boundary of the model domain. In the MED simulation, the δC_T in the inflowing AW is 12 to 24 % lower than data-based estimates from Huertas et al. (2009), who used both ΔC^* and TroCA approaches (Table 3.6). But the largest discrepancy occurs in the outflowing deeper waters (MOW), for which the simulated δC_T underestimates the data-based ΔC^* for 2005–2007 by 31 %. That underestimate is expected given that simulated CFC-12 in the model’s WMDW is only half that observed and that this deep water contributes to the MOW.

The model’s underestimate of δC_T in the MOW is the determining factor which results in less outflow and thus more net inflow of anthropogenic carbon to the Mediterranean Sea. It follows that the model must provide an upper limit for the true net inflow of anthropogenic carbon, given that modeled water exchange falls within the observed range and that modeled and data-based estimates of δC_T are more similar in the inflowing water than in the outflowing water. Likewise, a lower limit for net transport of anthropogenic is offered by the computations that use data-based TTD estimates of δC_T . That follows because (1) TTD overestimates deep δC_T by more than surface values and (2) near-surface inflow and deep outflow are similar in magnitude. Hence the TTD-based approach must underestimate net input of anthropogenic carbon to the Mediterranean. Therefore the net input of anthropogenic carbon across the Strait of Gibraltar must be between +3.5 and +4.7 Tg C yr⁻¹ based on observations collected in 2001. To compare that range to results of Huertas et al. (2009) for 2005–2007, we relied on the simulated δC_T evolution between 2001 and 2005–2007. In that 5 ± 1-year period, simulated δC_T increased by +10.5 % in the inflowing AW and by +11.2 % in the MOW. For the 2005–2007 lower limit, we applied those trends to the lower limit δC_T estimates for 2001 (TTD estimates of Schneider et al., 2010, in the AW and MOW) combined with the 2005–2007 water transfer rates (Huertas et al., 2009); for the upper limit we again used the model result. Hence, for 2005–2007, we consider that the true net input of anthropogenic carbon across the Strait of Gibraltar must fall between +3.7 and +5.5 Tg C yr⁻¹.

Sensitivity to total alkalinity

To test the sensitivity of results to total alkalinity, we compared three simulations : GLO with a basin-wide total alkalinity equal to the global-ocean average, MED where the basin-wide inventory is increased by 10 % (equivalent to the Mediterranean Sea’s surface average), and VAR where surface total alkalinity varies as a linear function of salinity. The 10 % greater total alkalinity in MED and VAR relative to GLO results in a 10 % greater simulated inventory of anthropogenic carbon (Table 3.5), but the basin-integrated air–sea flux of anthropogenic in MED and VAR is 20 % greater than in GLO (Table 3.2). The 10 % difference must be made up by proportionally less input of anthropogenic carbon to the Mediterranean from the Atlantic in MED and VAR relative to GLO.

The MED simulation has greater total alkalinity in the western basin than either GLO or VAR and hence absorbs more anthropogenic carbon there than do the other two simulations (Fig. 3.6). Yet MED’s western basin total alkalinity is too high compared to what actually comes in from the Atlantic and even in terms of the δC_T also coming in with the same water. The latter is determined in all three model runs by restoring to data-based estimates of Khatiwala et al. (2009) in the Atlantic buffer zone. Thus it is less accurate to impose a mean Mediterranean Sea total alkalinity in this area, which artificially increases the surface-water buffer capacity and hence its ability to absorb CO₂. The same artifact results in a lower local change in pH (Fig. 3.12). Thus the constant Mediterranean surface total alkalinity as used in MED is suboptimal for simulating δC_T near the Strait of Gibraltar.

In contrast, the VAR simulation generally has more realistic total alkalinity that increases from west to east (Fig. 3.3). That avoids an over-buffered carbonate system near the Strait of Gibraltar, particularly in the Alboran sub-basin, and an under-buffered system in the far eastern Mediterranean. However, VAR is generally less realistic near river mouths than either GLO or MED. By imposing a total alkalinity that is a function of salinity in a model that considers only freshwater riverine input (no total alkalinity

TABLE 3.7 – Average changes in pH and $[H^+]$ between 1800 and 2001 for the three simulations over western and eastern basins and the entire Mediterranean Sea.

	δpH			$\delta[H^+]$ (nmol kg ⁻¹)		
	West	East	Med Sea	West	East	Med Sea
GLO	-0.0851	-0.0849	-0.0850	1.45	1.46	1.46
MED	-0.0823	-0.0848	-0.0840	1.29	1.35	1.33
VAR	-0.0833	-0.0837	-0.0836	1.33	1.32	1.32

delivery), the model-imposed total alkalinity near river mouths is too low. That artifact results in lower air–sea fluxes of anthropogenic carbon when close to river mouths (Fig. 3.6) and locally more intense reductions in pH near the Nile, Po, and Rhone river mouths and near the outflow of the Dardanelles Strait (Fig. 3.12); at the latter site, the air–sea flux of anthropogenic carbon even changes sign from ocean uptake to loss, although that is extremely localized.

Despite these local differences, the three approaches yield similar results when integrated across the entire Mediterranean Sea, with spatial variability in total alkalinity leading to differences in global inventory of only 0.1 % and differences between east–west partitioning of less than 1 %.

Change in pH

Two recent studies have attempted to quantify the decline in the pH of the Mediterranean Sea due to the increase in anthropogenic carbon (Touratier and Goyet, 2009, 2011). Both concluded that the pH reduction in the Mediterranean Sea (acidification) is larger than that experienced by typical waters of the global ocean. The higher total alkalinity of the Mediterranean Sea was evoked to justify a larger uptake of anthropogenic carbon. Our results support that finding, i.e., with the MED – GLO showing a 10 % increase in anthropogenic carbon inventory that occurs when average surface total alkalinity is increased by 10 % (Mediterranean minus global-ocean average).

The same two studies further suggest that higher levels of δC_T in the Mediterranean Sea also imply greater changes in pH. Yet our sensitivity tests demonstrate that the higher total alkalinity of the Mediterranean Sea does not result in a greater anthropogenic reduction in surface pH. Differences between simulations GLO and MED are negligible (Fig. 3.12). In both simulations, the simulated decline in surface pH is -0.084 ± 0.001 units when averaged across Mediterranean Sea (Table 3.7). Hence the decline in pH is quite similar between typical surface waters in the Mediterranean Sea and those in the global ocean. Furthermore, because it is on a log scale, absolute differences in pH actually represent relative changes in $[H^+]$. To avoid such confusion, we prefer to discuss acidification of the Mediterranean Sea in terms of $[H^+]$.

For a quantitative understanding of how total alkalinity affects surface acidification, we made additional equilibrium calculations to assess rates of change in terms of $\partial C_T / \partial p\text{CO}_2$ and $\partial[H^+] / \partial p\text{CO}_2$ (Fig. 3.15). Those were computed from analytical expressions for buffer factors (Egleston et al., 2010), corrected by Orr (2011). Both quantities change over the observed west–east gradient of the Mediterranean’s surface alkalinity (2380 to 2650 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) when temperature and salinity are each held at their western minimum values.

Our equilibrium thermodynamic equilibrium calculations of the rate of change of the Mediterranean’s surface C_T confirm results from our sensitivity tests : the west–east increase in alkalinity, by itself, increases $\partial C_T / \partial p\text{CO}_2$ by 12 % (Fig 3.15b), corresponding to the equivalent west–east change in anthropogenic C_T (Fig 3.15d). For the corresponding rate of acidification, the west–east increase in alkalinity, by itself, reduces $\partial[H^+] / \partial p\text{CO}_2$ by 8 % (Fig 3.15a), similar to what was found by Alvarez et al. (2014). Adding in the effect of the west–east temperature increase (6°C during summer) reduces the $\partial[H^+] / \partial p\text{CO}_2$ by another 0.5 % (i.e., for the east relative to the west). But the temperature reduction in $\partial[H^+] / \partial p\text{CO}_2$ is compensated for by the west–east increase in salinity (3 units on the practical salinity scale) during summer. For comparison, there is a 2 % decrease in $\partial[H^+] / \partial p\text{CO}_2$ as atmospheric $x\text{CO}_2$ increases from 280 to 385 ppm and another 4 % decrease when atmospheric $x\text{CO}_2$ increases further to 850 ppm. The resulting west–east difference in $[H^+]$ decreases by 10.5 % between 1765 and 2008 (Fig 3.15c). These equilibrium calculations highlight the alkalinity effect on Mediterranean anthropogenic acidification. They confirm the Mediterranean Sea’s higher δC_T uptake and its lower $[H^+]$ increase, relative to the global ocean average, both due to its higher alkalinity.

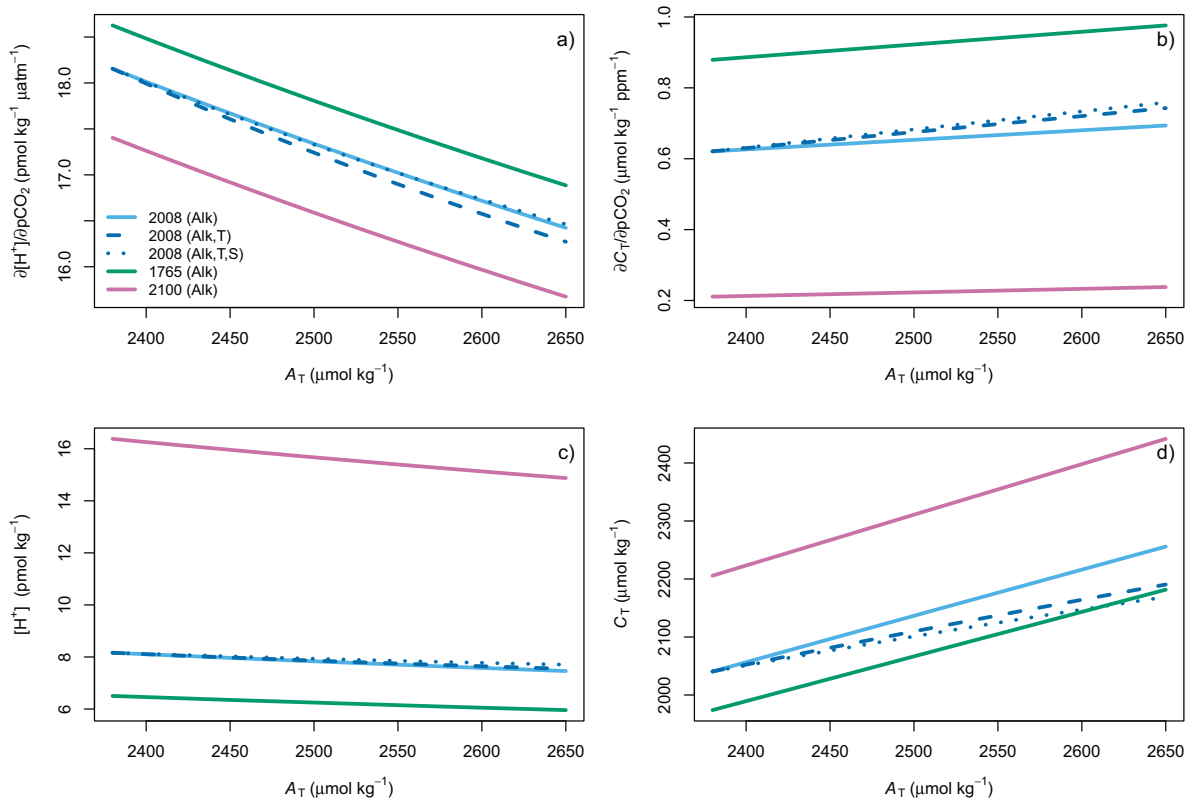


FIGURE 3.15 – (a) Acidification rate ($\partial[H^+]/\partial p\text{CO}_2$, in $\text{pmol kg}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}$); (b) rate of change of total carbon ($\partial C_T/\partial p\text{CO}_2$, in $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{ppm}^{-1}$); (c) surface H^+ ion concentration (pmol kg^{-1}); and (d) C_T ($\mu\text{mol kg}^{-1}$), as a function of the Mediterranean's range of total alkalinity (2380 to 2650 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) for 3 different atmospheric $p\text{CO}_2$ levels in 1765 (280 ppm, solid green line), 2008 (385 ppm, solid light-blue line) and 2100 (850 ppm, solid purple line). Also shown for year 2008 are effects from varying temperature (dashed blue) and temperature and salinity (dotted blue) over the observed west-to-east range.

The model's surface acidification rates (Fig. 3.16) are slightly less intense, because it does not make the simplification that atmospheric and oceanic $p\text{CO}_2$ are identical, as in the equilibrium calculations. The acidification rate is 8% lower in MED ($\sim 17.5 \text{ pmol kg}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}$ in 2001) than it is in GLO ($\sim 19.1 \text{ pmol kg}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}$ in 2001). In VAR, the $\partial[\text{H}^+]/\partial p\text{CO}_2$ decreases by 8% in 2001 when moving from west to east (from ~ 18.5 to $\sim 17 \text{ pmol kg}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}$). That modeled west–east gradient is much like that found with the thermodynamic calculations, but curves are displaced downwards by 0.3 units.

Anthropogenic carbon is already present in substantial quantities throughout the deep Mediterranean Sea (Fig. 3.11). Hence the anthropogenic decline in pH also affects the entire water column. [Touratier and Goyet \(2011\)](#) found that the anthropogenic pH change in some Mediterranean bottom waters has already reached values of up to -0.12 , higher even than at the surface. However, they deduce those high values from data-based estimates of δC_T using the TrOCA approach, which overestimates actual values, particularly at depth (see Sects. 3.2.3 and 3.2.6). To estimate subsurface anthropogenic changes in pH, we used a simple three-step method : (1) we used discrete measurements of C_T , total alkalinity, and phosphate and silicate concentrations on the 2001 Meteor M51/2 cruise to compute a modern reference pH using seacarb; (2) we subsampled the MED model at the same time, positions, and depths to get corresponding simulated δC_T ; and (3) we subtracted the latter from the modern measurements of C_T to get preindustrial C_T , using that along with the measured values of other input variables (assuming they had not changed) to compute a preindustrial pH. We then compared that model-derived change in pH ($\delta\text{pH}_{\text{model}}$) to the data-based TTD estimates ($\delta\text{pH}_{\text{TTD}}$) calculated in the same fashion, i.e., using TTD δC_T instead of modeled δC_T in the computation sequence (Fig. 3.17). The resulting anthropogenic change in surface pH ranges from -0.08 to -0.10 units. Below the surface, $\delta\text{pH}_{\text{model}}$ gradually becomes less intense until reaching the bottom, where it ranges from -0.005 pH units in the Ionian sub-basin to -0.03 in the Crete Passage. Yet those changes must be underestimates given the model's poor ventilation of deep waters based on the CFC-12 evaluation (Sect. 3.2.5). The data-based change in $\delta\text{pH}_{\text{TTD}}$ exhibits its weakest magnitude (-0.035 pH units) between 1000 and 1500 m in the Levantine sub-basin, where the TTD data-based δC_T is at a minimum. Deeper down, $\delta\text{pH}_{\text{TTD}}$ increases in magnitude, reaching up to -0.06 pH units in the bottom waters of the Ionian sub-basin.

As the model results and the TTD data-based approach provide lower and upper limits for the actual changes in deep-water δC_T , it follows that they also provide bounds for the anthropogenic change in pH. The actual change in bottom water pH in the eastern basin thus lies between -0.005 and -0.06 units.

~ * * ★ * * ~

3.2.7 conclusions

A first simulation of anthropogenic carbon in the Mediterranean Sea suggests that it accumulated 1.0 Pg C between 1800 and 2001. That estimate provides a lower limit based on comparison of observed vs. simulated CFC-12 in the same model, which reveals that modeled deep waters are poorly ventilated. Furthermore, we demonstrate that a previous data-based estimate of 1.7 Pg C ([Schneider et al., 2010](#)) is an upper limit after testing the associated TTD approach in our model. In 2001 in the reference model, a total of 1.5 Pg C of anthropogenic carbon had entered the Mediterranean Sea with 52% from the air–sea flux and 48% from Atlantic Water inflow; however, 31% of that total had also left via the deep Mediterranean Outflow Water. Out of the net accumulation of 1.0 Pg C, 75% comes from the air–sea flux and 25% from net transfer across the Strait of Gibraltar. The rate of net exchange across that strait to the Mediterranean is from 3.5 to 4.7 Tg C yr⁻¹ in 2001 and from 3.7 to 5.5 Tg C yr⁻¹ in 2005–2007, based on the model and TTD results.

Our estimates of anthropogenic carbon also allow us to assess anthropogenic changes in pH. Although the 10% higher mean total alkalinity of the Mediterranean Sea is responsible for a 10% increase in anthropogenic carbon inventory, that does not significantly affect the anthropogenic change in surface pH. The average surface pH change is -0.08 units for both the Mediterranean Sea and the global ocean. Deep waters of the Mediterranean Sea exhibit a larger anthropogenic change in pH than typical global ocean deep waters because ventilation times are faster. In 2001, the δpH in Mediterranean Sea bottom waters is estimated to lie between -0.005 and -0.06 units based on our limits from simulated and TTD data-based δC_T . These findings do not support previous conclusions that the anthropogenic change in the pH of Mediterranean deep waters is as high as -0.12 units, which is more intense even than the surface change ([Touratier and Goyet, 2009, 2011](#)). Furthermore, those previous findings rely on the TrOCA data-

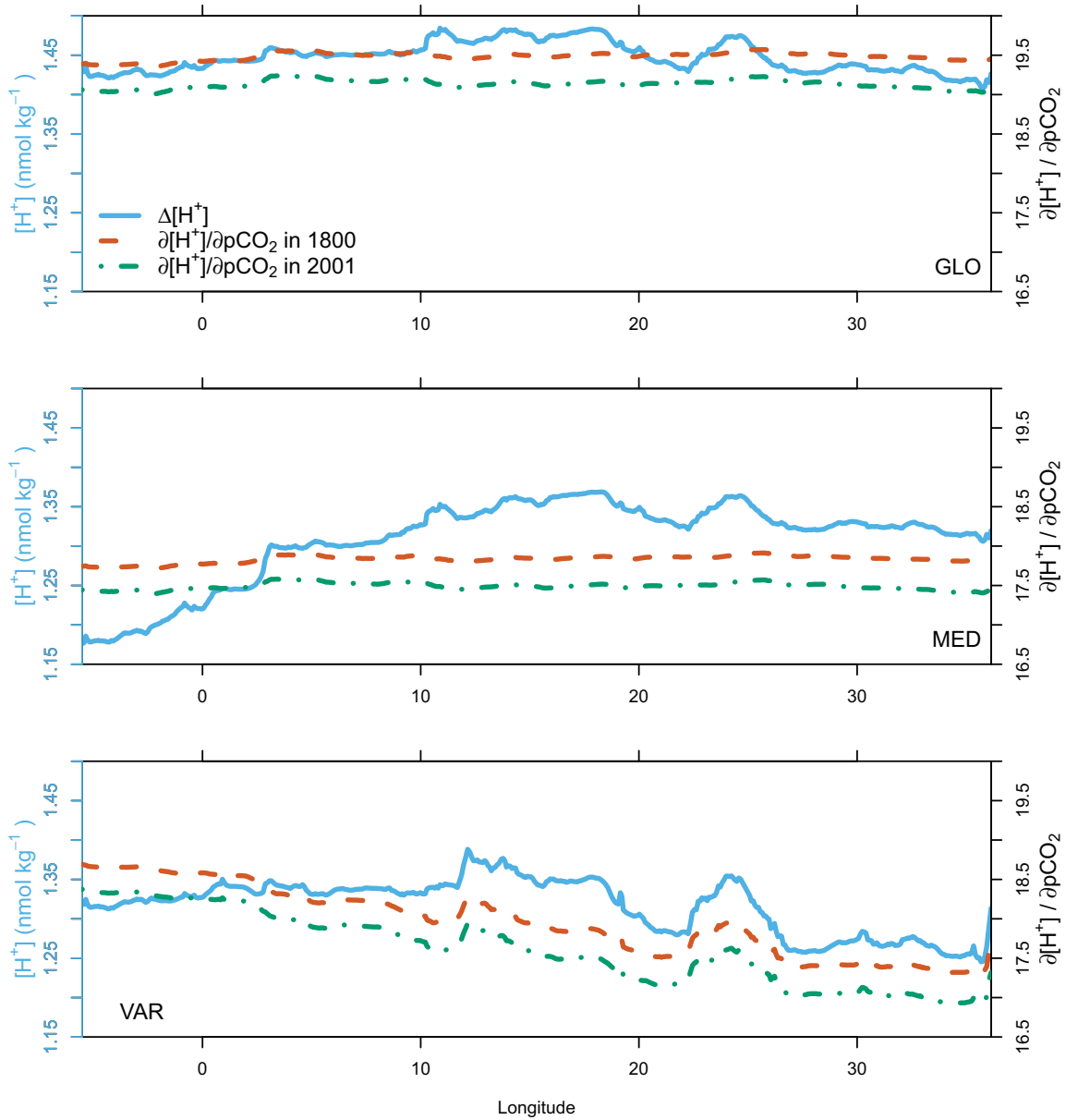


FIGURE 3.16 – Meridional mean of the simulated surface acidification rate $\partial[H^+]/\partial pCO_2$ ($\mu mol kg^{-1} \mu atm^{-1}$) in 1800 (dashed orange) and in 2001 (dashed-dotted green) across the Mediterranean Sea. Also shown is the corresponding simulated $[H^+]$ change between 1800 and 2001 in $nmol kg^{-1}$ (solid light blue). Meridional means are computed using grid cells with salinities above 32 to avoid biases near river mouths.

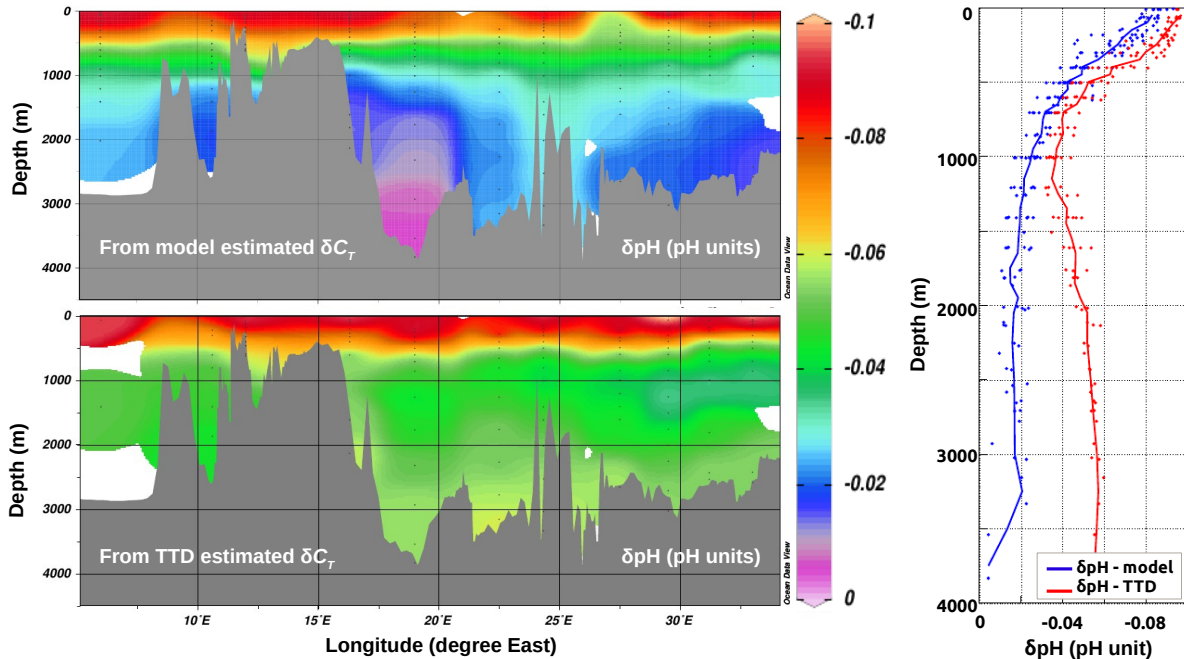


FIGURE 3.17 – Mediterranean δpH along the METEOR M51/2 section calculated with δC_T from the MED simulation (top left) and from the TTD data-based estimates from [Schneider et al. \(2010\)](#) (bottom left). Also shown are the same results but as mean vertical profiles averaged along the section (right).

based estimates of δC_T , which are much larger than the TTD data-based estimates, shown in Sect. 3.2.6 to be already an upper limit.

Future studies that include the full natural carbon cycle and the effects of climate change are needed to confirm these results and predict future changes while weighing geochemical vs. climate factors. Improved assessment of local changes along coastlines will require improved boundary conditions, particularly for riverine and groundwater discharge of nutrients, carbon, and total alkalinity, combined with developments to improve coastal aspects of the physical and biogeochemical models.

3.2.8 acknowledgements

We thank Samar Khatiwala for providing his data-based estimates for anthropogenic carbon, which we used as a lateral boundary condition for the Atlantic portion of our model domain. We thank Météo-France/CNRM and in particular Michel Déqué and Florence Sevault for running and providing the ARPERA data set. We also thank Marte Álvarez and an anonymous referee for their insightful reviews, which have helped to improve this manuscript. This work was supported by the French SiMED project (Mercator Ocean), the MORCE and MED-ICCBIO projects (GIS), the EU FP7 project MedSeA (grant 265103), and the French ANR project MACROES (MACROscope for Oceanic Earth System ANR-09-CEP-003). This work is a contribution to the HyMeX and MERMEX programs, and access was granted to the HPC resources of IDRIS (Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique) of the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) under allocations for years 2010, 2011, and 2012 (project 1010227) made by Grand Equipement National de Calcul Intensif (GENCI).

Edited by : J.-P. Gattuso

3.3 Conclusion.

Cette première simulation de l'invasion du carbone anthropique en mer Méditerranée, nous a permis de mieux contraindre les estimations du stock, des flux de carbone anthropique en Méditerranée, ainsi que celles de l'impact sur l'acidification des masses d'eau. Nous avons ainsi pu estimer que :

- Entre 1800 et 2001, la quantité de carbone accumulée en mer Méditerranée est comprise entre 1 et 1,7 Pg-C. La limite basse, 1 Pg-C provient du modèle. L'évaluation des CFC-12 ayant mis en évidence une ventilation trop faible des eaux profondes, la quantité de carbone anthropique exportée est donc sous-estimée par le modèle, ce qui nous permet de considérer l'estimation du modèle comme une limite inférieure. La limite haute, 1,7 Pg-C provient de la méthode TTD (Schneider et al., 2010). En effet, l'évaluation de cette méthode au sein du modèle a montré une surestimation de la quantité de carbone anthropique par cette méthode. Les estimations de la Méthode TrOCA (Touratier and Goyet, 2009, 2011), étant, en mer Méditerranée, supérieures à celles de la Méthode TTD, sont au-delà de l'intervalle défini dans cette étude.
- Les estimations du modèle en 2001 indiquent qu'un total de 1,5 Pg-C serait entré en mer Méditerranée, dont 52% via les flux air-mer, et 48% transportés par les eaux atlantiques à Gibraltar. Cependant, 31% de ces 1,5 Pg-C sont ressorties avec les eaux méditerranéennes sortantes à Gibraltar. Au total, en considérant le bilan net de 1 Pg-C, 75% du carbone anthropique proviendrait des flux air-mer, et 25% du flux net à Gibraltar.
- Les flux moyens de carbone anthropique échangés au détroit de Gibraltar, sont estimés entre 3,5 et 4,7 Tg-C an⁻¹ en 2001 et entre 3,7 et 5,5 Tg-C an⁻¹ en 2005, entrant en Méditerranée, estimés par le modèle et par la méthode TTD.
- Un test de sensibilité a permis d'évaluer à +10% la quantité de carbone anthropique absorbée en plus en Méditerranée, en raison de sa plus forte alcalinité de surface (+10%).
- Notre étude montre que le changement de pH obtenu dans les eaux de surface méditerranéennes, -0,08 unité pH, correspond très exactement aux changements estimés dans l'Océan Global.
- Dans les eaux profondes, cependant, le changement de pH est plus rapide que dans l'Océan Global, à cause de la ventilation des eaux profondes, beaucoup plus rapide en mer Méditerranée. Ce changement est estimé dans notre étude entre -0,005 et -0,06 unité pH, ce qui est en contradiction avec les précédentes estimations obtenues avec la méthode TrOCA, qui indiquent un changement de pH de l'ordre de -0,12, soit un changement plus fort qu'en surface (Touratier and Goyet, 2009, 2011).
- La prochaine étape de cette étude sera d'inclure le cycle naturel du carbone, et les rétroactions induites par le changement climatique, afin de confirmer les résultats de cette étude sur la période actuelle, estimer les changements futurs, et de pouvoir déconvoluer les rôles respectifs du carbone anthropique et des modifications climatiques dans ces changements. Ce travail fait l'objet d'une étude dans la continuité de mon travail avec PISCES. Dans cette étude Le Vu et al. (in prep.) utilise la configuration NEMO-MED8 (1/8°) développée au CNRM, avec la version Méditerranéenne de PISCES (voir chapitre suivant), depuis la période "pré-industrielle" (1850), jusqu'au siècle prochain (2100), avec le scénario A2 (Somot et al., 2006).

Chapitre 4

Modélisation de la biogéochimie.

*J'ai déserté les crasses
Qui m'disaient "Soit prudent"
La mer c'est dégueulasse
Les poissons baisent dedans*


*Dès que le vent soufflera
Je repartira
Dès que les vents tourneront
Nous nous en allerons
TataTaan !!"*

Renaud

C'est pas l'Homme qui prend la Mer.

4.1 Présentation du modèle PISCES.

4.1.1 Introduction.

 A modélisation de la biogéochimie marine en mer Méditerranée a été effectuée dans notre étude, avec le modèle PISCES (Aumont and Bopp, 2006). Ce modèle est un modèle biogéochimique, qui reproduit l'évolution du cycle du carbone et des principaux nutritifs, à travers leurs interactions avec les échelons trophiques inférieurs (phytoplancton, zooplancton), en fonction des conditions ambiantes (température, salinité, luminosité), et de la circulation de l'océan obtenue grâce au couplage de PISCES avec un modèle de circulation tel que NEMO ou ROMS. Ce modèle a été développé de manière à pouvoir être utilisé autant dans des simulations à l'échelle globale (Bopp et al., 2005; Aumont and Bopp, 2006; Séférian et al., 2013), que régionale, avec par exemple sa configuration régionale sur l'Océan Indien (Resplandy et al., 2009; Koné et al., 2009; Resplandy et al., 2011). De même, le spectre couvert par PISCES est suffisamment large pour couvrir des analyses allant de la biogéochimie marine actuelle (Bopp et al., 2005; Aumont and Bopp, 2006; Séférian et al., 2013), aux projections climatiques du siècle prochain (Bopp et al., 2013; Séférian et al., 2012), en passant par les paléo-climats (Mariotti et al., 2012).

4.1.2 Développement du modèle.

Pour bien comprendre le modèle PISCES, il faut le replacer dans l'historique des modèles océaniques couplés physique - biogéochimie marine, à l'échelle globale (figure 4.1). Les premiers modèles de biogéochimie marine étaient des modèles basés uniquement sur l'échange de CO₂ avec l'atmosphère, et l'export de matière hors de la zone euphotique (par exemple, le modèle HAMOCC3; Maier-Reimer (1993)). Le but recherché avec ce genre de modèle, était de calculer la masse de carbone exportée dans les couches profondes de l'Océan. Pour cela, le modèle ne représentait de manière explicite qu'un seul sel nutritif, en général le phosphate (P), moins complexe à modéliser, à l'aide d'une équation reliant l'export de carbone à la concentration de P, en fonction de la température (T) et de la profondeur de la couche de mélange (MLD). La biologie est donc implicitement représentée dans son ensemble par une équation très simple.

Dans un deuxième temps, il a paru nécessaire d'explicitier un peu plus les différentes étapes du cycle du carbone, en rajoutant de façon explicite, mais très simple, la biologie présente entre les sels nutritifs et la matière exportée. C'est ainsi que sont nés les modèles dit NPZD (Nutriments, Phytoplancton, Zooplancton, Détritiques; Aumont (1998)). Dans ce type de modèle, les nutriments sont en général représentés par les sels nutritifs azotés (nitrates/ammonium). Phyto et zooplancton sont représentés chacun par une variable, et enfin sont aussi représentés les détritiques, ou matière organique, qui sont exportés en profondeur. La répartition des nutriments et la variabilité saisonnière des caractéristiques biogéochimiques sont alors mieux représentées dans les modèles NPZD (Fasham et al., 1990).

Mais une évolution est encore nécessaire afin de prendre en compte certains mécanismes importants. Une différenciation en grandes fonctions biogéochimiques, faite par classes de tailles, pour phyto et zooplancton, correspondants aux principaux groupes de planctons (PFT pour *plankton functional types*; Le Quere et al. (2005)) est implémentée dans le modèle (Aumont et al., 2002). Ces PFT rassemblent les principales caractéristiques connues du plancton, nécessaires à la bonne reproduction des différents régimes trophiques, et cycles biogéochimiques, afin d'obtenir une estimation de l'export de carbone toujours plus réaliste. De plus, la prise en compte de la limitation de nouveaux éléments, tel que le fer (Fe), est ajoutée au modèle, pour arriver à modéliser les spécificités biogéochimiques de zones caractéristiques, comme les zones dites HNLC, pour "*High Nutrient - Low Chlorophyll*" (Bopp et al., 2005; Aumont and Bopp, 2006). Le modèle est donc complexifié, de façon à prendre en compte les principaux processus biogéochimiques, tout en restant un modèle assez simple et généraliste. C'est ainsi qu'est né PISCES.

On comprend donc que la philosophie de PISCES n'est pas de reproduire tous les processus biogéochimiques, à l'instar, par exemple, du modèle ECO3M (autre modèle utilisé pour modéliser la biogéochimie en Méditerranée; Baklouti et al. (2006a,b) qui essaie de reproduire, de manière aussi complète que possible, la physiobiologie du plancton à l'échelle de la cellule). Le principe de PISCES est d'arriver à reproduire de façon correcte le cycle du carbone, c'est-à-dire la production primaire, avec prise en compte de sa variabilité spatiale, saisonnière, et inter-annuelle; les différentes réserves de nutriments (NO₃, PO₄, Si,

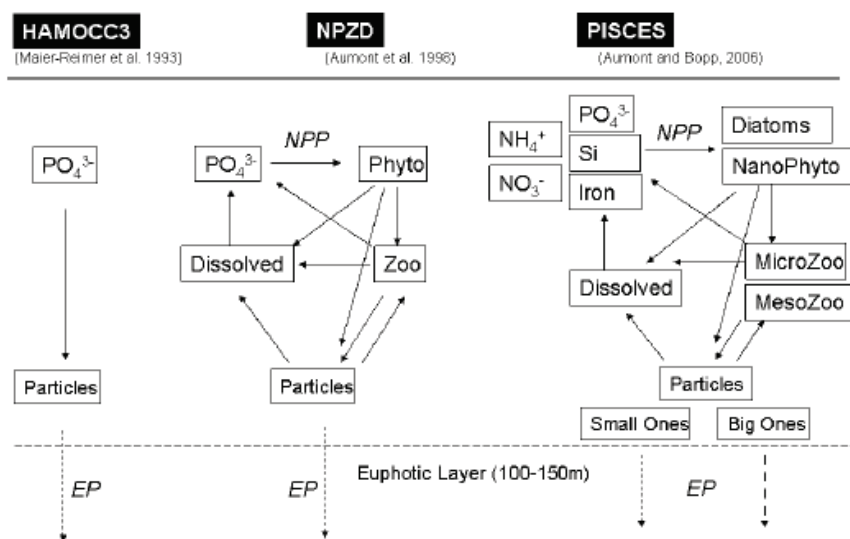


FIGURE 4.1 – Évolution de la représentation de l'écosystème océanique dans les modèles HAMOCC3, NPZD, et PISCES. Tiré de Bopp (2011).

Fe, C), ainsi que leurs différentes phases : inorganique et organique, dissoute et particulaire. Ainsi, un export de carbone aussi réaliste que possible est obtenu.

4.1.3 Principales caractéristiques.

PISCES comprend un total de 24 compartiments reliés entre eux par différents processus présentés dans la figure 4.2. De ces 24 compartiments, 4 représentent le vivant : 2 phytoplanctons et 2 zooplanctons, avec 2 tailles différentes, une grande et une petite, pour chaque. Pour le phytoplancton sont respectivement représentés le nano/pico-phytoplancton (petit) et le micro-phytoplancton (grand) sous la forme de diatomées ; pour le zooplancton, le micro-zooplancton (petit) et le méso-zooplancton (grand). Trois compartiments représentent la matière organique ou détritits. Un compartiment pour le carbone organique dissous (DOC) et 2 pour le carbone organique particulaire (POC), différenciés selon leur taille : les petites (POC_s) et les grosses (POC_b) particules. Enfin, le modèle représente deux groupes de particules inorganiques : la silice biogénique (BSi) et la calcite ($CaCO_3$).

Le phytoplancton est modélisé à partir des variables pronostiques : carbone organique (ou biomasse totale), fer (Fe), Chlorophylle-a (Chl), et l'acide silicique (Si, uniquement pour les diatomées). Le zooplankton, est uniquement modélisé à partir du carbone organique, en faisant l'hypothèse d'un rapport constant entre C et Fe .

Dans la matière organique, N, P et C évoluent en même temps, étant contraint par le rapport de Redfield (Redfield et al., 1963) rapport O/C/N/P, imposé et non variable, égal à 172/122/16/1 dans PISCES.

4.1.4 Équations de PISCES.

Une partie de notre étude consiste à adapter les paramètres de PISCES à la Méditerranée, notamment à l'aide d'une méthode d'optimisation (voir section 4.2.1). Pour bien comprendre quels paramètres ont été modifiés, comment et où ils interviennent, le système d'équations et les paramètres qui régissent le modèle sont présentés, de façon non exhaustive, mais détaillée. Les personnes désirant une description complète de cette version de PISCES (version 3.2) peuvent se référer aux suppléments de Aumont and Bopp (2006) : <http://onlinelibrary.wiley.com/store/10.1029/2005GB002591/asset/>

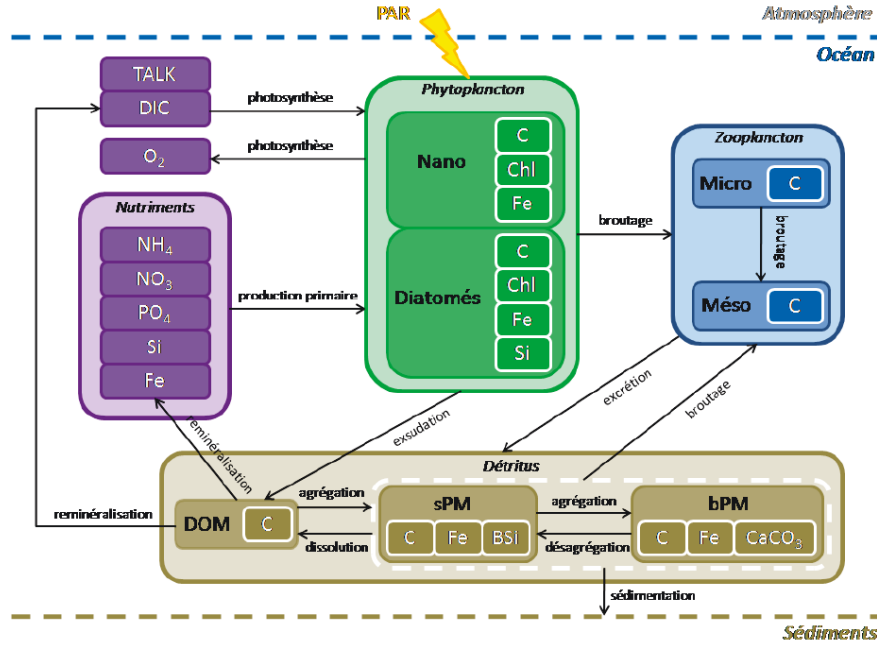


FIGURE 4.2 – Schéma conceptuel de tous les différents groupes représentés dans PISCES, et de leurs interactions. Tirée de la thèse de Dufour (2011)

supinfo/gbc1276-sup-0003-txts01.pdf?v=1&s=9848886b5f112c1a04226b94e5c634e871a57dd3 (une version plus récente de PISCES est actuellement en révision (Aumont et al., 2015)).

Cette description commence par l'équation qui représente l'évolution du phytoplancton, ces micro-organismes autotrophes à la base de la chaîne trophique :

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = \underbrace{(1 - \delta^\varphi) \mu^\varphi \varphi}_{\text{Production}} - \underbrace{m^\varphi \frac{\varphi}{K_\varphi + \varphi} \varphi - w^\varphi \varphi^2}_{\text{Mortalité}} - \underbrace{\sum_{\chi=Z,M} g^\chi(\varphi) \varphi}_{\text{Broutage}} \quad (4.1)$$

L'équation est valable pour les 2 types de phytoplancton définis dans PISCES, avec φ , la biomasse totale du nano/pico-phytoplancton ($\varphi = P$) ou des diatomées ($\varphi = D$). Cette équation traduit l'évolution de la biomasse phytoplanctonique en fonction de la production de phytoplancton, de sa mortalité, et de son broutage par le zooplancton : le micro-zooplancton ($\chi = Z$) et le méso-zooplancton ($\chi = M$). Le paramètre δ^φ , dans le terme de production, représente l'exsudation du phytoplancton considéré, m^φ son taux de mortalité, K_φ sa constante de demi-saturation pour la mortalité, w^φ sa vitesse quadratique de mortalité, et g^χ sa fonction de broutage par le micro et le méso-zooplancton.

μ^φ , la fonction de production du phytoplancton, est exprimée comme une limitation de la croissance du phytoplancton considéré, en fonction de la disponibilité en nutriments, de la luminosité, et de la température (T) :

$$\mu^\varphi = \mu_\varphi(T) \left(1 - e^{\left(\frac{-\alpha^\varphi (\frac{Chl}{\varphi})^\varphi PAR}{\mu_\varphi L_{lim}^\varphi}\right)}\right) L_{lim}^\varphi, \quad (4.2)$$

où μ_φ est la croissance maximale du phytoplancton φ en fonction de la température, α^φ est la pente à l'origine de la courbe de photosynthèse de φ en fonction de l'irradiance. Le PAR (Photosynthetically Active Radiation) est la part de la radiation solaire disponible pour la photosynthèse. Enfin L_{lim}^φ est le terme de limitation de φ en fonction de la disponibilité en nutriments. Les nutriments pouvant être limitants varient en fonction du phytoplancton, le nano-phytoplancton peut être limité en PO_4 , $NO_3 - NH_4$, et en Fe ; tandis que les diatomées pourront en plus être limitées par l'acide silicique (Si) :

$$\begin{aligned} L_{lim}^P &= \min(L_{PO_4}^P, L_{Fe}^P, L_{NO_3}^P + L_{NH_4}^P) \\ L_{lim}^D &= \min(L_{PO_4}^D, L_{Fe}^D, L_{NO_3}^D + L_{NH_4}^D, L_{Si}^D) \end{aligned} \quad (4.3)$$

où, pour φ pouvant prendre les valeurs de P (nano/pico-phytoplancton) ou D (diatomée) :

$$\begin{aligned}
 L_{PO_4}^\varphi &= \frac{PO_4}{K_{PO_4}^\varphi + PO_4} \\
 L_{Fe}^\varphi &= \frac{Fe}{K_{Fe}^\varphi + Fe} \\
 L_{NO_3}^\varphi &= \frac{K_{NH_4}^\varphi NO_3}{K_{NO_3}^\varphi K_{NH_4}^\varphi + K_{NH_4}^\varphi NO_3 + K_{NO_3}^\varphi NH_4} \\
 L_{NH_4}^\varphi &= \frac{K_{NO_3}^\varphi NH_4}{K_{NO_3}^\varphi K_{NH_4}^\varphi + K_{NH_4}^\varphi NO_3 + K_{NO_3}^\varphi NH_4} \\
 L_{Si}^D &= \frac{Si}{K_{Si}^D + Si}
 \end{aligned} \tag{4.4}$$

La chlorophylle (Chl) produite par chaque classe de phytoplancton, évolue conjointement avec la biomasse du phytoplancton, et est paramétrée dans cette version de PISCES suivant le modèle photo-adaptatif de Geider et al. (1997) :

$$\frac{\partial \varphi^{Chl}}{\partial t} = \rho_{Chl}^\varphi (1 - \delta^\varphi) \mu^\varphi \varphi - m^\varphi \frac{\varphi}{K_\varphi + \varphi} \varphi^{Chl} - w_\varphi^{Chl} \varphi^{Chl} - \sum_{\chi=Z,M} g^\chi(\varphi) \theta_{Chl,m}^\varphi \chi, \tag{4.5}$$

avec $\theta_{Chl,m}^\varphi$ le maximum du rapport $\frac{Chl}{Carbone}$ propre à chacune des classes de phytoplancton, et ρ_{Chl}^φ représente le rapport $\frac{Chl}{Carbone}$ maximum, modulé par le rapport entre le rapport de la vitesse de photosynthèse effective, et la vitesse de photosynthèse potentielle maximale, tel que défini par Geider et al. (1997) :

$$\rho_{Chl}^\varphi = \theta_{Chl,m}^\varphi \frac{144 \mu^\varphi \varphi}{\alpha^\varphi PAR \varphi^{Chl}} \tag{4.6}$$

Ici, 144 représente la masse molaire du carbone au carré, et est utilisé pour la conversion du mol en mg de chlorophylle (l'unité standard de la chlorophylle étant généralement mg-Chl m^{-3}).

Le zooplancton va pouvoir évoluer en fonction de la disponibilité en phytoplancton, dont il se nourrit :

$$\frac{\partial \chi}{\partial t} = \underbrace{e^\chi \sum_{\zeta} (g^\chi(\zeta)) \chi}_{\text{Broutage}} - \underbrace{r^\chi \frac{\chi}{K_\chi + \chi} \chi}_{\text{Excretion}} - \underbrace{m^M M^2}_{\text{Predation}}, \tag{4.7}$$

avec, comme précédemment, χ la biomasse totale du micro-zooplancton ($\chi = Z$), ou du méso-zooplancton ($\chi = M$). Le terme de broutage dépend de l'efficacité de croissance du zooplancton (e^χ), et de la somme de tout ce qui peut être ingéré par le zooplancton considéré : ζ , qui prend successivement les valeurs de nano-phyto (P), diatomée (D), et POC_s pour le micro-zooplancton, et de P, D, Z, POC_s et POC_b pour le méso-zooplancton.

$$\zeta = \begin{cases} P, D, POC_s & \text{si } \chi = Z \\ P, D, Z, POC_s, POC_b & \text{si } \chi = M \end{cases} \tag{4.8}$$

La fonction de broutage $g^\chi(\zeta)$ est proportionnelle au taux de broutage g^χ suivant la formulation de Fasham et al. (1993). r^χ est le taux d'excrétion du zooplancton. Enfin le terme de prédation, uniquement valable pour le méso-zooplancton, représente le prélèvement de méso-zooplancton par les échelons trophiques supérieurs (non résolus dans le modèle).

Les équations d'évolution des phyto et zoo-planctons étant décrites, nous allons maintenant présenter la manière dont PISCES gère la matière organique, en commençant par le Carbone Organique Dissous (DOC). La concentration en DOC résulte en partie de processus décrits précédemment pour les phyto et zoo-planctons. Les différentes quantités venant agréments le DOC sont : (1) tout ce qui est exsudé par le phytoplancton (δ^φ , équation 4.1); (2) la partie non particulaire ($1 - \epsilon^\chi$) de l'excrétion du zooplancton (terme avec r^χ de l'équation 4.9), l'autre partie sera du POC_s pour le micro-zooplancton (équation 4.13) ou du POC_b pour le méso-zooplancton (équation 4.14); (3) une partie de la matière broutée, qui n'est pas ingérée par le zooplancton (terme en e^χ , équation 4.9), et qui n'est pas non plus particulaire (terme en σ^Z équation 4.13 pour les petites particules et σ^M équation 4.14 pour les grosses particules). Ensuite, différentes interactions interviennent entre DIC, DOC, POC_s et POC_b . (4) Un terme source pour le DOC est le terme de dilution du petit POC (λ_{POC}^*). Les autres termes sont des puits : (5) la reminéralisation du DOC (λ_{DOC}^*), et (6) les flux d'agrégation du DOC en POC_s ($\Phi_{agg}^{DOC \rightarrow POC_s}$) et du DOC en POC_b ($\Phi_{agg}^{DOC \rightarrow POC_b}$). On obtient ainsi l'équation d'évolution du DOC :

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial DOC}{\partial t} = & \underbrace{\sum_{\varphi=P,D} (\delta^\varphi \mu^\varphi \varphi)}_{(1)} \\
 & + \underbrace{\sum_{\chi=Z,M} ((1 - \epsilon^\chi) r^\chi \frac{\chi}{K_\chi + \chi} \chi)}_{(2)} \\
 & + \underbrace{\sum_{\chi=Z,M} ((1 - \sigma^\chi - e^\chi) (1 - \gamma^\chi) \sum_{\zeta} (g^\chi(\zeta)) \chi)}_{(3)} \\
 & + \underbrace{\lambda_{POC}^* POC_s}_{(4)} \\
 & - \underbrace{\lambda_{DOC}^* DOC}_{(5)} \\
 & - \underbrace{\Phi_{agg}^{DOC \rightarrow POC_s} - \Phi_{agg}^{DOC \rightarrow POC_b}}_{(6)}
 \end{aligned} \tag{4.9}$$

La boucle microbienne n'étant pas explicitement présente dans le modèle, la reminéralisation de la matière organique est gérée par une paramétrisation du taux de reminéralisation du DOC, en fonction d'une estimation de la biomasse bactérienne (B) :

$$\lambda_{DOC}^* = \lambda_{DOC} L_{lim}^{bac} B \min(1, \frac{120}{z}), \tag{4.10}$$

où λ_{DOC}^* est le taux de reminéralisation du DOC; B, la biomasse bactérienne, est estimée comme suit :

$$B = 0,7 (Z + 2M), \tag{4.11}$$

et où L_{lim}^{bac} est le terme de limitation de l'activité bactérienne par la disponibilité en nutriments et en matière organique :

$$L_{lim}^{bac} = L_{lim}^B \frac{DOC}{K_{DOC}^{bac} + DOC} \tag{4.12}$$

La matière organique particulaire, est répartie entre grosses (POC_b) et petites (POC_s) particules. Dans un premier temps, nous allons retrouver comme nous l'avons déjà mentionné, (1) une fraction de ce qui est brouté mais pas ingéré (terme en σ^χ), et (2) une partie de ce qui est excrété (terme en r^χ) par

le zooplancton. Dans ces 2 premiers termes, les éléments provenant du microzooplancton alimentent le POC_s et ceux du mésozooplancton, le POC_b . Une autre source pour le POC correspond (3) aux restes du phytoplancton mort (terme en m^φ et w^φ). Les restes de tout le nano-phytoplancton non calcifiant ($1 - R_{CaCO_3}$) va dans le POC_s ((3a) équation 4.13). Dans la fraction calcifiante, on considère que la coquille représente 50% de la matière organique produite lors de la mort de ces planctons calcifiants. Or la calcite dont est faite cette coquille est bien plus dense que ne l'est généralement la matière organique. Une moitié du nanophytoplancton calcifiant mort ($0,5 R_{CaCO_3}$ dans l'équation 4.13 - (3a)) va donc agrémenter le POC_s , et l'autre moitié, plus lourde, le POC_b ((3b) équation 4.14). De même pour les diatomées, on considère que leur coquille siliceuse, plus dense, représente 50% de leur biomasse. La moitié des diatomées mortes (3c) va donc profiter au POC_s , et l'autre (3d) au POC_b . (4) La masse du petit et du gros POC va ensuite varier suivant le jeu des agrégations, désagrégations, et dissolutions ayant lieu entre DOC, POC_s , et POC_b . Une dernière source exclusive au POC_b est (5) l'apport de toute la matière organique du mésozooplancton ingéré par les échelons trophiques supérieurs ($m^M M^2$). Pour finir, il reste deux puits pour les deux tailles de POC : (6) une partie du POC est prélevée par le zooplancton, et enfin (7) une partie du POC est régulièrement exportée dans les couches inférieures, jusqu'à atteindre, pour la couche la plus profonde, les sédiments. On obtient les équations suivantes :

- pour le POC_s :

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial POC_s}{\partial t} = & \underbrace{\sigma^Z \sum_{\zeta} (g^Z(\zeta)) Z}_{(1)} - \underbrace{\sum_{\chi=Z,M} (g^\chi(POC_s) \chi)}_{(6)} + \underbrace{\epsilon^Z r^Z \frac{Z}{K_Z + Z} Z}_{(2)} \\
 & + \underbrace{(1 - 0,5 R_{CaCO_3}) (m^P \frac{P}{K_P + P} P + w_P^P P^2)}_{(3a)} \\
 & + \underbrace{0,5 m^D \frac{D}{K_D + D} D}_{(3c)} \\
 & - \underbrace{\lambda_{POC}^* POC_s + \Phi_{agg}^{DOC \rightarrow POC_s} - \Phi_{agg}^{POC_s \rightarrow POC_b}}_{(4)} \\
 & - \underbrace{w^{POC_s} \frac{\partial POC_s}{\partial z}}_{(7)}
 \end{aligned} \tag{4.13}$$

- et le POC_b :

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial POC_b}{\partial t} = & \underbrace{\sigma^M \sum_{\zeta} (g^M(\zeta))}_{\textcircled{1}} - \underbrace{g^M(POC_b) M}_{\textcircled{6}} + \underbrace{\epsilon^M r^M \frac{M}{K_M + M} M}_{\textcircled{2}} + \underbrace{m^M M^2}_{\textcircled{5}} \\
 & + \underbrace{0,5 R_{CaCO_3} (m^P \frac{P}{K_P + P} P + w_P^P P^2)}_{\textcircled{3b}} \\
 & + \underbrace{0,5 m^D \frac{D}{K_D + D} D + w_P^D D^2}_{\textcircled{3d}} \\
 & - \underbrace{\lambda_{POC}^* POC_b + \Phi_{agg}^{DOC \rightarrow POC_b} + \Phi_{agg}^{POC_s \rightarrow POC_b}}_{\textcircled{4}} \\
 & - \underbrace{w^{POC_b} \frac{\partial POC_b}{\partial z}}_{\textcircled{7}}
 \end{aligned} \tag{4.14}$$

D'autres particules, inorganiques, sont définies dans PISCES : Tout d'abord les particules de silice biogénique (BSi), produites à la mort des diatomées (termes en m^D et en w_P^D) et lors du broutage des diatomées par le zooplancton (terme en g^X) :

$$\frac{\partial BSi}{\partial t} = m^D \frac{D}{K^D + D} D^{Si} + w_P^D D D^{Si} + \left(\frac{D^{Si}}{D} \right) \left(\sum_{\chi=Z,M} g^X(D) \chi \right) - \lambda_{BSi}^* BSi - w^{POC_b} \frac{\partial BSi}{\partial z} \tag{4.15}$$

Les puits pour la silice biogénique sont : d'une part l'export de ces particules vers les couches plus profondes, jusque dans les sédiments (terme en $\frac{\partial BSi}{\partial z}$). BSi étant plus dense que la matière organique majoritairement présente dans le plancton, la chute de ces particules s'effectue à la même vitesse que le POC_b (w^{POC_b}); d'autre part la dissolution de la silice biogénique, s'effectue à un taux de dissolution λ_{BSi}^* fonction de la température, et de la saturation en silice :

$$\lambda_{BSi}^* = \lambda_{BSi} (0,225 (1 + \frac{T}{15}) Si_{sat} + 0,775 ((1 + \frac{T}{400})^4 Si_{sat})^9), \tag{4.16}$$

où

$$Si_{sat} = \frac{Si_{eq} - Si}{Si_{eq}}, \tag{4.17}$$

avec

$$Si_{eq} = 10^{6,44 - \frac{968}{T+273,15}}. \tag{4.18}$$

Dernier élément particulière, la calcite, produite par le phytoplancton calcifiant, est représentée de façon similaire à la silice biogénique. Les sources de calcite sont : la part calcaire du phytoplancton mort, et la moitié des coquilles calcaires de phytoplancton, ingérée par le zooplancton (l'autre moitié est considérée dissoute lors de la digestion). Enfin, il y a perte de $CaCO_3$ par dissolution (terme en $\lambda_{CaCO_3}^*$), et avec la chute ou l'export de ces particules :

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial CaCO_3}{\partial t} = & R_{CaCO_3} (0,5 (\sum_{\chi=Z,M} \sigma^X g^X(P) \chi) + m^P \frac{P}{K^P + P} P + w_P^P P^2) \\
 & - \lambda_{CaCO_3}^* CaCO_3 - w^{POC_b} \frac{\partial CaCO_3}{\partial z}
 \end{aligned} \tag{4.19}$$

La chimie des carbonates, n'est ni décrite ni discutée dans cette étude. Il n'est donc pas nécessaire de présenter les équations régissant ce système. Elle fait cependant l'objet d'une étude parallèle à celle-ci ([Le Vu et al., in prep.](#)), qui étudie l'acidification de la mer Méditerranée avec le modèle PISCES et les champs dynamique du modèle NEMO-MED8, dans le cadre du projet FP7 MedSea.

4.2 PISCES en Méditerranée.

De la même façon que les conditions initiales, les conditions aux limites et les forçages ont été adaptés afin d'obtenir une dynamique spécifique à la Méditerranée (voir la section 2.1.2), il est nécessaire de déterminer des conditions initiales, des conditions aux limites, d'utiliser des forçages spécifiques, et d'adapter les paramètres de PISCES pour représenter la biogéochimie de la mer Méditerranée.

4.2.1 Optimisation des paramètres pour la mer Méditerranée.

PISCES, comme nous l'avons dit dans la présentation du modèle, a été paramétré pour l'Océan Global. Ses paramètres ne sont donc pas les plus adaptés pour représenter la biogéochimie en mer Méditerranée, qui est une mer très oligotrophe, et où le rapport de Redfield est différent de l'Océan Global. Pour palier à ce problème, nous avons fait appel à la technique d'optimisation mise en place par Abdou Kane lors de sa thèse. Cette méthode consiste en une assimilation de données basée sur une approche variationnelle, utilisant la méthode de l'adjoint (Kane, 2010; Kane et al., 2011). Grâce à cette méthode, Kane et al. (2011) ont pu optimiser 45 paramètres du modèle PISCES (voir tableau 4.2).

Pour optimiser le modèle dans sa version utilisée sur l'Océan Global, Kane et al. (2011) ont assimilé les données mensuelles des stations fixes établies durant le projet JGOFS (Doney et al., 2001; Kleypas, 2001; Karl et al., 2003). En Méditerranée, PISCES a été optimisé avec les mesures de la station DYFAMED (DYNAMIQUE des Flux Atmosphériques en MEDiterranée; Marty et al. (2002); Marty and Chiavérini (2010)), station située en mer Ligure, dans le bassin occidental, à 43°25' N, 7°52'E, et qui représente la seule station fixe de la Méditerranée, où les données biogéochimiques sont régulièrement mesurées depuis plus de 20 ans (une description plus détaillée de la station est présentée section 4.4.5). L'optimisation des paramètres pour la mer Méditerranée, a été effectuée en assimilant les données de NO_3 , de Si , de POC et de Chl , mesurées sur les 300 premiers mètres de cette station. Notre jeu de paramètres méditerranéens (appelé **OPT** dans la suite, comme paramètres **opt**imisés) a donc été optimisé uniquement grâce aux données de DYFAMED.

Une vérification 1D de la distribution de chlorophylle réalisée par Kane (2010) (figure 4.3) montre une amélioration de la représentation de la chlorophylle avec les paramètres optimisés. Le maximum de chlorophylle de subsurface est moins profond et moins fort, ce qui est plus en accord avec les observations, que la distribution de chlorophylle obtenue à partir des paramètres standards de PISCES.

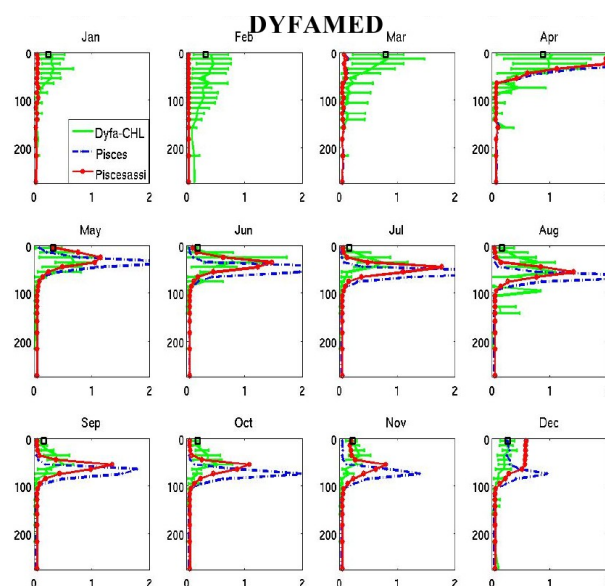


FIGURE 4.3 – Évaluation de la chlorophylle du modèle PISCES 1D, sur un profil vertical de 300 m à DYFAMED, comparant la version standard du modèle, en bleu; la version optimisée, en rouge (version antérieure de l'optimisation, n'optimisant que 16 paramètres); et les données climatiques de chlorophylle à DYFAMED, en vert. D'après Kane (2010).

TABLE 4.1 – Légende de la table de couleur utilisée dans le tableau 4.2

Différence
100% et +
80 -> 100%
60 -> 80%
40 -> 60%
20 -> 40%
0 -> 20%
-20 -> 0%
-40 -> -20%
-60 -> -40%
-80 -> -60%
-100 -> -80%

Les paramètres optimisés ainsi obtenus, apportent des modifications notables comparés aux paramètres standards du modèle (voir tableaux 4.1 et 4.2). Les modifications les plus importantes concernent :

- La production phytoplanctonique, qui est :
 - 1 - limitée dans sa croissance, pour le nano-phytoplancton (le P-I slope diminue de -86,55%), et par une mortalité accrue (taux de mortalité augmenté de 183,00% et 88,00% pour le nano-phyto et les diatomées respectivement).
 - 2 - contrainte par une plus forte prédation.

Même si on note une diminution de la consommation du mézo-zooplancton en général (la constante de demi-saturation de la consommation du mézo-zooplancton augmente de +55,00%), l'efficacité de croissance du zooplancton est plus forte (+91,21% et +60,61% pour le micro et le mézo-zooplancton respectivement), la capacité de consommation des micro-zooplanctons est plus forte (son taux maximal de consommation est augmenté de +47,50%), et la pression trophique du mézo-zooplancton sur le micro-zooplancton est diminuée (la préférence alimentaire du mézo-zoo pour le micro-zoo est diminuée de -43,90%).

Tout comme la réactivité du zooplancton face à une floraison de phytoplancton a été augmentée, le taux d'excrétion du zooplancton a été augmenté (+69,00% pour le micro-zoo et +95,40% pour le mézo-zooplancton). Ainsi la quantité de zooplancton diminue rapidement lorsque le phytoplancton diminue, ce qui évite que la quantité de phytoplancton ne devienne trop faible en dehors des périodes de floraison.
- Le taux de chlorophylle produite par le phytoplancton est augmenté (le rapport minimum Chl/C augmente respectivement de +48,48% et + 50,00% pour le nano-phytoplancton et les diatomées.
- La concentration en carbone organique dissous devrait être plus soutenue, grâce à une augmentation de la demi-constante de saturation de la reminéralisation du DOC de +54,2%.
- Enfin la dynamique des particules de carbone organique est modifiée, aboutissant à un résultat difficile à prévoir :

Les petites particules vont être reminéralisées sur une plus grande épaisseur d'eau, grâce à une vitesse de chute augmentée de +89%, et un taux de reminéralisation diminué de -62%. Les grosses particules au contraire, vont moins participer à l'export de matière dans les sédiments, leur vitesse de chute diminuant de -80%, permettant à une part plus importante de ces particules d'être reminéralisée.

4.2 PISCES en Méditerranée.

TABLE 4.2 – Comparaison des paramètres standards, et optimisés pour la Méditerranée (avec la méthode statistique de Kane (2010)) du modèle PISCES. Le nom des paramètres est celui de la "namelist" du modèle, suivi du sigle utilisé dans les équations de la section précédente, lorsque ceux-ci y ont été mentionnés. Le code couleur, utilisé pour mettre en valeur les différences, est expliqué dans le tableau 4.1.

