

Table des matières

Introduction générale	1
Contexte scientifique	3
I Contexte général de l'étude	5
I.1 Cycle du carbone	6
I.1.1 Le cycle naturel du carbone	6
I.1.2 La perturbation humaine	7
I.1.3 Le cycle océanique du carbone	8
I.2 Atlantique tropical Est : Présentation	15
I.2.1 Le climat	15
I.2.2 Les principaux courants	17
I.2.3 Les remontées d'eau froide (upwellings)	20
I.2.4 L'état des connaissances sur le CO ₂	24
I.3 Objectifs de l'étude	28
II Données et méthodes	31
II.1 Mesures au mouillage 6°S, 10°W	32
II.1.1 Le réseau de bouées instrumentées PIRATA	32
II.1.2 Le capteur de CO ₂ de surface CARIOCA	33
II.1.3 Calcul des variables complémentaires : alcalinité (TA) et carbone inorganique dissous (DIC)	35
II.1.4 Le flux air-mer de CO ₂	35
II.2 Mesures complémentaires	36
II.2.1 Les campagnes EGEE	36
II.2.2 Mesures Autonomes	38
II.2.3 Données satellites	40
II.3 Outils d'analyses	41

TABLE DES MATIÈRES

II.3.1	Analyse en ondelettes	41
II.3.2	Calcul de la production communautaire nette	43
II.3.3	Diagramme de Taylor	44
II.4	Modélisation	46
II.4.1	Modèle unidimensionnel	46
II.4.2	Les simulations tridimensionnelles du projet DRAKKAR	54
III	Evolution temporelle du CO₂ observé à 6S,10W (article)	59
III.1	Situation hydrographique	60
III.1.1	Variabilité saisonnière	60
III.1.2	Variabilité interannuelle	61
III.1.3	Variabilité haute fréquence	61
III.1.4	Flux air-mer de CO ₂	63
III.2	Article publié dans <i>Tellus B</i>	63
IV	Analyse des processus responsables de la variabilité haute fréquence	79
IV.1	Introduction	80
IV.2	Définition des conditions initiales et du forçage pour le modèle unidimensionnel	82
IV.2.1	Choix de la paramétrisation du forçage atmosphérique	82
IV.2.2	Définition et construction des profils initiaux	83
IV.3	Etude d'une période dominée par la physique	89
IV.3.1	Réglage des paramètres physiques	89
IV.3.2	Résultats de la simulation	89
IV.3.3	Variation des profils verticaux	91
IV.3.4	Rôle du courant	94
IV.4	Etude d'une période dominée par la biologie	95
IV.4.1	Réglage des paramètres biologiques	95
IV.4.2	Résultats de la simulation	98
IV.4.3	Impact de l'apport vertical	102
IV.5	Conclusion	105
V	Variation saisonnière : DRAKKAR	109
V.1	Introduction	110
V.2	Adéquation entre le modèle et les observations	111
V.2.1	Comparaison des séries temporelles PIRATA avec le modèle	111
V.2.2	Les profils ARGO	114
V.2.3	Comparaison avec le Nokwanda	117
V.3	Résultats	118

TABLE DES MATIÈRES

V.3.1	Evolution de la salinité à la bouée.	118
V.3.2	Distribution de la salinité et des courants	120
V.3.3	Transport de l'eau dessalée à la bouée	123
V.4	Origine des eaux dessalées	125
V.4.1	Précipitations	125
V.4.2	Les apports fluviaux	126
V.5	Processus prenant place entre janvier et mai	127
V.6	Conclusion	133
	Conclusions et perspectives	137
	Annexes	145
A	Etude des périodes de variabilité diurne	147
B	Etude de sensibilité des paramètres physiques	153
C	Etude de sensibilité des paramètres biologiques	167
D	Etude des flotteurs dérivants	179
E	Comparaison des mesures PIRATA avec DRAKKAR	187
	Bibliographie	193
	Acronymes	203
	Table des figures	205

Introduction générale

Face à l'augmentation du dioxyde de carbone (CO₂) dans l'atmosphère, les études sur le cycle du carbone océanique, comme le rappel *Gruber et al. [2010]* et *Siegenthaler et Sarmiento [1993]*, ont porté sur :

- Quelle quantité de CO₂ anthropogénique se trouvant dans l'atmosphère est absorbé par l'océan ?
- Où cette absorption - t-elle lieu ?
- Où se retrouve ce CO₂ stocké dans l'océan ?

La réponse à ces questions était fournie par des modèles ou par des méthodes indirectes impliquant d'autres traceurs. De plus, on connaît peu de choses sur la variabilité saisonnière à décennale de la biogéochimie dans l'océan, en partie à cause d'un échantillonnage temporel et spatial irrégulier.

Les campagnes océanographiques ont permis d'avoir une répartition des puits et des sources pour l'océan global [*Takahashi et al., 1995*]. Les réseaux d'observation ont permis d'améliorer notre connaissance avec l'accroissement des mesures.

Les séries temporelles de carbone océanique et des échanges air-mer donnent des informations sur la variation du cycle du carbone à plusieurs échelles de temps, de l'échelle saisonnière à décennale. Le développement des capteurs autonomes a permis d'accéder à une échelle temporelle plus fine telle que l'échelle horaire. Jusqu'à présent, aucune donnée de ce type n'avait été mesurée dans l'Atlantique tropical. Un système CARIOCA permettant des mesures de fugacité du CO₂ (fCO₂) en continu de façon horaire a été placé sur une bouée PIRATA. Nous avons donc abordé cette étude en un point fixe du bassin (6°S, 10°W) avec des mesures de CO₂ et de paramètres physiques comme la température ou la salinité.

Le manuscrit de thèse est structuré comme suit :

1. Le chapitre I décrit le contexte général de ce travail, en particulier le cycle du carbone et la zone d'étude.
2. Le chapitre II détaille les données et les outils qui ont été utilisés pendant cette thèse.

3. Le chapitre III présente les données de CO₂ mesurées à 6°S, 10°W.
4. Le chapitre IV se focalise sur l'échelle diurne. Dans ce chapitre nous étudierons les processus responsables de la variabilité de la fCO₂ et du carbone inorganique dissous (DIC) sur de courtes périodes de l'ordre d'une semaine à l'aide d'un modèle unidimensionnel couplé physique-biologique.
5. Le chapitre V est dédié à l'étude de l'advection sur la variation saisonnière de CO₂. Dans ce chapitre nous utiliserons des sorties dynamiques issues d'un modèle de circulation générale tridimensionnel.

Contexte scientifique

Rapport-Gratuit.com

Chapitre I

Contexte général de l'étude

Sommaire

I.1	Cycle du carbone	6
I.1.1	Le cycle naturel du carbone	6
I.1.2	La perturbation humaine	7
I.1.3	Le cycle océanique du carbone	8
a -	Le système des carbonates	8
b -	Processus affectant la fugacité du dioxyde de carbone (CO ₂) à la surface	10
c -	Les flux air-mer et leur répartition spatiale	12
d -	Les mesures régulières du CO ₂ à la surface de l'océan	14
I.2	Atlantique tropical Est : Présentation	15
I.2.1	Le climat	15
I.2.2	Les principaux courants	17
I.2.3	Les remontées d'eau froide (upwellings)	20
I.2.4	L'état des connaissances sur le CO ₂	24
I.3	Objectifs de l'étude	28

I.1 Cycle du carbone

I.1.1 Le cycle naturel du carbone

Le carbone est stocké dans plusieurs réservoirs : océan, atmosphère, biosphère continentale et réservoirs géologiques. Le temps de résidence du carbone dans chacun de ces réservoirs varie de 4 à 5 ans [Starr, 1993] dans l'atmosphère à des centaines de millions d'années dans la lithosphère.

La plus grosse quantité de carbone se trouve dans la lithosphère, véritable réserve de carbone minéral sous forme de carbonate de calcium (CaCO_3) (50.10^6 Gigatonnes de Carbone (GtC)). Il y a également 27.10^3 GtC dans la matière organique fossile (charbon, pétrole, gaz). La formation de ces roches non minéralisées est due à l'enfouissement rapide de grosses quantités de matière organique. Le réservoir atmosphérique est le plus petit des réservoirs avec 597 GtC pendant la période préindustrielle et l'océan est le second plus grand avec 38.10^3 GtC (FIGURE I.1) [CHANGE-IPCC, 2007]. Le cycle global du carbone peut être divisé en deux parties selon les temps d'échanges :

- Les échanges de carbone sont influencés par les processus naturels géologiques avec un temps d'échange allant de milliers à des centaines de millions d'années. Il s'agit de processus tels que l'enfouissement des matières organiques dans les sédiments et roches sédimentaires et leur transformation en combustibles fossiles. Le carbone contenu dans l'atmosphère sous forme de dioxyde de carbone (CO_2) se dissout lentement dans l'océan. Il réagit avec le calcium pour former du CaCO_3 , qui précipite et se dépose au fond des océans. Les roches sédimentaires ainsi créées sont intégrées dans la lithosphère. La lithosphère va ensuite relâcher du carbone selon deux processus géologiques :
 1. le volcanisme qui libère une quantité importante de carbone sous forme de CO_2 , de manière ponctuelle.
 2. l'érosion/altération qui libère le carbone contenu dans les roches, de manière continue. l'enfouissement de la matière organique, l'absorption océanique et la précipitation des carbonates.
- Le cycle court correspond aux mécanismes s'effectuant sur des périodes inférieures au siècle. Le processus de base du recyclage du carbone à court terme dans l'océan et sur les terres émergées est le couple photosynthèse-respiration qui correspond aux échanges biologiques. La photosynthèse transforme le carbone minéral en carbone organique (C_{or}), la respiration et la dégradation produisent du CO_2 . De plus, des échanges ont lieu entre l'atmosphère et l'océan mais également entre l'atmosphère et la biosphère continentale. Les échanges de CO_2 entre l'océan et l'atmosphère sont estimés à environ 90 GtC.an^{-1} , légèrement inférieurs à ceux observés entre la biosphère continentale et l'atmosphère (environ

I.1 Cycle du carbone

120 GtC.an⁻¹). Les échanges entre les réservoirs ne sont pas négligeables devant la teneur du réservoir atmosphérique et une perturbation de ce dernier peut interférer sur tout le cycle.

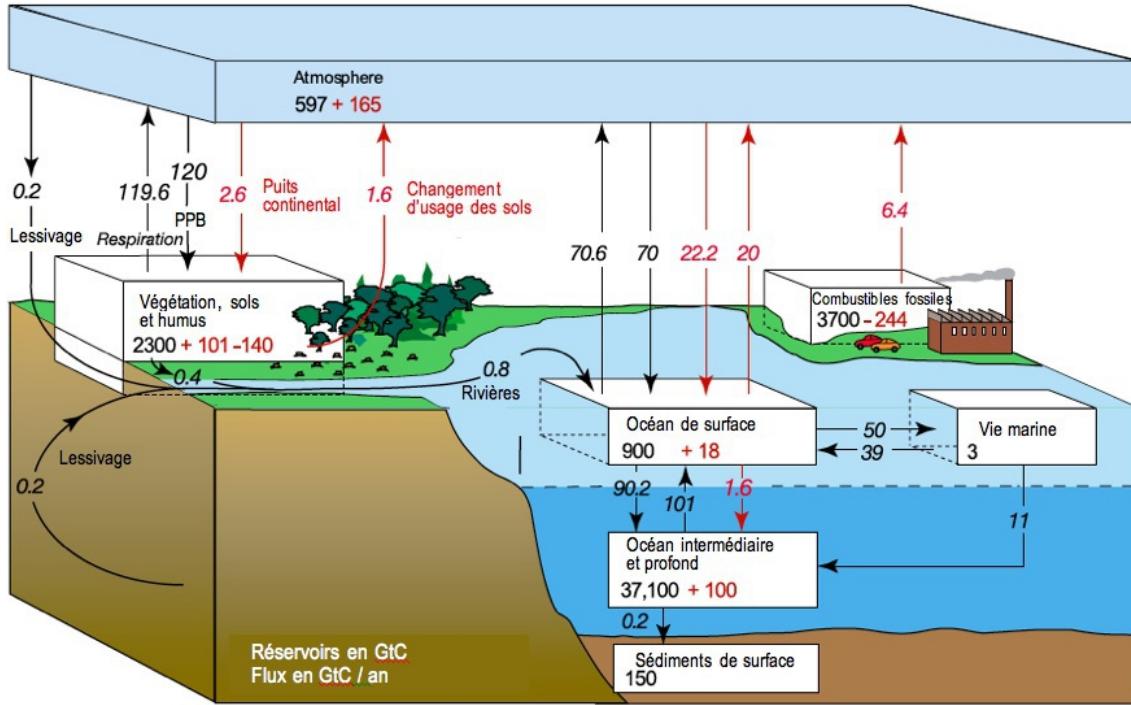


Figure I.1 – Le cycle du carbone depuis les années 1990. Les principaux flux annuels sont exprimés en GtC.an⁻¹. Les flux préindustriels sont en noir et les flux considérés comme liés à l'homme sont en rouge [IPCC, 2007].

I.1.2 La perturbation humaine

Le CO₂ est par ordre d'abondance, après l'azote (N) (78,11 %), l'oxygène (O₂) (20,95 %) et l'argon (0,93 %), le quatrième élément dans l'atmosphère mais présent seulement à hauteur de 0,03 %. Il est, après la vapeur d'eau (H₂O), le gaz à effet de serre le plus abondant. L'augmentation de CO₂ dans l'atmosphère au cours de l'ère industrielle, due aux activités de l'homme, modifie le cycle global du carbone sur la Terre. La concentration de CO₂ atmosphérique est passée d'une valeur de 280 ppm pendant la période préindustrielle à 387 ppm en 2009 et 389 ppm en 2010 en moyenne annuelle ([CHANGE-IPCC, 2007; Friedlingstein et al., 2010], <http://co2now.org/Current-CO2/CO2-Now/>). Ces valeurs excèdent de loin les valeurs estimées dans les carottes de glace pendant les 650 000 ans avant l'ère industrielle qui sont comprises entre 180 et 300 ppm [Siegenthaler et al., 2005]. Les flux entre l'atmosphère et d'une part la biosphère terrestre et d'autre part l'océan ont changé comme le montrent les flèches rouges sur la FIGURE I.1. Ces perturbations sont l'un des moteurs du changement climatique à cause de leurs effets persistants sur l'atmosphère. L'une des conséquences de

l'augmentation du CO₂ atmosphérique, d'après les conclusions du Groupe d'Experts Inter-gouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC), est la hausse des températures moyennes pour 1906-2005 qui atteint 0,74 [0,5-0,94] °C et qui est estimée entre 1,1°C et 6,4 °C d'ici à 2100 selon les scénarios [CHANGE-IPCC, 2007]. La FIGURE I.1 montre que les "émissions anthropogéniques" sont divisées en deux parties :

- le CO₂ issu des combustions des énergies fossiles et de la production de ciment sont les principales sources de CO₂ atmosphérique depuis la période préindustrielle. Les émissions de CO₂ fossile sont passées de $6,4 \pm 0,4 \text{ PtC.an}^{-1}$ dans les années 1990 à $7,7 \pm 0,4 \text{ PtC.an}^{-1}$ entre 2000 et 2008 et $8,4 \pm 0,5 \text{ PtC.an}^{-1}$ en 2009 [Friedlingstein et al., 2010; Le Quéré et al., 2009]. Ces émissions sont plutôt bien connues, avec une incertitude de ±6% [Marland, 2008].
- le CO₂ issu de la déforestation et du développement agricole, dégagé par le changement d'utilisation des sols. En 1990, ces émissions étaient estimées à $1,6 \pm 0,7 \text{ GtC.an}^{-1}$ et entre 2000 et 2008 à $1,4 \pm 0,7 \text{ GtC.an}^{-1}$. Elles sont moins bien estimées que les précédentes avec une incertitude de ±50% [Le Quéré et al., 2009; Le Quéré, 2010].

Le CO₂ dans l'atmosphère augmente à cause de la capacité limitée des réservoirs à absorber le CO₂ rejeté par les activités anthropiques. En moyenne, $43\%.an^{-1}$ des émissions totales de CO₂ entre 1959 et 2008 sont restées dans l'atmosphère, avec une forte variabilité interanuelle. Le taux d'augmentation dans l'atmosphère de CO₂ est passé de $3,1 \pm 0,1 \text{ GtC.an}^{-1}$ entre 1990 et 2000 à $4,1 \pm 0,1 \text{ GtC.an}^{-1}$ entre 2000 et 2008 [Le Quéré et al., 2009].

Des changements à long terme de l'efficacité des puits naturels de CO₂ atmosphérique ont été mesurés sur la période 1959-2006. On observe une tendance à la diminution des puits ($-0,25 \pm 0,21\%.an^{-1}$), c'est à dire que le pourcentage de CO₂ lié aux émissions humaines qui est resté dans l'atmosphère est passé de 40% en 1960 à 45% durant les deux dernières décennies [Canadell et al., 2010; Le Quéré, 2010].

Dans ce contexte, identifier les processus responsables de la variabilité du CO₂ océanique est un préalable indispensable à la prévision de l'évolution du puits océanique de CO₂.

I.1.3 Le cycle océanique du carbone

a - Le système des carbonates

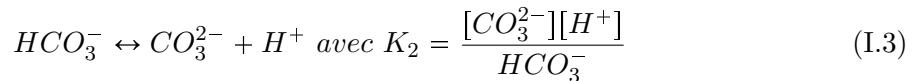
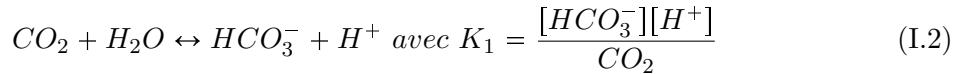
Dans l'océan, le carbone existe sous forme de molécules organiques mais plus abondamment sous forme inorganique (90%). Parmi les formes inorganiques, moins de 0,5% est sous forme de CO₂ aqueux. Les 3 autres formes sont le produit des réactions d'hydratations : les ions bicarbonates, HCO_3^- , à 86,5 %, les ions carbonates, CO_3^{2-} , à 13 % et l'acide carbo-

I.1 Cycle du carbone

nique, H_2CO_3 , à 0,001 %. Ces différentes espèces sont liées par leurs équations d'équilibre. L'équation de dissociation de l'acide carbonique dans l'eau de mer est :



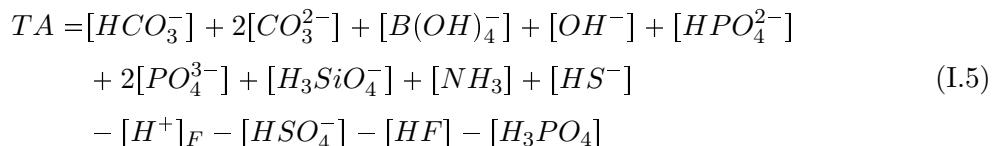
H_2CO_3 et CO_{2aq} sont des espèces électroniquement neutres. De part la faible quantité de H_2CO_3 , ces espèces ne sont pas dissociables, et CO_2 s'écrit $[CO_2]=[H_2CO_3]+[CO_{2aq}]$. Les deux équations d'équilibre chimiques pour HCO_3^- (eq I.2) et CO_3^{2-} (eq I.3) sont :



K_1 et K_2 sont les constantes de dissociation, elles dépendent de la température, de la salinité de l'eau de mer et de la pression. Le carbone inorganique dissous (DIC) se définit comme la somme des formes inorganiques (eq I.4). L'unité utilisée pour cette grandeur est le $\mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}$.

$$DIC = [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}] + [CO_2] \quad (I.4)$$

L'alcalinité totale (TA) (eq I.5) [Dickson et al., 2007] est définie comme le nombre de moles d'ion H^+ équivalent à un excès d'accepteurs de protons (bases formées avec des acides faibles avec une constante de dissociation $K \leq 10^{-4,5}$ à 25°C pour une force ionique nulle) sur les donneurs (acides dont la constante de dissociation $K > 10^{-4,5}$) dans un échantillon d'1 kg d'eau de mer.



La concentration de CO_2 est liée à la pression partielle de CO_2 (pCO_2) par la loi de Henry (eq I.6) :

$$[CO_2] = K_0(T, S)pCO_2 \quad (I.6)$$

K_0 correspond à la solubilité du CO_2 dans l'eau de mer et est dépendante de la température (T) et de la salinité (S), elle s'exprime en $\text{mol}.\text{kg}^{-1}.\text{atm}^{-1}$. Cependant, la pression partielle d'un gaz est utilisée pour les gaz parfaits. Le CO_2 étant un gaz réel, c'est la fugacité du CO_2 (fCO_2) qui sera utilisée. Notons néanmoins que d'après Weiss [1974], dans la plupart des applications qui ne requièrent pas une précision supérieure à 0,7%, la différence entre la

fugacité et la pression partielle peut être négligée. La fCO₂ s'exprime :

$$fCO_2 = pCO_2 \exp p \frac{B+2\delta}{RT} \quad (I.7)$$

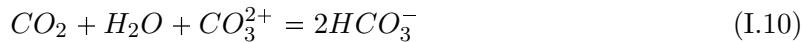
$$B = (-1636,75 + 12,0408T - 3,27957.10^{-2}T^2 + 3,16528.10^{-5})10^{-6} \quad (I.8)$$

$$\delta = (57,7 - 0,118T)10^{-6} \quad (I.9)$$

La pression partielle de CO₂ (pCO₂) et la fCO₂ sont en μatm et la pression totale p en Pa. Le paramètre δ et B, le premier coefficient viriel de CO₂ définie par *Weiss* [1974], sont en $\text{m}^3.\text{mol}^{-1}$. R (8,314 $\text{J.K}^{-1}.\text{mol}^{-1}$) est la constante des gaz parfaits et T la température en °K. Le rapport entre la fCO₂ et la pCO₂ varie entre 0,996 et 0,997 pour des températures comprises entre 0 et 30°C à 1 atm. Par la suite, nous utiliserons la fCO₂.

b - Processus affectant la fugacité du dioxyde de carbone (CO₂) à la surface

Le CO₂ est continûment échangé entre l'atmosphère et l'océan, d'après la FIGURE I.1, le flux net moyen est de 2,8 GtC.an⁻¹, soit environ 30 fois moins que les flux bruts échangés dans chaque sens. Le CO₂ dans l'océan est un acide faible. Le système des carbonates réagit à un ajout de CO₂ atmosphérique, en associant les ions CO_3^{2-} au CO₂ dissous en excès et neutralise son effet sur le pH (eq I.10). C'est l'effet tampon de l'océan. Ceci apparaît en combinant les équations I.2 et I.3 :



Le pouvoir tampon de l'eau de mer est caractérisé par le facteur de Revelle (R) qui estime le changement relatif de DIC par rapport à celui de pCO₂ à Alcalinité (TA) constante [*Revelle et Suess*, 1957] tel que :

$$R = \left[\frac{\frac{dpCO_2}{pCO_2}}{\frac{dDIC}{DIC}} \right]_{TA=cste} \quad (I.11)$$

R est en moyenne de 10 et peut varier entre 7 et 19. Il est de l'ordre de 8 pour des températures autour de 30°C et de l'ordre de 14 pour des températures de 2°C.

Les variations de fCO₂ dans l'eau de surface sont dues à différents processus liés aux échanges de gaz avec l'atmosphère, à l'activité biologique (FIGURE I.2) et à la circulation des masses d'eau :

1. La pompe biologique : l'activité biologique se déroule principalement dans la couche euphotique qui est la profondeur à laquelle le rayonnement photosynthétique actif (PAR)¹

1. PAR est défini comme le nombre total de photons incidents dont les longueurs d'onde sont comprises entre 400 et 700 nm, longueur d'onde principalement utilisée pour la photosynthèse

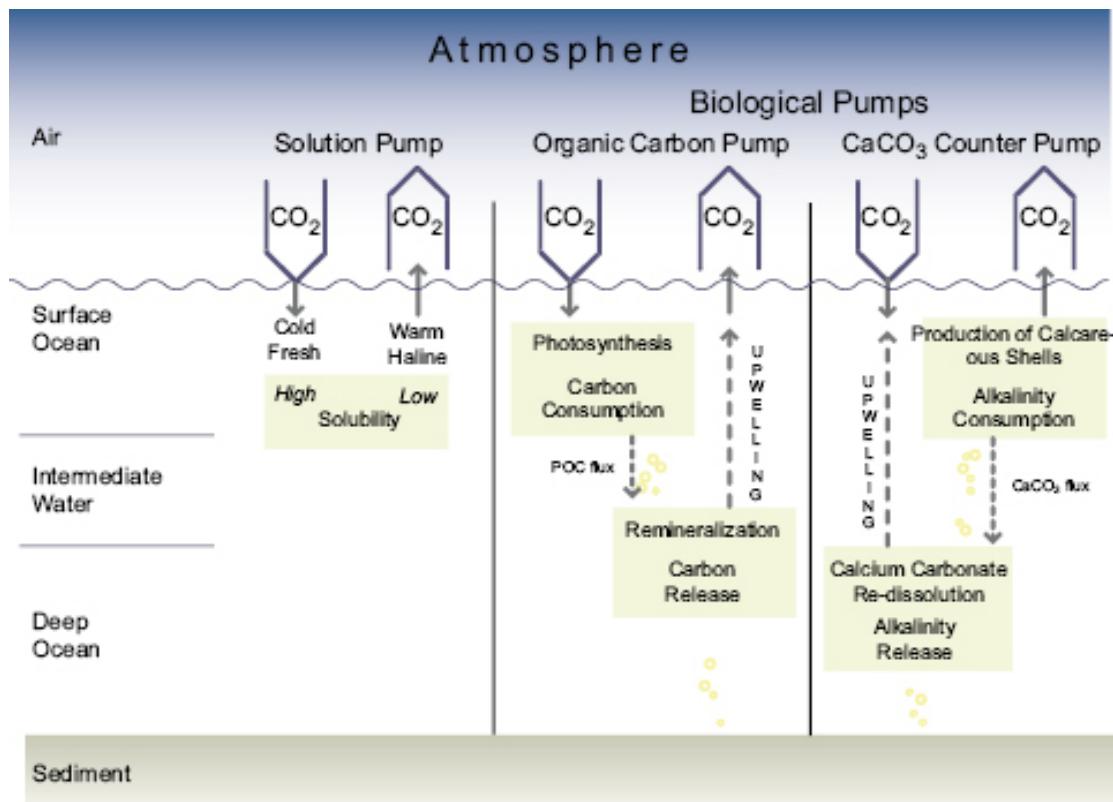


Figure I.2 – Trois principales pompes de carbone gouvernent la régulation du carbone atmosphérique naturel dans l'océan : la pompe de solubilité, la pompe de carbone organique et la contre pompe ([IPCC, 2007] d'après Heinze et al. [1991]).

incident est réduit à 1% de sa valeur de surface. Le phytoplancton va synthétiser le C_{or} indispensable à son développement par la photosynthèse. A l'aide de CO_2 , de lumière et de sels nutritifs (nitrates, phosphates), il va former de la matière organique. Par la suite, il meurt et forme des détritus qui se décomposent dans l'eau sous forme de carbone organique dissous (COD) ou particulaire (COP) lesquels coulent et sont reminéralisés par la respiration. L'activité biologique diminue donc la $f\text{CO}_2$ à la surface de l'océan. On estime que cette pompe transporte 11 GtC.an^{-1} de la couche de surface aux couches profondes (FIGURE I.1).

2. La contre pompe : certains phytoplanctons utilisent le carbone dissous pour se constituer un squelette ou une coquille en CaCO_3 (ex : foraminifère, cocolithophoridé). Ils entraînent une diminution des carbonates dans la couche de surface et donc une diminution de DIC. On a ainsi une augmentation de $f\text{CO}_2$ en surface. La dissolution du CaCO_3 en profondeur peut modifier l'alcalinité. La contre pompe a des effets importants localement à courte échelle de temps mais a un effet négligeable sur les flux globaux actuels de CO_2 .
3. La pompe de solubilité : La dissolution du CO_2 dans l'eau de mer dépend de la température. Les changements de solubilité du CO_2 gazeux peuvent modifier les concentrations de CO_2 dans les océans et l'atmosphère. En hiver, les eaux froides des hautes latitudes, denses et enrichies en CO_2 (comme le DIC) à cause de leur forte solubilité, coulent de la surface vers les profondeurs de l'océan. Ce puits localisé, associé à la circulation thermohaline correspond à la pompe de solubilité. Ces processus physiques, correspondent au flux ($90,2 \text{ GtC.an}^{-1}$) entre l'océan de surface et l'océan intérieur (FIGURE I.1). Ce flux est approximativement équilibré par un transport vertical de carbone (101 GtC.an^{-1}) distribué principalement dans l'eau de surface chaude.

L'activité biologique dépend de la disponibilité en lumière, en nutriments (azote, phosphate, nitrate) et de la stabilité de la colonne d'eau. Le mélange des masses d'eau et la circulation océanique vont affecter la disponibilité de ces facteurs et jouer un rôle.

c - Les flux air-mer et leur répartition spatiale

Il existe un échange continu de CO_2 en phase gazeuse entre l'atmosphère et l'océan. Ces échanges dépendent de la différence de $f\text{CO}_2$ entre l'océan et l'atmosphère notée $\Delta f\text{CO}_2$ et du coefficient d'échange du CO_2 , k (cf Chapitre II, § 2.1.4) . Ils sont liés à l'état de saturation des eaux superficielles par rapport à l'air. Les échanges ont donc lieu dans le sens qui permet de réduire cet écart et sont d'autant plus importants que le vent et $\Delta f\text{CO}_2$ sont élevés.

Les transferts de gaz à l'interface air-mer sont des processus lents affectant la $f\text{CO}_2$ dans les eaux superficielles. C'est pourquoi, la plupart des eaux de surface ne sont pas en équilibre

I.1 Cycle du carbone

gazeux avec l'atmosphère. *Takahashi* et al. [2009] ont publié une carte globale de $|\Delta f\text{CO}_2|$ montrant la répartition des sources et puits de CO_2 pour l'atmosphère, à partir des observations existantes et d'un modèle d'advection/diffusion (FIGURE I.3). Les zones tempérées

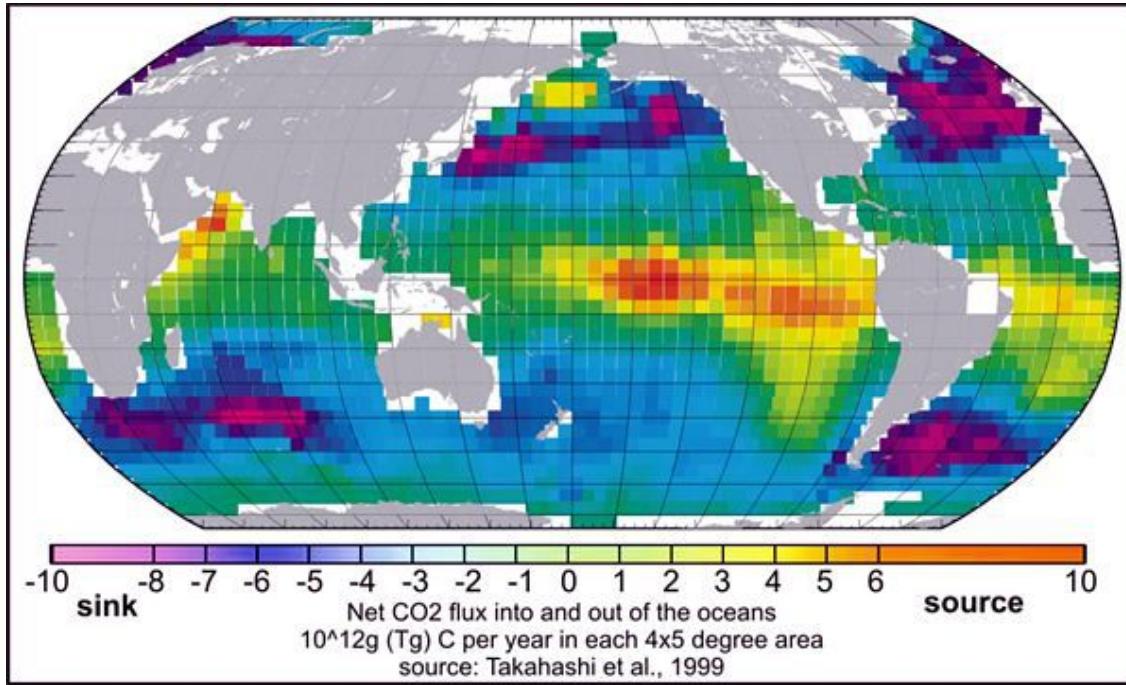


Figure I.3 – Répartition spatiale sur tout le globe des flux air-mer de CO_2 [Takahashi et al., 2009].

(entre 14 et 50°N et °S) dans les deux hémisphères sont les puits de CO_2 les plus importants pour l'atmosphère avec $-0,70 \text{ PgC.an}^{-1}$ dans le Nord et $-1,05 \text{ PgC.an}^{-1}$ dans le Sud. Localement, les puits les plus intenses sont observés dans les zones de formation d'eau profonde, aux hautes latitudes. Ce sont des régions où les eaux superficielles sont froides et chargées en CO_2 (principe de la pompe de solubilité). Elles pénètrent dans l'océan par des mouvements convectifs et transfèrent les eaux de surface en profondeur. La circulation océanique des masses d'eau fait remonter à la surface des eaux riches en CO_2 , dans les régions de basses latitudes, au niveau des zones d'upwelling (remontée d'eau). Les zones équatoriales sont donc des sources de CO_2 pour l'atmosphère et jouent un rôle important dans le cycle global du carbone.

L'océan Pacifique tropical est la plus importante source de CO_2 ($0,48 \text{ PgC.an}^{-1}$ entre 14°N et 14°S) pour l'atmosphère. Plusieurs études ont permis de mieux comprendre la variabilité à plusieurs échelles de temps de cette source de CO_2 dans le Pacifique [Feely et al., 2002, 2006], et également de mettre en évidence les processus physiques et biologiques qui contrôlent l'intensité de cette source [Chavez et al., 2002]. A l'inverse, la source de CO_2 de l'Atlantique tropical, la deuxième par importance après celle du Pacifique tropical, est beaucoup moins

bien documentée. Elle est estimée à $0,1 \text{ PgC.an}^{-1}$ [Takahashi et al., 2009]. Dans cette thèse, je me suis concentrée sur la région au voisinage du point $6^{\circ}\text{S}, 10^{\circ}\text{W}$ où une longue série temporelle de fCO₂ a été acquise (voir section 1.3).

d - Les mesures régulières du CO₂ à la surface de l'océan

Une difficulté majeure pour l'étude du cycle du carbone est de surveiller la variabilité spatiale et temporelle de la fCO₂. C'est dans ce cadre que des systèmes de mesures de la fCO₂, en dehors des campagnes océanographiques se sont développés, en particulier pour être utilisés sur des navires d'opportunité [Lefèvre et al., 2010; Wanninkhof, 1992] ou des flotteurs lagrangiens ou eulériens [Hood et Merlivat, 2001; Lefèvre et al., 1993; Bakker et al., 2001; Boutin et Merlivat, 2009].

Depuis 1988, les séries temporelles (des bouées fixes) comme Hawaii Ocean Time-Series (HOT) dans l'océan Pacifique ou encore Bermuda Atlantic Time-Series (BATS) dans l'Atlantique et plus récemment European Station for Time Series in the Ocean and the Canary Islands (ESTOC) ont permis de mettre en évidence que le taux de la fCO₂ dans l'océan est au premier ordre proche de l'augmentation de la fCO₂ atmosphérique [Bindoff et al., 2007]. Entre 1998 et 2008, l'augmentation de fCO₂ dans l'océan est de $1,4 \pm 10,7 \mu\text{atm.an}^{-1}$ à BATS comparée aux $1,4 \mu\text{atm.an}^{-1}$ dans l'atmosphère et à ESTOC $0,71 \pm 5,1 \mu\text{atm.an}^{-1}$ [Bates, 2001; González-Dávila et al., 2003]. Entre 1988 et 2002, le taux d'augmentation de CO₂ est de $2,5 \pm 0,1 \mu\text{atm.an}^{-1}$ à HOT. Il excède la tendance atmosphérique ($1,5 \pm 0,0 \mu\text{atm.an}^{-1}$) observée à HOT sur la même période [Keeling et al., 2004]. Cette tendance est apparue après 1997 suite à un changement dans le cycle moyen de température. La multiplication de longues séries temporelles en points fixes a permis de dresser une carte de l'augmentation de fCO₂ océanique relativement à l'augmentation du fCO₂ atmosphérique [Le Quéré et al., 2010].

De nombreuses stations de mesures nécessitent des visites mensuelles par bateau [González-Dávila et al., 2003], ce qui contraint à positionner ces bouées près des côtes (où la profondeur est inférieure à 500 m). Ces mesures mensuelles ne permettent pas l'étude de la variabilité haute fréquence telle que le cycle diurne. Or, l'utilisation des capteurs autonomes utilisés dans diverses régions démontre l'importance de la mesure haute fréquence [Bates et al., 2000; Guillou et al., 2004]. Par exemple, le Santa Monica Bay Observatory (SMBO) a permis de mettre en évidence l'importance de l'amplitude des cycles diurnes (150 μatm) dus à des changements de température et à l'activité biologique [Leinweber et al., 2009].

Depuis quelques années, l'enregistrement des données de CO₂ s'est particulièrement développé dans le Pacifique et l'Atlantique Nord, déjà fortement échantillonné lors des campagnes océanographiques et par les navires d'opportunité. Ce type de mesures est beaucoup plus

I.2 Atlantique tropical Est : Présentation

développé dans le Pacifique tropical que dans l'Atlantique tropical (FIGURE I.4). Ce dernier est actuellement échantillonné par 3 stations mesurant le CO₂. La première permet des mesures mensuelles, CARIACO (Carbon Retention in A Colored Ocean) à 10,5°N, 64,67°W. Les deux autres sont des capteurs CARIOCA permettant la mesure horaire à 8°N, 38°W et 6°S, 10°W. C'est ce dernier site qui sera l'objet de cette thèse. Le capteur a été placé en juin 2006 pendant les campagnes EGEE.

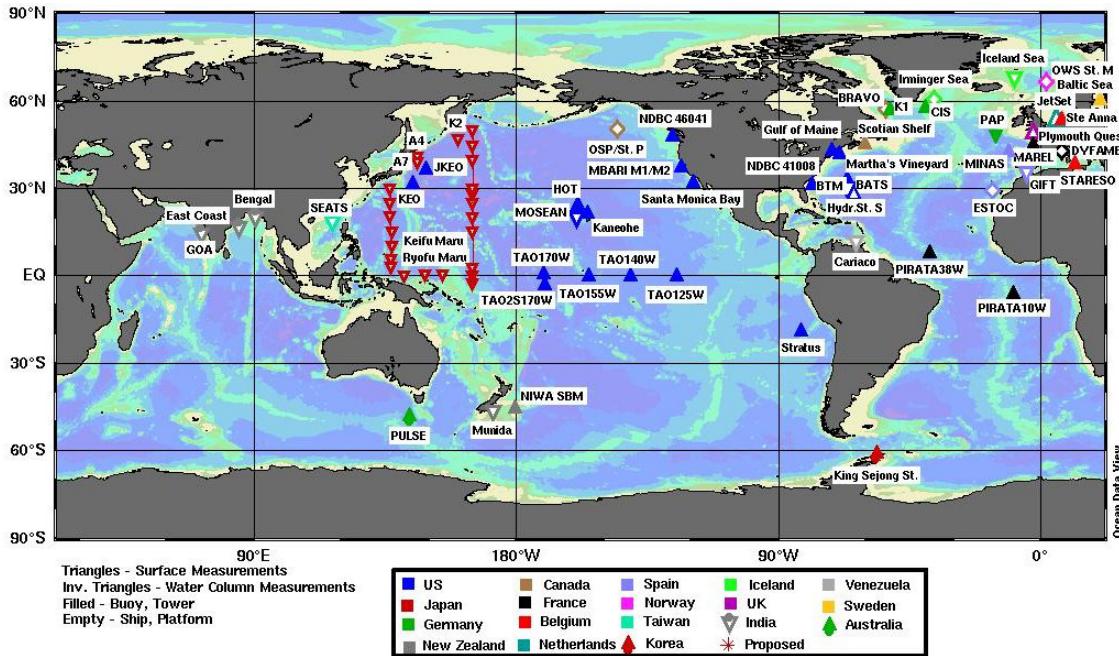
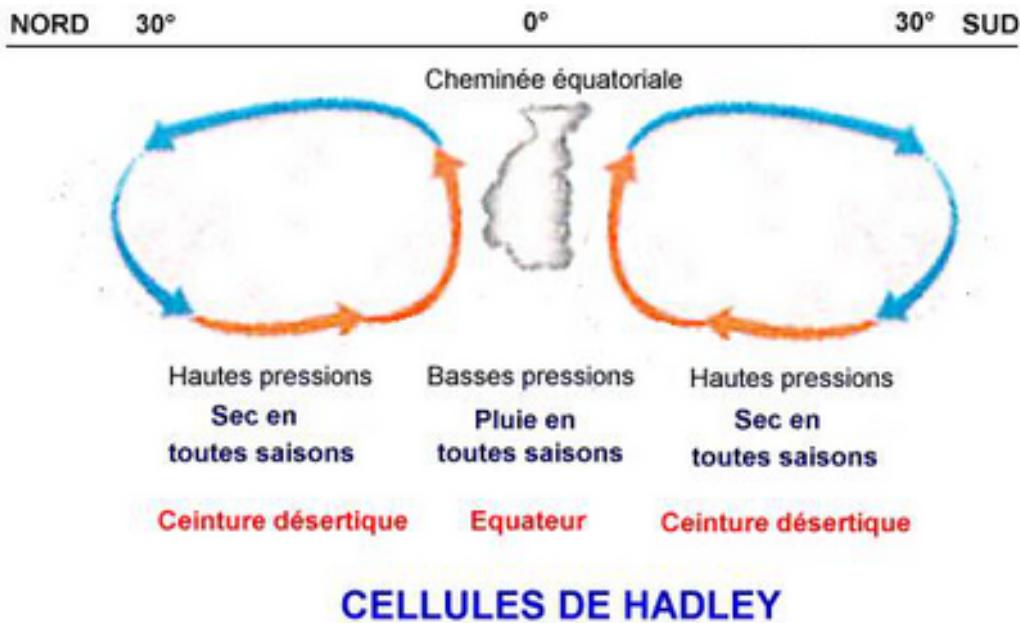


Figure I.4 – Position des stations de mesures du carbone dans l'océan. IOCCP, October 2009, <http://ioc3.unesco.org/ioccp/hydrography/NewglobalMap.html>.

I.2 Atlantique tropical Est : Présentation

I.2.1 Le climat

Sous les tropiques, le rayonnement solaire est maximal et réchauffe les masses d'eau superficielles et l'air en contact avec ces eaux. Ce réchauffement crée une zone de basses pressions qui se développent quand l'air monte. Dans les basses couches, les masses d'air convergent vers ces zones de faibles pressions. Ces masses d'air s'élèvent alors vers le sommet de la troposphère et circulent vers le Nord et vers le Sud de part et d'autre de l'équateur pour redescendre au niveau des anticyclones des Açores dans l'hémisphère Nord et de Saint Hélène dans l'hémisphère Sud. Cette circulation est appelée la circulation de Hadley (FIGURE I.5).



CELLULES DE HADLEY

Figure I.5 – Evolution des cellules d'Hadley de part et d'autre de l'équateur (d'après <http://www.educnet.education.fr>)

Ainsi, la zone intertropicale est soumise à un régime d'Alizés (du latin Alis, qui évoque la permanence et la douceur de ces vents), généré par les anticyclones. Ces vents de Sud-Est dans l'hémisphère Sud et Nord-Est dans l'hémisphère Nord convergent. La zone qui en résulte est appelée la zone de convergence intertropicale (Intertropical convergence zone, ITCZ²) et influence la variabilité saisonnière de l'Atlantique tropical.

Cette zone étroite de basses pressions se situe généralement au nord de l'équateur. Elle est constituée de nombreuses cellules convectives, génératrices de fortes précipitations, et est caractérisée par un régime de vents extrêmement variables. Elle est souvent associée à une température de surface de mer (SST) élevées ($> 27^{\circ}\text{C}$). L'ITCZ s'étend sur les continents limitrophes et est animée d'un mouvement oscillatoire saisonnier, Nord-Sud. En été boréal (juillet-septembre), l'ITCZ se trouve dans sa position la plus au Nord (5°N à l'ouest du bassin et 15°N à l'est), les alizés de Sud-Est sont alors les plus intenses. Ils sont les plus faibles entre mars et avril lorsque l'ITCZ est plus proche de l'équateur (0°N à l'ouest et 5°N à l'est) [Molinari et al., 1986].

L'ITCZ contrôle les précipitations le long des côtes de l'Afrique de l'Ouest et du nord-est de l'Amérique du Sud. La convection tropicale et les périodes de pluies montrent une

2. dans ce manuscrit le choix a été fait d'utiliser la version anglophone des acronymes lorsque qu'elle était d'utilisation plus fréquente que la version française

variabilité à plusieurs échelles de temps de l'échelle annuelle à interannuelle [*Chiang et al., 2002; Gu et Adler, 2006*], influençant le bassin.

I.2.2 Les principaux courants

La couche de surface de l'Atlantique tropical est principalement occupée par des eaux chaudes ($>27^{\circ}\text{C}$) : les Eaux de Surface tropicales (TSW). En dessous se trouvent deux types de masses d'eaux, les eaux centrales Atlantique sud (SACW), originaires des eaux subtropicales Sud-Ouest et les eaux centrales Atlantiques Nord (NACW) qui sont plus salées que les SACW. A 500 m de profondeur sous les SACW se trouvent des eaux plus froides et moins salées : les eaux intermédiaires antarctiques (AAIW).

A l'équateur, la force de Coriolis s'annule. Par conséquent, selon le transport d'Ekman, la circulation équatoriale est essentiellement zonale et dépendante du vent. La force de Coriolis commence à avoir de l'effet à partir de $0,5^{\circ}$ de part et d'autre de l'équateur.

Le sous courant équatorial (EUC)

Le Sous Courant Equatorial (EUC) est un sous courant bien décrit et bien connu dans la partie ouest du bassin. A l'Est, il est peu connu par manque de données. C'est un puissant courant de retour centré sur l'équateur entre 2°N et 2°S , qui traverse l'Atlantique d'Ouest en Est. La profondeur de ce courant varie selon la longitude, entre 60-120 m à 23°W et 25-180 m à 10°W (FIGURE I.6).

Il a été étudié par *Kolodziejczyk et al. [2009]* à 10°W , longitude de la bouée, où il a une vitesse maximale (69 cm.s^{-1}) à $0,2^{\circ}\text{S}$ autour de 64 m de profondeur. Le long de 10°W , deux maxima de salinité sont observés (>36) dont un au sud de 4°S . Il est alimenté par des eaux chaudes et salées provenant des régions subtropicales [*Schott et al., 1998*]. Le transport de l'EUC semble diminuer d'Ouest en Est avec à 35°W un transport de 20,9 Sv et à 26°W d'environ 13,8 Sv. Néanmoins, à 10°W , le transport moyen est estimé à 12,4 Sv avec une forte variabilité comprise entre 7,1 et 31,7 Sv, avec un minimum en Novembre et un maximum en Août [*Kolodziejczyk et al., 2009*]. Il s'infléchit vers le Sud le long des côtes d'Angola et participe à la circulation cyclonique du dôme d'Angola.

Le sous courant équatorial sud (SEUC)

Il existe deux autres sous courants de part et d'autre de l'équateur : le Sous Courant Equatorial Nord (NEUC) et le Sous Courant Equatorial Sud (SEUC). Ils se situent entre 100

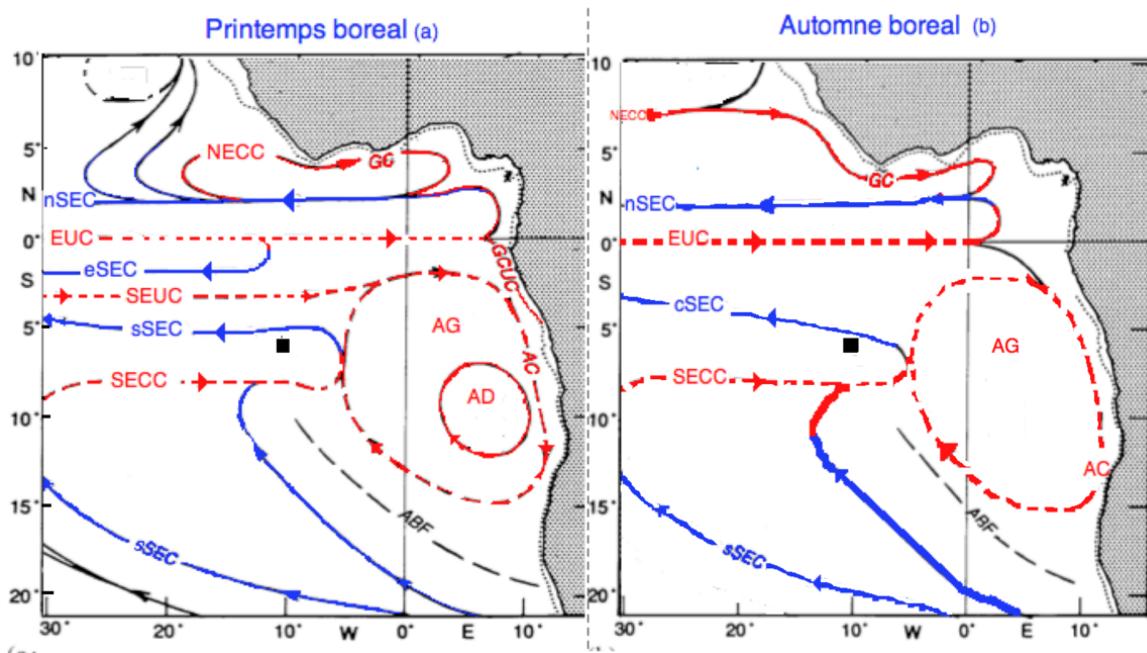


Figure I.6 – Représentation schématique des principaux courants de surface et de subsurface entre 0 et 100 m au printemps et automne boréal avec les acronymes anglais d'après [Stramma et Schott, 1999]. En surface (trait continu) : Contre Courant Equatorial Nord (NECC), Courant Guinéen (GC), Courant Equatorial Sud (SEC) avec les branches nord (nSEC), équatorial (eSEC), central (cSEC) and sud (sSEC) ; en subsurface (trait pointillé) : Sous Courant Equatorial Nord (NEUC), Sous Courant Equatorial (EUC), Sous Courant Equatorial Sud (SEUC), Contre Courant Equatorial sud (SECC), le sous courant du Gabon-Congo (GCUC), Angola gyre(AG), Angola dome (AD) et le courant d'Angola (AC). Le carré noir correspond à la position de la bouée à 6°S, 10°W). Les courants en rouge correspondent aux courants vers l'Est et en bleu vers l'Ouest. ABF désigne le front Angola-Benguela.

et 1000 m de profondeur et sont centrés respectivement entre 2-3°N et 5°S, avec une vitesse d'environ $0,2 \text{ m.s}^{-1}$.

Le SEUC semble faire surface dans l'est du golfe de Guinée pendant l'hiver/printemps boréal [Mercier et al., 2003]. Proche de la côte africaine, le SEUC tourne vers le Sud et participe avec le Contre Courant Equatorial sud (SECC) au courant d'Angola. Le SEUC contient des eaux enrichies en oxygène originaires du Sud qui se nourrissent du Courant Nord Brésilien (NBC). Il est centré autour de 4°S avec une température de 20°C à 20°W à 100 m de profondeur et une salinité inférieure à 36. A 10°W, le SEUC est centré à 5°S sous 100 m de profondeur avec des vitesses zonales supérieures à 10 m.s^{-1} et un transport moyen estimé à 4,3 Sv. Il est également observé à 26 et 35 °W avec des vitesses plus fortes. Les vitesses associées au SEUC ont été observées à 10 °W entre 4 et 7 °S. De 10 °W à 35°W, le cœur du courant se déplace vers le Nord (4°S et 3°S) (FIGURE I.6).

Le courant équatorial sud (SEC)

Les vents de surface entraînent une circulation vers l'ouest du bassin sous la forme d'un large courant : le Courant Equatorial Sud (SEC), qui s'étend entre 3°N et 20 °S [Molinari, 1982].

Il se divise en plusieurs branches avec des vitesses de transport différentes séparées par le SECC et le EUC qui s'écoulent vers l'Est [Stramma et Schott, 1999] (FIGURE I.6) :

- la branche Nord (nSEC), au nord du SEUC, est la branche qui se situe au nord de l'équateur autour de 2°N. Cette branche s'étend vers le nord en hiver-printemps boréal. Sa vitesse n'excède pas $0,3 \text{ m.s}^{-1}$ avec un transport dans la couche de surface de l'ordre de 12 Sv [Peterson et Stramma, 1991].
- la branche Centrale (cSEC), se situe entre le SEUC (3-5°S) et le SECC (6-9°S). C'est un courant dont le transport varie entre 7 et 26 Sv [Molinari, 1982; Stramma et Schott, 1999; Peterson et Stramma, 1991].
- la branche Sud (sSEC), au sud du SECC, est un large courant alimenté par le Courant du Bengale. C'est un courant lent avec une vitesse moyenne de $0,113 \text{ m.s}^{-1}$ entre 11°S et 25°S à l'est de 30°W. Cette branche est située dans une région ayant une forte évaporation : on observe ainsi des salinités moyennes autour de 37.

Une quatrième branche dite équatoriale apparaît pendant le printemps boréal (eSEC). Les branches nord et centre sont marquées par des salinités de surface de 36. La salinité diminue avec la profondeur et est plus faible que celle de la branche sSEC [Wienders et al., 2000]

Le contre courant équatorial sud (SECC)

Le SECC s'écoule vers l'Est, c'est un large courant qui s'étend de la subsurface à 500 m de profondeur [Molinari, 1982]. Il est caractérisé par quelques remontées en surface et par une faible vitesse ($0,1 \text{ m.s}^{-1}$). Il est centré autour de 9°S et sa région de formation est autour de 30°W [Peterson et Stramma, 1991]. En surface, il est beaucoup plus faible et moins régulier que le Contre Courant Equatorial Nord (NECC). Il est situé principalement en subsurface masqué par le SEC avec un maximum de vitesse entre 100 et 200 m. Pendant l'hiver austral, dans les 40 premiers mètres, entre 7°S et 11°S et 23°W et 31°W , il s'écoule vers l'Ouest , [Molinari, 1983]. Le SECC est défini par des eaux chaudes et salées (36,2) en surface apportées par la branche sSEC, la salinité diminue avec la profondeur : à 400 m la salinité est de 34,8. [Molinari, 1982; Wienders et al., 2000]

Le dome d'Angola

Le front Angola-Benguela (ABF) correspond à la séparation des eaux riches en nutriments du courant du Bengale des eaux pauvres de l'Angola. Il se situe vers 15°S jusqu'à 200 m de profondeur. La dynamique de ce front semble contrôlée par le dôme de l'Angola (AD) [Shannon et al., 1987]. Le dôme de l'Angola est une circulation cyclonique autour de 10°S - 5°E . Il se traduit par une remontée des isopycnes et des isothermes en son centre [Fieux et Andrie, 2010]. Son bord Est forme le courant d'Angola (AC).

I.2.3 Les remontées d'eau froide (upwellings)

L'Atlantique tropical Est est le siège de remontées d'eaux de subsurface (upwelling) froides et riches en sels nutritifs et en DIC. Ces remontées d'eau forment une langue d'eau froide en surface qui est le signal dominant de la SST dans l'est du bassin. On distingue trois upwellings : deux upwellings côtiers et un upwelling équatorial (FIGURE I.7).

Au Nord, l'upwelling côtier prend place le long de la frontière nord du golfe de Guinée entre le Cap Palmas (Côte d'Ivoire) et Cotonou (Bénin) (entre 8°W et 2°E). L'upwelling principal se développe entre juin et octobre et un deuxième upwelling plus faible, apparaît à n'importe quel moment entre décembre et mars. La SST dans le golfe est de l'ordre de 27-29 °C mais peut descendre à 22°C pendant les périodes d'upwelling [Hardman-Mountford et McGlade, 2003]. Le vent est parallèle à la côte et une estimation de la divergence d'Ekman [Verstraete, 1970] donne des vitesses verticales de l'ordre de $0,7 \text{ m.j}^{-1}$. Cela est beaucoup plus petit que les vitesses déduites du déplacement vertical observé sur la thermocline et les isothermes mais

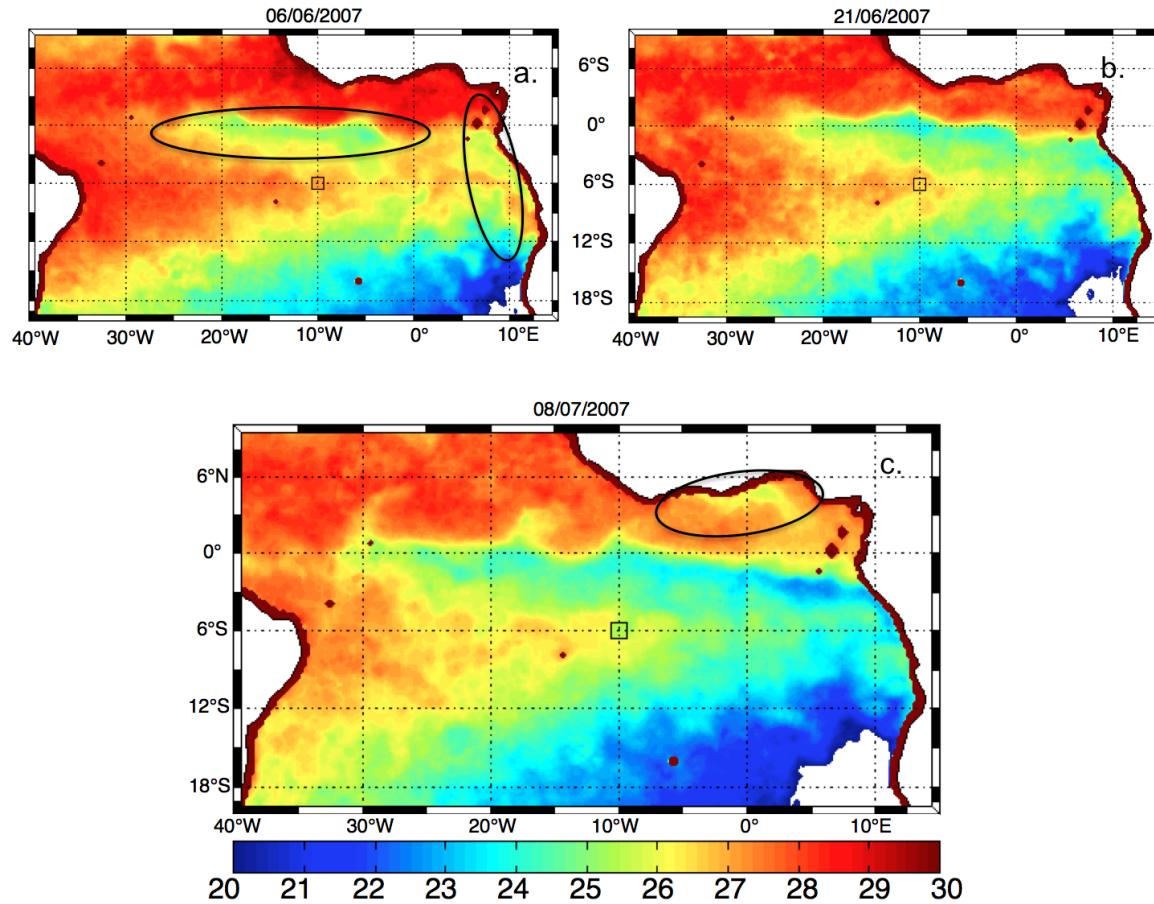


Figure I.7 – Carte de température de surface de la mer pendant la période d'upwelling. a. 6/06/2007 déclenchement de l'upwelling équatorial et de l'upwelling sur la côte est (indiqués par les cercles noirs). b. 21/06/2007 extension et rapprochement des eaux des deux upwellings. c. 08/07/2007 Extension de la langue d'eau froide vers le sud et "apparition" de l'upwelling côtier au nord (cercle noir) (Données SST satellite -TMI AMSR). Le carré correspond à la position de la bouée à 6°S, 10 °W et la couleur correspond à la température mesurée sur la bouée.

des ordres de grandeurs similaires ont été estimés par *Picaut* [1983]. La divergence d'Ekman aux côtes ne semble pas pouvoir expliquer cet upwelling [*Clarke*, 1979].

Le long de la côte ouest de l'Afrique (1°S - 20°S), le long des côtes du Gabon et de l'Angola, l'upwelling saisonnier prend place entre juillet et septembre [*Hardman-Mountford* et al., 2003]. Des baisses de la SST de l'ordre de 5°C ont été observées sur des épaisseurs de 0 à 500 m [*Verstraete*, 1992]. Les vents soufflent principalement parallèlement à la côte. D'après *Berrit* [1976], au sud de 15°S , il y a un bon accord entre le vent local et la diminution de SST. L'accord a été confirmé par *Wooster* et al. [1976] pour les latitudes 13°S - 20°S . L'advection le long de la côte des eaux du courant du Bengale, n'explique pas les températures froides observées au nord de 13°S , car une grande partie de ce courant tourne vers l'ouest près de 18°S [*Longhurst*, 1962].

L'upwelling équatorial se situe entre 2°N et 4°S , centré plus au sud de l'équateur autour de 1°S et prend place à l'est de 20°W où les vents viennent du Sud. L'upwelling a lieu entre juin et septembre (saison froide). Le mécanisme principal est la divergence équatoriale d'Ekman, induite par les alizés le long de l'équateur. Durant l'été boréal, l'augmentation des alizés peut expliquer la langue d'eau froide observée entre juillet et début octobre ainsi que le renforcement du courant de Guinée vers l'Est. Cette hypothèse a été remise en cause du fait de la relative faiblesse des tensions de vents comparées à l'intensité du refroidissement [*Philander*, 1981; *Voituriez*, 1981; *Verstraete*, 1992].

D'autres explications ont alors été proposées :

1. L'advection par le SEC d'eaux froides issues des upwellings le long de la côte sud-ouest de l'Afrique. Cette advection peut être induite au sud de l'équateur par le renforcement de la composante méridienne du vent dans l'Atlantique Est [*Philander*, 1981; *Hastenrath et Lamb*, 1978; *Voituriez*, 1981].
2. Les mélanges verticaux turbulents induits par le cisaillement entre le SEC dirigés vers l'ouest en surface et le SEUC dirigé vers l'est [*Voituriez* et al., 1982; *Hisard*, 1973; *Voituriez et Herblard*, 1977].
3. La réponse de l'ensemble de l'Atlantique équatorial au renforcement des vents dans l'Atlantique ouest qui provoque une remontée de la thermocline dans l'est. La force de Coriolis étant nulle à l'équateur, celui-ci sert en quelque sorte de guide d'onde. Ainsi, une onde équatoriale de Kelvin se crée sur la côte brésilienne et traverse en un peu plus d'un mois le bassin pour arriver à la côte africaine [*Moore* et al., 1978]. Cette onde a pour effet une remontée de la thermocline dans l'est du bassin. L'onde se sépare pour se propager au nord et au sud de la côte africaine. Une partie de l'énergie se transforme en onde de Rossby équatoriale. Cependant des études considèrent que le forçage atmosphérique par les vents à l'ouest du bassin joue aussi un rôle important

dans la formation de la langue d'eau froide comme phase de préconditionnement pour initialiser l'affaiblissement de la profondeur de couche de mélange et ainsi le refroidissement de surface [Caniaux et al., 2011].

Les mécanismes des upwellings côtiers et de l'upwelling équatorial ne sont pas clairement définis et sont probablement causés par une combinaison de différents mécanismes.

Pendant la saison d'upwelling, une diminution moyenne de 5 à 7°C est observée [Hastenrath et Lamb, 1978] dans la langue d'eau froide. Les eaux s'étendent depuis les côtes africaines jusqu'à 20 °W. Une variabilité interannuelle de la date de formation, de l'étendue spatiale et de la durée est observée sur la langue d'eau froide. Dans les trois dernières décennies les SST les plus froides ont été observées en 1982 et 2005 [Caniaux et al., 2011].

D'après Caniaux et al. [2011] la propagation de la langue d'eau froide se déroule en deux phases :

- Entre mars et mi-juin : c'est la phase de formation de la langue d'eau froide. Dans l'hémisphère Sud, les alizés venant du Sud Est s'intensifient, en phase avec l'évolution de l'anticyclone de Saint-Hélène. Cette intensification progresse dans l'est du bassin Atlantique du sud vers le nord entre avril et mai.
- Entre mi-juin et août : La vitesse des vents au nord de l'équateur augmente. Cette augmentation est due à l'intensification des alizés qui se propagent vers le nord et au gradient de surface du flux de chaleur produit par la différence de température des eaux de la langue d'eau froide et des eaux plus chaudes du Golfe de Guinée.

Pendant la période de l'upwelling, deux maxima de chlorophylle sont observés l'un proche des côtes le long de 5 °S ($0,5 \text{ mg.m}^{-3}$) et l'autre à l'équateur entre 20°W et 0° ($> 0,35 \text{ mg.m}^{-3}$) [Grodsy et al., 2008]. Dans cette zone, la chlorophylle mesurée d'après les mesures satellites est comprise en moyenne entre $0,16 \text{ mg.m}^{-3}$ de février à avril et $0,52 \text{ mg.m}^{-3}$ en août, entre 1998 et 2001 [Pérez et al., 2005].

Cependant sur les cartes satellitaires de chlorophylle, on observe une augmentation de la chlorophylle jusqu'à $0,8 \text{ mg.m}^{-3}$ (FIGURE I.8) dans la langue d'eau froide. En août, elle peut atteindre 6°S, alors que la plupart du temps les valeurs de chlorophylle satellitaires à la bouée restent inférieures à $0,3 \text{ mg.m}^{-3}$. Néanmoins, la forte couverture nuageuse empêche une analyse précise en temps des événements sur cette région.

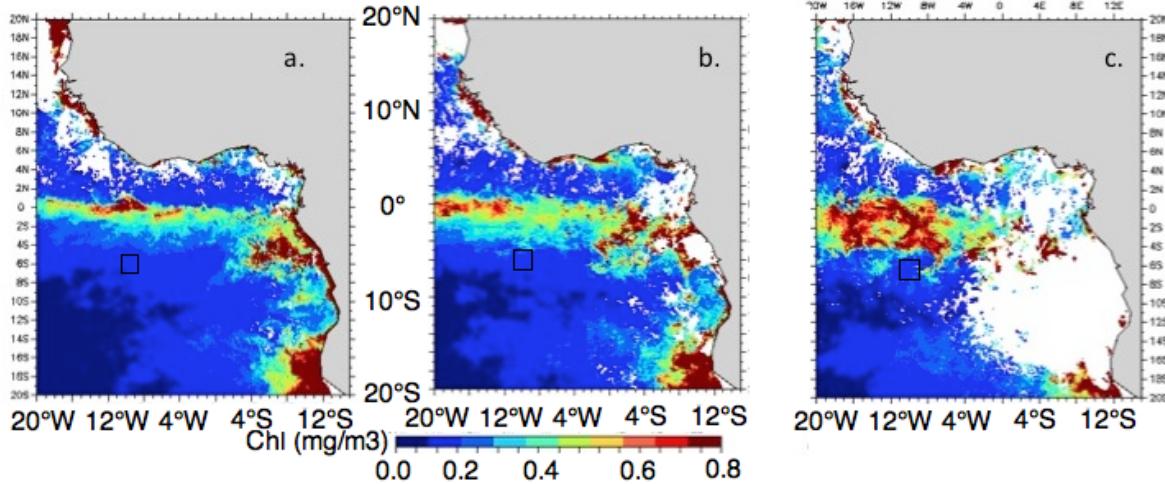


Figure I.8 – Carte mensuelle de chlorophylle satellitaire pendant la période d’upwelling. a. Juin : déclenchement de l’upwelling équatorial . b. Juillet : extension de l’upwelling vers le sud. c. Août : extension de la langue d’eau froide vers le sud (<http://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/MODISA>). Le carré correspond à la position de la bouée à 6°S, 10°W.

I.2.4 L'état des connaissances sur le CO₂

Depuis les années 80, quelques campagnes océanographiques ont permis de faire des mesures des paramètres du CO₂ et de déterminer la variabilité du CO₂ dans l’Atlantique équatorial : FOCAL (le programme Français Océan-Climat sur l’Atlantique équatorial) en juillet 1982 et août 1984 et CITHER entre janvier et mars 1993. Pendant ces campagnes des mesures ont été effectuées à 4°W, 22°W et 35°W entre 5°N et 5°S. Pendant FOCAL, une variabilité saisonnière a été observée, avec de plus fortes valeurs de fCO₂ pendant la période de l’upwelling. Une variation spatiale de la pCO₂ a été observée avec des valeurs plus fortes au sud qu’au nord de l’équateur (FIGURE I.9a, b). Ce gradient nord-sud est également présent l’hiver boréal ce qui est confirmé par la campagne CITHER [Andrié et al., 1986; Oudot et al., 1995]. Le gradient Nord-Sud s’explique en partie par la présence de l’upwelling au Sud qui amène des eaux riches en CO₂ en surface mais également par la pompe de solubilité [Andrié et al., 1986]. Ce gradient a été confirmé par les mesures horaires d’une bouée dérivante CARIOCA qui s’est déplacée dans la langue d’eau froide le long de l’équateur entre 0,2°S-7,5°W et 0,2°N-12,5°W (entre le 20 juin et le 3 juillet 1997), pendant l’upwelling particulièrement intense de 1997. Les flux de CO₂ dans la partie sud du bassin s’expliquent par la répartition du coefficient d’échange. Cette bouée a également permis des mesures horaires et a mesuré des amplitudes de cycles diurnes de fCO₂ de l’ordre de 3.4 µatm attribuées à des effets biologiques et thermodynamiques [Bakker et al., 2001].