Paramètre	Unité	Standard	Optimisé	Modificat ^o	Définition du paramètre
Biological parameters					
part	-	8,50E-01	-		Part of calcite not dissolved in guts
nrdtttrc	-	1,00E+00	-		Time step frequency for biology
wsbio - w^{POC_s}	m j ⁻¹	2,00E+00	3,78E+00	89,00%	POC sinking speed
xkmort - K_φ	mol-C l ⁻¹	1,00E-07	1,13E-07	13,00%	Half saturation constant for mortality
ferat3	-	3,00E-06	3,00E-06	0,00%	Fe/C in zooplankton
wsbio2 - w^{POC_b}	m j ⁻¹	5,00E+01	9,95E+00	-80,10%	Big particles sinking speed
Parameters for nutrient limitations					
conc0 - K_{PO4}^P	mol-C l ⁻¹	2,00E-06	2,00E-06	0,00%	Phosphate half saturation
conc1 - K_{PO4}^D	mol-C l ⁻¹	1,00E-05	1,03E-05	3,00%	Phosphate half saturation for diatoms
conc2 - K_{Fe}^P	mol-Fe l ⁻¹	2,00E-11	2,00E-11	0,00%	Iron half saturation for phyto
conc2m	mol-Fe l ⁻¹	8,00E-11	-		Max iron half saturation for phyto
conc3 - K_{Fe}^D	mol-Fe l ⁻¹	1,00E-10	9,64E-11	-3,60%	Iron half saturation for diatoms
conc3m	mol-Fe l ⁻¹	4,00E-10	-		Maxi iron half saturation for diatoms
concnh4 - K_{NH4}^P	mol-C l ⁻¹	1,00E-07	1,24E-07	24,00%	NH4 half saturation for phyto
concdnh4 - K_{NH4}^D	mol-C l ⁻¹	5,00E-07	4,98E-07	-0,40%	NH4 half saturation for diatoms
xksi1 - K_{Si}^D	mol-Si l ⁻¹	2,00E-06	1,55E-06	-22,50%	Half saturation constant for Si uptake
xksi2 - K_{Si}^2	mol-Si l ⁻¹	3,33E-06	3,33E-06	0,00%	Half saturation constant for Si/C
xkdoc - K_{DOC}^{bac}	mol-C l ⁻¹	4,17E-04	6,43E-04	54,20%	Half-saturation constant of DOC remineralization
caco3r	-	3,00E-01	3,00E-01	0,00%	rain ratio parameter
Parameters for phytoplankton growth					
pislope - α^P	(W m ⁻²) ⁻¹ j ⁻¹	4,00E+00	5,38E-01	-86,55%	P-I slope
pislope2 - α^D	(W m ⁻²) ⁻¹ j ⁻¹	4,00E+00	3,66E+00	-8,50%	P-I slope for diatoms
excret - δ^P	-	5,00E-02	4,71E-02	-5,80%	Exsudation ratio of phytoplankton
excret2 - δ^D	-	5,00E-02	4,65E-02	-7,00%	Exsudation ratio of diatoms
chlcnm - $\theta_{Chl,m}^P$	mg-Chl mg-C ⁻¹	3,30E-02	4,90E-02	48,48%	Maximum Chl/C in nanophytoplankton
chldm - $\theta_{Chl,m}^D$	mg-Chl mg-C ⁻¹	5,00E-02	7,50E-02	50,00%	Maximum Chl/C in diatoms
fecnm	mol-Fe mol-C ⁻¹	1,00E-05	1,00E-05	0,00%	Maximum Fe/C in nanophytoplankton
fecdm	mol-Fe mol-C ⁻¹	1,50E-05	1,50E-05	0,00%	Maximum Fe/C in diatoms
grosip	-	1,51E-01	2,70E-01	78,81%	Mean Si/C ratio
Parameters for phytoplankton sinks					
wchl - w^P	j ⁻¹ mol-C ⁻¹	1,00E-03	-		Quadratic mortality of phytoplankton
wchld - w^D	j ⁻¹ mol-C ⁻¹	2,00E-02	2,54E-02	27,00%	Maximum quadratic mortality of diatoms
mprat - m^P	j ⁻¹	1,00E-02	2,83E-02	183,00%	Phytoplankton mortality rate
mprat2 - m^D	j ⁻¹	1,00E-02	1,88E-02	88,00%	Diatoms mortality rate
mpratm	j ⁻¹	1,00E-02	-		Phytoplankton minimum mortality rate
Parameters for mesozooplankton					
grazrat2 - g^M	j ⁻¹	7,00E-01	8,84E-01	26,29%	Maximal mesozoo grazing rate
resrat2 - r^M	j ⁻¹	5,00E-03	9,77E-03	95,40%	Excretion rate of mesozooplankton
mzrat2 - m^M	(μ mol-C l ⁻¹) ⁻¹ j ⁻¹	3,00E-02	2,90E-02	-3,33%	Mesozooplankton mortality rate
xprefc	-	1,00E+00	1,25E+00	25,00%	Zoo preference for phyto
xprefp	-	2,00E-01	1,34E-01	-33,00%	Zoo preference for POC
xprefz	-	1,00E+00	5,61E-01	-43,90%	Zoo preference for zoo
xprefpoc	-	2,00E-01	1,70E-01	-15,00%	Zoo preference for poc
xkgraz2 - K_G^M	mol-C l ⁻¹	2,00E-05	3,10E-05	55,00%	Half sturation constant for meso .grazing
epsher2 - e^M	-	3,30E-01	5,30E-01	60,61%	Efficiency of Mesozoo growth
sigma2 - ϵ^M	-	6,00E-01	6,00E-01	0,00%	Fraction of mesozoo excretion as GOC
unass2	-	3,00E-01	3,32E-01	10,67%	Non assimilated fraction of P by mesozoo
grazflux	-	5,00E+03	-		Flux-feeding rate
Parameters for microzooplankton					
grazrat - g^Z	j ⁻¹	4,00E+00	5,90E+00	47,50%	Maximal zoo grazing rate
resrat - r^Z	j ⁻¹	3,00E-02	5,07E-02	69,00%	Excretion rate of zooplankton
mzrat - m^Z	(μ mol-C l ⁻¹) ⁻¹ j ⁻¹	0,00E+00	0,00E+00	-	Zooplankton mortality rate
xpref2c	-	0,00E+00	0,00E+00	-	Microzoo preference for POM
xpref2p	-	5,00E-01	4,31E-01	-13,80%	Microzoo preference for Nanophyto
xpref2d	-	5,00E-01	6,33E-01	26,60%	Microzoo preference for Diatoms
xkgraz - K_G^Z	mol-C l ⁻¹	2,00E-05	2,03E-05	1,50%	Half sturation constant for grazing
epsher - e^Z	-	3,30E-01	6,31E-01	91,21%	Efficiency of microzoo growth
sigma1 - ϵ^Z	-	6,00E-01	5,87E-01	-2,17%	Fraction of microzoo excretion as POC
unass	-	3,00E-01	2,73E-01	-9,00%	Non assimilated fraction of phyto by zoo
Parameters for remineralization					
xremik - λ_{DOC}	j ⁻¹	3,00E-01	3,03E-01	1,00%	Remineralization rate of DOC
xremip - λ_{POC}	j ⁻¹	2,50E-02	9,51E-03	-61,96%	Remineralisation rate of POC
nitrif	j ⁻¹	5,00E-02	4,82E-02	-3,60%	NH4 nitrification rate
xsirem - λ_{BSi}	j ⁻¹	1,50E-02	1,48E-02	-1,33%	Remineralization rate of Si
xlam1	j ⁻¹	5,00E-03	4,00E-03	-20,00%	Scavenging rate of Iron
oxymin	mol-O ₂ l ⁻¹	1,00E-06	1,00E-06	0,00%	Half-saturation constant for anoxia

4.2.2 Les conditions initiales.

L'initialisation des variables biogéochimiques dans le modèle a été réalisée de différentes manières, en fonction des données disponibles en mer Méditerranée, et dans la zone tampon dans l'Atlantique. Lorsque des climatologies étaient disponibles, nous les avons combinées de façon à couvrir toute la grille MED12, en utilisant les données de SeaDataNet (une climatologie basée sur les données existantes sur la Méditerranée, et interpolées sur une grille régulière; [Schaap and Lowry \(2010\)](#)), et Glodap (une climatologie du carbone océanique de l'Océan Global; [Key et al. \(2004\)](#)) ou World Ocean Atlas (WOA; [Garcia et al. \(2006a,b\)](#)) :

- NO_3 , PO_4 , O_2 , et Si, sont initialisés avec la climatologie de SeaDataNet pour les valeurs en Méditerranée, et la climatologie de WOA à l'Ouest de Gibraltar, dans la zone tampon. Les valeurs dans la Méditerranée sont des climatologies annuelles, qui ne seront lues qu'au premier pas de temps de la simulation, pour l'initialisation.
À l'Ouest de Gibraltar, en Atlantique, les profils des climatologies WOA, du point situé juste au large du détroit de Gibraltar, sont utilisés pour la climatologie de chacune de ces variables, et répartis dans toute la zone atlantique du modèle. La zone atlantique étant une zone de rappel (ou buffer-zone), les profils mensuels sont utilisés, qui serviront au cours de la simulation, pour contraindre les variables du modèle dans cette zone (voir section 4.2.3). Les valeurs utilisées pour initialiser ces 4 variables sont les valeurs du mois de janvier, mois durant lequel la simulation a débutée (voir section 4.3.1).
- Pour initialiser le Carbone Inorganique Dissous (DIC) dans la Méditerranée, nous avons utilisé les mesures de DIC réalisées lors de la mission BOUM (Biogeochemistry from Oligotrophic to Ultraoligotrophic Mediterranean) ([Moutin et al., 2012](#)), fournies par [Touratier et al. \(2012\)](#). Pour initialiser le DIC de notre modèle à l'aide de cette section, nous avons réuni les profils de la section par bassin (bassins Est et Ouest), et réalisé deux profils caractéristiques que nous avons appliqués/propagés sur l'intégralité des deux bassins respectifs, en effectuant un passage progressif d'un profil à l'autre au niveau du détroit de Sicile.
Dans la zone tampon, nous avons utilisé un profil de DIC de la climatologie Glodap, seulement disponible en moyenne annuelle, défini au même endroit que les profils WOA précédemment cités.
- En Méditerranée, le champ initial d'alcalinité (A_T) a été estimé à partir de la salinité (S) annuelle de SeaDataNet, grâce aux formules proposées par [Schneider et al. \(2007\)](#). [Schneider et al. \(2007\)](#) ont établi 2 formules : la première en surface, de 0 à 25m :

$$A_T = 73,7 S - 285,7, \quad (4.20)$$

la seconde à partir de 400 m de profondeur :

$$A_T = 84,7 S - 682,1 \quad (4.21)$$

Entre 25 et 400 m de fond, les valeurs d' A_T ont été linéairement interpolées.

En Atlantique, nous avons utilisé un profil annuel Glodap, exactement de la même façon que pour le DIC.

- En dernier lieu, nous avons initialisé la distribution de fer dissous (Fe). Aucune climatologie, ni section, des concentrations de fer en Méditerranée n'est pour l'instant (à priori) disponible. Nous avons donc construit une climatologie à partir des mesures disponibles dans la littérature. Dans la Méditerranée, nous avons utilisé les valeurs proposées par [Sarhou and Jeandel \(2001\)](#) et [Statham and Hart \(2005\)](#) : $1,7 \text{ nmol } kg^{-1}$ en surface ($< 100 \text{ m}$) et $0,5 \text{ nmol } kg^{-1}$ au fond ($> 200 \text{ m}$)
Ces valeurs ont été appliquées aux profondeurs adéquates, sur toute la Méditerranée. Entre 100 et 200 m, les deux valeurs ont été reliées linéairement. En Atlantique, nous avons utilisé les valeurs de [Morley et al. \(1997\)](#) : $0,81 \text{ nmol-Fe } l^{-1}$ en septembre et $0,93 \text{ nmol-Fe } l^{-1}$ en mars. Ces valeurs ont été interpolées linéairement pour obtenir des valeurs mensuelles dans la zone.

Pour finir, ces données ont été interpolées sur la grille MED12, en faisant attention de passer progressivement des valeurs atlantiques aux valeurs méditerranéennes. Cette transition a été réalisée en interpolant linéairement les concentrations, de $7,5^\circ \text{ W}$ à $5,5^\circ \text{ W}$. Les valeurs des climatologies ainsi créées ont ensuite

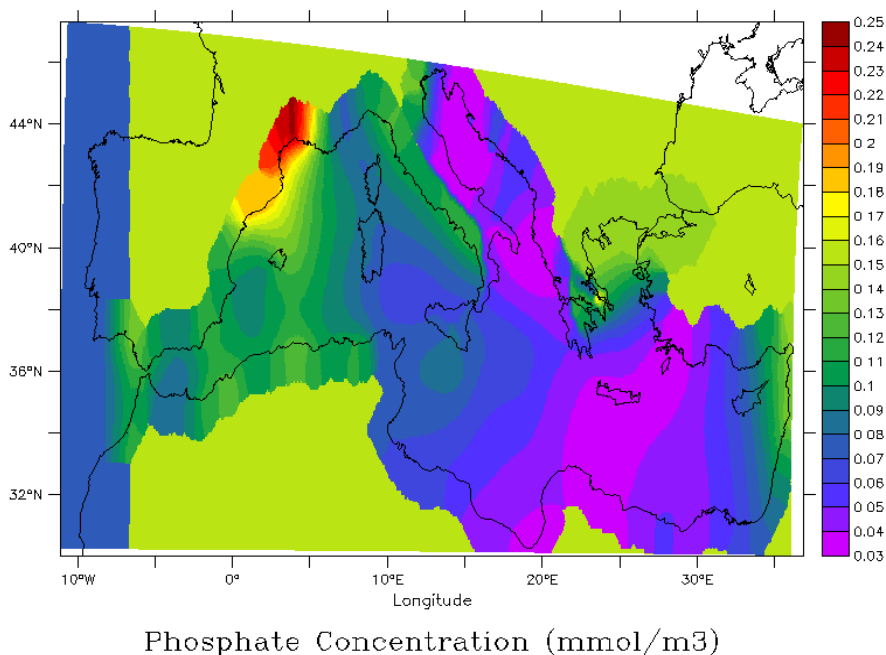


FIGURE 4.4 – Exemple de climatologie utilisée pour initier les variables du modèle. Ici concentration de PO_4 ($\mu\text{mol l}^{-1}$) en surface.

été extrapolées à l'intérieur des terres afin d'éviter tout problème de compatibilité de masque. Enfin, pour être certain d'éviter la lecture de points nuls, ou sans valeurs, les points restants jusqu'ici sans valeurs, se sont vu attribuer la valeur moyenne de la partie méditerranéenne de la climatologie, à l'Est de Gibraltar, et de la climatologie atlantique à l'Ouest de Gibraltar. Un exemple de climatologie est illustré sur la figure 4.4, avec les champs initiaux du phosphate.

Les variables non mentionnées ci-dessus, pour lesquelles aucune climatologie spécifique à la Méditerranée n'a été faite (ou n'était faisable; notamment phyto et zoo planctons, Chl, ammonium) sont automatiquement initialisées par le modèle PISCES avec des constantes, et s'équilibreront rapidement lors de la mise à l'équilibre (ou "*spin-up*"; voir section 4.3.1).

~ * * ★ * * ~

4.2.3 Les conditions aux limites.

Les apports fluviaux.

Mise en place des apports fluviaux. L'implémentation de l'apport de carbone et de nutriments par les fleuves a demandé un travail spécifique. Pour des raisons historiques, dans la version standard de PISCES, seuls le DIC et le DOC avaient été implémentés dans le code en utilisant les estimations provenant de l'étude de Ludwig et al. (1996)). Les apports fluviaux pour les autres variables sont estimés indirectement. En effet, les flux de NO_3 , PO_4 , Si, A_T , et Fe, sont calculés à partir des flux de DIC et de DOC, en utilisant des relations établies pour l'Océan Global. De plus, tout le DOC apporté par les fleuves dans PISCES, est considéré labile, et est reminéralisé directement à l'embouchure :

$$\begin{aligned}
 DIC_{riv} &= CTD \\
 NO_{3,riv} &= \frac{CTD}{rCN} \\
 PO_{4,riv} &= \frac{CTD}{rCP} \\
 Si_{riv} &= \frac{DIC}{6} \\
 Fe_{riv} &= CTD * 3e^{-5} \\
 Alk_{riv} &= DIC - \frac{CTD}{rCN}
 \end{aligned}
 \tag{4.22}$$

où CTD est le carbone dissous total (DIC + DOC) apporté dans l’Océan, par les fleuves, et rCP et rCN les rapports carbone sur phosphate et carbone sur nitrate, utilisés dans le modèle.

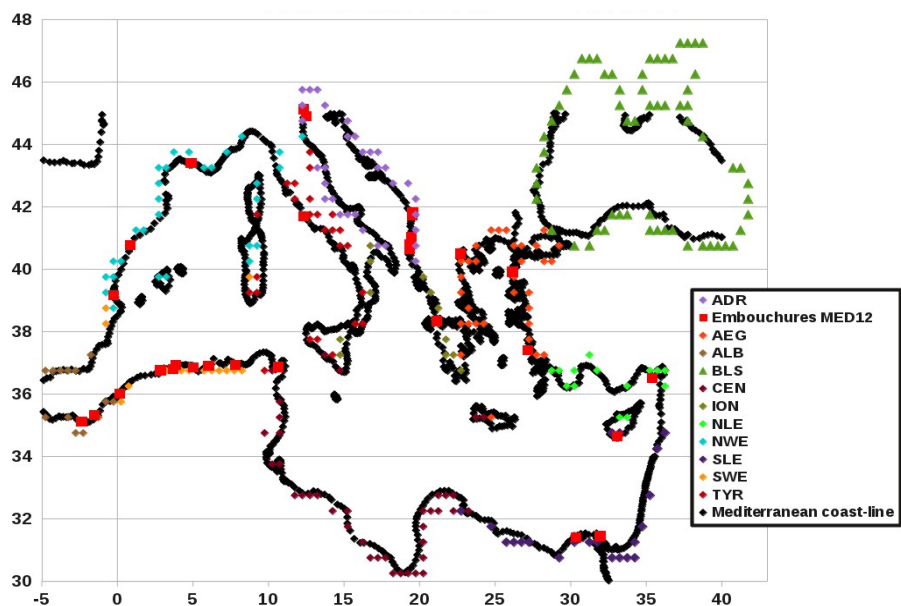
Pour notre étude, nous avons bénéficié du récent travail de Ludwig et al. (2009). Dans cette étude, les apports en NO_3 , PO_4 et Si de 239 fleuves de la Méditerranée et de la Mer Noire, sont fournis sur une période de 1960 à 2000 (figure 4.5-a), avec une variabilité mensuelle pour le NO_3 et le PO_4 . Le DIC et le DOC n’étaient pas traités dans cette étude, nous avons utilisé une valeur par sous-bassin pour le DIC, et une valeur unique pour la Méditerranée entière pour le DOC (Ludwig, communication personnelle; Ludwig (1996)).

Pour rester en accord avec le forçage dynamique, qui intègre les fleuves comme flux d’eau douce, nous avons réparti les apports en nutriments en suivant exactement la même procédure que Beuvier (2011) pour la répartition des apports fluviaux (voir section 2.1.2). Nous avons conservé et placé les 29 embouchures listées dans la base de données de Ludwig et al. (2009) initialement présentes dans la base RivDis de l’UNESCO (Vörösmarty et al., 1996). Pour ces 29 embouchures, nous avons appliqué les flux en nutriments de Ludwig et al. (2009) associés au débit des fleuves. Puis, pour tous les autres fleuves (sauf ceux de Ludwig et al. (2009) se jetant dans la mer noire, qui ont été laissés de côté) ont été regroupés par sous-bassins, et répartis sur la côte, comme écoulement côtier de leur sous-bassin respectif (figure 4.5-b).

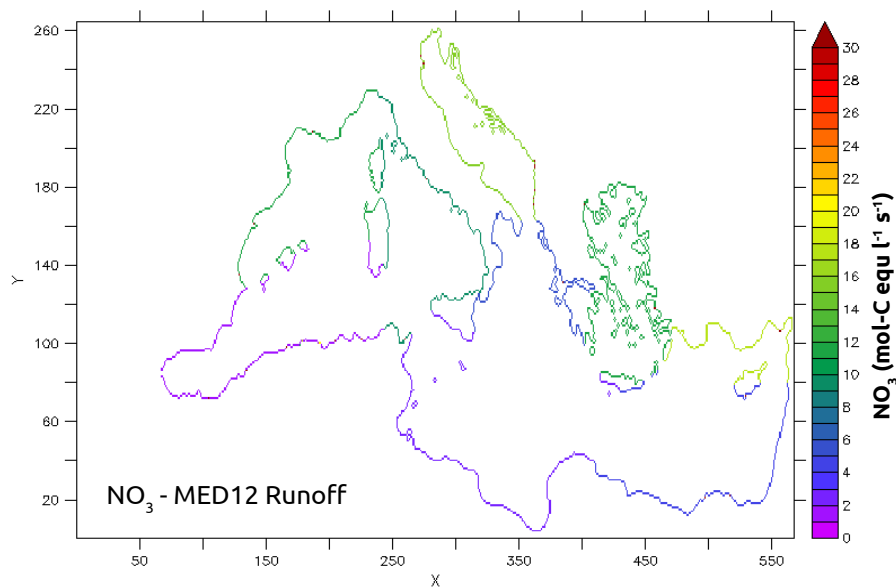
Le DIC et le DOC ont été traités séparément. La quantité de DOC apportée par les fleuves dans toute la mer Méditerranée a été estimée à $\sim 2,1 \text{ Tg-C an}^{-1}$ par Ludwig (1996), et une quantité du DIC fluvial transporté dans chaque sous-bassin, a été estimée (Ludwig, communication personnelle) en utilisant les travaux d’Amiotte Suchet et al. (2003). Tout d’abord, nous avons réparti le DOC par sous-bassin, en nous basant sur une carte de carbone organique prélevé par les fleuves durant leur parcours, le long de leur bassin versant (Ludwig, 1996). Ensuite nous avons réparti DIC et DOC à l’intérieur de chaque sous-bassin, en pondérant par le flux d’eau à la côte (prenant en compte fleuve et écoulement côtier) de façon à ce que la plus grande part de DIC et de DOC soit fournie par les gros fleuves.

Le détroit des Dardanelles. Au détroit des Dardanelles, peu de données sont accessibles sur les flux de nutriments échangés entre la mer Égée et la mer de Marmara. Les seules données que nous ayons pu trouver ont été obtenues lors du projet SESAME (Southern European Seas : Assessing and Modelling Ecosystem changes), pour les flux de NO_3 , PO_4 , et de Si (Tugrul et al. (2002); Tugrul and Besiktepe (2007); Ludwig, communication personnelle). Les flux de DIC et le DOC aux Dardanelles sont issus des campagnes de mesures réalisées lors du projet SESAME, entre la mer Égée (Meador et al., 2010) et la mer de Marmara.

La configuration des Dardanelles dans MED12 pose des problèmes pour l’apport de nutriments, comme elle en a apporté pour les flux d’eau (Beuvier, 2011). En effet, le détroit des Dardanelles est le lieu d’échange d’eau et de nutriments entre la mer Méditerranée (la mer Égée) et la mer de Marmara (puis la mer Noire via le détroit du Bosphore). Ces échanges s’y effectuent de la même manière qu’à Gibraltar : l’eau dense de la Méditerranée s’écoule vers la mer de Marmara, en profondeur, tandis que l’eau moins dense provenant de Marmara, entre en Méditerranée en surface. Or, pour certains nutriments, comme le nitrate et l’acide silicique, une quantité plus importante quitte la Méditerranée en profondeur, comparée à la quantité qui entre en surface. Les échanges d’eau au niveau du détroit des Dardanelles étant représentés comme un flux d’eau à la surface (pluie en général), nous y avons appliqué le bilan net des flux en nutriments, qui devient donc négatifs pour NO_3 et Si (Tableau 4.3).



(a) Embouchures.



(b) apports fluviaux dans MED12.

FIGURE 4.5 – a) Embouchures des différents fleuves, pris en compte dans l'étude de *Ludwig et al. (2009)* et rangés par sous-bassins (ADR = Adriatique, AEG = Égée, ALB = Alboran, BLS = Mer Noire, CEN = Sud Ionien, ION = Nord Ionien, NLE = Nord Levantin, NWE = Nord du bassin Ouest, SLE = Sud Levantin, SWE = Sud du bassin Ouest, TYR = Tyrrhénien), superposées aux embouchures des fleuves de MED12 (carrés rouges); b) Apports fluviaux en nitrates tels que mis dans le modèle : apports importants aux embouchures, et apports moindres répartis sur tout le reste de la côte, par sous-bassins. Exemple avec les apports de nitrate.

L'introduction de ces flux négatifs dans le modèle sont problématiques pour plusieurs raisons.

- Même si le bilan net est négatif sur tout la colonne d'eau, les flux mesurés en surface aux Dardanelles (notamment de NO_3), eux, sont positifs, et profitent à la PP en mer Égée.
- Imposer des flux négatifs aux Dardanelles, en surface, risque de généré des processus non réalistes, et de vider une partie des eaux de surfaces autour du détroit, en NO_3 et Si .

Faute de mieux, afin de conserver un bilan en nutriments, en accord avec les observations dans le s-b Égéen, et d'éviter toute source de bug, nous avons réparti les flux de nutriments négatifs sur les fleuves et écoulements côtiers du sous-bassin, et imposé un flux nul aux Dardanelles, pour ces nutriments. Des flux saisonniers étaient disponibles pour NO_3 , PO_4 , et Si , mais les apports fluviaux utilisés pour le forçage dynamique étant constants, nous avons choisi d'utilisé des moyennes annuelles de flux de nutriments.

Évolution et vérification des apports fluviaux. Les flux de nutriments fluviaux ainsi obtenues (figure 4.6) sont extrêmement proches de ceux de Ludwig et al. (2009), la seule différence provenant des flux aux Dardanelles. On retrouve donc bien les caractéristiques décrites dans Ludwig et al : une augmentation de l'apport en NO_3 par les fleuves sur toute la période (1960 - 2000); une augmentation des phosphates jusqu'à un maximum dans les années 1980, suivie d'une diminution des apports; une diminution des apports en Si sur toute cette période. En conséquence, comme décrit par Ludwig et al., les rapports N/P dans les flux moyens passent de 20 dans les années 1960 à 80 en 2000, et de 0.25 pour N/Si en 1960, à 1,75 en 2000.

En plus des variables prises en compte dans l'étude de Ludwig et al. (2009), nos apports fluviaux comportent les flux de DIC et de DOC. La quantité de carbone organique et inorganique dissous apportée par les fleuves diminue, à cause de la réduction du débit d'eau douce des fleuves méditerranéens. Cette diminution est une conséquence directe de la pondération que nous avons effectuée sur les flux de DIC et DOC par les flux d'eau douce.

Apports à Gibraltar.

Les concentrations en nutriments sont contraintes en Atlantique, dans la buffer-zone (Ouest de $7.5^\circ W$), afin que les caractéristiques biogéochimiques des eaux entrantes en Méditerranée soient les plus proches possibles des observations. Les variables, pour lesquelles nous avons construit des climatologies, sont mensuellement rappelées vers les valeurs climatologiques, dans la buffer-zone. Les climatologies WOA disposent d'une variabilité mensuelle pour les NO_3 , PO_4 , Si et O_2 (Figure 4.7), qui sera donc propagée en Méditerranée avec les eaux entrantes à Gibraltar. Le cycle mensuel de l' O_2 est bien reproduit sur les 250 premiers mètres de la climatologie. On remarque en particulier un maximum d' O_2 au printemps ($\sim 5,30 \text{ ml l}^{-1}$) et un minimum en novembre ($\sim 5 \text{ ml l}^{-1}$). Les nutriments (en particulier NO_3 et Si) évoluent à l'inverse de l'oxygène : leur concentration est maximale en novembre, et minimale en janvier pour les nitrates et en février - mars pour l'acide silicique. L'évolution mensuelle du phosphate est moins évidente. Celle-ci n'est pas en phase avec les 2 autres nutriments, et présente une variabilité importante.

Les valeurs de DIC et ALK ne présentent pas de variabilité mensuelle. La concentration sur les 250 premiers mètres en DIC est de $2097 \mu\text{mol kg}^{-1}$, et $2363 \mu\text{mol kg}^{-1}$ pour l'Alcalinité.

~ * * ★ * * ~

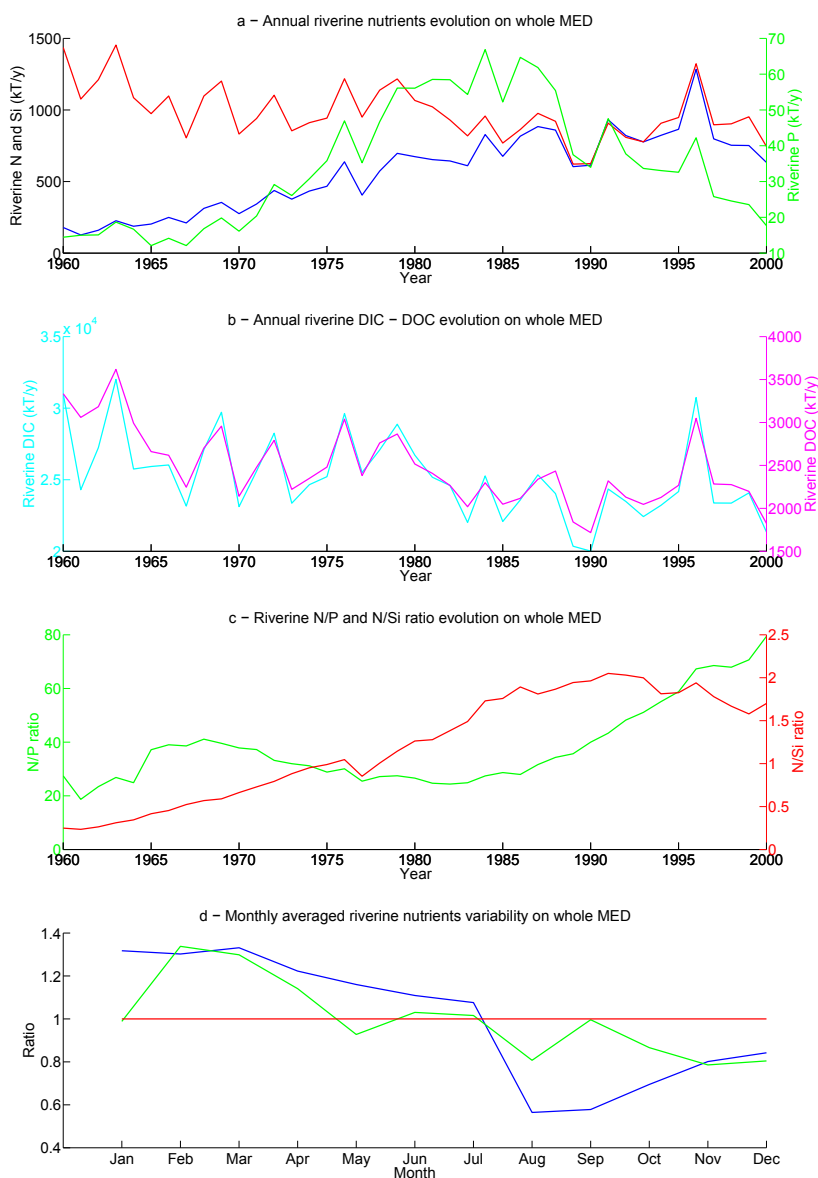


FIGURE 4.6 – Évolution des apports fluviaux annuels en nutriments de 1960 à 2000 sur toute la Méditerranée. La figure a) montre l'évolution, en kT an^{-1} ($= \text{Gg an}^{-1}$), des apports en N (NO_3 ; bleu foncé), P (PO_4 ; vert) et Si (rouge). La figure b) montre la même chose pour le DIC (bleu clair) et le DOC (rose). La figure c) représente l'évolution des rapports N/P (vert) et N/Si (rouge) dans les apports fluviaux, et enfin la figure d) indique la variabilité mensuelle moyenne des apports fluviaux de nitrate (en bleu), phosphate (vert), et d'acide silicique (rouge), par rapport à leur moyenne annuelle respective.

TABLE 4.3 – Flux annuels de nutriments échangés au détroit des Dardanelles ($Gg\ an^{-1}$).

Variables	Flux ($Gg\ an^{-1}$)
NO_3^*	-5,655
PO_4^*	0,374
Si^*	-51,14
DIC^\dagger	9733,2
DOC^\dagger	377,616

* tiré de Tugrul et al. (2002)

† tiré de Meador et al. (2010)
et de mesures du projet SE-SAME.

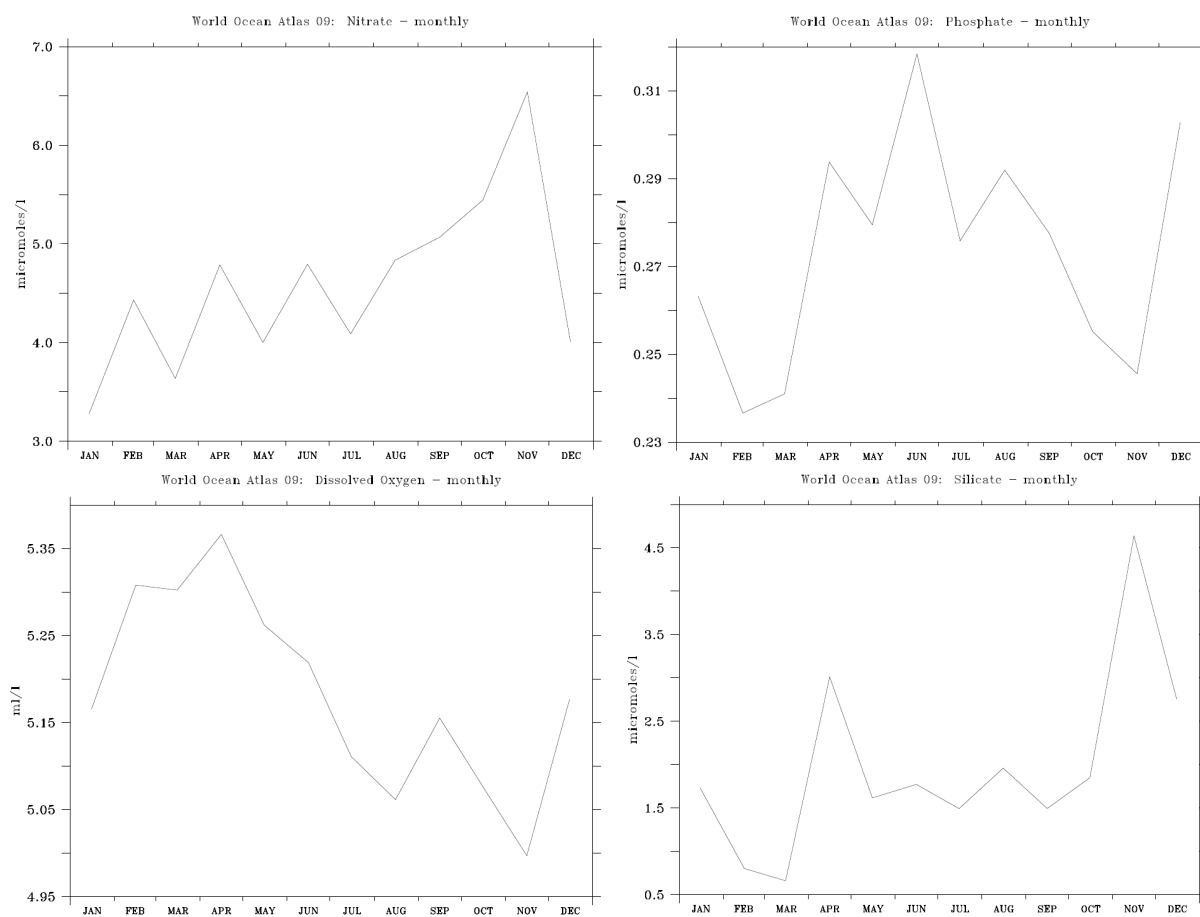


FIGURE 4.7 – Evolution mensuelle moyenne sur les 250 premiers mètres, des concentrations en NO_3 (en haut à gauche), PO_4 (en haut à droite), Si (en $\mu mol\ l^{-1}$; en bas à droite), et en O_2 (en $ml\ l^{-1}$; en bas à gauche), provenant des climatologies WOA, vers lesquelles les concentrations en nutriments, dans la buffer zone, sont mensuellement rappelées. Cette couche de 250 m correspond à peu près aux eaux Atlantiques qui entrent en Méditerranée par le détroit de Gibraltar.

4.3 Les simulations.

Les simulations que nous avons réalisées, ont été effectuées en deux phases. Dans un premier temps, plusieurs tests ont été successivement réalisés, le temps d'une mise à l'équilibre du système (spin-up). Le groupe de simulations qui sera analysé en détails par la suite, a ainsi été établi progressivement, en améliorant et en corrigeant les simulations testées lors du spin-up.

4.3.1 Le spin-up.

Mise en place du spin-up.

Lorsque l'on lance une simulation à partir d'un état initial, les variables du modèle dérivent toujours avant de converger vers un autre état d'équilibre propre au système. Avant de procéder à la simulation historique, utilisée et analysée dans cette thèse, il faut réaliser une mise à l'équilibre des variables biogéochimiques afin de s'assurer de ne pas analyser par la suite, les dérives du modèle. Dans notre cas, pour chaque simulation, nous avons effectué le spin-up par étape de 10 ans, avec le forçage dynamique de la période de janvier 1965 à décembre 1974 (figure 4.8), jusqu'à ce que les variables biogéochimiques de nos simulations se soient ajustées. Cette période de forçage a été choisie pour les mêmes raisons expliquées lors des études précédentes (sections 2.1.4). Les apports fluviaux utilisés correspondent aux années de forçages, tandis que la valeur de la concentration atmosphérique en dioxyde de carbone (CO_2) est fixée pour le spin-up à la valeur mesurée moyenne de 1970.

Au bout de 30 ans de spin-up (3 étapes de 10 ans répétées successivement), la grande majorité des variables sont équilibrées. Une légère dérive est encore visible dans la couche de fond (Figures 4.10 et 4.13), mais le temps nécessaire pour ajuster parfaitement les eaux profondes pouvant être long (plusieurs décennies), et l'impact de cette dérive sur l'ensemble de la colonne d'eau étant faible, nous avons décidé d'arrêter là la mise à l'équilibre.

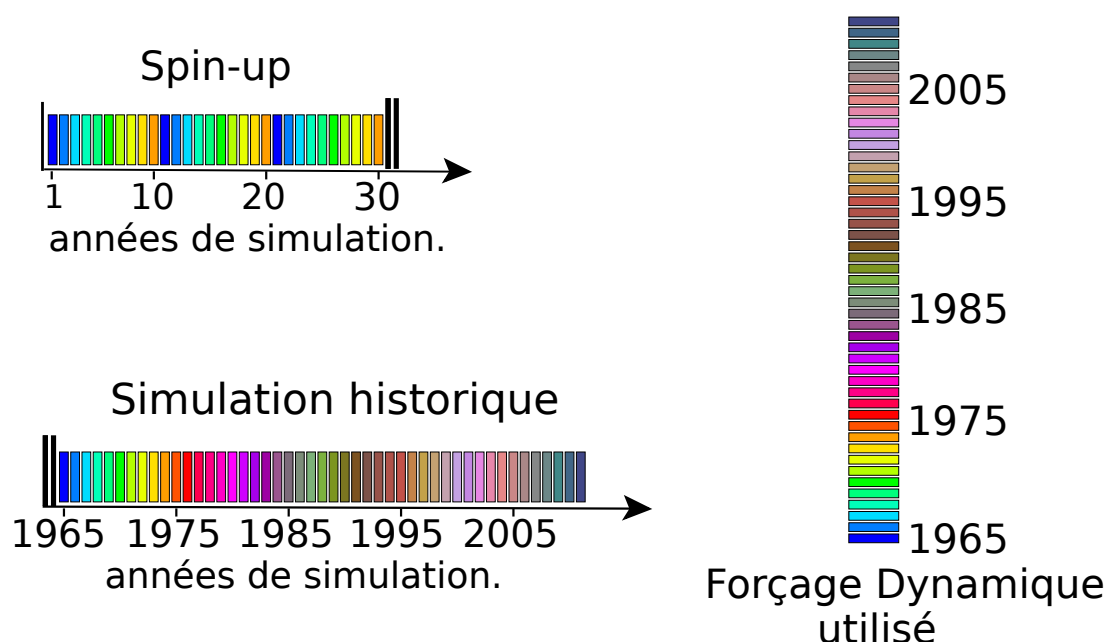


FIGURE 4.8 – Description du forçage dynamique utilisé (en couleur) pour le spin-up et pour la simulation historique. Voir le texte pour plus de détails.

Sélection des simulations.

La série de tests réalisée durant le spin-up, a permis de mettre en évidence certains mécanismes :

- Sans l'apport en nutriments des fleuves, les concentrations en nutriments diminuent d'1/5 avant la fin du spin-up, tandis que le Carbone Organique Dissous (DOC) et l'oxygène s'accumulent fortement, et se stabilisent respectivement à $7 \mu\text{mol-C l}^{-1}$, et $225 \mu\text{mol l}^{-1}$. Ces accumulations sont probablement dues à une forte limitation de l'activité bactérienne par les nutriments. Ainsi, le DOC n'est pas assez reminéralisé, et l' O_2 pas assez respiré par les bactéries.
- Lorsque les apports fluviaux en nutriments sont appliqués, les variables s'équilibrent bien, à l'exception des eaux de fond qui présentent une forte perte en nutriments. Cette dérive est due à un système de compensation développé dans PISCES, pour les configurations simulant l'Océan Global, afin d'assurer la conservation de la masse de chaque nutriment. Ce système ajuste les flux de matière vers les sédiments, de façon à compenser les flux entrants dans le système via les fleuves et la surface. Bien que adapté aux configurations globales, ce système pose problème dans les configurations régionales telles que MED12, car le bassin n'est pas fermé. Pour être utilisé proprement avec MED12, il faudrait connaître le bilan des flux de nutriments à Gibraltar. D'autre part, parce que ce système de compensation ne correspond à aucun processus physique, et donc, si nous l'utilisions tel quel ce système nous empêcherait de simuler des phénomènes intéressants, tels qu'une éventuelle dérive dans les concentrations de nutriments due aux activités anthropiques. Dans nos simulations, les flux de particules aux sédiments n'étant pas assez forts pour compenser les apports fluviaux de nutriments, le système de compensation (qui vise à conserver une masse constante pour chaque nutriment), renforce le flux de nutriments au fond, vers les sédiments. D'où cette dérive dans les eaux profondes. Le système de compensation est donc désactivé dans nos simulations.
- Sans la compensation au fond, lorsque les apports fluviaux sont définis, tels que dans la version standard de PISCES (voir équations 4.22), les nitrates, phosphates et l'acide silicique augmentent fortement et ne semblent pas se stabiliser avant la fin du spin-up. De plus, dans cette simulation, la chlorophylle de surface est trop importante et n'est plus représentative des observations.
- Sans la compensation au fond, lorsque l'on active les apports fluviaux explicites, de Ludwig et al. (2009), nitrate et phosphate se stabilisent rapidement, ne diminuant que d'environ 5%. Idem pour le DOC, qui s'équilibre en moyenne à $4 \mu\text{mol-C l}^{-1}$, et l'oxygène à $207 \mu\text{mol l}^{-1}$. La concentration moyenne en Si, par contre, diminue légèrement, mais régulièrement, jusqu'à la fin du spin-up.

Suite à ces simulations tests, nous avons décidé de conserver 3 configurations, dont un test de sensibilité, que nous avons ensuite prolongées après le spin-up, sur la période "historique" (1965-2008). Ces 3 simulations incluent les apports fluviaux explicites en nutriments de Ludwig et al. (2009), et ne comportent pas le système de compensation aux sédiments de PISCES. Deux des simulations, diffèrent par leur jeu de paramètres.

- La première, **STD**, utilise les paramètres standards de PISCES.
- La seconde, **OPT**, les paramètres optimisés (voir section 4.2.1)
- Enfin, la 3^e simulation, **rCP**, est un test de sensibilité basé sur la configuration OPT, dans lequel nous avons modifié le rapport C/P du modèle, afin de représenter un rapport stoechiométrique plus proche de celui observé en Méditerranée. Dans la version actuelle de PISCES (version 3.2) les rapports C/P et C/N sont constants, et correspondent aux rapports de Redfield (établis pour l'Océan Global). Pour changer ces 2 rapports, il aurait fallu refondre complètement le modèle, et adapter la plupart des constantes du modèle, qui ont été calculées spécifiquement pour ces rapports. De même, rendre le modèle non redfieldien (faire en sorte que les rapports C/P et C/N ne soient plus constants), représente un travail considérable, actuellement en cours pour une prochaine version de PISCES (Aumont, discussion personnelle). Nous avons tout de même essayé de trouver une solution pour représenter artificiellement un changement du rapport N/P dans la simulation. Comme nous l'avons expliqué plus haut, dans PISCES, N et P sont représentés en unité carbone. Ils sont convertis en carbone via les rapport C/N et C/P. Le rapport de Redfield, reliant les concentrations de C, N et P, étant constant, c'est une façon pratique de faciliter les calculs. Le rapport C/N est difficilement modifiable, car beaucoup de processus (Nitrification,

Dénitrification, fixation d'azote...) sont paramétrés pour ce rapport. Le rapport C/P, a l'avantage de ne pas intervenir dans les processus biogéochimiques du modèle. Il ne sert qu'à convertir le P présent dans l'eau et les apports extérieurs en nutriments (fleuves), en équivalent carbone, pour le modèle. Une solution a donc été de modifier ce rapport. Ce n'est qu'une astuce qui ne changera pas le rapport des nutriments utilisé dans les processus biologiques, mais le stock de P disponible. Ainsi à la place d'un rapport C/P de 122, nous avons imposé un rapport de 122/0,75. Le modèle sera ainsi moins limité par le phosphate.

Enfin, une autre modification a été ajoutée à cette simulation, afin de percevoir l'effet de la biologie sur la consommation de nutriments en Atlantique. À l'Ouest du détroit de Gibraltar, nous avons supprimé toute activité biologique.

4.3.2 Simulation historique.

Mise en place de la simulation historique.

Pour la suite, les simulations que nous avons choisies (STD, OPT et rCP) sont lancées sur la période 1965-2011. Ces simulations débutent en 1965 à partir des conditions biogéochimiques de la fin du spin-up, et sont organisées comme suit : les forçages dynamiques utilisés, les rivières, et la concentration atmosphérique en CO_2 correspondent à ceux de la période modélisée (figure 4.8). Le forçage dynamique utilisé à partir de la fin de l'année 1991, prend en compte les modifications de Beuvier (2011) au-dessus du sous-bassin Égéen, qui accentuent et améliorent la formation d'eau profonde lors de l'EMT (voir chapitre 2).

4.3.3 Comparaison de la tendance des nutriments dans les 3 simulations.

L'évolution de la concentration moyenne en nutriments de nos 3 simulations est analysée sur l'ensemble de chaque simulation : au cours du spin-up (sur les figures, de 1935 à 1964) et de la période historique (de 1965 à 2011 ; voir figures 4.9 à 4.13). Ainsi, nous pouvons nous rendre compte, dans un premier temps, de la stabilisation des concentrations moyennes des variables lors du spin-up, et de leur évolution, au cours de la période historique, liée à l'évolution temporelle des différents forçages extérieurs. Pour mieux comprendre notre système, l'évolution des variables biogéochimiques est présentée sur différentes couches : sur la totalité de la colonne d'eau, dans les eaux de surface (0 à 200 m de profondeur), les eaux intermédiaires (200 à 650 m de profondeur), et enfin dans les eaux profondes (650m jusqu'au fond).

Évolution des NO_3 , et PO_4 .

Dans nos 3 simulations, nitrates et phosphates évoluent en même temps. Leurs concentrations s'équilibrent rapidement durant le spin-up (figure 4.9 et 4.10), sur toute la colonne d'eau. En surface, l'équilibre est atteint très rapidement, en moins de 10 ans ; en subsurface, les concentrations mettent plus de temps à se stabiliser (25 à 30 ans) ; tandis qu'au fond, l'inertie est bien plus grande, les concentrations varient très lentement, et elles dérivent toujours un peu à la fin du spin-up. Durant la période historique, l'évolution de ces 2 variables diffère selon la couche d'eau.

En moyenne, sur toute la Méditerranée, et sur l'intégralité de la couche d'eau, la concentration de NO_3 augmente pour les 3 simulations. Cette augmentation est la plus forte dans STD, et est minimale pour rCP. De même, la concentration de PO_4 augmente aussi, de la même manière pour STD et OPT, mais elle diminue légèrement dans rCP.

En surface, les concentrations de NO_3 (figure 4.9) et PO_4 (figure 4.10) évoluent de la même façon que les flux respectifs de NO_3 et PO_4 apportés par les fleuves (Figure 4.6) : le nitrate augmente sur toute la période historique, tandis que le phosphate augmente jusque dans les années 1980, où il atteint un maximum, puis diminue sur la suite de la simulation.

Dans la couche intermédiaire, les concentrations évoluent de la même façon qu'en surface, mais avec une variabilité moins marquée, et des concentrations plus élevées.

Les eaux profondes, montrent des concentrations très stables, à l'exception de la simulation STD, dont les concentration augmentent, en particulier pour le NO_3 .

Sur les 3 différentes couches, apparaît une variation rapide des concentrations liée à l'EMT entre 1992 et 1993 qui n'est pas visible en intégrant toute la colonne d'eau. Les nitrates et phosphates augmentent en surface et subsurface, mais diminuent dans les eaux profondes. Analysé ainsi, on peut assimiler l'EMT à une redistribution des masses d'eau. Les eaux denses, jeunes et pauvres en sels nutritifs, plongent et s'étalent au fond de la mer. Elles soulèvent les anciennes eaux profondes, riches en nutriments, qui vont enrichir les eaux intermédiaires et de surface par mélange.

Enfin, la simulation rCP perd plus de NO_3 et de PO_4 que les deux autres simulations. En modifiant le rapport C/P, pour avoir un rapport stœchiométrique N/P élevé, nous avons permis au modèle de "voir" une quantité plus importante de P disponible. Ainsi le modèle est moins limité, et consomme plus de PO_4 , et de NO_3 . Au final, les nutriments sont consommés plus longtemps, avant d'atteindre un autre équilibre, où NO_3 et PO_4 ont une concentration plus faible que dans les deux autres simulations.

Évolution du O_2 .

L'évolution de la concentration en oxygène dans les simulations est illustrée sur la figure 4.11. De façon générale, cette concentration est plus élevée que celle de la climatologie, de l'ordre de 5% à la fin des 3 simulations.

En surface, et en subsurface, un équilibre est atteint dans les 3 simulations, tandis que dans les eaux profondes, la concentration augmente régulièrement, jusqu'à la fin de la période historique (+4%).

L'EMT est visible sur l'évolution des eaux profondes et intermédiaires, avec une augmentation abrupte de la concentration en oxygène en profondeur, à cause de l'arrivée d'eaux jeunes riches en oxygène, et une diminution dans les eaux intermédiaires, à cause du mélange avec les anciennes eaux profondes, relativement pauvres en oxygène. En surface, à cause des échanges d' O_2 avec la surface, l'effet de l'EMT n'est pas visible.

Évolution de l'acide silicique.

L'acide silicique (Figure 4.12) est l'une des variables qui ne parvient pas à s'équilibrer dans les simulations. Lorsque l'on regarde son évolution sur toute la colonne d'eau, la concentration de Si semble diminuer régulièrement du début du spin-up à la fin de la simulation. De plus, cette diminution est quasi identique pour les 3 simulations (au total, entre -10 et -12%).

La concentration de Si en surface se stabilise pour OPT et rCP pendant le spin-up, après une rapide diminution, elle est ensuite relativement stable jusque dans les années 90, où un pic de Si de 0,3 - 0,4 $\mu\text{mol l}^{-1}$, correspondant à l'EMT, fait est visible. Pour STD, son évolution est légèrement différente. La concentration moyenne en Si est toujours supérieure à celle des deux autres simulations. Elle diminue moins vite, mais très régulièrement, tout le long de la simulation, à l'exception de la brève augmentation liée à l'EMT.

L'évolution du Si dans les eaux intermédiaires est quasi identique pour les 3 simulations. Dans un premier temps, les concentration de Si diminuent et se stabilisent lentement, juste après la fin du spin-up (vers 1975). Durant le spin-up, la concentration en Si baisse d'environ 16 - 17%, puis, est globalement assez stable pendant la période historique, exceptée au moment de l'EMT où l'on constate une subite hausse (+0,3 - +0,4 $\mu\text{mol l}^{-1}$).

Pour la couche de fond, après une légère augmentation pendant les 6 premières années, la concentration de Si décroît régulièrement jusqu'à la fin de la simulation, avec une décroissance abrupte au moment de l'EMT. On compte une diminution d'environ 2% pour les trois simulations au cours du spin-up, suivie pour la période historique d'une baisse de 4,9; 6,3 et 5,6% pour STD, OPT et rCP respectivement.

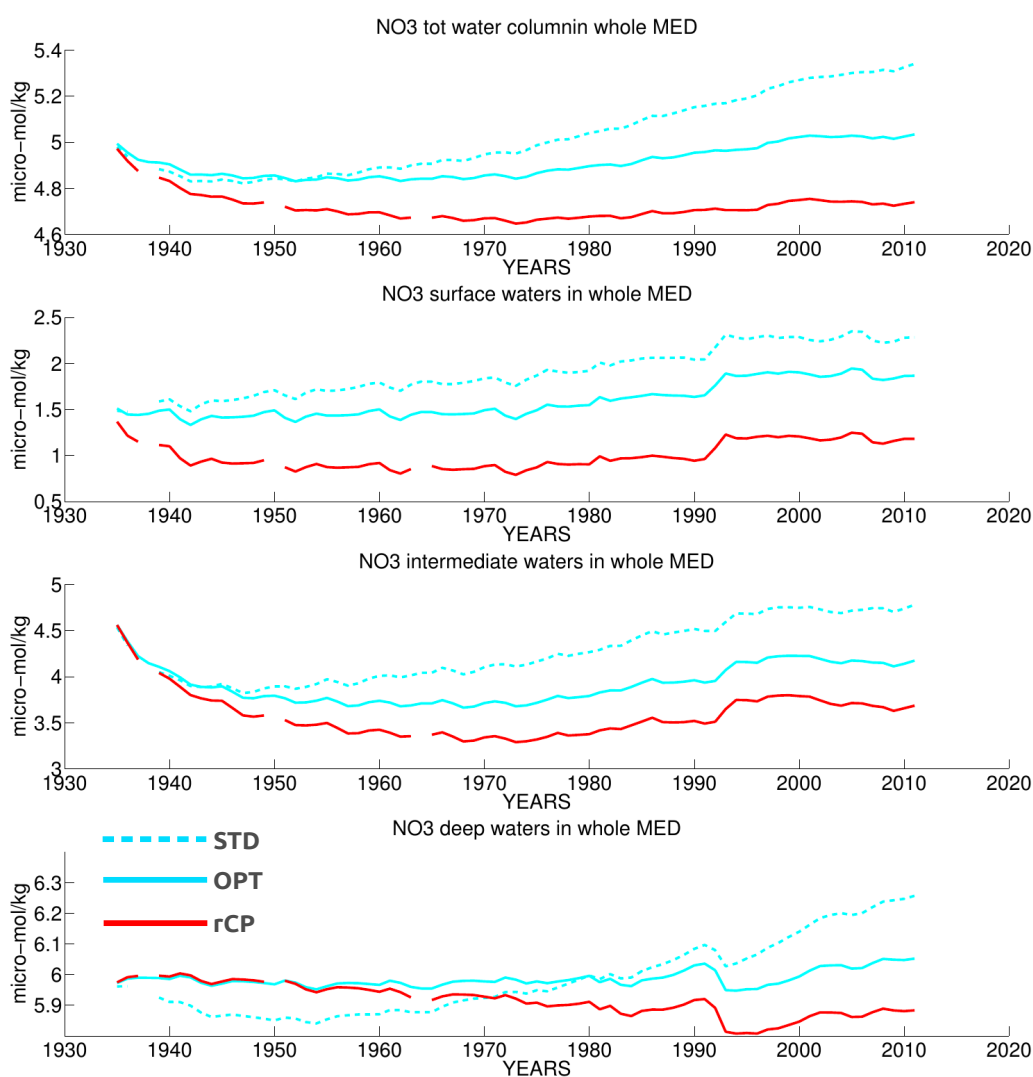


FIGURE 4.9 – Évolution de la concentration moyenne en NO_3 ($\mu\text{mol l}^{-1}$ sur toute la Méditerranée, au cours de toute la période simulée (spin-up inclus, représenté sur le graphe de 1935 à 1964), et pour différentes couches. Du haut vers le bas : 1 - Sur toute la colonne d'eau ; 2 - à la surface (0 - 200m) ; 3 - couche intermédiaire (200 - 650m) et 4 - en profondeur (650m - fond).

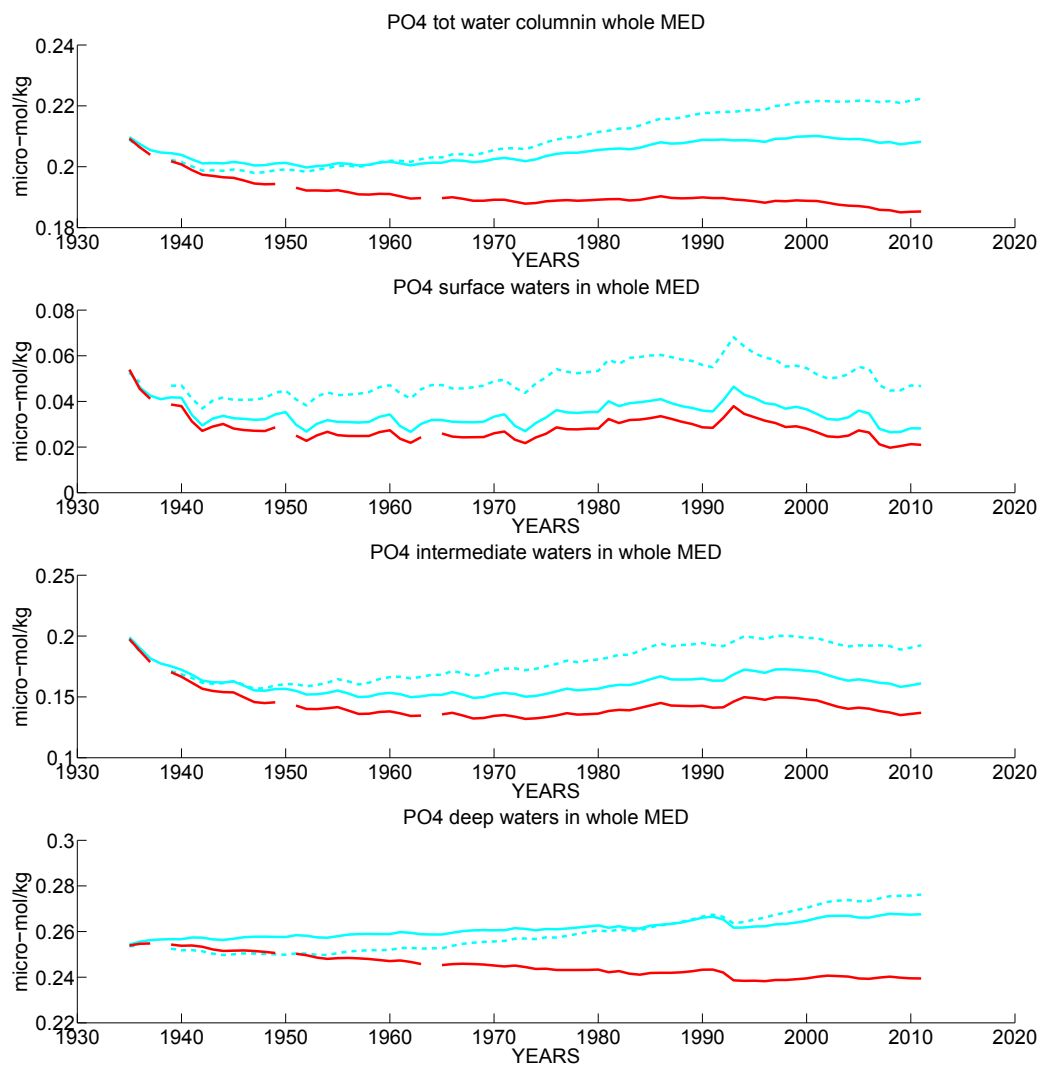
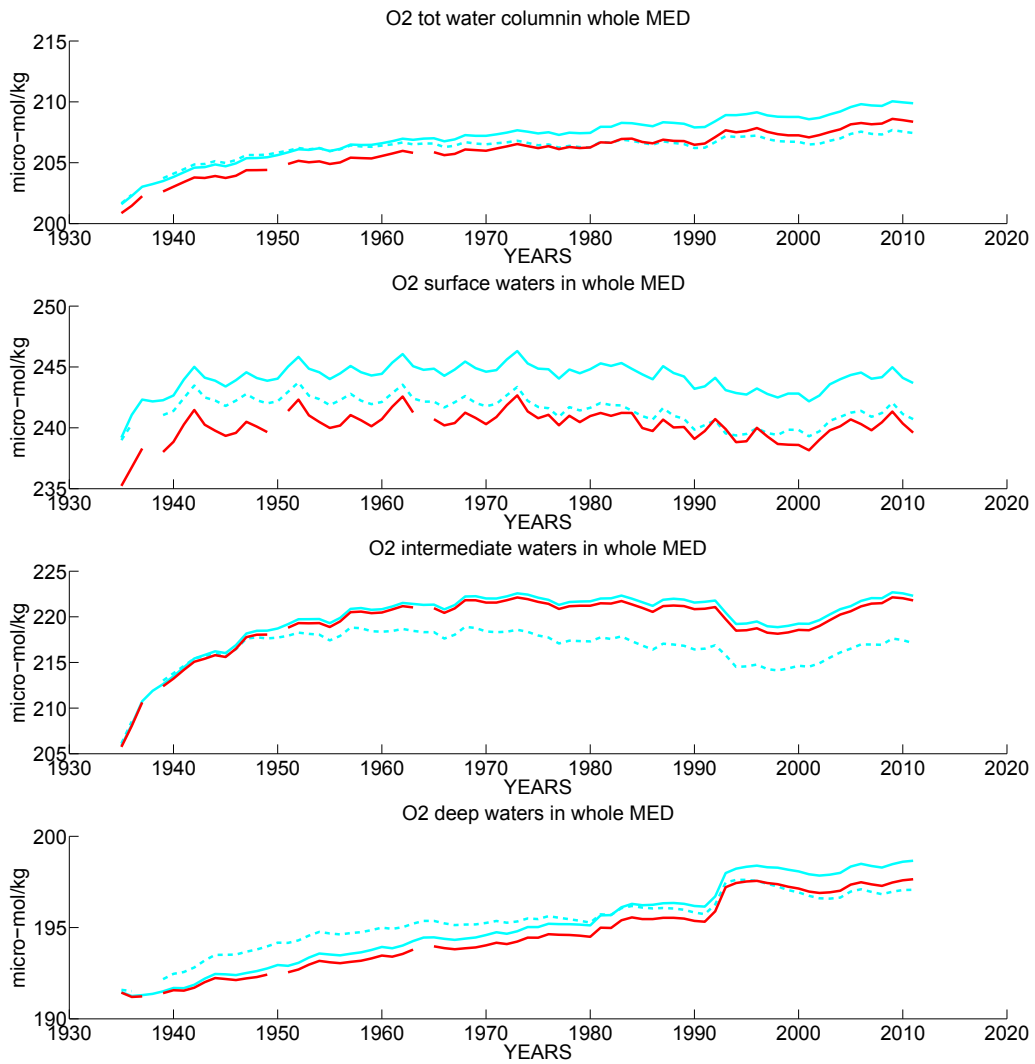


FIGURE 4.10 – Idem que 4.9 pour le PO_4 .

FIGURE 4.11 – *Idem que 4.9 pour l'O₂.*

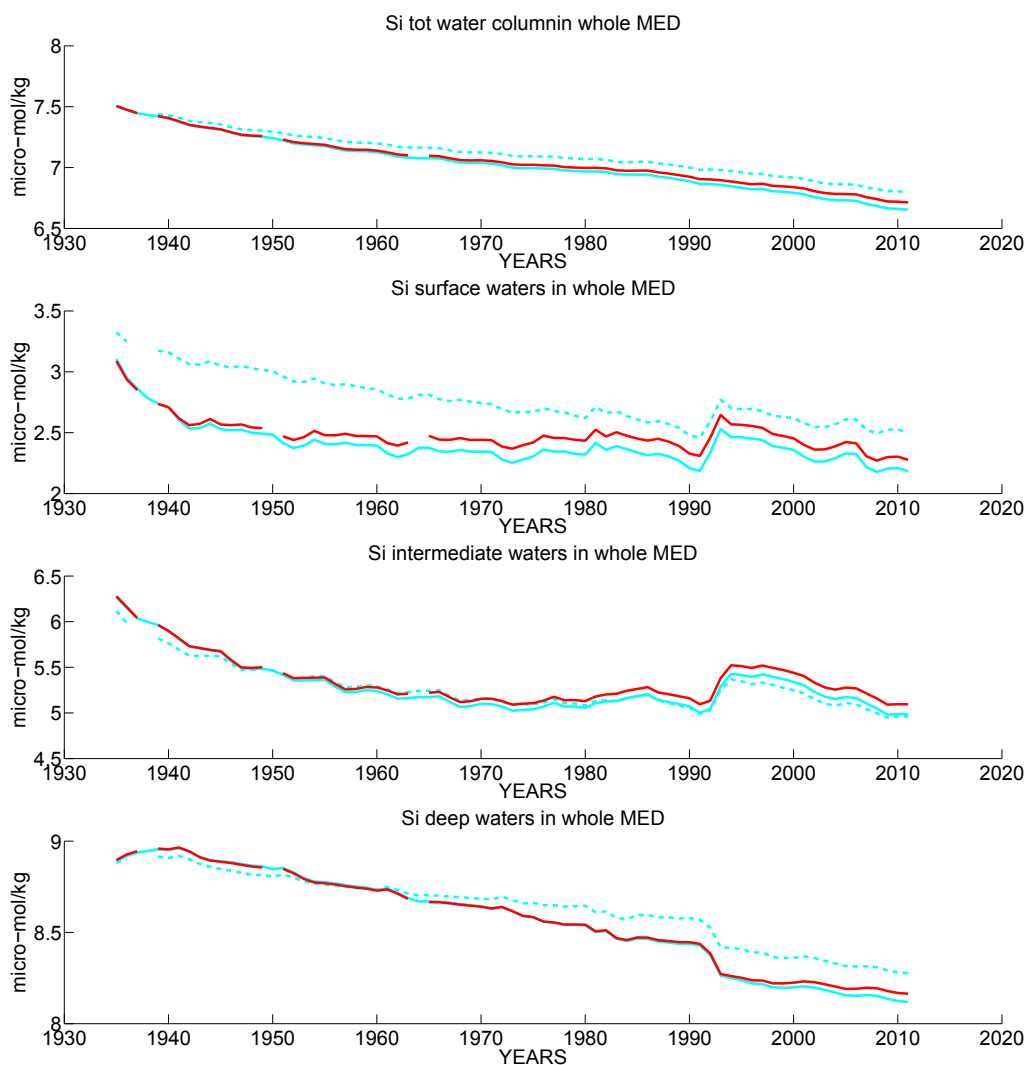


FIGURE 4.12 – *Idem que 4.9 pour le Si.*

Si l'on compare les courbes obtenues pour toute la colonne d'eau à celles des différentes couches, l'acide silicique (ou silice) semble nécessiter plus de temps d'intégration que NO_3 et PO_4 pour atteindre l'équilibre. Notamment dans les eaux profondes, où l'équilibre n'est pas atteint, alors que, comme on l'a vu, la concentration de Si semble se stabiliser en surface et dans les eaux intermédiaires. On sait que la concentration en Si diminue en Méditerranée (Béthoux et al., 2002; Béthoux et al., 2005), à cause notamment de la construction de barrages sur les rivières bordant la Méditerranée. Mais dans les années 2000, les eaux profondes n'étaient pas encore affectées par la diminution des apports en Si (Béthoux et al., 2002). La perte de Si dans le modèle est donc excessive, probablement à cause d'un trop faible apport de Si en surface, dû à la non prise en compte des poussières sahariennes dans nos simulations.

Évolution du DOC.

Les concentrations de DOC (Figure 4.13) se stabilisent très rapidement sur toute la colonne d'eau, après une forte augmentation au début du spin-up. Le DOC est une des rares variables à ne pas avoir été initialisée avec une climatologie méditerranéenne. La valeur initiale du DOC est donc une constante

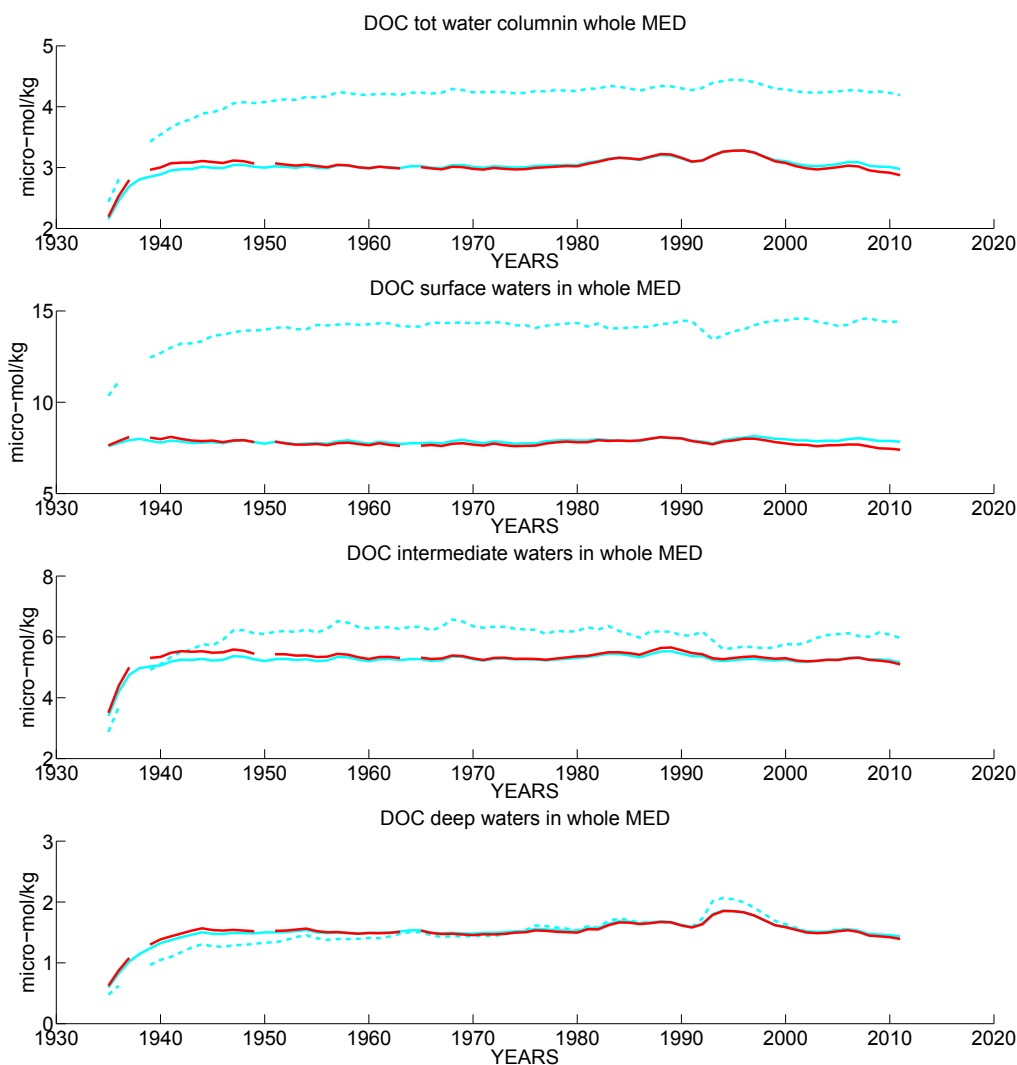


FIGURE 4.13 – *Idem que 4.9 pour le DOC*

proposée par le modèle : $0,01 \mu\text{mol l}^{-1}$. Ensuite, quelque soit la couche d'eau analysée, et la simulation, les concentrations de DOC paraissent remarquablement stables, sur presque toute la période simulée. On note cependant quelques petites variations autour des années 80 - 90, en particulier au moment de l'EMT, durant lequel les concentrations de DOC diminuent très légèrement (surtout pour STD) dans la couche de surface et dans la couche intermédiaire, et augmentent légèrement en profondeur. On note enfin une petite tendance à la baisse durant la dernière décennie, en profondeur.

Évolution des ratios N/P et Si/P.

Un dernier test pertinent concernant l'évolution moyenne des concentrations de nutriments, est de vérifier l'évolution des rapports molaires N/P et N/Si dans les eaux profondes (Figure 4.14). Un premier résultat est que ce rapport N/P reste élevé dans les 3 simulations, et est très proche de la valeur initiale, caractéristique de la Méditerranée. Il ne diminue que très légèrement dans les simulations STD et OPT (de 23,5 à 22,5), et il augmente dans rCP (de 23,5 à 24,5). Pour cette dernière simulation, l'augmentation du rapport N/P est due à la modification du rapport C/P. Le modèle ayant l'impression d'un stock plus

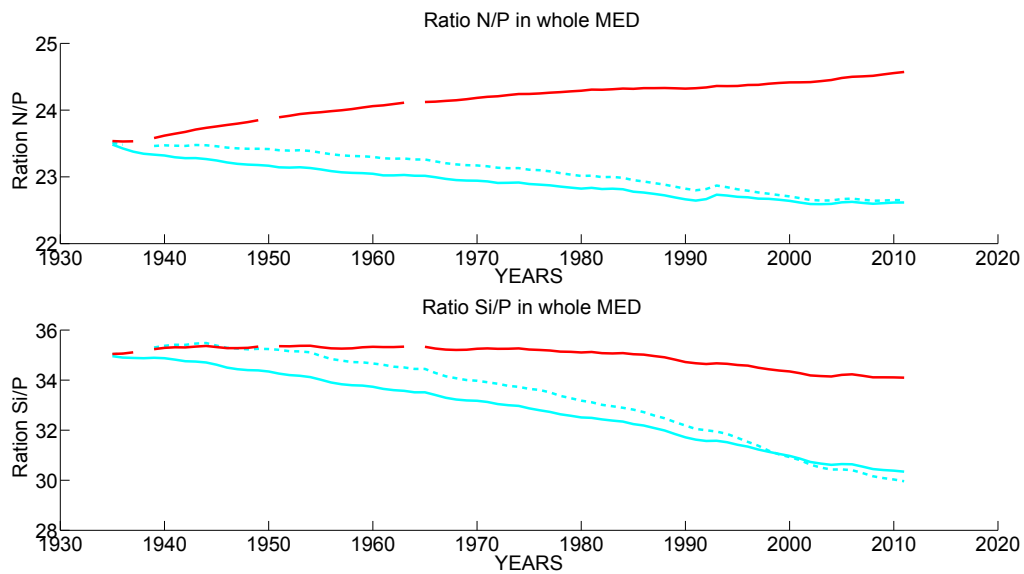


FIGURE 4.14 – Évolution des rapports N/P et Si/P pour les simulations *STD*, *OPT* et *rCP*, sur toute la période simulée (*spin-up* inclus : période 1965 à 1994 sur le graphe).

important de phosphate, il exploite cette ressource plus fortement que dans les deux autres simulations, conduisant à une augmentation du rapport N/P . Ainsi, dans nos 3 simulations, le rapport N/P des eaux profondes reste élevé, malgré l'utilisation d'un modèle utilisant un rapport stœchiométrique redfieldien.

Le rapport Si/P au sein de ces eaux diminue de 17% au cours des simulations *STD* et *OPT*. Cette diminution est causée, d'une part, par l'augmentation de phosphate, et d'autre part, par la diminution de la concentration en Si , dans les eaux profondes. Dans la simulation *rCP*, la concentration en phosphate diminuant dans les eaux profondes, le rapport Si/P ne diminue que très légèrement. Une diminution du rapport Si/P est aussi observée dans les mesures (Béthoux et al., 2002). Mais dans les observations, cette diminution est l'effet de l'augmentation du P dans les eaux profondes, suite à l'important apport de phosphate par les fleuves dans les années 80s (en lien avec les activités anthropiques), tandis que la concentration de Si dans les eaux profondes reste stable (non encore affectée par la diminution de l'apport en Si des fleuves; Béthoux et al. (2002)).

~ * * ★ * * ~

4.4 Évaluation de la simulation : Comparaison avec les observations.

Après avoir décrit le modèle, la mise en place des simulations, et l'évolution moyenne des nutriments tout au long des 3 simulations (STD, OPT et rCP), nous allons maintenant évaluer les résultats des simulations, en les comparant aux mesures in situ disponibles, et aux observations satellites. Tout d'abord, nous allons vérifier les flux de nutriments traversant le détroit de Gibraltar. Cette première vérification est extrêmement importante, puisque comme nous l'avons dit dans l'introduction, les flux de nutriments au détroit de Gibraltar ont un impact sur la biogéochimie de toute la Méditerranée, et contrôlent tout particulièrement la biogéochimie du bassin occidental (Minas and Minas, 1993; Gómez, 2003; Huertas et al., 2012). Ensuite, nous pourrions évaluer la chlorophylle de surface et la production primaire, en les comparant à de récentes estimations satellitaires. Enfin, nous comparerons l'évolution sur la verticale, des concentrations en nutriments et en chlorophylle. Nous pourrions ainsi vérifier la reproduction, par le modèle, de la biogéochimie au sein des différentes masses d'eau.

4.4.1 Évaluation des flux à Gibraltar.

La concentration en nutriments des eaux entrantes, et sortantes de la mer Méditerranée, ainsi que les flux de nutriments associés, sont évalués au détroit de Gibraltar, sur la période récente (1995-2004), et comparés aux observations dans la zone (voir tableau 4.4, et 4.5). Les flux de nutriments échangés à Gibraltar dépendent de leur concentration dans les eaux qui entrent et sortent de la mer Méditerranée, et des flux d'eau traversant le détroit.

Les concentrations en nutriments (tableau 4.4) dans l'eau Atlantique (AW), sont comparables aux observations pour le NO_3 et le Si , sauf la concentration en PO_4 qui est globalement inférieure aux mesures (selon l'étude considérée, les concentrations en PO_4 dans le modèle sont comparables (Gómez, 2003) à 2 fois moins élevées (Dafner et al., 2003) que dans les observations), probablement à cause des valeurs de la climatologie de WOA utilisées pour le rappel dans la buffer zone (Baklouti, Guyennon et Diaz, communication personnelle). Les concentrations de NO_3 , PO_4 , et Si au sein de la MOW (eau méditerranéenne sortante) sont toutes les 3 inférieures aux observations. Ceci est relié aux faibles concentrations en nutriments de l'EIW (eau intermédiaire orientale; voir section 4.4.5), qui constitue une grande partie de la MOW (Millot and Taupier-Letage, 2005a).

Le carbone organique dissous (DOC) dans le modèle est uniquement labile et semi-labile. Contrairement aux mesures, la composante réfractaire du DOC n'est pas prise en compte dans le modèle. Dans la section 4.4.5, nous estimons la part réfractaire sur les profils de DOC à la station DYFAMED, à $38 \mu\text{mol-C l}^{-1}$. Le DOC du modèle peut donc être comparé aux observations, après avoir été agrémenté du DOC réfractaire. Ainsi, la concentration de DOC entrant en mer Méditerranée est inférieure aux observations, de 12 (STD) à 30% (rCP), tandis que les concentrations de DOC dans la MOW sont en accord avec les observations.

Le carbone inorganique dissous (DIC), dans l'AW, a une concentration plus forte dans les simulation que dans les mesures, et équivalente aux données dans la MOW. Enfin l'alcalinité du modèle est plus forte dans l'AW et dans la MOW.

Tout aussi important que les concentrations, les flux d'eau échangés au détroit de Gibraltar conditionnent la quantité de matière échangée entre l'Atlantique et la mer Méditerranée. Ces quantités varient énormément d'une étude à l'autre, souvent - justement - à cause des estimations des flux d'eau. Les estimations de Bethoux and Gentili (1999) donnent des flux d'eau très importants, de l'ordre de 1,64 Sv (1 Sverdrup (Sv) = $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) entrant, et 1,57 Sv sortant, tandis que les observations de Lafuente et al. (2000) indiquent des flux d'environ 0,92 Sv entrant et 0,87 Sv sortant. Les mesures récentes (Huertas et al., 2009) s'accordent sur des valeurs plus faibles, avec 0,84 - 0,80 Sv pour l'AW, et entre 0,80 - 0,76 Sv pour la MOW, et un flux net d'eau à Gibraltar, de $\sim 0,04 - 0,05$ Sv entrant en Méditerranée.

Les flux d'eau moyennés sur la période 1995-2004 du modèle NEMO-MED12 sont de 0,71 Sv vers la Méditerranée, et 0,66 vers l'Atlantique. Les flux sont plus faibles que les observations, tandis que le flux net d'eau est en bon accord.

Ainsi, la quantité totale de matière échangée à Gibraltar (Tableau 4.5) est plus faible dans le modèle, à l'exception des estimations de [Dafner et al. \(2003\)](#) (exceptionnellement basses). NO_3 , PO_4 , et Si , dans les simulations, sortent en moins grande quantité vers l'Océan Atlantique, à cause de leurs faibles concentrations dans la MOW, et du flux d'eau sortant moins intense. Les quantités totales de DOC échangées à Gibraltar sont positives pour la Méditerranée. Elles sont plus de 2 fois moins importantes dans le modèle, à cause de la concentration de DOC trop faible dans l'AW, et des flux d'eau moins forts. Les flux de DOC sont même sortants pour rCP, dus à la production dans l'Atlantique, que nous avons désactivée dans cette simulation. L'effet de ces flux moins forts sur la biogéochimie, notamment concernant le DOC, devront être pris en compte lors de nos prochaines analyses. Enfin, malgré des concentrations de DIC et ALK généralement plus élevées dans l'AW et la MOW du modèle, les flux net de DIC et d'ALK à travers le détroit, vers l'Océan Atlantique, sont plus faibles que dans les données.

~ * * ★ * * ~

TABLE 4.4 – Estimation de la concentration moyenne en nutriments (en $\mu\text{mol l}^{-1}$) dans les eaux entrantes et sortantes à Gibraltar sur la période récente (1995-2004) dans le modèle, et dans les observations disponibles.

	MED12 STD	MED12 OPT	MED12 rCP	Dafner*	Huertas†	Gomez‡
$NO_{3;inflow}$	3,1	2,9	3,2	4,8	$3,1^a-3,0^b$	2,0
$NO_{3;outflow}$	6,7	5,9	5,5	7,7	$8,6^a-8,8^b$	10,5
$PO_{4;inflow}$	0,16	0,16	0,13	0,3	$0,29^a-0,25^b$	0,18
$PO_{4;outflow}$	0,33	0,29	0,21	0,36	$0,49^a-0,48^a$	0,46
Si_{inflow}	2,9	3,0	3,2	3,0	-	1,5
$Si_{outflow}$	5,5	6,0	5,9	6,8	-	7,6
DOC_{inflow}	14 (52)*	9 (47)*	3 (41)*	-	59^{a-b}	-
$DOC_{outflow}$	7 (45)*	8 (46)*	8 (46)*	-	45^a-46^b	-
DIC_{inflow}	2188	2189	2190	-	2116^a-2141^b	-
$DIC_{outflow}$	2329	2332	2323	-	2296^a-2331^b	-
Alk_{inflow}	2461	2465	2464	-	2380^a-2403^b	-
$Alk_{outflow}$	2625	2638	2633	-	2547^a-2578^b	-

* Dafner et al. (2003)

† Huertas et al. (2009) et Huertas et al. (2012)

‡ Gómez (2003)

* Les valeurs de DOC entre parenthèses prennent en compte le DOC réfractaire ($38 \mu\text{mol-C l}^{-1}$).

TABLE 4.5 – Estimation des flux nets de nutriments traversant le détroit de Gibraltar ($\times 10^{10}$ mol an^{-1}). Les valeurs positives indiquent un flux net vers la Méditerranée, et négatives un flux net vers l’Océan Atlantique.

	NO_3	PO_4	Si	DIC	DOC	Alk
STD [∇]	-8,43	-0,40	-6,62	-20,52	+20,4	-28,88
OPT [∇]	-7,17	-0,33	-7,25	-23,75	+3,81	-46,88
rCP [∇]	-5,63	-0,20	-6,51	-1,05	-11,91	-39,58
Huertas et al. (2009) [∪]	-	-	-	-208	+41 ^a +43 ^b	-133
Huertas et al. (2012) [∪]	-13,9	-0,48	-	-	-	-
Béthoux et al. (2002) [∪]	-35	-1,62	-34	-	-	-
Dafner et al. (2003)	-3,2	-0,16	-	-	-	-
Gómez et al. (2000) [*]	-21,5	-0,78	-17,2	-	-	-
Gómez (2003) [†]	-18,6	-0,7	-14,9	-98	-	-
De La Paz et al. (2008)	-	-	-	-	-	-

[∇] Les flux d’eau entrant et sortant de la Méditerranée à Gibraltar utilisés pour le calcul des flux de nutriments traversant le détroit sont de 0,71Sv (AW) et 0,66Sv (MOW).

[∪] Les flux d’eau à Gibraltar utilisés par Huertas et al. sont (a) de 0,84 Sv (AW), 0,80Sv (MOW) et (b) de 0,80 Sv (AW), 0,76 Sv (MOW).

[∪] Les flux d’eau utilisés par Béthoux et al., proviennent de Bethoux and Gentili (1999) : 1,64 Sv (AW) et 1,57 Sv (MOW).

^{*} Pour le calcul des flux de nutriments, Gomez et al. utilisent les flux d’eau de Lafuente et al. (2000) : 0,92 Sv (AW) et 0,87 Sv (MOW)

[†] Cette fois, Gomez recalcule ces flux en utilisant 0,81 Sv (AW) et 0,76 Sv (MOW).

4.4.2 Évaluation de la chlorophylle.

Introduction.

Une étape essentielle pour l’évaluation d’une simulation, est la validation de la chlorophylle (Chl) de surface (Chl_{surf}). Un produit intéressant à confronter aux résultats du modèle, de part la grande superficie que couvre le modèle, mais aussi de part la fréquence des résultats, est l’estimation satellitale de Chl de surface (Chl_{sat}).

Mais, l’utilisation de Chl_{sat} pour la validation du modèle en Méditerranée est délicate. En effet, dans les régions oligotrophes, et en particulier en Méditerranée, les estimations satellites de la Chl de surface, via un algorithme classique (tel que celui utilisé pour les images satellites de SeaWiFS) surestiment systématiquement la concentration de la Chl de surface d’environ un facteur 2 (Bricaud et al., 2002; Claustre et al., 2002; D’Ortenzio et al., 2002; Gregg and Casey, 2004). Différents algorithmes ont été élaborés pour corriger ce biais (Bricaud et al., 2002; D’Ortenzio et al., 2002; Bosc et al., 2004; Morel and Gentili, 2009a). Morel and Gentili (2009b) expliquent cette surestimation par la présence de matière organique dissoute colorée (CDOM), dite matière jaune, qui est présente en grande quantité dans la mer Méditerranée. Les algorithmes satellitaires empiriques, en raison de sa couleur, la comptabilisent comme de la Chl. Ces algorithmes déduisent une valeur moyenne de CDOM à partir de la concentration en Chl, afin d’y appliquer une correction. Or, en Méditerranée les concentrations en CDOM sont ~ 2 fois plus élevées que les valeurs prévues par ces algorithmes classiques. D’où une surestimation de Chl_{sat} .

Dans la suite de notre étude, nous comparerons la Chl de surface du modèle (moyenne sur les 10 premiers mètres), à la Chl_{sat} estimée par Bosc et al. (2004). Cette estimation est une correction a posteriori, de l’estimation de Chl_{sat} de SeaWiFS. Elle procure des valeurs de Chl équivalentes à celles de SeaWiFS pour des concentrations de départ $> 0,4$ mg m^{-3} , et inférieures pour des concentrations plus petites que ce seuil (avec une différence qui augmente lorsque les valeurs de Chl diminuent, jusqu’à un facteur 2,5 pour une concentration de 0,03 mg m^{-3}). Une évaluation de la méthode avec la chlorophylle mesurée à DYFAMED (Figure 4.15), montre que les estimations surestiment encore les mesures de Chl, pour ses plus faibles valeurs. Mais, même si elles sont imparfaites, les estimations corrigées de Bosc et al. (2004) (BOSC) sont plus proches des concentrations mesurées, que celles données par l’algorithme classique. À l’échelle du bassin, Bosc et al. (2004) montrent que leur algorithme améliore les estimations de Chl_{sat} ,

en particulier dans le bassin oriental, dans les zones les plus oligotrophes de la Méditerranée.

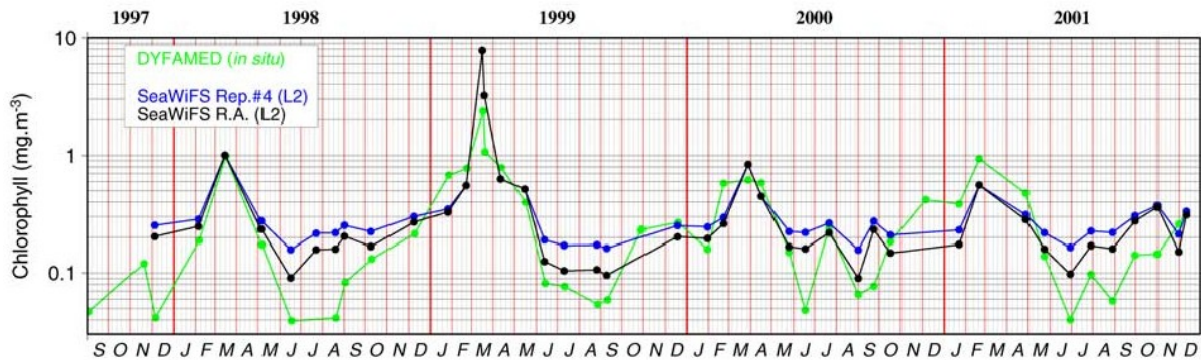


FIGURE 4.15 – Comparaison des concentrations de surface de chlorophylle mesurées à Dyfamed (vert), et dérivées d'images satellitaires SeaWiFS, à partir de son algorithme standard (bleu), et de l'algorithme régional de Bosc et al. 2004 (noir). Tirée de l'article de *Bosc et al.* (2004).

Répartition de la chlorophylle de surface, en moyenne annuelle.

En moyenne annuelle (Figure 4.16), les estimations satellites de *Bosc et al.* (2004), montrent un fort gradient de Chl_{surf} entre le bassin Ouest, avec ses concentrations de Chl entre 0,1 et 1 $\mu\text{mol-C l}^{-1}$ dans le s-b Alboran, et le bassin Est, dont la Chl_{surf} , à l'exception des zones côtières, et des sous-bassins Adriatique et Égéen, est presque partout inférieure à 0,1 $\mu\text{mol-C l}^{-1}$. Le bassin Ouest présente, dans les images satellites, des zones de forte productivité ($Chl_{surf} < 0,3 \mu\text{mol-C l}^{-1}$) :

- le sous-bassin Alboran, directement sous l'influence des eaux atlantiques, relativement riches en nutriments, qui permettent une concentration en Chl_{surf} pouvant atteindre 1 $\mu\text{mol-C l}^{-1}$ en moyenne annuelle.
- le sous-bassin Liguro-Provençal, avec entre 0,3 et 0,4 $\mu\text{mol-C l}^{-1}$ en moyenne annuelle, sur presque tout le sous-bassin.
- le long de la côte Africaine, sur le trajet de l'AW (*Millot and Taupier-Letage, 2005a*).

Dans le bassin Est, en dehors des zones côtières (notamment les embouchures des grands fleuves), les concentrations en Chl_{surf} sont élevées dans le s-b Adriatique et le nord Égéen. Puis la Chl diminue progressivement jusque dans la zone la plus oligotrophe, au Sud-Est du bassin.

Les résultats des 3 simulations présentent certaines des principales caractéristiques de la Chl_{sat} citées ci-dessus, avec des concentrations de Chl du bon ordre de grandeur. On retrouve dans chacune des simulations, qui se révèlent extrêmement proches les unes des autres, le maximum de Chl_{surf} en Alboran, au large du golfe du Lion, et les fortes valeurs de Chl dans l'Adriatique. Mais de manière générale, la Chl est sous-estimée. En particulier, dans le bassin Ouest, il manque les fortes valeurs de Chl accompagnant la progression de l'AW le long des côtes Maghrébines ; dans le s-b Liguro-Provençal, les concentrations de la mer de Ligurie, sont trop faibles ; et, au milieu du bassin Ouest et dans le s-b Tyrrhénien, la Chl est sous-estimée (0,05 $\mu\text{mol-C l}^{-1}$ au lieu de 0,1 à 0,15 $\mu\text{mol-C l}^{-1}$).

À l'Est, si le signal plus élevé dans le s-b Adriatique est bien présent, on ne retrouve pas celui du s-b Égéen.

Enfin, on note au contraire dans le gyre de Rhodes, une zone à la concentration en Chl relativement élevée, qui n'apparaît pas dans les images satellites. Ces fortes concentrations sont certainement liées à la formation trop intense de la LIW, qui se produit dans cette zone (voir l'évaluation de la dynamique par les CFC, section 2.2, l'utilisation apparente d'oxygène (AOU) au sein de la LIW, section 4.4.5, ou encore l'analyse des régimes trophiques de type *bloom* en lien avec la profondeur de la couche de mélange, section 4.5.3).

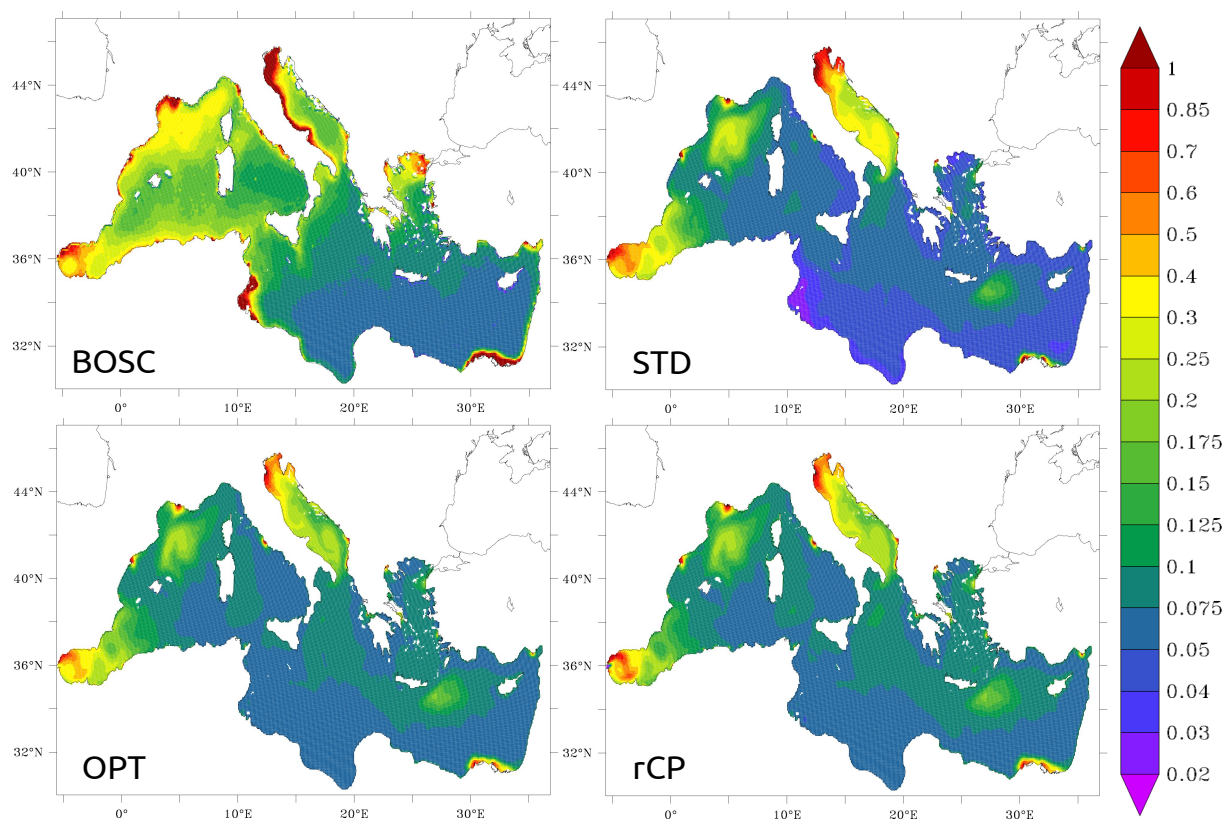


FIGURE 4.16 – Cartes de moyenne annuelle de la Chl_{surf} ($\mu\text{mol-C l}^{-1}$), obtenues sur la période des estimations satellitales de *Bosc et al.* (2004) (1997-2005), pour les estimations de *Bosc et al.*, et les sorties des simulations STD, OPT et rCP.

Étude de la variabilité interannuelle et mensuelle de la chlorophylle de surface.

L'évolution temporelle de la concentration globale en moyenne annuelle de Chl_{surf} (Figure 4.17 - colonne de gauche), montre que le modèle sous-estime l'estimation de Bosc et al. (2004) d'environ un facteur 2. Les valeurs de Chl_{surf} de STD, OPT et rCP sont très proches sur toute la période de simulation. La Chl_{surf} moyenne sur toute la Méditerranée est $\sim 0,1 \text{ mg m}^{-3}$ au départ de la période historique (1965), pour les 3 simulations. Elle augmente doucement jusque dans les années 1980s, où elle se stabilise autour de $\sim 0,125 \text{ mg m}^{-3}$, puis elle décroît jusqu'à la fin de la simulation (2011), où elle atteint $\sim 0,09 \text{ mg m}^{-3}$. Cette évolution de Chl_{surf} avec un maximum durant la décennie 1980, correspond à celle des apports fluviaux de PO_4 (voir figure 4.6) qui présente un maximum sur la même période. Entre 1997 et 2005, la Chl_{surf} du modèle est d'environ $0,1 \text{ mg m}^{-3}$, tandis que Chl_{sat} , plus variable, évolue entre $\sim 0,2$ et $\sim 0,160 \text{ mg m}^{-3}$. Cette période de 8 ans est trop courte pour en extraire une tendance significative, d'autant plus que la variabilité inter-annuelle de Chl_{sat} sur cette période est importante.

En regardant spécifiquement les bassins Ouest et Est (s-b Ionien et Levantin), le modèle reproduit les contrastes de Chl_{surf} inter-bassins, observés dans les estimations de Chl_{sat} : il y a moins de Chl_{surf} dans le bassin Est, que dans le bassin Ouest. Sur les estimations de Bosc et al., on observe une diminution de $\sim 37,8\%$ de la Chl dans le bassin Est, par rapport au bassin Ouest. Dans le modèle, on retrouve la même différence de Chl_{surf} entre bassin, dans les simulations OPT et rCP, tandis que pour la simulation STD cet écart de Chl_{surf} est amplifié ($\sim 61,5\%$).

Les remarques faites pour l'évolution inter-annuelle de la Chl restent valables en comparant la variabilité mensuelle de Chl_{sat} , et de la Chl du modèle (Figure 4.17 - colonne de droite). Les concentrations en Chl, obtenues dans les 3 simulations, sont inférieures aux estimations satellitaires (BOSC), sur l'ensemble de l'année d'environ un facteur 2 ; STD génère plus de Chl, que les deux autres simulations, en période de *bloom* (pic de la floraison phytoplanktonique), et moins en période estivale, oligotrophe.

Des nuances apparaissent si l'on regarde plus en détails. STD, OPT, rCP et les estimations satellitaires, n'évoluent pas de la même manière au cours de l'année, dans les bassins Est et Ouest.

Ainsi, dans le bassin Est, les estimations de Chl satellitaires de Bosc et al. sont maximales en hiver (décembre-février), où elles sont de l'ordre de $0,2 \text{ mg m}^{-3}$, et minimales en été (mai-août) avec $\sim 0,1 \text{ mg m}^{-3}$. Le modèle n'arrive pas à reproduire ce maximum de Chl, aussi tôt dans le bassin Est. Il n'en simule que la fin, en février, tandis que le minimum estival de production semble se prolonger jusqu'en septembre-octobre. Les différences entre la Chl du modèle et des estimations satellitaires, dans le bassin Ouest, sont plus prononcées en hiver (pendant le maximum de Chl) que pendant l'été, tandis que dans le bassin Est, l'écart de Chl est minimum en février-mars, et augmente progressivement jusqu'à atteindre un maximum en décembre.

Dans le bassin Ouest, les variations saisonnières sont plus prononcées et sont correctement reproduites par le modèle. On note cependant un léger décalage concernant l'occurrence du bloom : les estimations satellitaires montrent un maximum bien marqué de Chl_{surf} ($\sim 0,4 \text{ mg m}^{-3}$) en mars ; STD reproduit ce maximum en février ($\sim 0,3 \text{ mg m}^{-3}$), tandis que OPT et rCP le répartissent entre ces 2 mois ($\sim 0,2 \text{ mg m}^{-3}$). Quantitativement, contrairement au bassin Est, où STD montre des concentrations de Chl_{surf} toujours inférieures à OPT et rCP, ici STD montre plus de Chl_{surf} en période de *bloom*, et moins en période oligotrophe.

Évolution saisonnière et spatiale de la chlorophylle de surface.

Analysons maintenant, plus en détails, l'évolution saisonnière des structures spatiales de la Chl_{surf} (Figure 4.18).

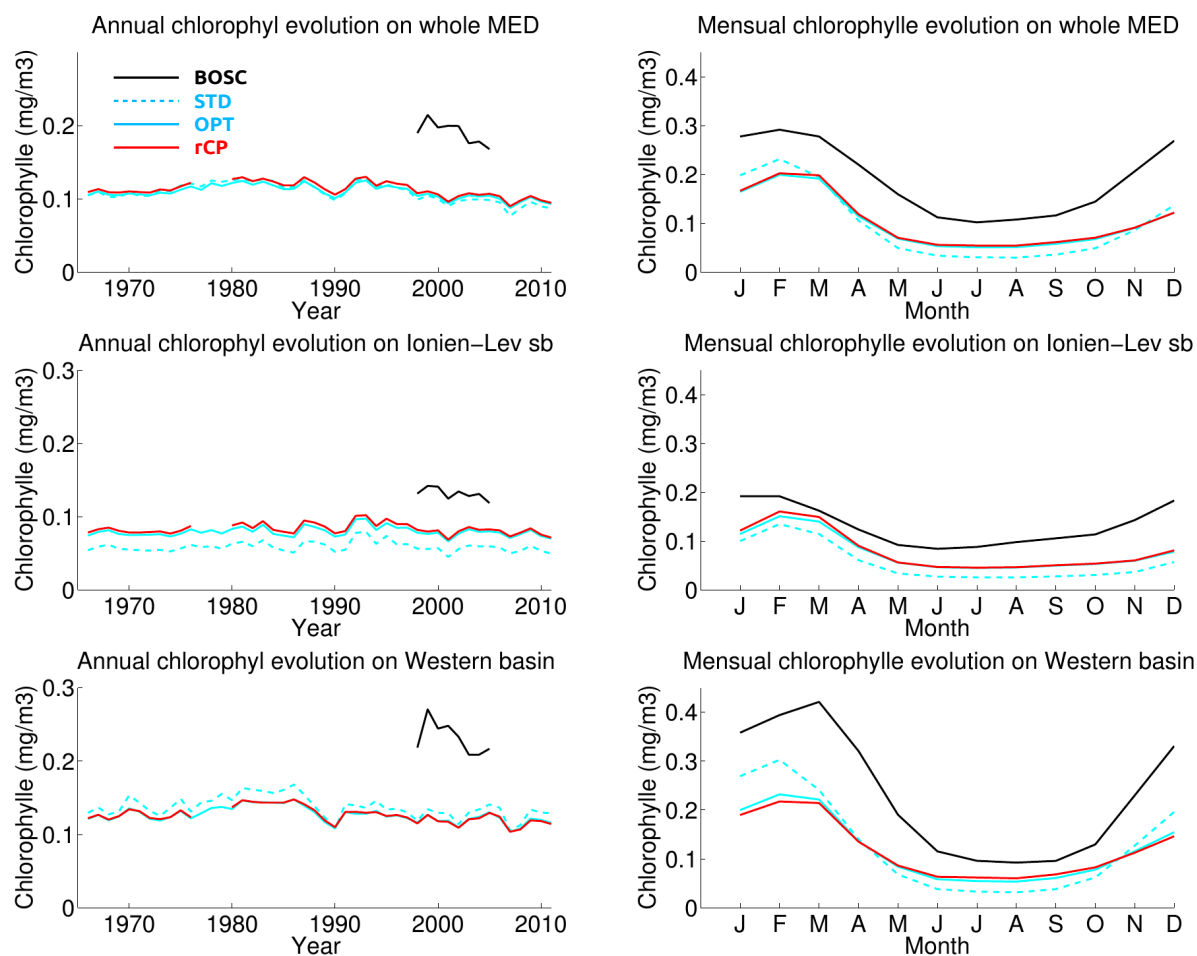


FIGURE 4.17 – Évolution temporelle de la Chl_{surf} du modèle (STD - pointillé bleu -, OPT - ligne rouge - et rCP - ligne bleu-) et des estimations satellites ((Bosc et al., 2004) - ligne noire-), a) en moyenne annuelle sur période historique de simulation (1965-2011; colonne de gauche) et, b) en moyenne mensuelle, moyenne effectuée sur la période couverte par les observations satellites (1997-2005; colonne de droite). Les analyses couvrent toute la Méditerranée (ligne du haut), le bassin Est (ligne du milieu), et le bassin Ouest (troisième et dernière ligne).

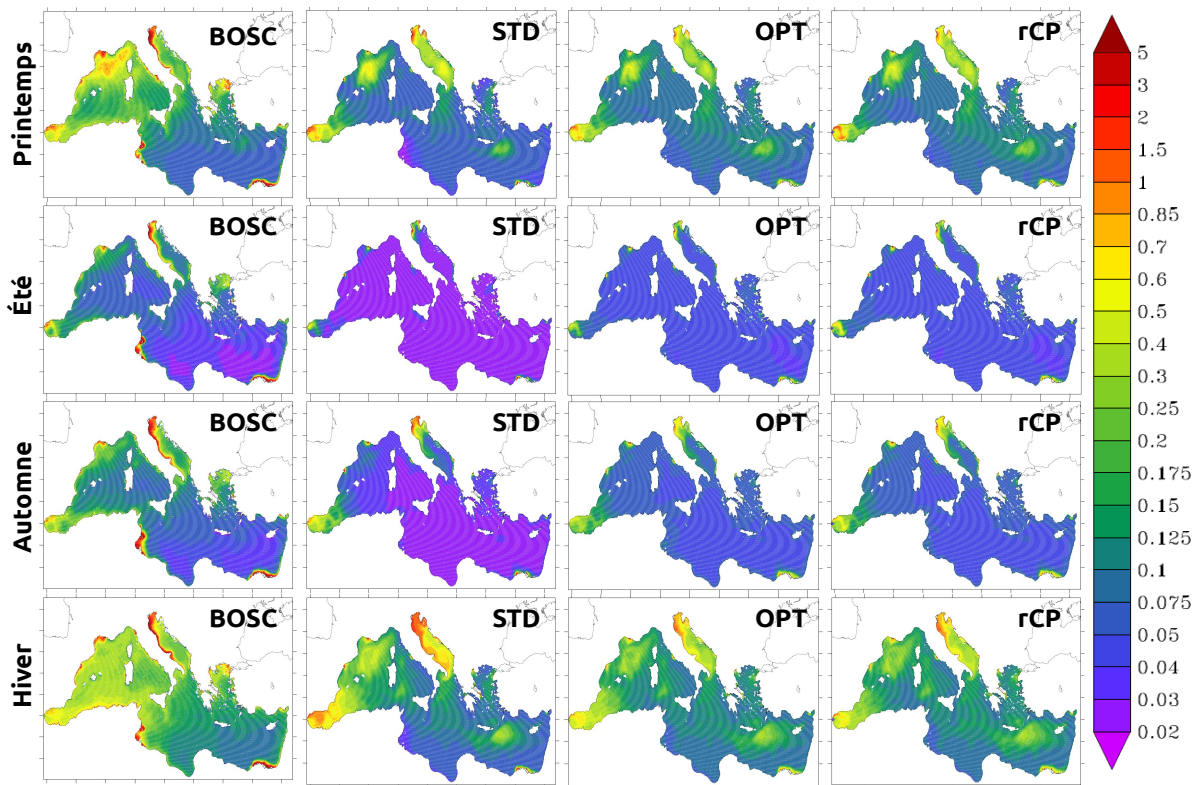


FIGURE 4.18 – Cartes moyennes saisonnières de la Chl_{surf} ($\mu\text{mol-C l}^{-1}$), obtenues sur la période d'observation de BOSC (1997-2005), pour BOSC, STD, OPT et rCP.

Les principales caractéristiques observées sur la moyenne annuelle de Chl_{sat} (Figure 4.16) restent valables ici, avec cependant des différences notables dues à la variabilité saisonnière. De façon générale, le maximum de chlorophylle est observé en hiver, à la faveur du fort mélange vertical. Les concentrations sont alors de l'ordre de $0,4 - 0,5 \mu\text{mol-C l}^{-1}$ dans le bassin Ouest, jusque $0,6 \mu\text{mol-C l}^{-1}$ dans le Courant Algérien, et, dans le bassin Est, de $\sim 0,2 \mu\text{mol-C l}^{-1}$ dans le Nord Ionien, à $\sim 0,1$ dans le sud Levantin. Le minimum de Chl est observé l'été, lorsque la mer Méditerranée est très stratifiée. Les concentrations de Chl sont alors d'environ $0,1 \mu\text{mol-C l}^{-1}$ dans le bassin Ouest, jusque $0,03 \mu\text{mol-C l}^{-1}$ dans les zones les plus oligotrophes : le Sud Ionien, et le Sud Levantin.

Certaines zones présentent un cycle saisonnier différent. C'est le cas dans le Golfe du Lion, où un *bloom* phytoplanktonique apparaît régulièrement au printemps, avec des concentrations de Chl élevées, entre $0,6$ et $1 \mu\text{mol-C l}^{-1}$, qui disparaît à la fin de la saison. Le cycle saisonnier diffère aussi dans le sous-bassin Alboran, où la production phytoplanktonique reste élevée toute l'année ($> 0,6 \mu\text{mol-C l}^{-1}$), grâce à l'entrée de l'AW, relativement riche en nutriments. Et enfin la concentration en Chl reste élevée toute l'année dans les zones côtières, à proximité de l'embouchure des gros fleuves, tels que le Nil, le Pô (qui affecte une grande partie du s-b Adriatique), ou encore le Rhône.

Les grandes structures représentées dans le modèle en moyenne annuelle se retrouvent dans les moyennes saisonnières, avec les mêmes différences vis-à-vis des estimations satellites. On retrouve de même, les principales caractéristiques saisonnières observées sur la Chl_{sat} : globalement un maximum de production hivernale, et un minimum estival, le *bloom* printanier dans le Golfe du Lion, et une production élevée toute l'année dans le sous-bassin Alboran, et à proximité de l'embouchure des grands fleuves.

Des différences entre le cycle saisonnier du modèle et des estimations de Bosc et al. sont cependant à noter : le modèle reproduit bien le *bloom* printanier du Golfe du Lion (zone connue pour sa formation d'eau profonde hivernale, WMDW), mais il n'en simule qu'une partie, localisée exactement au large du Golfe du Lion, alors qu'elle devrait s'étendre sur la presque totalité du s-b Liguro-Provençal, jusque dans la mer Ligurie. Le modèle produit aussi un *bloom* dans le gyre de Rhodes, plus prononcé que dans les images satellites. Cette zone est connue pour être la zone de formation des eaux intermédiaires Levantines (LIW) en hiver. Ces différences relevées dans la reproduction de *blooms* sont dus à un mélange trop fort

dans le gyre de Rhodes (voir l'évaluation de la dynamique avec les CFC, section 2.2, ou l'évaluation de l'AOU dans la LIW, section 4.4.5), et trop localisé dans le Golfe du Lion (Béranger et al., 2010; Lebeaupin Brossier et al., 2012).

En été, la Méditerranée du modèle est ultra-oligotrophe partout. Les valeurs sont minimales (entre 0,02 - 0,03 $\mu\text{mol-C l}^{-1}$ pour STD; 0,04 - 0,05 $\mu\text{mol-C l}^{-1}$ pour OPT et rCP).

En automne, l'AW permet une augmentation locale de la concentration en Chl sur la partie la plus occidentale de la Méditerranée. Mais dans le reste de la Méditerranée, la Chl reste à son minimum. L'approfondissement de la base de la couche de mélange n'est peut-être pas assez rapide, et/ou la nutricline est-elle peut-être trop profonde, pour que le mélange automnal atteigne des concentrations en nutriments suffisamment élevées. En conséquence, le phytoplancton n'étant pas assez alimenté en nutriments ne peut se développer.

Les différences de Chl_{surf} entre les simulations sont bien visibles sur ces cartes (Figure 4.18). STD montre une variabilité spatiale et temporelle plus forte que OPT et rCP. Les blooms y sont un peu plus forts, tandis que les valeurs basses (notamment estivales) sont inférieures à celles de OPT et rCP. Ces deux dernières simulations restent autour d'une valeur moyenne qui varie beaucoup moins que pour STD.

Les paramètres "optimisés" de OPT et rCP permettent de comprendre ces différences (voir tableau 4.2). Les paramètres contrôlant le phytoplancton ont été modifiés de façon à inhiber la pousse du nano-phyto en diminuant le P-I slope des nano-phyto de 86% par rapport aux paramètres standards de PISCES, et en augmentant fortement le taux de mortalité du phytoplancton, de 183% pour le nano-phyto, et de 88% pour les diatomées. Ainsi, le nano-phytoplancton est moins réactif, il se développe beaucoup moins vite, et le stock de phytoplancton aura plus de difficultés pour se maintenir à cause du taux de mortalité élevé.

Ensuite, la pression trophique du zooplancton sur le phytoplancton a été accentuée : l'efficacité de croissance du zooplancton est augmentée (60% pour le méso-zoo, et 91% pour le micro-zooplancton), le zooplancton réagit plus rapidement que dans STD à une pousse du phytoplancton; le taux maximal de broutage est augmenté (26% pour le méso-zoo, 47.5% pour le micro-zoo); et pour finir, la préférence du méso-zoo à se nourrir sur le POC ou le micro-zoo a diminué, augmentant la pression sur le phytoplancton.

D'autre part, le taux d'excrétion du zooplancton a été augmenté (69% pour le micro-zooplancton et 95,4% pour le méso-zooplancton), induisant une diminution plus rapide de la biomasse zooplanctonique.

Tout ceci aboutit à une production phytoplanctonique plus contrainte et limitée qu'avec les paramètres standards. C'est pourquoi, en période/zone de forte production, la Chl_{surf} est moins importante que dans STD. Au contraire, en période de faible production phytoplanctonique, la population de zooplancton diminue plus vite que dans STD, réduisant les pressions trophiques, et permettant ainsi de conserver une concentration en Chl plus importante que dans la simulation STD. Aux vues des modifications de paramètres, il est possible que la production primaire des simulations OPT et rCP soit partout inférieure à celle de STD, mais l'augmentation de 50% du rapport $\frac{Chl}{C}$ permet d'avoir une concentration en Chl équivalente, voire parfois supérieure à celle obtenue avec les paramètres standards.

Évaluation statistique de la chlorophylle de surface du modèle.

Pour évaluer plus objectivement les différentes simulations, nous avons utilisé une méthode statistique. Pour cela, nous avons comparé la Chl_{surf} du modèle, aux estimations de Bosc et al., avec des diagrammes de Taylor (Taylor (2001); Figure 4.19). Ces diagrammes regroupent sur un quart de disque, le coefficient de corrélation (r ; lu sur l'angle) et l'écart type normalisé (S ; lu sur le rayon) d'un ensemble de points, par rapport à un ensemble de points référents. Ici, sont comparées les Chl_{surf} de chacune des 3 simulations (STD, OPT et rCP), par rapport aux estimations satellitales de Bosc et al.. Pour cela, pour chaque mois (moyenne mensuelle sur la période des estimations de la Chl de Bosc et al. : d'octobre 1997 à septembre 2005), la Chl_{surf} du modèle et les estimations satellitales sont comparées pixel par pixel.

Afin d'éviter toutes sources d'éventuels problèmes lors de ces tests statistiques, les champs de Chl_{surf} subissent un traitement préliminaire. Pour que ces comparaisons ne soient pas "polluées" sous l'effet d'interactions près des côtes, les zones côtières sont filtrées. En effet, les algorithmes déduisant la Chl_{surf}

4.4 Évaluation de la simulation : Comparaison avec les observations.

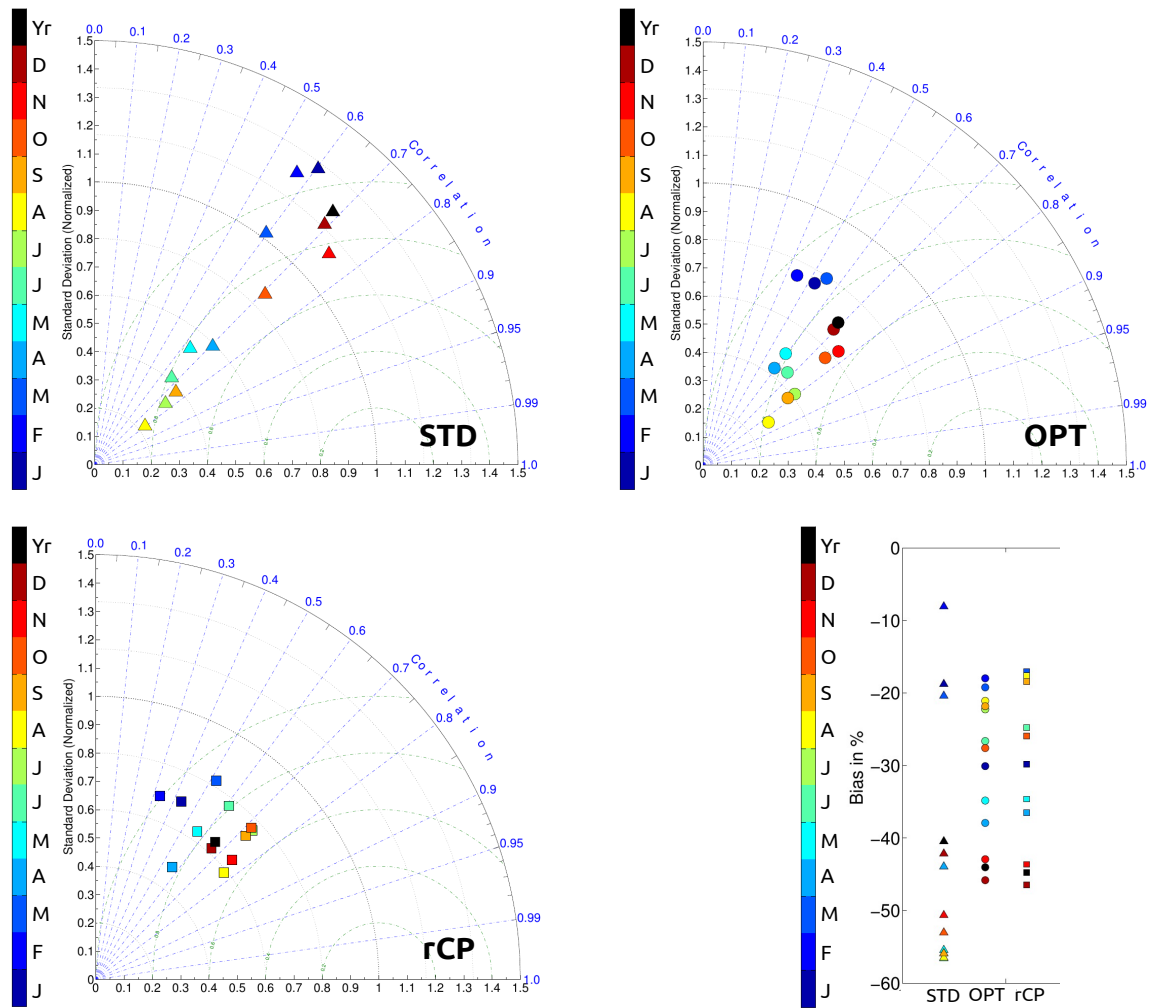


FIGURE 4.19 – Diagrammes de Taylor comparant, sur chaque diagramme, les moyennes mensuelles et annuelle (calculées sur la période 1997 - 2005) d'une simulation (STD en haut à gauche, OPT en haut à droite, et rCP en bas à gauche) par rapports aux estimations satellitales de *Bosc et al. (2004)*. Le dernier diagramme, en bas à droite, représente les biais des états moyens mensuels et annuel de chaque simulation par rapport aux estimations satellitales.

des observations satellites, ne fonctionnent que pour les "case 2 waters" (*Morel and Prieur, 1977*), c'est-à-dires les eaux claires de pleine mer, qui ne contiennent pas toute la matière en suspension présente dans les eaux côtières. Cette matière en suspension, colorée, perturbe les informations relevées par les satellites, en absorbant dans les mêmes longueurs d'ondes que la Chl_{surf} , empêchant toute quantification (via satellite) de la Chl dans ces eaux. Elles ne doivent donc pas apparaître sur les champs de Chl_{sat} , ni de Chl_{surf} du modèle auxquels nous allons les comparer. Pour cela, nous avons filtré tous les points du modèle et des estimations satellites, dont la bathymétrie est inférieure à 160m de profondeur. De même, l'Atlantique étant une zone de rappel pour plusieurs variables du modèle, toutes les données à l'Ouest de Gibraltar ($5,5^\circ$ Ouest), sont filtrées elles aussi, dans le modèle et dans les estimations satellites.

Enfin, pour éviter que des anomalies de Chl, dues à la méso-échelle, ne perturbent les résultats, les champs de Chl_{surf} (modèle et données) sont dégradés au $1/8^\circ$.

Corrélations et écart-types sont calculés à partir des champs de Chl_{surf} résultants de ce traitement.

Les résultats montrent 13 points sur chaque diagramme. Chaque point donnant un score (r; S) mensuel, et le 13^{ième} score pour la moyenne annuelle. Ces scores sont calculés sur la base de comparaisons géographiques. Pour un mois spécifique, les calculs de corrélation et d'écart-type prennent en compte les anomalies de Chl_{surf} de chaque pixel par rapport à la moyenne de Chl_{surf} de ce même mois.

STD, est la simulation où la corrélation est légèrement meilleure, puisqu'elle varie entre 0,57 et 0,8 ; contre 0,44 à 0,84 avec OPT et 0,48 à 0,71 pour rCP. Or l'écart-type de STD est très variable, comparé aux observations. En été, l'écart-type de STD est beaucoup plus faible que celui des estimations (écart-type normalisé de 0,2 en août), puis il augmente jusqu'à montrer en hiver, une variabilité spatiale plus importante que dans les observations (écart-type normalisé de 1,4 en janvier). Paradoxalement, la corrélation est la meilleure pour les écarts-types normalisés les plus faibles (juillet à septembre).

Pour OPT et rCP, les écarts-types sont toujours plus faibles que pour les estimations satellites, leurs rapports sont toujours inférieurs à 1 : de 0,27 à 0,8 pour OPT, et entre 0,48 à 0,71 pour rCP.

En comparant ces 3 diagrammes, aucune simulation ne se démarque, i.e. aucune n'apparaît plus proche que les autres des estimations satellites.

Pour que le diagnostic soit complet, il faut aussi considérer le biais (Figure 4.19), qui nous renseigne sur l'écart entre les moyennes de Chl_{surf} des simulations, et des observations. Les biais sont tous négatifs, ce qui confirme ce que l'on a déjà vu un peu plus haut : le modèle sous-estime les estimations de Chl_{sat} . On retrouve aussi une variabilité plus grande dans la moyenne de Chl_{surf} de STD. Son biais par rapport aux estimations satellites varie de -9% en janvier, jusque -57% en été. Les biais de OPT et rCP par rapport à la Chl_{sat} sont très similaires, avec un biais moins variable que celui de STD, entre -18 et -46% .

Définir une simulation de référence en se basant sur ces diagnostics est malaisé, puisqu'aucune des simulations ne se démarque des deux autres. rCP étant un test de sensibilité, ne peut être définie comme simulation de référence. On serait tenté de choisir OPT, pour ses paramètres "optimisés" pour la Méditerranée, et aussi à cause de la grande variabilité de STD, qui passe du *bloom* printanier à des conditions d'oligotrophie extrême sur toute la Méditerranée. Mais objectivement, cette décision n'est pas assez justifiée.



Impact de la profondeur de couche de mélange sur la chlorophylle de surface.

Nous avons noté un peu plus haut que certaines différences dans les estimations satellitaires de Chl_{surf} pourraient provenir soit de défauts dans le forçage dynamique, notamment à travers la profondeur de la couche de mélange ; soit de défauts dans la biogéochimie. Il est possible d'évaluer les différences de couches de mélange (MLD), en comparant la MLD du forçage dynamique NEMO-MED12, avec une climatologie, la plus récente actuellement disponible (Houpert et al., under review). Cette climatologie de MLD Méditerranéenne, basée sur la thermocline, a été conçue à partir de différentes sources de données, récoltées entre 1969 et 2012. Toutes les données connues disponibles ont été utilisées pour réaliser cette climatologie : les données récoltées par le projet Medar-MEDATLAS (MEDAR/MEDATLAS-Group, 2002), World Ocean Database, de la banque de données CORIOLIS (<http://www.coriolis.eu.org>), les données de différentes campagnes de mesures (D'Ortenzio et al., 2005; Puig et al., 2013), et enfin les très récentes données de gliders profilant au sein de la Méditerranée (Testor et al., 2010). Les données utilisées regroupent différents types de données : BT (Bathythermograph), XBT/XCTD (expandable BT), CTD (Conductivity-Temperature-Depth data), des flotteurs profileurs ARGO, et les Gliders EGO.

La comparaison des moyennes mensuelles de MLD du modèle et de la climatologie (Figure 4.20), montre que la MLD du modèle est globalement très proche de la climatologie. Entre mai et octobre, les différences sont inférieures à 10 m sur l'ensemble de la Méditerranée. La MLD du modèle ne semble donc pas responsable du retard dans le regain de la Chl modélisée en automne. Ce problème serait donc dû à la biologie, la nutricline certainement trop profonde, n'est pas atteinte par la couche de mélange à cette période.

Néanmoins, des différences intéressantes apparaissent en hiver, dans les zones de forts mélanges. Dans le s-b Liguro-Provençal, le modèle sous-estime fortement la profondeur de la couche de mélange, jusque ~ 300 m de différence en février, autour de la zone de la zone de convection profonde : depuis la mer Ligure, jusqu'au Nord des Baléares. Cependant, la climatologie ne voit pas la cellule, très localisée, de maximum de mélange, à cause d'un manque temporel et spatial d'observations, aboutissant à une surestimation par le modèle d'environ 1500 m de profondeur en février. Mais des observations récentes, pas encore prises en compte dans la climatologie, corroborent la présence du très fort mélange produit dans le modèle

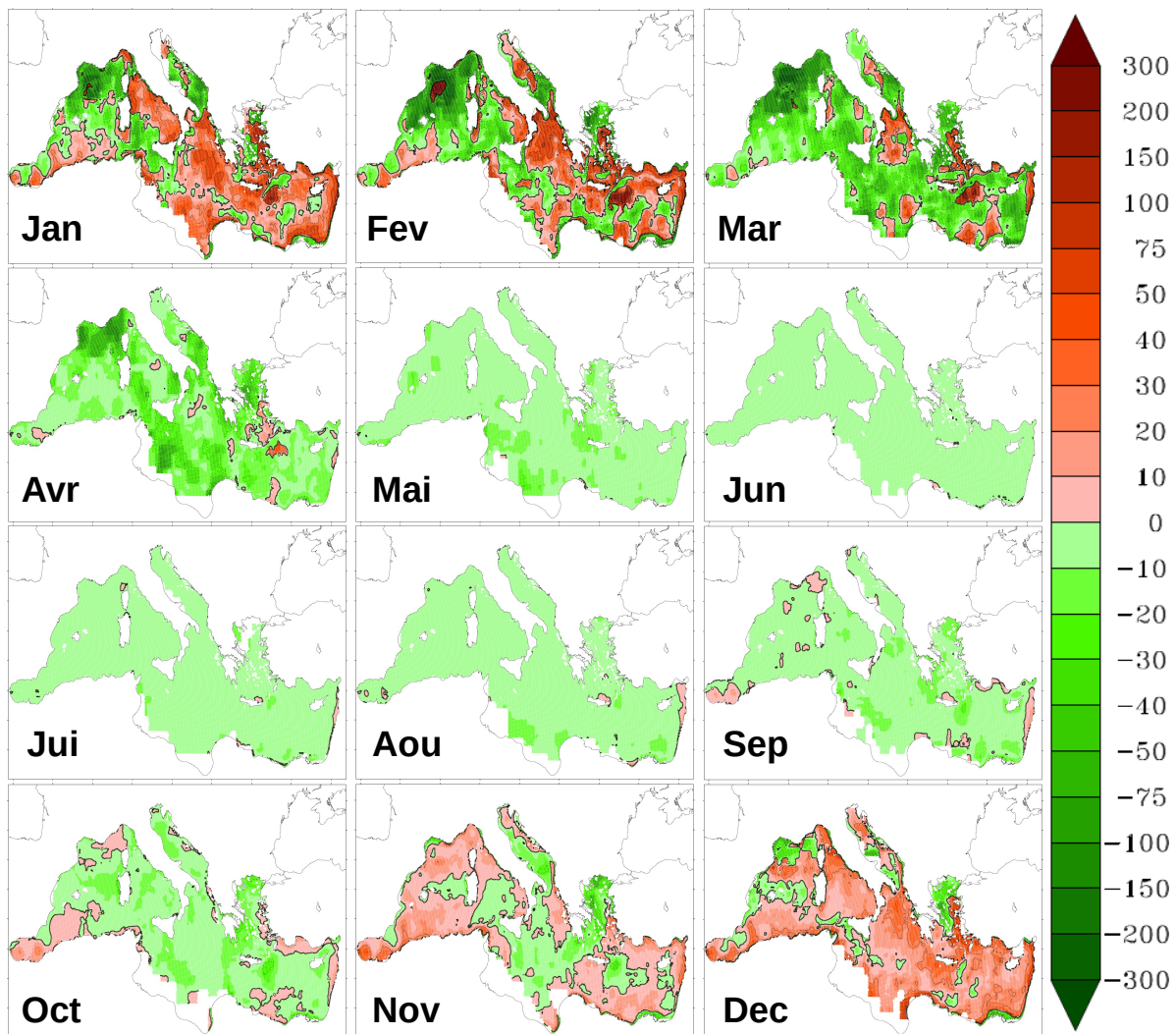


FIGURE 4.20 – Différences mensuelles entre la MLD du modèle et la MLD climatologique dérivée d'observations de Houpert et al. (under review). La MLD du modèle est une moyenne mensuelle sur la période récente (1995-2004).

(Houpert, comm. pers.). Ces différences autour de la zone de convection expliquent les désaccords relevés entre le *bloom* du modèle, et les estimations satellitales. La sous-estimation de la MLD par le modèle autour de la zone de maximum de mélange, induit la sous-estimation de la zone de bloom, réduite à la cellule convective au large du Golfe du Lion.

L'autre zone intéressante est la gyre de Rhodes. En effet, les cartes de Chl_{surf} montrent un maximum dans le modèle, plus important que dans les estimations satellites. Ce maximum concorde avec une surestimation de la MLD de 300m, en janvier, février et mars. La convection hivernale au niveau de la gyre de Rhodes est trop fort dans le modèle.

Ainsi, les différences observées dans la Chl de surface au large du Golfe du Lion, et au niveau de la gyre de Rhodes, sont expliquées par des différences dans le forçage dynamique.

4.4.3 Limitations par les nutriments

Nous avons vu dans la présentation (section 1.3.2) que la PP est modulée en fonction de la disponibilité en nutriments. Ce qui se retranscrit dans le modèle, équation 4.2, par un terme de limitation venant influencer sur la PP. La limitation est très variable dans l'espace et dans le temps, et dépend de l'orga-

nisme considéré. Dans PISCES, le terme de limitation pour chaque nutritif est donné dans l'équation 4.4. Chaque groupe de phytoplancton, et les bactéries, sont limités en chaque point, par l'élément pour lequel ce terme de limitation est le plus petit, d'où son nom d'élément le plus limitant (équations 4.3 et 4.12).

Dans notre étude, nous nous sommes intéressés à la répartition des nutritifs limitant les eaux de surface de la Méditerranée, pour chacun des groupes (phytoplanctons et bactéries), et à son évolution saisonnière (figures 4.21 à 4.23). Pour cela nous avons diagnostiqué cette limitation en *off-line*, sur un état moyen saisonnier de la période récente (1995-2004), à partir des équations du modèle. Cela nous renseignera sur les éléments limitant la production en surface, mais ne nous fournira aucune information sur l'amplitude de la limitation.

Les résultats nous montrent que pour les 3 simulations (STD, OPT et rCP), le phosphate est limitant sur la majeure partie de la Méditerranée, pour les 3 organismes (bactéries, nano-phytoplanctons, diatomées). Des nuances sont cependant à noter entre les simulations, selon les saisons, et enfin selon l'organisme que l'on considère.

Dans STD, le nano-phytoplancton (nano-p; figure 4.21) est rarement limité par un autre élément que le PO_4 . Les zones où il est limité par le NO_3 apparaissent avec la variabilité saisonnière. À l'entrée de l'AW, dans le s-b Alboran, une zone de limitation par le NO_3 (couvrant le premier gyre), apparaît en automne. Cette zone a une étendue maximale en hiver, puis elle rétrécit jusqu'à disparaître à l'extrême Ouest du sous-bassin en été. D'autres zones où la croissance du nano-p est limitée par le NO_3 apparaissent en hiver, dans les zones où le mélange hivernal est le plus fort (Golfe du Lion, gyre de Rhodes, Nord Ionien, s-b Adriatique, Ouest du détroit de Bonifacio). Toutes rétrécissent (certaines dont celle de Rhodes, disparaissent) au printemps, puis disparaissent en été. Les dernières zones (à peine identifiables) où le NO_3 est limitant, sont les embouchures des plus gros fleuves. Ces dernières sont limitées par le NO_3 toute l'année, mais leur surface, autour des embouchures, est très restreinte.

Les résultats pour chaque simulation sont très similaires. Les seules différences notables sont les superficies des zones où le NO_3 est limitant, qui sont plus ou moins étendues d'une simulation à l'autre. Ces zones sont les plus petites pour STD. Avec OPT, ces zones sont légèrement plus étendues. On note ainsi qu'en Alboran, la limitation par le NO_3 ne disparaît pas l'été. Et de même, la limitation en NO_3 dans le gyre de Rhodes, persiste au printemps.

Les zones de limitation par le NO_3 sont les plus étendues pour rCP, avec une persistance de la limitation par le NO_3 dans le Nord Ionien au printemps. Ces différences s'expliquent par les modifications apportées dans le jeu de paramètres optimisés pour OPT. En effet, comme nous l'avons décrit dans la section 4.2.1, les modifications apportées dans les paramètres de PISCES par l'optimisation, induisent une diminution de la production primaire. Ce qui permet au phosphate contenu dans l'AW, ou ramené en surface depuis les eaux intermédiaires ou profondes, dans les zones de mélange hivernal, d'être consommé moins vite, et donc d'être disponible plus longtemps, et sur une zone plus étendue que dans STD.

De même, en modifiant le coefficient C/P, nous avons permis au modèle de "voir" plus de phosphate (comme nous l'avons expliqué dans la section 4.3.3). Ainsi, dans cette simulation, les eaux ramenées en surface par le mélange hivernal contiennent, d'après le modèle, plus de PO_4 , ce qui réduit la limitation par le PO_4 sur une zone encore plus étendue.

Les structures spatiales et temporelles de la limitation pour les diatomées, sont similaires à celles du nano-p (figure 4.22). Une différence tient à la possibilité pour les diatomées d'être aussi limitées par l'acide silicique. La différence majeure dans la répartition des éléments limitants entre les nano-p et les diatomées en découle, les zones limitées par le NO_3 chez les nano-p sont parfois limitées par la Si pour les diatomées.

Dans la simulation STD, toutes les zones non-limitées par le PO_4 (s-b Alboran, zones de fort mélange vertical, et les embouchures des grands fleuves) sont limitées en Si, sauf le Golfe du Lion et le gyre de Rhodes qui restent limités par le NO_3 en hiver. Ainsi, le Si apporté en mer Méditerranée par l'AW et ramené en surface dans les zones de mélange, est rapidement consommé par les diatomées présentes dans ces zones.