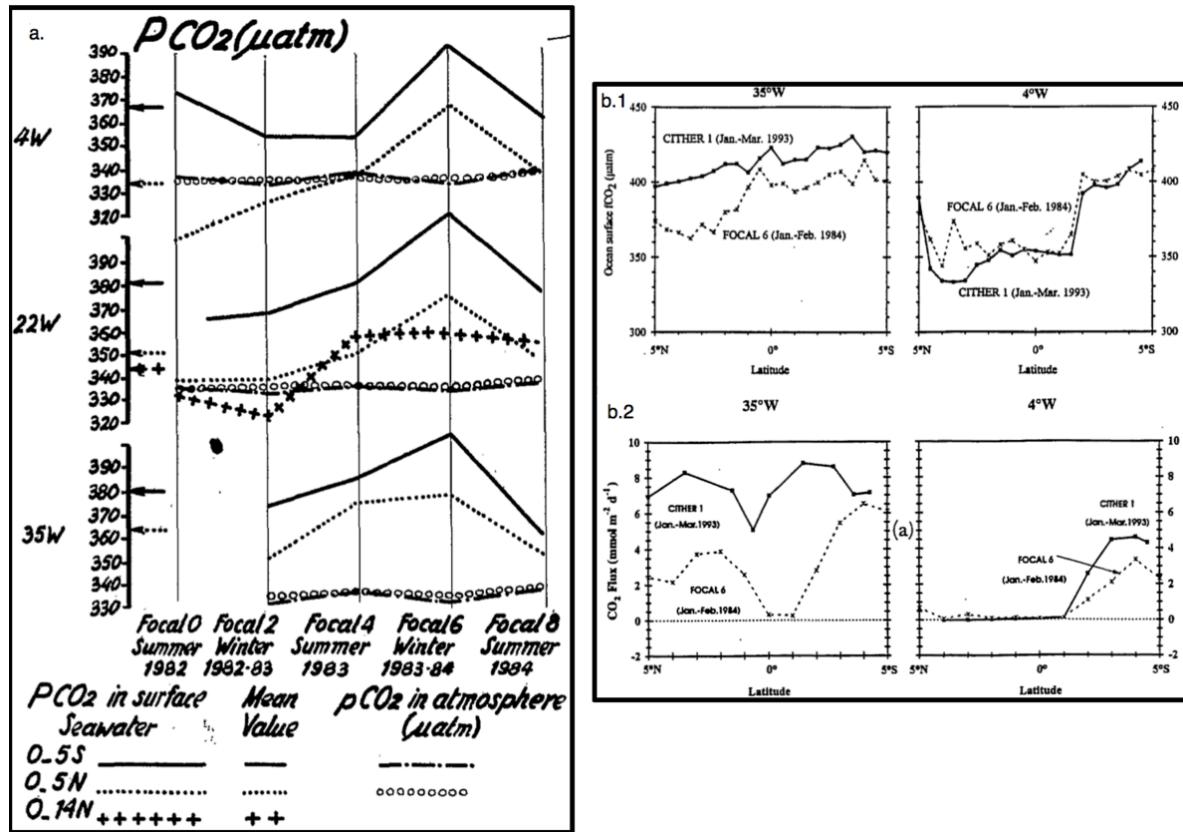


Figure I.9 – a.) Distribution de la pCO_2 pendant la campagne FOCAL à 3 longitudes ($4^{\circ}W$, $22^{\circ}W$, $35^{\circ}W$) en fonction du temps. b. 1) La fCO_2 en fonction de la latitude et b.2) le flux de CO_2 pendant la campagne FOCAL (1984) et CITHER (1994) à $35^{\circ}W$ et $4^{\circ}W$ Andrié et al. [1986]; Oudot et al. [1995].

Un gradient est-ouest a également été mis en évidence, pendant FOCAL, les flux air-mer de CO_2 sont plus forts à $35^{\circ}W$ qu'à $4^{\circ}W$, avec respectivement $2,23$ et $0,66 \pm 0,97 \text{ mmol.m}^{-2}.j^{-1}$ en moyenne sur les étés, entre $5^{\circ}S$ et l'équateur [Andrié et al., 1986]. Ce gradient a été confirmé par CITHER (FIGURE I.9.b.2). Entre FOCAL et CITHER, fCO_2 a augmenté entre $22,5$ et $24,9 \mu\text{atm}$. Le flux moyen entre $5^{\circ}N$ et $5^{\circ}S$ calculé à $4^{\circ}W$ augmente entre 1984 ($0,97 \pm 1,21 \text{ mmol.m}^{-2}.j^{-1}$) et 1993 ($1,62 \pm 2,12 \text{ mmol.m}^{-2}.j^{-1}$) [Oudot et al., 1995], on observe une variabilité interannuelle en partie liée à l'augmentation de la fCO_2 atmosphérique. L'augmentation du flux est plus importante à l'ouest du bassin. Cette différence de flux est principalement due aux champs de vent. Par exemple, entre 1984 et 1993 le ΔfCO_2 est faible, c'est la vitesse du vent qui domine la variation du flux de CO_2 [Oudot et al., 1995].

D'autres campagnes ont été réalisées, essentiellement dans l'est du bassin, confirmant la source de CO_2 dans l'Atlantique tropical ainsi que l'apport de CO_2 par les eaux de l'upwelling équatorial. Deux campagnes ont été effectuées le long du trajet nord-sud entre l'Europe et l'Afrique, à bord du Polarstern (1-27 octobre 1993 et 21 mai et 15 juin 1994) [Bakker et al.,

1999b] et du Saint Hélène en 1995 [Lefèvre et al., 1998], puis les campagnes EGEE effectuées dans l'est du bassin, entre 2005 et 2006 [Koffi et al., 2010]. Ces mesures ont permis de montrer que les faibles valeurs observées au nord de l'équateur étaient dues à la pluie et au vent faible dans l'ITCZ. Pendant les campagnes EGEE, les flux air-mer mensuels de CO₂ sont plus forts en août ($2,78 \pm 1,65 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) qu'en novembre ($1,69 \pm 1,94 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) sur la région 10°W–10°E, 6°N–10°S. Les mesures du Saint Hélène, sur deux sections méridiennes, ont permis l'observation d'une sous saturation de CO₂ dans la région du NECC qui atteint -70 µatm en juin à 8°N. Cette sous saturation serait liée à l'impact de l'ITCZ sur le CO₂ dans le nord de l'Atlantique tropical. La zone de l'upwelling équatorial est caractérisée par de fortes pCO₂ corrélées à de faibles SST sur la période juin-juillet. Malgré une augmentation de la SST en décembre, les valeurs de la pCO₂ restent relativement élevées dans cette zone [Lefèvre et al., 1998].

Il existe différents produits disponibles pour les paramètres du CO₂ de l'océan mondial : une climatologie mensuelle de pCO₂ et des climatologies annuelles de DIC et TA. Elles renseignent sur la distribution spatiale de ces paramètres dans l'océan. Les climatologies de DIC et de TA sont des grilles annuelles obtenues par interpolation d'observations avec une résolution de 1° en latitude sur 1° en longitude à partir des campagnes en mer effectuées dans les années 90 [Key et al., 2004]. Le jeu de données GLODAP consiste en 9618 sections hydrographiques collectées entre 1985 et 1999 et 2393 stations hydrographiques historiques obtenues entre 1972 et 1990. Cette climatologie a été référencée à l'année 1994 pour l'estimation du CO₂ anthropique [Sabine et al., 2004]. Le DIC et TA sont plus faibles au Nord et à l'Est qu'au Sud et à l'Ouest, ce qui confirme les observations faites pendant les campagnes. De plus, la bouée se situe sur une zone de gradient pour les différentes variables (FIGURE I.10a,b).

Takahashi et al. [2009] ont publié une climatologie mensuelle de pCO₂, référencée à l'année 2000³, à partir d'observations et d'un modèle d'advection/diffusion. Pour cette climatologie, au total, 3 millions de mesures de pCO₂, obtenues entre 1970 et 2007, ont été prises en compte. On observe une variation saisonnière entre 20°W et 15°E et 10°N et 20°S avec des valeurs fortes pendant l'hiver boréal (385 µatm) et des valeurs plus faibles (365 µatm) en été boréal. La pCO₂ annuelle de la climatologie a des fortes valeurs au sud, en particulier à l'équateur (zone de l'upwelling) où elles sont comprises entre 380 et 400 µatm (FIGURE I.10c) .

Les cartes de TA et DIC ont été moyennées sur une grille de 4°x 5° pour calculer la pCO₂, à partir des constantes de dissociation des carbonates Merbach et al. [1973] réajustées par Dickson et Millero [1987] et de climatologies de la température et de la salinité. La pCO₂ est

3. La pCO₂ varie de façon saisonnière et d'année en année en réponse à l'augmentation de pCO₂ atmosphérique. Les mesures étant effectuées à différentes périodes et années, elles doivent être ramenées à une année de référence. Le taux moyen de l'augmentation de pCO₂ est estimé à 1.5 µatm.an^{-1} , ce taux est utilisé pour corriger les données de pCO₂ pour l'année de référence.

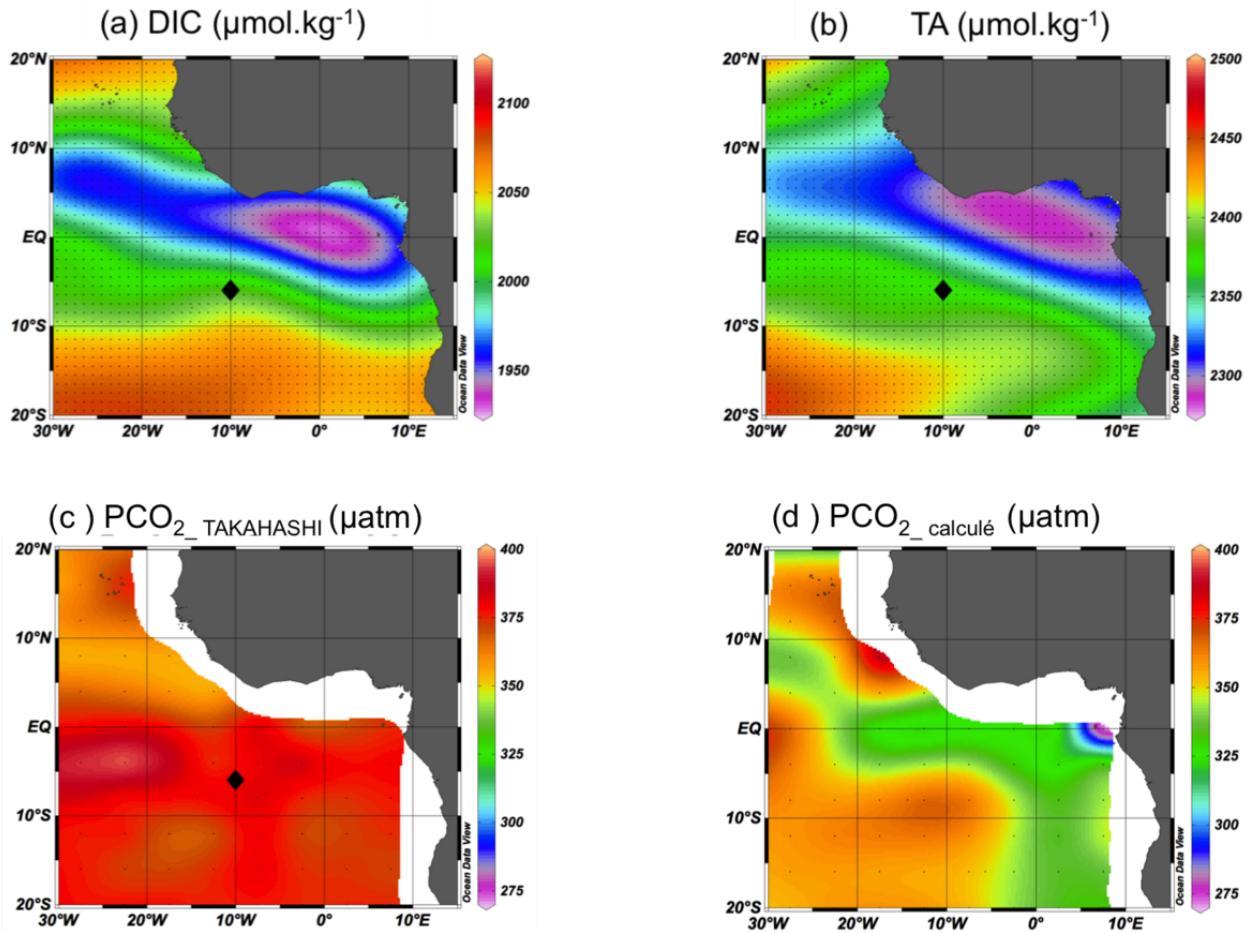


Figure I.10 – Carte issue de la climatologie annuelle [Key et al., 2004] pour DIC(a) et TA (b) et de [Takahashi et al., 2009] pour la pCO_2 (c). $pCO_2_{calculé}$ correspond aux pCO_2 calculée à partir du DIC et de la TA de la climatologie avec le programme de [Lewis et Wallace, 1998].

comparée à celle de *Takahashi* et al. [2009]. La pCO_2 annuelle calculée avec la climatologie de TA et DIC est très différente de celle de *Takahashi* et al. [2009]. En effet, à l'équateur, les valeurs de cette dernière sont plus fortes, de l'ordre de 40-60 μatm . La pCO_2 calculée est fortement sous-estimée à l'équateur (FIGURE I.10c et d). Une comparaison aux DIC mesurés pendant les campagnes EGEE montre une sous estimation du DIC climatologique dans la zone, par rapport à certaines périodes de mesure. De plus, sur la pCO_2 calculée, on observe un gradient nord-sud qui n'est pas visible sur la pCO_2 de *Takahashi* et les valeurs à l'est sont plus faibles qu'à l'ouest. Une partie de la différence entre les FIGURES I.10c et d peut provenir de la différence temporelle de 1994 à 2000 entre les deux champs, en supposant une augmentation de $1,3 \mu\text{atm} \cdot an^{-1}$, on s'attend à une différence plus faible de $7,8 \mu\text{atm}$. La prise en compte d'une année de référence différente ne permet pas d'expliquer la différence de 40-60 μatm entre les deux climatologies de pCO_2 . Une explication possible est que les données

dans la zone sont trop peu nombreuses pour bien estimer la variabilité spatiale et la moyenne annuelle.

I.3 Objectifs de l'étude

De fortes incertitudes sur la variabilité spatiale des paramètres du carbone subsistent malgré l'augmentation des observations. Les campagnes de mesures ont été effectuées pour la plupart pendant la période d'upwelling c'est à dire qu'elles sont représentatives d'une saison. Cela explique la difficulté à reproduire le cycle saisonnier avec la climatologie de *Takahashi et al. [2009]*. De plus, le flux de CO₂ est variable tant à l'échelle spatiale (FIGURE I.3) que temporelle [*DeGrandpre et al., 1998; Goyet et Peltzer, 1997; McNeil et Merlivat, 1996*].

L'installation d'un capteur CO₂ à 6°S, 10°W permet un échantillonnage temporel sur toute l'année. Les objectifs de cette thèse sont de quantifier et de déterminer les processus responsables de la variabilité de fCO₂ de l'échelle diurne à saisonnière, à partir de données horaires de CO₂ de la bouée à 6°S, 10°W. Dans le chapitre II, j'étudierai les méthodes et les données utilisées pendant cette thèse. Ensuite je documenterai la variabilité observée à plusieurs échelles de temps, de l'échelle diurne à interannuelle. Le chapitre IV sera consacré à l'étude de deux processus influençant le CO₂ à l'échelle diurne à l'aide d'un modèle unidimensionnel couplé physique-biogéochimie. Enfin, j'étudierai l'impact de l'advection à l'échelle saisonnière à l'aide de simulations dynamiques tridimensionnelles.

Outils

Chapitre II

Données et méthodes

Sommaire

II.1 Mesures au mouillage 6°S, 10°W	32
II.1.1 Le réseau de bouées instrumentées PIRATA	32
II.1.2 Le capteur de CO ₂ de surface CARIOCA	33
II.1.3 Calcul des variables complémentaires : alcalinité (TA) et carbone inorganique dissous (DIC)	35
II.1.4 Le flux air-mer de CO ₂	35
II.2 Mesures complémentaires	36
II.2.1 Les campagnes EGEE	36
II.2.2 Mesures Autonomes	38
a - Les profils de température par flotteurs ARGO	38
b - Les bouées dérivantes	39
II.2.3 Données satellites	40
a - La température de surface de la mer (SST)	40
b - La chlorophylle	40
c - Précipitations	41
II.3 Outils d'analyses	41
II.3.1 Analyse en ondelettes	41
II.3.2 Calcul de la production communautaire nette	43
II.3.3 Diagramme de Taylor	44
II.4 Modélisation	46
II.4.1 Modèle unidimensionnel	46
a - Le modèle physique	46
b - Le modèle biogéochimique	50
c - Le forçage atmosphérique	51
d - Les conditions initiales	54
II.4.2 Les simulations tridimensionnelles du projet DRAKKAR	54

II.1 Mesures au mouillage 6°S, 10°W

II.1.1 Le réseau de bouées instrumentées PIRATA

L'étude des paramètres physiques à 6°S, 10°W, c'est à dire la température, la salinité et la vitesse du vent utilisés pendant cette thèse, sont ceux mesurés sur une bouée fixe mise à l'eau par le projet Prediction and (Pilot avant 2008) Research moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA). Ils permettent de connaître la variabilité haute fréquence, saisonnière et annuelle de ces paramètres. Le réseau PIRATA est constitué de bouées Autonomous Temperature Line System (ATLAS) ancrées en plein océan et localisées en des points représentatifs des modes de variabilité climatique en Atlantique tropical (FIGURE II.1). Depuis 2005, le réseau s'est développé et est aujourd'hui constitué de 17 bouées [Bourlès et al., 2008]. Il permet, en différents points fixes, de suivre la variabilité des couches supérieures de l'océan à différentes échelles de temps.

Chaque bouée PIRATA est équipée d'un capteur SEABIRD pour mesurer toutes les 10

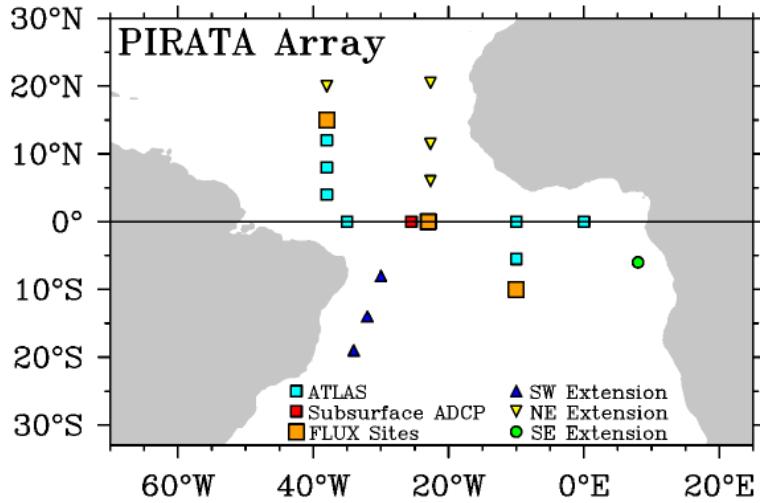


Figure II.1 – Les bouées ATLAS du réseau initial sont représentées par des carrés bleus. Les trois bouées ATLAS de l'extension Sud-Ouest sont représentées par les triangles bleus, et les quatre bouées ATLAS de l'extension Nord-Est sont représentées par des triangles jaunes. L'extension Sud-Est, proposée par l'Afrique du Sud (site pilote), est représentée par le cercle vert mais est inactive depuis juin 2007. Les bouées ATLAS représentées par des carrés oranges sont équipées de baromètres et radiomètres ondes-longues. Deux mouillages courantométriques sont également maintenus à 23°W-equateur (PIRATA-international) et à 10°W-Equateur (PIRATA-France, installés initialement en relation avec les programmes EGEE/AMMA et TACE/CLIVAR). *Source :* http://www.pmel.noaa.gov/pirata/pir_implement.html

minutes la température et toutes les heures la salinité, de la surface (1 m) à respectivement 500 m et 120 m de profondeur, ainsi que la pression à 300 m et 500 m. La bouée 6°S, 10°W,

II.1 Mesures au mouillage 6°S, 10°W

placée en mars 2000, mesure la température à 1 m, 20 m, 40 m, 60 m (sauf entre juin 2006 et mai 2007), 80 m, 100 m, 120 m, 140 m, 180 m, 300 m et 500 m et la salinité à 1 m, 20 m (sauf entre janvier et juin 2009 et entre mai et septembre 2010), 40 m (sauf entre janvier et juin 2009) et 120 m. Sur la bouée, des instruments de mesures météorologiques sont positionnés au sommet du portique. Ainsi, un anémomètre permet la mesure du vent de surface à 4 m au-dessus de la surface. La composante zonale (U) est positive vers l'Est et la composante méridienne (V) positive vers le Nord. Le flux solaire est mesuré à 3,5 m ainsi que le taux de précipitation. Le flux infrarouge est également mesuré sur quelques bouées mais pas à 6°S, 10°W. La température de l'air et l'humidité relative sont mesurées à 3 m. Les données sont transmises par satellites en temps réel sur le site : <http://www.pmel.noaa.gov/tao/>. La bouée 6°S, 10°W a la particularité d'être équipée d'un capteur permettant l'observation de la fCO₂, à 1,5 m sous la surface.

II.1.2 Le capteur de CO₂ de surface CARIOCA

Les mesures de la fCO₂ étudiées lors de cette thèse sont issues d'un capteur CARIOCA placé sur une bouée PIRATA. Le développement des mesures automatiques de CO₂ a permis la mise en place de capteur CO₂ sur les réseaux d'observations type PIRATA. Les Américains ont équipé les bouées Tropical Atmosphere Ocean (TAO) de systèmes de mesure infrarouge du CO₂. Dans le cadre de CARBOOCEAN, des capteurs CARIOCA ont été installés sur des bouées PIRATA [Lefèvre et al., 2008]. Le premier capteur a été mis en place à 6°S, 10°W le 7 juin 2006 et le second à 8°N, 38°W le 18 avril 2008. Ils permettent des mesures horaires de fCO₂ et de la concentration d'oxygène dissous (O₂).

Les mesures horaires de fCO₂ se font par colorimétrie, à 1,5 m sous la surface, avec une précision relative de $\pm 1 \mu\text{atm}$ et une précision absolue de $\pm 3 \mu\text{atm}$. L'arrivée d'eau se fait par un tube de cuivre afin de préserver les mesures des problèmes liés à la biologie (fouling). Le capteur est rincé avec 1L d'eau pendant 30s [Lefèvre et al., 2008] et fournit des données horaires. Un boîtier en surface contient l'électronique (FIGURE II.2) et les données sont envoyées via le système Argos, séparément des paramètres physiques. Il est remplacé tous les ans afin d'avoir une série de mesures continue sur plusieurs années. L'autonomie du capteur est d'environ 1 an.

Le principe de la colorimétrie repose sur des indicateurs colorés sensibles aux variations de pH. La mesure se fait par spectrophotométrie : la variation d'absorbance d'une solution contenant du bleu de thymol est mesurée. Dans le capteur, l'eau de mer est en contact avec la solution par l'intermédiaire d'une membrane perméable au CO₂ [Hood et Merlivat, 2001;

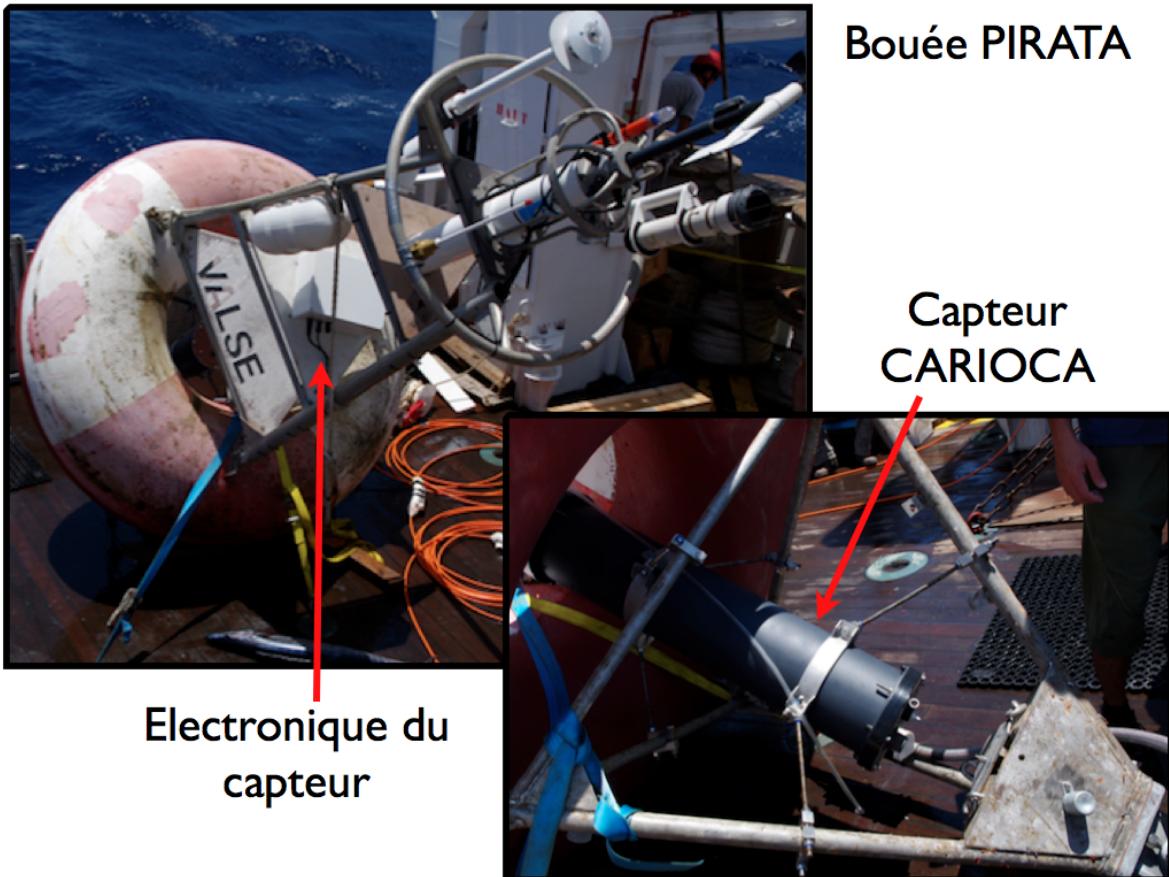


Figure II.2 – Bouée PIRATA avec capteur CARIOCA (en bas à droite) et l'électronique du capteur sur le portique de la bouée (en haut à gauche). En haut du portique, se trouvent les instruments météorologiques. (*Photos prises pendant la campagne PIRATA FR 20 G.Parard, J.Grelet*).

Lefèvre et al., 1993]. L'étalonnage du capteur a lieu au départ et au retour de la bouée, à l'aide d'un système à détection infrarouge.

L'oxygène est également mesuré sur la bouée par une optode Aanderaa. Cette technologie est basée sur un complexe fluorescent où la fluorescence diminue en fonction de la quantité d'oxygène présente dans l'eau.

Le capteur est changé tous les ans, certains capteurs ont eu des problèmes durant l'année de mesure. Nous avons donc précisé les dates de mise à l'eau des capteurs ainsi que les dates de fin de mesures dans la table II.1. Le premier capteur a fonctionné pendant toute la période où la bouée était à l'eau.

TABLE II.1 – Tableau indiquant les dates de fonctionnement des différents capteurs. La date de début correspond à la mise à l'eau et la date de fin correspond à l'arrêt de la mesure.

Capteur	Date de mise à l'eau	Date de fin de mesure
1	7/06/2006	28/06/2007
2	28/06/2007	15/10/2007
3	16/09/2008	31/12/2008
4	15/07/2009	19/12/2009
5	15/09/2010	31/01/2011

II.1.3 Calcul des variables complémentaires : alcalinité (TA) et carbone inorganique dissous (DIC)

Sur PIRATA, les données de salinité de surface de mer (SSS) sont disponibles à la fréquence horaire pour 2006 et 2007 et journalière pour 2008 et 2009. A partir de la SSS et de la relation de *Koffi et al. [2010]*, TA peut être estimée par :

$$TA = 65,222 * SSS + 2,50 \quad (r^2 = 0,97) \quad (\text{II.1})$$

L'erreur sur TA estimée est $\pm 7,2 \mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}$. Cette relation est valide pour une SSS comprise entre 32 et 37.

Le DIC (en $\mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}$) est calculé à partir du système des carbonates avec fCO₂, TA, SSS et SST, et en utilisant les constantes de dissociation de *Merbach et al. [1973]* réajustées par *Dickson et Millero [1987]*. L'erreur estimée sur le calcul de DIC est de $8,7 \mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}$. Elle est calculée en prenant en compte l'erreur sur les constantes de dissociation et l'erreur absolue du capteur de fCO₂.

II.1.4 Le flux air-mer de CO₂

Le flux air-mer de CO₂ (FCO₂), exprimé en $\text{mmol}.\text{m}^{-2}.\text{d}^{-1}$, est calculé en utilisant la moyenne journalière de la vitesse du vent ramenée à 10 m d'après l'équation II.2.

$$F = k\alpha(fCO_2 - fCO_{2a}) \quad (\text{II.2})$$

Dans cette équation, la solubilité α a été obtenue à partir de la formule de *Weiss [1974]*, k (en $\text{cm}.\text{h}^{-1}$) est la vitesse de transfert de gaz pour laquelle plusieurs formulations existent (e.g. : [*Liss et Merlivat, 1986; Sweeney et al., 2007; Wanninkhof, 1992*]). Récemment, *Sweeney et al. [2007]* ont montré que la révision de l'inventaire du carbone dans l'océan conduisait à

une formulation intermédiaire entre *Liss et Merlivat* [1986] et *Wanninkhof* [1992]. C'est cette relation que j'ai utilisée, car elle est cohérente avec la plupart des mesures :

$$k = 0,27U_{10}^2(Sc/660)^{0,5} \quad (\text{II.3})$$

Sc correspond au nombre de Schmidt. La fCO₂ atmosphérique (*fCO*_{2a}) est calculée avec la pression de vapeur d'eau de *Weiss* et al. [1982], la pression atmosphérique mesurée à la bouée et la fraction molaire hebdomadaire (xCO₂). Cette dernière est mesurée à l'île de l'Ascension (7,92°S - 14,42°W) de 2006 à 2009 et mise à disposition par le projet *GLOBALVIEW - CO*₂ sur le site [ftp.cmd.noaa.gov](ftp://ftp.cmd.noaa.gov), path :ccg/co2/GLOBALVIEW. Ce projet est coordonné et maintenu par le Carbon Cycle Greenhouse Gases Group of the National Oceanic and Atmospheric Administration, Earth System Research Laboratory (NOAA ESRL), c'est une coopération de plusieurs organisations faisant des mesures atmosphériques de CO₂ de haute qualité.

II.2 Mesures complémentaires

Afin de déterminer le contexte environnemental du site 6°S, 10°W plusieurs jeux de données ont été utilisés : des campagnes dans la zone (EGEE), des mesures autonomes par flotteurs (ARGO) et des données mesurées par satellites.

II.2.1 Les campagnes EGEE

Entre juin 2005 et septembre 2007, le volet océanique Etude de la circulation océanique et de sa variabilité dans le golfe de GuinEE (EGEE), du projet Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine (AMMA), a permis la mise en place de campagnes dans l'Atlantique tropical est. Ces campagnes avaient pour objectifs d'avoir une meilleure connaissance de la circulation dans le golfe de Guinée ainsi que l'étude de son rôle dans le climat et en particulier dans la mousson africaine. Six campagnes océanographiques se sont déroulées à l'est du méridien de Greenwich (0°).

Il faut noter que la campagne EGEE6 n'a pas effectué de mesure à 6°S, 10°W. Pendant ces campagnes, des mesures par sonde CTD (Conductivity-Temperature-Depth) ont permis d'obtenir des profils de température et de conductivité et de fluorescence avec une incertitude de 0,003°C en température et 0,003 pour la conductivité jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 2000 m.

II.2 Mesures complémentaires

TABLE II.2 – Tableau indiquant les dates et les mesures des six campagnes EGEE entre 2005 et 2007.

année	saison 1 (mai-juillet)	saison 2 (août-décembre)
2005	EGEE1 7 juin- 6 juillet	EGEE2 20 août- 30 septembre
2006	EGEE3 24 mai- 6 juillet	EGEE4 19 novembre- 1 décembre
2007	EGEE5 6 juin-3 juillet	EGEE6 1-30 septembre

Le courant a également été mesuré avec un courantomètre acoustique profileur, appelé ADCP, positionné sur le capteur CTD. Ainsi, nous avons à notre disposition, des profils en station et non des mesures continues. Un ADCP dispose de plusieurs céramiques piézo-électriques qui jouent à la fois le rôle d'émetteurs (E) d'onde et de récepteurs (R). L'onde émise est réfléchie par des particules en suspension dans l'eau et revient au capteur avec une fréquence différente de celle de l'onde émise. La différence dépend du vecteur vitesse du diffuseur qui a réfléchi l'onde. C'est l'effet Doppler. Lorsque le signal réfléchi revient, l'ADCP se transforme d'émetteur en récepteur. Suivant le temps de trajet et la différence de fréquence entre l'émission et la réception, une information concernant la direction du courant et sa vitesse peut être obtenue à différents niveaux de la colonne d'eau.

Des mesures de la fluorescence ont également été réalisées pendant les stations CTD. Elle n'est qu'une indication de l'activité biologique. Par conséquence, nous avons cherché à estimer la chlorophylle à partir de la fluorescence.

J'ai donc estimé la concentration de chlorophylle à partir des mesures de la fluorescence en m'appuyant sur les observations réalisées au même point pendant la campagne EGEE 3. Lors de la campagne EGEE 3, des mesures de la chlorophylle à 1,7 m, 50 m et 65,4 m ont été effectuées à 6°S, 10°W avec des valeurs de la fluorescence correspondant à ces profondeurs. Le rapport entre la chlorophylle et la fluorescence varie entre 0,33 et 1 (moyenne de 0,58 Table II.3).

TABLE II.3 – Tableau indiquant les rapports entre la chlorophylle et la fluorescence à différentes profondeurs pendant EGEE3.

Profondeur (m)	Rapport
1,7 m	0,33
50 m	0,33
65,4 m	1

Ayant très peu de mesures à ma disposition, les profils de fluorescence ont été multipliés par ce rapport pour obtenir une estimation du profil de chlorophylle. Dans la suite de mon travail, j'ai négligé la variation du rapport en profondeur et j'ai utilisé la valeur de 0,58. Prendre en compte la variation du rapport augmenterait le gradient de chlorophylle entre la surface et 65 m et ne peut expliquer le désaccord entre les observations et le modèle dû au faible taux de chlorophylle estimé en surface.

A l'aide des bouteilles placées sur la rosette à différentes profondeurs, des échantillons d'eau de mer ont été prélevés et analysés pour obtenir les mesures de DIC, de TA et les Nitrate (NO_3). Les échantillons d'eau de mer prélevés pour l'analyse de DIC et de TA ont été effectués selon la méthode potentiométrique d'*Edmond et Gieskes* [1970] sur la chaîne de mesures du SNAPO-CO₂ du LOCEAN. A la fin du dosage, la courbe de dosage potentiel obtenue présente deux points d'équivalences calculés à l'aide de la méthode non linéaire de [Dickson et Goyet, 1994]. Le premier point d'équivalence correspond à la valeur de TA et la différence entre les deux points correspond à la valeur de DIC. L'erreur sur les mesures de DIC et TA est de 3 $\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ (<http://soon.ipsl.jussieu.fr/SNAPOCO2/>). Dans cette étude, les profils CTD et ADCP ainsi que les échantillons seront utilisés pour initialiser le modèle unidimensionnel que nous décrirons par la suite.