Les 2 autres simulations montrent plus de limitations par le NO_3 que STD. Dans la simulation OPT, les diatomées ne sont limitées par le Si qu'en Adriatique, aux embouchures des fleuves, et au printemps,

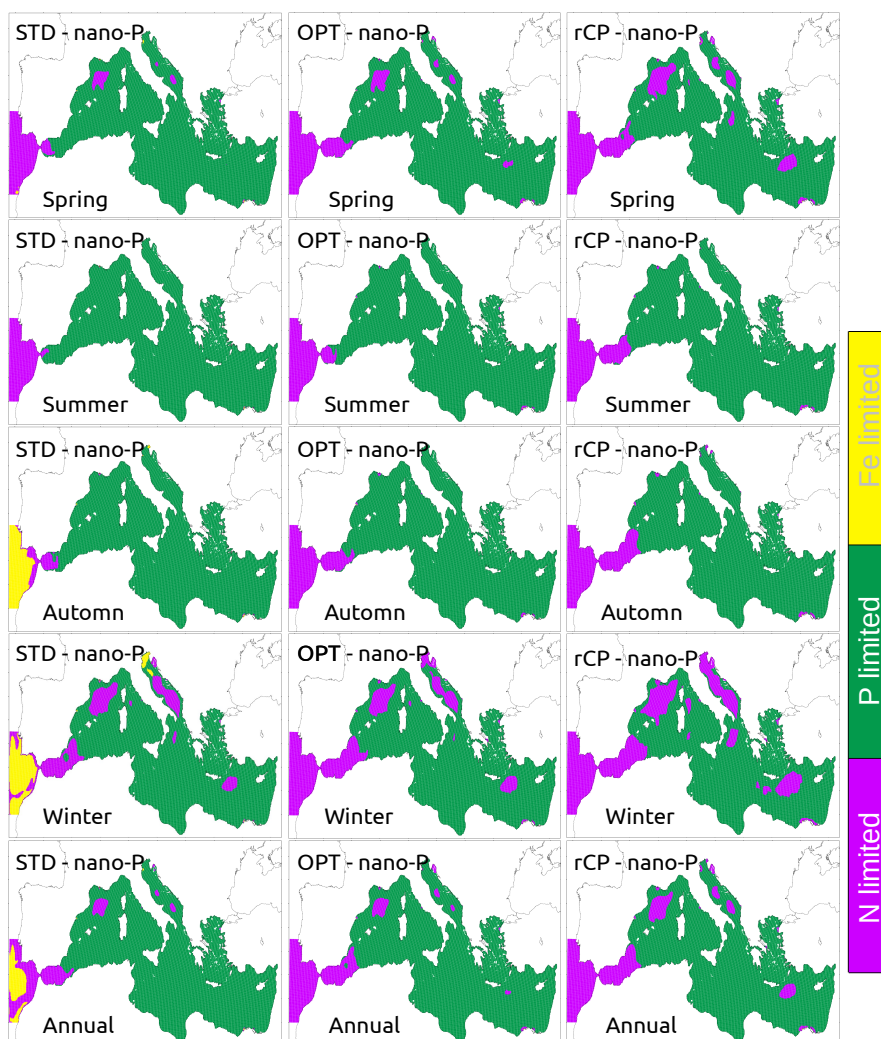


FIGURE 4.21 – Répartition des nutriments limitant la production du nano-phytoplancton en surface, en moyenne sur la période récente (1995-2004), en fonction de la saison, et en moyenne annuelle, pour STD, OPT, et rCP.

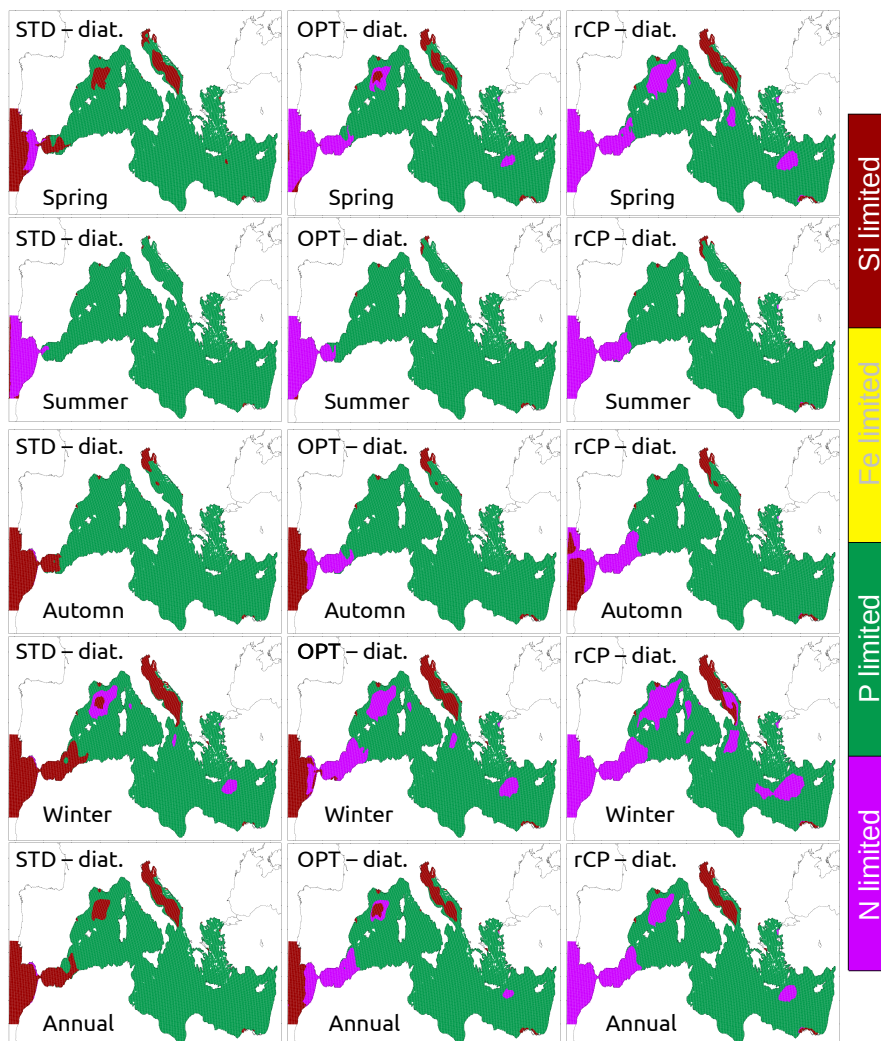


FIGURE 4.22 – Répartition des nutriments limitant la production des diatomées en surface, en moyenne sur la période récente (1995-2004), en fonction de la saison, et en moyenne annuelle, pour STD, OPT, et rCP.

au large du Golfe du Lion, à l'intérieur de la zone limitée par le NO_3 . Toutes les autres zones où les diatomées ne sont pas limitées par le PO_4 , sont limitées par le NO_3 . Ce qui montre une production par les diatomées moins forte que dans la simulation STD.

Enfin toutes les zones non-limitées par le PO_4 dans rCP, sont limitées par le NO_3 , sauf l'Adriatique, et les embouchures des fleuves. La modification du coefficient C/P a provoqué une plus forte consommation de NO_3 dans cette simulation (voir Figure 4.9). Ainsi, le NO_3 est limitant dans certaines zones, qui, dans la simulation OPT, sont limitées par la Si.

Enfin la limitation en nutriments des bactéries (figure 4.23) est quasi-identique à celle des nano-p. Les bactéries sont limitées par le PO_4 sur la majeure partie de la Méditerranée, sauf à l'embouchure des fleuves, dans le s-b Alboran, et, en hiver et au printemps, dans les zones de forts mélanges, où la limitation se fait par le NO_3 .

~ * * ★ * * ~

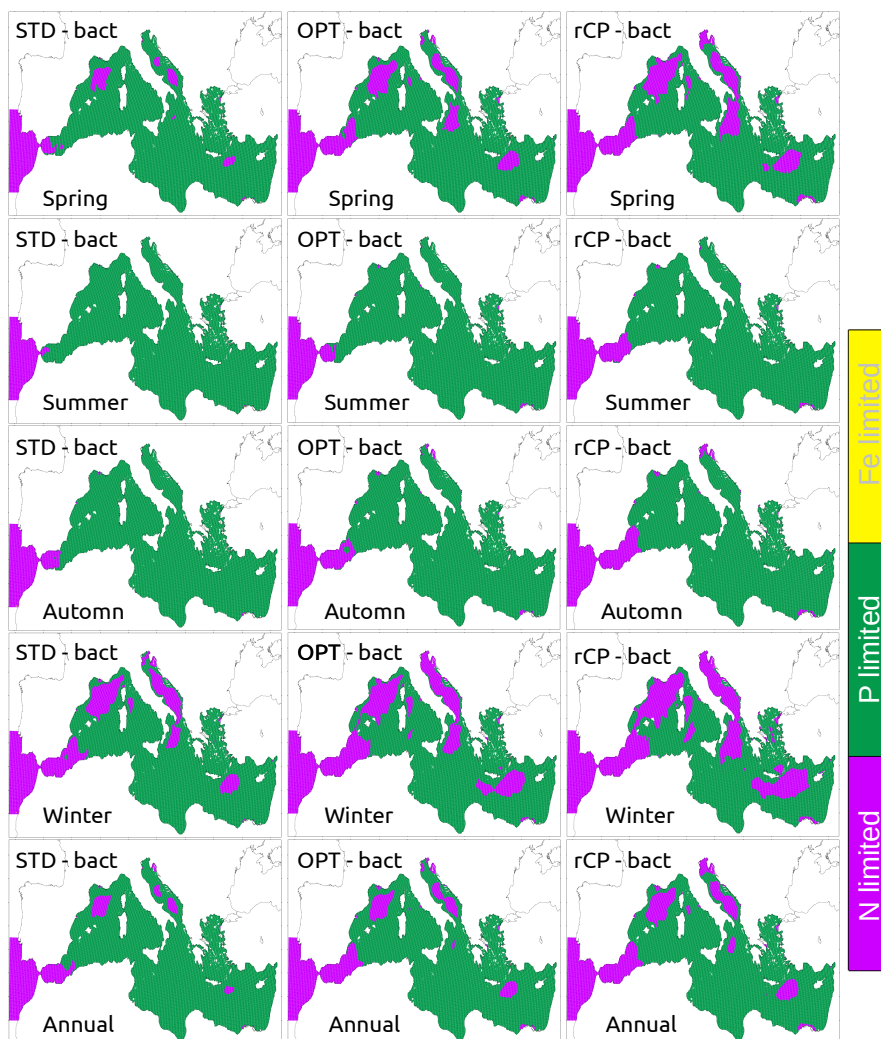


FIGURE 4.23 – Répartition des nutriments limitant la reminéralisation de la matière organique par les bactéries en surface, en moyenne sur la période récente (1995-2004), en fonction de la saison, et en moyenne annuelle, pour STD, OPT, et rCP.

4.4.4 Étude de la production primaire.

La Production Primaire (PP) du modèle est comparée aux estimations satellitales de Uitz et al. (2012). De même que pour la Chl, les estimations satellites de la PP en Méditerranée sont à considérer avec précaution. Pour les mêmes raisons évoquées plus tôt pour la chlorophylle, il a été montré que les estimations satellites surestiment la PP (Bricaud et al., 2002). La difficulté est double pour estimer la PP à partir de données satellites, puisque ces algorithmes dérivent la PP d'estimations de Chl_{sat} . La première difficulté, en Méditerranée, concerne les estimations de Chl_{sat} . Comme nous l'avons dit précédemment, ces estimations surestiment la concentration de Chl de surface en Méditerranée, en particulier dans les zones les plus oligotrophes. La seconde difficulté, est de déduire la PP à partir de la Chl_{sat} . Les difficultés ont été illustrées dans différentes études utilisant une même Chl_{surf} , et obtenant jusqu'à un facteur 2 d'écart entre les estimations faites par différents algorithmes (Saba et al., 2010; Carr et al., 2006). Plusieurs algorithmes ont été proposés spécifiquement pour la Méditerranée (Bricaud et al., 2002; Bosc et al., 2004; Uitz et al., 2012), tous réévaluant la PP en Méditerranée, en y apportant à chaque fois de nouvelles corrections.

Dans notre étude, nous comparons la PP calculée par le modèle, avec son estimation satellitale la plus récente. Dans leur étude, Uitz et al. (2012), corrigent tout d'abord la Chl des estimations SeaWiFS, grâce à la méthode de Morel and Gentili (2009a), corrigeant le biais de Chl dû à la forte présence de CDOM en Méditerranée. La particularité de cette étude, est l'estimation de la PP avec la méthode de Uitz et al. (2006), évaluant la production pour différentes classes de taille de phytoplanctons : le micro (P_{micro}), le nano (P_{nano}), et le pico-phytoplancton (P_{pico}). D'autres méthodes estimant la PP en discréditant les classes de taille du phytoplancton existent à l'échelle globale, comme PhySat (Alvain et al., 2005), dont la version Méditerranéenne, est actuellement en développement, et devrait sous-peu nous dévoiler ses résultats (Alvain, communication personnelle). La PP totale (P_{tot}) ainsi obtenue est la somme de la PP produite par les différentes classes ($P_{micro} + P_{nano} + P_{pico}$). Elle est représentée figure 4.24-a, et est résumée par sous-bassin et par classe de taille de phytoplancton dans le tableau 4.6.

Avec cette méthode, Uitz et al. ont obtenu une P_{tot} d'environ 68 g-C m⁻² an⁻¹ en moyenne sur toute la Méditerranée. La structure spatiale de la PP est bien évidemment corrélée à la Chl_{surf} . Tout comme la Chl_{surf} , la Méditerranée montre un gradient de la PP du bassin Ouest, relativement productif avec une moyenne de ~79 g-C m⁻² an⁻¹, vers le bassin Est, moins productif, avec 61 g-C m⁻² an⁻¹. Ce qui correspond à une production 16% plus forte que la moyenne dans le bassin Ouest, et 10% plus basse dans le bassin Est.

La répartition en classe de phytoplancton de la PP montre qu'une majorité (presque la moitié) de la PP en Méditerranée provient du nano-phyto (48,5%), suivi par le phytoplancton de très petite taille, le pico-phyto, avec 33,8%, et enfin les diatomées, avec seulement 17,6%. Cette répartition évolue d'un bassin à l'autre. Le bassin Ouest, plus productif, montre une proportion un peu plus importante de diatomées avec 20,2%, contre 16% dans le bassin Est. Cette répartition, avec une majorité de petits organismes, est caractéristique des eaux oligotrophes avec un fort rapport N/P (Thingstad and Cuevas, 2010).

Les 3 simulations STD, OPT et rCP (Figure 4.24-b) sous-estiment la PP, comparées aux résultats de Uitz et al. (2012). Pour STD, cette sous-estimation atteint un facteur 2, ce qui est très correct, sachant que les estimations satellitales de PP montrent régulièrement un facteur 2 de différence (c'est ce que l'on voit entre les estimations de Bosc et al., et Uitz et al., tableau 4.6). De plus, le modèle PISCES et les estimations satellitales ne calculent pas exactement la même chose lors du calcul de la PP. Le modèle calculant très exactement la PP nette simulée, en incluant la respiration dans le calcul, tandis que les estimations satellitales calculent une production proche de la PP brute (Uitz, communication personnelle). Pour comparer plus proprement, il faudrait ajouter de l'ordre de 25% à la PP du modèle (Olivier Aumont, communication personnelle), ce qui rapproche d'autant plus les résultats de STD, des estimations de Uitz et al. Par contre, OPT et rCP montrent une différence de presque un facteur 5 avec les estimations satellitales de Uitz et al.. Autant le résultat de STD semble en accord avec le facteur 2 de la Chl_{surf} , vu précédemment (section 4.4.2); autant les résultats obtenus pour OPT et rCP se distinguent. Ces 2 simulations ont une PP moins importante que STD, tout en montrant une Chl_{surf} équivalente.

La répartition de la PP sur les deux bassins varie selon les simulations. Comparées aux estimations, les 3 simulations montrent une différence de PP entre les deux bassins, relativement plus importante. De même que pour la Chl, c'est STD qui montre toujours le plus de variabilité avec une production 54%

4.4 Évaluation de la simulation : Comparaison avec les observations.

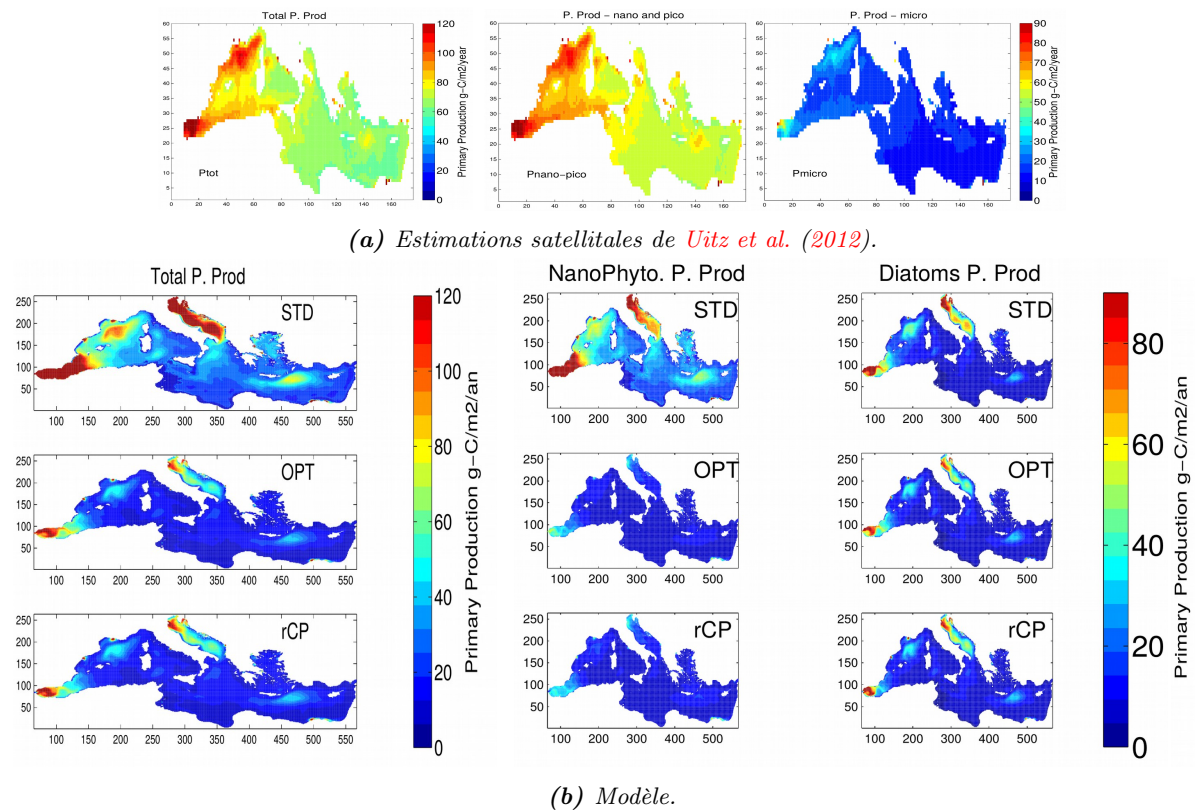


FIGURE 4.24 – Production Primaire moyenne ($g-C m^{-2} an^{-1}$) en mer Méditerranée, a) PP estimation satellitale de la PP totale, tirée de Uitz et al. (2012); b) estimations de la PP totale des 3 simulations (STD, OPT et rCP - à gauche), produite par le nano-phyto (au milieu), et produite par les diatomées (à droite), en moyenne sur la période récente (1995-2004).

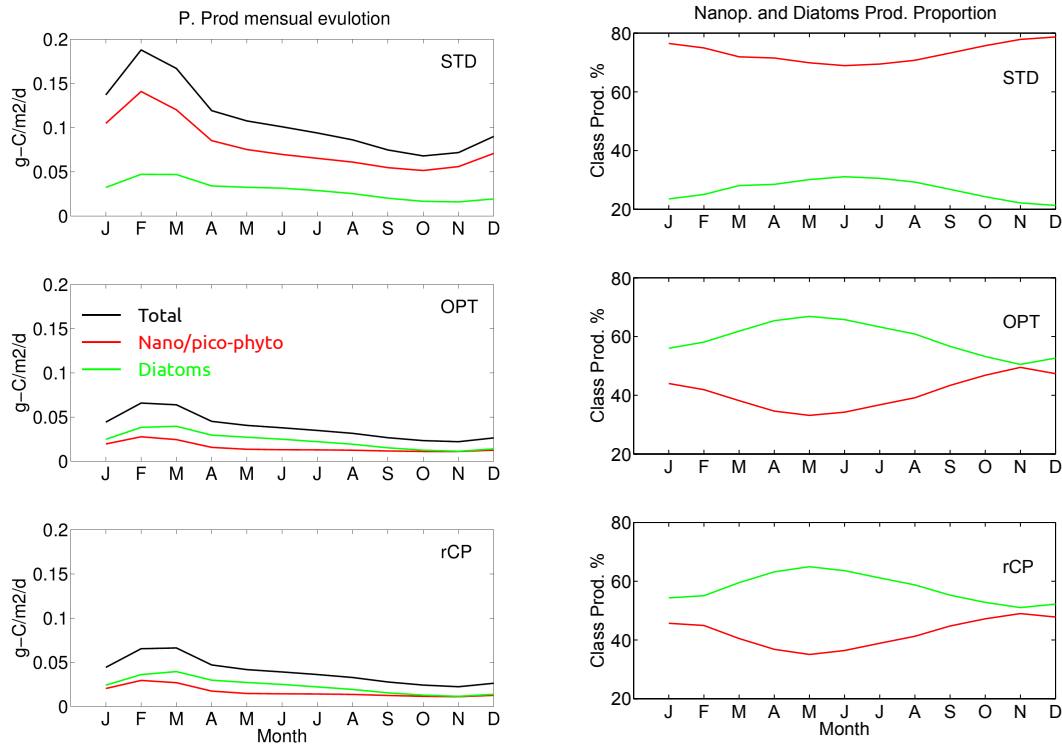


FIGURE 4.25 – Évolution moyenne mensuelle pour la période récente (1995-2004) de P_{tot} (en noir), P_{nano} (en rouge) et P_{micro} (en vert) en $g-C m^{-2} j^{-1}$, colonne de gauche, et évolution mensuelle de la proportion de la P_{tot} attribuée au nano-phyto (rouge) et aux diatomées (en vert), colonne de droite, pour les 3 simulations (STD en haut, OPT au milieu, et rCP en bas).

plus importante dans le bassin Ouest, par rapport à la moyenne sur toute la Méditerranée, et 26% moins importante dans le bassin Est. OPT montre une PP 43% plus forte que la moyenne dans le bassin Ouest, et 21% moins forte dans le bassin Est ; et rCP +36% à l'Ouest, et -14% à l'Est.

L'évolution temporelle de la P_{tot} (Figure 4.25) est qualitativement similaire entre les 3 simulations : un maximum marqué de la PP en février-mars, suivi d'une baisse régulière de production jusqu'en octobre-novembre, malgré, comme on vient de le voir, des quantités produites beaucoup plus faibles avec OPT et rCP.

La répartition en classes de taille de la PP montre par contre une différence significative entre les 3 simulations. PISCES ne considère que 2 classes de taille : le micro-phytoplancton (les diatomées), et le petit phytoplancton, qui regroupe nano et pico phytoplanctons (tout deux rassemblés sous l'appellation nano-phytoplanctons dans le reste de l'étude). La simulation STD calcule une P_{tot} constituée à 74% par les nano-phytoplanctons et à 26% par les diatomées. OPT et rCP simulent toutes les deux une proportion beaucoup plus importante de diatomées, avec 60% de la PP pour OPT, et 58% pour rCP.

Ces différences dans la PP et dans les proportions de production des différentes classes de tailles du modèle, sont à relier aux modifications des paramètres apportées par l'optimisation de Kane et al. (2011). La forte présence des diatomées dans ces deux simulations est principalement due à la forte diminution (-86,6%) du paramètre P-I slope du nano-phyto, et aux différentes modifications apportées au taux de mortalité du phytoplancton, dont l'augmentation par rapport aux valeurs standards est plus de 2 fois plus forte pour le nano-phytoplancton (+183%) que pour les diatomées (+88%), qui conduisent naturellement à une moindre présence du nano-phyto dans ces simulations.

TABLE 4.6 – Récapitulatif de la PP totale et par classe de taille (en $g-C m^{-2} an^{-1}$), pour différentes régions de la Méditerranée, dans le modèle et dans les estimations satellites.

	MED12 STD			MED12 OPT			MED12 rCP			Uitz*			Bosc†	
	P_{tot}	P_{micro}	P_{nano}	P_{tot}	P_{micro}	P_{nano}	P_{tot}	P_{micro}	P_{nano}	P_{tot}	P_{micro}	P_{nano}	P_{tot}	P_{pico}
Méditerranée	39	10	29	14	8	6	14	8	6	68	12	33	23	136
B. Ouest	60	17	43	20	13	7	19	11	8	79	16	38	25	163
B. Est	29	7	22	11	6	5	12	7	5	61	10	30	21	121
Alboran	206	67	139	79	52	27	74	48	26	105	26	50	28	230
Algéro-Prov	53	14	38	16	10	6	15	8	6	78	16	37	25	153
Tyrrhénien	21	4	17	7	4	3	8	4	4	67	12	32	23	137
Adriatique	121	52	69	45	33	11	50	37	13	71	14	33	24	182
Égée	24	4	20	8	3	4	8	3	5	60	10	29	21	140
Ionien	26	5	21	9	5	4	10	5	4	62	11	30	22	120
Levantín	23	4	19	10	5	5	11	5	6	61	10	29	21	103

* Uitz et al. (2012)

† Bosc et al. (2004)

Dégradation de la représentation de variables biogéochimiques par l'optimisation de paramètres.

L'optimisation des paramètres a pour objectif d'améliorer les résultats du modèle, et en particulier des variables assimilées lors de l'optimisation des paramètres. Les données utilisées pour l'optimisation sont le NO_3 , le Si , le POC , et la Chl , sur les 300 premiers mètres de la station DYFAMED. Autrement dit, les paramètres de PISCES sont ajustés de façon à ce que les résultats des variables NO_3 , Si , POC , et Chl du modèle, reproduisent le mieux possible les observations. L'optimisation conduit donc logiquement à une meilleure représentation de la Chl pour OPT et rCP, mais ce procédé d'optimisation ne prend pas en compte les concepts biogéochimiques pensés derrière chaque paramètre, et derrière chaque variable. Il se contente simplement (on pourrait dire "froidement"), de trouver le meilleur jeu de paramètres pour coller aux données qu'il connaît. C'est pourquoi la contribution des diatomées et des nano-phytoplanctons ne sont plus respectées, et même la P_{tot} est beaucoup plus faible que dans STD, malgré une concentration moyenne en Chl correcte. Peut-être faudrait-il prendre plus de variables en compte pour corriger ce problème, et/ou mieux les choisir pour la Méditerranée. Quoiqu'il en soit, la version optimisée de PISCES montre des défauts qui semblent problématiques. Soit la Chl est optimisée, mais le rôle et les fonctions des groupes phytoplanctoniques n'étant plus respectés, on peut se questionner sur l'utilisation de ce jeu de paramètres pour des projections futures, ou des scénarios passés, l'évolution des populations planctoniques, et aussi pour l'interprétation des résultats. Il est donc préférable de ne pas utiliser plus longtemps le jeu de paramètres optimisés, et à partir d'ici, de ne plus considérer que la simulation STD.

~ * * ★ * * ~

4.4.5 Évaluation de la représentation verticale des variables biogéochimiques.

Les résultats du modèle en surface ayant été analysés en utilisant des estimations satellitales, nous allons maintenant pouvoir évaluer la représentation verticale de la biogéochimie du modèle. Pour cela, nous allons faire dans un premier temps, une évaluation 1D du modèle, en comparant ses résultats aux mesures de la station DYFAMED. Nous vérifierons ainsi, si le modèle reproduit les caractéristiques biogéochimiques des différentes masses d'eau présentes à la station DYFAMED, ainsi que l'évolution des caractéristiques biogéochimiques de ces masses d'eau le long de leur parcours dans la mer Méditerranée.

Comparaison aux données de la station DYFAMED.

Pour commencer cette étude, nous allons évaluer les résultats du modèle en utilisant les observations de la station fixe de mesure DYFAMED (DYnamique des Flux Atmosphériques en MEDiterranée; Marty et al. (2002); Marty and Chiavérini (2010)), qui est située en mer Ligure, à 43°25' N, 7°52'E (environ 50 km au large de l'observatoire océanographique de Villefranche; Figure 4.26). La station de mesure DYFAMED comporte un intérêt tout particulier pour les biogéochimistes en Méditerranée, puisqu'on y a enregistré la plus longue (si ce n'est la seule) série régulière de mesures biogéochimique de toute la Méditerranée. Comme l'indique son nom, le but premier de la station (où une trappe à sédiment est installée en 1986, en même temps que la station de mesure de dépôts atmosphériques de Cap Ferrat) est l'étude du flux de particules, en lien avec les dépôts atmosphérique (Buat-Ménard et al., 1989; Davies and Buat-Ménard, 1990; Quérel et al., 1993; Miquel et al., 1994; Marty et al., 1994). À partir de 1991, dans le cadre du projet international JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study; Karl et al. (2003)), des mesures mensuelles des caractéristiques physiques et biogéochimiques y sont effectuées. Ces mesures ont été menées conjointement sur 8 stations fixes comme DYFAMED, réparties sur tout le globe (voir Figure 1.2) dans le but de "déterminer et comprendre, à l'échelle globale, les processus contrôlant l'évolution temporelle des flux de carbone et des éléments biogéniques associés dans l'Océan (...)" (Karl et al., 2003). À la fin de JGOFS, les données ont continué d'être mesurées à DYFAMED, et ce jusqu'à aujourd'hui, formant ainsi une série temporelle de plus de 20 ans. Ces données sont actuellement en retraitement (Pasqueron de Fommervault, in preparation) et seront bientôt à nouveau disponibles sur le site de DYFAMED : <http://www.obs-vlfr.fr/dyfBase/>

Les résultats du modèle utilisés pour la comparaison aux données DYFAMED sont ceux de la période récente (1995-2004), que nous avons comparés à certaines des données disponibles. Avant de regarder la

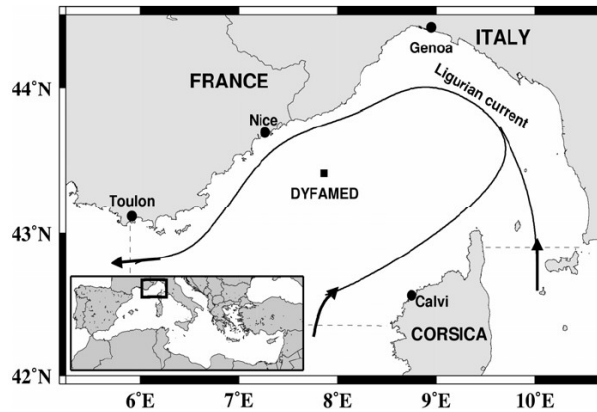


FIGURE 4.26 – Présentation géographique du site de mesure DYFAMED, en Méditerranée Nord-Occidentale, et des principales caractéristiques du courants de surface dans la zone. Tiré de *Marty and Chiavérini (2010)*.

biogéochimie, nous analysons les profils des caractéristiques physiques (T et S ; Figure 4.27), afin de nous assurer que les masses d'eau présentes sur le site, sont bien reproduites par le modèle.

Évaluation 1D des caractéristiques physiques du modèle à DYFAMED. Sur les profils de T et S de DYFAMED, nous observons la présence de 3 masses d'eau principales :

- 1 - Les eaux de surface, l'AW dont les caractéristiques se sont progressivement modifiées depuis le détroit de Gibraltar. Cette eau est facilement reconnaissable à sa (relativement) faible salinité. Étant sous l'influence directe de l'atmosphère, les caractéristiques de l'eau de surface montrent une forte variabilité saisonnière. En été, la température de surface dépasse les 20°C, et descend rapidement jusque ~13,3°C aux alentours de 75 m de profondeur, révélant une thermocline très marquée, et une forte stratification des eaux de surface ; tandis qu'en hiver, la température atteint difficilement 13,5°C. La faible salinité en surface (~38,2), révélant la présence de l'AW en mer Ligure, montre une variabilité saisonnière moins forte que la température (entre 38,15 et 38,2 en moyenne).
- 2 - L'EIW, eau intermédiaire originaire du bassin Est (devenir de la LIW dans le bassin Ouest), qui évolue à DYFAMED entre 200 et 500 m de profondeur. Cette masse d'eau est reconnaissable à son maximum de salinité (~38,55) et de température (~13,5 °C). Ces caractéristiques sont assez stables, leur évolution est visible à l'échelle inter-annuelle.
- 3 - L'eau profonde : la WMDW. Cette masse d'eau située sous les eaux intermédiaires, voit ces caractéristiques physiques T et S diminuer progressivement jusque sous les 13°C pour T, et 38,45 pour S. Ces caractéristiques sont assez stable, malgré une tendance à l'augmentation de T et S observée depuis 1995 (*Marty and Chiavérini, 2010*).

Le modèle parvient à reproduire les caractéristiques principales de ces différentes masses d'eau, avec cependant une variabilité plus forte, que ce soit dans l'évolution verticale des caractéristiques elles-mêmes, ou dans leur variabilité saisonnière en surface.

L'évolution saisonnière de T, en surface, est bien reproduite. Le maximum est obtenu en été, avec des températures supérieures à 20°C, et une profondeur de la couche de mélange (MLD) d'à peine 10 m, en accord avec le fort gradient de la T, qui montre des eaux de surface fortement stratifiées. Le minimum, l'hiver, est comme dans les observations, de 13,5°C. La salinité par contre est toute l'année très inférieure aux observations avec une valeur de ~37,9. L'EIW dans le modèle est bien visible, elle est légèrement plus chaude (~13,9°C) et salée (~38,65) que dans les observations. Et enfin les eaux profondes du modèle présentent des caractéristiques similaires aux données.

L'évaluation des caractéristiques physiques du modèle à DYFAMED, montrent que celui-ci reproduit bien les principales masses d'eau présentes dans la zone, malgré quelques différences perçues dans les propriétés physiques de ces masses d'eau.

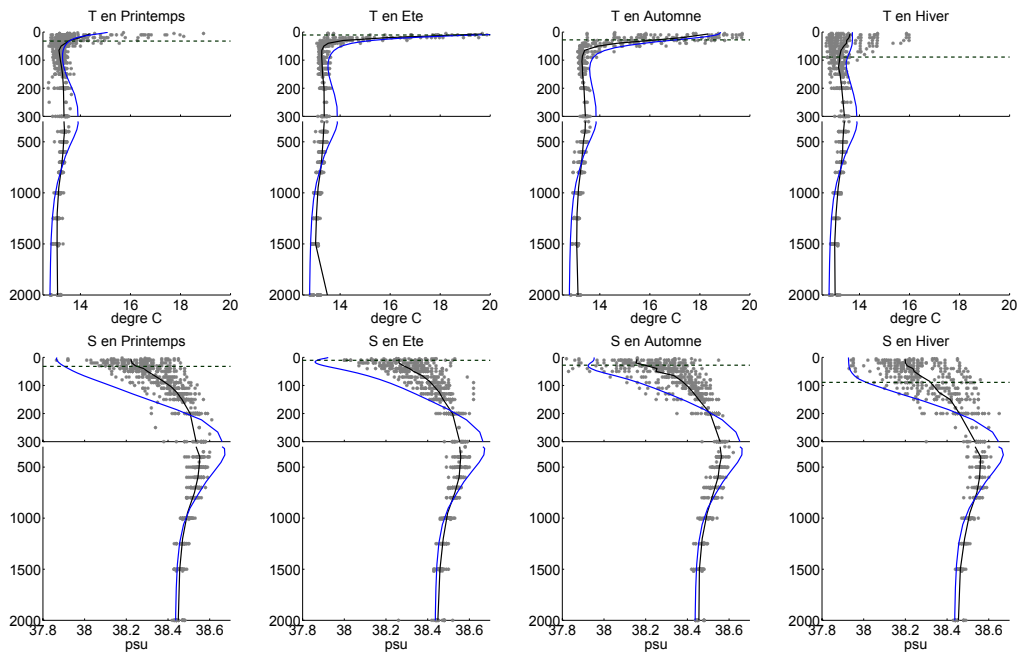


FIGURE 4.27 – Profils verticaux de T et S à DYFAMED, représentés pour les 4 saisons. Les points gris sont la totalité des données disponibles pour la variable selon la saison : hiver (DJF), printemps (MAM), été (JJA) et automne (SON). Ces observations sont moyennées par couches successives et tracées en noir. Le profil moyen saisonnier de la variable dans le modèle (STD) est superposé en bleu, et la ligne pointillée près de la surface représente la profondeur de la couche de mélange (MLD) du modèle pour la saison. Les profils sont tracés jusque 2000m de profondeur avec un zoom en surface (0-300m).

Évaluation 1D des caractéristiques biogéochimiques du modèle à DYFAMED. Les profils de NO_3 , PO_4 et O_2 (Figure 4.28) évoluent ensemble. Les concentrations de nitrates et de phosphates mesurées à DYFAMED sont minimales en surface. Les concentrations de NO_3 et PO_4 sont très faibles presque tout l’année, elles sont quasi nulles pour le NO_3 , et à environ $0,05 \mu\text{mol l}^{-1}$ pour le phosphate, à l’exception de l’hiver, où à la faveur du fort mélange hivernal, leurs concentrations sont plus élevées. Juste en dessous, on note la présence d’une forte nutricline en subsurface (excepté l’hiver à cause du fort mélange), où les concentrations passent des valeurs très faibles notées juste au-dessus en surface, à $\sim 75\%$ de leur valeur maximale, en seulement 100 mètre de profondeur. À partir de 300 m de profondeur, la concentration est maximale et constante jusqu’au fond. L’oxygène évolue à l’inverse des nitrates et des phosphates. Sa concentration est maximale en subsurface, grâce à la production phytoplanctonique (en surface, l’oxygène est en équilibre avec l’atmosphère), elle diminue rapidement jusqu’à un minimum dans l’EIW ($175 \mu\text{mol l}^{-1}$), l’eau la plus vieille du bassin occidental, et ré-augmente enfin dans les eaux bien ventilées de la WMDW ($200 \mu\text{mol l}^{-1}$).

Dans le modèle, les concentrations évoluent de façon moins contrastée. Les NO_3 , PO_4 varient peu en surface. Jusque ~ 80 m de profondeur, les phosphates sont quasi épuisés, tandis que les nitrates restent autour des $1,5 \mu\text{mol-N l}^{-1}$. La forte nutricline observée dans les mesures n’est pas reproduite par le modèle. À la place, un gradient légèrement marqué est perceptible entre 100 et 200 m, de $1,5$ à $4,5 \mu\text{mol-N l}^{-1}$, et de 0 à $0,17 \mu\text{mol-P l}^{-1}$. Puis la concentration continue doucement sa progression jusque $8 \mu\text{mol-N l}^{-1}$, et $0,4 \mu\text{mol-P l}^{-1}$ à 2000 m.

De la même façon, la concentration en oxygène diminue progressivement jusqu’à sa valeur minimale à 2000 m de profondeur. Le modèle ne reproduit pas le minimum d’ O_2 observé dans les eaux intermédiaires de DYFAMED, pour deux raisons : (i) la diminution de la concentration d’ O_2 avec la profondeur n’est pas assez rapide, et (ii) les eaux de fond n’étant pas assez ventilées (on l’a vu avec les CFC section 2.2), les eaux profondes ne sont pas assez ré-oxygénées pour faire apparaître un minimum d’ O_2 dans les eaux

4.4 Évaluation de la simulation : Comparaison avec les observations.

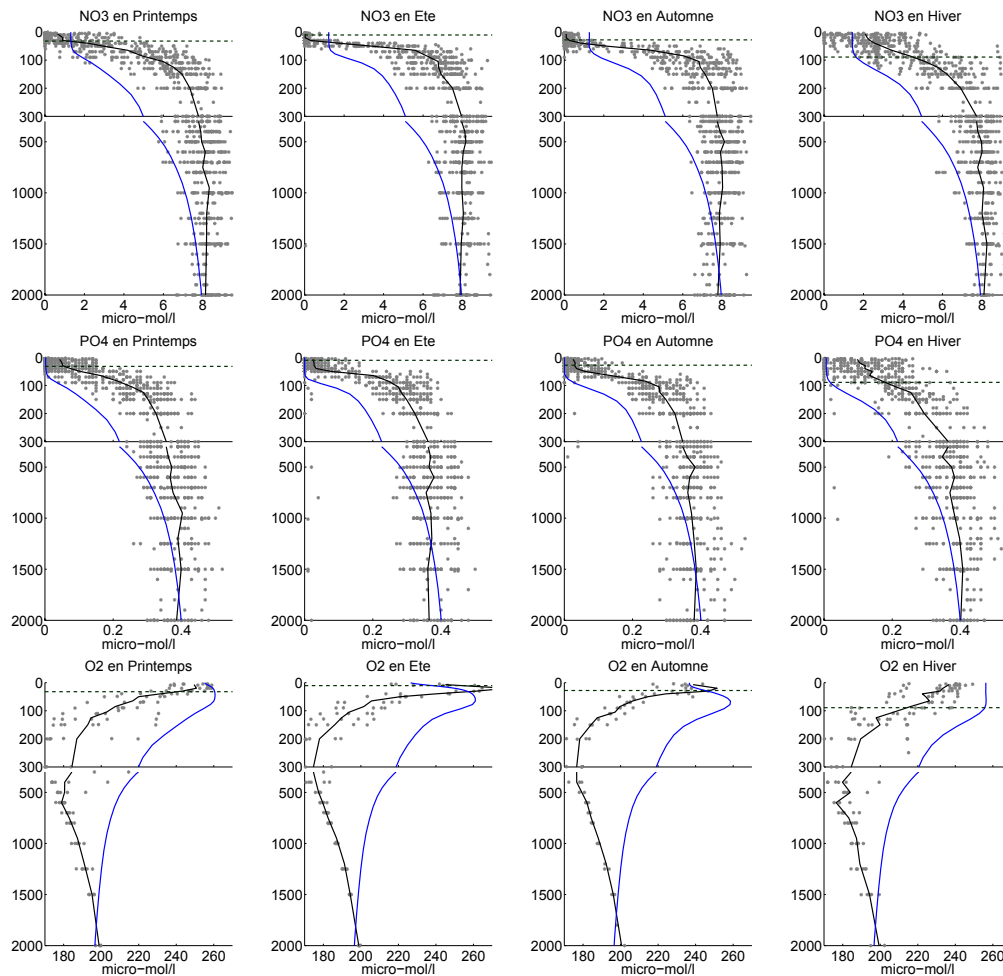


FIGURE 4.28 – Idem que la figure 4.27, pour NO_3 , PO_4 , et O_2 .

intermédiaires. En subsurface, par contre, on note que le maximum d' O_2 est trop profond (100 m contre 25 dans les observations), et occupe une couche plus importante que dans les observations.

La Si (Figure 4.29) ne présente pas d'aussi fort gradient que le NO_3 ou le PO_4 . Les particules siliceuses étant plus difficiles à dégrader que la matière organique, sa concentration augmente progressivement avec la profondeur. En surface, sa concentration varie de $\sim 1 \mu\text{mol-Si l}^{-1}$ en été à $\sim 2 \mu\text{mol-Si l}^{-1}$ en hiver. Plus bas, la Si augmente doucement avec la profondeur jusque $\sim 8 \mu\text{mol-Si l}^{-1}$ à partir de 700 - 1000m de profondeur.

L'acide silicique modélisée par PISCES présente des caractéristiques similaires aux observations. En surface, la concentration est un peu plus forte que dans les données avec $\sim 2 \mu\text{mol-Si l}^{-1}$ toute l'année, équivalent à la concentration observée en surface l'hiver. Sa concentration augmente en profondeur à partir de 100 m, mais cette croissance suit la même pente que dans les observations, pour finir sur une valeur légèrement plus forte que dans les données, avec $\sim 9 \mu\text{mol-Si l}^{-1}$ à 2000 m de profondeur.

Le DOC représenté dans PISCES ne concerne que le DOC labile à semi-labile. Or les mesures prennent en compte tout le DOC, c'est à dire labile, semi-labile et réfractaire. Afin de pouvoir comparer le DOC du modèle aux observations, la concentration minimale de DOC observée sur le profil ($\sim 50 \mu\text{mol l}^{-1}$)

est considérée réfractaire, et est ajoutée au DOC du modèle. Ainsi, les deux profils coïncident à 2000 m de profondeur, ce qui permet d'apprécier les différences dans leurs évolutions respectives.

Les profils de DOC observés montrent peu de variations entre 200 m et le fond, où la concentration passe de 60 à 50 $\mu\text{mol-C l}^{-1}$. Elle augmente rapidement au-dessus, dans les 100-200 m en surface, où elle atteint entre 75 et 90 $\mu\text{mol-C l}^{-1}$ en surface, atteint respectivement en hiver et en automne.

L'évolution du DOC dans le modèle est correcte en dessous de 100 m de profondeur, mais PISCES n'arrive pas à représenter la forte production de DOC en surface. À la place, les concentrations au-dessus de 100 m stagnent autour de 65 $\mu\text{mol-C l}^{-1}$. Ce problème est à relier au phosphate, quasi intégralement épuisé à ces profondeurs, qui inhibe toutes possibilités d'avoir une forte PP en surface, et obtenir ainsi les fortes concentration en DOC observées à DYFAMED.

La Chl (Figure 4.28) montre un cycle saisonnier bien marqué. Au printemps, la station DYFAMED est en pleine période de bloom. En surface, la Chl atteint 600 mg-C m^{-3} . Le maximum de Chl est en subsurface (DCM - Deep Chlorophyll maximum), autour de 25-30m de profondeur, avec $\sim 750 \text{ mg-C m}^{-3}$. En été, la Chl diminue en surface ($\sim 100 \text{ mg-C m}^{-3}$), tandis que la DCM s'approfondie ($\sim 40\text{m}$), tout en gardant la même concentration ($\sim 750 \text{ mg-C m}^{-3}$), et en affinant l'épaisseur de la couche. La saison suivante, la MLD s'approfondie, la concentration Chl en surface augmente un peu ($\sim 200 \text{ mg-C m}^{-3}$), mais la DCM, tout en restant à la même profondeur, perd en Chl ($\sim 350 \text{ mg-C m}^{-3}$). Enfin en hivers, avec le fort mélange, le maximum de Chl est en surface, réparti sur les 30 à 40 premiers mètres, puis diminue lentement avec la profondeur.

À cause de la concentration trop faible en PO_4 sur les 80 premiers mètres, le modèle n'arrive pas à reproduire le cycle saisonnier de la Chl en surface.

En surface, le maximum de Chl est produit en hiver, grâce aux nutriments rapportés depuis les profondeurs par le mélange (MLD à 90 m, en moyenne sur la saison) avec $\sim 250 \text{ mg-C m}^{-3}$ sur les 90 premiers mètres. Au printemps, la concentration en Chl en surface diminue ($\sim 200 \text{ mg-C m}^{-3}$), puis atteint quasiment 0 mg-C m^{-3} en été et automne.

En subsurface, une DCM est présente presque toute l'année, plus profonde que celle observée. Au printemps, elle se situe à 80 m, entre 80 et 90 en été, et à 90 m de profondeur en automne. L'hiver, elle est détruite par le mélange. La concentration de Chl dans la DCM évolue dans l'année avec $\sim 500 \text{ mg-C m}^{-3}$ au printemps, elle est maximale en été ($\sim 800 \text{ mg-C m}^{-3}$), puis elle diminue doucement en automne, avec $\sim 450 \text{ mg-C m}^{-3}$.

Cette analyse révèle des informations précieuses sur le fonctionnement de PISCES à DYFAMED, une zone de la Méditerranée produisant régulièrement des blooms phytoplanctoniques (D'Ortenzio and Ribera d'Alcalà, 2009).

La production phytoplanctonique est plus profonde que dans les observations. Ceci, en parti, parce que le PO_4 dans les eaux au dessus de 80m de profondeur, est en quantité insuffisante pour assurer une pousse du phytoplancton équivalente à celle observée. Le phytoplancton du modèle se développe donc à la profondeur où la concentration en PO_4 permet au phytoplancton de se développer. Cette production profonde a des répercussions sur d'autres processus. Le DOC produit semble correct presque toute l'année, en dessous des 100 m de profondeur, sauf au printemps, où le DOC produit par le modèle sous-estime la concentration observée, et à la surface, au dessus des 100 m de profondeur, où le modèle, ne pouvant produire suffisamment de phytoplancton (à cause des concentrations quasi nulles de PO_4), ne reproduit pas le pic de DOC observé en surface.

Un autre phénomène observé, peut être directement lié au premier, est l'écart entre la forte nutricline présente dans les données, liée à la forte diminution de l' O_2 observée en subsurface, avec un minimum marqué d' O_2 dans les eaux intermédiaires, et la nutricline trop faible, qu'accompagne une consommation d' O_2 beaucoup plus lente que dans les observations, et sans minimum dans les eaux intermédiaires.

4.4 Évaluation de la simulation : Comparaison avec les observations.

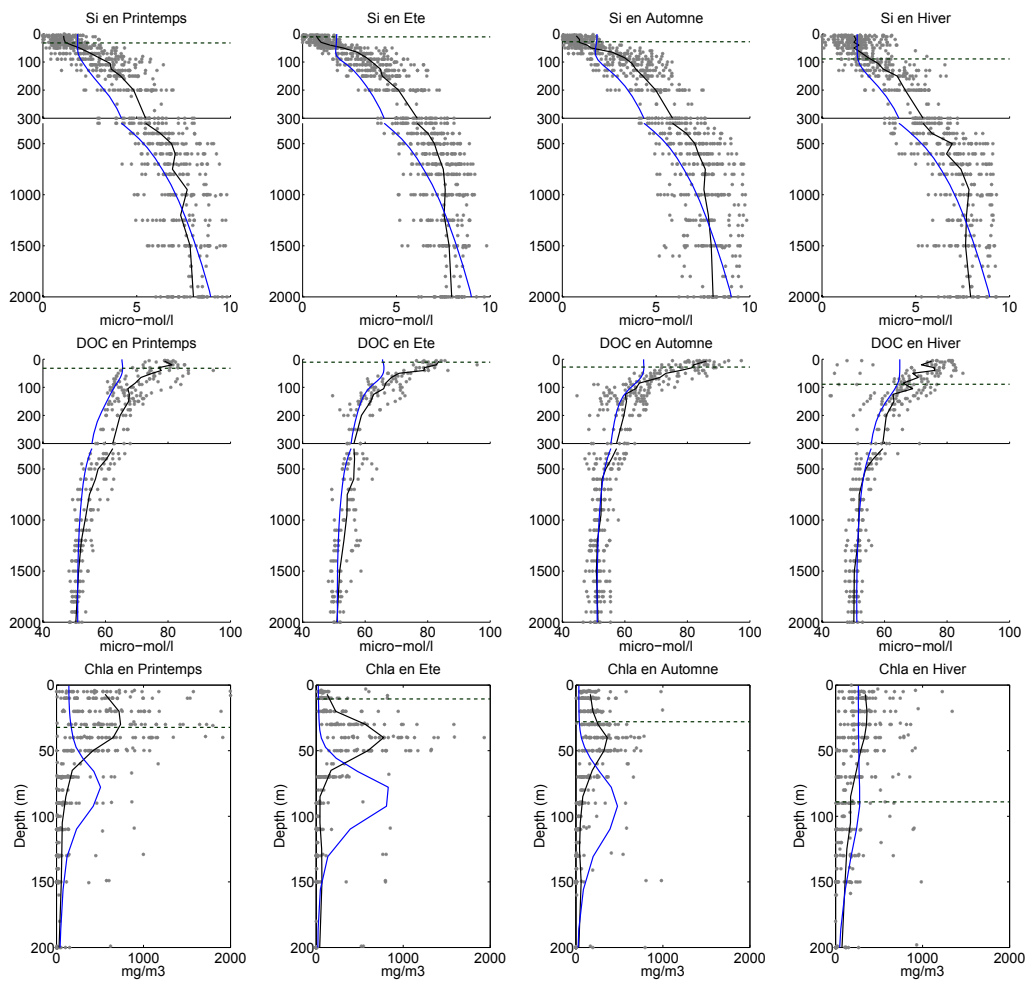


FIGURE 4.29 – Idem que la figure 4.27, pour Si, DOC, et Chl. Les profils de Chl sont uniquement représentés en surface (0-200m).

Plusieurs hypothèses peuvent expliquer ces différences en subsurface. La reminéralisation est le processus en jeu lors de la respiration par les bactéries de la matière organique, consommant de l' O_2 , et remobilisant de la matière inorganique dissoute : DIC , NO_3 , et PO_4 .

La première solution peut être simplement un manque de matière organique à reminéraliser, à cause d'une production un peu plus faible. Cette hypothèse est, en partie au moins, correcte, au vu de nos résultats précédents (section 4.4.4 sur l'étude de la PP).

La reminéralisation peut aussi être trop faible, à cause d'une vitesse de reminéralisation trop faible. Certaines études montrent une activité bactérienne plus forte en Méditerranée, comparé à l'Océan Global (Turley et al., 2000). Augmenter la vitesse de reminéralisation pourrait en partie résoudre le problème, que son origine soit le taux de reminéralisation, ou le manque de matière à reminéraliser.

Mais, au vu des écarts dans les concentrations de nutriments, et d' O_2 , et le fait que ces écarts se trouvent au niveau de l'EIW, on soupçonne que les problèmes observés sur ces profils ne soient pas le résultat de problèmes locaux, sur l'échelle verticale, mais qu'il faille prendre en compte la circulation des masses d'eau (en particulier de l'EIW), pour bien comprendre, et pouvoir résoudre ces problèmes.

En effet, l'EIW, principalement constitué de LIW, prend sa source dans le s-b Levantin, à l'Est de l'île de Crète. Le long de son long parcours jusque dans la mer Ligure, une grande partie de la matière organique (MO) qu'elle contient à le temps d'être reminéralisée par les bactéries, respirant l'oxygène, et libérant les sels nutritifs que contenait cette MO.

Ainsi, l'origine de notre problème peut être de deux sortes :

- Soit d'origine biologique : c'est à dire, comme nous avons expliqué au-dessus, la LIW ne contient peut-être pas assez de MO à reminéraliser, ou l'activité bactérienne n'est peut-être pas assez forte, pour que tout au long de son parcours, la reminéralisation soit suffisante pour obtenir le minimum d' O_2 et le maximum de nutriments observé à DYFAMED.
- Soit d'origine physique : c'est à dire qu'il y aurait des différences au niveau de la circulation. En effet, même si les profils T-S montrent que le modèle reproduit bien l'EIW, il est possible que son parcours soit mal reproduit, ou bien que les caractéristiques biogéochimiques en son sein soient mal conservées. Cette hypothèse est confortée par les résultats de la simulation des CFC (section 2.2), qui indiquaient une LIW trop jeune dans le bassin Est.

Afin de vérifier ces hypothèses, j'ai travaillé sur l'évolution des caractéristiques biogéochimiques de la LIW-EIW, tout au long de son trajet, depuis le s-b Levantin, jusqu'à la station DYFAMED.

~ * * ★ * * ~

Problème de représentation de la biogéochimie le long de la LIW ?

Pour suivre l'évolution des caractéristiques biogéochimiques dans les eaux intermédiaires, on propose dans un premier temps de comparer les résultats de PISCES aux travaux de Manca et al. (2004). Cette étude analyse l'ensemble des données biogéochimiques mesurées en Méditerranée entre 1908 et 1999, rassemblées dans la climatologie MEDATLAS (MEDAR/MEDATLAS-Group, 2002), en les subdivisant par zones géographiques (voir Figure 4.30).

Les zones géographiques que nous allons étudier sont choisies de façon à suivre la LIW (puis EIW) le long de son parcours. Tout d'abord dans le bassin oriental avec la zone DL1 dans le Nord Levantin, zone de formation de la LIW, qui fait ensuite le tour du bassin dans le sens cyclonique, passant dans le Nord Ionien (DJ7). Une partie de la LIW passe dans le bassin Ouest, devenant la EIW, arrivant dans le bassin par la zone DS4 au large de l'Algérie, au sortir du passage de Sardaigne, après avoir traversé le détroit de Sicile, et avoir fait le tour du s-b Tyrrhénien. Puis l'EIW remonte le long des côtes Ouest Sardes et Corses, jusque dans la zone DF3 dans la partie orientale du s-b Liguro-Provençal. Par soucis de synthèse, nous nous contenterons de ces 4 zones, qui renseignent suffisamment bien l'évolution de la LIW le long de son parcours.

À travers tous ces profils, nous allons pouvoir nous focaliser sur l'évolution des caractéristiques hydrologiques et biogéochimiques de la LIW-EIW, afin de vérifier la propagation de cette masse d'eau, et de décrire l'évolution de ses caractéristiques biogéochimiques.

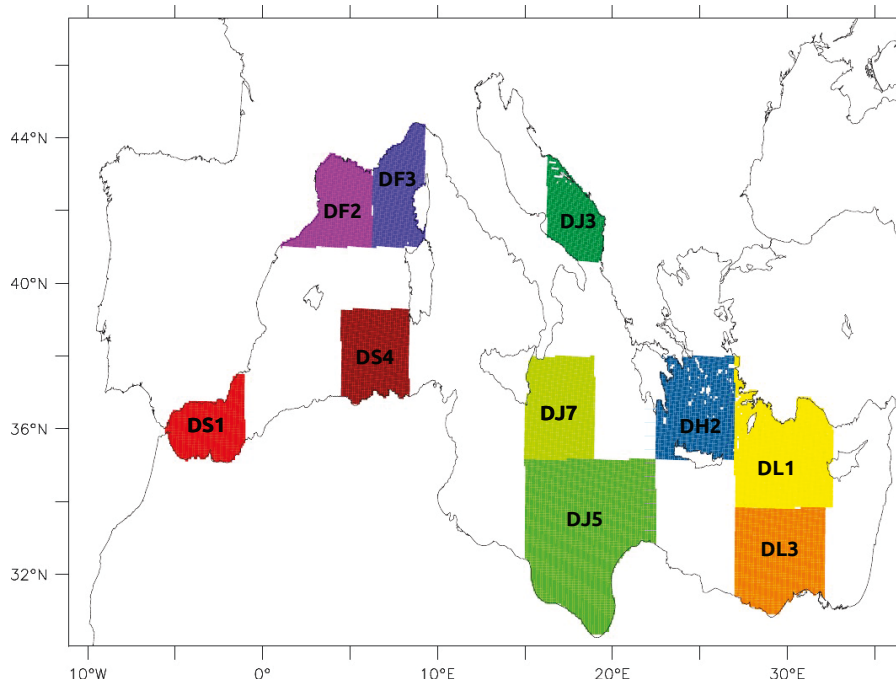


FIGURE 4.30 – Carte des principales zones étudiées dans Manca et al. (2004).

Les profils de T et S dans le bassin Est (Figure 4.31) sont proches de la climatologie. La LIW est difficilement visible sur les profils de T, cependant, étant caractérisée par un maximum de salinité en subsurface. Sa présence et son évolution sont facilement identifiables sur les profils de S. La formation de la LIW se voit dans la zone DL1. La MAW (Modified Atlantic Water) très salée (~ 39) et dense dans cette zone, plonge jusque 300 m. En s'éloignant de la zone de formation de la LIW, les caractéristiques de la MAW se rapproche de plus en plus de celle de l'AW (plus froide et moins salée), ce qui permet à la LIW de se démarquer plus facilement sur ses profils de T et S, nous permettant de suivre son parcours et son évolution. Comme décrits dans la section 1.2, la LIW s'approfondit durant son parcours, et ses caractéristiques physiques se modifient peu à peu, à force de mélange progressif avec les eaux situées directement au dessus et en dessous d'elle. La salinité et la température de la LIW diminuent progressivement, passant, pour S, de ~ 39 en DL1 à 38,5 en DF3.

Les profils de T et S dans le modèle correspondent aux observations, avec cependant une légère anomalie positive de T dans le bassin Ouest au dessus de 800 m, et dans les profils de S, une anomalie négative au dessus de 200 m, et positive entre 200 et 800 m dans le bassin Ouest, et une anomalie positive de S, au dessus de 200 m dans le Nord Ionien.

Malgré ces légers écarts de T et S, ces profils montrent que les masses d'eau sont bien représentées par modèle dynamique NEMO-MED12. En particulier, la LIW se propage bien dans les couches intermédiaires de la Méditerranée, depuis le s-b levantin, jusqu'en mer Ligurie.

Ainsi, l'anomalie observée dans les couches intermédiaires des profils de nutriments à DYFAMED ne sont, à priori, pas dû à l'absence de la LIW. Cela pourrait donc être liée à une anomalie de la reminéralisation, peut-être un peu trop faible, qui se propagerait et s'amplifierait tout au long du parcours de ces eaux.

La figure 4.32 présente les profils d' O_2 , NO_3 , PO_4 , Si , et de la *Chl*.

Dans le modèle comme dans la climatologie, les concentrations de NO_3 et de PO_4 sont plus élevées en profondeur, dans le bassin Ouest que dans le bassin Est ($\sim 5 \mu\text{mol-N l}^{-1}$ et $\sim 0,2 \mu\text{mol-P l}^{-1}$ dans le bassin Est, contre $8 \mu\text{mol-N l}^{-1}$ et $0,4 \mu\text{mol-P l}^{-1}$ dans le bassin Ouest). Dans les 4 zones étudiées, de même qu'à DYFAMED, on observe sur les 100 premiers mètres de profondeur, des concentrations de NO_3 toujours plus importantes dans le modèle que dans la climatologie, tandis que dans la même couche, les phosphates de PISCES sont partout, quasi complètement épuisés. Plus bas, une différence

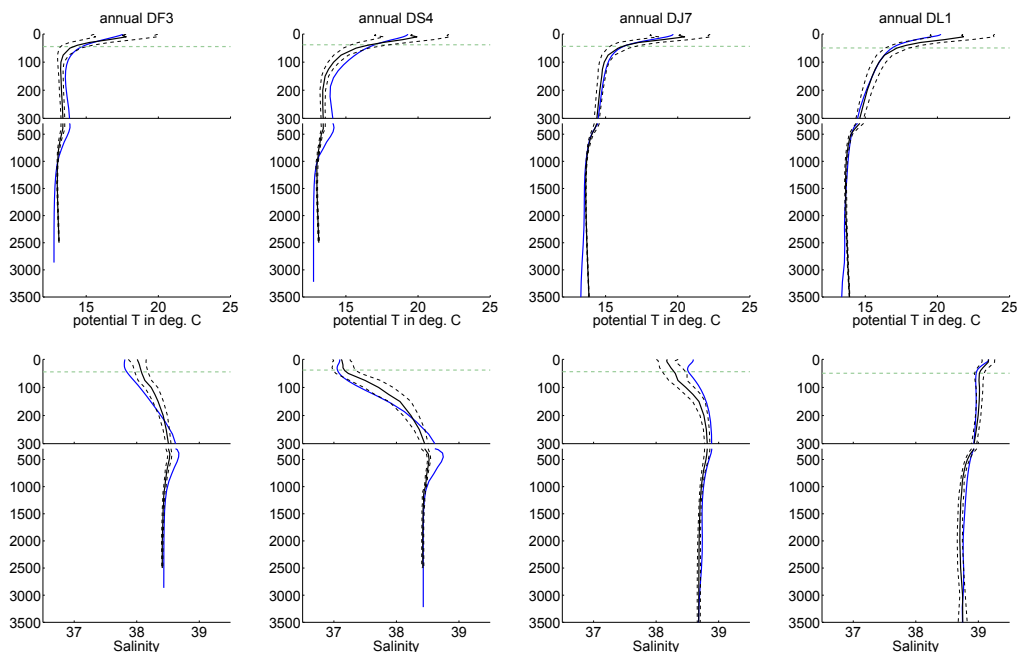


FIGURE 4.31 – Profils moyens annuels de T et S sur différentes zones de la Méditerranée, définies par *Manca et al. (2004)* : DL1 (Nord Levantin) ; DJ7 (Nord Ionien) ; DS4 (Est Algérien) et DF3 (Est Liguro-Provençal). Voir figure 4.30 pour la présentation des différentes zones. La courbe noire représente la moyenne de la climatologie annuelle dans ces zones, les pointillés noirs sont l'écart-type des données utilisées pour fabriquer la climatologie de la zone. En bleu, la moyenne annuelle sur la période récente (1995-2004) du modèle.

apparaît entre les deux bassins : Dans le bassin Est, les concentrations de la climatologie et du modèle se rejoignent ,autour de 500 m en DL1 et de 200 m à DJ7, avec une augmentation de la concentration à peu près équivalente dans le modèle et dans la climatologie ; tandis que dans le bassin Ouest, la nutricline est beaucoup plus marquée dans la climatologie. Les concentrations de nitrate et de phosphate y augmentent plus rapidement avec la profondeur que dans le modèle. La différence des concentrations entre modèle et climatologie dans les eaux intermédiaires, pour les nitrates, est d'environ 2,5 à 4 $\mu\text{mol-N l}^{-1}$ à 300 m dans les zones DF3 et DS4 respectivement, et atteint un peu plus de 5 $\mu\text{mol-N l}^{-1}$ à 100 m de profondeur à DF3 ; et pour les phosphates de 0,1 (en DS4) à 0,15 $\mu\text{mol-P l}^{-1}$ (DF3).

Ainsi, dans la climatologie, les gradients de concentration en nitrate et en phosphate se renforcent, en même temps que la profondeur de ces gradients diminue, depuis DL1 jusque DF3, en passant respectivement par DJ7, puis DS4. Sur les profils du modèle, ce gradient est moins fort, et il ne se renforce pas assez entre DL1 et DF3. Cette évolution, bien que visible, est bien moins flagrante dans les profils du modèle. En particulier, entre DS4 et DL1, un renforcement de la nitracline est bien visible dans la climatologie, qui n'apparaît pas dans les résultats du modèle.

Pour finir, entre les bassin Est et Ouest, une véritable coupure apparaît dans la climatologie, visible entre DJ7 et DS4, comme si les 2 bassins étaient véritablement coupés au niveau du détroit de Sicile. Non seulement pour les concentrations dans les eaux profondes, mais aussi et surtout, au niveau des eaux intermédiaires et de la nutricline, bien plus marquée dans le bassin occidental.

Les caractéristiques communément relevées pour le NO_3 et le PO_4 sont moins présente pour l'acide silicique. En effet les concentrations dans les eaux profondes semblent atteindre des deux côtés du détroit de Sicile, des concentrations proches de 10 $\mu\text{mol l}^{-1}$, et les gradients de Si entre 100 et 500 m, même si un peu plus doux dans le bassin Ouest, reste assez proche de la climatologie.

Les profils d'oxygène renseignent sur la ventilation des masses d'eau, et donc sur la circulation, et sur la consommation de l'oxygène, via notamment la respiration bactérienne.

4.4 Évaluation de la simulation : Comparaison avec les observations.