II.2.2 Mesures Autonomes

a - Les profils de température par flotteurs ARGO

Le projet Argo est un programme international d'observations de température et de saillante. Il a pour objectif d'améliorer notre connaissance de la circulation océanique. Ce programme regroupe une trentaine de pays de tous les continents et permet d'avoir plus de 3000 flotteurs en activité (3256 au 24 janvier 2011). Des flotteurs autonomes sont déployés dans toutes les régions océaniques et mesurent en temps réel des profils verticaux de saillante et de température. De plus, à travers le suivi lagrangien de ces flotteurs, le programme permet une mesure des courants océaniques. Les données ont été récupérées sur le site : <http://www.coriolis.eu.org>

Le fonctionnement d'un flotteur s'organise autour de 4 temps qui constituent un cycle d'environ 10 jours (FIGURE II.3) lequel se répète dans les limites de la batterie (environ 4 ans) ou jusqu'à échouage :

1. La plongée : après sa mise à l'eau, le flotteur plonge à une profondeur d'ancrage de l'ordre de 1000 m ou plus.

2. La dérive : une fois à sa profondeur d'ancrage, le flotteur dérive pendant une durée de 8 à 10 jours.
3. La remontée : le flotteur remonte à la surface tout en prenant les mesures.
4. L'envoi des données : une fois en surface, où il y reste 6 à 12h, le flotteur transmet les données par satellite au centre de traitement ainsi que sa position.

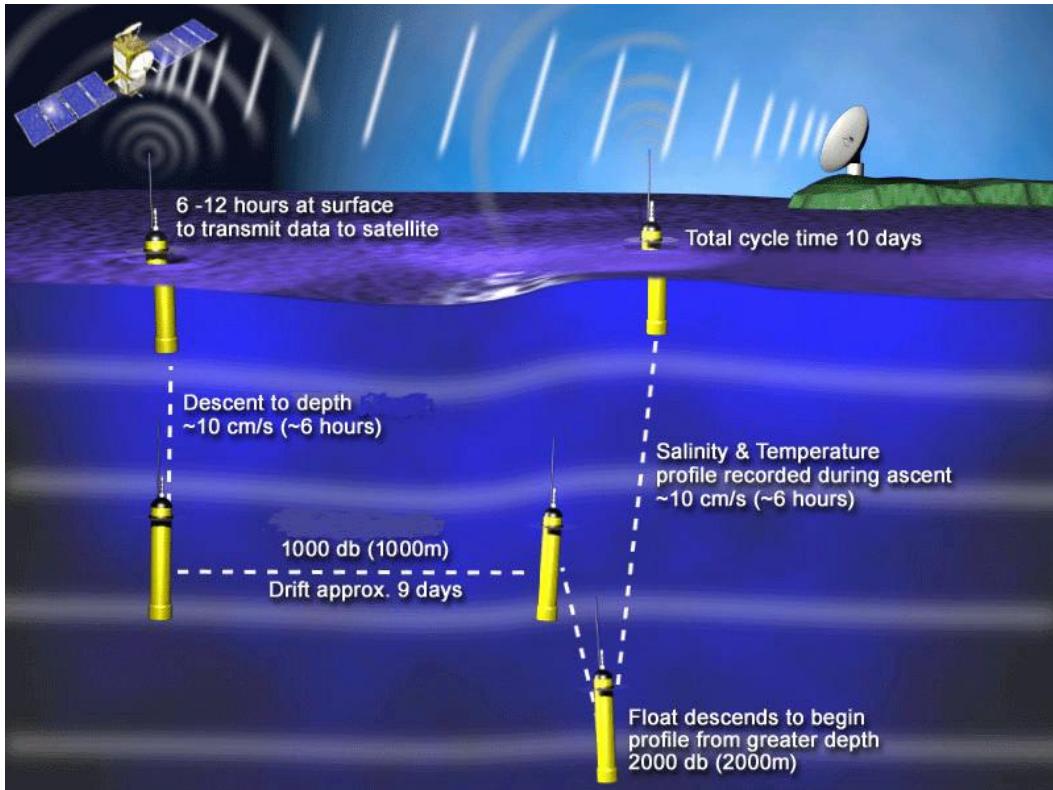


Figure II.3 – Illustration du fonctionnement d'un flotteur Argo (source : <http://www.coriolis.eu.org>).

Les mesures de profileurs Argo seront utilisées pour estimer la profondeur de la couche de mélange dans l'estimation de la production nette communautaire (NCP), d'après le critère fixe de température $\Delta \geq 0,02^\circ\text{C}$, (différence de température entre une profondeur de référence (10 m) et la base de la couche de mélange) [Boyer Montégut et al., 2004].

b - Les bouées dérivantes

Les bouées SVP (Surface Velocity Program) font partie du programme Global Drifter Programme (GDP2) du Data Buoy Cooperation Panel (DBCP3). Ce type de données a été utilisé dans l'étude des sorties du modèle tridimensionnel afin de comparer l'évolution du courant dans les simulations avec des mesures in situ. Les données en temps réel de température et de position sont envoyées par ARGOS. Ces bouées sont des sphères de 35 à 40 cm de diamètre,

munies d'une ancre flottante de 6 à 7 mètres de long et d'un mètre de diamètre, centrée à 15 mètres de profondeur. Depuis fin 2005, plus de 1 250 bouées mesurant la SST et la vitesse de déplacement, sont en opération en permanence. La mise en œuvre de ces bouées est rendue aisée grâce à leur faible poids et leur faible encombrement. Leur autonomie varie en moyenne entre 12 et 24 mois et elles ne sont pas récupérées en fin de vie. Grâce à leur déplacement, les flotteurs SVP permettent de mesurer le courant de surface. Cette donnée sert notamment à valider les modèles d'analyse et de prévision de la circulation océanique basés sur des observations satellitaires (altimétrie). Les données de bouées dérivantes ont été récupérées sur le site : <http://www.meds-sdmm.dfo-mpo.gc.ca/isdm-gdsi/drib-bder/svp-vcs/index-eng.asp>.

II.2.3 Données satellites

a - La température de surface de la mer (SST)

Le satellite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) a été lancé en novembre 1997. C'est un projet commun entre le Japon (National Space Development Agency of Japan (NASDA)) et les Etats-Unis (National Aeronautics and Space Administration (NASA)). Les données de SST utilisées sont obtenues à partir des mesures du radiomètre TRMM microwave imager (TMI) à bord du satellite TRMM. Ce radiomètre contient des canaux basses fréquences qui sont nécessaires à la mesure de la SST. Cet instrument permet non seulement l'estimation de la SST mais aussi celle de la vitesse du vent, du contenu intégré en vapeur d'eau atmosphérique, de l'eau liquide nuageuse et du taux de pluie. Les données sont fournies sous forme de cartes journalières comprenant l'orbite descendante et ascendante, de cartes moyennes à 3 jours (utilisées dans notre étude) et de cartes moyennes mensuelles et annuelles. Elles sont disponibles pour la période de décembre 1997 à nos jours et couvrent de 40°S à 40°N avec une résolution de 0,25° soit environ 25 km. Les données ont été récupérées sur <http://www.remss.com/>.

b - La chlorophylle

L'instrument SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) a été lancé sur le satellite Seastar par Orbital Sciences Corporation (OSC) en août 1997. Il comporte six canaux dans le visible (421, 443, 490, 510, 555 et 670 nm) et deux dans l'infra-rouge (765 et 865 nm). Il permet la mesure de la teneur en chlorophylle par des moyens optiques. Des produits opérationnels obtenus à partir des données de couleur de l'eau sont disponibles à différents niveaux du traitement. Dans notre cas, nous nous intéressons à la concentration en chlorophylle (Chl). Elle est présente à la surface de l'océan dans les cellules phytoplanctoniques en suspension.

II.3 Outils d'analyses

Les données utilisées sont dites de niveau 3 sur une grille de 4 km ou 9 km à plusieurs échelles de temps. Ici, nous nous limiterons aux échelles hebdomadaire et mensuelle. L'erreur sur la mesure des radiances est de 5 % et de ± 35 % sur la mesure de chlorophylle comprise entre 0,05 et 50 mg.m⁻³ [Hooker et McClain, 2000]. Les données ont été récupérées sur <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/seadas/>.

c - Précipitations

Les mesures de pluie en mer sont assez difficiles à réaliser et pas toujours fiables. L'utilisation de plusieurs produits de pluie permet une meilleure estimation de l'évolution du taux de précipitation dans l'est de l'Atlantique tropical. Il y a 4 produits de pluie à notre disposition :

- CMAP (Climate Merged Analysis of Precipitation) est un produit mensuel avec une résolution de 2,5° en latitude et longitude. Deux produits sont disponibles (rain 1 et rain 2), nous avons utilisé (rain 1) celui qui prend en compte 5 types de satellites (GPI, OPI, SSM/I émission MSU) et des prédictions de modèles. Il donne le taux de pluie en mm.j⁻¹ [Xie et Arkin, 1997].
- Le produit Global Precipitation Climatology Project (GPCP) a été mis en place par le World Climate Research Programme pour quantifier la distribution de précipitation sur le globe. C'est un produit mensuel avec une résolution spatiale de 2,5°x2,5°. Ce produit utilise plusieurs sources d'observations incluant les informations de surface et les données satellites (GOES, NOAA, Meteosat, GMS) [Adler, 2003].
- Tournadre est un produit mensuel avec une résolution spatiale de 2,5° en latitude et 5° en longitude. Le taux de pluie est obtenu par altimétrie bi-fréquence avec les données Jason et Envisat [Tournadre, 2005].
- Les produits de précipitation dérivés des mesures satellites (TMI) par RemSS (www.ssmi.com) ayant une résolution spatiale de 0,25° et qui correspondent pour les produits mensuels à la moyenne de tous les jours du mois.

II.3 Outils d'analyses

II.3.1 Analyse en ondelettes

Dans cette thèse, l'analyse en ondelettes est utilisée pour étudier les périodes de l'ordre de 24h de la fCO₂ mesurée à la bouée. L'idée est de connaître la durée et la période dans l'année où l'on observe ces fréquences à 24h. Elle permet, contrairement à une méthode classique d'analyse spectrale ou de corrélation, de prendre en compte et de rendre compte de la

non-stationarité des séries temporelles. En décomposant une série temporelle dans l'espace fréquence-temps, il est possible de déterminer non seulement les modes dominants de variabilité mais aussi leur variabilité temporelle. Les périodes spécifiques de la série sont identifiées localement permettant un suivi temporel de la cyclicité. Le principe est de décomposer la série avec une ondelette mère (souvent l'ondelette de Morlet) [Torrence et Compo, 1998; Farge, 1992] qui est translatée le long de l'axe des temps. A chaque position temporelle **b**, nous faisons varier la fréquence de l'ondelette selon un coefficient de dilatation **a**. Pour chaque couple temps-fréquence (**a**-**b**), l'adéquation entre la fonction d'ondelette et la série est calculée à l'aide de la transformée d'ondelettes. Ainsi la contribution de **a** dans la construction du signal est estimée pour chaque position temporelle **b**.

Nous pouvons construire un signal sinusoïdal ($x(t)$) (FIGURE II.4a) avec différentes fréquences au cours du temps pour mieux comprendre ces analyses en ondelettes (FIGURE II.4). La FIGURE (II.4b) représente l'énergie de l'ondelette telle que $E=|W|^2$ et W la transformée en ondelettes du signal (série temporelle).

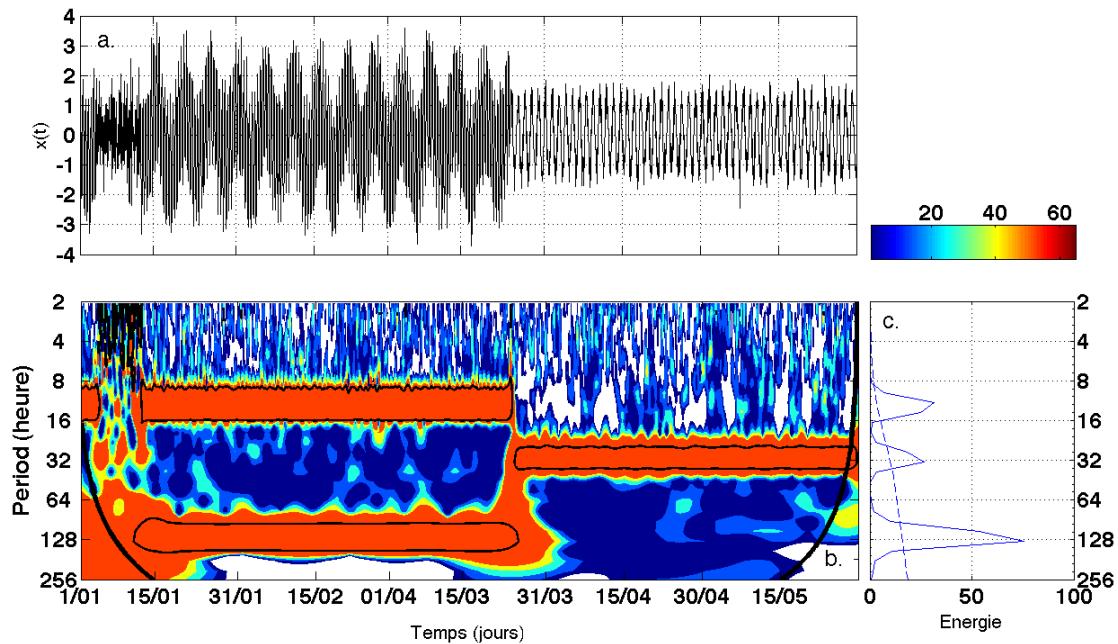


Figure II.4 – Exemple d'une série temporelle ($x(t)$). a. La série temporelle $x(t)$ construite pour l'exemple. b. Le spectre d'énergie en ondelette de $x(t)$ (c). utilisant l'ondelette de Morlet. Les contours continus noirs correspondent aux régions pour lesquelles l'intervalle de confiance est meilleur que 95 %. Le trait pointillé noir correspond au cône de confiance où les effets de bord deviennent importants. c. L'énergie moyenne du spectre global (trait continu) avec les 95 % de confiance indiqué par le trait en pointillé.

Le cône d'influence est également représenté c'est-à-dire la région du spectre d'ondelette dans laquelle les effets de bords deviennent importants. Le niveau de significativité du signal est représenté par les contours noirs, ce contour est défini pour un signal ayant 95 % de confiance. Il est admis que $x(t)$ a un spectre d'énergie moyen. Si un pic dans le spectre d'énergie est supérieur au spectre moyen alors il est supposé être caractéristique d'un certain pourcentage de confiance. Par définition : "Significatif à 5 %" est équivalent à : "le niveau de 95 % de confiance". La FIGURE (II.4a) correspond à l'évolution temporelle du signal et la FIGURE II.4c correspond au spectre moyen en énergie de l'ondelette. La ligne pointillée correspond à la significativité du spectre moyen. Si le spectre ne dépasse pas cette ligne, il n'est pas considéré comme significatif.

A l'aide de ces trois figures, nous pouvons observer plusieurs fréquences. Sur la FIGURE II.4b, la partie rouge correspond à une énergie importante mais le contour noir représentant la significativité est une zone plus petite, les deux doivent être réunis pour que le signal soit considéré robuste. Sur les premiers jours du mois de janvier, il y a un signal à 12 h qui s'interrompt et reprend un peu avant le 15 janvier. Cette fois, il y a un second signal qui se superpose (fréquence 128h soit un peu plus de 5 jours). On peut donc décomposer le signal en plusieurs fréquences. Le signal change de nouveau de fréquence (32 h) après le 16/03.

II.3.2 Calcul de la production communautaire nette

La NCP représente la variation nette journalière de DIC liée à la consommation de DIC diminuée de la respiration.

Selon les conditions de forçage atmosphérique, une couche thermodynamique diurne peut se former durant la journée [Wade et al., 2010]. Dans certains cas, où on peut considérer la couche de surface isolée des couches plus profondes et des régions voisines (advection horizontale négligeable), le cycle diurne du DIC peut être attribué à la variabilité biologique. Le critère permettant de définir l'absence de mélange est une SSS qui varie de moins de 0,02 en valeur absolue (ce qui correspond à un changement en TA de $1 \mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}$).

A partir des cycles diurnes de DIC, les périodes où le processus biologique domine la variabilité du CO_2 sont caractérisées par un maximum de DIC au lever du soleil et un minimum de DIC au coucher [Merlivat et al., 2009]. La variation de DIC pendant la journée est due à la photosynthèse, à la respiration et aux échanges air-mer. Sous ces conditions, la NCP dans la couche de mélange exprimée en $\mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}$ peut être estimée selon l'équation suivante [Boutin et Merlivat, 2009] :

$$NCP = \frac{\Delta C}{\Delta t} + \frac{F}{h\rho} \quad (\text{II.4})$$

avec $\frac{\Delta C}{\Delta t}$ en $\mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}.\text{j}^{-1}$ la diminution du maximum de DIC entre deux levers de soleil successifs, F le flux air-mer de CO_2 en $\text{mmol}.\text{m}^{-2}.\text{j}^{-1}$, ρ la densité de l'eau de mer en $\text{kg}.\text{m}^{-3}$ et h (en mètre) la profondeur de la couche de mélange correspondant au maximum de DIC et supposée constante sur la période étudiée. Les mesures de températures et de salinité à la bouée n'étant disponibles qu'à 40 m et 80 m, il n'est pas possible de déterminer avec précision la profondeur de la couche de mélange. Je l'ai par conséquent estimée d'après les profils ARGO pris dans un rayon de $\pm 2^\circ$ en latitude et longitude à ± 5 jours. La profondeur obtenue est de l'ordre de 50 m.

II.3.3 Diagramme de Taylor

La première étape dans la validation de la modélisation d'un phénomène naturel est de déterminer si la simulation correspond aux observations. Nous cherchons alors à comparer les tendances des différentes variables obtenues avec le modèle et celles des mesures. Pour des modèles à plusieurs variables ou plusieurs dimensions ou bien pour des tests de sensibilité, la comparaison visuelle des simulations et des observations devient très difficile. Il est alors nécessaire d'utiliser des outils statistiques pour quantifier la combinaison correspondante entre le modèle et les observations. En cela, le diagramme de Taylor semble un outil approprié [Taylor, 2001]. Il permet de résumer le degré de correspondance entre les simulations et les observations. Sur ce diagramme, le coefficient de corrélation (R) et la différence quadratique moyenne (RMS ou E) entre les tendances des deux champs (données (x_d) et simulations (x_s)) sont indiqués par un seul point sur un graphique à deux dimensions.

Coefficient de corrélation

L'élément statistique le plus couramment utilisé pour quantifier la similitude de plusieurs tendances est le coefficient de corrélation. On considère deux variables x_d et x_s qui sont définies par N points (en temps et/ou espace). R se calcule par :

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (x_s - \bar{x}_s)(x_d - \bar{x}_d)}{\sigma_{x_d} \sigma_{x_s}} \quad (\text{II.5})$$

Avec \bar{x}_d et \bar{x}_s les valeurs moyennes de x_d et x_s et σ_{x_d} et σ_{x_s} les écarts types.

L'erreur quadratique moyenne

L'erreur quadratique moyenne (E) est l'outil statistique utilisé pour quantifier la différence des deux champs x_d et x_s . De manière à isoler la différence entre les tendances dans la moyenne des deux champs, E peut être décomposée en deux termes : le "biais" global, \bar{E} (Eq II.6) et l'erreur quadratique centrée, E' (Eq II.7). La somme quadratique de ces composantes (Eq II.8) permet de calculer la différence moyenne au carré.

$$\bar{E} = (\bar{x}_s - \bar{x}_d) \quad (\text{II.6})$$

$$E' = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (x_{sn} - \bar{x}_s)^2 - (x_{dn} - \bar{x}_d)^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (\text{II.7})$$

$$E^2 = \bar{E}^2 + E'^2 \quad (\text{II.8})$$

L'erreur quadratique centrée approche zéro lorsque les deux champs sont semblables. Elle est utilisée pour comparer la différence entre deux champs qui peuvent varier. Néanmoins, avec une valeur de E' , il est impossible de déterminer la part de l'erreur due à la différence de structure et de phase et celle due à la différence en amplitude et en variation.

L'écart-type

E' et R nécessitent donc une information supplémentaire : l'écart-type (σ), noté également σ_d et σ_s pour chacun des champs et obtenu par la relation suivante (ici pour s) :

$$\sigma_s = \sqrt{\left[\frac{1}{N} \sum (x_s - \bar{x}_s)^2 \right]} \quad (\text{II.9})$$

Application au diagramme

Pour les 4 paramètres décrits ci-dessus, il existe une relation telle que :

$$E'^2 = \sigma_d^2 + \sigma_s^2 - 2\sigma_d\sigma_s R \quad (\text{II.10})$$

On peut appliquer la loi du cosinus telle que :

$$c^2 = a^2 + b^2 - 2ab\cos\phi \quad (\text{II.11})$$

Où a, b et c sont les longueurs du triangle et ϕ est l'angle opposé au côté c. Une relation géométrique est ainsi obtenue (FIGURE II.5). Le diagramme est alors construit à l'aide de cette relation et permet de quantifier la similitude de la simulation (s) aux mesures ou à la

référence (d) (dans notre cas des données).

Les quatre paramètres sont calculés à l'aide de la toolbox matlab STATM.m et les

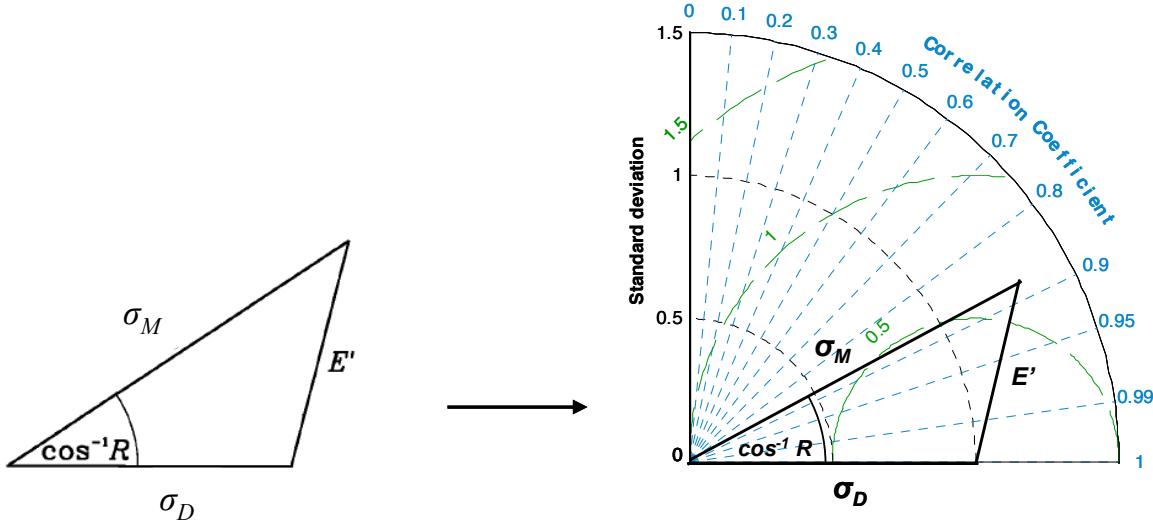


Figure II.5 – Relation géométrique entre R , E' et σ_s et σ_d respectivement pour les simulations et les données (gauche) et sa mise en situation sur un diagramme de Taylor (droite) [Raybaud, 2008].

diagrammes de Taylor sont tracés grâce à TAYLORDIAG.m (source : Guillaume Maze, <http://codes.guillaumemaze.org>) d'après Taylor [2001].

II.4 Modélisation

II.4.1 Modèle unidimensionnel

Afin de comprendre la variation haute fréquence des variables CO_2 , nous utilisons un modèle unidimensionnel qui décrit les 200 premiers mètres de profondeur dans l'océan en un point. Pour comprendre le fonctionnement du modèle, une brève description des parties physique et biologique est d'abord introduite.

a - Le modèle physique

Principe général

Nous utilisons un modèle dérivé de *Gaspar et al. [1990]* qui ont élaboré une modélisation unidimensionnelle de la couche de mélange. Ce modèle s'appuie sur le schéma de fermeture de la turbulence proposé par *Mellor et Yamada [1974]*. Les équations de conservations de

chaleur, de salinité et de quantité de mouvements sont les suivantes :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{F_{sol}}{\rho_0 C_p} \frac{\partial I}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} (\overline{T' \omega'}) + \omega \frac{\partial T}{\partial z} \quad (\text{II.12})$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} (\overline{S' \omega'}) + \omega \frac{\partial S}{\partial z} \quad (\text{II.13})$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -fV - \frac{\partial}{\partial z} (\overline{U' \omega'}) \quad (\text{II.14})$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -fU - \frac{\partial}{\partial z} (\overline{V' \omega'}) \quad (\text{II.15})$$

avec T la température, S la salinité, U et V les composantes horizontale de la vitesse (m.s^{-1}), ρ_0 la masse volumique de l'eau de mer (1024 kg.m^{-3}), C_p la chaleur spécifique de l'eau de mer ($4178 \text{ J.kg}^{-1} \cdot ^\circ \text{C}^{-1}$), f le paramètre de Coriolis, ω la vitesse vertical. Le ' ' appliqué aux variables représente leur fluctuation turbulente. I(z) est la fraction d'éclairement solaire incidente à la surface (F_{sol}) qui arrive à la profondeur z. Elle est paramétrée d'après *Paulson et Simpson* [1977] :

$$I(z) = Re^{\frac{-z}{D_1}} + (1 - R)e^{\frac{-z}{D_2}} \quad (\text{II.16})$$

D_1 et D_2 sont les longueurs d'extinction et R détermine la contribution relative des deux termes. Ces longueurs sont déterminées en fonction de la turbidité de l'eau et R paramétrise l'absorption solaire des longueurs d'ondes dans le rouge et infrarouge et (1-R) la pénétration des lumières bleues-vertes.

A la surface, les flux turbulents sont spécifiés par :

$$-\rho_0 C_p (\overline{T' \omega'})_0 = F_{nsol} = H + LE + F_{ir} \quad (\text{II.17})$$

$$-\rho_0 (\overline{S' \omega'})_0 = E - P \quad (\text{II.18})$$

$$-\rho_0 (\overline{U' \omega'})_0 = \tau_x \quad (\text{II.19})$$

$$-\rho_0 (\overline{V' \omega'})_0 = \tau_y \quad (\text{II.20})$$

F_{nsol} est le flux de chaleur de surface "non solaire". Il représente la somme des flux de chaleur sensible (H), de chaleur latente (LE) et net infrarouge (F_{ir}). E, P et τ sont respectivement l'évaporation, les précipitations et le stress du vent en surface qui a deux composantes : $\vec{\tau} = (\tau_x, \tau_y)$.

Le modèle a une résolution verticale de 1 m sur une profondeur de 0 à 200 m. Le pas de temps est de 10 minutes.

Modèle de turbulence

Pour les équations *II.12* à *II.15*, la diffusion turbulente est supposée dépendre linéairement de la propriété locale du gradient selon un coefficient de diffusion K_x .

$$\overline{X' \omega'} = -K_x \frac{\partial X}{\partial z}. \quad (\text{II.21})$$

X représente les variables du modèle (U, V, T et S). Dans le modèle, la paramétrisation de la turbulence consiste à relier le coefficient de diffusion K_x (Eq. II.21) à l'énergie cinétique turbulente locale (TKE ($m^2.s^2$), c'est-à-dire $\epsilon = (u'^2 + v'^2 + w'^2)/2$) avec la longueur de mélange l_k et la constante de calibration c_k égale à 0,1. Le coefficient de turbulence K_x correspond à K_h , K_s et K_m respectivement pour T, S et U, V on a ainsi :

$$K_m = c_k l_k \epsilon^{-1/2} \quad (\text{II.22})$$

$$K_s = K_h = K_m / P_{rt} \quad (\text{II.23})$$

avec P_{rt} le nombre de Prandtl pris égal à 1 dans le modèle. Pour fermer le système d'équations, l'équation TKE est donnée par :

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} (\overline{e \omega'} + \frac{\overline{p' \omega'}}{\rho_0}) - ((\overline{u' \omega'}) \frac{\partial U}{\partial z} + (\overline{v' \omega'}) \frac{\partial V}{\partial z}) + \overline{b' \omega'} - \epsilon \quad (\text{II.24})$$

avec p la pression, ϵ la dissipation locale, $b = g(\rho - \rho_0)/\rho_0$, la flottabilité locale avec ρ la densité. ρ est déterminée par l'équation d'état :

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0)] \quad (\text{II.25})$$

où T_0 et S_0 sont respectivement la température et salinité de référence, et α et β sont respectivement l'expansion thermique et le coefficient de contraction salin d'eau de mer. Suite à l'équation II.23, la diffusion turbulente de densité est alors : $K_\rho = K_m / P_{rt}$.

La divergence verticale du flux turbulent et les effets de pression sont paramétrisés avec un coefficient de mélange supplémentaire tel que :

$$-(\overline{e \omega'} + \frac{\overline{p' \omega'}}{\rho_0}) = K_\epsilon \frac{\partial \bar{e}}{\partial z} \quad (\text{II.26})$$

Dans le modèle : $K_\epsilon = K_m$.

Le terme de dissipation est paramétré selon la théorie de *Kolmogorov* [1942] tel que $\epsilon = c_\epsilon e^{3/2} / l_\epsilon$ avec $c_\epsilon = 0,7$ la constante de calibration et l_ϵ la longueur caractéristique de dissipation [*Bougeault et Lacarrere*, 1989].

Pour comprendre les processus contrôlant la turbulence, nous considérons l'équation bilan TKE dans la couche de mélange intégrée sur la verticale de la base de la couche de mélange (-h) à la surface. D'après les termes décrits précédemment l'équation est définie par :

$$\int_{-h}^0 \frac{\partial e}{\partial t} dz = \int_{-h}^0 \frac{\partial}{\partial z} \left(K_\rho \frac{g(\rho - \rho_0)}{\rho_0} \right) dz + \int_{-h}^0 K_m \left(\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right) dz - \int_{-h}^0 \epsilon dz + \overline{\omega' e'}(-h) - \overline{\omega' e'}(0) \quad (\text{II.27})$$

Le premier terme à droite de l'équation II.27 représente le travail effectué par la flottabilité, le second la génération du cisaillement des courants horizontaux, le troisième la dissipation et le dernier la diffusion verticale à la base de la couche de mélange. Afin de conserver le terme de cisaillement des courants horizontaux, j'ai testé un terme de rappel sur le courant du type $(dt/24*3600)*(U_{\text{simulé}} - U_{\text{initial}})$. Ce terme de rappel a pour effet de diminuer la fréquence diurne observée sur le courant dans les premiers mètres. Nous avons estimé une diminution de l'ordre de 25 % de l'amplitude du pic à 24 h sur les spectres des courants entre les simulations avec et sans rappel. Mais on n'observe pas d'impact sur la variabilité diurne de la profondeur de couche de mélange.

Le mélange diapycnal

Dans certaines régions, à l'équateur en particulier, sous la couche de mélange, le mélange peut se produire, de façon épisodique, sous l'effet de fort cisaillement de courant par l'instabilité de Kelvin Helmholtz [*Large et al.*, 1994]. Ces courants augmentent les instabilités et intensifient le mélange [*Kantha et Clayson*, 1994]. De plus, une forte variabilité à petite échelle de temps est due aux ondes internes. Elles peuvent générer des turbulences dans les couches stratifiées et ainsi intensifier le mélange entre les couches homogènes et la thermocline [*Alford*, 2003]. Dans le modèle, le mélange sous la couche de mélange est écrit comme une superposition de ces deux types de processus. L'instabilité due au cisaillement vertical du courant, K_{cz} , est une fonction du nombre de Richardson et celle due aux ondes internes, K_{iw} , est considérée constante telle que K_{iw} est égale à 10^{-4} pour la température et la salinité et 10^{-5} pour le moment [*Large et al.*, 1994]. Le coefficient pour le mélange vertical est ainsi la somme de ces deux termes. Ce mélange peut influencer les paramètres dans la couche de mélange [*Dourado et Caniaux*, 2004].

b - Le modèle biogéochimique

Le modèle biologique que nous utilisons repose sur celui de *Taylor* et al. [1991]. Une seule espèce de phytoplancton (P) et un seul nutriment (N) (les nitrates) sont considérés ici. Le couplage de la physique avec la biogéochimie permet la simulation de la distribution verticale des variables du modèle. Les équations décrivant le système sont :

$$\frac{\partial P}{\partial t} = [-(m + R) + P^C]P + \frac{\partial}{\partial z}[K \frac{P}{z}] \quad (\text{II.28})$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} = \gamma[\epsilon(m + R) - P^C]P + \frac{\partial}{\partial z}[K \frac{N}{z}] \quad (\text{II.29})$$

avec m et R respectivement le taux de mortalité et de respiration du phytoplancton en j^{-1} . γ est le facteur de conversion de mgC en mmolN (basé sur le rapport C :N) . K correspond au coefficient de diffusion turbulente, considéré dans le modèle égal pour les variables physiques et biogéochimiques (sachant que $P_{rt}=1$, on a $K_m/P_{rt}=K_h=K_s=K$). La mortalité du phytoplancton est supposée régénérer les nutriments avec une efficacité de recyclage ϵ qui est une fonction dépendante de la concentration en nitrate telle que :

$$\epsilon = 0,3 + \frac{(\epsilon_{max} - 0,3)K_N}{N + K_N} \quad (\text{II.30})$$

ϵ_{max} est l'efficacité de recyclage maximum quand N approche 0, ainsi ϵ varie entre 0,3 et ϵ_{max} . K_N est la constante de demi-saturation de l'assimilation des nitrates. Dans Eq II.30, le recyclage devient plus efficace lorsque la concentration en nitrate diminue. P^C est le taux de photosynthèse de carbone (en j^{-1}), il est fonction de l'irradiance I et il est défini comme :

$$P^C = P_m^C \exp\left[\frac{-E_a}{R}\left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_{ref}}\right)\right] \left[1 - \exp\left(\frac{\alpha_{chl} I \theta}{P_m^C}\right)\right] \quad (\text{II.31})$$

avec $P_m^C = P_{max}^C \frac{N}{N + K_N}$ le taux de photosynthèse à saturation normalisé exprimé en carbone (en j^{-1}) et P_{max}^C la valeur de P_m^C à la température de référence 25°C. α_{chl} est la pente initiale de la courbe de photosynthèse-irradiance normalisée à la chlorophylle. θ est le rapport entre la chlorophylle et le carbone. E_a/R est la pente obtenue selon la loi d'Arrhenius et T la température.

Nous testerons également des simulations avec un θ variable [Geider et al., 1997]. Dans ce cas, les conditions du modèle varient un peu et on ajoute les équations suivantes :

$$\theta = \theta_r \left[\frac{1}{1 + \frac{(\theta_{initial} \alpha_{chl} I)}{(2P_m^C)}} \right] \quad (\text{II.32})$$

Les tests que j'ai effectué avec différents $\theta_{initial}$ (voir Table C.1) m'ont conduit à choisir $\theta_{initial}=1/40 \text{ gChl.gC}^{-1}$ qui est une valeur comprise dans la gamme de variation utilisée [Lefèvre et al., 2003; Taylor, 1995; Voituriez et Herblard, 1977] et proche des valeurs observées dans le Pacifique équatorial Wang et al. [2009]. Lorsque θ est variable, la chlorophylle et le phytoplancton varient dans un rapport non constant. On a ainsi :

$$\frac{\partial Chl}{\partial t} = [-(m + R)Chl + \rho_{Chl}P^C P] + \frac{\partial}{\partial z}[K \frac{Chl}{z}] \quad (\text{II.33})$$

avec

$$\rho_{Chl} = \theta_r \left[\frac{P^C}{(\theta \alpha_{chl} I)} \right] \quad (\text{II.34})$$

L'équation d'évolution du DIC est :

$$\frac{\partial DIC}{\partial t} = [\epsilon(m + R) - P^C] \Gamma_C P + \frac{\partial}{\partial z}[K \frac{DIC}{z}] \quad (\text{II.35})$$

$$\frac{\partial DIC_{surf}}{\partial t} = [\epsilon(m + R) - P^C] \Gamma_C P + \frac{\partial}{\partial z}[K \frac{DIC}{z}] + K_h / \partial z (p_{air} - p_{eau}) \quad (\text{II.36})$$

En surface, l'évolution du DIC est exprimée par l'équation II.36 avec K_h le produit de la vitesse du piston, estimée à partir du calcul de Sweeney et al. [2007] et de la solubilité du CO₂ dans l'eau de mer. p_{air} et p_{eau} sont les pressions partielles de CO₂ dans l'atmosphère et l'eau. L'équation d'évolution de TA est :

$$\frac{\partial TA}{\partial t} = \Gamma_A \gamma [P^C - \epsilon(m + R)] P + \frac{\partial}{\partial z}[K \frac{TA}{z}] \quad (\text{II.37})$$

$\Gamma_C=1,23.10^{-5}$ est le facteur de conversion pour le carbone, c'est-à-dire la concentration de DIC quand 1 mgChl.m⁻³ est produit. $\Gamma_A=1,1.10^{-6}$ est le facteur de conversion pour passer des mmolN.m⁻³ en mol.kg⁻¹. D'après l'étude des campagnes EGEE 1 à EGEE 6, dans l'Atlantique tropical est, il y a une bonne relation entre le DIC et la SSS [Koffi et al., 2010], ce qui montre qu'il n'y a pas de signal de calcification. fCO₂ est calculée à partir de DIC et TA avec les constantes de dissociation de Merbach et al. [1973] réajustées par Dickson et Millero [1987].

c - Le forçage atmosphérique

J'ai testé la sensibilité du modèle unidimensionnel à différentes paramétrisations des forçages atmosphérique. Le modèle est forcé avec plusieurs paramètres atmosphériques :

- Le flux solaire incident (F_{sol}).
- Le flux net infrarouge (F_{ir}) : le rayonnement réémis par l'océan vers l'atmosphère.

- Le flux de chaleur latente (LE) : la quantité de chaleur perdue par l'océan par évaporation (refroidissement de la surface océanique et introduction de vapeur d'eau dans l'atmosphère).
- Le flux de chaleur sensible (H) : la quantité de chaleur échangée par des processus thermodynamique entre la mer et l'atmosphère. Elle correspond à l'énergie transférée affectant la température de l'atmosphère.
- Le stress du vent (τ).

Le flux net de chaleur à l'interface océan-atmosphère est la somme des flux atmosphériques tel que :

$$Q_{net} = F_{sol} + F_{ir} + H + LE \quad (\text{II.38})$$

H, LE et τ ont été estimés selon différentes paramétrisations [Anderson, 1993; Fairall et al., 2003; Persson et al., 2005; Smith, 1980] et ECUME (Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates) décrit par Weill et al. [2003]. F_{sol} , F_{ir} , H, LE et τ , nous ont été fournis par Guy Caniaux. A l'aide des mesures des paramètres atmosphériques, de la SST et des flux de chaleur radiatifs sur les bouées PIRATA, il est possible d'obtenir les flux de surface. Les flux turbulents sont calculés avec la SST, la pression atmosphérique (p_{at}), la température de l'air (T_R), l'humidité relative (q) et la vitesse du vent (v) selon les formulations bulk suivantes :

$$H = \rho_a C_{pa} C_{h10n} U_{10n} \Delta T_{10n} \quad (\text{II.39})$$

$$LE = \rho_a L_\mu a C_{e10n} U_{10n} \Delta q_{10n} \quad (\text{II.40})$$

$$\tau = \rho_a C_{d10n} U_{10n}^2 \quad (\text{II.41})$$

avec p_a la densité de l'air, C_{pa} la capacité de chaleur de l'air, $L_\mu a$ la chaleur latente de vaporisation et U_{10n} le vent à 10 m. ΔT_{10n} et Δq_{10n} sont respectivement la différence pour la température et l'humidité spécifique entre 10 m et la surface. Ces flux sont obtenus avec un pas de temps de 10 min afin de forcer le modèle et sont disponibles de juin à décembre 2006.

Les 5 paramétrisations que j'ai testées diffèrent essentiellement par leur coefficient d'échange turbulent soit C_{d10n} le coefficient de trainée, C_{h10n} le coefficient d'échange du flux de chaleur sensible et C_{e10n} le coefficient d'échange du flux de chaleur latente. Ces trois coefficients sont définis dans la Table II.4.

Ces coefficients sont issus de différentes campagnes. ECUME est issue de plusieurs campagnes afin de définir une paramétrisation optimisée qui couvre une large échelle de conditions atmosphériques et océaniques [Weill et al., 2003]. Les 5 paramétrisations [Anderson, 1993; Fairall et al., 2003; Persson et al., 2005; Smith, 1980] et ECUME que nous utilisons diffèrent

TABLE II.4 – Tableau définissant la gamme de validité pour la vitesse des vents (U_{10}), le coefficient de trainée (C_{d10n}), le coefficient d'échange du flux sensible (C_{h10n}), le coefficient d'échange du flux latent (C_{e10n}) pour les 5 paramétrisations.

Paramétrisation	$U_{10n}(\text{m.s}^{-1})$	$C_{d10n} * 10^3$	$(C_{h10n}) * 10^3$	$C_{e10n} * 10^3$
<i>Smith</i> [1980]	$6-22\text{m.s}^{-1}$	$9,3 \quad (U_{10n} < 5 \text{ m.s}^{-1})$	$0,83 \quad (\text{conditions stables})$	
		$6,1 + 0,063 * U_{10n} \quad (U_{10n} > 5)$	$1,1 \ 10^{-3} \quad (\text{conditions instables})$	
<i>Anderson</i> [1993]	$4,5-21\text{m.s}^{-1}$	$[0,4 + 0,079 * U_{10n}]$	$0,79 \quad (\text{conditions stables})$	$1,2 * C_{h10n}$
			$1,11 \quad (\text{conditions instables})$	$1,2 * C_{h10n}$
<i>Fairall et al.</i> [2003]	$U_{10n} < 10\text{m.s}^{-1}$	$[0,75 + 0,054 * U_{10n}]$	$[1,09 + 0,003 * U_{10n}]$	$[1,09 + 0,003 * U_{10n}]$
	$U_{10n} < 17\text{m.s}^{-1}$	$[0,48 + 0,082 * U_{10n}]$	$[1 + 0,011 * U_{10n}]$	$[1 + 0,011 * U_{10n}]$
	$U_{10n} < 20\text{m.s}^{-1}$	$[0,84 + 0,061 * U_{10n}]$	$[1,05 + 0,009 * U_{10n}]$	$[1,05 + 0,009 * U_{10n}]$
<i>Persson et al.</i> [2005]	$6-19\text{m.s}^{-1}$	$[0,0768 + 0,603 * U_{10n}]$	$[0,0298 + 0,922 * U_{10n}]$	$[-0,0011 + 1,297 * U_{10n}]$
<i>Weill et al.</i> [2003] (ECUME)		$(U_{10n} < 16,8)$ $-2,2261e^{-4} * U_{10n}^3$ $+0,013067 * U_{10n}^2$ $-0,12719 * U_{10n}$ $+1,3013$	$(U_{10n} < 33)$ $3,5763e^{-9} * U_{10n}^5$ $+3,4517e^{-6} * U_{10n}^4$ $-4,3701e^{-4} * U_{10n}^3$ $+0,016038 * U_{10n}^2$ $-0,12455 * U_{10n}$ $+1,2536$	$(U_{10n} < 29)$ $5,0864e^{-6} * U_{10n}^4$ $-3,9144e^{-4} * U_{10n}^3$ $+0,011467 * U_{10n}^2$ $-1,1384e^{-4} * U_{10n}$ $+0,0012687$
		$(U_{10n} < 50)$ $4,2684e^{-6} * U_{10n}^4$ $-4,8208e^{-4} * U_{10n}^3$ $+0,016212 * U_{10n}^2$ $-1,3056 * e^{-4} U_{10n}$ $+0,0013633$		$(U_{10n} < 33)$ $-2,6995e^{-3} * U_{10n}^2$ $+0,18229 * U_{10n}$ $-1,3526$
		1,78	3,14	1,72

par leur flux de chaleur latent, sensible et le stress du vent, mais les flux solaire (F_{sol}) et infrarouge (F_{ir}) sont identiques pour chacune des paramétrisations.

d - Les conditions initiales

Le profil initial dans le modèle contient la salinité, la température, la chlorophylle, le DIC, TA et les nitrates. On s'intéresse aux mesures effectuées à 6°S, 10°W. En conséquence je n'ai considéré que les mesures CTD et des mesures bouteilles effectuées en ce point. Les 3 premiers paramètres sont obtenus avec les profils de la sonde CTD pendant EGEÉ et les derniers avec les mesures bouteilles des campagnes également. Ces données bouteilles ont été interpolées pour obtenir des profils avec une résolution de 1 m entre 0 et 200 m. Nous obtenons ainsi un profil pour chaque paramètre.

II.4.2 Les simulations tridimensionnelles du projet DRAKKAR

Afin de déterminer l'environnement physique autour du site 6°S, 10°W, nous avons utilisé les sorties d'un modèle tridimensionnel. Le but du projet DRAKKAR est la modélisation haute résolution de l'océan global. L'objectif est de développer un modèle réaliste d'océan global pour un large choix d'applications. DRAKKAR est un projet Européen qui permet un travail entre des équipes de modélisation française, allemande, russe et finlandaise.

Le programme DRAKKAR est basé sur le système NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean, <http://www.lodyc.jussieu.fr/NEMO>). La configuration globale ORCA025 couvre l'océan mondial [Molines et al., 2007]. Ce système inclut l'outil national de modélisation océanique OPA9.0 qui est une des versions du code de circulation océanique du LOCEAN (Madec et al. [1998]; Molines et al. [2006]) et le modèle de glace de mer LIM développé à l'université de Louvain la Neuve (Fichefet et Maqueda [1997]). Le code d'océan résout les équations de la mécanique des fluides. La résolution nominale est de 1/4° soit une maille de 28 km à l'équateur. 46 niveaux verticaux représentent la stratification et le relief du fond de l'océan. Le forçage du modèle se fait à partir des variables atmosphériques (vents, températures de l'air, humidités, flux radiatifs, précipitations et apports des fleuves).

La simulation étudiée est ORCA025-G70, avec des sorties de salinité, température, courant (U,V,W) tous les 5 jours. Pour éviter une dérive due au forçage, une combinaison des réanalyses ERA40 (vent, température et humidité atmosphérique) et des mesures directes par satellites (flux radiatifs, précipitations) est utilisée. Les décharges fluviales sont estimées avec une climatologie mensuelle tirée de l'étude de *Dai et Trenberth*

[2002]. La résolution spatiale est de $1^\circ \times 1^\circ$ et les données sont disponibles sur le site : <http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/surface/dai-runoff/index.html>.

La climatologie de Dai et Trenberth est obtenue à l'aide des mesures d'écoulement de rivière pour 921 des plus larges rivières du monde. Les champs composites de *Fekete et al.* [1999, 2002], la base de données du réseau mondial de rivière et un modèle de transport des rivières (RTM) sont utilisés pour traduire le transport vers l'embouchure du fleuve et estimer la contribution des rivières non mesurées. Les données prennent donc en compte 921 rivières et les 'runoff' côtiers. Dans le modèle DRAKKAR, ces données ont été retravaillées car elles n'étaient pas adéquates pour spécifier la décharge de large fleuve comme l'Amazone [*Boudallé-Badie et Treguier, 2006*]. Un traitement spécial a été appliqué aux grands fleuves avec comme base les données de Dai et Trenberth et 99 grandes rivières ont été sélectionnées. Dans le modèle DRAKKAR, la salinité est rappelée à une valeur seuil (S_0) définie d'après [*Molines et al., 2007*].

La variation saisonnière dans la zone semble affectée par des processus d'advection. Afin de comprendre ces mécanismes et leurs impacts sur la zone, nous nous sommes intéressés aux termes de transport. Les simulations DRAKKAR G70 utilisées ne permettaient pas de faire un bilan de sel autour de la bouée 6°S , 10°W . Afin de calculer les bilans de sel, Julien Jouanno a mis à notre disposition des sorties d'une configuration de l'Atlantique tropical effectuées avec NEMO, dont les termes de tendance de sel moyennés sur la couche de mélange ont été sauvegardés. La résolution, la grille et la bathymétrie sont les même que ORCA025-G70. La simulation est forcée à 20°S et 20°N en frontière ouverte avec les sorties de G70. La différence entre les deux simulations, est l'utilisation d'une version mise à jour des forçages pour les simulations fournient par Julien Jouanno (DFS4.4,(Drakkar Forcing Set 4.3)) contrairement à DRAKKAR G70 (DFS4.3). J'ai comparé les SSS des deux versions et constaté qu'elles étaient proches. En conséquence, je ne présente dans ce manuscrit que des résultats obtenus avec la version utilisée par Julien Jouanno. Nous avons à notre disposition des sorties quotidiennes entre le 01/01/2000 et 15/12/2007. Sur ces simulations, le terme de rappel en sel est de $166 \text{ mm.jours}^{-1}$ (même valeur que pour DRAKKAR G70) et il n'y a pas de rappel en température. Le critère utilisé pour la profondeur de couche de mélange est un critère de densité où l'écart entre la base de la couche de mélange et la surface est de $0,01 \text{ kg.m}^{-3}$.

Etude des mesures à 6°S, 10°W

Chapitre III

Evolution temporelle du CO₂ observé à 6S,10W (article)

Sommaire

III.1 Situation hydrographique	60
III.1.1 Variabilité saisonnière	60
III.1.2 Variabilité interannuelle	61
III.1.3 Variabilité haute fréquence	61
a - Effet thermodynamique	61
b - Effet biologique	62
III.1.4 Flux air-mer de CO ₂	63
III.2 Article publié dans <i>Tellus B</i>	63

Dans cette partie, je vais résumer les principaux résultats publiés dans l'article Parard et al, 2010. Ce papier décrit la variabilité et les processus affectant la fCO₂ à 6°S,10°W. Plusieurs échelles de temps sont étudiées. Les flux air-mer ont également été estimés. J'apporterai des informations supplémentaires sur la partie variabilité haute fréquence et plus particulièrement sur la biologie (cf partie 3.1.3). Lors de cette étude j'ai utilisé les données de fCO₂ mesurée avec le capteur CARIOCA et les mesures physiques du mouillage PIRATA.

III.1 Situation hydrographique

A l'aide d'une étude de la SST satellitaire, j'ai analysé l'évolution de la langue d'eau froide pendant l'upwelling sur les 4 années de mesures disponibles sur la bouée (2006-2009) (FIGURE 2 de l'article) et ensuite l'impact de celle-ci sur les mesures de la bouée. Ainsi, le développement de l'upwelling, entre juin et septembre 2006-2009, est caractérisé par une SST plus froide ($24,23 \pm 0,37^\circ\text{C}$) qu'en février-mai ($28,05 \pm 0,20^\circ\text{C}$). Une augmentation de la fCO₂ est associée à ce refroidissement (FIGURE 3 de l'article). A l'équateur, la période la plus froide entre 2006-2009 a été observée en 2009. Bien que la langue d'eau froide semble affecter la bouée, la différence interannuelle est moins marquée à 6°S, 10°W qu'au centre de l'upwelling : l'année 2009 n'est pas sensiblement plus froide que 2006 et 2007, par contre 2008 reste sensiblement plus chaude. Le minimum de SST est observé en septembre à la bouée alors qu'il est observé en août à l'équateur. Ceci est probablement dû au délai de propagation de la langue d'eau froide pour atteindre la bouée : la SST sera plus chaude qu'à l'équateur car la bouée n'est pas localisée dans le cœur de l'upwelling et que la SST mesurée à la bouée est le résultat d'un mélange d'eau en provenance de l'upwelling (0-2°S) avec des eaux plus chaudes. A 6°S, 10°W, des périodes courtes de refroidissement soudain de SST sont observées comme le 27 août 2006 ou le 25 août 2009 : ce sont des filaments d'eau froide advectées depuis la région équatoriale et atteignant la bouée (cf. flèches blanches sur la FIGURE 2 de l'article). Ces filaments sont associés à une décroissance en salinité et une augmentation en fCO₂ (FIGURE 3 de l'article).

III.1.1 Variabilité saisonnière

Durant la période d'upwelling, une relation entre la SST et la fCO₂ ou le DIC a été obtenue (FIGURE 4 de l'article). Elle met en évidence l'impact des eaux en provenance de l'upwelling et advectées à la bouée caractérisées par de faibles températures associées à de fortes valeurs de la fCO₂. L'amplitude saisonnière de la fCO₂ est assez faible (34 µatm) comparée à d'autres

III.1 Situation hydrographique

sites de mesures (BATS,ESTOC) où elle peut être 2 à 3 fois supérieure. La variabilité de DIC est divisible en 3 phases :

- Une augmentation du DIC entre juin et septembre où la variabilité du DIC est expliquée à 80 % par l'upwelling.
- Peu ou pas de variabilité du DIC entre septembre et décembre où la variabilité du DIC est principalement expliquée par la production biologique et le mélange des masses d'eau.
- Une diminution du DIC entre mars et mai où une corrélation entre la SSS et le DIC est observée, ce qui suggère une influence de l'advection des masses d'eau que j'étudierai plus en détail au chapitre V.

III.1.2 Variabilité interannuelle

J'ai comparé les mesures réalisées au mouillage 6°S, 10°W à celles réalisées à proximité lors de campagnes en 1984 et 1993. J'observe une augmentation moyenne de 1,3 $\mu\text{atm.an}^{-1}$ (FIGURE 6 de l'article), entre 1984 et 2007 alors que *Oudot et al. [1995]* observait une augmentation moyenne de 2,5 à 2,8 $\mu\text{atm.an}^{-1}$ entre 1982 et 1992 [*Takahashi et al., 2009*]. Ces différentes estimations illustrent la difficulté d'estimer une tendance à partir de mesures très sous échantillonnées dans l'espace et dans le temps, en particulier dans la zone équatoriale où la fCO₂ est très variable, notamment du fait de la variation interannuelle de l'upwelling. A noter par ailleurs, qu'aucune tendance significative n'est indiquée dans cette région par *Le Quéré et al. [2009]* contrairement aux régions à plus hautes latitudes. Cependant, ce résultat est à prendre avec précaution, la fCO₂ étudiée dans la zone étant très variable dans l'espace et dans le temps. Une mesure sur le long terme de fCO₂ sur la bouée PIRATA pourra aider à mieux quantifier la variation interannuelle de la fCO₂.

III.1.3 Variabilité haute fréquence

a - Effet thermodynamique

La variabilité haute fréquence est dominée par la fréquence diurne. Elle est observée sur toute la série temporelle mais particulièrement prononcée en dehors de la saison d'upwelling (après septembre). Pendant ces périodes les conditions sont plus stables et le fCO₂ varie avec la SST avec une augmentation du fCO₂ proche de l'effet thermodynamique de 4,23%.°C⁻¹.

b - Effet biologique

D'autres périodes ayant une fréquence d'un cycle par jour sont observées après et pendant l'upwelling. Nous considérons que si le DIC, déduit des mesures de la bouée atteint un minimum en milieu de journée et un maximum en fin de nuit, sans variation notable de la SSS (cf les détails dans la section méthodes), la variation de DIC est due à la variabilité biologique. Pendant ces quelques périodes, nous pouvons calculer à partir de la décroissance du DIC mesuré en fin de nuit, la NCP intégrée sur la couche de mélange dont les valeurs sont comprises entre 9 et 41 mmol.m⁻².j⁻¹ et sont en accord avec les valeurs trouvées dans la zone (FIGURE 8 de l'article).

L'étude du DIC avec l'analyse en ondelette a mis en évidence de nombreuses périodes caractérisées par une variation diurne (période de 24 h) (Figure III.1). Une étude de ces différentes périodes a été effectuée. Un tableau récapitulatif est présenté en annexe A.

Ces périodes correspondent rarement aux conditions définies au chapitre II pour calculer la NCP. Les mélanges de masses d'eau affectent le DIC et vont jouer un rôle en plus de l'activité biologique.

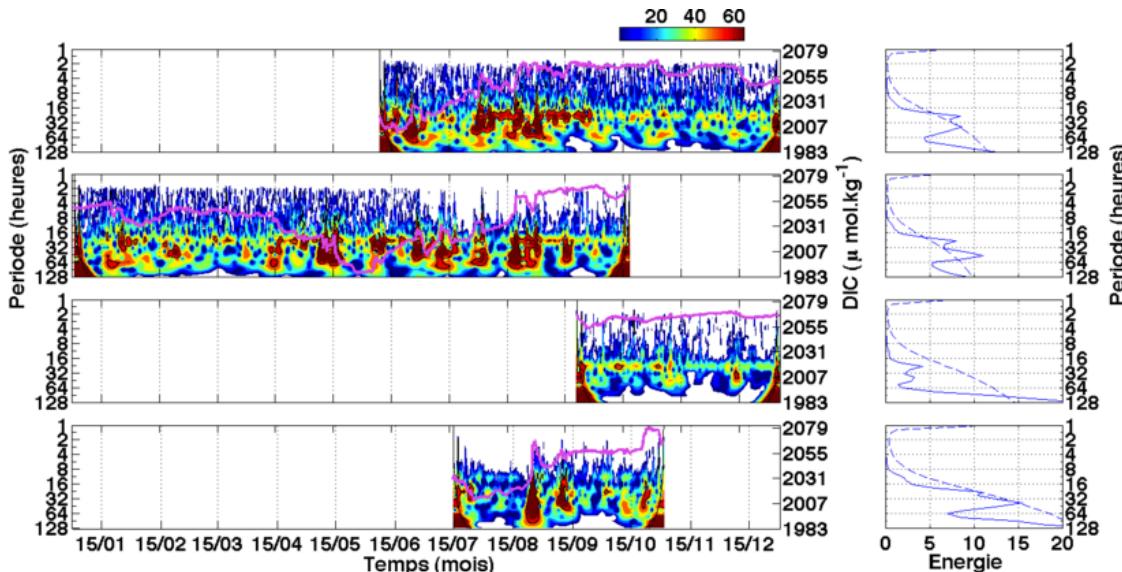


Figure III.1 – Ondelettes pour la variabilité de DIC au cours de 2006, 2007, 2008, 2009 et spectre en énergie pour chacune des années. Le trait mauve correspond à la série temporelle de DIC. A droite, l'énergie moyenne du spectre global (trait continu) avec les 95 % de confiance indiqué par le trait en pointillé.

III.1.4 Flux air-mer de CO₂

Une source de CO₂ est observée sur toute l'année 2007 (FIGURE 9 de l'article). Le flux de CO₂ est de $2,1 \pm 0,69 \text{ mol.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ à 6°S, 10°W. Il est du même ordre de grandeur que le flux observé à CARIACO ($2,8 \pm 3,6 \text{ mol.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$) entre 1996 et 2007 malgré une plus faible influence de l'upwelling à PIRATA. Pour l'Atlantique tropical entre 14°S et 14°N, la source de CO₂ est $0,46 \text{ mol.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ [Takahashi et al., 2009] ce qui est significativement plus faible que les valeurs à 6°S, 10°W. Les extractions des estimations de flux de Takahashi et al. [2009] au point de la bouée donnent une estimation de $0,79 \text{ mol.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$, ce qui confirme une sous estimation du flux d'un facteur deux environ. Une explication possible de cette différence peut être la faible résolution de la climatologie de Takahashi et al. [2009] et le fort sous échantillonnage de cette zone.

III.2 Article publié dans *Tellus B*

Référence : Parard, G., N. Lefevre, J. Boutin, Variability of the fugacity of CO₂ at PIRATA mooring at 6°S, 10°W *Tellus*, 134, 1775-1788, 2010.

Sea water fugacity of CO₂ at the PIRATA mooring at 6°S, 10°W

By GAËLLE PARARD*, NATHALIE LEFÈVRE and JACQUELINE BOUTIN,
LOCEAN, Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu 75252 Paris cedex 05, France

(Manuscript received 22 December 2009; in final form 6 August 2010)

ABSTRACT

In order to better understand the variability of surface CO₂ in the Tropical Atlantic, a CARIOCA sensor has been installed on a PIRATA mooring at 6°S, 10°W in June 2006. The fugacity of CO₂ (*f*CO₂) is recorded hourly from 7 June 2006 to 30 October 2009 with two important data gaps. From July to September, an upwelling develops and a decrease in sea surface temperature (SST) is observed, associated with an *f*CO₂ increase. However, the highest *f*CO₂ is observed in October, after the upwelling season, due to the warming of surface waters. The region is a net source of CO₂ to the atmosphere of $2.10 \pm 0.69 \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ in 2007. The monthly flux is maximum ($3.21 \pm 0.8 \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) in November (averaged over 2006 and 2008). High frequency variability is observed throughout the time series but is particularly pronounced after the upwelling season. Biological and thermodynamic processes explain the diurnal variability. Dissolved inorganic carbon (DIC) is calculated from (alkalinity) TA and *f*CO₂ using an empirical TA—salinity relationship determined for the eastern equatorial Atlantic. Net community production (NCP) is calculated from DIC daily changes and ranges from 9 to 41 mmol m⁻² d⁻¹, which is consistent with previous measurements in this region.

1. Introduction

Ocean time series provide valuable information for monitoring and detecting climate changes and for understanding variability over a wide range of timescales in the physics, chemistry and biology of the ocean. However existing time series are still limited to a few sites for biogeochemical measurements (Send et al., 2009). Time series measurements have been proven to be very useful to monitor and interpret high frequency (from hourly) to long-term (up to decades) variability of sea surface carbon parameters. For instance, Bakker et al. (2001) evidenced significant diurnal cycles of the CO₂ fugacity (*f*CO₂) from a time series of a CARIOCA buoy drifting in the tropical Atlantic, that were driven either by the sea surface temperature (SST) or by the biological activity. More recently, Boutin and Merlivat (2009) took advantage of the latter property for estimating the net community production (NCP) from high frequency *f*CO₂ measurements when they appear to be dominated by biological activity. Concerning long-term variability, the three time series stations located in the northern subtropics [Bermuda Atlantic Time Series (BATS), European Station for Time Series in the

Ocean and the Canary Islands (ESTOC), and Hawaii Ocean Time Series (HOT)] indicate a rate of *f*CO₂ increase close to the atmospheric *f*CO₂ increase (Bindoff et al., 2007). In addition, air-sea CO₂ fluxes can be quantified and monitored. At ESTOC, González-Dávila et al. (2003) found a source of CO₂ for the atmosphere of $0.17 \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, much weaker than the source of $2.8 \pm 3.6 \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ from 1996 to 2000 given by Astor et al. (2005) for the CARIACO station (CARbon Retention In A Colored Ocean) located at 10.5°N, 64.67°W in the equatorial Atlantic. Both stations observe a very strong seasonal cycle (on the order of 100 μatm), but a much higher variability is observed at CARIACO due to the influence of the coastal upwelling.

Most of the time series require monthly visits with a ship so most of them are located relatively close to the coast (with depth lower than 500 m) for easy access (Fig. 1). With the development of autonomous biogeochemical sensors (Lefèvre et al., 1993; Byrne et al., 2009), time series of DIC (e.g. Sayles and Eck, 2009) or surface *f*CO₂ on fixed buoys (e.g. Copin-Montégut et al., 2004; Körtzinger et al., 2008; Lefèvre et al., 2008) or on drifting buoys (Bakker et al., 2001; Boutin and Merlivat, 2009; Merlivat et al., 2009) have started. In the Pacific, a CO₂ system using an infrared analyser (Chavez et al., 1997) has been installed on the Tropical Atmosphere Ocean (TAO) moored buoys and in coastal areas. It provides high-resolution time series measurements of surface ocean CO₂ partial pressure

*Corresponding author.

e-mail: gaplod@locean-ipsl.upmc.fr

DOI: 10.1111/j.1600-0889.2010.00503.x

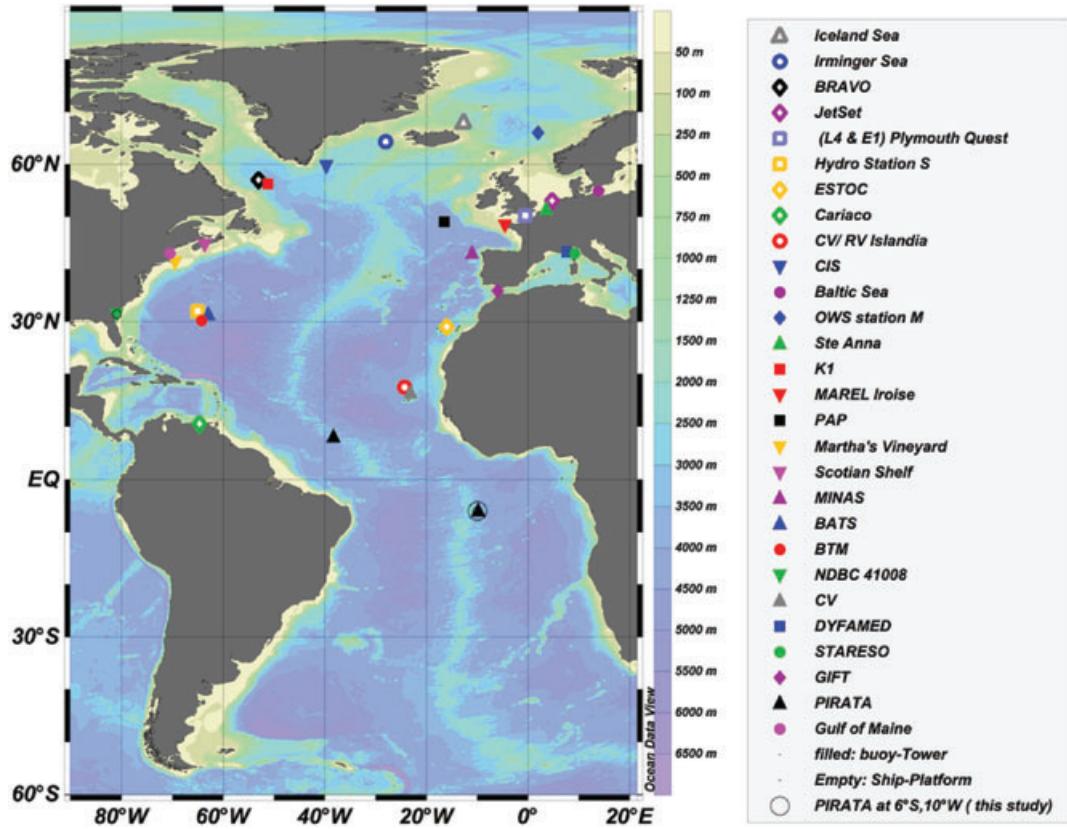


Fig. 1. Location of carbon time series stations in the Atlantic (according to IOCCP, October 2009, http://ioc3.unesco.org/ioccp/Hydrography/New_globalMap.html). The mooring 6°S, 10°W is indicated by a circle.

($p\text{CO}_2$). In coastal areas, the Santa Monica Bay Observatory mooring (SMBO) records hourly $p\text{CO}_2$. The recorded $p\text{CO}_2$ diurnal cycle shows a variability that can reach up to 150 μatm due to temperature changes and to biological activity (Leinweber et al., 2009). In comparison, the monitoring of the tropical Atlantic is well behind the tropical Pacific regarding CO_2 time series.

Our current knowledge of the carbon cycle in the tropical Atlantic comes mainly from the oceanographic cruises conducted in this region over the years. The characteristics of the $f\text{CO}_2$ distribution in this region are mainly related to the ocean circulation. The equatorial upwelling supplies CO_2 rich waters to the surface and leads to the high $f\text{CO}_2$ values reported during the FOCAL (Andrié et al., 1986), Cither (Oudot et al., 1995) and Polarstern cruises (Bakker et al., 1999). This makes the tropical Atlantic a source of CO_2 for the atmosphere. The climatology of Takahashi et al. (2009) estimates a source of 0.10 PgC yr^{-1} between 14°S and 14°N.

Recently, six oceanographic cruises, EGEE (for ‘étude de la circulation océanique et de sa variabilité dans le golfe de Guinée’), conducted in the eastern equatorial Atlantic from 2005 to 2007 with two cruises a year, documented the variability of DIC and TA in the region 10°S–10°N, 10°W–10°E (Koffi et al.,

2010). South of about 2°N, the equatorial upwelling and the coastal upwelling off Angola merge to form a cold tongue that spreads westwards from June to September. The impact of this cold tongue was observed down to 6°S with high $f\text{CO}_2$ and low SST measured during the June 2006 cruise. During this cruise, the CO_2 sensor used in this paper was installed on a mooring at 6°S, 10°W and it is replaced every year. High precipitation associated with the seasonal migration of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) plays also an important role in the $f\text{CO}_2$ and salinity distribution of the equatorial Atlantic (Oudot et al., 1995). The north–south gradient of $f\text{CO}_2$ observed in the North Equatorial Counter Current (NECC) (e.g. Oudot et al., 1995) was also observed during the EGEE cruises in the Guinea Current and is considered as an extension of the NECC. In the western tropical Atlantic, the Amazon influence has also been observed (Ternon et al., 2000; Körtzinger, 2003; Lefèvre et al., 2010) and leads to lower $f\text{CO}_2$ compared to the surrounding high $f\text{CO}_2$ values.

This paper describes the variability of $f\text{CO}_2$ at 6°S, 10°W. SST and $f\text{CO}_2$ data were recorded hourly between 2006 and 2009 (from 7 June 2006 to 15 October 2007, from 16 September 2008 to 31 December 2008 and from 15 July to 30 October 2009). The processes affecting the CO_2 variation at

different timescales are investigated and the air-sea fluxes are estimated.

2. Methods

The ocean circulation in the tropical Atlantic is monitored by a network of 15 moored buoys, Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA). Each PIRATA mooring is equipped with a SEABIRD sensor for measuring temperature every 10 min and hourly salinity from the surface to respectively 500 and 120 m (20, 40, 80, 120, 150, 200, 300 and 500 m). Other parameters, such as wind speed at 4 m height, air temperature, precipitation and short-wave radiation are also measured at high frequency (Bourlès et al., 2008). The data are available on the PIRATA website (<http://www.pmel.noaa.gov/pirata>) where daily means are provided in near-real time using Argos transmission.

In June 2006, a CARIOCA *f*CO₂ sensor was added on the PIRATA mooring at 6°S, 10°W (Lefèvre et al., 2008). CARIOCA is an autonomous sensor using a colorimetric method to measure *f*CO₂ (Lefèvre et al., 1993; Hood and Merlivat, 2001). The seawater intake is located at 1.5 m below the surface. A copper pipe has been used to supply seawater to the sensor in order to prevent biofouling. The sensor gives *f*CO₂ with an accuracy of ± 3 μatm and a precision of ± 1 μatm (Bates et al., 2000). The *f*CO₂ data recorded in 2006 have been reported by Lefèvre et al. (2008).