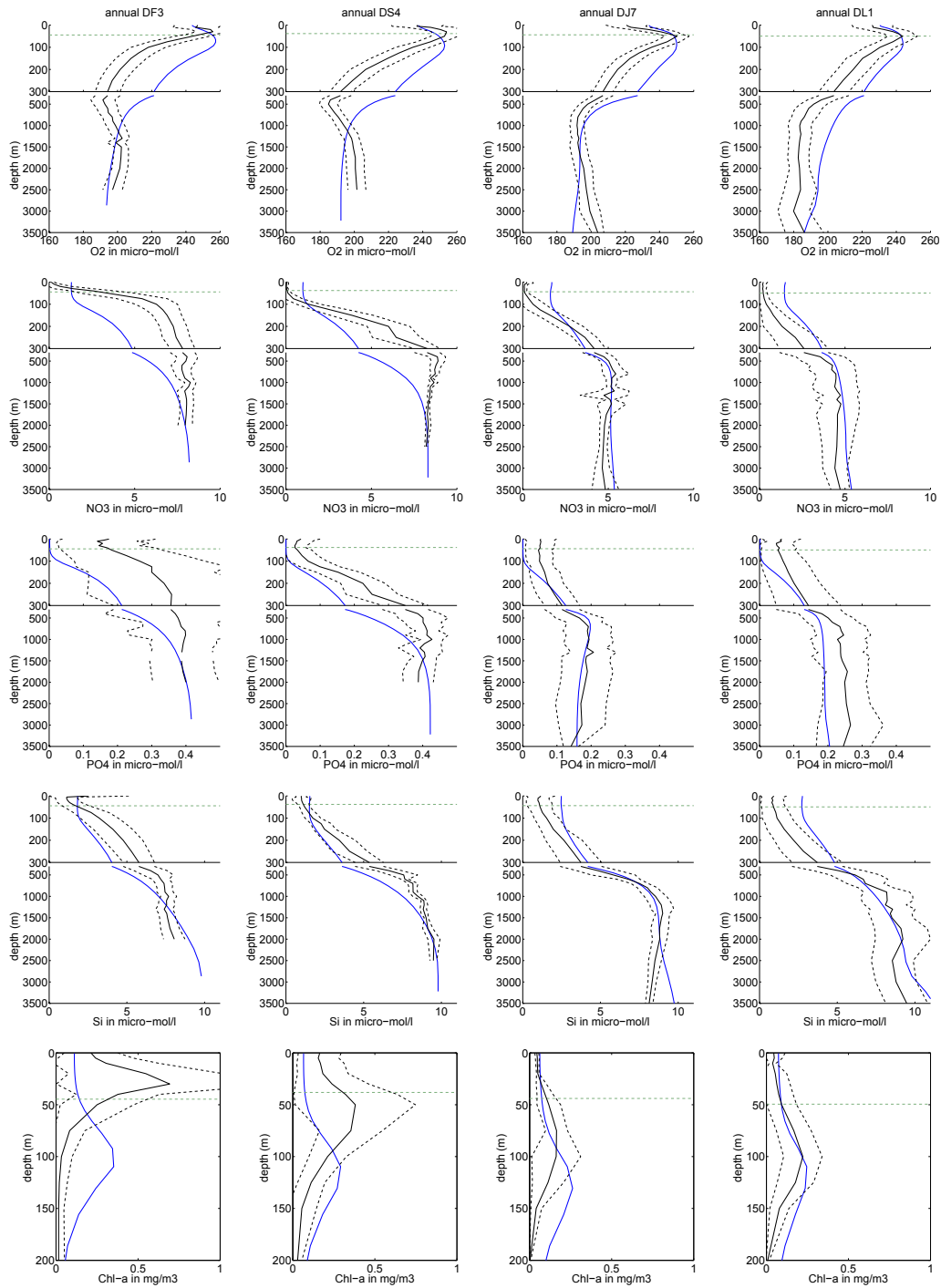


FIGURE 4.32 – Idem que 4.31 pour les profils de NO_3 , PO_4 , Si , et Chl .

Dans la climatologie, le maximum d' O_2 entre 50 et 100 m de profondeur est très marqué. La concentration d' O_2 diminue immédiatement en dessous. Un minimum d' O_2 apparaît plus bas, dont la profondeur varie selon les zones et la ventilation de leurs masses d'eau. En DL1, le minimum d' O_2 est atteint vers 1000 m de profondeur, et est conservée jusque 3000 m. En DJ7, la concentration d'oxygène ne diminue pas dans la couche intermédiaire, mais un minimum marqué d' O_2 vers 800 m fait son apparition, avec la ré-oxygénation des eaux profondes qu'accompagne la ventilation de l'EMDW.

De même en DS4 et DF3, les eaux profondes sont très régulièrement ventilées et donc bien oxygénées, grâce à la formation de la WMDW chaque hiver au large du Golfe du Lion, ce qui accentue la présence du minimum d' O_2 dans les eaux intermédiaires, dont la valeur a diminuée entre DJ7 et DS4, et dont la zone s'est élargie vers la surface entre DS4 et DF3.

Plusieurs remarques viennent en comparant les profils du modèle : Les maximums d' O_2 représentent des concentrations correctes, et sont situés à la bonne profondeur dans le bassin Est, mais sur nos 4 profils, la zone de forte concentration d' O_2 représente une couche trop épaisse, et trop profonde dans le bassin Ouest. Ce qui semble en accord avec les résultats de la simulation de CFC, qui témoignait d'une ventilation trop forte de la LIW dans le bassin Est. De plus, la diminution de la concentration d' O_2 avec la profondeur est trop lente, et la pente ne s'accroît largement pas assez entre DL1 et DF3. Ce qui pourrait signifier une consommation pas assez forte de l'oxygène.

En dessous, comme nous l'avons déjà observée avec les CFC, la ventilation des eaux profondes n'est pas bien représentée par le modèle. On observe donc une concentration homogène d' O_2 en profondeur dans les zones DJ7 à DF3, et non une ré-oxygénation de ces eaux.

Enfin, les profils de Chl de la climatologie évoluent fortement depuis la zone DF3 jusqu'au s-b Levantin. La concentration maximale de Chl diminue d'Ouest en Est, passant de 0,7 à 0,2 mg-C m⁻³, tandis que la profondeur du maximum de Chl (DCM) augmente progressivement, de 30 m en DF3, à environ 100 m en DL1. À cause du manque de PO_4 sur les 100 premiers mètres, la DCM n'est jamais au dessus de 100 m dans le modèle (en tout cas, sur nos profils moyens), toujours au-dessous de la DCM des climatologies. Les concentrations de Chl du modèle, dans la DCM, sont inférieures aux valeurs max de la climatologie dans le bassin Ouest ($\sim 0,3 - 0,35$ mg-C m⁻³), et légèrement supérieure dans le bassin Est ($\sim 0,25$ mg-C m⁻³). On note en particulier, la ressemblance du profil de Chl dans le Nord-Levant avec la climatologie, jusqu'à la DCM. En dessous, la Chl du modèle diminue trop lentement. Il est possible que la diminution de la lumière avec la profondeur, et/ou avec l'absorption par le phytoplancton ne soit pas assez fort dans le modèle.

Les concentrations de chlorophylle du modèle en surface, correspondent bien à celles de la climatologie dans le bassin oriental, tandis que dans le bassin occidental, le modèle en trouve environ 2 fois moins.

La comparaison de ces profils sur différentes zones de la Méditerranée, renseigne sur l'évolution des propriétés biogéochimiques de la LIW, depuis sa formation, jusque dans la mer Ligure. Cet exercice a permis de mettre en évidence une différence marquée entre : (i) la représentation du modèle dans le bassin oriental, où les profils de nutriments correspondent bien aux observations, malgré une oxygénation trop importante de la LIW dès son lieu de formation, à cause d'un mélange excessif (voir section 2.2 l'évaluation par les CFC de la dynamique; et l'évaluation de la couche de mélange du modèle, figure 4.20); et (ii) le bassin occidental, où l'écart dans les concentrations de nutriments et d'oxygène dans les eaux intermédiaires, est très marqué.

Il semble donc, que les résultats du modèle se dégradent entre les bassins oriental et occidental, peut-être au passage du détroit de Sicile, où peut-être que quelque chose se passe mal spécifiquement dans le bassin occidental. Les données manquent pour pouvoir conclure directement ici. Pour essayer d'y répondre, regardons directement à plus fine échelle, sur les données d'une section trans-Méditerranée, qui nous permettrait de voir l'évolution des concentrations avant, pendant, et après le franchissement du détroit.

~ * * ★ * * ~

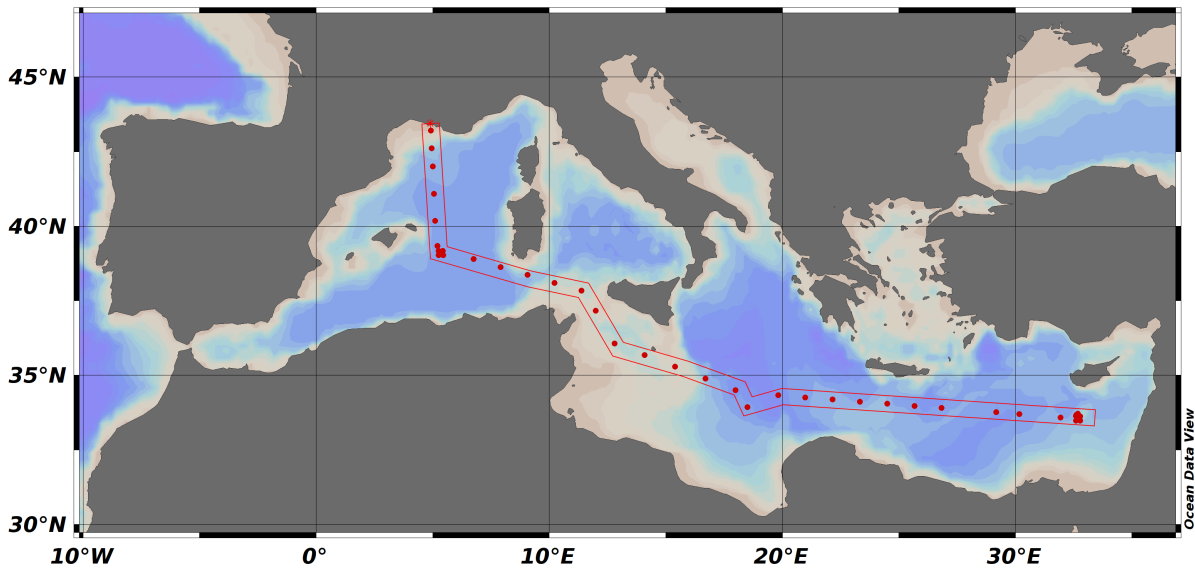


FIGURE 4.33 – Section de la campagne BOUM. Les points rouges représentent les stations où ont été prélevés les échantillons de la campagne.

Comparaison avec les données de la campagne BOUM.

Afin d'éclaircir ce qu'il se passe dans le modèle, pouvant expliquer les écarts observés sur les profils de nutriments entre les bassins, nous comparons nos résultats aux données de la campagne BOUM (Biogeochemistry from the Oligotrophic to the Ultraoligotrophic Mediterranean ; Moutin et al. (2012)). Cette campagne Océanographique a eu lieu en août 2008, le long d'une section traversant la Méditerranée, depuis Marseille, jusqu'au sud de Chypre, en passant par le détroit de Sicile (Figure 4.33). De nombreuses mesures ont été effectuées tout au long de cette section, que nous allons pouvoir comparer aux résultats du modèle sur la même période (août 2008).

Caractéristiques thermohalines le long de la section BOUM. Les champs de T et S (figure 4.34) montrent des caractéristiques différentes pour les masses d'eau le long de la section. On distingue aisément, les eaux du bassin oriental, chaudes (partout supérieures à 13,4 °C et salées (> 38,7), la WMDW relativement froide (13°C) et peu salée (38,5), et la LIW-EIW qui se démarque bien par son maximum de salinité, entre 200 et 500 m. Les différences entre modèle et données (en partie déjà notées sur les profils des sections précédentes) ressortent bien sur la section. Ce qui n'a pas été vu sur les profils précédents, sont des différences au niveau de la thermocline, dont le gradient semble légèrement plus fort dans les données (à l'exception des quelques points à l'extrême Est de la section).

Caractéristiques biogéochimiques le long de la section BOUM. Les similitudes entre les concentrations de NO_3 et PO_4 , du modèle et des données (Figure 4.35), dans le bassin Est, ressortent sur la section. On note cependant, la sur-estimation du NO_3 en surface, déjà relevée sur les profils, et une très légère sous estimation, des nitrates, entre 400 et 1000 m, toujours dans le bassin Est. Une nette différence entre modèle et donnée apparaît à l'entrée Ouest du détroit de Sicile. En suivant le cours de la LIW (Est-Ouest), les concentrations mesurées passent soudainement de 6,2 à 7,6 $\mu\text{mol-N l}^{-1}$ et de 0,24 à 0,36 $\mu\text{mol-P l}^{-1}$ entre la mesure au Sud du s-b Tyrrhénien (à l'entrée du détroit de Sicile), et la mesure au Sud-Ouest du s-b Tyrrhénien (à l'entrée Est du passage de Sardaigne). Dans le bassin Ouest, la forte nutricline en subsurface est bien présente dans les mesures de la campagne. En particulier pour les nitrates, pour lesquels toutes les concentrations mesurées en-dessous de 200 m, dans le bassin, sont supérieures aux concentrations du modèle.

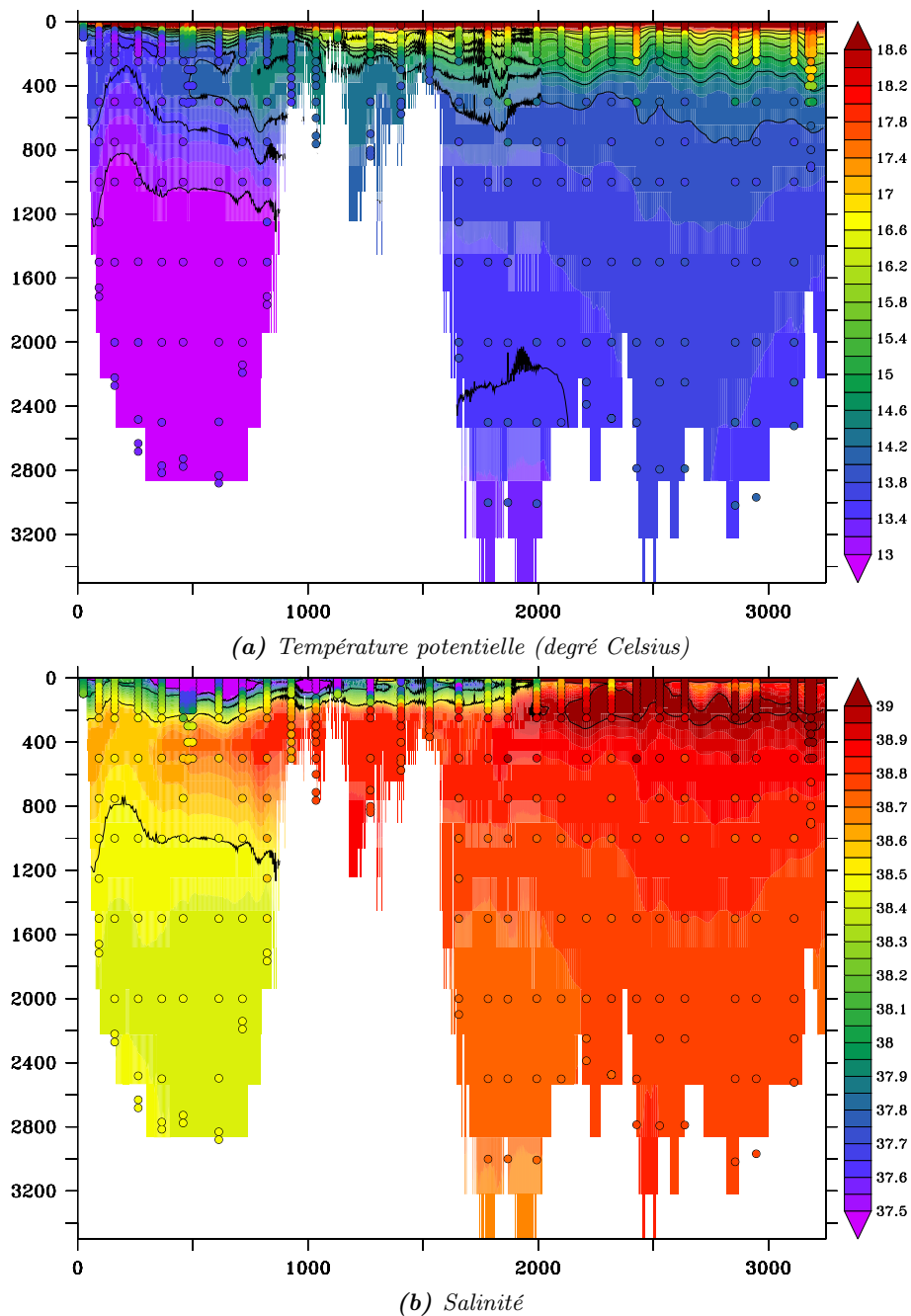


FIGURE 4.34 – Évolution des caractéristiques physiques T et S , le long de la campagne BOUM (Moutin et al., 2012). Les points colorés représentent les données in situ, tandis que les couleurs de fond représentent les résultats du modèle sur la section.

Les concentrations de DOC le long de la section BOUM, montrent un minimum dans les eaux profondes, autour de $38 \mu\text{mol-C l}^{-1}$, que nous considérons comme réfractaire, afin de pouvoir ajuster le DOC du modèle, qui ne comprend pas cette fraction du DOC. De même qu'à DYFAMED, les concentrations de DOC mesurées restent proches du minimum ($38\text{-}40 \mu\text{mol-C l}^{-1}$) jusqu'à 700-800 m de profondeur. Elles augmentent ensuite lentement à mesure que l'on se rapproche de la surface, jusque vers 200-300 m, où elles augmentent plus fortement, de 50 à $75 \mu\text{mol-C l}^{-1}$. Les plus fortes valeurs sont observées dans le bassin oriental, dans les zones les plus oligotrophes, à cause d'un phénomène d'accumulation de carbone mis en évidence en Méditerranée, en période de limitation par le PO_4 . Au-dessous de 200 m de profondeur, la concentration de DOC du modèle évolue de la même manière que dans les observations. Mais au-dessus, de même que sur les profils de DYFAMED, les concentrations restent bloquées entre 52 et $54 \mu\text{mol-C l}^{-1}$. Le modèle n'arrive pas à reproduire le maximum de DOC en surface.

Différentes hypothèses pourraient expliquer le brusque changement des concentrations de nutriments observé dans les eaux intermédiaires, au niveau du détroit de Sicile. Entre les deux points de mesures relevés plus haut, la LIW a fait le tour (dans le sens cyclonique) du s-b Tyrrhénien, se qui pourrait en partie expliquer une différence entre les deux mesures, mais ce détour ne peut pas à lui seul expliquer une telle différence, puisque dans le modèle aussi, la LIW fait circuit cyclonique dans le s-b Tyrrhénien.

Évolution de l'utilisation apparente d'oxygène sur la LIW-EIW. Afin de connaître le rôle de la reminéralisation dans ces différences, regardons l'utilisation apparente de l'oxygène (AOU, pour Apparent Oxygen Use), sur l'isopycne de la LIW ($29,05 \text{ kg m}^{-3}$; Figure 4.37). Nous pourrions ainsi savoir si les différences observées dans les bassin Est et Ouest sont dues à une trop faible reminéralisation de la matière organique par les bactéries. L'AOU est la différence entre la concentration en oxygène que contiendrait une masse d'eau si elle était saturée en oxygène, et la concentration mesurée. On obtient ainsi une bonne approximation de l'oxygène consommée par la biologie.

L'AOU nous révèle un problème dans le modèle, dans le bassin Est. Les faibles valeurs d'AOU dans le Nord Ionien, le Nord Levantin et le Sud Égéen ($< 10 \mu\text{mol l}^{-1}$) montrent une ventilation trop importante de la masse d'eau dans ces zones, due à un mélange excessif (Figure 4.20), ce que conforte l'âge-CFC trop jeune des eaux de la LIW, dans le bassin Est (section 2.2). Cette ventilation trop forte de la LIW, dans le bassin Est, est responsable de la concentration trop forte d' O_2 observée sur les profils d'oxygène (Figure 4.28, et 4.32), mais elle n'explique pas les problèmes de reminéralisation.

Pour cela, regardons l'évolution de l'AOU en différents points de la Méditerranée. Dans les données de MEDATLAS, l'AOU passe de $35 \mu\text{mol l}^{-1}$ dans le Nord Ionien, à 50 dans le s-b Tyrrhénien, et 65-70 au large de l'Algérie, tandis que dans le modèle, on passe de $5\text{-}10 \mu\text{mol l}^{-1}$ dans le Nord Ionien, à 23 dans le s-b Tyrrhénien, et 35 dans le s-b Algérien. Ce qui correspond, en regardant l'évolution de l'AOU par rapport au Nord Ionien (en prenant l'AOU du Nord du S-b Ionien comme référence), à une augmentation de l'AOU de $\sim 15 \mu\text{mol l}^{-1}$ dans le s-b Tyrrhénien dans le modèle et dans les données, et d'une augmentation de $27 \mu\text{mol l}^{-1}$ dans le s-b algérien, dans le modèle, contre $30\text{-}35 \mu\text{mol l}^{-1}$ dans les données.

Il y a donc bien une sous-consommation d'oxygène dans le modèle, entre les s-b Tyrrhénien et Algérien, et donc une sous-estimation de la reminéralisation. Mais celle-ci est minime, et ne suffit pas à expliquer les écarts de nutriments observés au niveau du détroit de Sicile.

Le problème semble donc spécifique au bassin Ouest.

Ce qui pourrait impacter le bassin Ouest, et dans une moindre mesure le bassin Est, sont les eaux entrantes à Gibraltar. Or, nous avons déjà vérifié les flux à Gibraltar (section 4.4.1). Les flux de nutriments sont corrects, les concentrations dans l'AW sont équivalentes aux concentrations de la littérature. Les flux d'eau sont eux aussi réalistes, le bilan net est correct, même si les flux sont légèrement moins forts que dans les observations, ce qui, pour les nutriments permet d'en perdre un peu moins dans la MOW. Ce n'est donc pas les nutriments à Gibraltar qui posent problème.

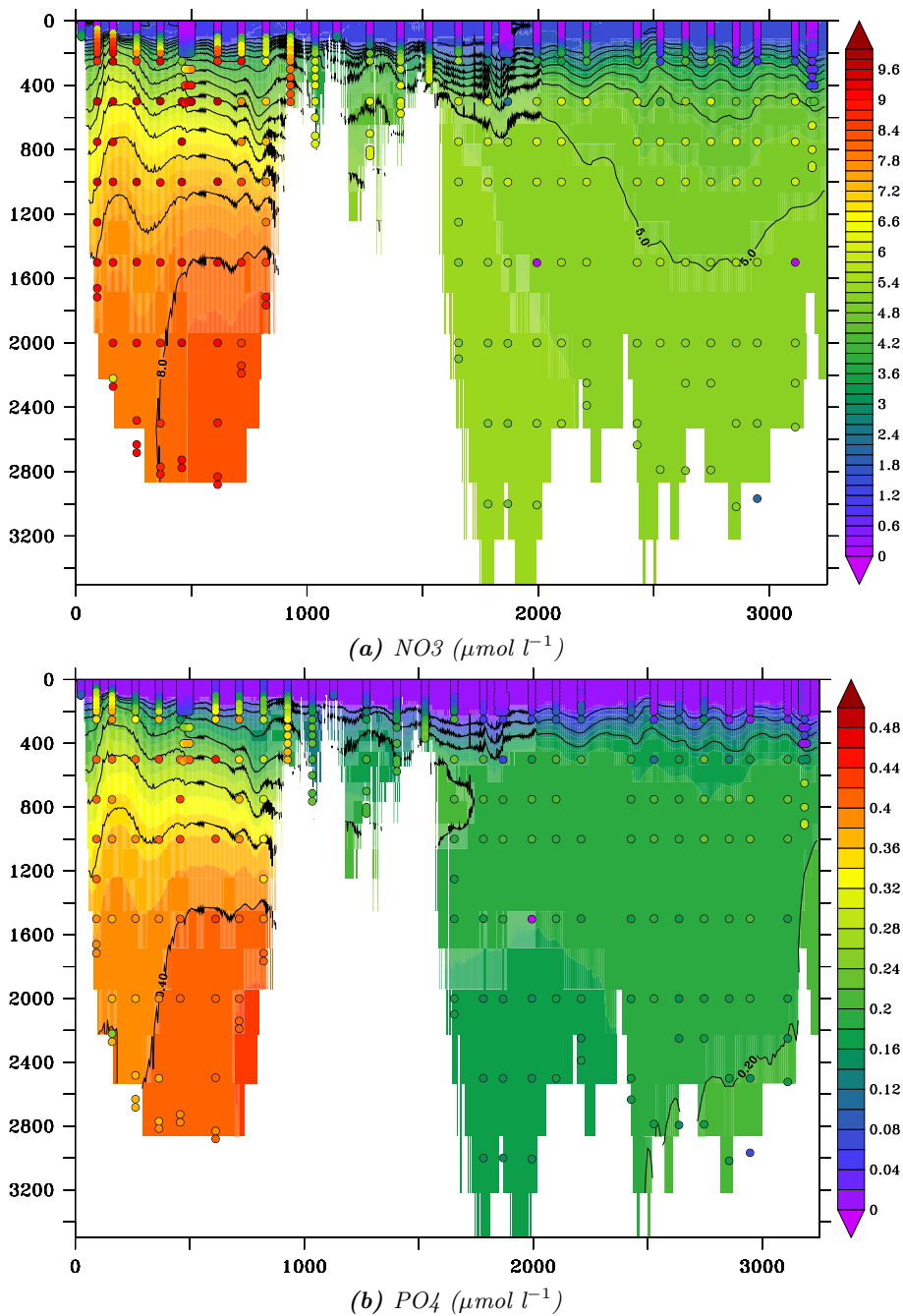


FIGURE 4.35 – Idem que Figure 4.34, pour NO_3 et PO_4 .

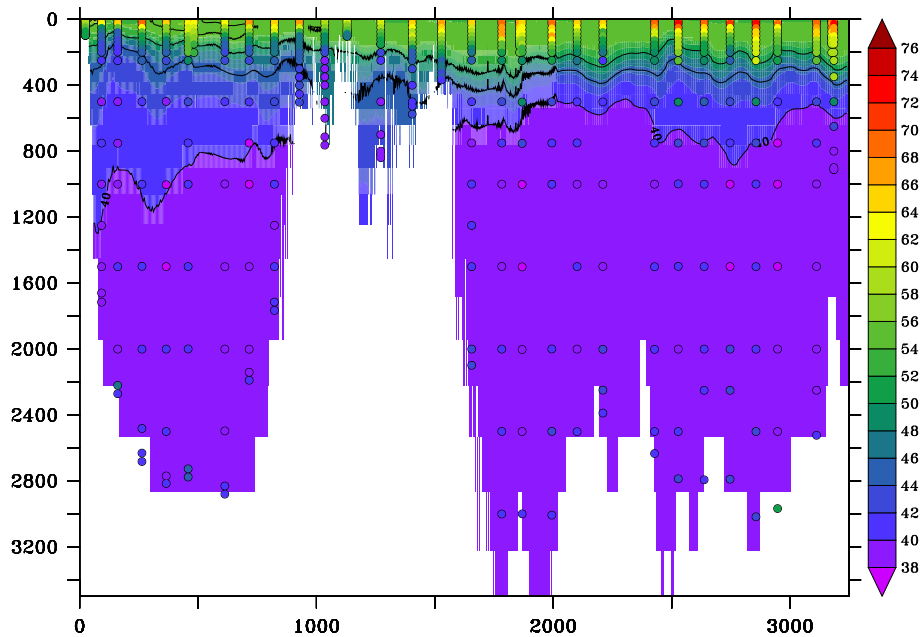


FIGURE 4.36 – Idem que Figure 4.34, pour le DOC ($\mu\text{mol l}^{-1}$).

Les flux de DOC, par contre peuvent être problématiques. La concentration de DOC dans l'AW est de $14 \mu\text{mol l}^{-1}$, contre 21 (si l'on retranche $38 \mu\text{mol l}^{-1}$ de DOC réfractaire, aux $59 \mu\text{mol l}^{-1}$ mesurés par Huertas et al. (2009) ; table 4.4). Au total, Il manquerait environ la moitié de la quantité nette de DOC entrant à Gibraltar (table 4.5), et donc tout autant (au RR près) de sels nutritifs, ce qui peut expliquer en parti, pourquoi le modèle ne présente pas assez de nutriments dans les eaux intermédiaires.

En cause, les conditions aux limites imposées dans la buffer zone. En effet, comme nous ne disposions pas de climatologie de DOC en Atlantique, nous avons omis d'en proposer un profil pour la buffer zone, estimant l'impact négligeable. Mais dans le modèle, le DOC entrant en mer Méditerranée est produit en Atlantique, au détriment des nutriments de l'AW. Il est donc impératif, pour améliorer la représentation du modèle dans le bassin occidental, et aider à soutenir la PP, d'imposer des conditions plus réalistes pour le DOC dans la buffer zone.

Conclusions. Ainsi l'évaluation des caractéristiques biogéochimiques du modèle, sur la verticale, nous a permis de mettre en évidence les qualités et certains des défauts du modèle.

- La comparaison des résultats du modèle aux observations à DYFAMED, a permis de souligner un problème dans les eaux intermédiaires. Ni les fortes concentrations de nutriments, ni le minimum d'oxygène, pourtant si caractéristiques de l'EIW n'étaient reproduits par le modèle.
- En suivant l'évolution des caractéristiques de la LIW-EIW, depuis sa formation jusque dans la mer Ligure, nous nous sommes rendus compte que ce problème était spécifique du bassin Ouest. En effet, les profils verticaux dans le bassin Est correspondent bien avec les observations, à l'exception de l' O_2 qui montre un maximum sur une couche plus épaisse que dans les mesures.
- Enfin, l'étude de l'évolution de l'AOU dans la LIW-EIW, montre que ce maximum d'oxygène, est l'effet d'une ventilation trop importante de la LIW dans le bassin Est, et que la reminéralisation n'est pas en cause dans les concentrations trop faibles de nutriments de l'EIW, dans le bassin Ouest. Ces problèmes, dans le bassin occidental, seraient dus aux flux trop faibles concentrations de DOC dans l'AW, à Gibraltar.

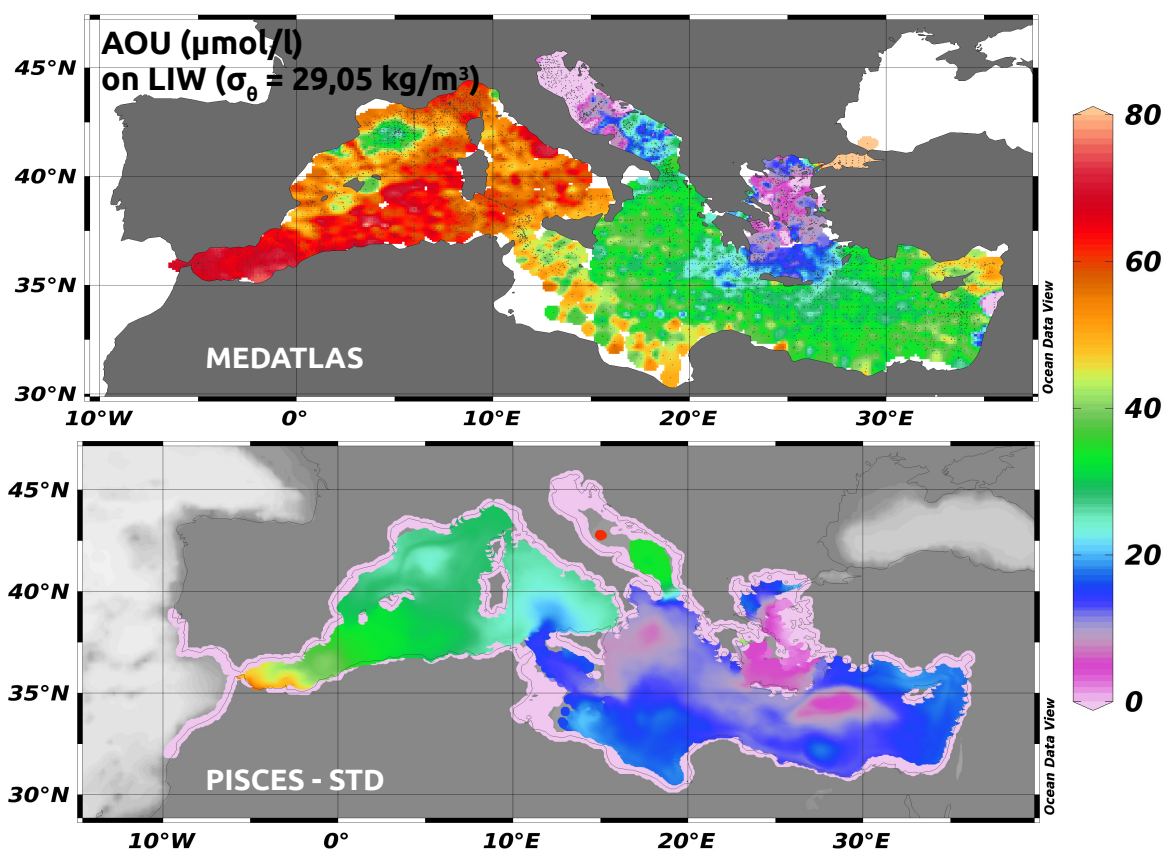


FIGURE 4.37 – Utilisation apparente d'oxygène (AOU) sur l'iso-densité $29,05 \mu\text{mol l}^{-1}$ correspondant à la LIW-EIW, dans les données de MEDATLAS, et dans le modèle (1995-2004).

4.5 Les Régimes trophiques en mer Méditerranée, vus du modèle.

4.5.1 Introduction.

À ce niveau de l'étude, nous avons déjà eu un large aperçu des résultats du modèle PISCES-MED12. Malgré les différences que nous avons pu noter par rapport aux observations, PISCES présente un système cohérent en mer Méditerranée. La chlorophylle du modèle est en relativement bon accord avec les observations, et une partie des différences, que nous avons relevées, apparaît être en réponse aux différences du forçage dynamique. Il semble donc possible d'aller plus loin dans l'évaluation du modèle. Après avoir analysé la répartition géographique de la Chl_{surf} , et l'évolution saisonnière de cette répartition, nous allons dans cette partie, identifier et évaluer les régions de la Méditerranée, qui présentent une évolution temporelle de leur biomasse planctonique, ou régime trophique, similaire.

Pour cela, nous avons repris la méthode développée par [D'Ortenzio and Ribera d'Alcalà \(2009\)](#) sur la chlorophylle de surface Chl_{surf} de SeaWiFS. En considérant la Chl_{surf} comme un proxy de la biomasse planctonique, D'Ortenzio et al. ont eu l'idée de classifier les régions de la Méditerranée en fonction de la variabilité temporelle de leur Chl_{surf} , grâce à une analyse statistique.

4.5.2 Méthode.

Pour identifier objectivement ces groupes, on utilise la méthode des k-moyennes. Cette méthode est une méthode itérative, qui sépare un ensemble de points en un nombre préalablement fixé de groupes, dit clusters. Chaque cluster est représenté par un point de référence, dit centre. À l'initialisation, les premiers centres de groupes, sont des points pris aléatoirement. Puis on exécute 2 étapes : (i) chaque point est rangé dans le groupe pour lequel sa distance euclidienne avec le centre du groupe, est minimale ; (ii) lorsque les groupes sont formés, on redéfinit les centres de chaque cluster, en calculant le barycentre des points de chaque groupe. Puis, on reprend à l'étape (i) et on recommence successivement l'exercice, jusqu'à ce que les groupes soient stables sur 2 itérations consécutives, où l'on considère qu'un équilibre est atteint. Dans notre cas, on considère comme distance, la somme sur les 12 mois de l'année, de la distance euclidienne entre la Chl_{surf} d'un pixel considéré, avec celle d'un centre de groupe. Cet exercice s'exécute facilement avec la fonction "*kmeansruns*" du package R "*fpc*". Enfin, le nombre de clusters, qui représentent des régimes trophiques dans notre exercice, est défini grâce à des tests statistiques (expliqués en détails un peu plus loin), qui vérifient la stabilité des clusters en fonction du nombre de groupes.

Dans leur étude, [D'Ortenzio and Ribera d'Alcalà \(2009\)](#) montrent les différents régimes trophiques de la Méditerranée, obtenus avec cette méthode, à partir des images SeaWiFS hebdomadaires de la Méditerranée (voir figure 4.38). Leur étude dénombre 7 régimes trophiques différents : 2 clusters *côtiers* (en orange et en rouge), qu'on retrouve principalement en Adriatique, dans le Golfe de Gabès au large de la Tunisie, dans le Golfe du Lion, et en Alboran ; 1 cluster *bloom* (jaune) visible autour de la zone de formation de la WMDW dans le s-b Liguro-Provençal, qui est caractérisé par un pic de Chl_{surf} (bloom) au printemps, et une forte différence entre le maximum et le minimum de Chlorophylle ; 1 cluster *intermédiaire* (vert) situé principalement dans le Gyre de Rhodes, le Nord du s-b Ionien, le Sud du s-b Adriatique, autour du cluster *bloom* au large du Golfe du Lion, jusqu'à l'Est du détroit de Bonifacio, et dans les gyres du s-b Alboran, que caractérisent un maximum de Chl_{surf} printanier moins brutal qu'un bloom, et une différence min-max de Chl moins importante que pour le cluster *bloom* ; et enfin 3 clusters *non-bloom* : 1 (bleu clair) positionné principalement au large de la côte algérienne, 1 autre (violet) qui occupe une large zone, étendue du Sud du s-b Levantin au s-b Tyrrhénien, en passant par le s-b Ionien, et enfin un dernier cluster (bleu foncé) réparti entre le s-b Adriatique, le s-b Égéen, le s-b Levantin et le s-b Ionien.

L'exercice est reproduit sur la Chl_{surf} de notre simulation de référence : STD. Pour ce faire, et afin de pouvoir comparer les régimes trophiques obtenus à partir de la Chl du modèle et des estimations satellitales (Chl_{sat}) de [Bosc et al. \(2004\)](#) (BOSC), les 2 sources de chlorophylle sont conditionnées de la même façon. Tout d'abord, les sorties du modèle étant mensuelles, les données hebdomadaires de Bosc et al. sont rassemblées et moyennées mensuellement sur toute la période d'observation (octobre 1997 à septembre 2005). Ensuite, les données de Chl_{surf} sont préparées pour l'exercice des k-moyennes :

- Les eaux côtières sont filtrées (bathymétrie < 160m ; pour les mêmes raisons évoquées pour les diagrammes de Taylor (section 4.4.2 ; figure 4.19)), de même que les données de l'Océan Atlantique (à l'Ouest de 5,5° Ouest).

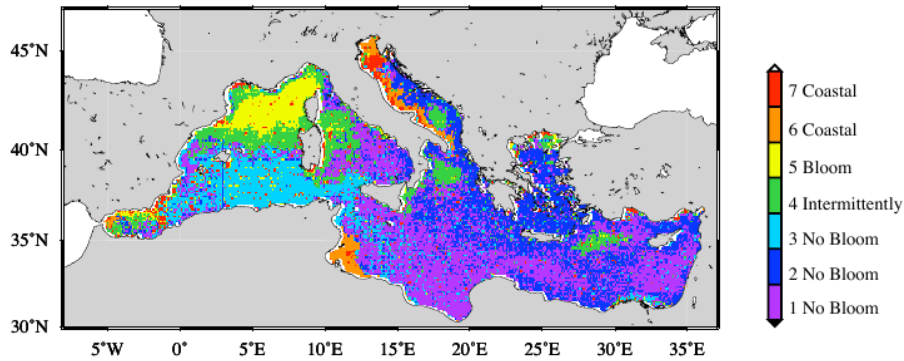


FIGURE 4.38 – Répartition et identification des différents clusters obtenus par *D’Ortenzio and Ribera d’Alcalà (2009)*, avec la méthode des *k*-moyennes. Tiré de *D’Ortenzio and Ribera d’Alcalà (2009)*.

TABLE 4.7 – Stabilité des clusters, calculée selon la méthode de *Hennig (2007)*, pour 4 et 5 clusters. Voir le texte pour plus de détails.

	STD					BOSC				
	CL1	CL2	CL3	CL4	CL5	CL1	CL2	CL3	CL4	CL5
Bootstrap :	0,98	0,99	0,99	0,99	-	0,89	0,94	0,90	0,93	-
Noise :	0,93	0,95	0,94	0,96	-	0,87	0,93	0,83	0,97	-
Jitter :	1	1	1	1	-	0,94	0,97	0,94	0,95	-
Bootstrap :	0,92	0,75	0,80	0,86	0,90	0,97	0,97	0,98	0,98	0,98
Noise :	0,88	0,64	0,72	0,84	0,84	0,91	0,90	0,95	0,96	0,87
Jitter :	0,93	0,80	0,84	0,88	0,93	1	1	1	1	1

- La résolution est dégradée du $1/12^\circ$ au $1/8^\circ$ de degré, pour filtrer la méso-échelle.
- On crée un cycle annuel moyen, en moyennant tous les mêmes mois de la période considérée (octobre 1997 - novembre 2005).
- Enfin, les régimes trophiques étant définis à partir de la variabilité temporelle, et non la concentration, de la Chl_{surf} , les données de Chl_{surf} de chaque pixel, sont normalisées par rapport à leur Max de Chl dans l’année.

Dans un premier temps, il est impératif de vérifier le nombre de clusters propre à chaque système. Cela consiste à vérifier grâce à un test statistique, que les clusters identifiés avec la méthode des *k*-moyennes sont stables. Pour cela, on identifie un nombre préalablement fixé de clusters sur 100 itérations, en perturbant aléatoirement les valeurs de Chl, de 5% maximum, suivant différentes méthodes de perturbations : Bootstrap, Noise, ou encore Jitter (*Hennig, 2007*). Les clusters sont notés entre 0 et 1 à la fin de l’exercice, en fonction de leur stabilité. Un cluster stable reçoit une note $\geq 0,75$. Cette méthode est la même qu’utilisée par *D’Ortenzio and Ribera d’Alcalà (2009)*, elle est expliquée en détails par *Hennig (2007)*, et peut-être facilement utilisée avec le package R : "*fpc*". La stabilité est successivement vérifiée pour 3 jusqu’à 7 clusters différents. Selon cette méthode, le système est stable jusqu’à 4 clusters différents (voir tableau 4.7). À partir de 5 clusters, des instabilités apparaissent avec la méthode *Noise*, sur les clusters du modèle (en orange dans le tableau 4.7). Afin de certifier la stabilité de nos groupes, la suite de l’étude est effectuée avec 4 clusters.

4.5.3 Identification des régimes trophiques.

La figure 4.39 montre les résultats de la "clusterisation" en 4 groupes de la Chl_{surf} du modèle et des estimations satellitales. Il est rassurant de constater que les clusters obtenus à partir de la Chl_{sat} , sont très similaires aux clusters de *D’Ortenzio and Ribera d’Alcalà (2009)*. Les différences sont principalement le fait du traitement des données, et du choix du nombre de clusters. Les eaux côtières étant filtrées, les

clusters "*côtiers*" n'apparaissent plus dans nos résultats. Et ayant imposé 4 groupes, les clusters "*bloom*" et "*intermédiaire*" ont fusionné.

Il en résulte, pour les régimes trophiques identifiés à partir des observations satellitales de Chl, 1 cluster "*bloom-intermédiaire*" en rouge, particulièrement présent dans le s-b Liguro-Provençal, et dans le s-b Tyrrhénien, à l'Est du détroit de Bonifacio; et 3 clusters "*non-bloom*" : un jaune dans les sous-bassins Adriatique et Égée, et au niveau des gyres d'Alboran; un cluster vert qui occupe toute la partie sud du s-b Algéro-Provençal, et qui se prolonge à l'Est, le long du détroit de Sicile, et dans le Sud du s-b Tyrrhénien, jusque dans la partie Sud-Ouest du s-b Ionien; et enfin le cluster bleu qui occupe tout le reste de la mer Méditerranée : principalement les s-b Ionien et Levantin, une partie du s-b Tyrrhénien, et le long d'une partie des côtes Sud-Est Espagnoles.

Le cycle annuel de ces clusters est assez similaire entre eux. Tous montrent un minimum de Chl_{surf} plus ou moins fort en été, de mai-juin à septembre-octobre. Puis la Chl augmente progressivement, avec des maximums de Chl_{surf} marqués en hiver pour les clusters "*non bloom*", et au printemps pour le cluster "*bloom-intermédiaire*" en rouge. Ce cluster "*bloom-intermédiaire*" se distingue des 3 autres par un pic bien marqué de Chl au printemps, comparé au maximum plus lissé en hiver pour les clusters "*non-bloom*", avec notamment le maximum de Chl pour le cluster jaune qui s'étend de décembre à mars-avril. On note aussi une différence dans l'amplitude relative du cycle annuel de la Chl_{surf} des clusters. Celle-ci est maximale pour le cluster "*bloom-intermédiaire*", et minimale pour le cluster "*non-bloom*" jaune (mais attention, cela ne renseigne pas sur la quantité de Chl de chaque cluster, les concentrations ayant été normalisées).

Quant au modèle, l'analyse des clusters montre de grandes similitudes avec celle faite avec les estimations satellitales. De façon générale, on retrouve un cluster "*bloom-intermédiaire*" et 3 clusters "*non-bloom*", tout en relevant des différences : déplacement de certains groupes, différences dans les zones géographiques, et des variations dans le cycle annuel.

On remarque notamment, que le cluster "*non-bloom*" vert, se déplace du Sud, vers l'Ouest du bassin occidentale. Le cluster jaune se propage sur tout le pourtour du bassin oriental, excepté le s-b Adriatique, et il occupe en plus le bord Est du s-b Tyrrhénien. Et le cluster bleu se déplace vers l'Ouest dans le bassin Est. Le cycle saisonnier des clusters bleu et jaune est moins lissé que dans les observations, au point que nous pourrions presque parler en février, de pic de Chl pour ces clusters. Le cycle du cluster vert semble assez bien correspondre avec le cycle dérivé des estimations satellitales. Une chose est commune au cycle de chacun des clusters du modèle : leur amplitude (différence relative entre maximum et minimum de Chl) est plus importante que celle observée dans les cycles des clusters de la Chl_{sat} .

Il est assez difficile de dire si ces clusters "*non-bloom*" représentent bien la même chose pour le modèle que pour le satellite. Le seul cluster que l'on puisse identifier avec une assez bonne confiance, malgré des différences visibles sur la carte, est le cluster "*bloom-intermédiaire*". Les zones géographiques où apparaît ce cluster sont bien reproduites par le modèle. Le cluster se retrouve bien aux mêmes endroits que pour les estimations satellitales, mais l'étendu de chacune de ces zones est différente. Il est réduit dans le bassin occidental : il n'apparaît plus dans le s-b Tyrrhénien, et sa surface a diminué dans le s-b Liguro-Provençal (en particulier en mer Ligure, et à l'Ouest des îles Corse et Sardaigne). Ailleurs, au contraire, sa zone d'influence a augmenté. Au niveau du gyre de Rhodes, mais surtout dans le Nord Ionien, où le cluster apparaît à peine dans les estimations satellitales, alors qu'il occupe toute la zone dans le modèle, et s'est même propagé dans le Sud du s-b Adriatique. Le cycle annuel de ce cluster est similaire à celui des observations. On note cependant une amplitude plus importante, et un léger décalage du pic de Chl, que l'on retrouve plus précocement (en février-mars, à la place de mars-avril).

Le cluster "*bloom-intermédiaire*" du modèle est lié aux pics de Chl observés sur les cartes de Chl_{surf} du modèle. La question que l'on peut se poser est : Pourquoi ce cluster, pourtant si bien positionné, montre-t-il une si grande différence dans son étendu spatiale, entre le modèle et les observations ?

Les zones où apparaît ce cluster, sont des zones de formation d'eaux intermédiaires et profondes, des zones de fort mélange. Il est donc possible que les différences observées sur ce cluster "*bloom-intermédiaire*", soient associées à des différences dans le forçage dynamique, au niveau de la profondeur de la couche de mélange (MLD, pour Mixed Layer Depth), qui est motrice dans la dynamique du bloom en Méditerranée (Lavigne et al., 2013).

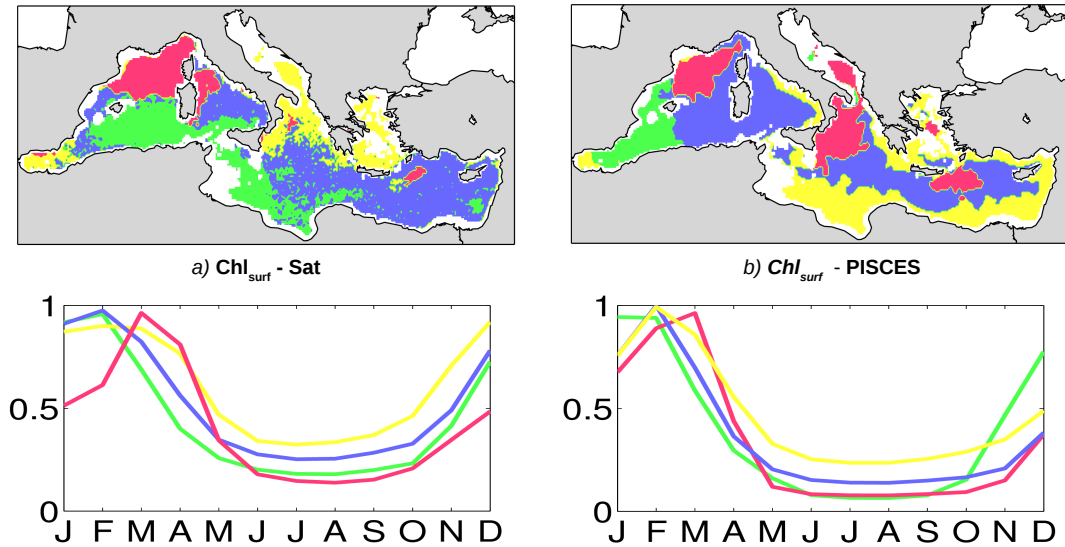


FIGURE 4.39 – Répartition des familles de clusters en Méditerranée (en haut), et définition de la variabilité mensuelle de chaque famille de clusters (en bas), pour : a) la chlorophylle issue des estimations satellites de *Bosc et al. (2004)*; b) la chlorophylle de la simulation STD.

4.5.4 Contrôle du régime de bloom par la profondeur de la couche de mélange.

Pour vérifier cette hypothèse, nous avons recommencé l'exercice de "clusterisation" sur la couche de mélange. D'une part sur les données de MLD de la dynamique de NEMO-MED12 utilisées dans le forçage de nos simulations, et d'autre part, sur la plus récente climatologie mensuelle de MLD de la mer Méditerranée (*Houpert et al., under review*). Ces données sont préalablement préparées pour l'exercice, de la même façon que les données de Chl_{surf} , afin que les résultats des clusters sur ces données soient comparables entre elles, et avec les résultats de la Chl_{surf} .

Les clusters de la MLD du modèle et de la climatologie de Houpert et al (Figure 4.40) montrent des résultats très ressemblants. Les résultats sont plus proches que ceux obtenus avec la Chl_{surf} (figure 4.39). Les différences les plus notables reposent sur le cluster représenté en rouge. Celui-ci est situé aux mêmes endroits que le cluster "bloom-intermédiaire", pour le modèle et les observations. On retrouve donc les différences observées avec la Chl_{surf} , au large du Golfe du Lion, dans le Nord du s-b Ionien, et dans le gyre de Rhodes. Les différences observées sur le cluster "bloom-intermédiaire" de la Chl, sont donc majoritairement induites par des différences dans la MLD. Et ces différences dans la MLD, peuvent avoir plusieurs sources. La résolution du forçage atmosphérique est peut-être un peu grossière pour représenter toute la complexité du relief, notamment autour de la mer Ligure (*Béranger et al., 2010; Lebeaupin Brosier et al., 2012*). Cette complexité est nécessaire pour une représentation réaliste du vent, et donc des zones de forts mélanges. Les caractéristiques physiques des masses d'eau peuvent également être mises en cause. Nous avons vu dans la section 4.4.5, que la LIW formée par le modèle est légèrement plus chaude et salée que dans les observations. Cette différence pourrait avoir une influence sur l'étendu de la zone de formation, et sur l'intensité du mélange.

Lavigne et al. (2013) ont analysé de façon détaillée, la synchronisation des pics de mélange, lorsque la MLD est la plus profonde, avec les pics de maxima de Chl_{surf} observés dans la zone du cluster "bloom" de *D'Ortenzio and Ribera d'Alcalà (2009)*, avec les données de Chl de SeaWiFS, et la MLD de *Houpert et al. (under review)*. Ils ont remarqué que les deux maxima n'étaient pas simultanés. Plus précisément, le maximum de MLD précède le pic de Chl_{surf} d'environ 15 jours. En utilisant une fréquence mensuelle dans les données utilisées, on observe aussi un décalage du maximum sur les clusters "bloom-intermédiaire" obtenus avec les observations : pic de MLD en février, suivi d'un pic de Chl_{surf} en mars.

Le modèle arrive à reproduire ce décalage : la MLD de MED12 présente un approfondissement brutal en février pour le cluster rouge, suivi d'un maximum de Chl_{surf} en mars. L'occurrence du maximum de

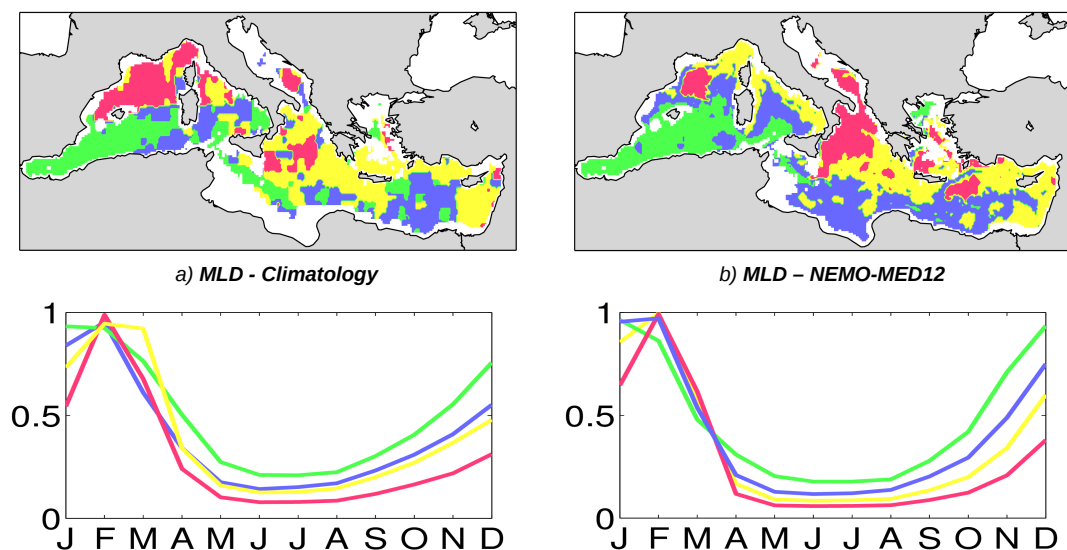


FIGURE 4.40 – Idem que 4.39, effectué sur la profondeur de la couche de mélange, provenant de : a) la climatologie de MLD de la Méditerranée de *Houpert et al. (under review)*; b) la MLD du modèle NEMO-MED12 - forçage dynamique.

Chl est moins abrupte dans le modèle, puisque la concentration de Chl est déjà assez forte en février. Il faudrait refaire cette étude, pour pouvoir regarder plus en détails, comme cela a été fait par *Lavigne et al. (2013)* : en affinant la fréquence temporelle, ce qui est faisable avec le modèle, et en isolant la zone d'étude, afin de voir en détail ce qu'il se passe dans les différentes zones "bloom-intermédiaire", comme celle du Golfe du Lion par exemple.

Les autres clusters de la MLD sont difficilement reliables à la Chl_{surf} . En effet, l'étonnante ressemblance des clusters des MLD de la climatologie et de NEMO-MED12, opposée aux différences relevées sur les clusters de la Chl_{surf} , tendrait justement à montrer que la dynamique n'est pas responsable (du moins, pas au premier ordre) des différences notées sur les clusters "non-bloom". Ces dernières seraient donc imputables à la biologie, c'est-à-dire : au modèle PISCES.

Dans cette première partie de l'étude, nous avons montré que les régimes trophiques modélisés par PISCES sont cohérents par rapport aux estimations satellitales. En particulier, le modèle reproduit bien les zones de blooms printaniers, liées aux zones de forts mélanges verticaux ; et des zones dites "non-bloom", dévoilant un cycle annuel en accord avec les observations, quoique moins lisse, avec un maximum de Chl_{surf} en hiver, et un minimum en été.

4.5.5 Dynamique phytoplanctonique dans le maximum de chlorophylle de subsurface.

L'étude précédente a été réalisée avec la chlorophylle de surface (moyenne de Chl sur les 10 premiers mètres), dans le but d'être comparée aux estimations satellitales. Or, on sait que la production primaire s'effectue sur toute la couche euphotique, et l'on connaît la présence de maxima de Chl en subsurface (DCM - Deep Chlorophyll Maximum), jusque 100 m de profondeur dans les zones oligotrophes, depuis les observations de *Berland et al. (1987)* dans le s-b Levantin.

De récentes observations, effectuées en subsurface durant la campagne BOUM (*Moutin et al., 2012*), montrent la présence d'une forte population de diatomées proche de la DCM, durant la période estivale, dans le bassin oriental oligotrophe (*Crombet et al., 2011*). *Crombet et al. (2011)* expliquent cette présence inattendue dans une zone oligotrophique, par une luminosité suffisante dans ces profondeurs pour les diatomées, et l'apport de nutriments au fond de la couche euphotique, par diffusion à travers la nutricline. *Kemp and Villareal (2013)* vont plus loin. Ils concluent après l'observation d'une large population de diatomées en subsurface, dans les gyres oligotrophes de l'Océan Global, que ces diatomées, adaptées à des

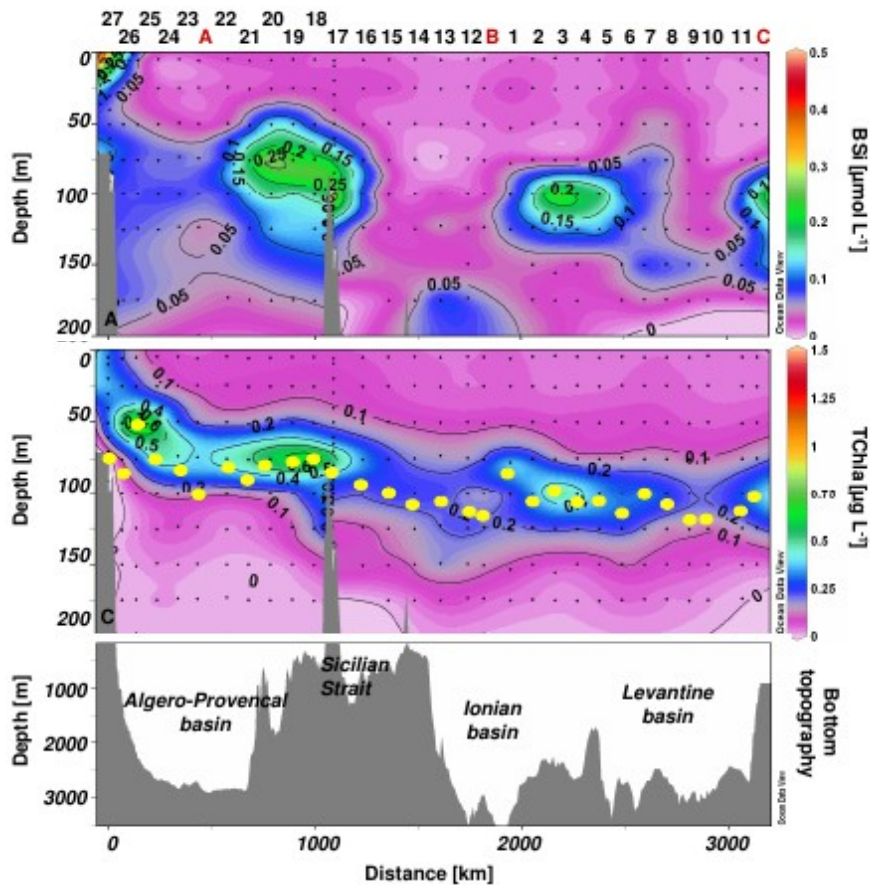


FIGURE 4.41 – Maximum de Chl mesuré lors de la campagne BOUM, concordant avec le maximum de silice biogénique. Tiré de *Crombet et al. (2011)*.

conditions stratifiées, pourraient se développer avec l'augmentation de la stratification de l'Océan prévue avec le changement climatique. Ce développement de diatomées en subsurface pourrait significativement contribuer à l'export de carbone, et donc jouer un rôle de rétroaction négatif, jusqu'ici non prévu, dans le changement climatique (*Kemp and Villareal, 2013*).

Dans leurs conclusions, *Crombet et al. (2011)*, après avoir émis l'hypothèse (Ô combien poétique), de la présence estivale d'une "forêt de verre" dans les profondeurs de la Méditerranée, posent la question de la dynamique, en subsurface, de ce phytoplancton invisible aux estimations satellitales, qui semble bien différente de ce que l'on perçoit en surface. Cette question, à laquelle les images satellites ne permettent pas (pour le moment) de répondre, peut être abordée grâce à la modélisation.

Regardons tout d'abord, la différence dans la répartition spatiale (2D) entre la Chl modélisée en surface et dans la DCM (Chl_{max}), et leur évolution respective au cours de l'année (Figure 4.42). La Chl_{surf} du modèle a déjà été présentée en détails dans la section 4.4.2. Elle montre un minimum très marqué de Chl_{surf} en été et en automne (entre 0,02 et 0,03 $\mu\text{mol l}^{-1}$). Les concentrations de Chl_{max} , observées dans la DCM du modèle, montrent au contraire, un maximum de Chl en été - automne, avec des concentrations supérieures à 0,2 $\mu\text{mol l}^{-1}$ sur toute la DCM, jusqu'à des concentrations de 1 $\mu\text{mol l}^{-1}$ et plus, dans le Golfe du Lion, entre le canal de Sardaigne et le détroit de Sicile (possiblement liées à une remontée de nutriments dans cette zone), dans le s-b Alboran, et dans le s-b Adriatique.

La profondeur de la DCM (Figure 4.43) varie dans l'espace et dans le temps. Elle augmente d'Ouest en Est, de 10-30 m de profondeur en Alboran, jusqu'à plus de 150 m dans l'Est Levantin. De plus, elle s'approfondit de plus de 30 m entre la profondeur observée en hiver-printemps et celle observée en été-automne.

Le modèle représente donc bien, en subsurface, un maximum de Chl, dont la dynamique est bien

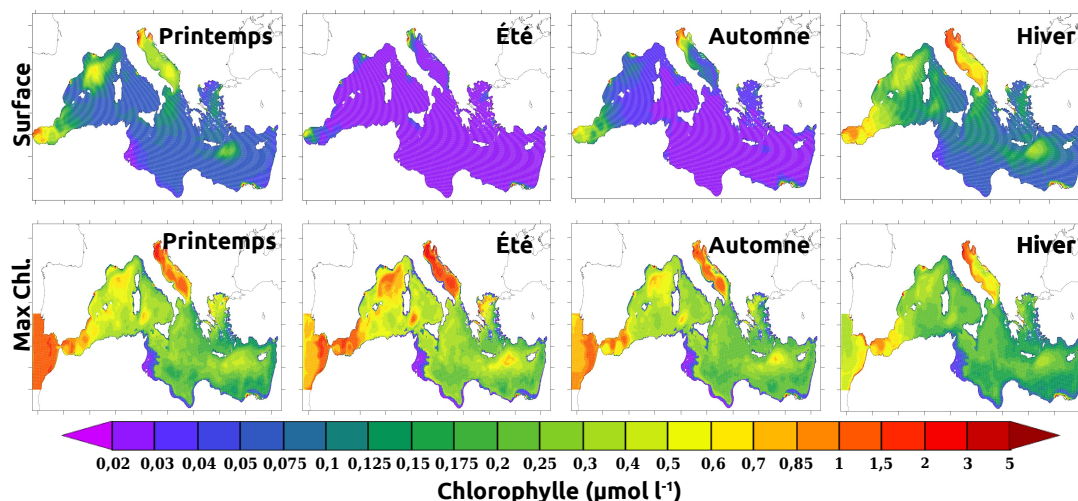


FIGURE 4.42 – Comparaison de la concentration en chlorophylle ($\mu\text{mol l}^{-1}$) mesurée en surface (moyenne des 10 premiers mètres) et dans la DCM (Deep Chlorophyll maximum), en fonction de la saison.

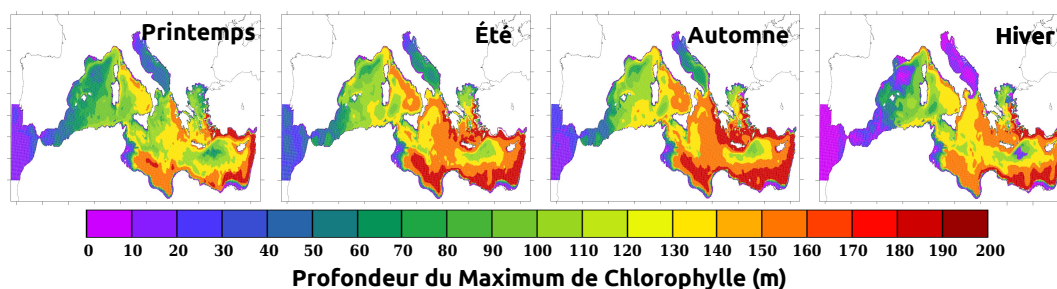


FIGURE 4.43 – Profondeur du maximum de chlorophylle présent sur la colonne d'eau (DCM), en fonction de la saison.

différente de celle de la Chl de surface.

De plus, ce maximum de Chl en subsurface, est lié à une forte population de diatomées (figure 4.44). Pour le modèle, la profondeur à laquelle la proportion de Chl attribuée aux diatomées est maximale, correspond à celle de la DCM (non montré). Le pourcentage de Chl dû aux diatomées dans la DCM est maximal en été, puisqu'il représente 50 à 60% de la Chl totale dans le bassin Ouest, et 35-40% dans le bassin Est. Il est minimal en hiver, saison pour laquelle cette proportion est très proche de celle que l'on trouve en surface à la même saison. En surface, au contraire, comme on le sait, ce ratio est minimal en automne, où il ne représente que 10-15%, et est maximal au printemps où l'on retrouve 25-35% de diatomées, avec des pics jusqu'à 60%, ponctuellement, dans les zones de bloom.

On note la présence de caractéristiques communes entre la surface et la DCM. En particulier, le maximum de Chl liée aux diatomées, observé dans les zones de bloom en surface, se retrouve clairement dans la DCM. De plus, contrairement à la surface, ce maximum persiste toute l'année dans la DCM. Malgré ces signaux communs, les comparaisons entre surface et DCM, montrent des cycles et une dynamique différente : en subsurface, on a un maximum de Chl lié à un maximum de diatomées en été, et un minimum en hiver ; alors qu'en surface, on a un maximum de Chl au printemps, et un minimum en automne.