Hourly *f*CO₂ and SST measurements are sent in real time by Argos and the sensor is replaced every year. The first sensor was installed on 6 June 2006, and was replaced successively on 28 June 2007 and 16 September 2008. The sensor currently on the mooring was installed on 10 July 2009. Failures occurred sometimes so that several gaps exist in the data time series. Each CO₂ sensor is calibrated in the laboratory with a CO₂ system based on infrared detection (using a Licor 6262) before deployment and after recovery. Each sensor includes two bags of dye. A small volume of dye is pumped to make the *f*CO₂ measurement and is sent to a waste bag. When the sensor is recovered, the calibration is made with the remaining dye in the laboratory. In 2006, during the installation of the first sensor, a comparison between the shipboard infrared CO₂ system and the CARIOCA sensor showed a very good agreement between the two techniques (Lefèvre et al., 2008). After recovery, the sensor was calibrated and no correction of the *f*CO₂ data was necessary for the 2006 data. In 2007 and 2008 the sensor drifted and this was confirmed by the calibration after recovery. The start of the drift could also be detected by recording the absorbance of the dye at different wavelengths. Data were disregarded when the sensor started drifting. The sensor installed in July 2009 was not recovered yet, so the data after the 10 July 2009 are considered as preliminary. However, no drift was detected.

Using the SSS recorded at the mooring with the highest available resolution (hourly in 2006 and 2007; daily in 2008 and

2009), TA was calculated with the relationship determined by Koffi et al. (2010).

$$\text{TA} = 65.222 \times \text{SSS} + 2.50 \quad r^2 = 0.97. \quad (1)$$

The standard error on the predicted alkalinity is $\pm 7.2 \mu\text{mol kg}^{-1}$. This relationship is valid for SSS ranging from 32 to 37.

DIC, expressed in $\mu\text{mol kg}^{-1}$, is calculated from *f*CO₂, TA, SST and SSS using the dissociation constants of Merbach et al. (1973) refitted by Dickson and Millero (1987). The error on TA using eq. (1), the error on dissociation constants and the accuracy of the *f*CO₂ sensor of $\pm 3 \mu\text{atm}$ leads to an error in calculated DIC of $8.7 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Direct DIC measurements are available from the EGEE cruises (Koffi et al., 2010). The calculated DIC of $2013.8 \mu\text{mol kg}^{-1}$, corresponding to the average of DIC over the 7–8 June 2006, is in good agreement with the DIC of $2010.5 \pm 2 \mu\text{mol kg}^{-1}$ measured at 6°S, 10°W (6 June 2006) during the EGEE 3 cruise. DIC was also measured in November 2006 and at the end of June 2007. The measurements of $2060 \pm 2 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (23 November 2006) and $2028.3 \pm 2 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (28 June 2007) compare well with the calculated values of $2067.5 \pm 8.7 \mu\text{mol kg}^{-1}$ and $2027.1 \pm 8.7 \mu\text{mol kg}^{-1}$ averaged over the 28–29 June 2006 and 23–24 November 2006, respectively.

The daily air-sea CO₂ flux (*F*CO₂), expressed in $\text{mmol m}^{-2}\text{d}^{-1}$, is computed using the daily mean of the wind speed converted to 10 m height. The flux is calculated as follows:

$$F_{\text{CO}_2} = k_{\text{CO}_2} \alpha (f_{\text{CO}_2} - f_{\text{CO}_{2\text{atm}}}), \quad (2)$$

where α is the solubility of CO₂ (Weiss, 1974), k_{CO_2} is the gas transfer velocity (Sweeney et al., 2007), and *f*CO₂ is the surface *f*CO₂ recorded at the mooring. Atmospheric *f*CO₂ (*f*CO_{2atm}) is computed from the water vapour pressure (Weiss and Price, 1980), the atmospheric pressure measured at the mooring and the weekly atmospheric molar fraction ($\times\text{CO}_2$). $\times\text{CO}_2$ value in dry air is provided by Globalview-CO₂ at the Ascension island (7.92°S, 14.42°W) from 2006 to 2009 (<ftp.cmld.noaa.gov>, path:ccg/co2/GLOBALVIEW). Between 2006 and 2009, monthly *f*CO_{2atm} varies from 356 to 369 μatm .

Array for Real-Time Geostrophic Oceanography (ARGO) float profiles obtained from the Coriolis Data Assembly Center have been collocated with the buoy at $\pm 2^\circ$ in latitude and longitude and ± 5 d. The temperature profiles are used to estimate the depth of the mixed layer using criteria following $\Delta T \geq 0.2^\circ\text{C}$ by Boyer-Montegut et al. (2004).

In order to examine the oceanic conditions around the mooring, SST maps derived from TMI [TRMM Microwave Imagery (Tropical Rainfall Measuring Mission)] with a 25 km, 3-d resolution have been used (ftp.ssmi.com/tmi/bmaps_v04).

We often observe variability at short timescale superimposed to seasonal variability. A Morlet wavelet analysis (Torrence and Compo, 1998) is used to characterize the variability over the whole time series. In order to remove low frequency variability,

the data have been filtered at 5 d. Two parameters are obtained with the Morlet wavelet: the mean power of the global spectrum that indicates the dominant frequencies of the $f\text{CO}_2$ time series and the modulus of the wavelet transform that indicates how the dominant frequencies vary in time.

3. Results

3.1. Hydrographic situation

The mooring at 6°S , 10°W is located in the South Equatorial Current (SEC) that flows westward and extends from the surface to 100 m. This current covers a large range of latitudes from approximately 2°N to $15\text{--}25^\circ\text{S}$ depending on the longitudinal location and time of year. During the upwelling season, between June and September, the mooring at 6°S , 10°W is affected by the propagation of the cold tongue. This cold tongue, formed by the merging of the equatorial upwelling and the coastal upwelling off the coast of Angola, is advected westward by the SEC. The equatorial upwelling, centred around 2°S , occurs between June and September. It brings water from the Equatorial UnderCurrent (EUC) to the surface, which significantly cools the surface layer, by about 5°C (Hazeleger et al., 2003). Thus, the occurrence of the equatorial upwelling is evidenced by cooler ($<25^\circ\text{C}$) and saltier (>36) waters (Voituriez and Herblant, 1979) than the tropical surface waters (Bakun, 1978) that are characterized by temperature of about 27°C (Stramma and Schott, 1999).

In order to examine the timing and the impact of the cold tongue at the mooring, TMI SST are plotted between 8°S

and 2°N along 10°W (Fig. 2). A cooler period with a mean 2006–2009 temperature of $24.23 \pm 0.37^\circ\text{C}$ occurs from June to September. A warm period is observed between February and May with a surface temperature of $28.05 \pm 0.20^\circ\text{C}$ averaged between 2006 and 2009 over the region 4°N – 10°S at 10°W . The equatorial upwelling is centred on 1 to 2°S , where we observed the coldest SST (Fig. 2). SSTs below 23°C are observed during the 15 July–15 September period, which corresponds to the main upwelling period. However, there is significant year-to-year variability in the strength of the equatorial upwelling. For instance, the mean SST values between June and September are similar in 2006 ($23.58 \pm 0.1^\circ\text{C}$) and 2007 ($23.66 \pm 0.06^\circ\text{C}$), whereas the mean SST is slightly higher in 2008 ($23.95 \pm 0.1^\circ\text{C}$) and lower in 2009 ($22.98 \pm 0.4^\circ\text{C}$). The coldest month is always observed in 2009. This suggests that the upwelling in 2009 is the strongest. In 2008, the equatorial upwelling is on average weaker than the others, although in July ($23.50 \pm 0.09^\circ\text{C}$) and in September ($23.26 \pm 0.07^\circ\text{C}$), the SST is lower than in 2006 and 2007. The SST in 2008 has a minimum in September while the SST minimum is observed in August for the other years. At the mooring, the propagation of the cold tongue, formed by the equatorial and coastal upwellings, affects the SST.

Near the mooring, between 5°S and 7°S at 10°W , the SST, averaged over the June–September period, is $24.97 \pm 0.5^\circ\text{C}$ in 2009. At the equator, the coldest SSTs are observed in 2009 whereas, at the mooring, although the mean SST is slightly lower than in 2006 ($25.18 \pm 0.07^\circ\text{C}$) and in 2007 ($25.15 \pm 0.02^\circ\text{C}$), the year 2009 is not significantly colder than 2006 and 2007 given the standard deviation of 0.5°C . However, in 2008,

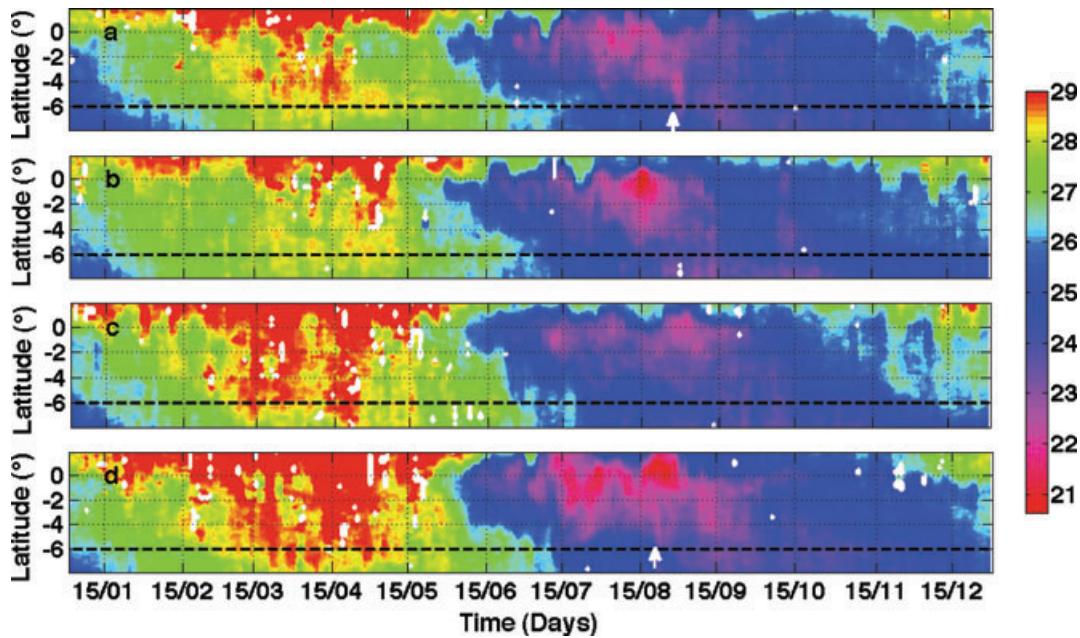


Fig. 2. Hovmöller latitude-time diagrams of TMI SST ($^\circ\text{C}$) along 10°W (a) in 2006 (b) in 2007 (c) 2008 (d) 2009. The dashed line corresponds to the latitude of 6°S . The arrow in (a) indicates the 27 August 2006 and in (d) 25 August 2009. Missing values are indicated in white.

the mean SST at the mooring ($25.63 \pm 0.09^\circ\text{C}$) is significantly higher than in 2006, 2007 and 2009. This is similar to what is observed at the equator. The SST minimum is in September compared to August at the equator with the exception of 2008 when the minimum was in September. This is probably due to the time delay of the cold tongue to reach the mooring. Overall, the SST at the mooring is higher than at the equator because it is not located in the core of the equatorial upwelling and because the cold tongue mixes with warmer water during its westward propagation.

Figure 3 shows the $f\text{CO}_2$, SST, SSS recorded at the mooring as well as $f\text{CO}_2$ calculated at a constant temperature of 25.5°C . The longest time series obtained with the CO₂ sensor is in 2007 with data from January to October (Fig. 3). The warm and cold periods observed at the equator are evidenced in the time series with a mean SST of $27.84 \pm 0.35^\circ\text{C}$ between March and May 2007 and a cooler period with a mean SST of $24.53 \pm 0.6^\circ\text{C}$ between July and October. As previously noticed, at 6°S , 10°W the cooler period is slightly delayed compared to the equator, which is due to the way the cold tongue is advected. Sudden SST decreases are observed on the time series as shown for the 27 August 2006 (arrow on Fig. 3a) and for the 25 August 2009 (arrow on Fig. 3g). This is explained by strips of cooler water located north of the mooring and reaching the mooring (Figs 2a and d). The SST decreases are associated with a salinity decrease (Figs 3b and h). At the mooring, the impact of the cold tongue is characterized by a decrease of salinity because at this location evaporation exceeds precipitation. Therefore, during the warm period the SSS is higher than at the equator. From January to

May 2007, a mean salinity of 36.03 is calculated at 6°S , 10°W while at the equator, the SSS is 35.2 using the SSS recorded at the PIRATA mooring at 0° , 10°W . The salinity decrease is used to detect the arrival of the cold tongue at 6°S , 10°W . The end of the cold tongue period is approximately indicated by the warming of the surface water. The shaded area indicates the main period when the mooring is affected by the cold tongue (Fig. 3).

3.2. Seasonal variability

In 2007, when data are available throughout the year, high $f\text{CO}_2$ values ($431 \pm 6 \mu\text{atm}$) are observed from November to March and lower values from May to August ($397 \pm 19 \mu\text{atm}$). In May–June, $f\text{CO}_2$ is minimum with values close to atmospheric $f\text{CO}_2$ (Fig. 3). To remove the SST effect, $f\text{CO}_2$ is computed at a constant SST of 25.5°C , using the relationship of Takahashi et al. (1993), and is referred as $(f\text{CO}_2)_T$. One striking feature of the $(f\text{CO}_2)_T$ variability is the decrease observed from January to May 2007 (Fig. 3d). Using alkalinity estimated from salinity and $f\text{CO}_2$, DIC can be calculated. This decrease of $(f\text{CO}_2)_T$ corresponds to a decrease of $30 \mu\text{mol kg}^{-1}$ in DIC. It is mostly balanced by a loss of CO₂ by air–sea exchange (estimated to be about $20 \mu\text{mol kg}^{-1}$).

In June–July, the upwelling starts to develop and cold water appears associated with high $f\text{CO}_2$ and lower salinities. For example, between 27 August 2006 and 31 August 2006, $f\text{CO}_2$ increases from 400 to 447 μatm , and this increase is associated with a decrease in salinity and to a lesser extent in SST. The

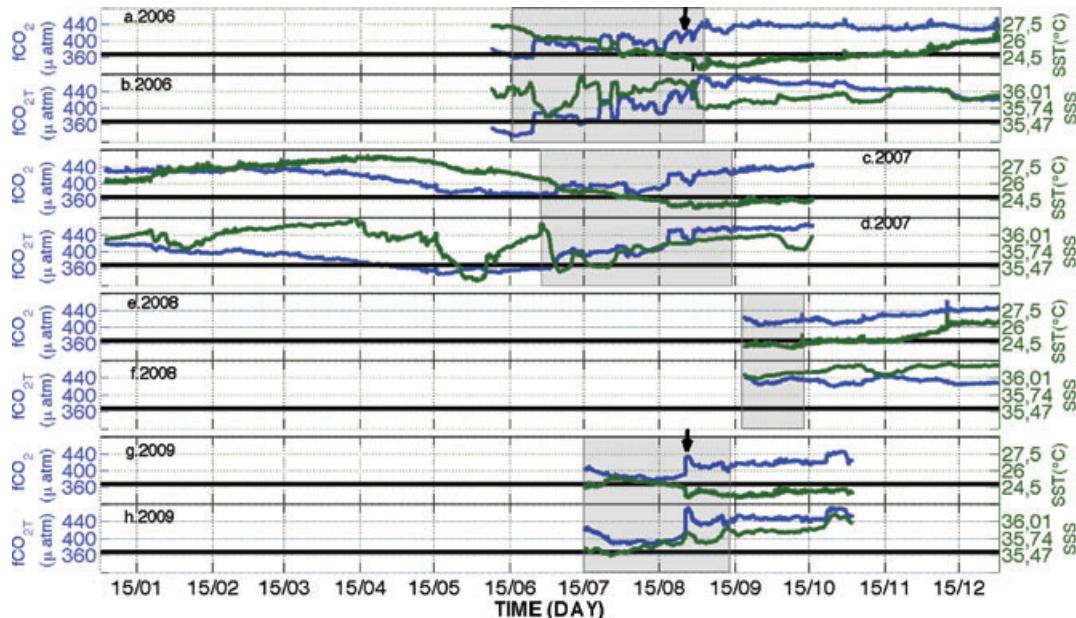


Fig. 3. Time-variability of $f\text{CO}_2$, and SST, $f\text{CO}_2$ at a constant temperature of 25.5°C ($f\text{CO}_2)_T$, and SSS for (a), (b) 2006, (c), (d) 2007, (e), (f) 2008 and (g), (h) 2009. The shaded area corresponds to the period of the impact of the cold tongue at the mooring site. The black arrow corresponds to (a) 27 August 2006 and (g) 25 August 2009. The dashed line represents the mean value of atmospheric $f\text{CO}_2$.

mooring is located in a very dynamical region where patches of warm and cold waters alternate and are responsible for the variability of $f\text{CO}_2$. High $f\text{CO}_2$ values measured in the cold tongue and are maintained by high SST during the warm season. The $f\text{CO}_2$ values are similar to those found in equatorial upwelling regions. For example, Bakker et al. (2001) measured $f\text{CO}_2$ values of 450 μatm in the equatorial Atlantic with a CARIACO sensor deployed during the upwelling season. In coastal upwelling systems, $f\text{CO}_2$ are much higher with values higher than 600 μatm (Lefèvre, 2009).

Using all the data recorded between June and September, the following $f\text{CO}_2$ -SST relationship is obtained:

$$f\text{CO}_2 = -15.4(\pm 1.08) \times \text{SST} + 785(\pm 16.7) \quad r^2 = 0.76. \quad (3)$$

The predicted error on $f\text{CO}_2$ is $\pm 10 \mu\text{atm}$. This relationship is in good agreement with the one determined for June to September 2006 by Lefèvre et al. (2008) with a slope of $-17.08 \mu\text{atm} (\text{°C})^{-1}$ (Fig. 4). The negative slope characterizes the dominance of the upwelling process with cold temperatures associated with high $f\text{CO}_2$, and is in opposition to the slope of $4.23\% (\text{°C})^{-1}$ due to the thermodynamic effect. The impact of the cold tongue seems to be variable depending on the strength of the upwelling and the ocean circulation. In 2009 for a given temperature, lower $f\text{CO}_2$ values are measured compared to 2006 (Fig. 4). As the mooring is not directly influenced by the upwelling, the data are scattered and some warming effect is visible for temperatures between 23.5 and 24.5 $^{\circ}\text{C}$ with an increase of $f\text{CO}_2$ associated with this warming in 2006 and 2007.

As expected, the increase of $f\text{CO}_2$ due to the propagation of the cold tongue corresponds to an increase of DIC and a

relationship between DIC and SST can be determined

$$\text{DIC} = -17.3(\pm 2) \times \text{SST} + 2468(\pm 16) \quad r^2 = 0.84. \quad (4)$$

The error on predicted DIC is $\pm 12 \mu\text{mol kg}^{-1}$. This relationship is in good agreement with the relationship determined by Lefèvre et al. (2008) who found a slope of $-17.1 \mu\text{mol kg}^{-1} (\text{°C})^{-1}$. The fit is better with DIC than with $f\text{CO}_2$ as there is no warming effect with DIC.

The seasonal amplitude of $f\text{CO}_2$ is quite low ($34 \pm 12 \mu\text{atm}$) compared to other sites in the Atlantic, such as BATS where the seasonal change is $90\text{--}100 \mu\text{atm}$ (Bates et al., 1996) and $60\text{--}80 \mu\text{atm}$ for ESTOC (González-Dávila et al., 2003). Most of the amplitude of $f\text{CO}_2$ at BATS and ESTOC is explained by the seasonal cycle of SST where the temperature varies between $8\text{--}10^{\circ}\text{C}$ at BATS and $4\text{--}6^{\circ}\text{C}$ at ESTOC with a minimum in February–March and a maximum in September–October. At CARIACO, high SST are observed in August–October and are associated with high $f\text{CO}_2$. The lowest SSTs are in February–March but they are caused by the coastal upwelling and are associated with low $f\text{CO}_2$ due to the high productivity (Astor et al., 2003, 2005). At PIRATA, the SST amplitude is about 3°C between the warm season and the cold season. As it is located in the southern hemisphere, the SST maximum is observed in March–April and is associated with high $f\text{CO}_2$. The SST minimum occurs during the cold season, in August–September, and is also associated with high $f\text{CO}_2$ due to the propagation of the cold tongue. High $f\text{CO}_2$ are measured during the cold season and are maintained during the warm season by high temperatures. Low $f\text{CO}_2$ are observed in May–June before the propagation of the cold tongue.

In order to determine the relative importance of the CO_2 air-sea flux, the upwelling, the biological activity and the mixing

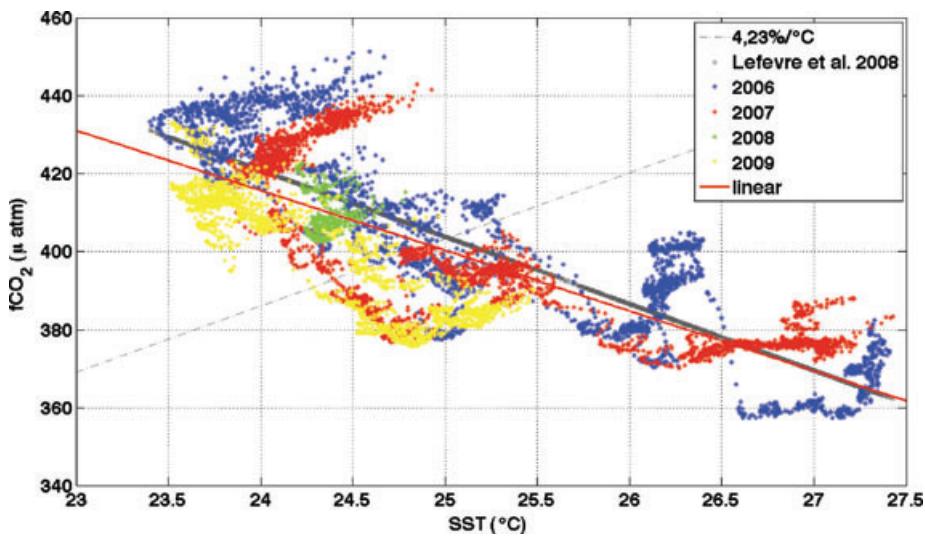


Fig. 4. Relationship between $f\text{CO}_2$ and SST using the mooring data from June to September for each year. The solid line corresponds to the relationship of Lefèvre et al. (2008).

processes at the mooring, monthly DIC variations are calculated. The total DIC variation (ΔDIC) is calculated as the difference between the last and the first day of 1 month and is expressed as follows:

$$\Delta\text{DIC} = \Delta\text{DIC}_{\text{flux}} + \Delta\text{DIC}_{\text{up}} + \Delta\text{DIC}_{\text{other}}, \quad (5)$$

where $\Delta\text{DIC}_{\text{flux}}$ is the variation of DIC due to air-sea exchange. It is calculated by

$$\Delta\text{DIC}_{\text{flux}} = \frac{F_{\text{CO}_2}}{\rho h}, \quad (6)$$

where F_{CO_2} is the monthly CO₂ flux, ρ is the density of seawater and h is the mixed layer depth calculated with Argo floats. The changes of DIC due to the upwelling ($\Delta\text{DIC}_{\text{up}}$) are estimated using eq. (4), with the difference of the mean SST between the last and the first day of each month. $\Delta\text{DIC}_{\text{up}}$ is computed between June and September when SST decreases. As this relationship includes the flux component, the flux term is subtracted from the upwelling component. The $\Delta\text{DIC}_{\text{other}}$ corresponds to the residual term and represents the combined effects of advection, biological activity and vertical mixing. The different components are plotted for each month (Fig. 5). Positive DIC variations correspond to a supply of DIC from the beginning to the end of the month while negative values correspond to a loss. Three phases of DIC variability can be observed with large positive changes during the cold tongue period (June–September), low variability of DIC from September to December and large negative changes from January to March. During the cold tongue period, the $\Delta\text{DIC}_{\text{up}}$ term explains more than 80% of the DIC variation. The losses by outgassing are relatively small with an average, using all the

data, of 2.6 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, compared to the 14 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ supplied by the cold tongue and the residuals of 11 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Outside the cold tongue period, the air-sea flux contributes to about 6% of the DIC losses on average. This is of the same order of magnitude as the DIC changes explained by air-sea exchange (3–10%) at ESTOC, between October and March. Nevertheless, the flux at 6°S, 10°W contributes to decrease DIC compared to ESTOC (González-Dávila et al., 2003).

After the upwelling season, for example in September 2008, the changes in DIC are lower than 10 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. The lowest DIC variability is observed from September to December. As the contribution of the CO₂ flux is small, most of the variations are explained by mixing with water masses and/or biological activity.

Before the cold tongue period, from March to June 2007, ΔDIC show large negative changes. The DIC decrease is associated with an increase in the remaining component (biological activity/mixing processes). The correlation between DIC and SSS suggests that the DIC variability is explained mostly by the mixing of water masses. Over this period, a relationship between DIC and SSS can be determined

$$\text{DIC} = 73.7(\pm 1.6) \times \text{SSS} - 627(\pm 4.5) \quad r^2 = 0.94. \quad (7)$$

The error on predicted DIC is about 9 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. The relationship between $f\text{CO}_2$ and SSS is not so strong ($r^2 = 0.87$) as $f\text{CO}_2$ is also affected by SST and air-sea exchange. The large negative variability of DIC is mainly explained by advection.

At ESTOC, between March and October, the DIC changes are explained by net organic production, and advection was negligible compared to the PIRATA mooring where advection is

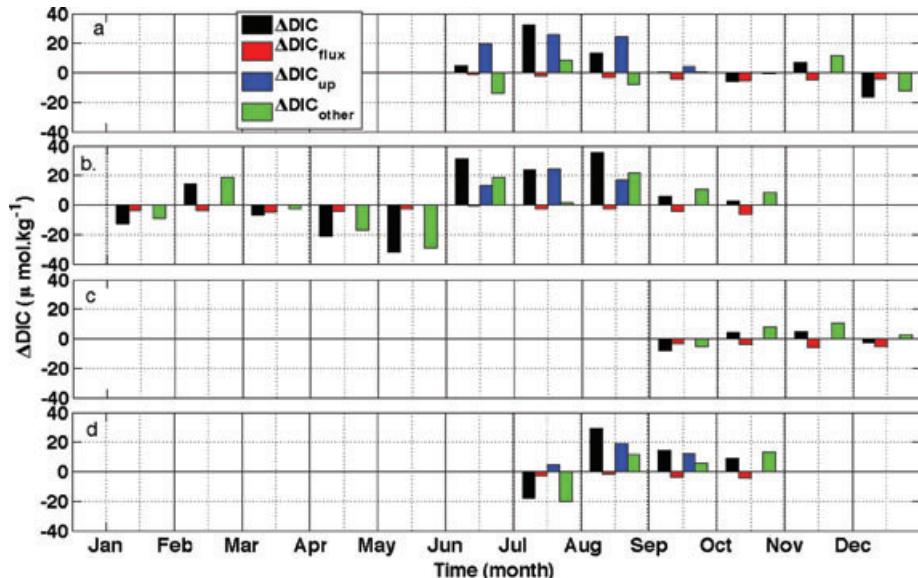


Fig. 5. Monthly variations of DIC (in $\mu\text{mol kg}^{-1}$) calculated as the difference between the last day and the first day of the month with contributions of the air-sea exchange ($\Delta\text{DIC}_{\text{flux}}$), the cold tongue impact ($\Delta\text{DIC}_{\text{up}}$), and the remaining processes ($\Delta\text{DIC}_{\text{other}}$) for (a) 2006, (b) 2007, (c) 2008 and (d) 2009.

responsible for most of the DIC variations between March and October (González-Dávila et al., 2003).

3.3. Year to year variability

The $f\text{CO}_2$ variability at the mooring during the cold tongue period depends on the strength of the equatorial and coastal upwellings, and on the westward propagation of the cold tongue. However, on monthly average, $f\text{CO}_2$ is not significantly different from one year to another for the months of June, July and August. In September, higher $f\text{CO}_2$ values are measured in 2006 ($434 \pm 7 \mu\text{atm}$) and 2007 ($430 \pm 5 \mu\text{atm}$) compared to 2008 ($409 \pm 5 \mu\text{atm}$) and 2009 ($412 \pm 5 \mu\text{atm}$).

In addition to the impact of the cold tongue on the mean $f\text{CO}_2$ values measured at 6°S , 10°W , the time series is characterized by high variability due to intrusions of cooler water. Overall, the SST distribution is similar from one year to another. During the July–December period, when several years of data are available, the SST follows the same pattern with a decrease in June–July, followed by a minimum in September and an increase towards December. It is more difficult to detect a repeated pattern on the $f\text{CO}_2$ and SSS distributions as they exhibit significant decreases and increases.

Previous estimates of $f\text{CO}_2$ have been reported for the eastern tropical Atlantic and can be compared to the data recorded at the mooring. As the $f\text{CO}_2$ variability can be affected by the different oceanic conditions, $f\text{CO}_2$ is corrected to a mean SST of 27°C according to the relationship given by Takahashi et al. (1993). The comparison is done for the year 2007 (Fig. 6) as $f\text{CO}_2$ data are available throughout the year.

In 1984, during the FOCAL 6 cruise, $f\text{CO}_2$ was measured during boreal winter, at 3°S – 5°S , 4°W (Andrié et al., 1986).

The atmospheric $f\text{CO}_2$ increased by $37 \mu\text{atm}$ and oceanic $f\text{CO}_2$ by $29 \pm 11 \mu\text{atm}$ between 1984 and 2007 (the uncertainty of the oceanic increase of $11 \mu\text{atm}$ has been computed from the sum of the variances of $f\text{CO}_2$ in 1984 and 2007). The increase of seawater $f\text{CO}_2$ ($1.3 \mu\text{atm yr}^{-1}$) is quite similar to the atmospheric increase of $1.6 \mu\text{atm yr}^{-1}$.

Ten years later, in March 1993, Oudot et al. (1995) revisited the 4°W section. Between 1993 and 2007, the seawater $f\text{CO}_2$ increases by 30 ± 11 and $24 \mu\text{atm}$ in the atmosphere. They reported an increase between 1984 and 1993 after correcting from temperature [$1.3\% (\text{ }^\circ\text{C})^{-1}$] and salinity [$44 \mu\text{atm} (\text{psu})^{-1}$] effects. However, these relationships are not valid at 6°S , 10°W and could not be applied.

Further west of the mooring, near 15°W , the $f\text{CO}_2$ was measured in April and July 1995 on board the RMS St Helena (Lefèvre et al., 1998). Between 4°S and 7°S , a lower $f\text{CO}_2$ is measured in April (warm season) compared to July (cold season). From 1995 to 2007, atmospheric $f\text{CO}_2$ increased by $23 \mu\text{atm}$ in April and $18 \mu\text{atm}$ in July whereas seawater $f\text{CO}_2$ increased by $28 \pm 10 \mu\text{atm}$ in April and $42 \pm 14 \mu\text{atm}$ in July.

Seawater $f\text{CO}_2$ at the mooring is higher in 2007 than during previous cruises carried out in the area. With the exception of the FOCAL 6 cruise where atmospheric and oceanic $f\text{CO}_2$ increase at a similar rate, the comparison of previous measurements with the 2007 data shows that seawater $f\text{CO}_2$ increases faster than atmospheric $f\text{CO}_2$. The highest seawater $f\text{CO}_2$ increase is observed in July when the cold tongue reaches the mooring. This might be due to the high $f\text{CO}_2$ variability occurring at this time of the year. The comparison is probably more robust during the warm period. However, as this region is highly dynamic it is difficult to assess the trend of seawater $f\text{CO}_2$ from the different cruises made in this region. The long term monitoring of $f\text{CO}_2$ at

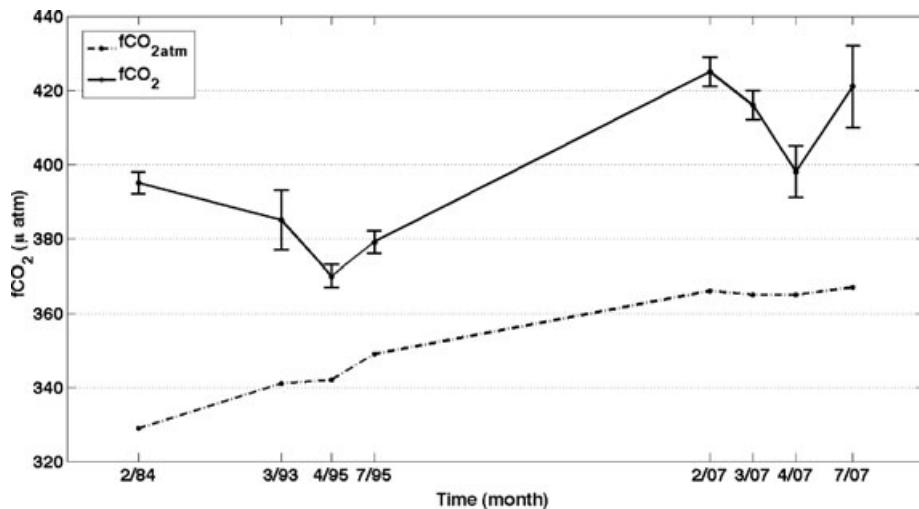


Fig. 6. Mean seawater $f\text{CO}_2$ corrected to an SST of 27°C using the relationship of Takahashi et al. (1993) as a function of time (month/year). The data come the FOCAL 6 cruise in 1984 (Andrié et al., 1986), the Cither 1 cruise in 1993 (Oudot et al., 1995), the St Helena cruises in 1995 (Lefèvre et al., 1998) and the 2007 data at 6°S , 10°W . The dashed line corresponds to the mean atmospheric $f\text{CO}_2$ ($f\text{CO}_2\text{atm}$) measured during the different cruises.

the PIRATA station should help to determine the rate of increase of seawater $f\text{CO}_2$ more precisely.

3.4. High frequency variability

Superimposed on the seasonal variability, the time series shows high frequency variability. In order to highlight the diurnal cycle, a wavelet study was done (Fig. 7). The wavelet modulus represents the importance of the frequency observed. It is maximum around 24 h, which corresponds to the diurnal cycle (Fig. 7.1). During the cold tongue period, the diurnal cycle is less often observed, as shown by the wavelet modulus (Figs 7a–c). However, it dominates from January to May and after September 2008 and 2009.

The most significant scale of variability in $f\text{CO}_2$ between 2006 and 2007 has a period of 1 d, and is clearly depicted in the wavelet analysis, as a significant peak in the mean wavelet power spectrum (Fig. 7.2) for a period lower or equal to 5 d. The amplitude of the $f\text{CO}_2$ diurnal cycle is usually very small (less than a few micro atmospheres) although a maximum of 23.2 μatm was observed in December 2006.

Strong SST and SSS variations are observed when the cold tongue propagates and reaches the mooring so that the diurnal cycle is masked by this large signal. During the warm season, oceanic conditions are more stable and $f\text{CO}_2$ varies with SST. From January to May 2007, ten periods of thermodynamical events are observed with an increase of $f\text{CO}_2$ close to 4.23% $(^\circ\text{C})^{-1}$ over a period from 2 to 10 d (4 d on average). From September to December 2006 and 2008, six periods are observed whereas, during the cold tongue period, two periods of

thermodynamical events can be detected. The wavelet analysis also captures 1-d variability that can be due to changes of water masses occurring during that period. In this case, no diurnal cycle is observed. This 1-d variability is observed mainly during the cold tongue period when changes of water masses occur more frequently.

However, a few periods show no correlation between $f\text{CO}_2$ and SST despite the presence of the diurnal cycle of SST. Most of these periods are observed after and during the upwelling season. We consider that if the following conditions are observed, the variation of DIC can only due to the biological variability. The TA must remain fairly constant to neglect the variation of DIC due to advection. This condition is met when the change of TA is less than $\pm 1 \mu\text{mol kg}^{-1}$, which corresponds to a change of SSS less than 0.02. When the DIC is maximum at sunrise and minimum at sunset, if we observed a decrease of DIC over a given period, the variability of DIC must be caused by biological activity. A few periods with these criteria have been identified (Fig. 8a). Surprisingly, most of them occur during the cold tongue period.

Under these conditions, a NCP can be estimated following the method of Boutin and Merlivat (2009) and using the following equation:

$$\text{NCP} = \frac{\Delta C}{\Delta t} + \frac{F}{\rho h}, \quad (8)$$

where $\Delta C/\Delta t$ is the decrease of maximum DIC at sunrise over a period of several days, F is the air-sea CO₂ flux, ρ is the density of seawater and h is the mixed layer depth. The mixed layer depth was estimated with the ARGO profiler and compared

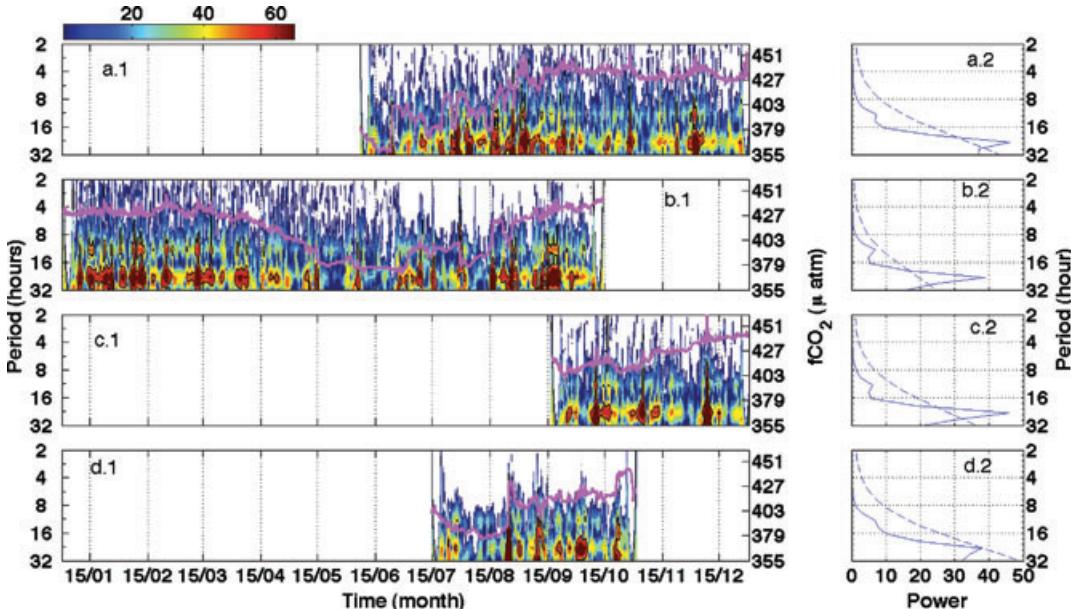


Fig. 7. The modulus of the wavelet transform, using the Morlet wavelet, is shown for $f\text{CO}_2$ in (a.1) 2006, (b.1) 2007, (c.1) 2008, (d.1) 2009. The $f\text{CO}_2$ data are also shown on these plots (solid line). The left-hand panels correspond to the mean power of the global spectrum (solid curve) with the 95% significance level (dashed curve) for (a.2) 2006, (b.2) 2007, (c.2) 2008 and (c.2) 2009.

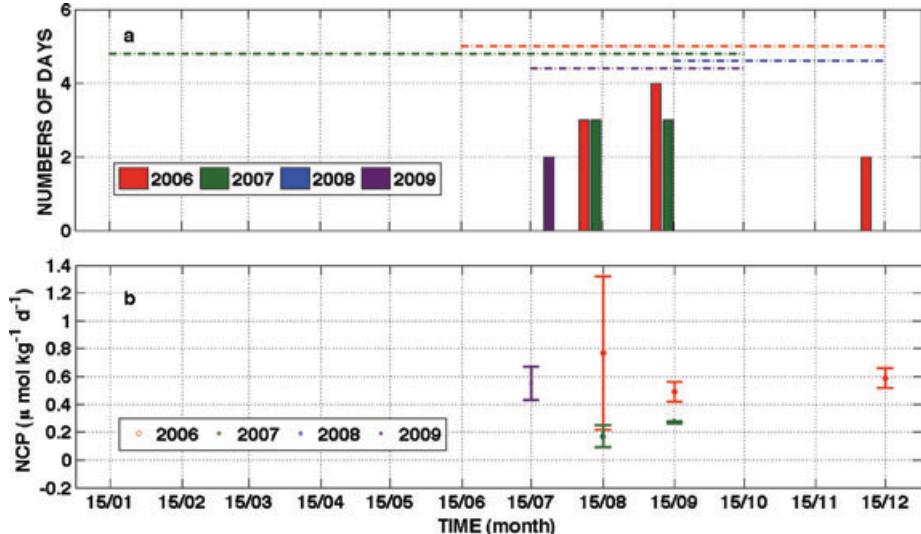


Fig. 8. (a) Number of days from January to December when biological events are observed. The dash-dotted lines at the top of figure indicate the periods with available data. (b) estimates of net community production (in $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{d}^{-1}$).

with mooring data at several depths. The NCP ranges from 0.17 to $0.77 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{d}^{-1}$ (Fig. 8b).

NCP integrated over the mixed layer is computed for each biological event, and ranges from 9 to $41 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

These values are in good agreement with previous estimates. A first study was conducted during the Equalant cruise in 1963 where the oxygen saturation was used to estimate primary production (Voituriez and Herblant, 1982). They obtained an estimate of Net Primary Production which is equivalent to an NCP of $0.76 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{d}^{-1}$ assuming an autotrophic regime for the region 6°S , 10°W in August 1963. This is close to our estimations of $0.77 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{d}^{-1}$ in August 2006 and $0.17 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{d}^{-1}$ in August 2007. Another cruise took place in December 1971, between 0°N and 11°S at the meridian 4°W , where Dufour and Stretta (1973) measured primary production which, converted to NCP, gives an estimate ranging from 0.24 to $0.96 \mu\text{mol kg}^{-1}$ that compares well with our estimate of $0.59 \mu\text{mol kg}^{-1}$ for December 2006.

3.5. Air-sea CO_2 flux

The monthly air-sea CO_2 flux follows the $f\text{CO}_2$ pattern as higher values are observed in the boreal winter and a decrease is found in May–June before the upwelling season (Fig. 9). The air-sea CO_2 flux reaches its minimum in June with a mean value of $0.56 \pm 0.61 \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ calculated using the 2006 and 2007 data. The maximum is reached in November with a mean of $3.21 \pm 0.8 \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ calculated with 2006 and 2008 data. A source of CO_2 is observed throughout the year. In 2007, measurements are available for almost a complete year. On annual average for 2007, the CO_2 flux is $2.1 \pm 0.69 \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. It is of the same order of magnitude as the CO_2 flux of $2.8 \pm 3.6 \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ measured at the CARIACO site from 1996 to 2000. However,

the CO_2 variability at PIRATA is lower than at CARIACO as it is not directly influenced by the upwelling unlike CARIACO (Astor et al., 2003).

The air-sea CO_2 flux is computed with daily wind speed because hourly wind speed was not available for 2008 and 2009. However, the use of daily wind speed did not affect the estimate the annual CO_2 flux by more than 3.5%. The estimation of the error on the CO_2 flux using measurements sampled once a day is as well very low, less than 5%. This is in agreement with a previous study at BATS (Bates et al., 1998) showing that the sampling frequency affects the estimates of the CO_2 flux by no more than 5–10%.

For the tropical Atlantic between 14°S and 14°N , the source of CO_2 is $0.46 \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (Takahashi et al., 2009) which is significantly lower than our value at 6°S , 10°W .

In order to compare the CO_2 flux at the mooring with the climatology of Takahashi et al. (2009) built for the reference year 2000, we used the ΔpCO_2 provided by the climatology in the box $4\text{--}8^\circ\text{S}$ and $7.5\text{--}12.5^\circ\text{W}$. We calculated the CO_2 flux with the gas exchange coefficient used for our CO_2 flux. The climatological CO_2 flux is lower than the estimates at the mooring (Fig. 9). The annual mean is $0.79 \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ compared to our estimate of $2.1 \pm 0.69 \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. For the box $4\text{--}8^\circ\text{S}$, $7.5\text{--}12.5^\circ\text{W}$, this corresponds to a flux of 0.08 PgC yr^{-1} for the climatological value compared to our estimate of 0.22 PgC yr^{-1} for the year 2007. Possible explanations for this discrepancy are the coarse resolution of the climatology built on a 4° of latitude by 5° of longitude grid and the lack of data in this region. In addition, the comparison between the CO_2 flux and the climatology for the year 2000 assumes that ΔpCO_2 is constant over the years. If seawater $f\text{CO}_2$ increases faster than the atmospheric increase, the CO_2 flux calculated from 2006 to 2009 should be higher than the flux in 2000. However, the time series is still too short

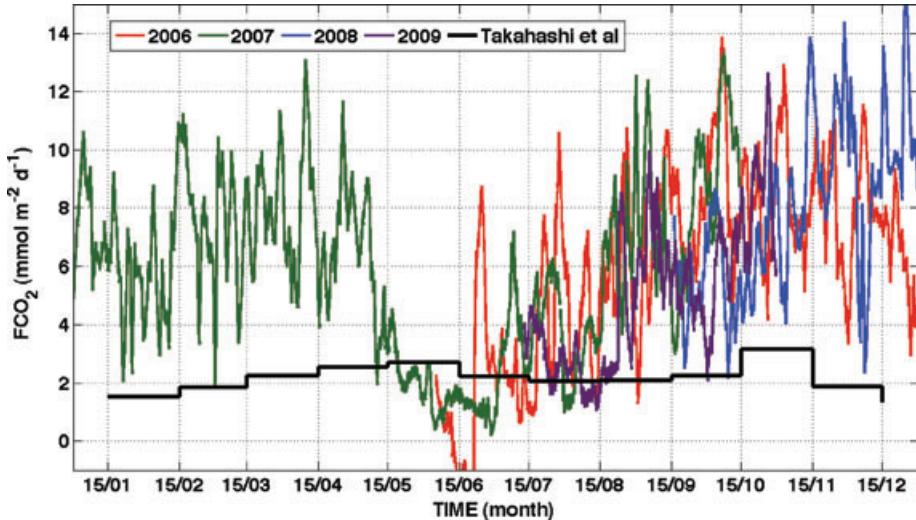


Fig. 9. The daily air-sea CO₂ flux (in mmol m⁻² d⁻¹) at 6°S, 10°W for the years 2006, 2007, 2008 and 2009. In black, the Takahashi et al.'s climatology (2009).

to detect any trend. The comparison between previous cruises seems to indicate a higher seawater $f\text{CO}_2$ increase compared to the atmospheric increase. However, the dynamics of this region makes the comparison difficult and a longer time series is required to draw a conclusion. The CO₂ flux at 6°S, 10°W is unlikely to be representative of the equatorial Atlantic because a north-south gradient occurs between the NECC and the SEC and lower $f\text{CO}_2$ are observed in the NECC. If the flux at 6°S, 10°W were representative of the SEC system then the source of CO₂ in this area would be significantly underestimated.

4. Summary

A CARIOCA sensor has been installed on the PIRATA mooring at 6°S, 10°W and has recorded hourly $f\text{CO}_2$ since June 2006. Although not directly located in the upwelling area, the mooring is affected by the spreading of the cold tongue during the upwelling season. Patches of cold water are advected, which explains the high variability of the $f\text{CO}_2$ distribution. The site is strongly affected by advection, even before the propagation of the cold tongue. A wavelet analysis highlights the high frequency variability at 24 h. Diurnal cycles occur mainly during the warm season over 2–10 d, with an average of 4 d. The dominant process controlling this variability is the thermodynamical effect with an $f\text{CO}_2$ increase close to the relationship of 4.23% (°C)⁻¹. Short periods dominated by biological activity are also identified. During these periods, a NCP is calculated from the decrease of DIC over the whole period. Estimates of NCP range from 9 to 41 mmol m⁻² d⁻¹ and are in agreement with previous estimates.

In 2007, when almost a complete year of data is available, a source of CO₂ is observed throughout the year with an annual average of $2.1 \pm 0.69 \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. The variability of the CO₂

flux is characterized by a minimum in June and a maximum in November. This source corresponds to a flux of 0.22 PgC yr⁻¹ for the 4–8°S and 7.5–12.5°W box. Although this estimate is unlikely to be representative of the equatorial Atlantic, because of the north-south gradient of $f\text{CO}_2$, it might be representative of the southeastern Atlantic. More data in the South Atlantic would help in determining whether the source of CO₂ in this region is currently underestimated.

In addition, pursuing the monitoring at 6°S, 10°W is required to assess whether the source of CO₂ is increasing with time. A comparison of seawater $f\text{CO}_2$ with previous cruises suggests that seawater $f\text{CO}_2$ increases at a faster rate than atmospheric $f\text{CO}_2$ in recent years.

5. Acknowledgments

We thank Liliane Merlivat and Leticia Barbero for helpful discussions. We thank Marion Leduc Leballeur for her help with Matlab. This work is funded by the European Integrated Project CARBOOCEAN (contract 511176–2). TMI data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by the NASA Earth Science and REASoN DISCOVER project. They are available at <http://www.remss.com>. ARGO is a pilot program of the Global Ocean Observing System. The data were collected and made freely available by the international Argo Project and the national programs that contribute to it (<http://www.argo.net>).

References

- Andrié, C., Oudot, C., Genton, C. and Merlivat, L. 1986. CO₂ fluxes in the tropical Atlantic during FOCAL cruises. *J. Geophys. Res.* **91**, 11741–11755.

- Astor, Y., Muller-Karger, F. and Scranton, M. I. 2003. Seasonal and interannual variation in the hydrography of the Cariaco Basin: implications for basin ventilation. *Continental Shelf Res.* **23**, 125–144.
- Astor, Y. M., Scranton, M. I., Muller-Karger, F., Bohrer, R. and Garcia, J. 2005. fCO₂ variability at the CARIACO tropical coastal upwelling Time Series Station. *Mar. Chem.* **97**, 245–261.
- Bakker, D. C., Echeto, J., Boutin, J. and Merlivat, L. 2001. Variability of surface water fCO₂ during seasonal upwelling in the equatorial Atlantic Ocean as observed by a drifting buoy. *J. Geophys. Res.* **106**, 9241–9253.
- Bakker, D. C. E., de Baar, H. J. W. and de Jong, E. 1999. The dependence on temperature and salinity of dissolved inorganic carbon in East Atlantic surface waters. *Mar. Chem.* **65**, 263–280.
- Bakun, A. 1978. Guinea Current upwelling. *Nature* **271**, 147–150.
- Bates, N. R., Michaels, A. F. and Knap, A. H. 1996. Seasonal and interannual variability of oceanic carbon dioxide species at the US JGOFS Bermuda Atlantic Time-series Study (BATS) site. *Deep Sea Res. Part II: Topical Stud. Oceanogr.* **43**, 347–383.
- Bates, N. R., Takahashi, T., Chipman, D. W. and Knap, A. H. 1998. Variability of pCO₂ on diel to seasonal timescales in the Sargasso Sea near Bermuda. *J. Geophys. Res.* **103**, 15567–15585.
- Bates, N. R., Merlivat, L., Beaumont, L. and Pequignet, C. A. 2000. Intercomparison of shipboard and moored CARIACO buoy seawater fCO₂ measurement in Saragossa Sea. *Mar. Chem.* **72**, 239–255.
- Bindoff, N. L., Willebrand, J., Artale, V., Cazenave, A., Gregory, J. and co-authors. 2007. Observations: oceanic climate change and sea level. In: *Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (eds S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis and co-authors), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 385–432.
- Bourlès, B., Lumpkin, R., Phaden, M. M., Hernandez, F., Nobre, P. and co-authors. 2008. THE PIRATA PROGRAM: history, Accomplishments, and Future Directions. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **89**, 1111–1125.
- Boutin, J. and Merlivat, L. 2009. New in situ estimates of carbon biological production rates in the Southern Ocean from CARIACO drifter measurements. *Geophys. Res. Lett.* **36**, 1–6.
- Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A. and Ludicone, D. 2004. Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res.* **109**, C12003, doi: 10.1029/2004JC002378.
- Byrne, R. H., Degrandpre, M. D., Short, R. T., Martz, T. R., Merlivat, L. and co-authors. 2009. Sensors and systems for in situ observations of marine CO₂ system variables. In: *Proceedings of the OceanObs09*, Venice, Italy, September 21–25, 2009. Available at: <http://www.oceanobs09.net/>.
- Chavez, F. P., Pennington, T. J., Herlien, R., Jannasch, J. H., Thurmond, G. and co-authors. 1997. Moorings and drifters for real-time interdisciplinary oceanography. *Am. Meteorol. Soc.* **14**, 1199–1211.
- Copin-Montégut, C., Bégoovic, M. and Merlivat, L. 2004. Variability of the partial pressure of CO₂ on diel to annual time scales in the Northwestern Mediterranean Sea. *Mar. Chem.* **85**, 169–189.
- Dickson, A. and Millero, F. 1987. A comparison of the equilibrium constants for the dissociation of carbonic acid in seawater media. *Deep Sea Res. Part A. Oceanogr. Res. Papers* **34**, 1733–1743.
- Dufour, P. and Stretta, J. M. 1973. Production primaire, biomasse du phytoplancton et du zooplancton dans l'Atlantique tropical sud, le long du méridien 4°W. *Ser. Océanogr.* **11**, 419–429.
- González-Dávila, M., Santana-Casiano, J. M., Rueda, M. J., Llinás, O. and González-Dávila, E. F. 2003. Seasonal and interannual variability of sea-surface carbon dioxide species at the European Station for Time Series in the Ocean at the Canary Islands (ESTOC) between 1996 and 2000. *Global Biogeochem. Cycles* **17**, 1076.
- Hazeleger, W., de Vries, P. and Fricourt, Y. 2003. Sources of the equatorial undercurrent in the Atlantic in a high-resolution ocean model. *J. Phys. Oceanogr.* **33**, 677–693.
- Hood, E. M. and Merlivat, L. 2001. Annual to interannual variations of fCO₂ in the northwestern Mediterranean Sea: high frequency time series data from CARIACO buoys (1995–1997). *J. Mar. Res.* **59**, 113–131.
- Koffi, U., Lefèvre, N., Kouadio, G. and Boutin, J. 2010. Surface CO₂ parameters and air-sea CO₂ flux distribution in the eastern equatorial Atlantic. *J. Mar. Syst.* **82**, 135–144.
- Körtzinger, A. 2003. A significant CO₂ sink in the tropical Atlantic Ocean associated with the Amazon River plume. *Geophys. Res. Lett.* **30**, 2287.
- Körtzinger, A., Send, U., Wallace, D. W. R., Karstensen, J. and DeGrandpre, M. 2008. Seasonal cycle of O₂ and pCO₂ in the central Labrador Sea: atmospheric, biological, and physical implications. *Global Biogeochem. Cycles* **22**, 1–16.
- Lefèvre, N. 2009. Low CO₂ concentrations in the Gulf of Guinea during the upwelling season in 2006. *Mar. Chem.* **113**, 93–101.
- Lefèvre, N., Ciabini, J. P., Michard, G., Briest, B., Duchaffaut, M. and co-authors. 1993. A new optical sensor for pCO₂ measurement. *Mar. Chem.* **42**, 189–198.
- Lefèvre, N., Moore, G., Aiken, J., Watson, A. and Cooper, D. 1998. Variability of pCO₂ in tropical Atlantic in 1995. *J. Geophys. Res.* **103**, 5623–5634.
- Lefèvre, N., Guillot, A., Beaumont, L. and Danguy, T. 2008. Variability of fCO₂ in the Eastern Tropical Atlantic from a moored buoy. *J. Geophys. Res.* **113**, 1–12.
- Lefèvre, N., Diverres, D. and Gallois, F. 2010. Origin of CO₂ undersaturations in the western tropical Atlantic. *Tellus B*, doi: 10.1111/j.1600-0889.2010.00475.x.
- Leinweber, A., Gruber, N., Fenzel, H., Friedeich, G. E. and Chavez, F. P. 2009. Diurnal carbon cycling in the surface ocean and lower atmosphere of Santa Monica Bay, California. *Geophys. Res. Lett.* **36**, 1–5.
- Merbach, C., Culberson, C. H. and Hawley, J. E. 1973. Measurements of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater of atmospheric pressure. *Limnol. Oceanogr.* **18**, 897–907.
- Merlivat, L., Davila, M., Caniaux, G. and Boutin, J. 2009. Mesoscale and diel to monthly variability of CO₂ and carbon fluxes at the ocean surface in the northeastern Atlantic. *J. Geophys. Res.-Oceans* **114**, 1–17.
- Oudot, C., Ternon, J. and Lecomte, J. 1995. Measurements of atmospheric and oceanic CO₂ in the tropical Atlantic: 10 years after the 1982–1984 FOCAL cruises. *Tellus* **47B**, 70–85.
- Sayles, F. L. and Eck, C. 2009. An autonomous instrument for time series analysis of TCO₂ from oceanographic moorings. *Deep Sea Res. Part I: Oceanogr. Res. Papers* **56**, 1590–1603.

- Send, U., Weller, R., Wallace, D., Chavez, F., Lampitt, R. and co-authors. 2009. OceanSITES. In: *Proceedings of the OceanObs09*, Venice, Italy, September 21–25, 2009. Available at: <http://www.oceanobs09.net/>.
- Stramma, L. and Schott, F. 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep-sea Res. II* **46**, 279–303.
- Sweeney, C., Gloos, E., Jacobson, A. R., Key, R. M., McKinley, M. and co-authors. 2007. Constraining global air-sea gas exchange for CO₂ with recent bomb ¹⁴C measurements. *Global Biogeochem. Cycles* **21**, 1–10.
- Takahashi, T., Olafsson, J., Goddard, J. G., Chipman, D. W. and Sutherland, S. C. 1993. Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: a comparative study. *Global Biogeochem. Cycles* **7**, 843–878.
- Takahashi, T., Sutherland, S. C., Wanninkhof, R., Sweeney, C., Feely, R. A. and co-authors. 2009. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans. *Deep-Sea Res. Part II* **56**, 554–577.
- Ternon, J., Oudot, C., Dessier, A. and Diverres, D. 2000. A seasonal tropical sink for atmospheric CO₂ in the Atlantic Ocean: the role of the Amazon River discharge. *Mar. Chem.* **68**, 183–201.
- Torre, C. and Compo, G. P. 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **79**, 61–78.
- Voituriez, B. and Herblant, A. 1979. The use of the salinity maximum of the Equatorial Undercurrent for estimating nutrient enrichment and primary production in the Gulf of Guinea. *Deep Sea Res. Part A. Oceanogr. Res. Papers* **26**, 77–83.
- Voituriez, B. and Herblant, A. 1982. Primary production in the Tropical Atlantic ocean mapped from oxygen values of equalant 1 and 2 (1963). *Bull. Mar. Sci.* **31**, 853–863.
- Weiss, R. F. 1974. CO₂ in water and seawater: the solubility of a non ideal gas. *Mar. Chem.* **2**, 203–215.
- Weiss, R. F. and Price, B. A. 1980. Nitrous oxide solubility of a non ideal gas. *Mar. Chem.* **8**, 347–359.

Variabilité diurne

Chapitre IV

Analyse des processus responsables de la variabilité haute fréquence

Sommaire

IV.1 Introduction	80
IV.2 Définition des conditions initiales et du forçage pour le modèle unidimensionnel	82
IV.2.1 Choix de la paramétrisation du forçage atmosphérique	82
IV.2.2 Définition et construction des profils initiaux	83
a - Profondeur de la couche de mélange observée	83
b - Les profils de novembre 2006	84
c - Les profils de septembre 2005	86
IV.3 Etude d'une période dominée par la physique	89
IV.3.1 Réglage des paramètres physiques	89
IV.3.2 Résultats de la simulation	89
IV.3.3 Variation des profils verticaux	91
IV.3.4 Rôle du courant	94
IV.4 Etude d'une période dominée par la biologie	95
IV.4.1 Réglage des paramètres biologiques	95
IV.4.2 Résultats de la simulation	98
IV.4.3 Impact de l'apport vertical	102
IV.5 Conclusion	105

IV.1 Introduction

A l'aide des mesures à la bouée 6°S, 10°W, j'ai mis en évidence des périodes où la variabilité du CO₂ est dominée par les processus physiques ou biologiques (cf. Chapitre III). Nous avons fait l'hypothèse que l'advection horizontale et verticale pendant ces périodes est relativement faible. Un modèle unidimensionnel va permettre de déterminer les conditions physiques et biogéochimiques ayant conduit à la prédominance d'un des processus. Les périodes sont simulées sur quelques jours (<15 jours).

Un modèle unidimensionnel présente l'avantage d'être plus simple à mettre en place et de nécessiter moins de paramètres de forçage et d'initialisation qu'un modèle trois dimensions. Cela est particulièrement intéressant pour notre zone d'étude où les données sont peu abondantes. Un modèle physique est couplé à un modèle biogéochimique afin d'évaluer le comportement des variables biogéochimiques lorsqu'elles sont soumises à différentes conditions physiques.

Les deux périodes étudiées dans cette partie sont :

- la période "physique" (du 23/11/2006 au 6/12/2006) : Des cycles diurnes sont observés pendant cette période sur la SST et la variation de fCO₂ est en phase avec la SST. La variation de DIC et de SSS sur cette période est faible (Figure IV.1). Le 23/11 correspond à la date à laquelle un profil CTD a été effectué lors de la campagne EGEE 4. Pendant cette période, la variation de fCO₂ est principalement gouvernée par la variation thermodynamique soit une augmentation de 4,23% de fCO₂ par degré [Takahashi et al., 1993].
- la période "biologique" (du 16/09/2006 au 20/09/2006) : On observe une asymétrie du DIC avec la SST, les maxima de DIC sont associés à un minimum de la SST. L'évolution de la fCO₂ est corrélée à celle du DIC. La variation de la SSS est faible (Figure IV.2). C'est la période la plus longue, ayant un cycle d'amplitude particulièrement élevée de DIC généré par la biologie (cf. Chapitre III).

Les forçages atmosphériques et les conditions initiales ont été ajustés afin de reproduire la variation de SST et SSS. Pour chacune des périodes, j'ai tout d'abord effectué des tests de sensibilité afin d'affiner les paramètres physiques et biologiques du modèle, puis j'ai analysé les résultats des simulations.

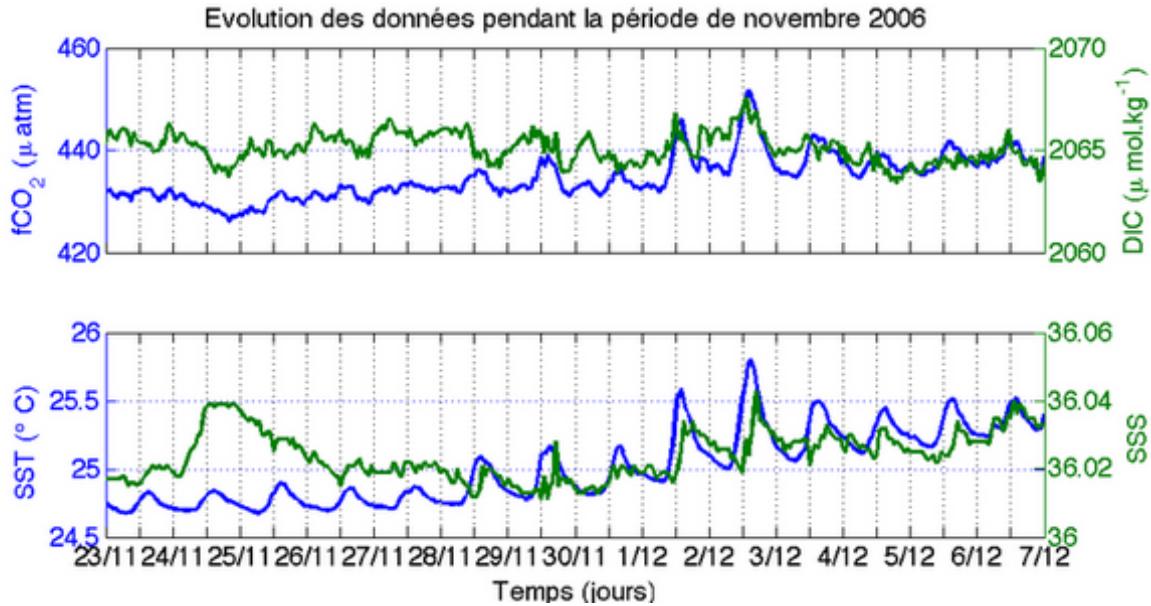


Figure IV.1 – Evolution du DIC, du $f\text{CO}_2$, de la SST et de la SSS pendant la période "physique" (novembre-décembre 2006) mesurés sur la bouée 6°S , 10°W .

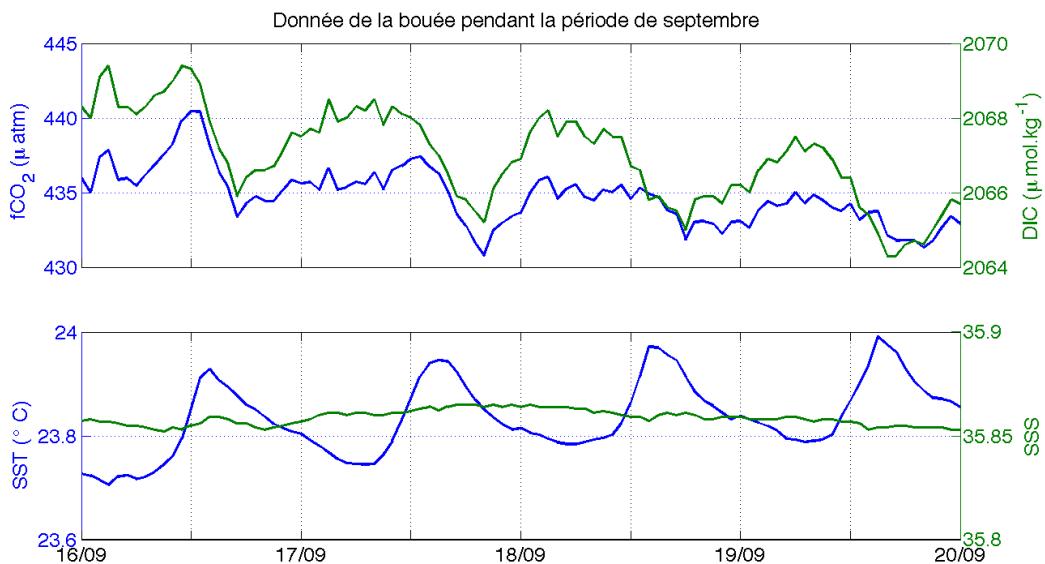


Figure IV.2 – Evolution du DIC, du $f\text{CO}_2$, de la SST et de la SSS pendant la période "biologique" (septembre 2006) mesurés sur la bouée 6°S , 10°W .

IV.2 Définition des conditions initiales et du forçage pour le modèle unidimensionnel

IV.2.1 Choix de la paramétrisation du forçage atmosphérique

La qualité des forçages atmosphériques est un préalable essentiel au réglage de la physique du modèle. La paramétrisation ECUME [Weill et al., 2003] a été optimisée pour couvrir le plus grand nombre de conditions atmosphériques et océaniques possibles et semble la plus adéquate à être utilisée dans notre zone. Néanmoins, pendant la période "biologique", j'observe un décalage entre la SST simulée et observée. J'ai donc essayé de réduire ce décalage en testant différentes paramétrisations.

Les paramétrisations des forçages atmosphériques (flux de chaleur et vent) influencent fortement la température [Anderson, 1993; Fairall et al., 2003; Persson et al., 2005; Smith, 1980] (Figure IV.3). Les températures simulées sont toujours trop froides la nuit par rapport aux observations, en particulier pour Anderson [1993] et Persson et al. [2005]. ECUME conduit à une amplitude du cycle diurne importante et induit des températures plus élevées pendant la journée.

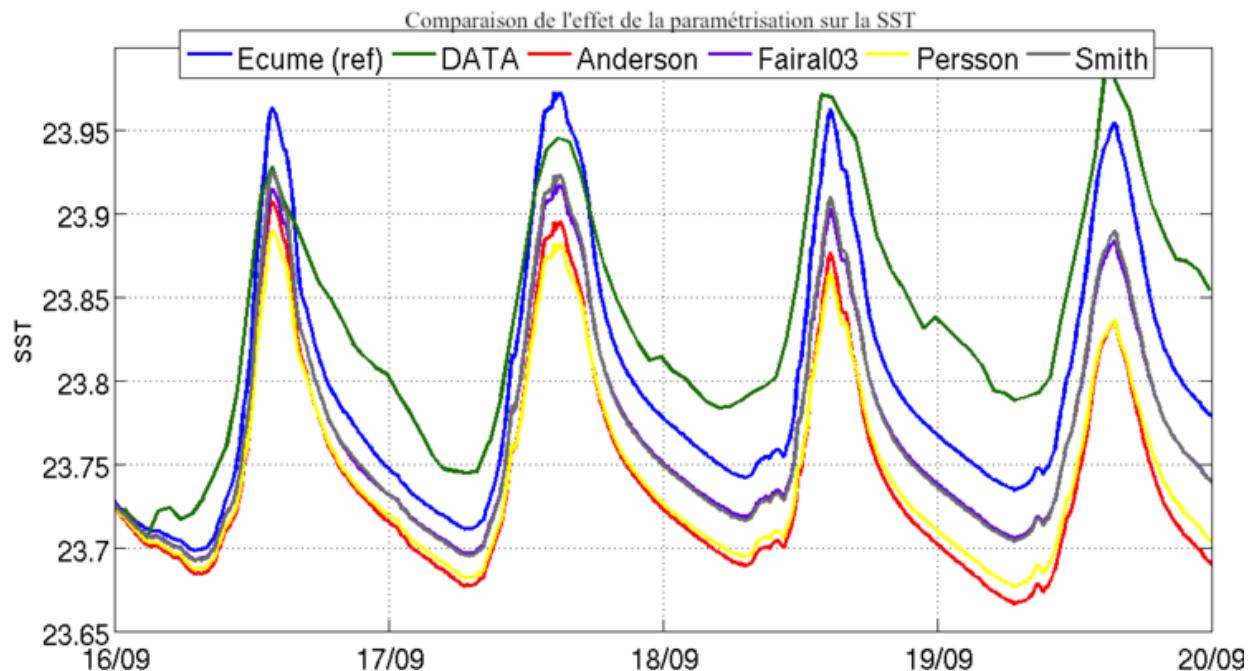


Figure IV.3 – Illustration de la SST calculée avec les 5 paramétrisations différentes : Anderson [1993], Fairall et al. [2003], Persson et al. [2005], Smith [1980] et ECUME.

Les paramétrisations extrêmes, i.e. *Anderson* [1993] et ECUME se différencient essentiellement par leur flux de chaleur latente. La paramétrisation d'*Anderson* [1993] a des flux plus faibles que la paramétrisation ECUME (différence de l'ordre de 20 W.m⁻²). Cela confirme l'importance des flux de chaleur dans la simulation. La SST simulée avec les paramétrisations *Fairall* et al. [2003] et *Smith* [1980] est plus faible que la SST simulée avec la paramétrisation ECUME et plus forte que celle obtenue avec la paramétrisation d'*Anderson* [1993].