Le modèle semble donc vérifier l'hypothèse de Crombet et al. (2011). En appliquant la méthode des clusters à la Chl_{max} (Figure 4.45), on trouve des résultats totalement différents, de ce que l'on a trouvé plus tôt avec la Chl_{surf} . Tout d'abord, le nombre de clusters est différent. On ne dénombre plus que 2 clusters. Le cluster vert se concentre principalement dans le bassin Ouest, et dans les zones du bassin Est liées au cluster "bloom- intermédiaire" de la Chl_{surf} , dans le Nord Ionien, et dans le gyre de Rhodes. Le cluster jaune, lui, est lié aux zones les plus oligotrophes du bassin Est, où la Chl_{max} est aussi la plus profonde. Les cycles annuels de ces 2 clusters sont très similaires. Tous deux montrent un

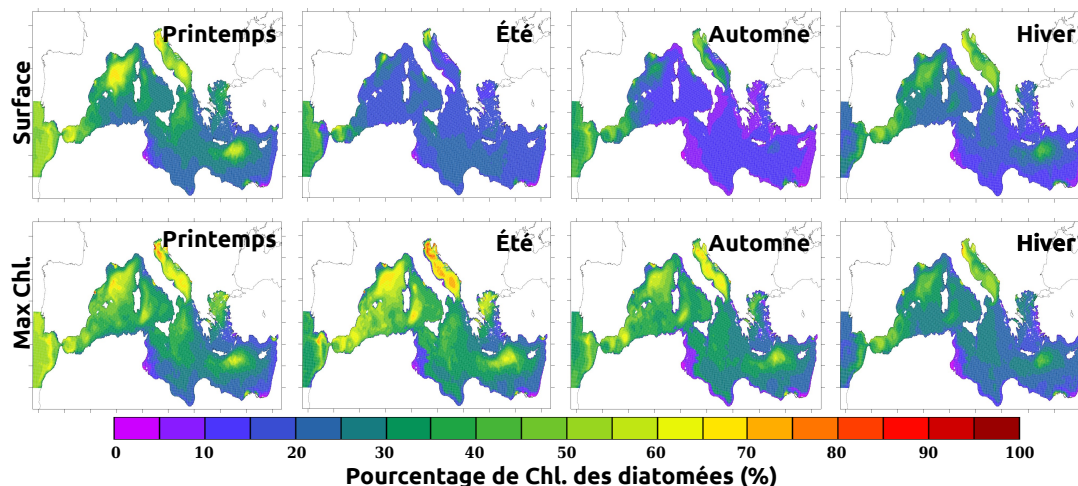


FIGURE 4.44 – Comparaison du pourcentage de chlorophylle de diatomées sur le total de chlorophylle, présent en surface et dans la couche de maximum de chlorophylle, et son évolution en fonction de la saison.

maximum en été (mai à juillet), puis la Chl_{max} diminue relativement rapidement pour le cluster vert qui atteint son minimum en décembre, tandis qu'elle diminue relativement doucement pour le cluster jaune, atteignant son niveau minimum en février. Ce qui différencie surtout la variabilité de ces deux clusters, est leur amplitude, qui est plus importante pour le cluster vert. Il est possible que les populations phytoplanctoniques habitant ces DCM soient soumises à des conditions différentes. Le fort développement des diatomées du cluster vert, notamment sous les zones de bloom, peut être favorisé par tous les sels nutritifs provenant de la reminéralisation de la matière organique, provenant du phytoplancton ayant poussé en surface, au printemps précédent ; tandis que les diatomées du cluster jaune, liées à des zones oligotrophes, et donc ne bénéficiant pas de tout ce matériel provenant des couches supérieures, pourraient bénéficier des nutriments diffusant à travers la nutricline (Crombet et al., 2011), et de la faible, mais suffisante, lumière atteignant ces profondeurs (qui représente moins de 1% de l'énergie solaire en surface, d'après Berland et al. (1987)). Mais au premier ordre, il est évident, vu la variabilité de nos 2 groupes, que la dynamique du phytoplancton dans cette couche, est pilotée par la disponibilité en lumière, maximale en juin, et minimale en hiver.

Le cycle observé en subsurface dans le bassin Ouest, est certainement différent en réalité. En effet, comme on l'a vu précédemment (section 4.4.5), le modèle ne reproduit pas bien le maximum de Chl de surface qui est observé au printemps dans les mesures in-situ. Si ces maximums étaient bien reproduits, la dynamique phyto-planctonique en subsurface en serait modifiée. Notamment, la DCM serait estivale, détruite l'hiver par le mélange, et au printemps par l'effet d'ombre produit par le phytoplancton en surface.

Cette étude montre donc que la dynamique du phytoplancton n'est pas la même que l'on se situe en surface, ou en subsurface au milieu de la DCM. Au final, ce qui va intéresser le biogéochimiste, c'est la résultante de ces différentes dynamiques biogéochimiques, sur l'intégrale de la zone euphotique : un régime trophique global. Une des deux dynamiques serait-elle prépondérante ? ou allons nous obtenir un savant mélange de tout ça ?

4.5.6 Dynamique phytoplanctonique sur l'ensemble de la couche euphotique.

On recommence une dernière fois l'exercice, en l'appliquant cette fois à la quantité de chlorophylle intégrée sur les 300 premiers mètres (Figure 4.46), afin de considérer l'évolution de la Chl sur l'ensemble de la couche euphotique. On retrouve à nouveau un total de 4 clusters. La disposition spatiale des clusters est familière, et rappelle en partie celle observée avec la chlorophylle de surface (Figure 4.39), en particulier pour le cluster "bloom-intermédiaire", que l'on retrouve exactement à la même place. Mais pour les autres clusters, des différences apparaissent. Notamment pour le cluster observé en surface en Alboran, qui n'est plus là. À la place, on remarque une claire évolution depuis le cluster "bloom" (en rouge), vers un cluster "No bloom" (bleu), en passant par le cluster jaune (qui entoure directement le cluster bloom),

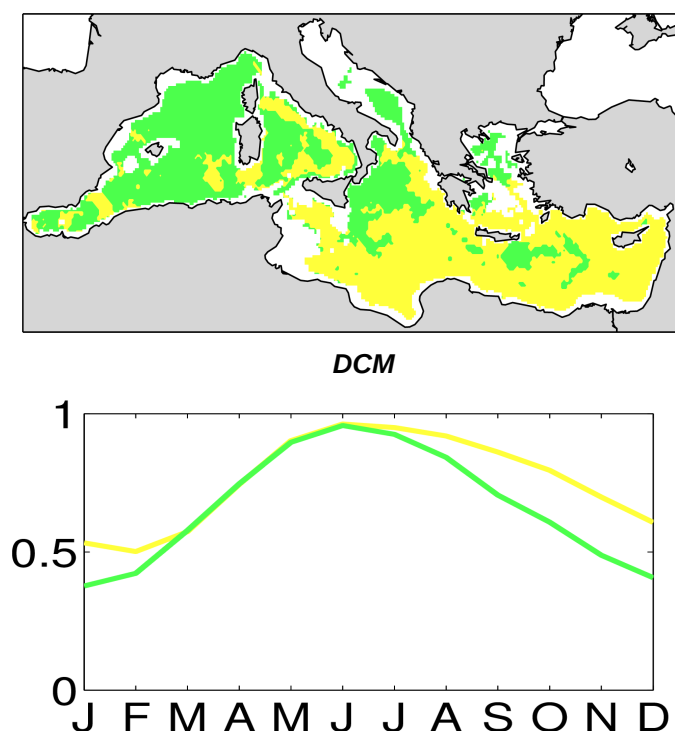


FIGURE 4.45 – Idem que 4.39, effectué sur la couche de maximum de chlorophylle.

et le vert. Si on ne tient pas compte des clusters rouges et jaunes, on remarque une division par bassin : Le bassin Ouest est alors occupé par le cluster vert, et l'Est par le bleu.

L'évolution temporelle de la chlorophylle intègre les informations de la surface, et du DCM. Les courbes présentent deux maxima locaux plus ou moins forts : un au printemps (février - mars), et un en été (juin - juillet). Le cluster *bloom-intermédiaire* et le cluster jaune présentent tous les deux un maximum au moment du bloom printanier, maximum particulièrement marqué pour le cluster *bloom-intermédiaire*, tandis que les clusters vert et bleu, que l'on peut tous deux qualifier de *non-bloom*, indiquent un maximum de chlorophylle en été. La dynamique des clusters rouge et jaune est dominée par le régime présent en surface, tandis que celle des clusters *non-bloom* est pilotée par la dynamique phyto-planctonique du DCM. En particulier, nos deux clusters *non-bloom* coïncident chacun avec le cluster identifié au niveau de la DCM, dans son bassin respectif (Figure 4.45).

Ainsi, comme l'ont soupçonnés [Crombet et al. \(2011\)](#), les régimes trophiques observés dans le modèle, en intégrant l'ensemble de la couche euphotique, ont une dynamique différente de ce qui peut être observé en surface avec les images satellites de couleur de l'eau. En particulier, le minimum de chlorophylle n'est plus observé en période estivale, pourtant ultra oligotrophe en surface, mais en novembre - décembre. Mieux, les zones les plus oligotrophes, profitant de la forte luminosité estivale, présentent un maximum de Chl en été, dû à un maximum de Chl en subsurface.

Des résultats similaires ont déjà été obtenus pour la PP à partir des estimations satellitales de [Uitz et al. \(2012\)](#). Mais les maxima estivaux de PP obtenus dans les zones les plus oligotrophes de la Méditerranée, ont alors été attribués à un artefact de l'algorithme d'estimation.

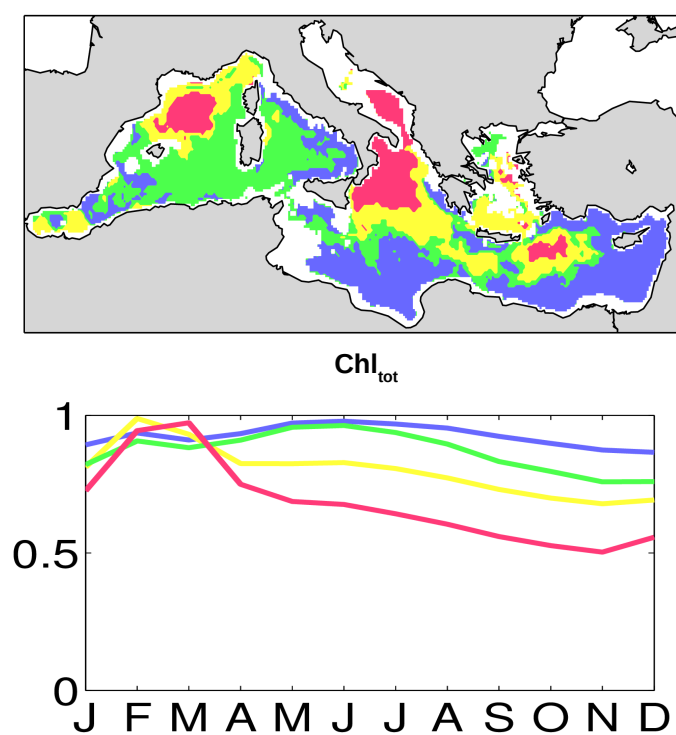


FIGURE 4.46 – Idem que 4.39, effectué en intégrant la chlorophylle sur l'ensemble de la couche euphotique.

4.6 Discussions.

4.6.1 PISCES en Méditerranée.

Les résultats de nos simulations en Méditerranée montrent que le modèle arrive à reproduire les principales caractéristiques de la Méditerranée, telles qu'un rapport N/P élevé dans les eaux profondes méditerranéennes (section 4.3.3), une différence de productivité entre le bassin Est, et le bassin Ouest (section 4.4.2), des zones de bloom bien situées (section 4.5), une variabilité saisonnière de la Chl correcte (section 4.4.2 et 4.5). On note cependant des différences avec les observations. En particulier, la PP et la Chl_{surf} sont 2 fois moins élevées que les estimations satellitales (ce qui reste convenable compte tenu des incertitudes des estimations satellitales ; voir section 4.4.2 et 4.4.4), le PO_4 est quasiment totalement épuisé sur les 100 premiers mètres de toute la Méditerranée (sections 4.4.5, 4.4.5, et 4.4.5). Dans le bassin occidental, la nutricline, qui est particulièrement marquée dans les observations, est beaucoup moins forte dans les résultats du modèle, et le minimum d'oxygène associé à l'EIW n'apparaît pas dans notre simulation (section 4.4.5, et 4.4.5).

Les résultats du modèle PISCES, dans cette toute première simulation, sur la configuration régionale de la mer Méditerranée, sont donc généralement satisfaisants. Mais, nous nous sommes tout de même efforcés de relever, et d'essayer de comprendre, les défauts que nous avons observés, afin de pouvoir améliorer le réalisme du modèle, pour les prochaines simulations dans cette configuration.

Amélioration des conditions aux limites existantes.

Améliorer les apports de DOC au détroit de Gibraltar. Le premier problème à résoudre est le manque de nutriments dans les eaux intermédiaires du bassin occidental (sections 4.4.5). La première idée était que ce manque de nutriments serait dû à une reminéralisation trop faible le long de la LIW-EIW : augmenter le taux de reminéralisation aurait pu apporter une solution au problème. Mais nous avons montré, avec l'évolution de l'AOU sur la LIW (Figure 4.37), que la consommation d'oxygène le long de la LIW est réaliste, même si l'AOU est elle-même trop faible, à cause d'une ventilation trop importante de la LIW dans le bassin Est (voir aussi section 2.2, l'évaluation de la dynamique avec les CFC). La reminéralisation s'effectue donc de façon correcte (fin section 4.4.5).

L'origine du problème, dans le bassin Ouest, semble provenir des flux de DOC à Gibraltar. Aucune condition n'a été donnée au modèle pour l'initialisation, ni pour un rappel des conditions de DOC dans la buffer-zone. Or, même si les concentrations en DOC s'équilibrent rapidement dans la Méditerranée (Figure 4.13), l'AW passant Gibraltar en contient trop peu, avec une concentration de DOC labile et semi-labile 1/3 plus faible que dans les observations (Tableau 4.4), résultant en un flux net de DOC vers la Méditerranée, 2 fois moins fort que dans les observations (Tableau 4.5).

Une solution pour améliorer les concentrations en NO_3 et PO_4 dans les eaux intermédiaires du bassin Ouest, serait donc d'imposer des conditions initiales pour le DOC en Méditerranée, et dans l'Atlantique, et d'activer un rappel mensuel vers ces conditions dans la buffer-zone. Les premiers tests sur la configuration au $1/8^\circ$ semble valider cette hypothèse (Le Vu, communication personnelle).

Corriger les apports fluviaux en PO_4 . Grâce à la mise au point d'un nouvel outil, les estimations de Ludwig et al. (2009) de PO_4 ont été ré-estimées à la hausse, conduisant à une augmentation d'un facteur 2 à 10 selon les fleuves (sauf pour les plus gros, pour lesquels des observations sont utilisées ; Ludwig, communication personnelle). Des modifications aussi importantes, en particulier sur le PO_4 , induisent automatiquement des impacts sur la PP, qui doivent être pris en compte dans les prochaines simulations. Les premiers tests effectués avec ces ré-évaluations sur la version MED8 du modèle, induisent une augmentations de 15% (Le Vu, communication personnelle).

L'optimisation des paramètres de PISCES

Une autre solution pour améliorer les performances de PISCES en Méditerranée serait un meilleur ajustement des paramètres du modèle à la biogéochimie de la Méditerranée. Nous avons essayé dans notre étude une première tentative d'optimisation des paramètres de PISCES, mais plusieurs remarques peuvent être faites pour améliorer cette méthode.

Tout d'abord, la Méditerranée présente des caractéristiques biogéochimiques contrastées. On passe rapidement d'une région de bloom, à une zone complètement oligotrophe. Or les paramètres de PISCES, pour les simulations OPT et rCP, ont été optimisés par rapport aux seules données de DYFAMED, qui représente une dynamique biogéochimique particulière. Dans sa thèse, Kane (2010) montre bien que l'optimisation fonctionne beaucoup mieux en prenant en compte plusieurs jeux de données, provenant de zones présentant des dynamiques biogéochimiques différentes. Le problème en Méditerranée est le manque de données. La série temporelle de DYFAMED est, à notre connaissance, la seule station fixe en Méditerranée disposant de séries temporelles pour tous les nutriments. Pour palier à ce problème, il faudrait trouver le moyen d'intégrer des données autres que provenant de points fixes. Nous pourrions ainsi utiliser les données de campagnes de mesures, et ainsi optimiser les paramètres par rapports à plusieurs régions de la Méditerranée.

Les variables intégrées pour l'optimisation, ont été choisies pour optimiser les paramètres du modèle dans l'Océan Global. Il devrait être possible de mieux les choisir, afin d'intégrer des variables plus représentatives des spécificités de la mer Méditerranée. Les variables utilisées pour l'optimisation sont NO_3 , Si , POC , et Chl . Or les nitrates sont peu ou pas limitants en Méditerranée, contrairement à l'Océan Global. D'après la littérature, la mer Méditerranée serait plutôt limité par le PO_4 , ou co-limité par le NO_3 et le PO_4 . Il serait donc plus judicieux d'intégrer le phosphate à la place des nitrates. De plus, nous avons montré (section 4.4.4), que l'optimisation dégradait certaines variables, afin d'améliorer les variables intégrées. En particulier, dans notre cas, les proportions des différentes classes de phytoplanctons n'étaient plus du tout respectées. Une solution pourrait être de prendre en compte de nouvelles variables, comme par exemple la concentration des différentes classes de tailles de phytoplanctons. Ces données deviennent disponibles à grande échelle, grâce aux estimations satellitales, comme celles de Uitz et al. (2006, 2010); Alvain et al. (2006, 2008), dans l'Océan Global, et en Méditerranée avec les études de Uitz et al. (2012); Alvain (communication personnelle), qui deviennent de plus en plus précises, même en Méditerranée. Ceci permettrait de restreindre le plus possible la dégradation des variables non assimilées, lors de l'optimisation.

L'utilisation du rapport de Redfield de PISCES, pour la modélisation des écosystèmes méditerranéens.

Le rapport de Redfield dans la consommation du phytoplancton. L'une des raisons pour lesquelles l'utilisation de PISCES aurait pu soulever de vives interrogations, est l'utilisation d'un rapport stœchiométrique (RS) fixe et imposé, égal au RR de l'Océan Global, alors qu'il est bien connu que le RS mesuré dans les eaux profondes méditerranéennes est différent de celui de l'Océan Global. Son rapport N/P notamment, est plus fort (24 contre 16 dans l'Océan Global). Qui plus est, ce rapport N/P n'est pas le même dans les deux bassins de la Méditerranée.

Seulement, (i) comme nous l'avons souligné dans le paragraphe 1.3.2, on ne sait toujours pas avec certitudes les causes de ce RS spécifique à la Méditerranée. L'hypothèse la plus soutenue en ce moment, suppose que cela serait dû aux apports externes de nutriments (fleuves et dépôts atmosphériques) dont le rapport N/P est bien supérieur à 16 (Krom et al., 2010; The MerMex group, 2011). (ii) Une étude récente de Pujon-Pay et al. (2011), montre que le rapport N/P observé dans les particules organiques dans les eaux profondes (particules supposées chuter suffisamment vite pour ne pas avoir été trop dégradées par les bactéries - rapport N/P = 14) est *étonnamment proche du RR classique*, observé dans l'Océan global. Ce qui *pourrait* signifier une consommation par le phytoplancton qui respecterait le RR, mais souligne un déséquilibre dû au manque de P dans les apports extérieurs. Il n'y aurait donc pas de contre indication à utiliser un modèle utilisant un RS Redfieldien pour modéliser la biogéochimie de la Méditerranée, au

contraire, cela constitue même un bon test pour vérifier les arguments cités ci-dessus.

Le rapport de Redfield dans la reminéralisation de la matière organique. S'il y a un problème avec l'utilisation du RR dans le modèle, il n'est donc pas pour son utilisation dans la consommation de nutriments par le phytoplancton, mais plutôt pour la reminéralisation de la matière organique, qui dans PISCES est aussi réalisée en suivant ce rapport (i.e. : lors de la reminéralisation, C, N et P organiques sont automatiquement remobilisés en même temps, en respectant le RR). Or un fait important, bien connu, et souligné dans plusieurs études (Thingstad and Rassoulzadegan, 1995; Thingstad et al., 1996; Moutin, 2000; Moutin et al., 2002; Pujo-Pay et al., 2011), est qu'en Méditerranée, à cause de la forte limitation en P, ce dernier est préférentiellement reminéralisé à partir de la matière organique dissoute (MOD). Le temps de renouvellement du P est d'ailleurs extrêmement court en Méditerranée, Dolan et al. (1995) ont mesuré en mer Ligure, un temps de 1,6h en situation de limitation par le P. Les observations montrent que P, N et C organiques sont reminéralisés indépendamment et sur des temps différents. En particulier, Pujo-Pay et al. (2011) montrent que dans les eaux intermédiaires, le long de la section BOUM, le DOP (Phosphate Organique Dissous), est déjà quasi intégralement reminéralisé, la MOD dans cette zone n'est presque plus constituée que de DON (Azote Organique Dissous) et de DOC. Ce qui ne peut pas être reproduit dans la version actuelle de PISCES.

Comme nous l'avons souligné dans l'introduction, ce processus a différents impacts, que nous pourrions prendre en compte dans le modèle en rendant N, P et C indépendants, et en permettant au P, N et au C organiques d'avoir des vitesses de reminéralisation différentes. Cela permettrait principalement une PP plus soutenue, puisque moins limitée par le P, grâce à une remobilisation rapide du P organique. Ces modifications pourraient aider à augmenter les concentrations quasi-nulles de P, et réduire celles de N, sur les 100 premiers mètres du modèle (figures 4.28 et 4.32), et ainsi aider à améliorer la représentation de la MOD en surface (figure 4.29). Les conditions estivales pourraient en être améliorées, et devenir un peu moins ultra-oligotrophes sur la totalité de la Méditerranée.

L'accumulation de la matière organique dissoute en période de forte limitation.

Plusieurs études montrent une accumulation de MOD en période stratifiée en Méditerranée (Thingstad et al., 1997, 1998; Santinelli et al., 2013). Cette accumulation est liée à la limitation des organismes autotrophes et des bactéries par les nutriments (Thingstad et al., 1997, 1998; Moutin, 2000; Trabelsi and Rassoulzadegan, 2011). En effet, en période estivale, stratifiée, la production phytoplanctonique, et la reminéralisation de la matière organique par les bactéries sont limitées par la disponibilité en P. Dans ces conditions, la MOD exsudée et excrétée par le plancton, excède les capacités de reminéralisation des bactéries. Ce qui résulte en une accumulation de la MOD dans la couche euphotique. Ce mécanisme se révèle important pour l'export de carbone en Méditerranée, puisque la MOD accumulée en période estivale est ensuite exportée par diffusion, et par le mélange hivernal (Copin-Montégut and Avril, 1993; Carlson et al., 1994; Moutin, 2000; Avril, 2002; Santinelli et al., 2002, 2010, 2013). La quantité de carbone ainsi exportée, peut excéder celle de la sédimentation du POC (Moutin, 2000; Santinelli et al., 2013).

Ces mécanismes importants pour l'export de C en mer Méditerranée, sont reproduits par le modèle PISCES. La disponibilité en nutriments y limite la production phytoplanctonique (équation 4.2), et la reminéralisation bactérienne (équation 4.10), permettant l'accumulation de la MOD exsudée en période de forte limitation par les nutriments.

D'autres processus mis en évidence avec des modèles plus complexes que PISCES, sont évoqués pour compléter les explications sur le processus d'accumulation de la MOD en période stratifiée. Le premier pourrait provenir de la production de DOC semi-réfractaire par les bactéries (Polimene et al., 2006). Le second a été proposé par Mauriac et al. (2011) avec le modèle ECO3M (Ecosystem Mechanistic Model Modular; Baklouti et al. (2006a,b)). Il consiste en une augmentation de l'exsudation des cellules phytoplanctoniques, dans des conditions de fort rapport N/P.

Manque de la boucle microbienne dans PISCES ?

La boucle microbienne en Méditerranée est connue pour avoir une activité plus accentuée, et plus contrastée que dans l’Océan Global. On a notamment observé un taux de reminéralisation différent de la MOD dans les bassins Est et Ouest, pour une biomasse bactérienne, et phytoplanctonique équivalente (Turley et al., 2000).

L’unique fonction des bactéries dans PISCES est la reminéralisation de la matière organique. Or, les bactéries ne sont pas explicitement modélisées dans PISCES. Dans le modèle, le taux de reminéralisation de la matière organique est calculé en fonction d’une estimation de la biomasse bactérienne (équation 4.10), qui est fonction de la population zooplanctonique (équation 4.11). D’après les résultats de notre étude, cette approximation donne des résultats corrects, puisque l’évolution de l’AOU sur la LIW (figure 4.37) n’est que très légèrement sous-estimée par rapport aux observations.

Le problème dans la modélisation implicite des bactéries, est qu’il n’y a pas d’interactions avec les autres échelons trophiques : pas de compétition avec le nano-pico phytoplancton pour l’acquisition des nutriments, ni de contrôle de la biomasse bactérienne par la prédation, ou inversement.

Or d’après la littérature, la vision classique d’un système fortement limité par la disponibilité en nutriments, comme en Méditerranée par le phosphate, est une biomasse de micro-organismes dominée par les plus petits organismes (nano-phyto, pico-phyto, et bactéries), plus compétitifs pour l’obtention du nutriment limitant (Moutin, 2000; Thingstad and Cuevas, 2010). Des expériences en mésocosme, dans le s-b Levantin durant le projet CYCLOPS (Krom et al., 2005), montrent que l’ajout de P dans une eau fortement limitée en P, peut ne pas profiter aux organismes autotrophes, mais aux bactéries hétérotrophes, plus efficaces pour l’obtention du P, puis directement aux copépodes qui s’en nourrissent (Thingstad et al., 2005).

PISCES est incapable de reproduire ce type de phénomène, puisque faisant intervenir explicitement des bactéries hétérotrophes. Il est donc incapable de prévoir l’évolution et le rôle des bactéries dans des conditions fortement stratifiées, suite à un apport de nutriments atmosphériques (voir le paragraphe suivant), ou dans les différentes projections du changement climatique en Méditerranée. Or, d’autres modèles arrivent à reproduire les résultats des expériences in-situ. C’est le cas des exercices de modélisation sur les régimes trophiques inférieurs, réalisés par Thingstad (2005); Thingstad et al. (2007); Thingstad and Cuevas (2010), qui comportent uniquement bactéries, flagellés autotrophes, diatomées et 3 tailles de zooplanctons, et arrivent à reproduire différents régimes trophiques. C’est le cas aussi du modèle BFM (Vichi et al., 2007b), dont les simulations futures montrent une accentuation du rôle des bactéries dans la chaîne trophique en Méditerranée, pour le siècle à venir (Lazzari et al., 2013).

Modéliser explicitement les bactéries et leurs interactions avec les micro-organismes marins, n’est (peut-être) pas une nécessité pour l’Océan Global, n’étant que très rarement limité en P. L’influence des bactéries en est presque exclusivement réduite à la reminéralisation. C’est pourquoi dans PISCES, elles en sont réduites à cette seule fonction. Mais en Méditerranée, où le rapport N/P est fort, et donc où la chaîne trophique peut être en partie basée sur les bactéries hétérotrophes, une meilleure prise en compte de ces organismes peut être nécessaire pour bien représenter la biogéochimie méditerranéenne, notamment pour arriver à bien modéliser son évolution, ou les impacts de processus tels que les événements sahariens sur la biogéochimie (voir paragraphe suivant). Dans un premier temps, il serait important d’évaluer l’importance et les éventuels effets des bactéries sur la PP, et sur l’export de C, afin de bien évaluer la nécessité de leur prise en compte par le modèle.

Cette évaluation pourra être effectuée en comparant nos résultats, avec les résultats d’un autre modèle biogéochimique, modélisant explicitement les bactéries, et forcé par la même circulation. C’est le cas du modèle ECO3M (Baklouti et al., 2006a,b), qui est actuellement utilisé dans une thèse jumelle à cette étude, utilisant les mêmes forçages, provenant de NEMO-MED12 (section 2.1.2), et des conditions biogéochimiques initiales et aux limites, extrêmement proches des nôtres. Les forçages, ainsi que les méthodes de spin-up, utilisés dans les deux modèles doivent être les mêmes, afin de s’assurer que les différences observées dans les résultats, proviennent uniquement des différences dans la représentation de la biogéochimie des 2 modèles. Ce type d’exercice est nécessaire pour aider à comprendre et déterminer quels processus doivent être pris en compte pour bien reproduire la biogéochimie de la mer Méditerranée.

Le modèle BFM étant déjà couplé à NEMO, et ayant déjà tourné offline, forcé par une dynamique de NEMO-MED16 (Lazzari et al., 2012), il serait tout aussi intéressant de pouvoir comparer des simulations de ce modèle avec celles de PISCES et ECO3M sur la configuration MED12.

Un projet ANR a été proposé, le projet CIGOEF, afin d'inclure une boucle microbienne explicite dans une prochaine version de PISCES.

Les apports atmosphériques

Les apports de nutriments via les dépôts atmosphériques sont importants en Méditerranée. Contrairement aux zones appelées High Nutrient, Low Chlorophyll (HNLC), limitées en fer, et pour lesquelles l'apport de poussières est nécessaire pour le fer qu'elles contiennent, en Méditerranée, qualifiée de zone Low Nutrients, Low Chlorophyll (LNLC), l'apport de poussière n'est pas important pour le fer (non limitant en Méditerranée), mais pour les NO_3 , PO_4 , et Si qu'elles contiennent. Notamment pour les zones de pleine mer, éloignées des apports fluviaux, et surtout, en périodes stratifiées, où les seuls apports de nutriments possibles dans la couche de surface, proviennent de l'atmosphère.

Mais rajouter les dépôts atmosphériques est délicat, notamment pour les poussières sahariennes, et demande des précautions dans leur mise en place :

En effet, les poussières sahariennes, arrivent sur la mer Méditerranée, sous forme d'événements, qui se produisent de façon très irrégulière dans leur fréquence, et leur amplitude (figure 1.9). Pour arriver à bien reproduire l'effet de ces événements, il est primordial de prendre en compte le mode d'occurrences de ces dépôts. Les climatologies de dépôts atmosphériques fournissent en général des valeurs moyennes mensuelles. Or les quantités calculées dans ces climatologies sur un mois, peuvent, selon les observations, être déposées par un seul événement, en une journée (figure 1.9). Les études ne tenant pas compte de l'irrégularité de ces dépôts, et utilisant des climatologies, ne perçoivent qu'un effet négligeable des dépôts atmosphériques sur la biologie (Lazzari et al., 2012; Guieu et al., 2014a). Mais, expérimentant l'effet d'un "pulse" avec PISCES, Guieu et al. (2014a) ont montré une réponse significative de la PP au dépôt atmosphérique, soulignant l'importance de bien prendre en compte la variabilité temporelle, très irrégulière, des dépôts atmosphériques, si l'on veut en modéliser les effets sur la biogéochimie marine.

Une difficulté pour les modèles biogéochimiques comme le notre, est de trouver un forçage de dépôt atmosphérique, avec une résolution temporelle et spatiale suffisamment fine, qui inclut cette variabilité. En Méditerranée, ce type de produits commence à faire leur apparition. On compte notamment les estimations de Nabat et al. (2012) avec le modèle régional RegCM-4, sur la Méditerranée, couvrant, avec une fréquence quotidienne, la période 2000-2009 ; ou les sorties du modèle CHIMERE, dans le cadre du projet MORCE (Drobinski et al., 2012).

Une seconde difficulté, en particulier avec PISCES, est liée à l'impact sur la biogéochimie des dépôts atmosphériques. Les études récentes ont montré une réaction différente de la biologie à l'apport de nutriments atmosphériques en fonction de l'hétérotrophie de l'eau (Guieu et al., 2014b). En Méditerranée, l'apport de poussières accentue l'hétérotrophie de l'eau, c'est-à-dire que la respiration bactérienne est plus stimulée que la Production Primaire Nette. Or, les bactéries n'étant pas explicitement modélisées dans PISCES, le modèle ne pourra reproduire les réactions observées de la biologie, dans les eaux méditerranéennes, hétérotrophes, à l'apport de poussières, c'est pourquoi Guieu et al. (2014a) obtiennent, avec PISCES, une augmentation de la PP, en réaction au pulse de poussières.

Enfin, la matière lithogénique contenue dans les poussières, provoque l'agrégation et le lessivage de la matière organique contenue dans la couche de surface. Ce phénomène appelé "pompe lithogénique du carbone" (Bressac et al., 2013), induit un export significatif de carbone organique, qui compte pour 50% du carbone exporté suite à l'apport de poussières (Bressac et al., 2013).

Ce phénomène n'est pas encore pris en compte dans les modèles biogéochimiques, puisque les modèles ne considèrent que les nutriments apportés par les dépôts atmosphériques. Il faudrait donc, en plus, considérer l'apport en surface des particules lithogéniques, modéliser l'agrégation de la MOD due à leur présence, et l'entraînement du POC par l'effet de ballast qu'elles produisent. Ce travail pourrait être réalisé au départ avec une modélisation 1D de la "pompe lithogénique du carbone", qui une fois validée pourrait être intégrée au modèle 3D.

L'impact combiné de (i) la stimulation de l'hétérotrophie, et donc de la plus forte reminéralisation de la matière organique par les bactéries, suite à l'apport de nutriments atmosphériques, et (ii) de l'export de matière organique par la pompe lithogénique du carbone, sur le bilan de carbone, n'est pas encore établi (Cécile Guieu, communication personnelle). Mais l'utilisation d'un modèle plus complexe que la version actuelle de PISCES, pour l'étude de ces processus, pourrait aider à établir une première estimation provisoire du bilan de C, avant une vérification lors de futures campagnes. Un projet sur ce sujet (PEACETIME; faisant suite au projet DUNE) est d'ailleurs en cours d'écriture. Il comportera un volet observations in situ des effets d'événements sahariens, et un autre volet modélisation, pour l'intégration de l'impact des dépôts atmosphériques dans PISCES. Gehlen et al. (2006) ont déjà essayé de prendre en compte l'effet ballast provoqué par les poussières, mais l'agrégation de la MOD en présence de matière lithogénique n'était pas incluse dans l'étude.

La prise en compte des apports atmosphériques en nutriments, avec PISCES, demande donc quelques modifications dans le modèle :

- Le modèle doit explicitement modéliser les bactéries, afin que PISCES puisse modéliser une accentuation de l'hétérotrophie de l'eau, à la place d'une augmentation de la PP, avec l'apport de nutriments atmosphériques.
- La prise en compte de la pompe lithogénique risque de demander plus de travail, mais ce mécanisme semble important pour l'export de carbone.
- Et l'utilisation d'un forçage de dépôt atmosphérique adapté.

~ * * ★ * * ~

4.6.2 Le forçage Dynamique.

Evaluation - Impact sur la biogéochimie méditerranéenne.

Nous avons vu dans les différents chapitres de cette thèse le rôle prépondérant de la dynamique, très variable et contrastée de la Méditerranée, sur la biogéochimie, et l'export de carbone. Il est donc primordial, pour espérer reproduire de façon réaliste la biogéochimie de la Méditerranée, d'avoir un forçage dynamique de qualité.

Le forçage dynamique fourni conjointement par l'ENSTA-Paristech et le CNRM, présente des avantages certains lorsqu'on le compare aux autres modélisations existantes en Méditerranée. C'est le seul à reproduire aussi bien les formations d'eaux profondes et intermédiaires, et ce sans s'aider d'aucun artifice, uniquement avec des forçages réalistes. Cette dynamique réaliste permet comme on l'a vu d'avoir des régimes trophiques en accord avec les observations, des blooms phyto-planctoniques correctement placés, avec une variabilité saisonnière réaliste; ou des zones de forte oligotrophie en lien avec la forte stratification de la couche de mélange de la Méditerranée.

Malgré ces bonnes performances, NEMO-MED12 présente encore quelques lacunes. Notamment, NEMO-MED12 n'arrive pas bien à reproduire la formation d'eau profonde Adriatique (AdDW). À priori, ce problème serait dû à un trop fort apport d'eau douce par les fleuves, ou une mauvaise répartition de ceux-ci, qui résulte en une eau adriatique trop douce, et donc pas assez dense pour pouvoir former l'AdDW. Cependant, un problème dans le forçage atmosphérique au-dessus de l'Adriatique peut aussi être cause. En effet, nous avons remarqué, lors des comparaisons avec les données BOUM (2008) une eau nouvellement ventilée au fond du bassin Ionien, dans la simulation. Cette eau dense si effectivement d'origine Adriatique, pourrait avoir été enfin formée sous l'action d'un vent et de flux plus réalistes. En effet, le forçage ARPERA a été forcé à grande échelle par les analyses ECMWF, dégradé à la résolution d'ERA40 à partir de 2002. Ces analyse sont une plus fines résolution (inférieure à 50 km) que la réanalyse ERA40 utilisée pour la période antérieure à 2002.

La formation d'eau profonde au large du Golfe du Lion est très bien reproduite pour la cellule principale, mais en dehors de cette cellule, on note que la profondeur de la couche de mélange est moins profonde que dans les observations, de 200 m en moyenne (Figure 4.20). De plus la seconde cellule dans la mer Ligure n'est pas reproduite. Ces imperfections sont bien connues. Elles seraient dues à la résolution

du forçage atmosphérique, qui n'est pas assez fine pour prendre en compte le relief complexe de la région, fait d'une succession de montagnes et de plaines (Alpes, plaine du Pô, Apennin), qui sont nécessaires pour bien représenter le vent de la zone, et donc pour le refroidissement, et le mélange des eaux (Lebeau-pin Brossier et al., 2012).

La ventilation et l'étalement des eaux profondes est un problème récurrent en modélisation océanique. Différents processus font qu'il est difficile de reproduire correctement la plongée, en profondeur, d'une masse d'eau dense, et sa propagation en profondeur. Une des principales raisons en est la représentation de la bathymétrie dans les modèles. La résolution verticale en couche, n'est pas constante, avec des couches peu épaisses en surface (1 m) et très au fond (~ 450 m à 4000 m de profondeur), d'où une forme d'escalier, qui perturbe la circulation des eaux de fond. La mise en place du *partial-step* améliore la représentation de la bathymétrie en profondeur, mais ne résout pas le problème.

Sur ce sujet, NEMO-MED12 ne fait pas exception. Nous avons vu que certaines masses d'eau dense sont bien formées, et que MED12 arrive à faire plonger ces masses d'eau jusqu'au fond du bassin (ex : la WMDW, ou l'AeDW pendant l'EMT). Mais ces masses d'eau, une fois au fond, se déplacent difficilement. C'est ce que nous avons pu voir avec les CFC (Chapitre 2), ou avec le CO_2 anthropique (Chapitre 3), ou encore avec l'oxygène dans le bassin occidental, qui ne montraient pas, sur les profils verticaux, de fortes concentrations dans la WMDW (section 4.4.5, et 4.4.5) : les eaux formées au large du Golfe du Lion se propagent jusqu'au niveau des Baléares, mais n'arrivent pas bien à atteindre le Sud du bassin. Or, ces processus de formation et de déplacement des eaux profondes ont un effet direct sur la quantité de carbone exportée par notre modèle, et les quantités de carbone et de sels nutritifs exportées à Gibraltar vers les eaux intermédiaires atlantiques.

Perspectives et travaux en cours pour l'amélioration de cette dynamique.

Pour tous les processus identifiés ci-dessus, soit une solution a été proposée, soit des tests sont en cours pour tenter de trouver une solution au problème.

Pour améliorer la représentation des zones de mélange, et de formation d'eau profonde, un gros travail a été effectué sur l'effet de la résolution du forçage atmosphérique (Béranger et al., 2010; Lebeau-pin Brossier et al., 2011, 2012). Dans leur étude, Lebeau-pin Brossier et al. (2011) ont comparé l'effet du couplage de NEMO-MED12 avec deux configurations différentes du modèle de circulation atmosphérique WRF, une version d'une résolution à 20 km et l'autre à 6,7 km. L'étude montre, que la configuration avec la meilleure résolution spatiale prend mieux en compte les reliefs entourant le s-b Liguro-Provençal. Les vents sont ainsi mieux canalisés par ceux-ci, et donc plus réalistes. De plus l'amélioration de la fréquence temporelle du forçage atmosphérique, provoque une meilleure prise en compte des fluctuations temporelles du vent, et augmente le transfert d'énergie cinétique turbulente, et donc une meilleure représentation de l'évolution de la couche de mélange.

En comparant ces résultats avec les forçages d'ARPERA (résolution 50 km) utilisés dans notre simulation, on remarque que le mélange hivernal dans le s-b Liguro-Provençal est mieux représenté, notamment en mer Ligure où une cellule de convection absente avec ARPERA, apparaît avec WRF. Pour améliorer le forçage atmosphérique de NEMO-MED12, le CNRM vise à remplacer ARPERA par un équivalent utilisant le modèle ALADIN (résolution ~ 12 km) à la place d'ARPEGE Climat (résolution ~ 50 km) pour faire le *down-scaling*, une descente en échelle dynamique, guidé par ERA40 ou ERAINTERIM, ce qui améliore considérablement la représentation du relief. Avec ce produit, la résolution du forçage atmosphérique sera à peu près équivalent à celui du modèle océanique.

Un travail est en cours pour améliorer la propagation des masses d'eau profonde dans une nouvelle version du modèle dynamique, NEMO-MED36 (au $1/36^\circ$), qui compte 75 niveaux verticaux (à la place de 50 dans MED12), avec une épaisseur de ces niveaux variant de 1 m à la surface à 120 m au fond (contre 1 à 450 m dans MED12) (Arsouze et al., in Prep). Ce travail montre l'amélioration considérable de la propagation des eaux denses, grâce à l'amélioration de la résolution horizontale et verticale de la grille. Le temps de transit des eaux denses formées dans le Golfe du Lion jusqu'au sud du bassin occidental est comparable aux observations. Mais il sera difficile de forcer PISCES directement avec les sorties de MED36. Les temps de calcul de PISCES au $1/36^\circ$ seraient considérables, sans compter l'espace nécessaire pour stocker les sorties du modèle. Une solution pour pallier à ce problème serait d'utiliser les sorties de

MED36, dégradées sur la grille de MED12 pour forcer PISCES. Dégrader un forçage dynamique ayant tourné à très haute résolution pour forcer la biogéochimie est un procédé qui a déjà été testé (Lévy et al., 2012). Cela donne l'avantage de conserver l'information des structures de fine échelle obtenues lors de la simulation dynamique à haute résolution, ainsi qu'une meilleure représentation de la circulation profonde. L'idéal, à terme serait et sera, d'utiliser les forçages atmosphériques fournis par ALADIN couplé à MED36, et de les dégrader sur MED12 pour forcer PISCES. Et ce, jusqu'à ce que les progrès techniques informatiques, permettent d'utiliser directement PISCES sur MED36.

Un autre point important pour la dynamique est l'amélioration des échanges à l'interface terre-mer, notamment à travers l'apport d'eau douce des fleuves. Les estimations des flux d'eau douce fournies par les modèles d'hydrologie, sont en général des flux mensuels, sur la période historique. Les erreurs sur les flux proviennent en général, des grosses incertitudes dans les précipitations sur les bassins versants, provenant de modèles atmosphériques ayant eux-même des difficultés à produire des précipitations correctes (Béranger, 2013).

Enfin, la dynamique peut encore être améliorée en prenant en compte l'absorption des flux solaires par la biologie, et l'effet sur la température dans la couche de mélange. Ces données pourront être prises en compte en utilisant, dans un premier temps, une climatologie de Chl, issue des modèles PISCES, ou ECO3M, ou encore des observations ; et à terme, coupler les modèles dynamiques et biogéochimiques, qui échangeront ces données *online*.

Chapitre 5

Conclusions.

*Il n'y a pas de certitude possible
sinon illusoire."*

Montaigne

*People think that it is strange to have a turtle ten thousand miles long
and elephant more than two thousand miles tall,
which just shows that the human brain is ill-adapted for thinking
and was probably originally designed for cooling the blood. (...)*

*The reason for this story was a mix of many things.
There was humanity's desire to do forbidden deeds merely because they were forbidden.
There was its desire to find new horizons
and kill the people who live beyond them.
There were the mysterious scrolls.
There was the cucumber.
But mostly there was the knowledge that one day, quite soon, it would be all over."*

Terry Pratchett
The Last Hero



l'objectif de cette étude était d'initier la modélisation de la biogéochimie en mer Méditerranée, avec le modèle couplé NEMO-PISCES dans sa configuration régionale MED12, sur l'ensemble du bassin. Je ne rappellerai, dans cette section, que les principaux résultats de cette étude, les perspectives ayant été décrites en détails dans les chapitres précédents.

La première étape de notre étude a consisté en l'évaluation du forçage dynamique avec la modélisation de l'invasion des CFC en mer Méditerranée. La comparaison des résultats du modèle avec les mesures in-situ de CFC a montré une ventilation des eaux correcte en subsurface. En particulier, les eaux intermédiaires sont bien formées dans le modèle, et les CFC mettent en évidence la propagation de l'eau intermédiaire levantine (LIW), qui se produit sur des temps très corrects, malgré une ventilation trop forte des eaux de la LIW dans les sous-bassins Ionien, Égéen, et Levantin. Les CFC ont cependant mis en évidence une ventilation généralement trop faible des eaux profondes, sous 1500 m de profondeur. L'eau profonde Adriatique (AdDW) n'est pas formée au fond du bassin oriental. L'eau profonde du bassin occidental (WMDW), bien formée dans le Golfe du Lion, se propage mal dans le Sud du Bassin occidental. Les CFC permettent de suivre la formation de l'Eastern Mediterranean Transient (EMT) dans nos simulations. Ces derniers montrent, notamment, la Cretan Deep Water (CDW) plonger hors du sous-bassin Égéen, et atteindre le fond du bassin oriental, lorsque le modèle est forcé par une dynamique où la perte de chaleur au-dessus du sous-bassin Égéen a été accentuée.

L'évaluation de la dynamique avec les CFC représente une évaluation sévère, supplémentaire, et indépendante de celles basées uniquement sur les caractéristiques hydrologiques, qui permet notamment de vérifier les constantes de temps des mécanismes. Cet exercice montre l'utilité de bien évaluer la dynamique du modèle, l'évaluation ayant permis de mieux comprendre la biogéochimie du modèle, au sein de cette dynamique, notamment en témoignant de la ventilation trop forte de la LIW, ou celle trop faible des eaux profondes. La modélisation des CFC, peu coûteuse en temps de calcul, pourrait (devrait) être automatiquement intégrée aux simulations dynamiques, afin de rendre systématique, et de faciliter, ce type d'évaluation.

Nous avons ensuite modélisé l'invasion de carbone anthropique (δC_T) en mer Méditerranée, depuis le début de l'ère industrielle (1800), jusqu'en 2008. Pour ce premier exercice de modélisation de δC_T , sur toute la Méditerranée, nous avons utilisé une approche par perturbation. Cette approche simple, ne considère que le surplus de carbone absorbé par la mer Méditerranée, par rapport à la période pré-industrielle. Sachant que le modèle sous-estime la ventilation dans les eaux profondes, nous avons pu considérer notre estimation de δC_T (1 Pg-C), comme une valeur minimum. Puis, appliquant la méthode d'estimation de δC_T TTD (Transit Time Distribution) avec le modèle, nous avons pu définir la quantité de δC_T estimé par la méthode TTD (1,7 Pg-C), comme une valeur maximale. En modélisant toute la mer Méditerranée, détroit de Gibraltar inclus, nous avons pu déterminer la contribution nette des apports par le détroit en δC_T (25%), et par les flux air-mer (75%), par rapport à la quantité totale stockée en Méditerranée. Enfin, un test de sensibilité sur l'alcalinité de surface de la Méditerranée, nous a permis de déduire que sa forte alcalinité est responsable d'un surplus de 10% de δC_T absorbé, mais correspond dans tous les cas, à un changement de pH en surface équivalent à l'estimation faite pour l'Océan Global.

Une estimation plus complète du carbone anthropique en mer Méditerranée est en cours, et elle prend en compte la réponse de la biologie au changement climatique et à l'augmentation de δC_T , grâce à des simulations longues faites avec le modèle PISCES, dans sa version régionale en mer Méditerranée au $1/8^\circ$ (Le Vu et al., in prep.).

Enfin, nous avons adapté le modèle PISCES à la configuration MED12. Trois simulations, avec chacune un jeu de paramètres différent, ont été effectuées sur la période récente (1964-2011) après une mise à l'équilibre de 30 ans.

L'évaluation de nos 3 simulations indique des résultats très corrects pour la représentation de la chlorophylle de surface. Les principales caractéristiques observées sur les images satellites sont bien présentes : les zones de bloom sont bien positionnées ; on observe bien une différence dans les concentrations de chlorophylle de surface entre les bassins Est et Ouest ; l'évolution mensuelle est cohérente et proche des estimations satellitales, les sous-estimant en moyenne d'environ un facteur 2, ce qui est tout à fait convenable au regard des différences observées entre les différentes estimations satellitales. On note cependant des différences : les concentrations de chlorophylle sont trop faibles en période estivale, sur toute la mer Méditerranée. L'augmentation de la chlorophylle, en automne, dans le modèle, est tardive, de même qu'au niveau des zones d'occurrence des blooms (dans l'étendue de la zone de bloom du Golfe du Lion, et avec l'apparition d'un bloom dans le Gyre de Rhodes, dû à des anomalies dans la couche de mélange du modèle en hiver).

L'évaluation de la production primaire a permis de mettre en évidence des problèmes dans les simulations utilisant les paramètres optimisés. En effet, l'optimisation des paramètres de PISCES par la méthode statistique de Kane et al. (2011), que nous avons utilisée sur 2 de nos 3 simulations, améliore la chlorophylle, mais dégrade les autres variables. Dans ces 2 simulations, la répartition en classes de tailles du phytoplancton ne correspond plus aux estimations satellitales.

Nous avons ensuite évalué la représentation de la biogéochimie des différentes masses d'eau du modèle. Les eaux de surface du modèle sont partout confrontées à un problème, qui est récurrent avec PISCES dans les eaux oligotrophes : le phosphate est presque complètement épuisé sur les 100 premiers mètres de la mer Méditerranée, ce qui provoque un approfondissement des populations de phytoplanctons, et donc des zones de production. Les caractéristiques biogéochimiques des eaux intermédiaires sont bien représentées dans le bassin Est, à l'exception des concentrations en oxygène, trop élevées, à cause d'une ventilation trop forte de la LIW. En conséquence, dans bassin Ouest, les eaux intermédiaires sont, elles aussi, trop oxygénées. De plus, la nutricline, dans ce bassin, n'est pas assez marquée. Les concentrations en nitrate et phosphate augmentent trop lentement avec la profondeur, résultant en des concentrations trop faibles dans l'EIW, certainement à cause des flux trop faibles de DOC apportés par l'eau atlantique, au détroit de Gibraltar. Enfin, les eaux profondes, comme l'ont montrés les CFC, ne sont pas suffisamment ventilées, mais les valeurs des concentrations en nutriments y sont cependant correctes.

L'évaluation de la biogéochimie du modèle nous a permis de mettre en évidence les changements nécessaires au modèle, afin d'en améliorer le réalisme dans les eaux oligotrophes comme celles de la mer Méditerranée.

Tout d'abord, supprimer les rapports stœchiométriques redfieldiens fixes, et permettre au nitrate, au phosphate et au carbone d'évoluer de façon indépendante dans le modèle, en particulier, afin que le phosphate organique puisse être reminéralisé plus vite que le nitrate et le carbone organique.

Ensuite, rajouter une représentation explicite des bactéries dans le modèle. Celle-ci est particulièrement importante en mer Méditerranée. En effet, les eaux méditerranéennes sont qualifiées d'hétérotrophes, et certains phénomènes, comme l'apport atmosphérique de nutriments, accentuent cette hétérotrophie, en favorisant l'activité bactérienne par rapport à la production phytoplanctonique. De plus, avec le changement climatique, il est possible que cette hétérotrophie se développe. Or, sans modéliser les bactéries, le modèle ne peut pas appréhender ce genre de modifications dans les simulations sur le siècle prochain. Si l'on veut modéliser correctement les phénomènes liés au caractère hétérotrophique de la mer Méditerranée, il est indispensable d'inclure explicitement les bactéries dans le modèle PISCES.

Il serait aussi nécessaire de bien prendre en compte les dépôts atmosphériques. Mais bien simuler l'impact des dépôts atmosphériques nécessite des précautions. En effet, il a été montré (Guieu et al., 2014a) qu'il est nécessaire d'inclure une haute fréquence de forçage de l'apport de ces dépôts atmosphériques, pour modéliser les réactions biogéochimiques observées. De plus, en Méditerranée, les observations montrent que l'apport de poussières atmosphériques accentue le caractère hétérotrophique des eaux. Or, comme nous venons de le souligner juste au-dessus, il est nécessaire que le modèle prenne explicitement en compte les bactéries pour pouvoir modéliser correctement ce type de réactions. Pour finir, l'apport de poussières entraîne un lessivage de la matière organique dissoute par les particules lithogéniques qu'elles contiennent (Bressac et al., 2013). Ce phénomène appelé "*pompe lithogénique du carbone*" compte pour 50% de la matière organique exportée après un épisode saharien. Il serait donc bon d'ajouter ce mécanisme dans le modèle, afin d'effectuer une première quantification de la matière exportée par cette pompe

lithogénique, sur l'ensemble de la mer Méditerranée, suite à un épisode saharien.

Pour finir, nous avons identifié les différents régimes trophiques produits par le modèle en mer Méditerranée, en utilisant la méthode des k-moyennes sur la chlorophylle de surface, comme effectué dans l'étude de [D'Ortenzio and Ribera d'Alcalà \(2009\)](#). Les clusters obtenus montrent une variabilité très proche des clusters provenant des estimations satellitales. En particulier, nous avons pu identifier le cluster correspondant à un régime de bloom, et relier les différences observées sur ce cluster, entre le modèle et les estimations satellitales, à la variabilité de la profondeur de la couche de mélange.

Puis nous avons vérifié, grâce au modèle, l'hypothèse de [Crombet et al. \(2011\)](#), en mettant en évidence la présence d'une forte population de diatomées en subsurface, dans la zone du "Maximum profond de chlorophylle" (DCM), en période de forte stratification. Les régimes associés au DCM, sont quasi opposés aux régimes observés en surface, et indiquent clairement que l'évolution de la chlorophylle dans cette couche dépend principalement de la disponibilité en énergie solaire. La chlorophylle y évolue en suivant le cycle solaire annuel, avec une concentration maximale en été, et minimale en hiver.

Finalement, en analysant le régime associé à l'ensemble de la couche euphotique, on trouve un régime associant les deux composantes : régime de surface, avec un premier pic de chlorophylle en hiver-début printemps ; et un régime de DCM, avec un second pic de chlorophylle en été. Le régime de bloom, est dominé par la dynamique des organismes en surface, tandis que les régimes que l'on peut qualifier d'oligotrophes sont dominés par la dynamique du plancton situé au niveau du DCM.

Chapitre 6

Annexes

Dites moi, qu'est-ce que vous fichez ici ?

– Rien monsieur, on était juste monté sur la colline.

– Quoi faire ?

– Pour voir.

– Hein ?

– Pour voir ce qu'il y a derrière.

– Hahaha ! Misère !

Depuis que l'homme est homme, c'est son idée fixe, voir ce qu'il y a derrière !

Alors il fait la guerre, il fait des enfants, il fait des voyages, et même il se fait curé !

Tout ça, pour voir ce qu'il y a derrière."

Marcel Pagnol

La gloire de mon père

6.1 Simulation additionnelle, prenant en compte les remarques développées dans les chapitres précédents.

6.1.1 Introduction.

Suite aux conclusions et remarques faites dans les chapitres précédents, J'ai fait une nouvelle simulation. Cette nouvelle simulation comporte quelques modifications par rapports aux runs précédents

Ses principales caractéristiques sont :

- utilisation des paramètres PISCES standards.
- pas de compensation des flux aux sédiments. Ici, une différence est apportée par rapport aux simulations différentes. Dans le but d'avoir une unique version de *PISCES-MED*, j'ai unifié la version de PISCES-MED développée par Briac Le Vu (pour la version MED8 - [Le Vu et al. \(in prep.\)](#)), et la mienne. Une différence réside dans la façon dont nous avons tout les deux supprimé la re-suspension des nutriments aux sédiments. Là où j'avais tout supprimé au fond (re-suspension et flux de particules dans les sédiments), conduisant à une sorte de mur fermé au fond de la Méditerranée, où rien ne filtre dans un sens comme dans l'autre ; Briac n'a supprimé que la partie remise en suspension des nutriments depuis le sédiment, en laissant les flux de POC et GOC passer dans les sédiments, résultant en un puit pour les particules, où rien ne ressort. Nous avons donc 2 versions opposées de la représentation des échanges avec les sédiments, au fond de la Méditerranée. J'ai opté pour garder la version de Briac dans la version unifiée du modèle, ce qui me permet de faire un test sur l'impact de ces représentations, en attendant l'implémentation d'une représentation correcte des sédiments dans le modèle (présente dans la nouvelle version de PISCES ; voir [Aumont et al. \(2015\)](#)).
- ajout d'une climatologie simpliste de DOC (initialisation + rappel dans buffer zone)
- flux NO₃ et PO₄ fluviaux corrigé (réévaluation de Ludwig)
- ajout de flux en surface : i) dust (-> Fe, p et Si) et ii) N-déposition, mais en climatologie mensuelle... donc comme on l'a dit dans la discussion (voir section 4.6), cela n'aura certainement aucun effet sur biologie, mais a le mérite de compléter le bilan de nutriment en Méditerranée.

Dans cette annexe, je ne vais pas faire une analyse détaillée des résultats de cette simulation (nommée **DDst** - pour DOC and Dust - dans la suite). Je vais juste présenter les principaux résultats, permettant ainsi au lecteur (et à moi même) de comprendre les effets de ces modifications, et voir si les solutions avancées dans la thèse répondent à nos attentes, où s'il faut continuer à chercher dans d'autres directions (flux de POC-GOC, vitesse de chute de ces particules...)

~ * * ★ * * ~

6.1.2 Nouvelles tendances.

La nouvelles simulation présente plusieurs différences notables, comparée aux simulations déjà décrites dans la thèse (voir Figures 6.1 à 6.5) : Tout d'abord, l'initialisation du DOC implique une diminution moins forte des nutriments durant le spin-up. Les apports atmosphériques - N-déposition et poussière (Fe, P et Si) - provoquent une augmentation, en surface, des nitrates seuls. Le phosphate, très limitant en surface, est directement utilisé par la biologie. Enfin, les nutriment montrent tous une forte dérive en eau profonde, liée à la nouvelle paramétrisation aux sédiments : les particules disparaissent au fond et ne sont plus reminéralisés. Cette nouvelle paramétrisation implique aussi une augmentation de l'oxygène au fond, qui n'est plus consommé avec la reminéralisation des particules organiques au fond.

Le rapport N/P (Fig. 6.6) est cette fois assez stable, probablement en lien à l'apport de N atmosphérique, plus important que le P apporté par les poussières. Le rapport Si/P lui diminue fortement, dû à la forte perte de Si par les sédiments.

~ * * ★ * * ~

6.1 Simulation additionnelle, prenant en compte les remarques développées dans les chapitres précédents.

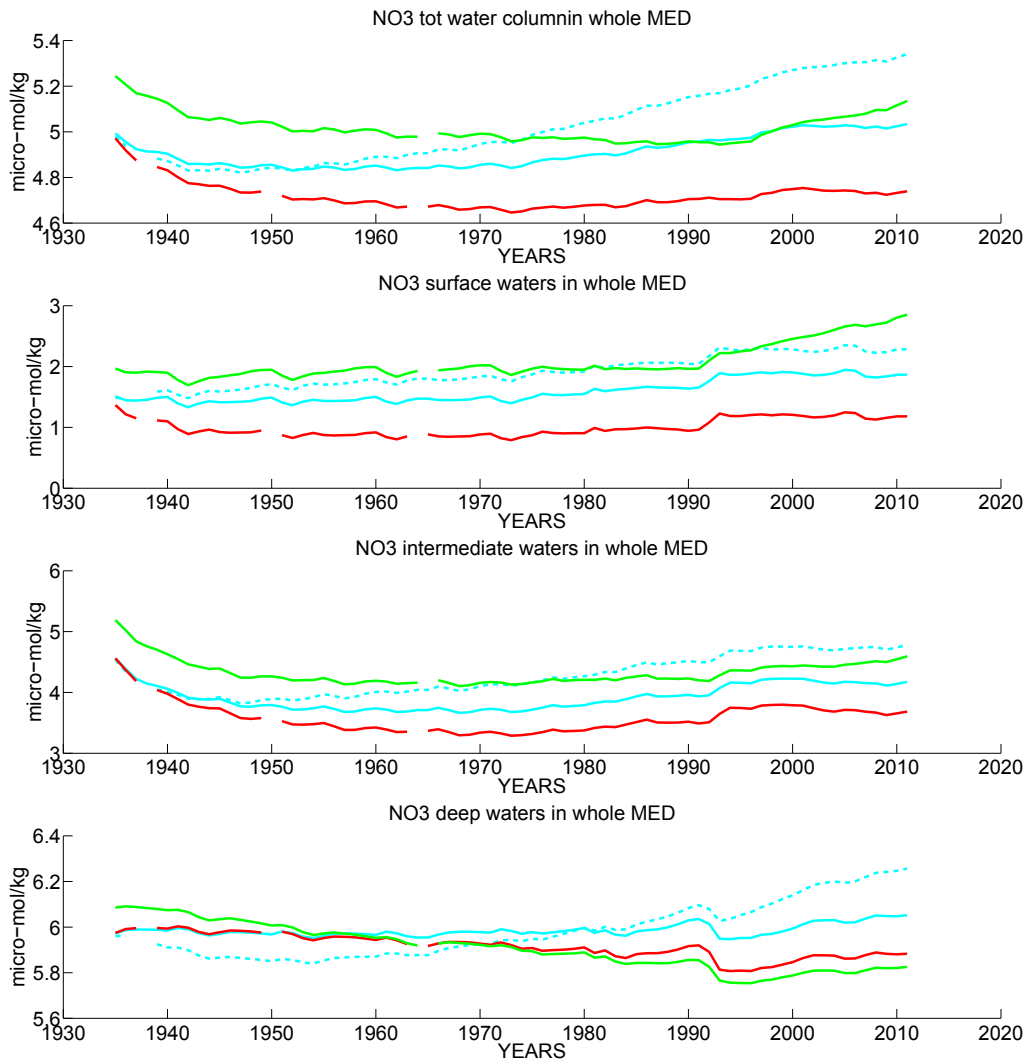


FIGURE 6.1 – Evolution de la concentration moyenne en NO_3 ($\mu\text{mol l}^{-1}$) sur toute la Méditerranée, le long de toute la période simulée (spin-up inclus, représenté sur le graphe de 1935 à 1964), et pour différentes couches. Du haut vers le bas : 1 - Sur toute la colonne d'eau ; 2 - à la surface (0 - 200m) ; 3 - en eau intermédiaires (200 - 650m) et 4 - en profondeur (650m - fond). Les différentes simulations présentées sont STD (pointillés-bleu) ; OPT (ligne-bleu) ; rCP (ligne-rouge) ; et la nouvelle simulation : DDst (ligne-verte).

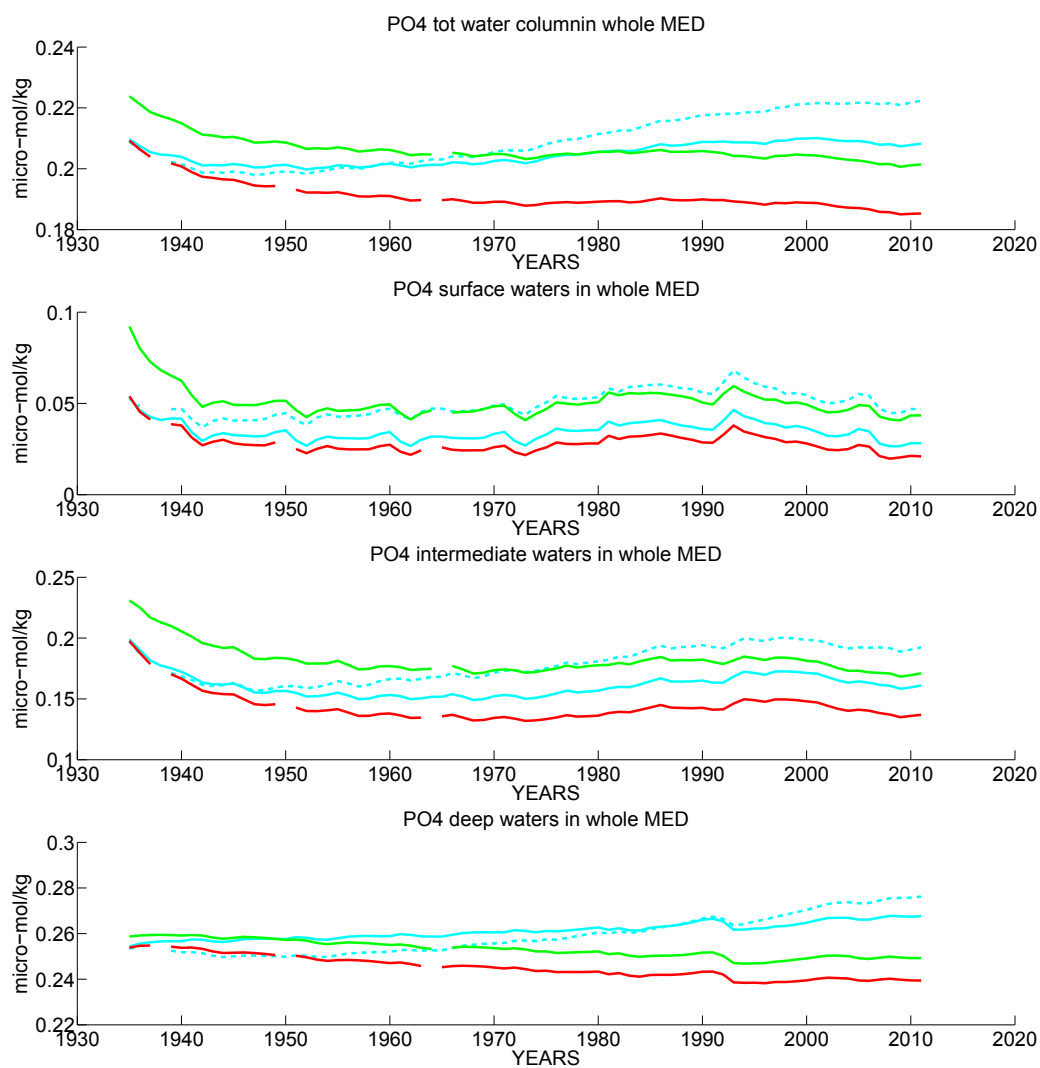


FIGURE 6.2 – Idem que 6.1 pour le PO₄.

6.1 Simulation additionnelle, prenant en compte les remarques développées dans les chapitres précédents.

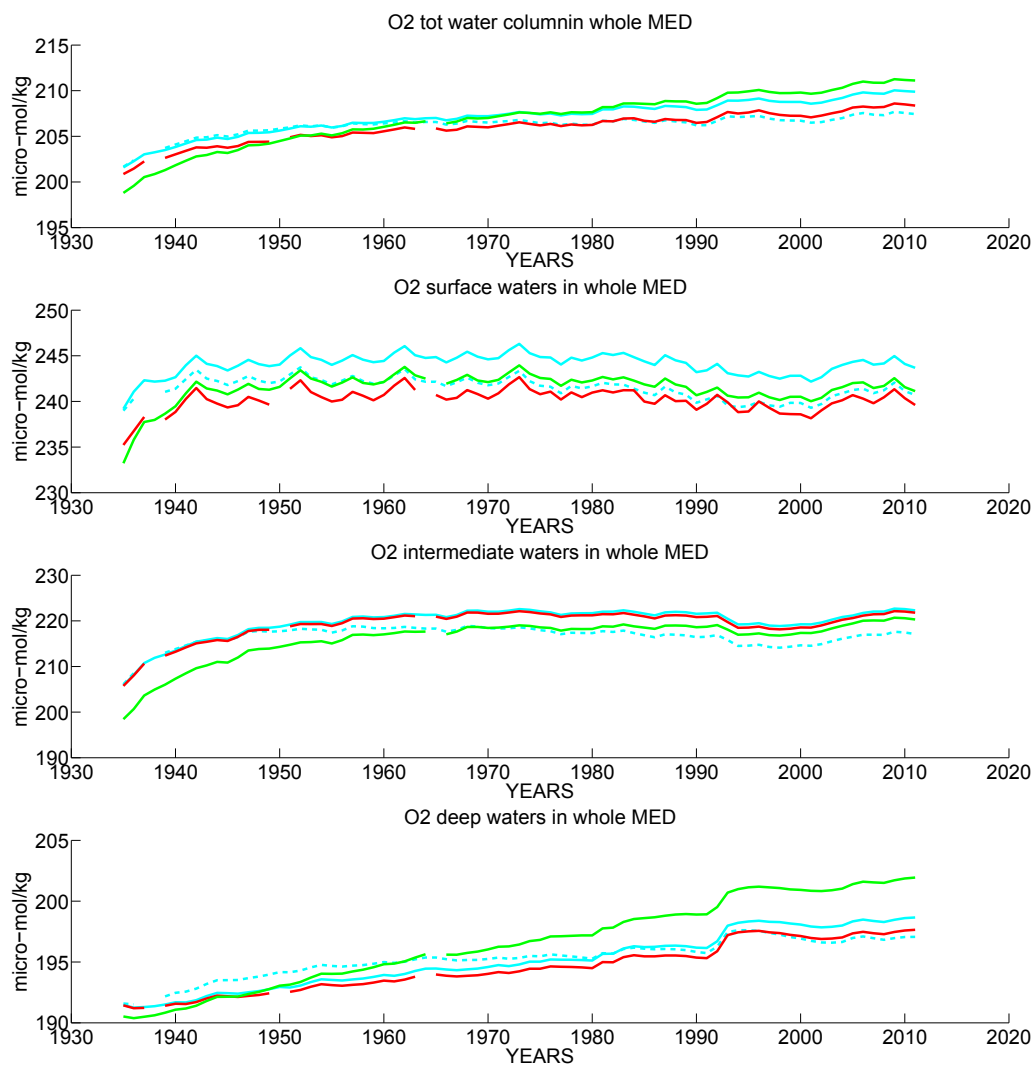


FIGURE 6.3 – Idem que 6.1 pour l'O₂.

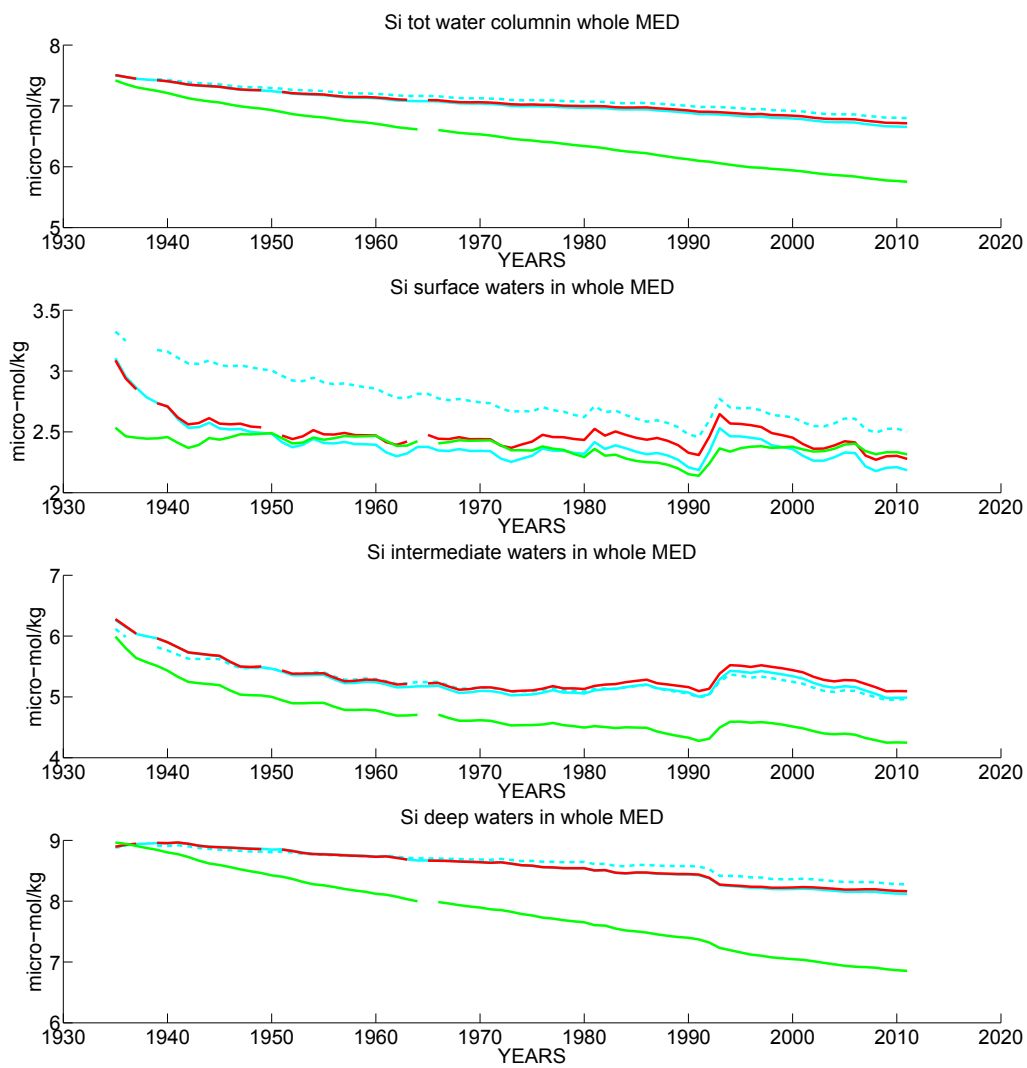


FIGURE 6.4 – *Idem que 6.1 pour le Si.*

6.1 Simulation additionnelle, prenant en compte les remarques développées dans les chapitres précédents.

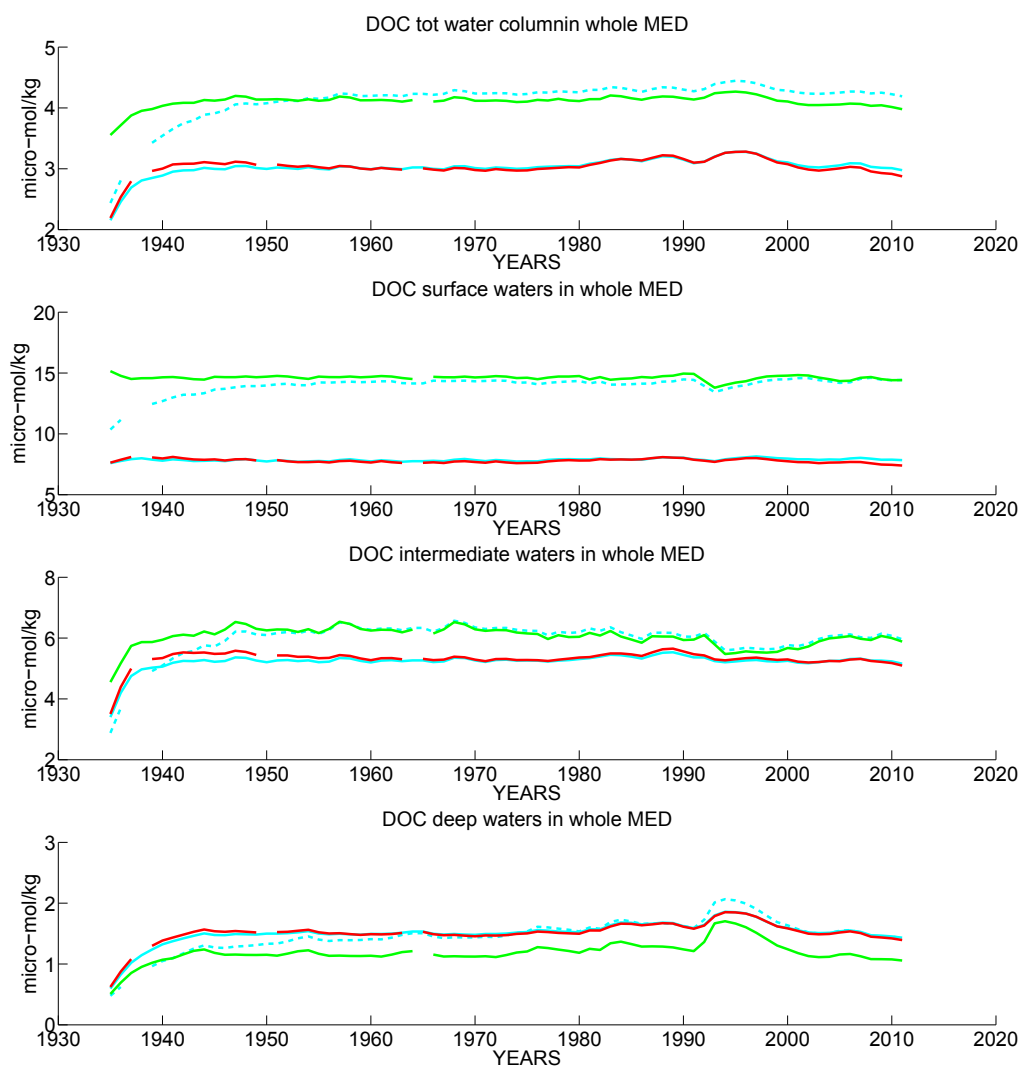


FIGURE 6.5 – Idem que 6.1 pour le DOC

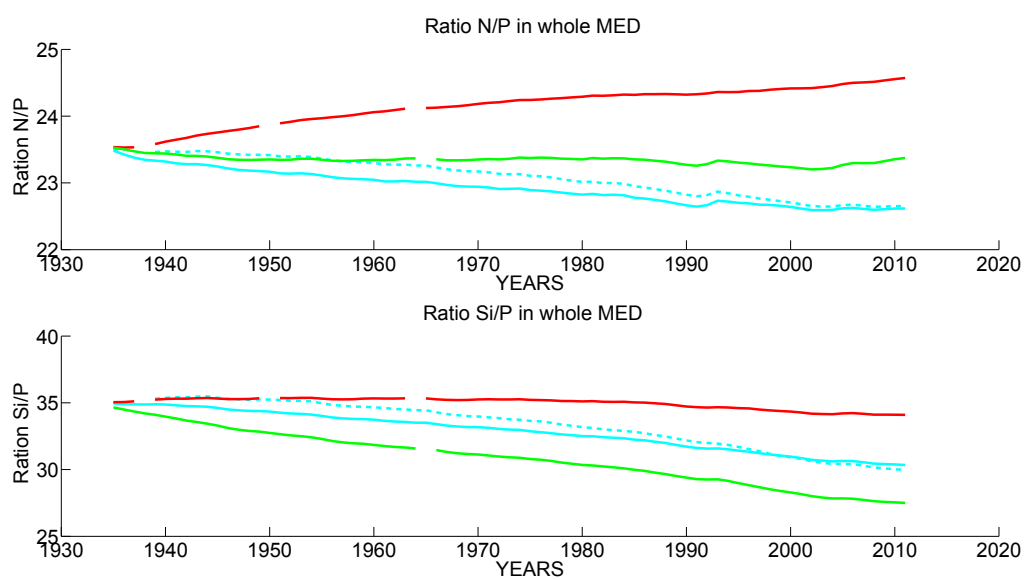


FIGURE 6.6 – Évolution des rapports N/P et Si/P pour les simulations STD , OPT et rCP , sur toute la période simulée (spin-up inclus : période 1965 à 1994 sur le graphe).

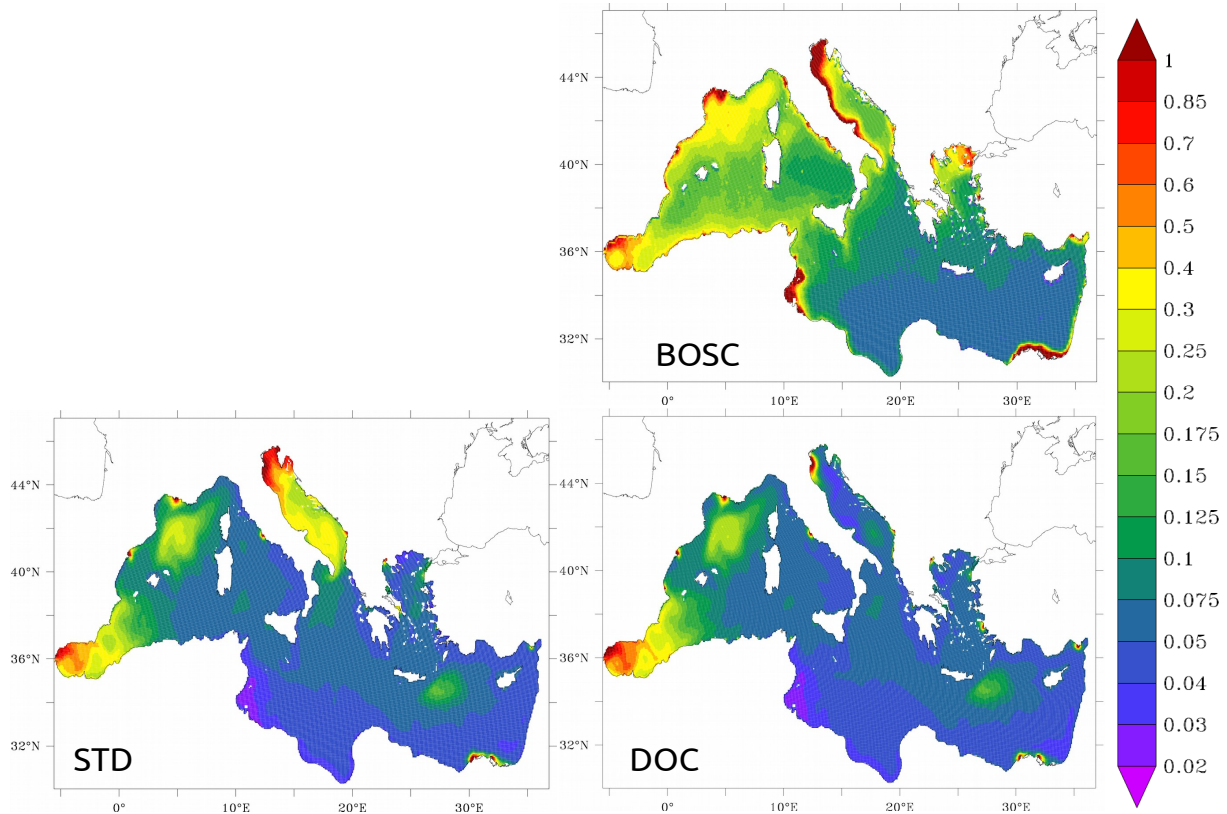


FIGURE 6.7 – Cartes de moyenne annuelle de la Chl_{surf} ($\mu\text{mol-C l}^{-1}$), obtenues sur la période des estimations satellitales de Bosc et al. (2004) (1997-2005), pour les estimations de Bosc et al., et les sorties des simulations STD et DDst.

6.1.3 Évaluation de la chlorophylle.

La moyenne annuelle de Chl de surface (Fig. 6.7) révèle des résultats quasi identiques entre les deux simulations STD et DDst. La seule différence visible depuis la Chl de surface en moyenne annuelle, est la concentration beaucoup plus faible de Chl dans le sous-bassin Adriatique. Cette différence est à rapprocher de la représentation des sédiments dans la nouvelle simulation. Le s-b Adriatique est un bassin peu profond, où la reminéralisation des sédiments tient un rôle important dans l'apport de nutriments. Ainsi, STD et DDst montrent les deux possibilités extrêmes concernant la représentation des sédiments, et de leurs impacts sur la production primaire. d'un côté STD simule une Chl de surface en Adriatique, plus importante que dans les estimations satellitales; et d'un autre coté, DDst simule une Chl de surface beaucoup plus faible que dans les estimations satellitales.

De plus, cette similitude extrême entre la Chl_{surf} des simulations STD et DDst se prolonge sur les moyennes saisonnières (Fig. 6.8), avec toujours cette même différence dans le s-b Adriatique. Ceci montre que, comme pressenti dans la discussion (section 4.6), les apports atmosphériques, déposés depuis des flux moyens mensuels, ne stimulent pas (en tout cas pas significativement) la production primaire; ni l'apport plus important de DOC à Gibraltar. En période estivale, la Chl_{surf} est tout aussi basse dans OPT que dans STD, sauf localement, très exactement à Gibraltar. Mais il est possible que l'effet favorable dû à l'apport accru de DOC soit, en parti seulement, inhibé par la représentation des sédiments dans DDst.

Il faut aussi noter que la représentation extrême des sédiments dans STD ne suffit pas à maintenir une Chl_{surf} suffisamment forte, dans le s-b Adriatique, en période estivale. La reminéralisation de la matière organique suivant le Redfield ratio est certainement en cause, comme expliqué dans la discussion de la thèse, impliquant une trop forte limitation par le phosphate.

Lorsque l'on regarde l'évolution mensuelle de la Chl_{surf} , sur toute la mer Méditerranée, le bassin Est, et le bassin Ouest (Fig. 6.9), on remarque que la Chl_{surf} en moyenne, sur toute la Méditerranée, est

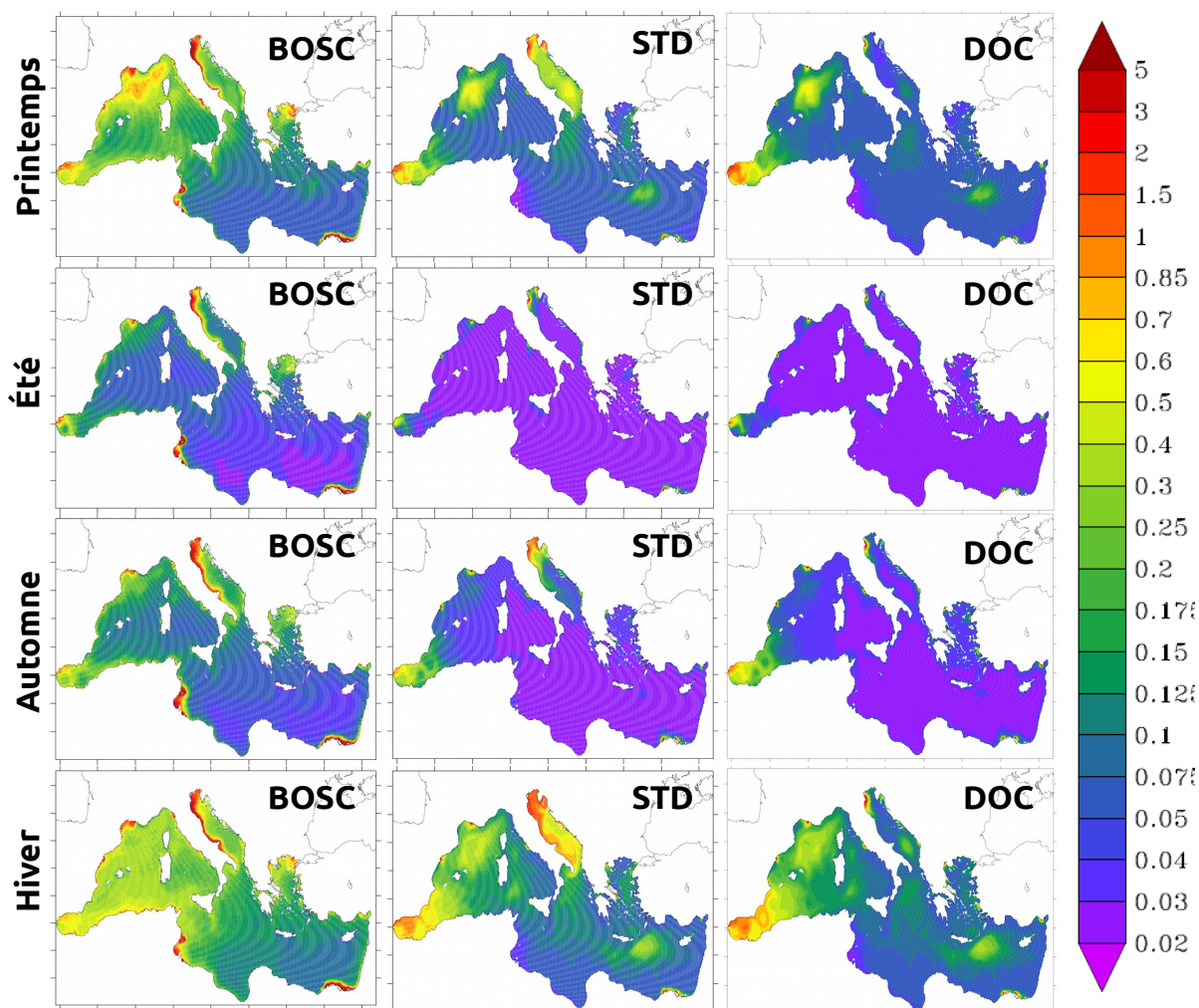


FIGURE 6.8 – Cartes moyennes saisonnières de la Chl_{surf} ($\mu\text{mol-C l}^{-1}$), obtenues sur la période d'observation de BOSC (1997-2005), pour BOSC, STD, et DDst.

6.1 Simulation additionnelle, prenant en compte les remarques développées dans les chapitres précédents.

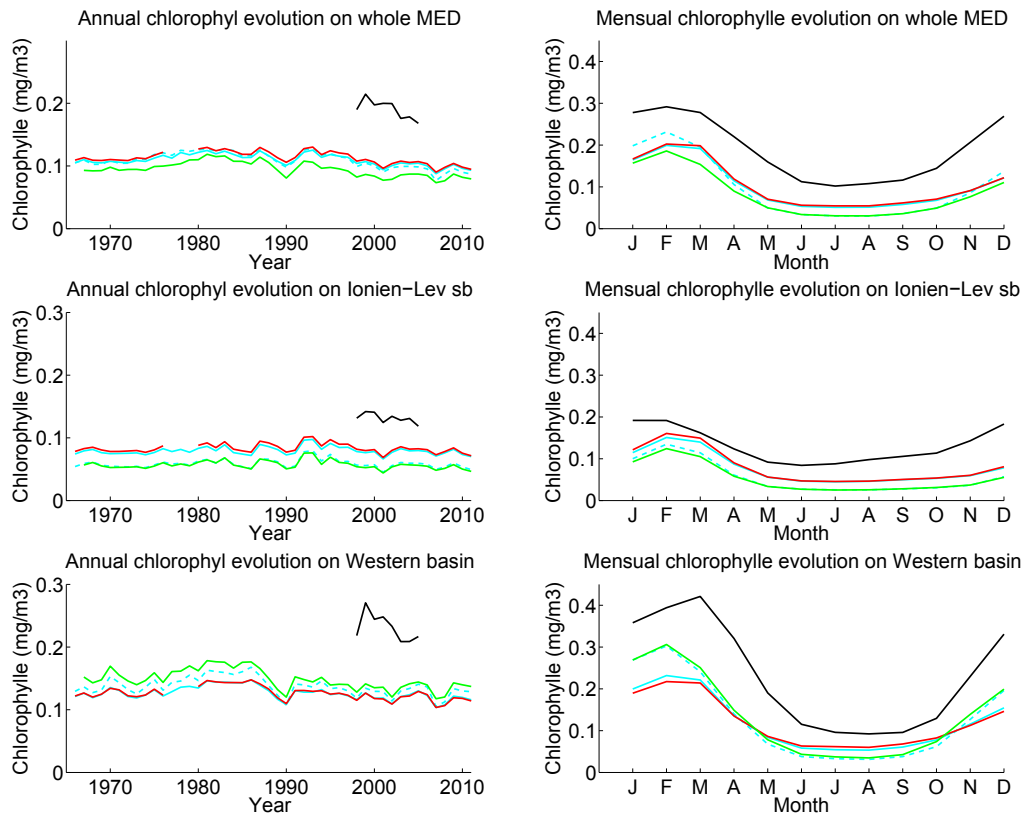
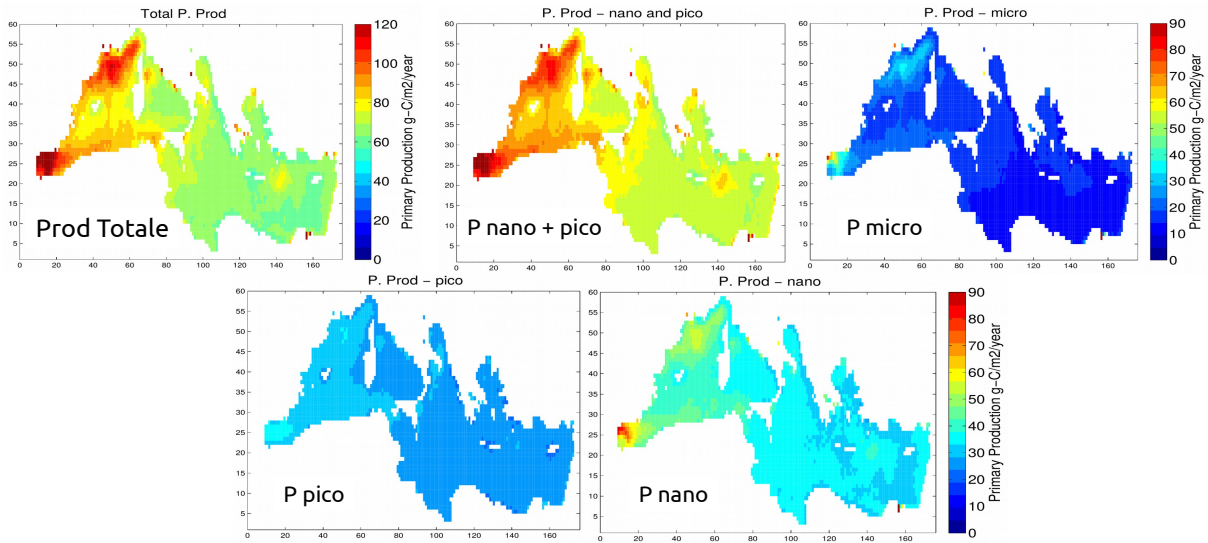


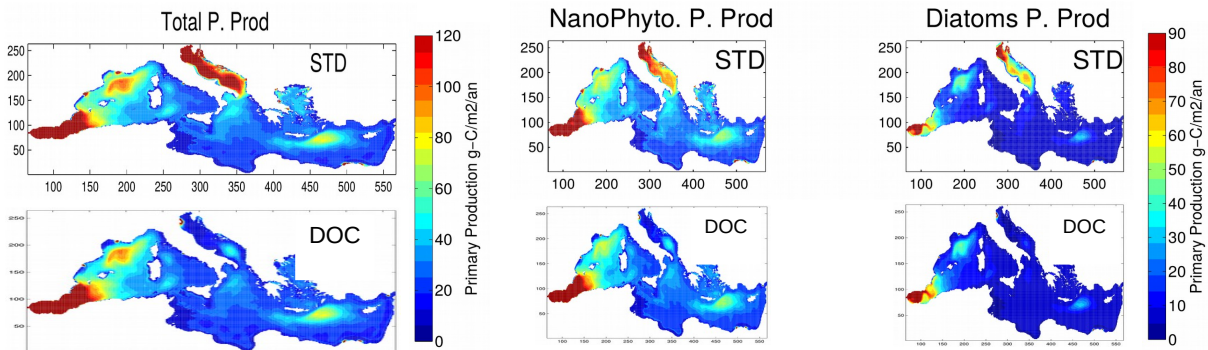
FIGURE 6.9 – Évolution temporelle de la Chl_{surf} du modèle (STD - pointillé bleu -, OPT - ligne rouge, rCP - ligne bleu, et DDst - ligne verte.) et des estimations satellites ((Bosc et al., 2004) - ligne noire-), a) en moyenne annuelle sur période historique de simulation (1965-2011; colonne de gauche) et, b) en moyenne mensuelle, moyenne effectuée sur la période couverte par les observations satellites (1997-2005; colonne de droite). Les analyses recouvrent toute la Méditerranée (ligne du haut), le bassin Est (ligne du milieu), et le bassin Ouest (troisième et dernière ligne).

moins importante dans DDst que dans toutes les autres simulations. Mais comme le montre la moyenne dans les bassins Est et Ouest, les résultats sur toute la Méditerranée sont biaisés par la faible productivité du s-b Adriatique. Ainsi, la Chl_{surf} de DDst est la plus faible dans le bassin Est, alors qu'elle est la plus importante dans le bassin Ouest. Ceci montre que l'on a bien une fertilisation de la Méditerranée par les poussières dans notre dernière simulation, aussi minime soit-elle, mais celle-ci est globalement contrée par l'effet du puis de nutriments aux sédiments.

~ * * ★ * * ~



(a) Estimations satellitales de *Uitz et al. (2012)*.



(b) Modèle.

FIGURE 6.10 – Production Primaire moyenne ($g-C m^{-2} an^{-1}$) en mer Méditerranée, a) PP : estimation satellitale de la PP totale, des nano et pico-phytoplancton, des nano-phyto seuls, des pico-phyto seuls, et des diatomées, tirée de *Uitz et al. (2012)*; b) estimations des 2 simulations (STD et DDst) de la PP totale (à gauche), produite par le nano-phyto (au milieu), et produite par les diatomées (à droite), en moyenne sur la période récente (1995-2004).

6.1.4 Évaluation de la Production Primaire

Les conclusions obtenues avec la Chl_{surf} sont toujours valables avec la Production primaire (Fig. 6.10). On y apprend rien de plus sur la différence entre STD et DDst. L'intérêt ici est d'avoir décomposé les résultats de *Uitz et al. (2012)*, entre nano, pico-phyto, et diatomées. En effet, en comparant les nano/pico-phyto du modèle et les nano-phyto des estimations satellitales, on remarque que leurs valeurs et répartitions sont très comparables, avec des résultats légèrement plus contrastés dans le modèle. Il semble donc qu'il manque la classe des pico-phyto au modèle, ou bien, la classe nano/pico paramétrée pour l'Océan Global ne correspond pas, en mer Méditerranée - oligotrophe, à un équivalent nano/pico-phytoplancton, mais aux nano-phyto uniquement.

Il faudrait donc, soit rajouter une classe de phytoplancton (voir la thèse en cours de Sarah Tavernel), ou re-paramétriser le nano-phyto et l'adapter à la mer Méditerranée.



6.1 Simulation additionnelle, prenant en compte les remarques développées dans les chapitres précédents.

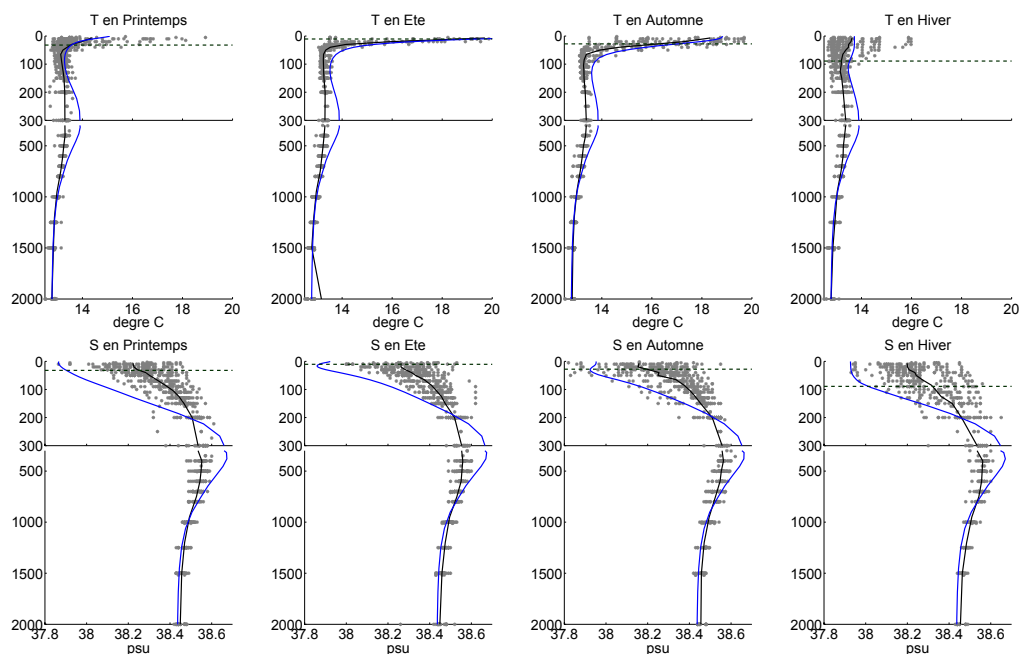


FIGURE 6.11 – Profils verticaux de T et S à DYFAMED, représentés pour les 4 saisons. Les points gris sont la totalité des données disponibles pour la variable selon la saison : hiver (DJF), printemps (MAM), été (JJA) et automne (SON). Ces observations sont moyennées par couches successives et tracées en noir. Le profil moyen saisonnier de la variable dans le modèle (STD) est superposé en bleu, et la ligne pointillée près de la surface représente la profondeur de la couche de mélange (MLD) du modèle pour la saison. Les profils sont tracés jusque 2000m de profondeur avec un zoom en surface (0-300m).

6.1.5 Comparaisons à la station DYFAMED.

On rappelle les caractéristiques physiques des masses d'eau à DYFAMED (Fig. 6.11). La répartition verticale des caractéristiques biogéochimiques à DYFAMED (Figures 6.12 et 6.13) montre que sur la verticale aussi, les deux simulations sont extrêmement proches. Ainsi, contrairement à ce que nous avons supposé à la fin du chapitre 4, améliorer les apports de DOC à Gibraltar n'a pas permis d'améliorer la nutricline dans la simulation DDst. Celle-ci est très exactement la même que dans STD. Il en résulte que, soit la nutricline du modèle est biaisée à cause de la ventilation trop importante de la Levantine Intermediate Water, comme nous l'avons montrée avec les CFC et l'évolution de l'AOU dans la LIW ; et/ou la reminéralisation de la matière organique dans le modèle pose problème : celle-ci peut ne pas être assez active (mais nous avons déjà montré avec l'AOU qu'elle n'est que très légèrement sous-estimée dans le modèle).

Ces profils à DYFAMED révèlent d'autres informations. Le PO_4 est toujours quasi complètement épuisé sur les 100 premiers mètres. La concentration de NO_3 au contraire y est plus importante, grâce aux dépôts atmosphériques. Comparé à la simulation STD, les concentrations de nutriments dans DDst diminuent avec la profondeur, à cause de la représentation des échanges aux sédiments dans DDst. Comme nous l'avons déjà remarqué au-dessus avec les tendances, l'oxygène réagit à l'opposé : les concentrations sont plus grande, avec la profondeur, que dans la simulation STD. Enfin, les profils à DYFAMED de DOC et de Chl sont identiques dans les 2 simulations.

~ * * ★ * * ~

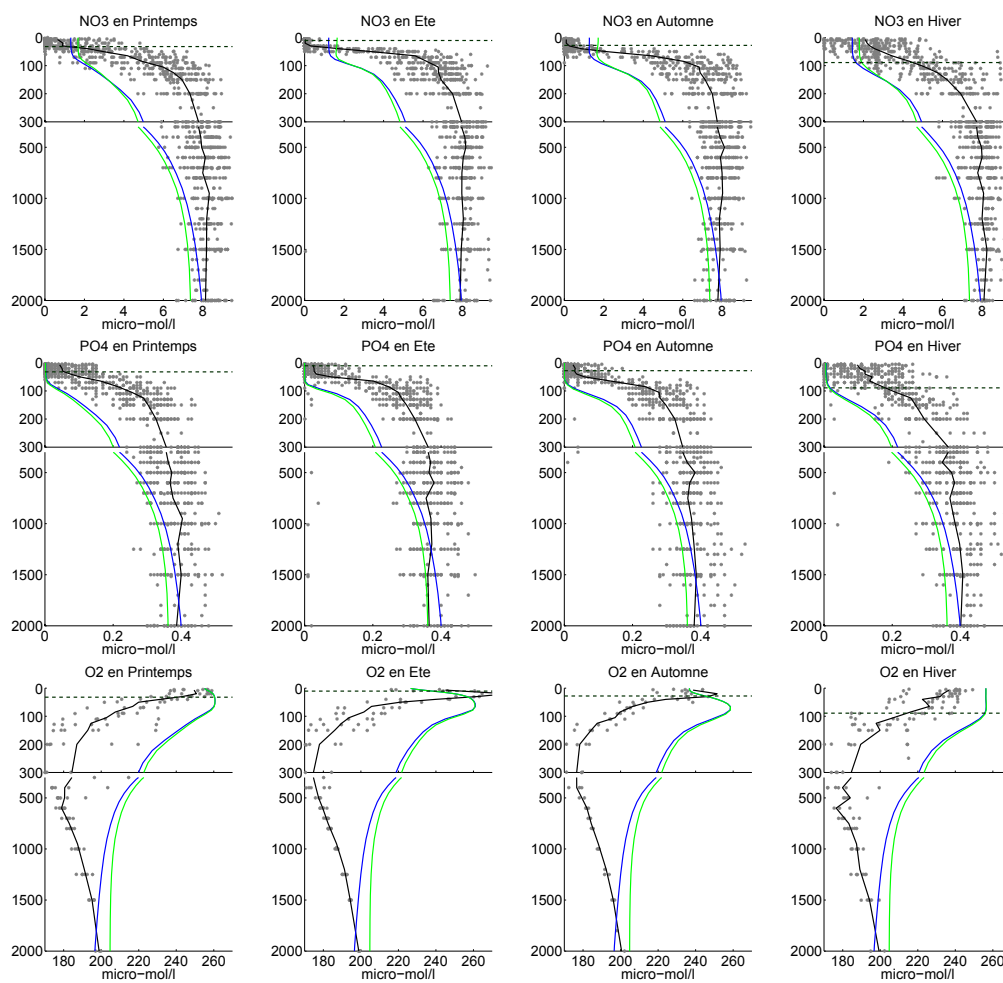


FIGURE 6.12 – Idem que la figure 6.11, pour NO₃, PO₄, et O₂, modélisés par STD (bleu) et DDst (vert).

6.1 Simulation additionnelle, prenant en compte les remarques développées dans les chapitres précédents.

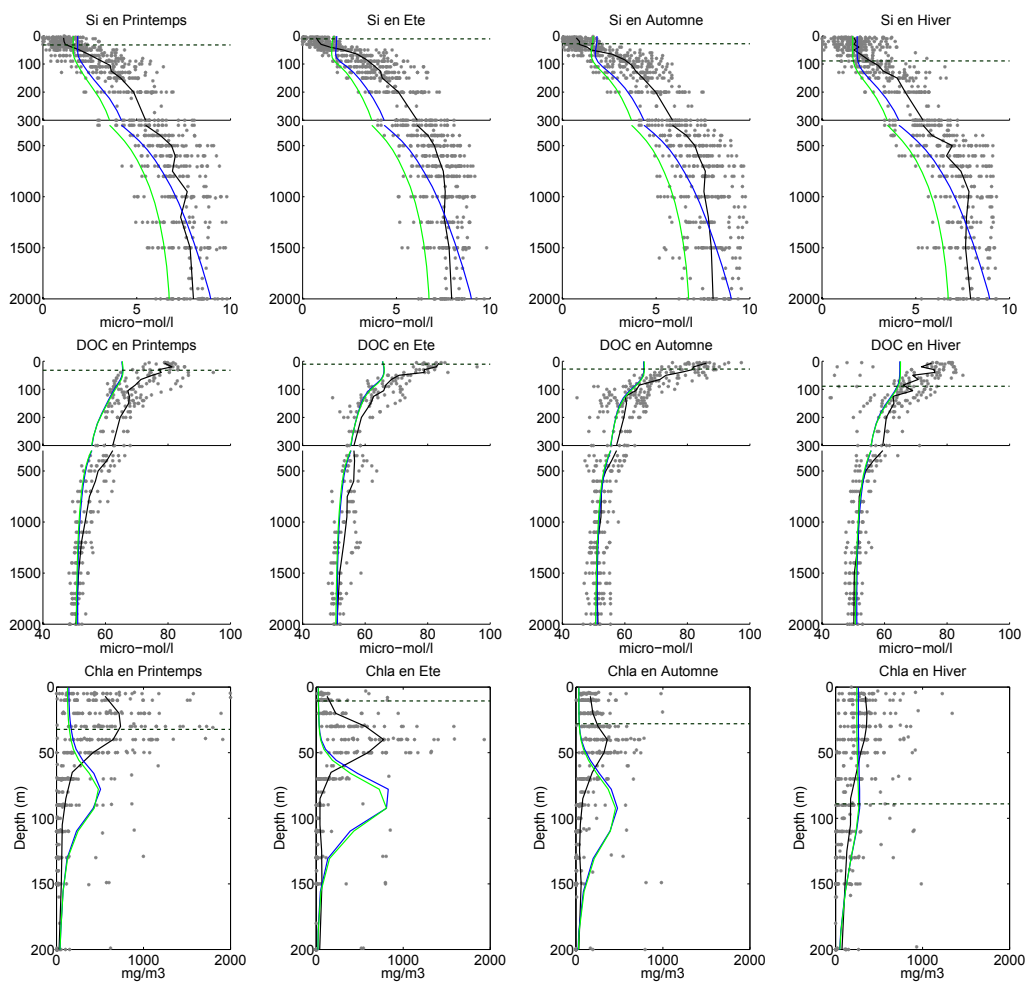


FIGURE 6.13 – Idem que la figure 6.12, pour Si, DOC, et Chl. Les profils de Chl sont uniquement représentés en surface (0-200m).

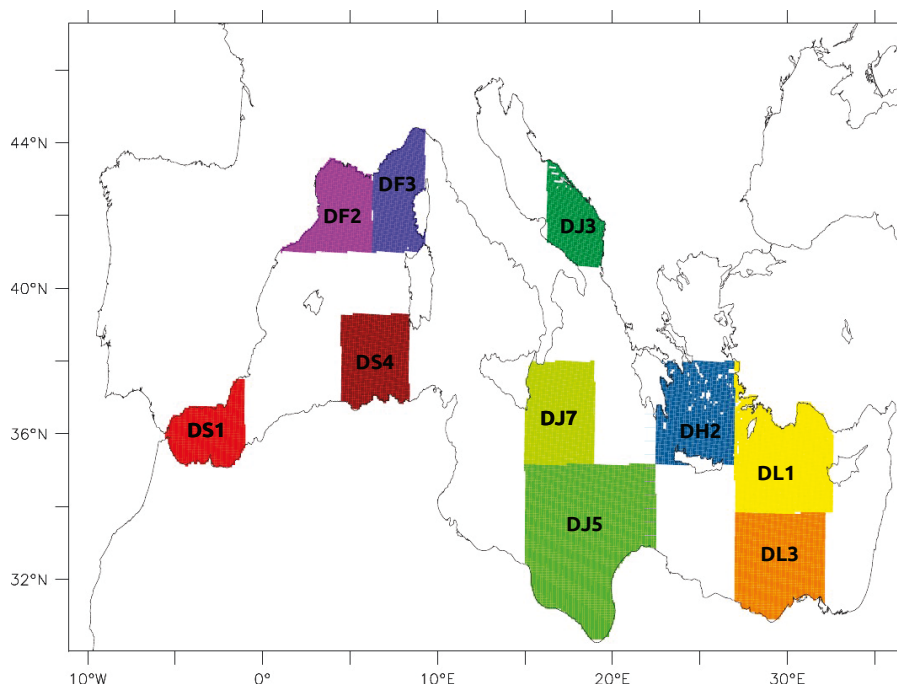


FIGURE 6.14 – Carte des principales zones étudiées dans Manca et al. (2004).

6.1.6 Profils moyens le long de la LIW.

Les conclusions obtenues avec les profils de nutriments à la station DYFAMED restent valables sur les profils analysés ci-dessous.

~ * * ★ * * ~

6.1 Simulation additionnelle, prenant en compte les remarques développées dans les chapitres précédents.

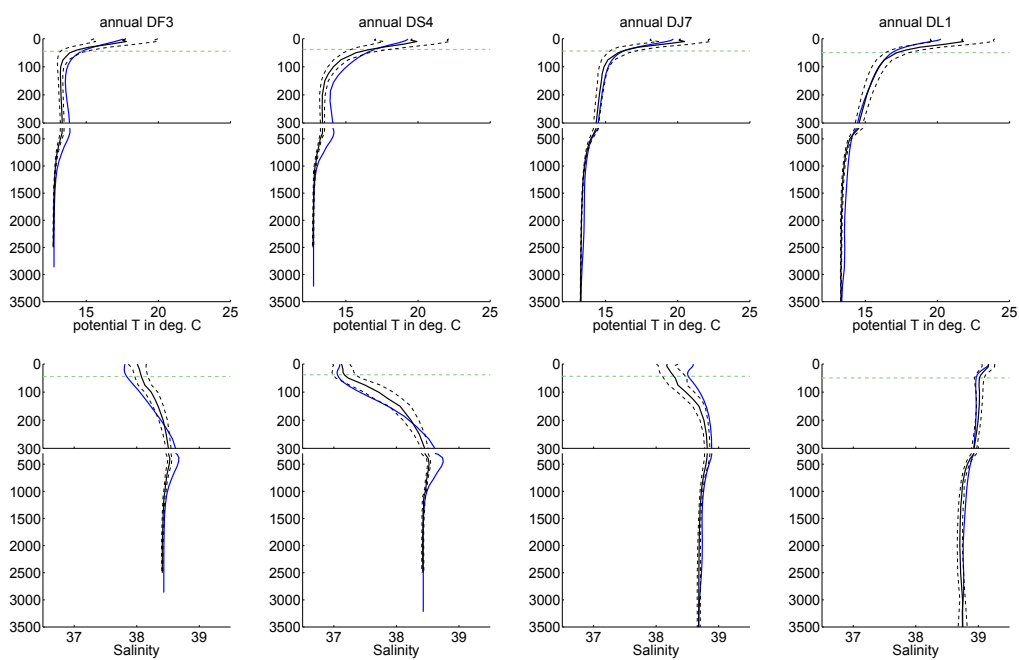


FIGURE 6.15 – Profils moyens annuels de T et S sur différentes zones de la Méditerranée, définies par [Manca et al. \(2004\)](#) : DL1 (Nord Levantin) ; DJ7 (Nord Ionien) ; DS4 (Est Algérien) et DF3 (Est Liguro-Provençal). Voir figure 6.14 pour la présentation des différentes zones. La courbe noire représente la moyenne de la climatologie annuelle dans ces zones, les pointillés noirs sont l'écart-type des données utilisées pour fabriquer la climatologie de la zone. En bleu, la moyenne annuelle sur la période récente (1995-2004) du modèle.

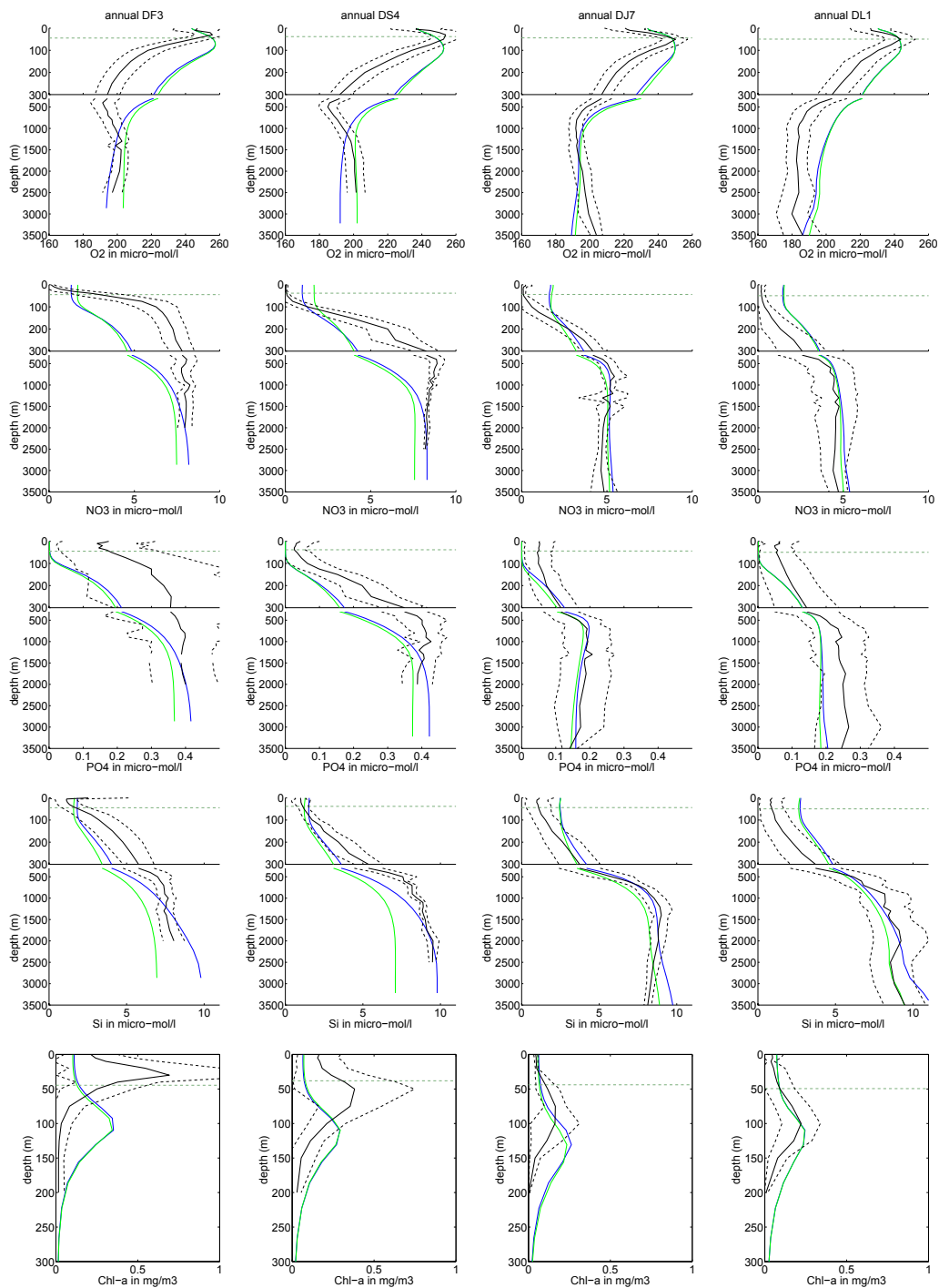


FIGURE 6.16 – Idem que 6.15 pour les profils de NO₃, PO₄, Si, et Chl, pour la simulation STD (bleu), et DDst (en vert).

Bibliographie

- N Aït-Ameur and C Goyet. Distribution and transport of natural and anthropogenic CO₂ in the Gulf of Cádiz. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 53(11) :1329–1343, 2006.
- P Alpert, T Ben-Gai, A Baharad, Y Benjamini, D Yekutieli, M Colacino, L Diodato, C Ramis, V Homar, R Romero, et al. The paradoxical increase of mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophysical Research Letters*, 29(11) :31–1, 2002.
- Séverine Alvain, Cyril Moulin, Yves Dandonneau, and François-Marie Bréon. Remote sensing of phytoplankton groups in case 1 waters from global seawifs imagery. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 52(11) :1989–2004, 2005.
- Séverine Alvain, Cyril Moulin, Yves Dandonneau, Hubert Loisel, and F-M Bréon. A species-dependent bio-optical model of case 1 waters for global ocean color processing. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 53(5) :917–925, 2006.
- Séverine Alvain, Cyril Moulin, Yves Dandonneau, and Hubert Loisel. Seasonal distribution and succession of dominant phytoplankton groups in the global ocean : A satellite view. *Global Biogeochemical Cycles*, 22(3), 2008.
- M. Alvarez, H. Sanleon-Bartolomé, Toste Tanhua, L. Mintrop, A. Luchetta, C. Cantoni, K. Schroeder, and G. Civitarese. The co₂ system in the mediterranean sea : a basin wide perspective. *Ocean Science*, 10(1) :69–92, 2014.
- Philippe Amiotte Suchet, Jean-Luc Probst, and Wolfgang Ludwig. Worldwide distribution of continental rock lithology : Implications for the atmospheric/soil co₂ uptake by continental weathering and alkalinity river transport to the oceans. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(2), 2003.
- David Antoine, André Morel, and Jean-Michel André. Algal pigment distribution and primary production in the eastern mediterranean as derived from coastal zone color scanner observations. *Journal of Geophysical Research*, 100(C8) :16193–16, 1995.
- J. I. Antonov, R. A. Locarnini, T. P. Boyer, A. V. Mishonov, and H. E. Garcia. World Ocean Atlas 2005, Volume 2 : Salinity, S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 62, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 182 pp, 2006.
- T. Arsouze, J. Beuvier, and K. Béranger. in Prep.
- I. Attané and Y. Courbage. La démographie en Méditerranée. Situation et projections. *Economica - Plan Bleu*, 2001.
- I. Attané and Y. Courbage. Demography in the Mediterranean region : situation and projections. *Plan Bleu*, 2004.
- PA Auger, F Diaz, C Ulses, C Estournel, J Neveux, F Joux, M Pujo-Pay, JJ Naudin, and L Bopp. Functioning of the planktonic ecosystem on the gulf of lions shelf (nw mediterranean) during spring and its impact on the carbon deposition : a field data and 3-d modelling combined approach. *Biogeosciences*, 8(11), 2011.
- O. Aumont, C. Ethé, A. Tagliabue, L. Bopp, and M. Gehlen. Pisces-v2 : an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies. *Geoscientific Model Development Discussions*, 8(2) :1375–1509, 2015. doi : 10.5194/gmdd-8-1375-2015. URL <http://www.geosci-model-dev-discuss.net/8/1375/2015/>.

BIBLIOGRAPHIE

- Olivier Aumont. *Etude du cycle naturel du carbone dans un modèle 3 D de l'océan mondial*. PhD thesis, Université Paul et Marie Curie, Paris, France, 1998.
- Olivier Aumont and Laurent Bopp. Globalizing results from ocean in situ iron fertilization studies. *Global Biogeochemical Cycles*, 20(2), 2006.
- Olivier Aumont, Sauveur Belviso, and Patrick Monfray. Dimethylsulfoniopropionate (dmsp) and dimethylsulfide (dms) sea surface distributions simulated from a global three-dimensional ocean carbon cycle model. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 107(C4) :4–1, 2002.
- Bernard Avril. Doc dynamics in the northwestern mediterranean sea (dyfamed site). *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 49(11) :2163–2182, 2002.
- Melika Baklouti, F Diaz, Christel Pinazo, Vincent Faure, and Bernard Quéguiner. Investigation of mechanistic formulations depicting phytoplankton dynamics for models of marine pelagic ecosystems and description of a new model. *Progress in Oceanography*, 71(1) :1–33, 2006a.
- Melika Baklouti, Vincent Faure, Lionel Pawlowski, and Antoine Sciandra. Investigation and sensitivity analysis of a mechanistic phytoplankton model implemented in a new modular numerical tool (eco3m) dedicated to biogeochemical modelling. *Progress in Oceanography*, 71(1) :34–58, 2006b.
- Burkard Baschek, Uwe Send, Jesus Garcia Lafuente, and Julio Candela. Transport estimates in the strait of gibraltar with a tidal inverse model. *Journal of Geophysical Research*, 106(C12) :31033–31, 2001.
- T Becacos-Kontos. Primary production and environmental factors in an oligotrophic biome in the aegean sea. *Marine Biology*, 42(2) :93–98, 1977.
- Peter Beining and Wolfgang Roether. Temporal evolution of cfc 11 and cfc 12 concentrations in the ocean interior. *Journal of Geophysical Research*, 101 :16455, 1996.
- Karine Béranger. Modélisation de la circulation générale à méso-échelle en méditerranée : Rôle des interactions air-mer. *Habilitation à diriger des recherches (HDR) de l'ENSTA-ParisTech, Palaiseau*, 2013.
- Karine Béranger, Laurent Mortier, and Michel Crépon. Seasonal variability of water transport through the straits of gibraltar, sicily and corsica, derived from a high-resolution model of the mediterranean circulation. *Progress in Oceanography*, 66(2) :341–364, 2005.
- Karine Béranger, Yann Drillet, Marie-Noëlle Houssais, Pierre Testor, Romain Bourdallé-Badie, Bahjat Al-ahammoud, Alexandra Bozec, Laurent Mortier, Pascale Bouruet-Aubertot, and Michel Crépon. Impact of the spatial distribution of the atmospheric forcing on water mass formation in the mediterranean sea. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 115(C12), 2010.
- G Bergametti, L Gomes, E Remoudaki, M Desbois, D Martin, and P Buat-Ménard. Present transport and deposition patterns of african dusts to the north-western mediterranean. In *Paleoclimatology and paleometeorology : Modern and past patterns of global atmospheric transport*, pages 227–252. Springer, 1989.
- G Bergametti, E Remoudaki, R Losno, E Steiner, B Chatenet, and P Buat-Menard. Source, transport and deposition of atmospheric phosphorus over the northwestern mediterranean. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 14(1-4) :501–513, 1992.
- BR Berland, DJ Bonin, and SY Maestrini. Azote ou phosphore? considérations sur le " paradoxe nutritionnel " de la mer méditerranée. *Oceanologica Acta*, 3(1) :135–141, 1980.
- BR Berland, ZP Burlakova, LV Georgieva, M Izmetieva, VI Kholodov, DK Krupatkina, SY Maestrini, and VE Zaika. Phytoplankton estival de la mer du levant, biomasse et facteurs limitants. In *IFREMER Acta Colloquia*, volume 5, pages 61–83, 1987.
- J Pierre Béthoux and Gérard Copin-Montégut. Biological fixation of atmospheric nitrogen in the mediterranean sea. *Limnol. Oceanogr. ;(United States)*, 31(6), 1986.

- Jean P Béthoux, Pascal Morin, and Diana P Ruiz-Pino. Temporal trends in nutrient ratios : chemical evidence of mediterranean ecosystem changes driven by human activity. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 49(11) :2007–2016, 2002.
- JP Bethoux and B Gentili. Functioning of the mediterranean sea : past and present changes related to freshwater input and climate changes. *Journal of Marine Systems*, 20(1) :33–47, 1999.
- JP Béthoux, P Morin, C Madec, and B Gentili. Phosphorus and nitrogen behaviour in the mediterranean sea. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 39(9) :1641–1654, 1992.
- JP Béthoux, P Morin, C Chaumery, O Connan, B Gentili, and D Ruiz-Pino. Nutrients in the mediterranean sea, mass balance and statistical analysis of concentrations with respect to environmental change. *Marine Chemistry*, 63(1) :155–169, 1998.
- JP Béthoux, B Gentili, P Morin, E Nicolas, C Pierre, and D Ruiz-Pino. The mediterranean sea : a miniature ocean for climatic and environmental studies and a key for the climatic functioning of the north atlantic. *Progress in Oceanography*, 44(1) :131–146, 1999.
- JP Béthoux, MS El Boukhary, D Ruiz-Pino, P Morin, and C Copin-Montégut. *Nutrient, Oxygen and Carbon Ratios, CO₂ Sequestration and Anthropogenic Forcing in the Mediterranean Sea*, pages 67–86. Springer, 2005.
- J. Beuvier. *Modélisation de la variabilité climatique et des masses d'eau en mer Méditerranée : Impact des échanges océan-atmosphère*. PhD thesis, Ecole Polytechnique, Palaiseau, France, 2011.
- J. Beuvier, F. Sevault, M. Herrmann, H. Kontoyiannis, W. Ludwig, M. Rixen, E. Stanev, K. Béranger, and S. Somot. Modelling the Mediterranean Sea interannual variability over the last 40 years : focus on the EMT. *Journal of Geophysical Research*, 115 :C08017, doi :10.1029/2009JC005950., 2010.
- J. Beuvier, K. Béranger, C. Lebeaupin Brossier, S. Somot, F. Sevault, Y. Drillet, R. Bourdallé-Badie, N. Ferry, and F. Lyard. Spreading of the Western Mediterranean Deep Water after winter 2005 : Time scales and deep cyclone transport. *Journal of Geophysical Research*, 117 :C07022, doi : 10.1029/2011JC007679, 2012a.
- J. Beuvier, C. Lebeaupin Brossier, K. Béranger, T. Arsouze, R. Bourdallé-Badie, C. Deltel, Y. Drillet, P. Drobinski, F. Lyard, N. Ferry, F. Sevault, and S. Somot. MED12, Oceanic component for the modelling of the regional Mediterranean Earth System. *Mercator Ocean Quarterly Newsletter*, 46 : 60–66, 2012b.
- N.L. Bindoff, J. Willebrand, V. Artale, A. Cazenave, J.M. Gregory, S. Gulev, K. Hanawa, Corinne Le Quere, S. Levitus, Y. Nojiri, C.K. Shum, L.D. Talley, A.S. Unnikrishnan, S.A. Josey, M. Tamisiea, M. Tsimpis, and P. Woodworth. Observations : oceanic climate change and sea level. In S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, and H.L. Miller, editors, *Climate change 2007 : the physical science basis. Contribution of Working Group I*, pages 385–428. Cambridge University Press, Cambridge, 2007.
- Sophie Bonnet and Cécile Guieu. Atmospheric forcing on the annual iron cycle in the western mediterranean sea : A 1-year survey. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 111(C9), 2006.
- Sophie Bonnet, Cécile Guieu, Jacques Chiaverini, Joséphine Ras, and Agnes Stock. Effect of atmospheric nutrients on the autotrophic communities in a low nutrient, low chlorophyll system. *Limnology and Oceanography*, 50(6) :1810–1819, 2005.
- Sophie Bonnet, Olivier Grosso, and Thierry Moutin. Planktonic dinitrogen fixation along a longitudinal gradient across the mediterranean sea during the stratified period (boum cruise). *Biogeosciences*, 8(8) : 2257–2267, 2011.
- L Bopp, O Aumont, P Cadule, S Alvain, and M Gehlen. Response of diatoms distribution to global warming and potential implications : A global model study. *Geophysical Research Letters*, 32(19), 2005.

BIBLIOGRAPHIE

- L Bopp, L Resplandy, JC Orr, SC Doney, JP Dunne, M Gehlen, P Halloran, C Heinze, T Ilyina, R S  ferian, et al. Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century : projections with cmip5 models. *Biogeosciences Discussions*, 10 :3627–3676, 2013.
- Laurent Bopp. Interactions entre biogéochimie marine et climat : Apports de la modélisation. *Habilitation    diriger des recherches (HDR) de l'Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines*, 2011.
- E Bosc, A Bricaud, and D Antoine. Seasonal and interannual variability in algal biomass and primary production in the mediterranean sea, as derived from 4 years of seawifs observations. *Global Biogeochemical Cycles*, 18(1) :GB1005, 2004.
- M. Bressac, C. Guieu, D. Doxaran, F. Bourrin, K. Desboeufs, N. Leblond, and C. Ridame. Quantification of the lithogenic carbon pump following a dust deposition event. *Biogeosciences Discussions*, 10(8) : 13639–13677, 2013. doi : 10.5194/bgd-10-13639-2013. URL <http://www.biogeosciences-discuss.net/10/13639/2013/>.
- A Bricaud, E Bosc, and D Antoine. Algal biomass and sea surface temperature in the mediterranean basin : Intercomparison of data from various satellite sensors, and implications for primary production estimates. *Remote Sensing of Environment*, 81(2) :163–178, 2002.
- Cindy Lebeaupin Brossier, Thomas Arsouze, Karine Béranger, Marie-No  lle Bouin, Emilie Bresson, Véronique Ducrocq, Hervé Giordani, Mathieu Nuret, Romain Rainaud, and Isabelle Taupier-Letage. Ocean mixed layer responses to intense meteorological events during hymex-sop1 from a high-resolution ocean simulation. *Ocean Modelling*, 84(0) :84 – 103, 2014. ISSN 1463-5003. doi : <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2014.09.009>. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1463500314001401>.
- Harry L Bryden and Thomas H Kinder. Steady two-layer exchange through the strait of gibraltar. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 38 :S445–S463, 1991.
- Harry L Bryden, Julio Candela, and Thomas H Kinder. Exchange through the strait of gibraltar. *Progress in Oceanography*, 33(3) :201–248, 1994.
- P Buat-Ménard, J Davies, E Remoudaki, JC Miquel, G Bergametti, CE Lambert, U Ezat, C Quetel, J La Rosa, and SW Fowler. Non-steady-state biological removal of atmospheric particles from mediterranean surface waters. *Nature*, 340 :131–134, 1989.
- Rose Campbell, Frédéric Diaz, ZiYuan Hu, Andrea Doglioli, Anne Petrenko, and Ivan Dekeyser. Nutrients and plankton spatial distributions induced by a coastal eddy in the gulf of lion. insights from a numerical model. *Progress in Oceanography*, 109(0) :47 – 69, 2013. doi : <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2012.09.005>. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0079661112001140>.
- Julio Candela. 7 mediterranean water and global circulation. *International Geophysics*, 77 :419–XLVIII, 2001.
- Francois Carlotti, Lionel Eisenhauer, Rose Campbell, and F Diaz. Modeling the spatial and temporal population dynamics of the copepod *centropages typicus* in the northwestern mediterranean sea during the year 2001 using a 3d ecosystem model. *Journal of Marine Systems*, 2013.
- Craig A Carlson, Hugh W Ducklow, and Anthony F Michaels. Annual flux of dissolved organic carbon from the euphotic zone in the northwestern sargasso sea. *Nature*, 371(6496) :405–408, 1994.
- Mary-Elena Carr, Marjorie AM Friedrichs, Marjorie Schmeltz, Maki Noguchi Aita, David Antoine, Kevin R Arrigo, Ichio Asanuma, Olivier Aumont, Richard Barber, Michael Behrenfeld, et al. A comparison of global estimates of marine primary production from ocean color. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 53(5) :741–770, 2006.
- François Charles, François Lantoin  , Sonia Brugel, Marie-Jos  phe Chr  tiennot-Dinet, Isabel Quiroga, and B  atrice Rivier  . Seasonal survey of the phytoplankton biomass, composition and production in a littoral nw mediterranean site, with special emphasis on the picoplanktonic contribution. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 65(1) :199–212, 2005.

- Yueh-Tyng Chien and Stephen H Zinder. Cloning, functional organization, transcript studies, and phylogenetic analysis of the complete nitrogenase structural genes (*nifhdk2*) and associated genes in the archaeon *methanosarcina barkeri* 227. *Journal of bacteriology*, 178(1) :143–148, 1996.
- Hervé Claustre, A Morel, SB Hooker, M Babin, D Antoine, Kadija Oubelkheir, A Bricaud, Karine Leblanc, Bernard Queguiner, and S Maritorena. Is desert dust making oligotrophic waters greener? *Geophysical Research Letters*, 29(10) :107–1, 2002.
- Gérard Copin-Montégut and Bernard Avril. Vertical distribution and temporal variation of dissolved organic carbon in the north-western mediterranean sea. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 40(10) :1963–1972, 1993.
- Bernard Coste, Pierre Le Corre, and Hans Joachim Minas. Re-evaluation of the nutrient exchanges in the strait of gibraltar. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 35(5) :767–775, 1988.
- A Crise, G Crispi, and E Mauri. A seasonal three-dimensional study of the nitrogen cycle in the mediterranean sea : Part i. model implementation and numerical results. *Journal of Marine Systems*, 18(1) :287–312, 1998.
- A Crise, JI Allen, J Baretta, G Crispi, R Mosetti, and C Solidoro. The mediterranean pelagic ecosystem response to physical forcing. *Progress in Oceanography*, 44(1) :219–243, 1999.
- G Crispi and M Pacciaroni. Long-term numerical evolution of the nitrogen bulk content in the mediterranean sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 83(2) :148–158, 2009.
- G Crispi, A Crise, and E Mauri. A seasonal three-dimensional study of the nitrogen cycle in the mediterranean sea : : Part ii. verification of the energy constrained trophic model. *Journal of Marine Systems*, 20(1) :357–379, 1999.
- G Crispi, R Mosetti, C Solidoro, and A Crise. Nutrients cycling in mediterranean basins : the role of the biological pump in the trophic regime. *Ecological modelling*, 138(1) :101–114, 2001.
- G Crispi, A Crise, and C Solidoro. Coupled mediterranean ecomodel of the phosphorus and nitrogen cycles. *Journal of Marine Systems*, 33 :497–521, 2002.
- G Crispi, M Pacciaroni, and D Viezzoli. Simulating biomass assimilation in a mediterranean ecosystem model using sofa : setup and identical twin experiments. *Ocean Science*, 2(2) :123–136, 2006.
- Y Crombet, Karine Leblanc, Bernard Queguiner, T Moutin, Peggy Rimmelin, Josephine Ras, Hervé Claustre, Nathalie Leblond, Louise Oriol, and M Pujo-Pay. Deep silicon maxima in the stratified oligotrophic mediterranean sea. *Biogeosciences*, 8(2) :459–475, 2011.
- Evgeny Dafner, Melchor González-Dávila, J Magdalena Santana-Casiano, and Richard Sempéré. Total organic and inorganic carbon exchange through the strait of gibraltar in september 1997. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 48(5) :1217–1235, 2001a.
- Evgeny V Dafner, Richard Sempéré, and Harry L Bryden. Total organic carbon distribution and budget through the strait of gibraltar in april 1998. *Marine chemistry*, 73(3) :233–252, 2001b.
- Evgeny V Dafner, Roberta Boscolo, and Harry L Bryden. The n : Si : P molar ratio in the strait of gibraltar. *Geophysical Research Letters*, 30(10), 2003.
- N Daget, AT Weaver, and MA Balmaseda. Ensemble estimation of background-error variances in a three-dimensional variational data assimilation system for the global ocean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(641) :1071–1094, 2009.
- Joanne E Davies and Patrick Buat-Ménard. Impact of atmospheric deposition on particulate manganese and aluminium distribution in northwestern mediterranean surface water. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 89(1) :35–45, 1990.
- Mercedes De La Paz, Bibiana Debelius, Diego Macías, Agueda Vázquez, Abelardo Gómez-Parra, and Jesus M Forja. Tidal-induced inorganic carbon dynamics in the strait of gibraltar. *Continental Shelf Research*, 28(14) :1827–1837, 2008.

BIBLIOGRAPHIE

- M. Déqué, C. Drevet, A. Braun, and D. Cariolle. The ARPEGE/IFS atmosphere model : a contribution to the French community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10(4) :249–266, doi :10.1007/BF00208992, 1994.
- Karine Desboeufs, Nathalie Leblond, Thibaut Wagener, Elisabeth Bon Nguyen, and Cécile Guieu. Chemical fate and settling of mineral dust in surface seawater after atmospheric deposition observed from dust seeding experiments in large mesocosms. *Biogeosciences Discussions*, sousmis.
- Frédéric Diaz, Patrick Raimbault, Benyahia Boudjellal, Nicole Garcia, and Thierry Moutin. Early spring phosphorus limitation of primary productivity in a nw mediterranean coastal zone (gulf of lions). *Marine Ecology Progress Series*, 211 :51–62, 2001.
- Noah S Diffenbaugh and Filippo Giorgi. Climate change hotspots in the CMIP5 global climate model ensemble. *Climatic Change*, pages 1–10, 2012.
- Noah S Diffenbaugh and Martin Scherer. Observational and model evidence of global emergence of permanent, unprecedented heat in the 20th and 21st centuries. *Climatic Change*, 107(3-4) :615–624, 2011.
- JR Dolan, TF Thingstad, and F Rassoulzadegan. Phosphate transfer between microbial size-fractions in villefranche bay (nw mediterranean sea), france in autumn 1992. *Ophelia*, 41(1) :71–85, 1995.
- Scott C Doney, William J Jenkins, and John L Bullister. A comparison of ocean tracer dating techniques on a meridional section in the eastern north atlantic. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 44(4) :603–626, 1997.
- Scott C Doney, Joan A Kleypas, Jorge L Sarmiento, and Paul G Falkowski. The us jgofs synthesis and modeling project—an introduction. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 49 (1) :1–20, 2001.
- F D’Ortenzio and M Ribera d’Alcalà. On the trophic regimes of the mediterranean sea : a satellite analysis. *Biogeosciences*, 6(2) :139–148, 2009.
- Fabrizio D’Ortenzio, Salvatore Marullo, Maria Ragni, Maurizio Ribera d’Alcalà, and Rosalia Santoleri. Validation of empirical seawifs algorithms for chlorophyll-a retrieval in the mediterranean sea : A case study for oligotrophic seas. *Remote Sensing of Environment*, 82(1) :79–94, 2002.
- Fabrizio D’Ortenzio, Daniele Iudicone, Clement de Boyer Montegut, Pierre Testor, David Antoine, Salvatore Marullo, Rosalia Santoleri, and Gurvan Madec. Seasonal variability of the mixed layer depth in the mediterranean sea as derived from in situ profiles. *Geophysical Research Letters*, 32(12), 2005.
- P Drobinski, A Anav, C Lebeaupin Brossier, G Samson, M Stéfanon, S Bastin, M Baklouti, K Béranger, J Beuvier, R Bourdallé-Badie, L Coquart, F D’Andrea, N de Noblet-Ducoudré, F Diaz, J-C Dutay, C Ethé, M-A Foujols, D Khvorostiyannov, G Madec, M Mancip, S Masson, L Menut, J Palmiéri, J Polcher, S Turquety, S Valcke, and N Viovy. Model of the Regional Coupled Earth system (MORCE) : Application to process and climate studies in vulnerable regions. *Environmental Modelling and software*, 35 :1–18, DOI : 10.1016/j.envsoft.2012.01.017, 2012.
- RA Duce, Julie LaRoche, K Altieri, KR Arrigo, AR Baker, DG Capone, Sarah Cornell, F Dentener, J Galloway, RS Ganeshram, et al. Impacts of atmospheric anthropogenic nitrogen on the open ocean. *science*, 320(5878) :893–897, 2008.
- Carolina Dufour. *Rôle des tourbillons de méso-échelle océanique dans la variabilité récente des flux air-mer de CO₂ dans l’océan Austral*. PhD thesis, Université de Grenoble, 2011.
- F Dulac, G Bergametti, M Mallet, C Textor, P Formenti, A Alastuey, Y Balkanski, A Borbon, A Bory, V Bout, C Colin, U Dayan, K Deboudt, K Desboeufs, S Despiou, A Di Sarra, P Flament, L Gomes, C Guieu, B Guillaume, M Hedgecock, I, B Herut, N Kubilay, G Le Roux, C Lioussé, R Losno, O Masson, L Menut, M-D Loÿe-Pilot, N Mihalopoulos, C Moulin, J Piazzola, V Pont, X Querol, J Rossi, M, J Sciare, and K Sellegri. The Mediterranean Aerosol : A Review. in prep.

- François Dulac, Patrick Buat-Ménard, Ullah Ezat, Sami Melki, and Gilles Bergametti. Atmospheric input of trace metals to the western mediterranean : uncertainties in modelling dry deposition from cascade impactor data. *Tellus B*, 41(3) :362–378, 1989.
- J.-C Dutay, J.L Bullister, S.C Doney, J.C Orr, R Najjar, K Caldeira, J.-M Campin, H Drange, M Follows, Y Gao, N Gruber, M.W Hecht, A Ishida, F Joos, K Lindsay, G Madec, E Maier-Reimer, J.C Marshall, R.J Matear, P Monfray, A Mouchet, G.-K Plattner, J Sarmiento, R Schlitzer, R Slater, I.J Totterdell, M.-F Weirig, Y Yamanaka, and A Yool". Evaluation of ocean model ventilation with cfc-11 : comparison of 13 global ocean models. *Ocean Modelling*, 4(2) :89 – 120, 2002. doi : [http://dx.doi.org/10.1016/S1463-5003\(01\)00013-0](http://dx.doi.org/10.1016/S1463-5003(01)00013-0).
- Eric S. Egleston, Christopher L. Sabine, and François M. M. Morel. Revelle revisited : Buffer factors that quantify the response of ocean chemistry to changes in dic and alkalinity. *Global Biogeochemical Cycles*, 24(1), 2010. ISSN 1944-9224. doi : 10.1029/2008GB003407.
- M. Mohamed Salem El Boukary. *Impact des activités humaines sur les cycles biogéochimiques en mer Méditerranée*. PhD thesis, Université Paris VI - Pierre et Marie Curie, 2005.
- Matthew H England. Using chlorofluorocarbons to assess ocean climate models. *Geophysical Research Letters*, 22(22) :3051–3054, 1995.
- I. G. Enting, T. M. L. Wigley, and M. Heimann. Future emissions and concentrations of carbon dioxide : key ocean/atmosphere/land analyses. Tech. pap. 31, Div. of Atmos. Res., Commonw. Sci. and Ind. Res. Org., Melbourne, Australia, 1994.
- C Ethé, O Aumont, MA Foujols, and M Lévy. Nemo reference manual, tracer component : Nemo-top. *Preliminary version, Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France*, (28), 2006.
- M. J. R. Fasham, J. L. Sarmiento, R. D. Slater, H. W. Ducklow, and R. Williams. Ecosystem behavior at bermuda station “s” and ocean weather station “india” : A general circulation model and observational analysis. *Global Biogeochemical Cycles*, 7(2) :379–415, 1993. ISSN 1944-9224. doi : 10.1029/92GB02784.
- MJR Fasham, HW Ducklow, and SM McKelvie. A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. *Journal of Marine Research*, 48(3) :591–639, 1990.
- Camila Fernandez, Laura Farías, and Osvaldo Ulloa. Nitrogen fixation in denitrified marine waters. *PLoS one*, 6(6) :e20539, 2011.
- N. Ferry, L. Parent, G. Garric, B. Barnier, N. C. Jourdain, and the Mercator-Ocean-team. Mercator Global Eddy Permitting Ocean Reanalysis GLORYS1V1 : Description and Results. *Mercator Ocean Quarterly Newsletter*, 36 :15–28, 2010.
- Susana Flecha, Fiz F Pérez, Gabriel Navarro, Javier Ruiz, Irene Olivé, Susana Rodríguez-Gálvez, Eduardo Costas, and I Emma Huertas. Anthropogenic carbon inventory in the Gulf of Cádiz. *Journal of Marine Systems*, 2011.
- D Founda and C Giannakopoulos. The exceptionally hot summer of 2007 in athens, greece—a typical summer in the future climate? *Global and planetary change*, 67(3) :227–236, 2009.
- Marion Fraysse, Christel Pinazo, Vincent Martin Faure, Rosalie Fuchs, Paolo Lazzari, Patrick Raimbault, and Ivane Pairaud. Development of a 3d coupled physical-biogeochemical model for the marseille coastal area (nw mediterranean sea) : What complexity is required in the coastal zone? *PLoS one*, 8(12) :e80012, 2013.
- Xuejie Gao and Filippo Giorgi. Increased aridity in the mediterranean region under greenhouse gas forcing estimated from high resolution simulations with a regional climate model. *Global and Planetary Change*, 62(3) :195–209, 2008.
- HE Garcia, RA Locarnini, TP Boyer, and JI Antonov. World ocean atlas 2005. vol. 3, dissolved oxygen, apparent oxygen utilization, and oxygen saturation. 2006a.

- Hernan E Garcia, RA Locarnini, TP Boyer, and JI Antonov. World ocean atlas 2005. vol. 4, nutrients (phosphate, nitrate, silicate). 2006b.
- M Gehlen, L Bopp, N Emprin, Olivier Aumont, C Heinze, and O Ragueneau. Reconciling surface ocean productivity, export fluxes and sediment composition in a global biogeochemical ocean model. *Biogeosciences*, 3(3), 2006.
- RJ Geider, HL MacIntyre, and TM Kana. Dynamic model of phytoplankton growth and acclimation : responses of the balanced growth rate and the chlorophyll a : carbon ratio to light, nutrient-limitation and temperature. *Marine Ecology Progress Series*, 148 :187–200, 1997.
- Christos Giannakopoulos, Philippe Le Sager, Marco Bindi, Marco Moriondo, Effie Kostopoulou, and CM Goodess. Climatic changes and associated impacts in the mediterranean resulting from a 2 c global warming. *Global and Planetary Change*, 68(3) :209–224, 2009.
- A-L Gibelin and Michel Déqué. Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dynamics*, 20(4) :327–339, 2003.
- Filippo Giorgi. Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*, 33(8) :L08707, 2006.
- Filippo Giorgi and Piero Lionello. Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 63(2) :90–104, 2008.
- GLOBALVIEW-CO₂. Cooperative atmospheric data integration project — carbon dioxide. NOAA ESRL, Boulder, Colorado [Available at <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/globalview/>], 2010.
- F Gómez, N González, F Echevarria, and CM Garcia. Distribution and fluxes of dissolved nutrients in the strait of gibraltar and its relationships to microphytoplankton biomass. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 51(4) :439–449, 2000.
- Fernando Gómez. The role of the exchanges through the strait of gibraltar on the budget of elements in the western mediterranean sea : consequences of human-induced modifications. *Marine pollution bulletin*, 46(6) :685–694, 2003.
- Watson W Gregg and Nancy W Casey. Global and regional evaluation of the seawifs chlorophyll data set. *Remote Sensing of Environment*, 93(4) :463–479, 2004.
- N. Gruber, J. L. Sarmiento, and T. F. Stocker. An improved method to detect anthropogenic CO₂ in the oceans. *Global Biogeochemical Cycles*, 10 :809–837, 1996.
- S Guerzoni, G Quarantotto, E Molinaroli, and G Rampazzo. More data on source signature and seasonal fluxes to the central mediterranean sea of aerosol dust originated in desert areas. *Water Pollut. Res. Rep*, 32 :267–274, 1995.
- Stefano Guerzoni, Roy Chester, François Dulac, Barak Herut, Marie-Dominique Loÿe-Pilot, Chris Measures, Christophe Migon, Emanuela Molinaroli, Cyril Moulin, Paolo Rossini, et al. The role of atmospheric deposition in the biogeochemistry of the mediterranean sea. *Progress in Oceanography*, 44(1) :147–190, 1999.
- C Guieu, M-D Loÿe-Pilot, L Benyahya, and A Dufour. Spatial variability of atmospheric fluxes of metals (al, fe, cd, zn and pb) and phosphorus over the whole mediterranean from a one-year monitoring experiment : Biogeochemical implications. *Marine Chemistry*, 120(1) :164–178, 2010.
- C. Guieu, F. Dulac, C. Ridame, and P. Pondaven. Introduction to the project dune, a dust experiment in a low nutrient, low chlorophyll ecosystem. *Biogeosciences Discussions*, 10(7) :12491–12527, 2013. doi : 10.5194/bgd-10-12491-2013. URL <http://www.biogeosciences-discuss.net/10/12491/2013/>.
- C. Guieu, O. Aumont, A. Paytan, L. Bopp, C. S. Law, N. Mahowald, E. P. Achterberg, E. Marañón, B. Salihoglu, A. Crise, T. Wagener, B. Herut, K. Desboeufs, M. Kanakidou, N. Olgun, F. Peters, E. Pulido-Villena, A. Tovar-Sanchez, and C. Völker. The significance of the episodic nature of atmospheric deposition to low nutrient low chlorophyll regions. *Global Biogeochemical Cycles*, 28(11) :1179–1198, 2014a. ISSN 1944-9224. doi : 10.1002/2014GB004852. URL <http://dx.doi.org/10.1002/2014GB004852>.

- C. Guieu, C. Ridame, E. Pulido-Villena, M. Bressac, K. Desboeufs, and F. Dulac. Dust deposition in an oligotrophic marine environment : impact on the carbon budget. *Biogeosciences Discussions*, 11 (1) :1707–1738, 2014b. doi : 10.5194/bgd-11-1707-2014. URL <http://www.biogeosciences-discuss.net/11/1707/2014/>.
- Cécile Guieu, Sophie Bonnet, Thibaut Wagener, and Marie-Dominique Loÿe-Pilot. Biomass burning as a source of dissolved iron to the open ocean? *Geophysical Research Letters*, 32(19), 2005.
- Hannah Halm, Phyllis Lam, Timothy G Ferdelman, Gaute Lavik, Thorsten Dittmar, Julie LaRoche, Steven D’Hondt, and Marcel MM Kuypers. Heterotrophic organisms dominate nitrogen fixation in the south pacific gyre. *The ISME Journal*, 6(6) :1238–1249, 2012.
- M Robert Hamersley, KA Turk, A Leinweber, N Gruber, JP Zehr, T Gunderson, and DG Capone. Nitrogen fixation within the water column associated with two hypoxic basins in the southern california bight. *Aquatic Microbial Ecology*, 63(2) :193, 2011.
- Christian Hennig. Cluster-wise assessment of cluster stability. *Computational Statistics & Data Analysis*, 52(1) :258–271, 2007.
- M. Herrmann and S. Somot. Relevance of ERA40 dynamical downscaling for modeling deep convection in the Mediterranean Sea. *Geophysical Research Letters*, 35 (4) :doi :10.1029/2007GL032442, 2008.
- M. Herrmann, F. Sevault, J. Beuvier, and S. Somot. What induced the exceptional 2005 convection event in the Northwestern Mediterranean basin? Answers from a modeling study. *J. Geophys. Res.*, 115 (C12) :C12051, doi :10.1029/2010JC006162, 2010.
- Marine Herrmann. *Formation et devenir des masses d’eau en Méditerranée nord-occidentale-Influence sur l’écosystème planctonique pélagique-Variabilité interannuelle et changement climatique*. PhD thesis, Université Paul Sabatier-Toulouse III, 2007.
- Marine Herrmann, Samuel Somot, Florence Sevault, Claude Estournel, and Michel Déqué. Modeling the deep convection in the northwestern mediterranean sea using an eddy-permitting and an eddy-resolving model : Case study of winter 1986–1987. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 113 (C4), 2008.
- Barak Herut, Malcolm Nimmo, Angela Medway, Roy Chester, and Michael D Krom. Dry atmospheric inputs of trace metals at the mediterranean coast of israel (se mediterranean) : sources and fluxes. *Atmospheric Environment*, 35(4) :803–813, 2001.
- Barak Herut, Robert Collier, and Michael D Krom. The role of dust in supplying nitrogen and phosphorus to the southeast mediterranean. *Limnology and oceanography*, 47(3) :870–878, 2002.
- Barak Herut, Tamar Zohary, MD Krom, R Fauzi C Mantoura, Paraskevi Pitta, Stella Psarra, Ferreidoun Rassoulzadegan, Tsuneo Tanaka, and T Frede Thingstad. Response of east mediterranean surface water to saharan dust : On-board microcosm experiment and field observations. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 52(22) :3024–3040, 2005.
- Giorgio Honsell, Paola Nichetto, Laura Sidari, and Aurelia Tubaro. Toxic dinoflagellates in the mediterranean sea. *Plant Biosystem*, 129(1) :391–403, 1995.
- L. Houpert, P. Testor, X. Durrieu de Madron, S. Somot, F. D’Ortenzio, C. Estournel, and Lavigne H. Seasonal cycle of the mixed layer, the seasonal thermocline and the upper-ocean heat rate in the mediterranean sea : an observational approach. *Progress in Oceanography*, under review.
- I. E. Huertas, A. F. Rios, J. Garcia-Lafuente, A. Makaoui, A. Rodriguez-Galvez, A. Sanchez-Roman, A. Orbi, J. Ruiz Segura, and F. F. et al. Pérez. Anthropogenic and natural CO₂ exchange through the Strait of Gibraltar. *Biogeosciences Discussions*, 6 :1021–1067, 2009.
- I Emma Huertas, Aida F Rios, Jesus Garcia-Lafuente, Gabriel Navarro, A Makaoui, A Sánchez-Román, Susana Rodriguez-Galvez, A Orbi, Javier Ruiz, and Fiz F Pérez. Atlantic forcing of the mediterranean oligotrophy. *Global Biogeochemical Cycles*, 26(2), 2012.

BIBLIOGRAPHIE

- Valeria Ibello, Carolina Cantoni, Stefano Cozzi, and Giuseppe Civitarese. First basin-wide experimental results on n_2 fixation in the open mediterranean sea. *Geophysical Research Letters*, 37(3), 2010.
- Simon A Josey. Changes in the heat and freshwater forcing of the eastern mediterranean and their influence on deep water formation. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 108(C7), 2003.
- A Kane, C Moulin, S Thiria, L Bopp, M Berrada, A Tagliabue, M Crépon, Olivier Aumont, and F Badran. Improving the parameters of a global ocean biogeochemical model via variational assimilation of in situ data at five time series stations. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 116(C6), 2011.
- Abdou Kane. *Assimilation de données in situ et satellitaires dans le modèle de Biogéochimie Marine PISCES*. PhD thesis, Unniversité Versailles-St Quentin, 2010.
- David M Karl, Nicholas R Bates, Steven Emerson, Paul J Harrison, Catherine Jeandel, Octavio Llinás, Kon-Kee Liu, Jean-Claude Marty, Anthony F Michaels, Jean C Miquel, et al. Temporal studies of biogeochemical processes determined from ocean time-series observations during the jgofs era. In *Ocean Biogeochemistry*, pages 239–267. Springer, 2003.
- Alan ES Kemp and Tracy A Villareal. High diatom production and export in stratified waters—a potential negative feedback to global warming. *Progress in Oceanography*, 119 :4–23, 2013.
- Robert M Key, Alex Kozyr, Chris L Sabine, Kitack Lee, Rik Wanninkhof, John L Bullister, Richard A Feely, Frank J Millero, Calvin Mordy, and T-H Peng. A global ocean carbon climatology : Results from global data analysis project (glodap). *Global Biogeochemical Cycles*, 18(4), 2004.
- S. Khatiwala, F. Primeau, and T. Hall. Reconstruction of the History of Anthropogenic CO_2 Concentrations in the Ocean. *Nature*, 462 (7271) :346–349, doi :10.1038/nature08526, 2009.
- Birgit Klein, Wolfgang Roether, Giuseppe Civitarese, Miroslav Gacic, Beniamino B Manca, and Maurizio Ribera d’Alcala. Is the adriatic returning to dominate the production of eastern mediterranean deep water ? *Geophysical Research Letters*, 27(20) :3377–3380, 2000.
- J Kleypas. Nutrients, chlorophyll, primary production and related biogeochemical properties in the ocean mixed layer. a compilation of data collected at nine jgofs sites. 2001.
- M Koçak, N Kubilay, S Tuğrul, and N Mihalopoulos. Long-term atmospheric nutrient inputs to the eastern mediterranean : sources, solubility and comparison with riverine inputs. *Biogeosciences Discussions*, 7 (4), 2010.
- Vamara Koné, Olivier Aumont, Marina Lévy, and Laure Resplandy. Physical and biogeochemical controls of the phytoplankton seasonal cycle in the indian ocean : A modeling study. *Indian Ocean Biogeochemical Processes and Ecological Variability*, pages 147–166, 2009.
- Nurit Kress and Barak Herut. Spatial and seasonal evolution of dissolved oxygen and nutrients in the southern levantine basin (eastern mediterranean sea) : chemical characterization of the water masses and inferences on the $n : P$ ratios. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 48(11) : 2347–2372, 2001.
- Nurit Kress, Beniamino B Manca, Birgit Klein, and Davide Deponte. Continuing influence of the changed thermohaline circulation in the eastern mediterranean on the distribution of dissolved oxygen and nutrients : Physical and chemical characterization of the water masses. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 108(C9), 2003.
- MD Krom, N Kress, S Brenner, and LI Gordon. Phosphorus limitation of primary productivity in the eastern mediterranean sea. *Limnology and Oceanography*, 36(3) :424–432, 1991.
- MD Krom, B Herut, and RFC Mantoura. Nutrient budget for the eastern mediterranean : Implications for phosphorus limitation. *Limnology and Oceanography*, 49(5) :1582–1592, 2004.
- MD Krom, TF Thingstad, S Brenner, P Carbo, P Drakopoulos, TW Fileman, GAF Flaten, S Groom, B Herut, V Kitidis, et al. Summary and overview of the cyclops p addition lagrangian experiment in the eastern mediterranean. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 52(22) : 3090–3108, 2005.

- MD Krom, KC Emeis, and P Van Cappellen. Why is the eastern mediterranean phosphorus limited? *Progress in Oceanography*, 85(3) :236–244, 2010.
- Nilgün Kubilay, Slobodan Nickovic, Cyril Moulin, and Francois Dulac. An illustration of the transport and deposition of mineral dust onto the eastern mediterranean. *Atmospheric Environment*, 34(8) : 1293–1303, 2000.
- Z. Lachkar, J. C. Orr, J.-C. Dutay, and P. Delecluse. Effects of mesoscale eddies on global ocean distributions of CFC-11, CO₂, and $\Delta^{14}\text{C}$. *Ocean Science*, 3(4) :461–482, doi :10.5194/os-3-461-2007, 2007.
- H Lacombe. A model of the world ocean, water, salt heat, and wind in the mediterranean. *Oceanus*, 33 : 26–36, 1990.
- H Lacombe and P Tchernia. Caractères hydrologiques et circulation des eaux en méditerranée. *The Mediterranean Sea*, pages 26–36, 1972.
- Jesus Garcia Lafuente, Juan Miguel Vargas, Francisco Plaza, Tarek Sarhan, Julio Candela, and Burkard Bascheck. Tide at the eastern section of the strait of gibraltar. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 105(C6) :14197–14213, 2000.
- Jesus Garcia Lafuente, Javier Delgado, Juan Miguel Vargas, Manuel Vargas, Francisco Plaza, and Tarek Sarhan. Low-frequency variability of the exchanged flows through the strait of gibraltar during canigo. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 49(19) :4051–4067, 2002.
- Alex Lascaratos, Wolfgang Roether, Kostas Nittis, and Birgit Klein. Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern mediterranean sea : a review. *Progress in oceanography*, 44(1) : 5–36, 1999.
- H. Lavigne and J.-P. Gattuso. *SeaCarb : Seawater Carbonate chemistry with R. R package version 2.4*. SeaCarb, <http://CRAN.R-project.org/package=seacarb>, <http://www.obs-vlfr.fr/gattuso/seacarb.php>, 2011.
- Héloïse Lavigne, Fabrizio D’Ortenzio, Christophe Migon, Hervé Claustre, Pierre Testor, Maurizio Ribera d’Alcalà, Rosario Lavezza, Loïc Houpert, and Louis Prieur. Enhancing the comprehension of mixed layer depth control on the mediterranean phytoplankton phenology. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 2013.
- P Lazzari, A Teruzzi, S Salon, S Campagna, C Calonaci, S Colella, M Tonani, and A Crise. Pre-operational short-term forecasts for mediterranean sea biogeochemistry. *Ocean Science*, 6(1), 2010.
- P. Lazzari, C. Solidoro, V. Ibello, S. Salon, A. Teruzzi, K. Béranger, S. Colella, and A. Crise. Seasonal and interannual variability of plankton chlorophyll and primary production in the Mediterranean Sea : a modelling approach. *Biogeosciences Discussions*, 9(1) :217–233, DOI : 10.5194/bg-9-217-2012, 2012.
- P Lazzari, G Mattia, C Solidoro, S Salon, A Crise, M Zavatarelli, P Oddo, and M Vichi. The impacts of climate change and environmental management policies on the trophic regimes in the mediterranean sea : Scenario analyses. *Journal of Marine Systems*, 2013.
- Corinne Le Quéré, Michael R Raupach, Josep G Canadell, Gregg Marland, Laurent Bopp, Philippe Ciais, Thomas J Conway, Scott C Doney, Richard A Feely, Pru Foster, et al. Trends in the sources and sinks of carbon dioxide. *Nature Geoscience*, 2(12) :831–836, 2009.
- Corinne Le Le Quere, Sandy P Harrison, I Colin Prentice, Erik T Buitenhuis, Olivier Aumont, Laurent Bopp, Hervé Claustre, Leticia Cotrim Da Cunha, Richard Geider, Xavier Giraud, et al. Ecosystem dynamics based on plankton functional types for global ocean biogeochemistry models. *Global Change Biology*, 11(11) :2016–2040, 2005.
- Briac Le Vu, Julien Palmiéri, James Orr, and Jean-Claude Dutay. Climate change effects over the Mediterranean biogeochemistry assessed with coupled model NEMO-PISCES. in prep.
- C. Lebeaupin Brossier, K. Béranger, C. Deltel, and P. Drobinski. The Mediterranean response to different space-time resolution atmospheric forcings using perpetual mode sensitivity simulations. *Ocean Modelling*, 36(1-2) :1–25, DOI : 10.1016/j.ocemod.2010.10.008, 2011.

- Cindy Lebeau-pin Brossier, Karine Béranger, and Philippe Drobinski. Sensitivity of the northwestern mediterranean sea coastal and thermohaline circulations simulated by the 1/12°-resolution ocean model nemo-med12 to the spatial and temporal resolution of atmospheric forcing. *Ocean Modelling*, 43 :94–107, 2012.
- K. Lee, C. L. Sabine, T. Tanhua, T.-W. Kim, R. A. Feely, and H.-C. Kim. Roles of Marginal Seas in Absorbing and Storing Fossil Fuel CO₂. *Energy and Environmental Science*, 4(4) :1133–1146. doi :10.1039/C0EE00663G, 2011.
- M Lévy, L Resplandy, P Klein, X Capet, D Iovino, and C Ethé. Grid degradation of submesoscale resolving ocean models : Benefits for offline passive tracer transport. *Ocean Modelling*, 48 :1–9, 2012.
- R. A. Locarnini, A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, and H. E. Garcia. World Ocean Atlas 2005, Volume 1 : Temperature, S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 61, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 182 pp, 2006.
- Alan Longhurst, Shubha Sathyendranath, Trevor Platt, and Carla Caverhill. An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. *Journal of Plankton Research*, 17(6) : 1245–1271, 1995.
- MD Loÿe-Pilot and JM Martin. Saharan dust input to the western mediterranean : an eleven years record in corsica. In *The impact of desert dust across the Mediterranean*, pages 191–199. Springer, 1996.
- MD Loyer-Pilot, JM Martin, and J Morelli. Influence of saharan dust on the rain acidity and atmospheric input to the mediterranean. 1986.
- MD Loÿe-Pilot, JM Martin, and J Morelli. Atmospheric input of inorganic nitrogen to the western mediterranean. *Biogeochemistry*, 9(2) :117–134, 1990.
- W. Ludwig, E. Dumont, M. Meybeck, and S. Heussner. River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea : Major drivers for ecosystem changes during past and future decades? *Progress in Oceanography*, 50 :199–217, 2009.
- W Ludwig, AF Bouwman, E Dumont, and F Lespinas. Water and nutrient fluxes from major mediterranean and black sea rivers : Past and future trends and their implications for the basin-scale budgets. *Global biogeochemical cycles*, 24(4), 2010.
- Wolfgang Ludwig. *Continental erosion and river transport of organic carbon to the world's Oceans*. PhD thesis, Université Louis Pasteur de Strasbourg, France, 1996.
- Wolfgang Ludwig, Philippe Amiotte Suchet, and Jean-Luc Probst. River discharges of carbon to the world's oceans : Determining local inputs of alkalinity and of dissolved and particulate organic carbon. *Sciences de la terre et des planètes (Comptes rendus de l'Académie des sciences)*, 323 :1007–1014, 1996.
- Diego Macías, Adolf Stips, and Elisa Garcia-Gorriz. The relevance of deep chlorophyll maximum in the open mediterranean sea evaluated through 3d hydrodynamic-biogeochemical coupled simulations. *Ecological Modelling*, 281 :26–37, 2014.
- G. Madec and The-NEMO-Team. *NEMO ocean engine, Note du pole de modélisation de l'IPSL n° 27*. Institut Pierre Simon Laplace, ISSN N°1228-1619, 2008.
- G. Madec, P. Delecluse, M. Imbard, and C. Lévy. *OPA8.1 Ocean General Circulation Model reference manual*, , Note du pole de modélisation de l'IPSL n° 11. Institut Pierre Simon Laplace, Paris, 2008.
- Ernst Maier-Reimer. Geochemical cycles in an ocean general circulation model. preindustrial tracer distributions. *Global Biogeochemical Cycles*, 7(3) :645–677, 1993.
- Paola Malanotte-Rizzoli, Beniamino B Manca, Maurizio Ribera d'Alcala, Alexander Theocharis, Stephen Brenner, Giorgio Budillon, and Emin Ozsoy. The eastern mediterranean in the 80s and in the 90s : the big transition in the intermediate and deep circulations. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 29 (2) :365–395, 1999.

- B Manca, M Burca, A Giorgetti, C Coatanoan, M-J Garcia, and A Iona. Physical and biochemical averaged vertical profiles in the mediterranean regions : an important tool to trace the climatology of water masses and to validate incoming data from operational oceanography. *Journal of marine systems*, 48(1) :83–116, 2004.
- Beniamino B Manca, Valeria Ibello, Massimo Pacciaroni, Paolo Scarazzato, and Alessandra Giorgetti. Ventilation of deep waters in the adriatic and ionian seas following changes in thermohaline circulation of the eastern mediterranean. *Climate Research*, 31(2/3) :239, 2006.
- Paraskevi Mara, Nikolaos Mihalopoulos, Alexandra Gogou, Kirstin Daehnke, Tim Schlarbaum, Kay-Christian Emeis, and Michael Krom. Isotopic composition of nitrate in wet and dry atmospheric deposition on crete in the eastern mediterranean sea. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(4), 2009.
- V Mariotti, L Bopp, A Tagliabue, M Kageyama, and D Swingedouw. Marine productivity response to heinrich events : a model-data comparison. *Climate of the Past*, 8(5) :1581–1598, 2012.
- Z Markaki, K Oikonomou, M Kocak, G Kouvarakis, A Chaniotaki, N Kubilay, and N Mihalopoulos. Atmospheric deposition of inorganic phosphorus in the levantine basin, eastern mediterranean : Spatial and temporal variability and its role in seawater productivity. *Limnology and Oceanography*, 48(4) : 1557–1568, 2003.
- JC Marty and J Chiavérini. Hydrological changes in the ligurian sea (nw mediterranean, dyfamed site) during 1995–2007 and biogeochemical consequences. *Biogeosciences Discussions*, 7(1) :1377–1406, 2010.
- JC Marty, E Nicolas, JC Miquel, and SW Fowler. Particulate fluxes of organic compounds and their relationship to zooplankton fecal pellets in the northwestern mediterranean sea. *Marine Chemistry*, 46 (4) :387–405, 1994.
- Jean-Claude Marty, Jacques Chiavérini, Marie-Dominique Pizay, and Bernard Avril. Seasonal and interannual dynamics of nutrients and phytoplankton pigments in the western mediterranean sea at the dyfamed time-series station (1991–1999). *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 49(11) :1965–1985, 2002.
- Gelsomina Mattia, Marco Zavatarelli, Marcello Vichi, and Paolo Oddo. The eastern mediterranean sea biogeochemical dynamics in the 1990s : A numerical study. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 118(4) :2231–2248, 2013.
- Romain Mauriac, Thierry Moutin, and Melika Baklouti. Accumulation of doc in low phosphate low chlorophyll (lplc) area : is it related to higher production under high n : P ratio? *Biogeosciences*, 8 (4) :933–950, 2011.
- Travis B Meador, Alexandra Gogou, Georgina Spyres, Gerhard J Herndl, Evangelia Krasakopoulou, Stella Psarra, Taichi Yokokawa, Daniele De Corte, Vassilis Zervakis, and Daniel J Repeta. Biogeochemical relationships between ultrafiltered dissolved organic matter and picoplankton activity in the eastern mediterranean sea. *Deep-Sea Research*, 2(57) :1460–1477, 2010.
- MEDAR/MEDATLAS-Group. *MEDAR/MEDATLAS 2002 Database, Mediterranean and Black Sea database of temperature, salinity and bio-chemical parameters, Climatological Atlas*. Ifremer Edition, 4 CDrom, Brest, France, 2002.
- Mausmi P Mehta and John A Baross. Nitrogen fixation at 92 c by a hydrothermal vent archaeon. *Science*, 314(5806) :1783–1786, 2006.
- Jeffrey Michael Mendez. *Iron and manganese in the ocean ; atmospheric input by dust and coastal ocean time series*. PhD thesis, California Institute of Technology, 2008.
- Christophe Migon and Valérie Sandroni. Phosphorus in rainwater : Partitioning inputs and impact on the surface coastal ocean. *Limnology and Oceanography*, 44(4) :1160–1165, 1999.
- Christophe Migon, Valérie Sandroni, Jean-Claude Marty, Beat Gasser, and Juan-Carlos Miquel. Transfer of atmospheric matter through the euphotic layer in the northwestern mediterranean : seasonal pattern and driving forces. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 49(11) :2125–2141, 2002.

BIBLIOGRAPHIE

- Claude Millot. Circulation in the western mediterranean sea. *Journal of Marine Systems*, 20(1) :423–442, 1999.
- Claude Millot. Levantine intermediate water characteristics : an astounding general misunderstanding! *Scientia Marina*, 2013.
- Claude Millot and Isabelle Taupier-Letage. *Circulation in the Mediterranean sea*, pages 29–66. Springer, 2005a.
- Claude Millot and Isabelle Taupier-Letage. Additional evidence of liw entrainment across the algerian subbasin by mesoscale eddies and not by a permanent westward flow. *Progress in Oceanography*, 66(2) :231–250, 2005b.
- HJ Minas and M Minas. Influence du détroit de gibraltar sur la biogéochimie de la méditerranée et du proche atlantique. In *Annales de l'Institut océanographique*, volume 69, pages 203–214. Institut océanographique, 1993.
- JC Miquel, SW Fowler, J La Rosa, and P Buat-Menard. Dynamics of the downward flux of particles and carbon in the open northwestern mediterranean sea. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 41(2) :243–261, 1994.
- Emanuela Molinaroli, Stefano Guerzoni, and Giancarlo Rampazzo. Contribution of saharan dust to the central mediterranean basin. *Geological Society of America Special Papers*, 284 :303–312, 1993.
- S Moncheva, O Gotsis-Skretas, K Pagou, and A Krastev. Phytoplankton blooms in black sea and mediterranean coastal ecosystems subjected to anthropogenic eutrophication : similarities and differences. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53(3) :281–295, 2001.
- A Morel and B Gentili. The dissolved yellow substance and the shades of blue in the mediterranean sea. *Biogeosciences*, 6 :2625–2636, 2009b.
- André Morel and Bernard Gentili. A simple band ratio technique to quantify the colored dissolved and detrital organic material from ocean color remotely sensed data. *Remote Sensing of Environment*, 113(5) :998–1011, 2009a.
- Andre Morel and Louis Prieur. Analysis of variations in ocean color. *Limnol. Oceanogr.*, 22(4) :709–722, 1977.
- M Morel, F, J Milligan, A, and A Saito M. Marine bioinorganic chemistry : The role of trace metals in the oceanic cycles of major nutrients. In *The oceans and marine geochemistry*, pages 113–144. Elsevier, 2003.
- NH Morley, JD Burton, SPC Tankere, and J-M Martin. Distribution and behaviour of some dissolved trace metals in the western mediterranean sea. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 44(3) :675–691, 1997.
- T Moutin. Cycle biogéochimique du phosphate : rôle dans le contrôle de la production planctonique et conséquences sur l'exportation de carbone de la couche éclairée vers l'océan profond. *Océanis*, 26(4) : 643–660, 2000.
- T Moutin, France Van Wambeke, and L Prieur. Introduction to the biogeochemistry from the oligotrophic to the ultraoligotrophic mediterranean (boum) experiment. *Biogeosciences*, 9(10) :3817–3825, 2012.
- Thierry Moutin, Tron F THINSGTAD, France Van Wambeke, Dominique Marie, Gerd Slawyk, Patrick Raimbault, and Hervé Claustre. Does competition for nanomolar phosphate supply explain the predominance of the cyanobacterium *synechococcus*? *Limnology and Oceanography*, 47(5) :1562–1567, 2002.
- P. Nabat, F. Solmon, M. Mallet, J. F. Kok, and S. Somot. Dust emission size distribution impact on aerosol budget and radiative forcing over the mediterranean region : a regional climate model approach. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(21) :10545–10567, 2012. doi : 10.5194/acp-12-10545-2012. URL <http://www.atmos-chem-phys.net/12/10545/2012/>.

- Thomas Neumann, Wolfgang Fennel, and Christine Kremp. Experimental simulations with an ecosystem model of the baltic sea : a nutrient load reduction experiment. *Global biogeochemical cycles*, 16(3) : 7–1, 2002.
- Kostas Nittis, Alex Lascaratos, and Alex Theocharis. Dense water formation in the aegean sea : Numerical simulations during the eastern mediterranean transient. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 108(C9), 2003.
- J. C. Orr. *Recent and future changes in ocean carbonate chemistry*, chapter 3. Oxford University press, 2011.
- J. C. Orr, V. J. Fabry, O. Aumont, L. Bopp, S. C. Doney, R. A. Feely, and A. et al. Gnanadesikan. Anthropogenic Ocean Acidification over the Twenty-first Century and Its Impact on Calcifying Organisms. *Nature*, 437(7059) :681–686, doi :10.1038/nature04095, 2005.
- James C. Orr, Ernst Maier-Reimer, Uwe Mikolajewicz, Patrick Monfray, Jorge L. Sarmiento, J. R. Toggweiler, Nicholas K. Taylor, Jonathan Palmer, Nicolas Gruber, Christopher L. Sabine, Corinne Le Quéré, Robert M. Key, and Jacqueline Boutin. Estimates of anthropogenic carbon uptake from four three-dimensional global ocean models. *Global Biogeochemical Cycles*, 15(1) :43–60, 2001. ISSN 1944-9224. doi : 10.1029/2000GB001273.
- Hans W Paerl. Coastal eutrophication and harmful algal blooms : Importance of atmospheric deposition and groundwater as " new " nitrogen and other nutrient sources. *Limnology and oceanography*, 42(5) : 1154–1165, 1997.
- J. Palmiéri, J. C. Orr, J.-C. Dutay, K. Béranger, A. Schneider, J. Beuvier, and S. Somot. Simulated anthropogenic co₂ uptake and acidification of the mediterranean sea. *Biogeosciences Discussions*, 11 (5) :6461–6517, 2014. doi : 10.5194/bgd-11-6461-2014. URL <http://www.biogeosciences-discuss.net/11/6461/2014/>.
- Gang Pan, Michael D Krom, and Barak Herut. Adsorption-desorption of phosphate on airborne dust and riverborne particulates in east mediterranean seawater. *Environmental science & technology*, 36(16) : 3519–3524, 2002.
- Silvio Pantoja, Daniel J Repeta, Julian P Sachs, and Daniel M Sigman. Stable isotope constraints on the nitrogen cycle of the mediterranean sea water column. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 49(9) :1609–1621, 2002.
- Orens Pasqueron de Fommervault. in preparation.
- N Pinardi and G Coppini. Preface" operational oceanography in the mediterranean sea : the second stage of development". *Ocean Science*, 6(1) :263–267, 2010.
- N Pinardi, I Allen, E Demirov, P De Mey, G Korres, A Lascaratos, P-Y Le Traon, Catherine Maillard, G Manzella, C Tziavos, et al. The mediterranean ocean forecasting system : first phase of implementation (1998-2001). In *Annales Geophysicae*, volume 21, pages 3–20, 2003.
- C Pinazo, P Marsaleix, B Millet, C Estournel, and R Véhil. Spatial and temporal variability of phytoplankton biomass in upwelling areas of the northwestern mediterranean : a coupled physical and biogeochemical modelling approach. *Journal of Marine Systems*, 7(2) :161–191, 1996.
- L Polimene, JI Allen, and M Zavatarelli. Model of interactions between dissolved organic carbon and bacteria in marine systems. *Aquatic microbial ecology*, 43(2) :127–138, 2006.
- Pere Puig, Xavier Durrieu de Madron, Jordi Salat, Katrin Schroeder, Jacobo Martín, Aristomenis P Karageorgis, Albert Palanques, François Roullier, José Luis Lopez-Jurado, Mikhail Emelianov, et al. Thick bottom nepheloid layers in the western mediterranean generated by deep dense shelf water cascading. *Progress in Oceanography*, 111 :1–23, 2013.
- I Puillat, I Taupier-Letage, and C Millot. Algerian eddies lifetime can near 3 years. *Journal of Marine Systems*, 31(4) :245–259, 2002.

BIBLIOGRAPHIE

- M Pujo-Pay, Pascal Conan, L Oriol, V Cornet-Barthaux, C Falco, J-F Ghiglione, C Goyet, T Moutin, and L Prieur. Integrated survey of elemental stoichiometry (c, n, p) from the western to eastern mediterranean sea. *Biogeosciences*, 8(4) :883–899, 2011.
- Elvira Pulido-Villena, Victoire Rérolle, and Cécile Guieu. Transient fertilizing effect of dust in p-deficient Inlc surface ocean. *Geophysical Research Letters*, 37(1), 2010.
- Christophe R Quétel, Emmanouela Remoudaki, Joanne E Davies, Juan-Carlos Miquel, Scott W Fowler, Claude E Lambert, Gilles Bergametti, and Patrick Buat-Ménard. Impact of atmospheric deposition on particulate iron flux and distribution in northwestern mediterranean waters. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 40(5) :989–1002, 1993.
- Raluca Radu, Michel Déqué, and Samuel Somot. Spectral nudging in a spectral regional climate model. *Tellus A*, 60(5) :898–910, 2008. ISSN 1600-0870. doi : 10.1111/j.1600-0870.2008.00341.x. URL <http://dx.doi.org/10.1111/j.1600-0870.2008.00341.x>.
- Eyal Rahav, Barak Herut, Noga Stambler, Edo Bar-Zeev, Margaret R Mulholland, and Ilana Berman-Frank. Uncoupling between dinitrogen fixation and primary productivity in the eastern mediterranean sea. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 2013a.
- Eyal Rahav, Edo Bar-Zeev, Sarah Ohayon, Hila Elifantz, Natalia Belkin, Barak Herut, Margaret R Mulholland, and Ilana Berman-Frank. Dinitrogen fixation in aphotic oxygenated marine environments. *Frontiers in microbiology*, 4, 2013b.
- AC Redfield, BH Ketchum, and FA Richards. The influence of organisms on the composition of seawater. In *The Sea, ideas and observations on progress in the study of the seas*, page 29–77. Hill M.N., Inter Science, New York, 1963.
- L Resplandy, Jérôme Vialard, M Lévy, Olivier Aumont, and Yves Dandonneau. Seasonal and intraseasonal biogeochemical variability in the thermocline ridge of the southern tropical indian ocean. *Journal of Geophysical Research*, 114(C7) :C07024, 2009.
- L Resplandy, M Lévy, G Madec, S Pous, Olivier Aumont, and D Kumar. Contribution of mesoscale processes to nutrient budgets in the arabian sea. *Journal of Geophysical Research*, 116(C11) :C11007, 2011.
- C. Ridame, C. Guieu, and S. L’Helguen. Strong stimulation of n₂ fixation in oligotrophic mediterranean sea : results from dust addition in large in situ mesocosms. *Biogeosciences Discussions*, 10(6) :10581–10613, 2013. doi : 10.5194/bgd-10-10581-2013. URL <http://www.biogeosciences-discuss.net/10/10581/2013/>.
- Céline Ridame, Cécile Guieu, et al. Saharan input of phosphate to the oligotrophic water of the open western mediterranean sea. *Limnology and Oceanography*, 47(3) :856–869, 2002.
- Céline Ridame, Thierry Moutin, and Cécile Guieu. Does phosphate adsorption onto saharan dust explain the unusual n/p ratio in the mediterranean sea? *Oceanologica acta*, 26(5) :629–634, 2003.
- Michel Rixen, J-M Beckers, S Levitus, J Antonov, T Boyer, Catherine Maillard, Michele Fichaut, E Balopoulos, S Iona, H Dooley, et al. The western mediterranean deep water : a proxy for climate change. *Geophysical Research Letters*, 32(12), 2005.
- Allan R Robinson, Wayne G Leslie, A Theocharis, and A Lascaratos. *Mediterranean Sea circulation*. Academic Press, 2001.
- W. Roether and R. Schlitzer. Eastern Mediterranean deep water renewal on the basis of chlorofluoromethane and tritium data. *Dynamics of Atmosphere and Oceans*, 15 :333–354, 1991.
- W. Roether, B.B. Manca, B. Klein, D. Bregant, D. Georgopoulos, V. Beitzel, V. Kovacevic, and V. Luchetta. Recent Changes in Eastern Mediterranean Deep Waters. *Science*, 271(5247) :333–335. doi :10.1126/science.271.5247.333, 1996.
- Wolfgang Roether, Birgit Klein, Volker Beitzel, and Beniamino B Manca. Property distributions and transient-tracer ages in levantine intermediate water in the eastern mediterranean. *Journal of Marine Systems*, 18(1) :71–87, 1998.

- Wolfgang Roether, Birgit Klein, Beniamino Bruno Manca, Alexander Theocharis, and Sotiris Kioroglou. Transient eastern mediterranean deep waters in response to the massive dense-water output of the aegean sea in the 1990s. *Progress in Oceanography*, 74(4) :540–571, 2007.
- Vincent S Saba, Marjorie AM Friedrichs, Mary-Elena Carr, David Antoine, Robert A Armstrong, Ichio Asanuma, Olivier Aumont, Nicholas R Bates, Michael J Behrenfeld, Val Bennington, et al. Challenges of modeling depth-integrated marine primary productivity over multiple decades : A case study at bats and hot. *Global Biogeochemical Cycles*, 24(3), 2010.
- Christopher L. Sabine, R. A. Feely, Nicolas Gruber, Robert M. Key, Kitack Lee, John L. Bullister, Rik Wanninkhof, C. S. Wong, Douglas W. R. Wallace, Bronte Tilbrook, Frank J. Millero, Tsung-Hung Peng, Alexander Kozyr, Tsueno Ono, and Aida Rios. The ocean sink for anthropogenic CO₂. *Science*, 305 :367–370, doi :10.1126/science.1097403, 2004.
- J Salat and J Font. Water mass structure near and offshore the catalan coast during the winters of 1982 and 1983. 5(1) :48–54, 1987.
- Sarah Samuel, Keith Haines, Simon Josey, and Paul G Myers. Response of the mediterranean sea thermohaline circulation to observed changes in the winter wind stress field in the period 1980–1993. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 104(C4) :7771–7784, 1999.
- E Sánchez, C Gallardo, MA Gaertner, A Arribas, and M Castro. Future climate extreme events in the mediterranean simulated by a regional climate model : a first approach. *Global and Planetary Change*, 44(1) :163–180, 2004.
- E Sanchez-Gomez, S Somot, SA Josey, C Dubois, N Elguindi, and M Déqué. Evaluation of mediterranean sea water and heat budgets simulated by an ensemble of high resolution regional climate models. *Climate dynamics*, 37(9-10) :2067–2086, 2011.
- C Santinelli, GP Gasparini, L Nannicini, and A Seritti. Vertical distribution of dissolved organic carbon (doc) in the western mediterranean sea in relation to the hydrological characteristics. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 49(12) :2203–2219, 2002.
- C Santinelli, DA Hansell, and M Ribera d’Alcalà. Influence of stratification on marine dissolved organic carbon (doc) dynamics : the mediterranean sea case. *Progress in Oceanography*, 2013.
- Chiara Santinelli, Luciano Nannicini, and Alfredo Seritti. Doc dynamics in the meso and bathypelagic layers of the mediterranean sea. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 57(16) : 1446–1459, 2010.
- J. L. Sarmiento, J. C. Orr, and U. Siegenthaler. A Perturbation Simulation of Uptake in an Ocean General Circulation Model. *Journal of Geophysical Research*, 97(C3) :3621–3645, 1992.
- Jorge L Sarmiento, Timothy Herbert, and JR Toggweiler. Mediterranean nutrient balance and episodes of anoxia. *Global Biogeochemical Cycles*, 2(4) :427–444, 1988.
- Jorge L Sarmiento, Tertia MC Hughes, Ronald J Stouffer, and Syukuro Manabe. Simulated response of the ocean carbon cycle to anthropogenic climate warming. *Nature*, 393(6682) :245–249, 1998.
- Géraldine Sarthou and C Jeandel. Seasonal variations of iron concentrations in the ligurian sea and iron budget in the western mediterranean sea. *Marine Chemistry*, 74(2) :115–129, 2001.
- Dick MA Schaap and Roy K Lowry. Seadatanet–pan-european infrastructure for marine and ocean data management : unified access to distributed data sets. *International Journal of Digital Earth*, 3(S1) : 50–69, 2010.
- R. Schlitzer, W. Roether, H. Oster, H. G. Junghans, M. Hausmann, H. Johannsen, and A. Michelato. Chlorofluoromethane and oxygen in the Eastern Mediterranean. *Deep-Sea Research*, 38 :1531–1551, 1991.
- A. Schneider, D. W. R. Wallace, and A. Körtzinger. Alkalinity of the Mediterranean Sea. *Geophysical Research Letters*, 34(15) :L15608, doi :10.1029/2006GL028842, 2007.

BIBLIOGRAPHIE

- A. Schneider, T. Tanhua, A. Körtzinger, and D. W. R. Wallace. High anthropogenic carbon content in the eastern Mediterranean. *Journal of Geophysical Research*, 115 :doi :201010.1029/2010JC006171, 2010.
- K Schroeder, A Ribotti, M Borghini, R Sorgente, A Perilli, and GP Gasparini. An extensive western mediterranean deep water renewal between 2004 and 2006. *Geophysical Research Letters*, 35(18), 2008.
- Katrin Schroeder, SA Josey, Marine Herrmann, Laure Grignon, GP Gasparini, and HL Bryden. Abrupt warming and salting of the western mediterranean deep water after 2005 : Atmospheric forcings and lateral advection. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 115(C8), 2010.
- Roland Séférian, Daniele Iudicone, Laurent Bopp, Tilla Roy, and Gurvan Madec. Water mass analysis of effect of climate change on air-sea co₂ fluxes : The southern ocean. *Journal of Climate*, 25(11) : 3894–3908, 2012.
- Roland Séférian, Laurent Bopp, Marion Gehlen, James C Orr, Christian Ethé, Patricia Cadule, Olivier Aumont, David Salas y Méliá, Aurore Voldoire, and Gurvan Madec. Skill assessment of three earth system models with common marine biogeochemistry. *Climate Dynamics*, pages 1–25, 2013.
- U. Siegenthaler and F. Joos. Use of a Simple Model for Studying Oceanic Tracer Distributions and the Global Carbon Cycle. *Tellus B*, 44(3) :186–207. doi :10.1034/j.1600-0889.1992.t01-2-00003.x, 1992.
- U Siegenthaler and JL Sarmiento. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, 365(6442) : 119–125, 1993.
- Samuel Somot, Florence Sevault, and Michel Déqué. Transient climate change scenario simulation of the mediterranean sea for the twenty-first century using a high-resolution ocean circulation model. *Climate Dynamics*, 27(7-8) :851–879, doi :10.1007/s00382-006-0167-z, 2006.
- J. Soto-Navarro, S. Somot, F. Sevault, J. Beuvier, K. Béranger, F. Criado-Aldeanueva, and J. García-Lafuente. Evaluation of regional ocean circulation models for the mediterranean sea at the strait of gibraltar : volume transport and thermohaline properties of the outflow. *Clim.Dyn., in revision*, 2014.
- Javier Soto-Navarro, Francisco Criado-Aldeanueva, Jesús García-Lafuente, and Antonio Sánchez-Román. Estimation of the atlantic inflow through the strait of gibraltar from climatological and in situ data. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 115(C10), 2010.
- E. V. Stanev and L. Peneva. Regional sea level response to global climatic change : Black Sea examples. *Global and Planetary Changes*, 32 :33–47, 2002.
- Emil V Stanev, Pierre-Yves Le Traon, and Elissaveta L Peneva. Sea level variations and their dependency on meteorological and hydrological forcing : Analysis of altimeter and surface data for the black sea. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 105(C7) :17203–17216, 2000.
- PJ Statham and V Hart. Dissolved iron in the cretan sea (eastern mediterranean). *Limnology and oceanography*, 50(4) :1142, 2005.
- K Stratford and K Haines. Modelling changes in mediterranean thermohaline circulation 1987–1995. *Journal of Marine Systems*, 33 :51–62, 2002.
- Isabelle Taupier-Letage. *On the use of thermal images for circulation studies : applications to the Eastern Mediterranean basin*, pages 153–164. Springer, 2008.
- Karl E Taylor. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 106(D7) :7183–7192, 2001.
- E TERNON, C Guieu, M-D Löye-Pilot, N Leblond, E Bosc, B Gasser, J-C Miquel, and J Martín. The impact of saharan dust on the particulate export in the water column of the north western mediterranean sea. *Biogeosciences*, 7(3), 2010.

- P Testor, G Meyers, C Pattiaratchi, R Bachmayer, D Hayes, S Pouliquen, L Petit de la Villeon, T Carval, A Ganachaud, L Gourdeau, L Mortier, H Claustre, V Taillandier, P Lherminier, T Terre, M Visbeck, J Karstensen, G Krahnmann, A Alvarez, M Rixen, P Poulain, S Osterhus, J Tintore, S Ruiz, B Garau, D Smeed, G Griffiths, L Merckelbach, T Sherwin, C Schmid, J Barth, O Schofield, S Glenn, J Kohut, M Perry, C Eriksen, U Send, R Davis, D Rudnick, J Sherman, C Jones, D Webb, C Lee, and B Owens. Gliders as a component of future observing systems. In *Proceedings of the "OceanObs' 09 : Sustained Ocean Observations and Information for Society"*. OceanObs' 09. J. Hall, D.E. Harrison, and D. Stammer, 2010.
- . The MerMex group. Marine ecosystems' responses to climatic and anthropogenic forcings in the mediterranean. *Progress in Oceanography*, 91(2) :97 – 166, 2011.
- Alexander Theocharis, Kostas Nittis, Harilaos Kontoyiannis, Emanuel Papageorgiou, and Efstathios Balopoulos. Climatic changes in the aegean sea influence the eastern mediterranean thermohaline circulation (1986–1997). *Geophysical Research Letters*, 26(11) :1617–1620, 1999.
- T Thingstad. Simulating the response to phosphate additions in the oligotrophic eastern mediterranean using an idealized four-member microbial food web model. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 52(22) :3074–3089, 2005.
- T Frede Thingstad, John R Dolan, and Jed A Fuhrman. Loss rate of an oligotrophic bacterial assemblage as measured by 3h-thymidine and 32p04 : Good agreement and near-balance with production. *Aquat. Microb. Ecol.*, 10 :29–36, 1996.
- T Frede Thingstad, Ar Hagström, and Fereidoun Rassoulzadegan. Accumulation of degradable doc in surface waters : is it caused by a malfunctioning microbial loop? *Limnology and Oceanography*, 42(2) : 398–404, 1997.
- T Frede Thingstad, Li Zweifel, and Fereidoun Rassoulzadegan. P limitation of heterotrophic bacteria and phytoplankton in the northwest mediterranean. *Limnology and Oceanography*, 43(1) :88–94, 1998.
- T Frede Thingstad, Harry Havskum, Ulla Li Zweifel, Elisa Berdalet, M Montserrat Sala, Francesc Peters, Miquel Alcaraz, Renate Scharek, Maite Perez, Stéphan Jacquet, et al. Ability of a “minimum” microbial food web model to reproduce response patterns observed in mesocosms manipulated with n and p, glucose, and si. *Journal of Marine Systems*, 64(1) :15–34, 2007.
- TF Thingstad and F Rassoulzadegan. Nutrient limitations, microbial food webs, and biological c-pumps : suggested interactions in a p-limited mediterranean. *Marine ecology progress series. Oldendorf*, 117(1) : 299–306, 1995.
- TF Thingstad, MD Krom, RFC Mantoura, GAF Flaten, S Groom, B Herut, N Kress, CS Law, A Pasternak, P Pitta, et al. Nature of phosphorus limitation in the ultraoligotrophic eastern mediterranean. *Science*, 309(5737) :1068–1071, 2005.
- Tron Frede Thingstad and Luis Antonio Cuevas. Nutrient pathways through the microbial food web : principles and predictability discussed, based on five different experiments. 2010.
- F. Touratier and C. Goyet. Impact of the Eastern Mediterranean Transient on the distribution of anthropogenic CO₂ and first estimate of acidification for the Mediterranean Sea. *Deep Sea Research Part I*, 58(1) :1–15, doi :10.1016/j.dsr.2010.10.002, 2011.
- F. Touratier, L. Azouzi, and C. Goyet. CFC-11, Δ14C and 3H tracers as a means to asses anthropogenic CO₂ concentrations in the ocean. *Tellus B.*, 59 :318–325, 2007.
- F. Touratier, V. Guglielmi, C. Goyet, L. Prieur, M. Pujo-Pay, P. Conan, and C. Falco. Distributions of the carbonate system properties, anthropogenic CO₂, and acidification during the 2008 BOUM cruise (Mediterranean Sea). *Biogeosciences Discussions*, 9 (3) :2709–2753. doi :10.5194/bgd-9-2709-2012, 2012.
- Franck Touratier and Catherine Goyet. Decadal evolution of anthropogenic co₂ in the northwestern mediterranean sea from the mid-1990s to the mid-2000s. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 56(10) :1708–1716, 2009.

BIBLIOGRAPHIE

- Asma Trabelsi and Fereidoun Rassoulzadegan. Effect of bacterial community dynamics on doc seasonal changes in the north-western mediterranean sea. *Journal of plankton research*, 33(8) :1249–1262, 2011.
- M Tsimplis, Vassilis Zervakis, Simon A Josey, E Peneva, Maria Vittoria Struglia, E Stanev, P Lionello, P Malanotte-Rizzoli, V Artale, A Theocharis, et al. Changes in the oceanography of the mediterranean sea and their link to climate variability. 2006.
- MN Tsimplis and HL Bryden. Estimation of the transports through the strait of gibraltar. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 47(12) :2219–2242, 2000.
- S Tugrul, T Besiktepe, and I Salihoglu. Nutrient exchange fluxes between the aegean and black seas through the marmara sea. *Mediterranean Marine Science*, 3(1) :33–42, 2002.
- Suleyman Tugrul and Sükrü Besiktepe. Nutrient exchange fluxes between the black sea and the mediterranean through the turkish strait system (marmara sea, bosphorus and dardanelles). *CIESM*, 2007.
- Carol M Turley. The changing mediterranean sea—a sensitive ecosystem? *Progress in Oceanography*, 44(1) :387–400, 1999.
- CM Turley, M Bianchi, U Christaki, P Conan, JRW Harris, S Psarra, G Ruddy, ED Stutt, A Tselepidis, and F Van Wambeke. Relationship between primary producers and bacteria in an oligotrophic sea—the mediterranean and biogeochemical implications. *Marine Ecology Progress Series*, 193 :11–18, 2000.
- Marie-Hélène Tusseau-Vuillemin, Laurent Mortier, and Christophe Herbaut. Modeling nitrate fluxes in an open coastal environment (gulf of lions) : Transport versus biogeochemical processes. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 103(C4) :7693–7708, 1998.
- Julia Uitz, Hervé Claustre, André Morel, and Stanford B Hooker. Vertical distribution of phytoplankton communities in open ocean : An assessment based on surface chlorophyll. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 111(C8), 2006.
- Julia Uitz, Hervé Claustre, Bernard Gentili, and Dariusz Stramski. Phytoplankton class-specific primary production in the world’s oceans : Seasonal and interannual variability from satellite observations. *Global Biogeochemical Cycles*, 24(3), 2010.
- Julia Uitz, Dariusz Stramski, Bernard Gentili, Fabrizio D’Ortenzio, and Hervé Claustre. Estimates of phytoplankton class-specific and total primary production in the mediterranean sea from satellite ocean color observations. *Global Biogeochemical Cycles*, 26(2), 2012.
- Sakari M Uppala, PW Kållberg, AJ Simmons, U Andrae, V Bechtold, M Fiorino, JK Gibson, J Haseler, A Hernandez, GA Kelly, et al. The era-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612) :2961–3012, 2005.
- M Vargas-Yáñez, F Plaza, J Garcia-Lafuente, T Sarhan, JM Vargas, and P Velez-Belchi. About the seasonal variability of the alboran sea circulation. *J. Mar. Sys.*, 35(3) :229–248, 2002.
- M Vichi, S Masina, and A Navarra. A generalized model of pelagic biogeochemistry for the global ocean ecosystem. part ii : Numerical simulations. *Journal of Marine Systems*, 64(1) :110–134, 2007a.
- Marcello Vichi, Nadia Pinardi, and Simona Masina. A generalized model of pelagic biogeochemistry for the global ocean ecosystem. part i : Theory. *Journal of Marine Systems*, 64(1) :89–109, 2007b.
- Magda Vila, Jordi Camp, Esther Garcés, Mercedes Masó, and Maximino Delgado. High resolution spatio-temporal detection of potentially harmful dinoflagellates in confined waters of the nw mediterranean. *Journal of plankton research*, 23(5) :497–514, 2001.
- Álvaro Viúdez, Joaquín Tintoré, and Robert L Haney. Circulation in the alboran sea as determined by quasi-synoptic hydrographic observations. part i : Three-dimensional structure of the two anticyclonic gyres. *Journal of Physical Oceanography*, 26(5) :684–705, 1996.
- Gianluca Volpe, Viva F Banzon, Robert H Evans, Rosalia Santoleri, Arthur J Mariano, and Roberto Sciarra. Satellite observations of the impact of dust in a low-nutrient, low-chlorophyll region : Fertilization or artifact? *Global Biogeochemical Cycles*, 23(3), 2009.

- C. J. Vörösmarty, B. M. Fekete, and B. A. Tucker. *Global River Discharge Database (RivDIS V1.0)*, International Hydrological Program, Global Hydrological Archive and Analysis Systems. UNESCO, Paris, 1996.
- R. Wanninkhof. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *Journal of Geophysical Research*, 97(C5) :7373–7382, doi :10.1029/92JC00188, 1992.
- Mark J Warner and Ray F Weiss. Solubilities of chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and seawater. *Deep-Sea Res., Part A.*, 32(12) :1485–1497, 1985.
- D. W. Waugh, T. M. Hall, B. I. McNeil, R. Key, and R. J. Matear. Anthropogenic CO₂ in the oceans estimated using transit time distributions. *Tellus B.*, 58 :376–389, 2006.
- R. F. Weiss. Carbon dioxide in water and seawater : the solubility of a non-ideal gas. *Mar. Chem.*, 2 : 203–215, 1974.
- Jingfeng Wu, Shi-Wei Chung, Liang-Saw Wen, Kon-Kee Liu, Yuh-ling Lee Chen, Houng-Yung Chen, and David M Karl. Dissolved inorganic phosphorus, dissolved iron, and trichodesmium in the oligotrophic south china sea. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(1) :8–1, 2003.
- Peili Wu, Keith Haines, and Nadia Pinardi. Toward an understanding of deep-water renewal in the eastern mediterranean. *Journal of Physical Oceanography*, 30(2) :443–458, 2000.
- Tali Yogeve, Eyal Rahav, Edo Bar-Zeev, Dikla Man-Aharonovich, Noga Stambler, Nurit Kress, Oded Béjà, Margaret R Mulholland, Barak Herut, and Ilana Berman-Frank. Is dinitrogen fixation significant in the levantine basin, east mediterranean sea? *Environmental Microbiology*, 13(4) :854–871, 2011.
- A. Yool, A. Oschlies, A. J. G. Nurser, and N. Gruber. A model-based assessment of the troca approach for estimating anthropogenic carbon in the ocean. *Biogeosciences*, 7(2) :723–751, 2010. doi : 10.5194/bg-7-723-2010.
- M Zavatarelli, JW Baretta, JG Baretta-Bekker, and N Pinardi. The dynamics of the adriatic sea ecosystem. : An idealized model study. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 47(5) : 937–970, 2000.
- Jonathan P Zehr, Bethany D Jenkins, Steven M Short, and Grieg F Steward. Nitrogenase gene diversity and microbial community structure : a cross-system comparison. *Environmental Microbiology*, 5(7) : 539–554, 2003.
- Tamar Zohary, Barak Herut, Michael D Krom, R Fauzi C Mantoura, Paraskevi Pitta, Stella Psarra, Ferreidoun Rassoulzadegan, Noga Stambler, Tsuneo Tanaka, T Frede Thingstad, et al. P-limited bacteria but n and p co-limited phytoplankton in the eastern mediterranean—a microcosm experiment. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 52(22) :3011–3023, 2005.