La différence moyenne entre la SST mesurée et simulée est minimale lorsqu'on utilise la paramétrisation ECUME (Table IV.1). Elle est de 0,07°C pour la période "biologique" (resp. 0,02°C pour la période "physique"), alors qu'elle peut atteindre 0,13°C (resp. 0,12°C) avec la paramétrisation de *Persson* et al. [2005] par exemple. Le calcul de l'écart type de cette différence confirme que la simulation avec ECUME est meilleure que les autres. C'est celle-ci qui sera utilisée dans la suite de ce travail.

TABLE IV.1 – Différence entre la SST (en degrés C) simulée selon différentes paramétrisations et la SST mesurée sur la bouée 6°S, 10°W ainsi que l'écart type de la différence.

Paramétrisation	Période "biologique"	Période "physique"
[<i>Smith</i> , 1980]	0,10±0,034	0,07±0,08
[<i>Anderson</i> , 1993]	0,13±0,04	0,1±0,09
[<i>Fairall</i> et al., 2003]	0,11±0,037	0,08±0,08
[<i>Persson</i> et al., 2005]	0,13 ±0,044	0,12±0,08
ECUME	0,07±0,02	0,02±0,03

Dans la suite, l'ajustement des simulations à l'aide des profils initiaux et des courants (cf paragraphe suivant) permet une diminution de l'écart entre la SST simulée et mesurée. Cependant, cet écart étant encore trop important pour reproduire correctement la fCO₂ pendant la période "biologique", des ajustements du flux solaire, du flux de chaleur sensible et de τ ont été effectués et appliqués aux 2 périodes. Nous avons diminué les flux non solaires de 10 %, augmenté le τ d'environ 30% (ordre de grandeur estimé à partir de l'erreur sur la mesure de la vitesse du vent) et augmenté le flux solaire de 3 % (erreur relative sur les mesures) pour que l'amplitude des cycles de la SST corresponde à celle observée avec les données.

IV.2.2 Définition et construction des profils initiaux

a - Profondeur de la couche de mélange observée

La profondeur de couche de mélange mesurée lors des profils CTD pendant les campagnes EGEE a été estimée selon le critère de densité $\Delta\sigma_\rho < 0,03$ kg.m⁻³ (i.e. la profondeur de la

couche de mélange est définie par un écart de densité, entre deux profondeurs successives, supérieur à $0,03 \text{ kg.m}^{-3}$) [Boyer Montégut et al., 2004].

Les profondeurs sont sensiblement identiques pour les 6 campagnes à 6°S , 10°W . Des couches de mélange moyennes sont observées en juin (51m, 52 m et 56 m pour EGEE 1, EGEE 3 et EGEE 5). La différence la plus importante, de l'ordre de 20 m, est observée entre novembre 2006 (63 m) et septembre 2005 (44 m), (en septembre 2007, pendant EGEE 6, il n'y a pas eu de mesures à 6°S , 10°W). Il n'y a pas eu de campagne ou de profil ARGO effectués pendant septembre 2006 (période biologique). Afin de représenter cette période au mieux, nous testerons aussi le profil mesuré à la même saison pendant septembre 2005 (EGEE 2).

Pour rappel, le modèle est initialisé avec les profils des 6 paramètres suivants avec un échantillonnage tous les mètres entre 0 et 200 m :

1. Température
2. Salinité
3. DIC
4. TA
5. Chlorophylle (estimée à partir de la fluorescence)
6. NO_3

Par la suite, nous utiliserons le profil de ces différents paramètres mesurés à 6°S , 10°W lors des campagnes EGEE 2 et EGEE 4 pour initialiser le modèle. Je commencerai par décrire le profil EGEE 4 qui sera utilisé pour forcer la période physique.

b - Les profils de novembre 2006

Les profils CTD du 23/11/2006 mesurés à 6°S , 10°W pendant EGEE4 présentent des profils de température et de salinité descendant et descendant différents (FIGURE IV.4a et b). La couche de mélange est plus profonde sur le profil descendant (63 m) que sur le profil ascendant (41 m) (FIGURE IV.4c). Il se passe 1h35 entre la descente et la remontée de la CTD. Cependant le vent n'a pas varié (vitesse moyenne de 6 m.s^{-1}) et la température et la salinité sont restées constantes sur les 30 premiers mètres.

Nous avons interprété cette variation de profondeur de couche de mélange comme le passage d'une onde interne. Au vu de la variation observée sur les mesures CTD entre la descente et la remontée, et bien que l'on préfère généralement utiliser les mesures CTD faites à la descente pour limiter les perturbations sur les capteurs, nous avons, par la suite, utilisé les 2

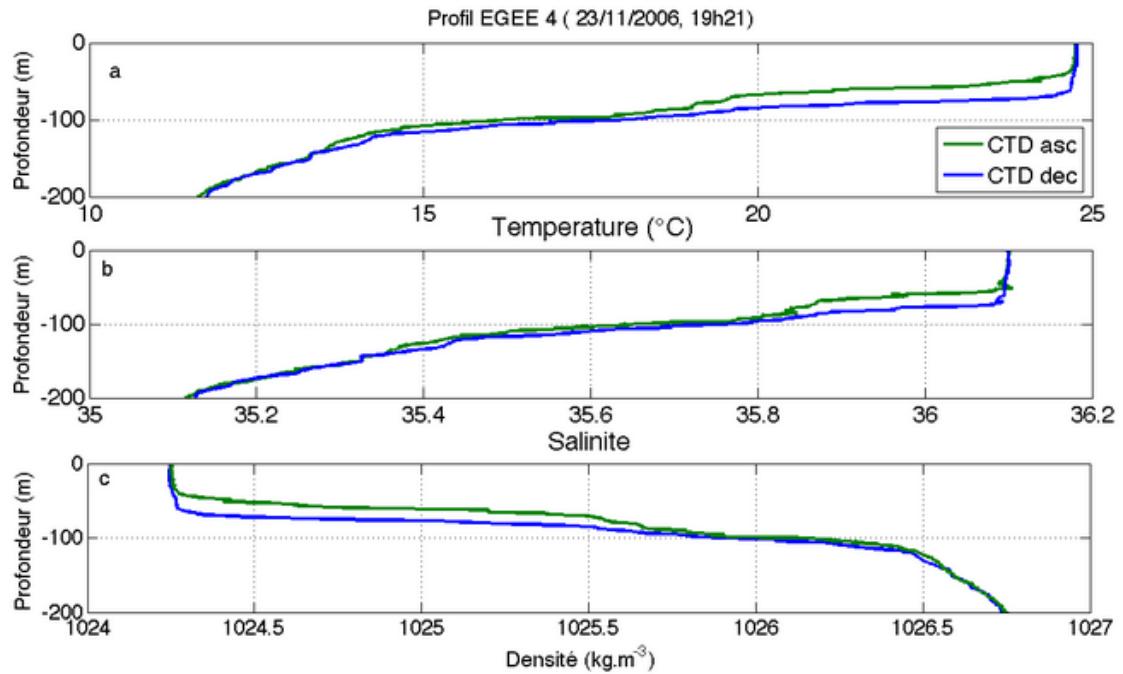


Figure IV.4 – Profil CTD descendant (bleu) et ascendant (vert) pour la température (a), la salinité (b) et la densité (c).

profils CTD pour tester leur impact sur la simulation parce que les échantillons de NO_3 , DIC et TA ont été prélevés lors de la remontée de la bathysonde.

L’initialisation du modèle nécessite une cohérence entre le profil vertical des paramètres physiques et biogéochimiques. Le profil ascendant (E4a) a donc été construit à partir de toutes les mesures réalisées lors de la remontée de la CTD. Le profil descendant (E4d) est constitué des mesures CTD et de profils biogéochimiques construits de façon idéalisée en imposant des valeurs constantes sur la couche de mélange physique et en tenant compte de l’erreur des mesures (de l’ordre de $3 \mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}$) (FIGURE IV.5).

Des mesures de courants ont été effectuées par ADCP pendant EGEE 4. Le courant zonal (U) orienté vers l’Est en surface (valeur positive) change de sens au-dessous de 100 m pour se diriger vers l’Ouest avec des vitesses du même ordre de grandeur ($0,1 \text{ m.s}^{-1}$). Le courant méridien (V) est dirigé vers le Nord sur toute la période avec une vitesse homogène ($0,2 \text{ m.s}^{-1}$) sur tout le profil excepté dans les 50 premiers mètres où le courant est proche de 0 m.s^{-1} (FIGURE IV.7g et h).

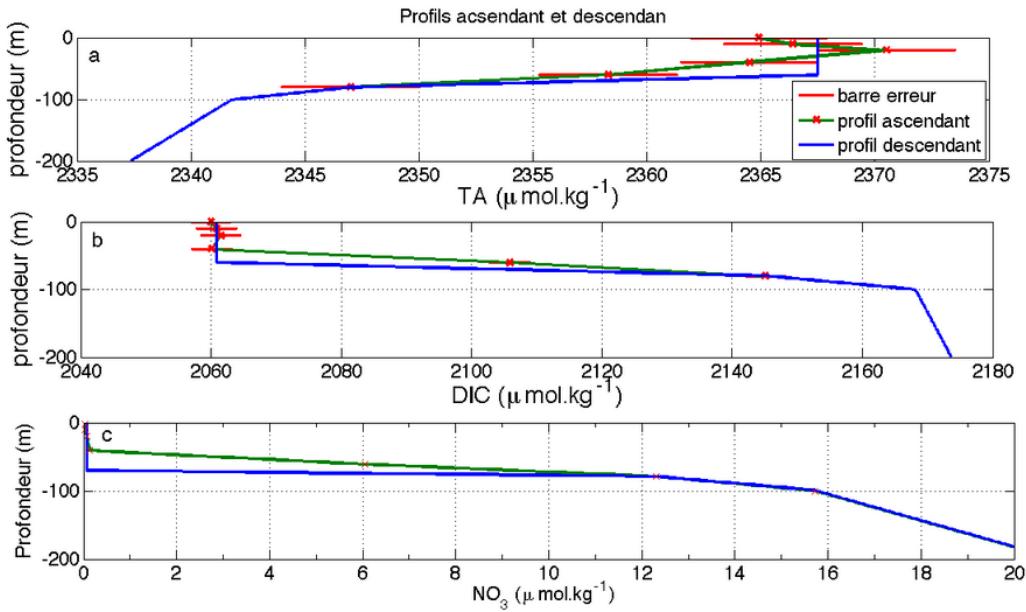


Figure IV.5 – Profils DIC et TA ascendants ajustés à partir des erreurs sur les mesures de 3 $\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ et ajustés à la profondeur de couche de mélange mesurée pendant E4d.

c - Les profils de septembre 2005

La profondeur de la couche de mélange observée durant EGEE 2 (E2), le 11/09/2005, est intermédiaire entre celles mesurées sur E4a et E4d. Les courants mesurés pendant E2 et E4 sont très différents (FIGURE IV.7 g et h). Le courant zonal U est de sens opposé et plus intense pendant E2 que pendant E4 sur les 100 premiers mètres. Le courant E2 se dirige vers l'ouest et change de sens en-dessous de 100 m. Entre 0 et 100 m, la vitesse diminue linéairement avec la profondeur de $0,4 \text{ m.s}^{-1}$ à presque 0 m.s^{-1} . En-dessous de 100 m, la vitesse est de l'ordre de $0,2 \text{ m.s}^{-1}$. La composante méridienne V est orientée vers le Nord sur les 20 premiers mètres. Elle tourne ensuite vers le sud sur tout le profil avec des vitesses inférieures à $0,2 \text{ m.s}^{-1}$.

Les profils de chlorophylle pendant E2 et E4 sont différents. Le profil E2 a son maximum de chlorophylle dans la couche de mélange alors que le profil E4 a un maximum de subsurface autour de 80 m de profondeur (profil caractéristique de la zone selon *Herblan* [1983]).

Lors de l'upwelling, l'apport de sels nutritifs en surface permet le développement de l'activité biologique ce qui entraîne une augmentation de la concentration en chlorophylle de surface. Ainsi, la différence de chlorophylle peut être due à l'intensité de l'upwelling qui aurait été différente entre 2005 et 2006. Selon *Marin* et al. [2009], en 2005, l'upwelling dure plus longtemps et s'étend sur une zone beaucoup plus large. La date de formation de l'upwelling

en 2005 est estimée au 19/05, alors que celui de 2006 se déclenche à 1 mois d'intervalle le 23/06 [Caniaux et al., 2011].

La variation saisonnière de la chlorophylle mensuelle obtenue avec SeaWiFS à 6°S, 10°W (FIGURE IV.6), en 2005 et 2006, montre deux pics espacés de 2 mois, mais il y a un décalage en temps d'un mois (correspondant à l'écart observé sur la date de formation de l'upwelling) entre 2005 (mai, août) et 2006 (juin, septembre). De plus, la concentration en chlorophylle est plus forte en 2005 qu'en 2006, celle de septembre 2005 ($0,19 \text{ mg.m}^{-3}$) est légèrement inférieure à septembre 2006 ($0,25 \text{ mg.m}^{-3}$) malgré de fortes différences entre les deux années (Δ_{Chl}) en juillet ($\Delta_{Chl}=0,16 \text{ mg.m}^{-3}$) et août ($\Delta_{Chl}=0,30 \text{ mg.m}^{-3}$). De plus, la concentration en novembre 2006 ($0,12 \text{ mg.m}^{-3}$) est moitié plus faible que celle de septembre 2006.

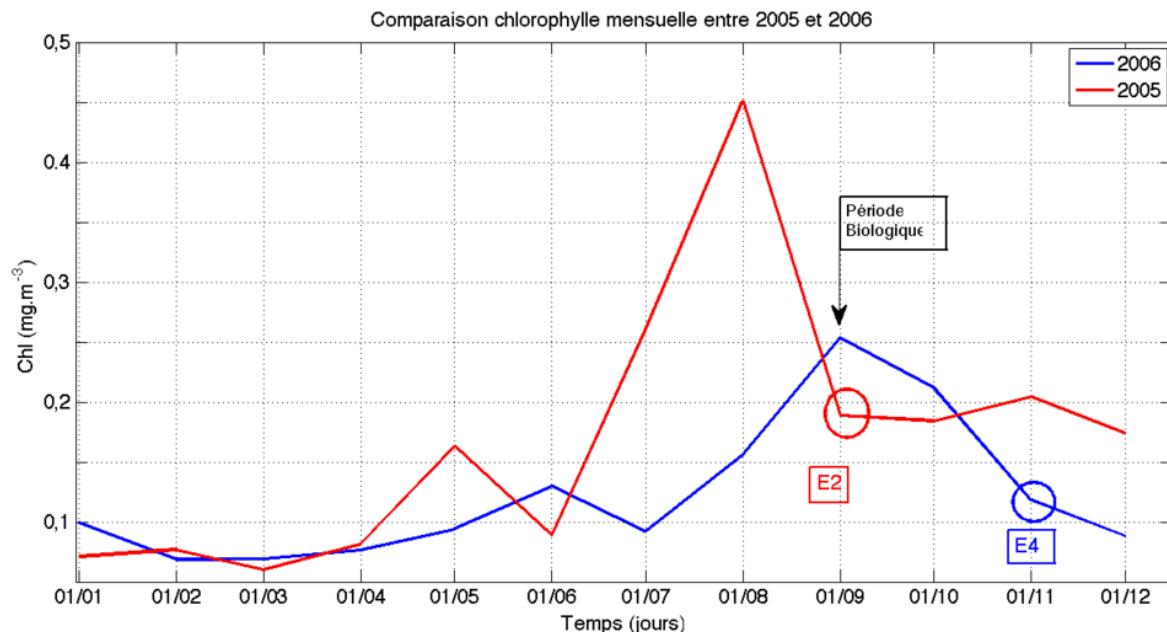


Figure IV.6 – Valeurs mensuelles de la concentration en chlorophylle d'après les mesures du satellite SeaWiFS à 6°S, 10 °W, [http ://oceancolor.gsfc.nasa.gov/seadas/](http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/seadas/).

Lors de mes tests de sensibilité, j'ai initialisé le modèle avec les profils E4 et E2 puisque je ne disposais pas de profils en septembre 2006. Néanmoins, la chlorophylle de surface SeaWiFS est plus proche entre septembre 2006 et septembre 2005 qu'entre septembre 2006 et novembre 2006. Les différents profils disponibles sont représentés sur la FIGURE IV.7.

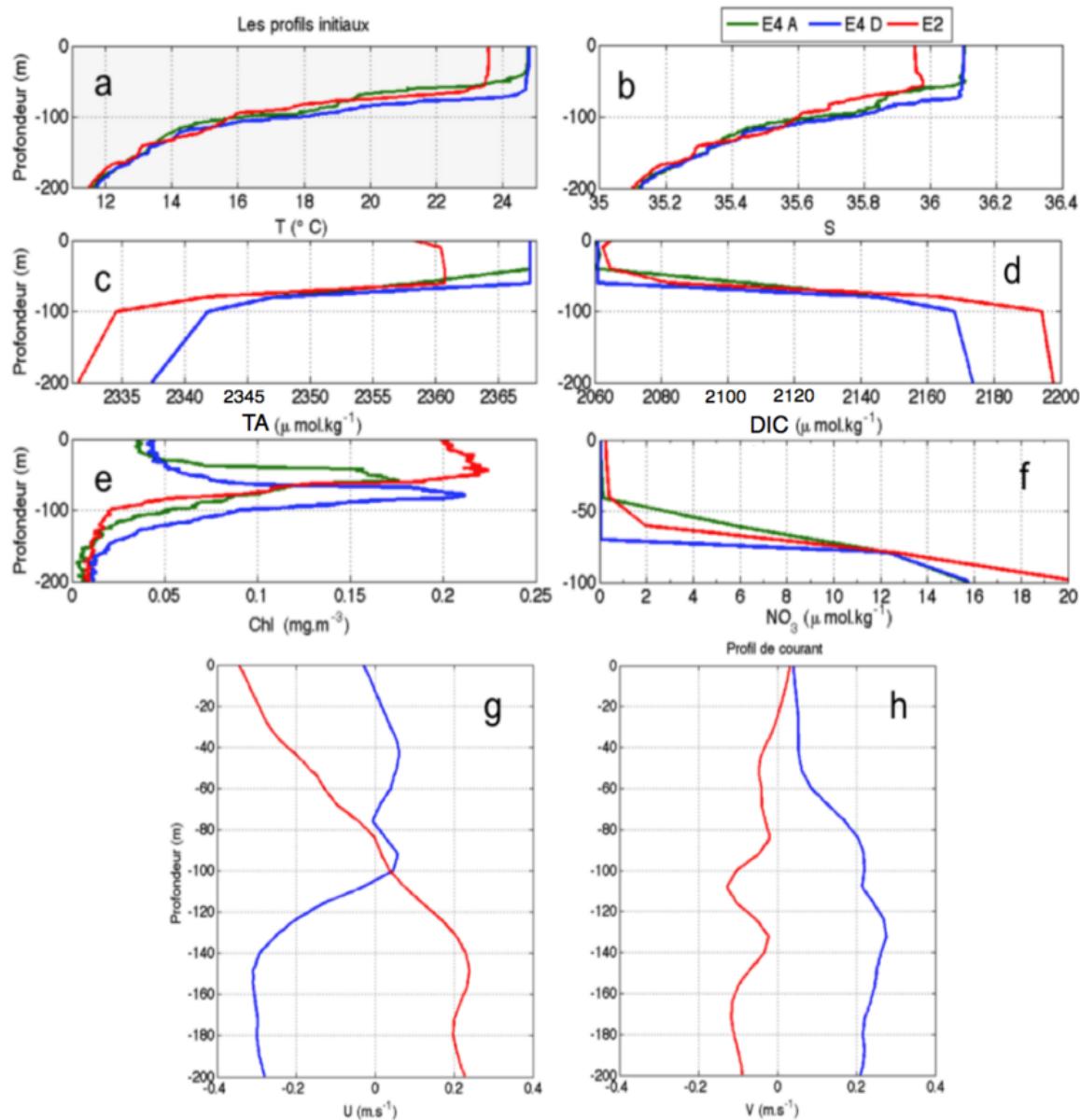


Figure IV.7 – Profils initiaux utilisés pour les différentes simulations.

IV.3 Etude d'une période dominée par la physique

IV.3.1 Réglage des paramètres physiques

J'ai effectué plusieurs tests de sensibilité sur les paramètres physiques. Ils sont détaillés en annexe B. Ces tests sont décisifs pour la période "physique" où la variabilité de la fCO₂ est due à celle de la température contrairement à la période "biologique" où le réglage de la physique est moins contraignant.

La simulation de la température pendant la période "physique" est améliorée par l'initialisation et un terme de rappel appliqué aux courants dans le modèle (dt/24*3600 pendant novembre et dt/15*3600 pendant septembre) qui a été ajusté pour reproduire au mieux la SST (ajouté sur les équations II.14 et II.15). Sans terme de rappel, la vitesse du courant au cours du temps était trop grande, et avait pour effet de refroidir la SST en augmentant le mélange. Nous avons donc ajouté un terme de rappel pour forcer le courant à être proche de la vitesse initiale (cf méthode).

Deux autres paramètres entrent en jeu mais ont un effet mineur sur la SST : le vieillissement du profil et le mélange diapycnal à la base de la couche de mélange. Le vieillissement du profil initial consiste à commencer la simulation deux jours plus tôt, ce qui a pour effet d'ajuster les variables physiques et biogéochimiques et de les rendre cohérentes entre elles. Il diminue légèrement l'amplitude du cycle diurne. Le mélange diapycnal à la base de la couche de mélange quand à lui, limite la diminution au cours du temps de la SST et permet d'avoir une SST simulée proche des données, comme le forçage du courant,.

Pendant la période "physique", l'impact du profil est faible et la simulation optimale est obtenue avec le profil E4d. Le courant est initialisé avec E4 et le terme de rappel dt/24*3600. La simulation de la SST est ainsi optimale et il est alors possible d'étudier la période physique (Figure IV.1).

IV.3.2 Résultats de la simulation

Le flux solaire a un maximum autour de 1000 W.m⁻² durant la journée sur toute la période. Néanmoins on observe le 27/11 une diminution d'environ 400 W.m⁻² de ce flux solaire au cours de la journée. Le flux non solaire est peu variable, il varie entre -100 et -200 W.m⁻², les valeurs les plus faibles sont observées avant le 27/11. A l'inverse, le vent diminue à partir du 27/11. La valeur moyenne est de 8,1 m.s⁻¹ entre le 23/11 et le 27/11 et chute à 6 m.s⁻¹ entre le 27/11 et le 6/12. Cependant, la vitesse du vent augmente à partir du 03/12 (FIGURE IV.8).

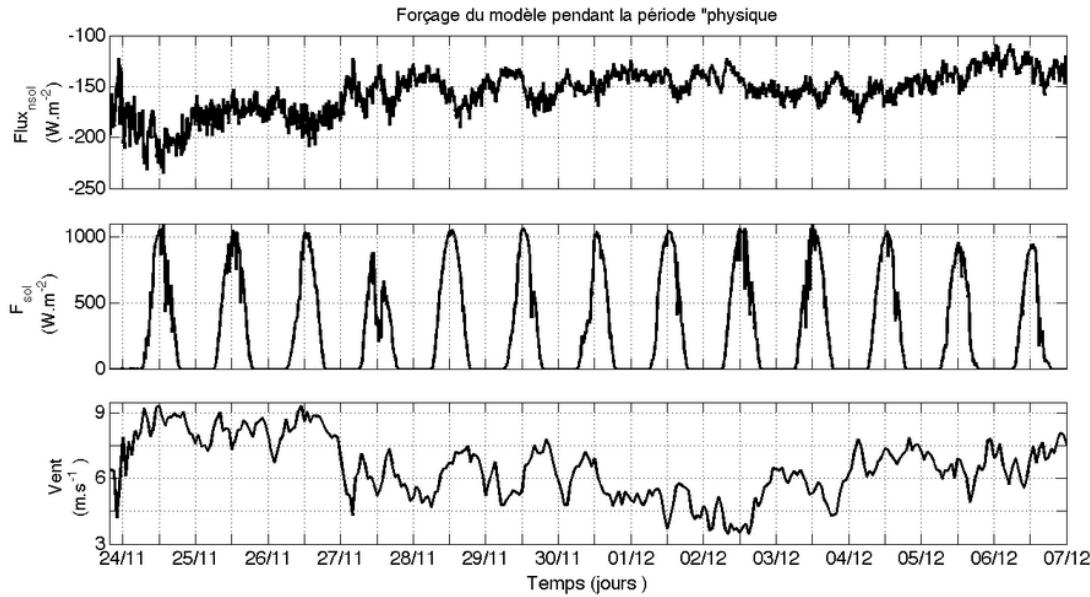


Figure IV.8 – Evolution du flux non solaire (F_{nsol}), du flux solaire (F_{sol}) et du vent pendant la période "physique" du 23/11/2006 au 7/12/2006.

Les résultats du modèle sont comparés aux observations de SST et fCO₂ et de DIC à 6°S, 10°W sur la période du 23/11 au 7/12. Les variations de SST et de fCO₂ sont bien reproduites par le modèle (FIGURE IV.9). L'écart entre la simulation et les données est de -0,016 °C pour la SST et de 0,5 μ atm pour la fCO₂ (inférieur à l'erreur relative sur les mesures). Les variations de SST et de la fCO₂ sont en phase : le maximum d'amplitude du cycle de SST correspond au maximum d'amplitude du cycle de fCO₂ (FIGURE IV.9).

La SST augmente pendant la période d'étude en opposition à la vitesse du vent qui diminue. Du 23 au 27/11, la SST est plus faible en opposition à la vitesse du vent qui est plus forte sur cette période avec des couches de mélange profondes (55 m). A partir du 27/11, nous observons une augmentation du cycle diurne de SST également visible sur la fCO₂, accompagnée dans le modèle par une diminution de la profondeur de couche de mélange. Cette augmentation sur la SST correspond à la période où le vent s'affaiblit ce qui est cohérent avec une diminution de la profondeur de couche de mélange.

La profondeur de couche de mélange s'approfondit à partir du 3/12, l'amplitude des cycles diurnes de la SST diminue (FIGURE IV.9) et la vitesse du vent augmente jusqu'à 7,5 m.s⁻¹ (FIGURE IV.8). La simulation de DIC (erreur de $\pm 1,5 \mu$ mol.kg⁻¹), au regard de la précision relative sur le DIC de l'ordre de $\pm 0,5 \mu$ mol.kg⁻¹, est tout à fait raisonnable. Des cycles diurnes sont observés sur les mesures de SSS à partir du 28/11 (Figure IV.1), avec une amplitude

IV.3 Etude d'une période dominée par la physique

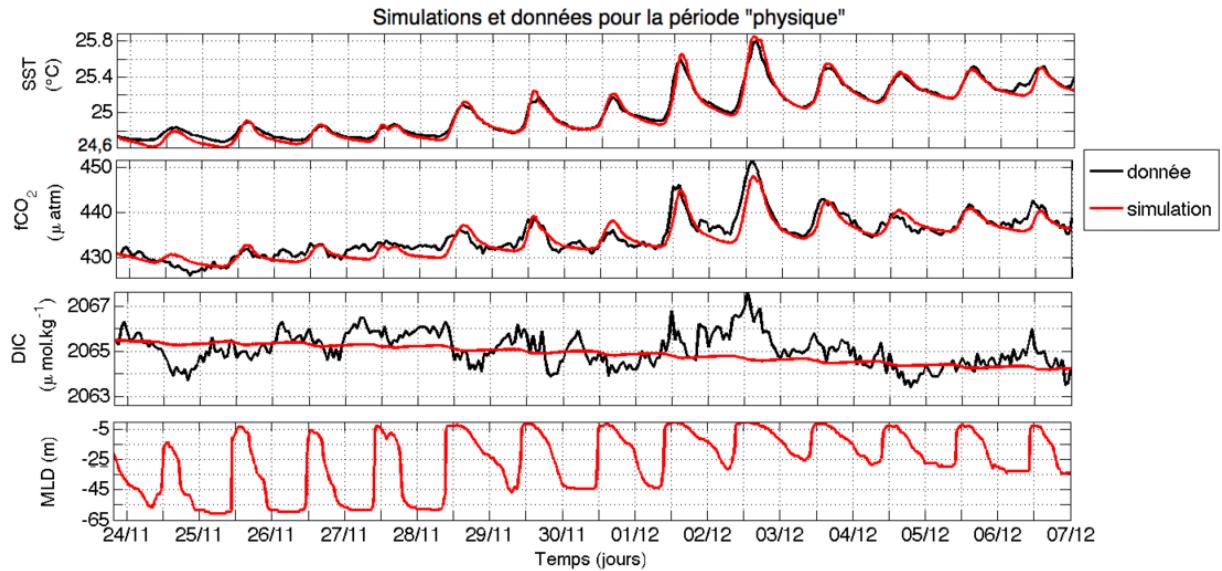


Figure IV.9 – Evolution de la SST, de la fCO_2 , du DIC simulés et mesurés et de la profondeur de couche de mélange (CM) estimée par le modèle entre le 23/11 à 22h00 et 7/12/2006 à 00h00 pour le profil E4d.

entre 0,018 et 0,023. La SSS modélisée reproduit ces cycles diurnes mais avec une amplitude plus faible, entre 0,008 et 0,009. Le cycle de SSS pendant cette période est dû principalement au terme d'évaporation.

IV.3.3 Variation des profils verticaux

Comme nous l'avons vu précédemment, il y a une diminution de la profondeur de la couche de mélange entre le 27/11 et le 4/12. De plus, au cours de la simulation, le profil vertical de la température se modifie (FIGURE IV.10). A la base de la couche de mélange, il y a une diminution de la température sur quelques mètres, puis la température décroît linéairement avec la profondeur.

Dans la journée, sur les premiers mètres, nous observons la formation d'une thermocline diurne. Il y a alors création d'un gradient de température sur les premiers mètres sous la surface qui atteint son maximum le 2/12 pour diminuer ensuite. L'amplitude du cycle diurne de SST atteint son maximum le 2/12 (FIGURE IV.9).

La comparaison des températures entre 1 m et 20 m confirme la présence de cette thermocline diurne. En effet, pendant la journée, la température, la salinité et la densité sont différentes à 1 m et 20 m, ce qui confirme l'isolation des premiers mètres de la couche de mélange.

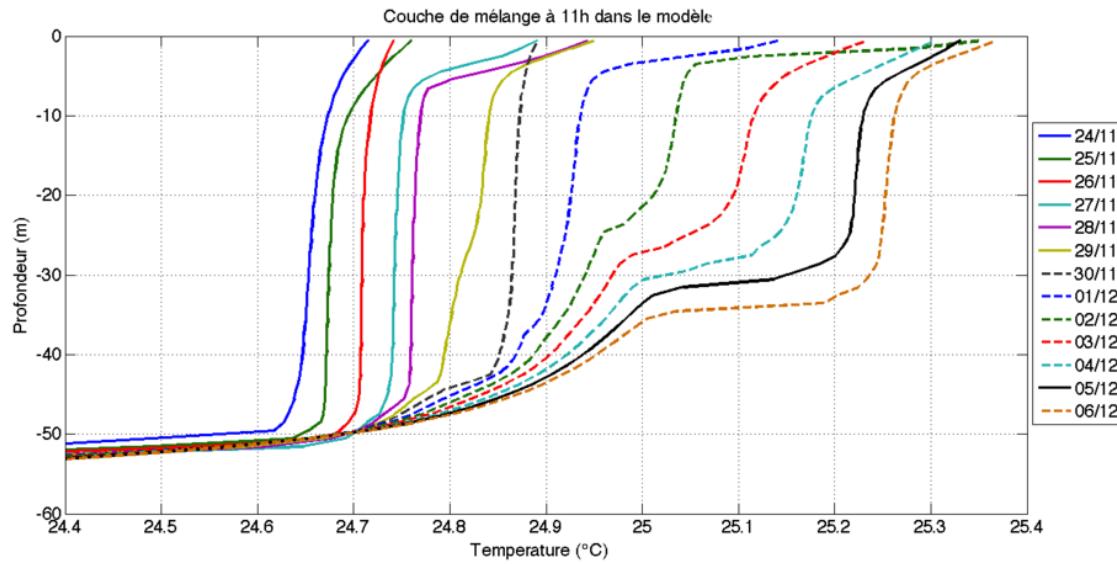


Figure IV.10 – Evolution du profil de température simulé à 11h00 entre le 23/11 et le 7/12 de 0 à 60 m.

Le 30/11 à 11h le modèle ne simule pas de thermocline diurne alors que le cycle diurne de SST est présent. La température de la couche de mélange diminue entre minuit et 6h et augmente jusqu'à 18h puis diminue (FIGURE IV.11). La formation de la thermocline diurne se déclenche à 12h et atteint son maximum à 16h.

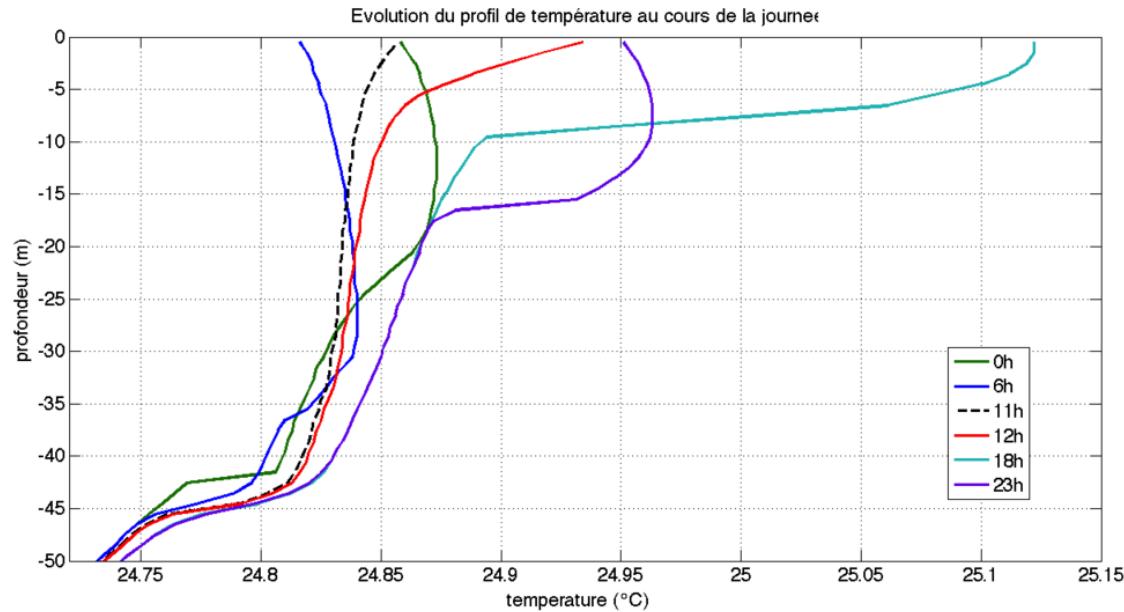


Figure IV.11 – Evolution du profil de température simulé pendant la journée du 30/09 à 0h, 6h, 12h, 18h et 23h.

IV.3 Etude d'une période dominée par la physique

Les températures simulées et mesurées à 20 et 40 m sur la bouée PIRATA à 6°S, 10°W, sont en accord et ce, particulièrement à 20 m. La différence en température entre 20 m et 40 m est plus faible sur les mesures que sur les simulations (FIGURE IV.12, haut et milieu).

Malgré la différence entre les salinités simulées et mesurées à 1m, 20 m et 40 m, la différence de densité entre les mesures et les simulations est faible. Comme le calcul de la profondeur de la couche de mélange est basé sur un critère de densité, la diminution de sa profondeur entre 30 m et 40 m est cohérente avec les mesures (FIGURE IV.12, bas).

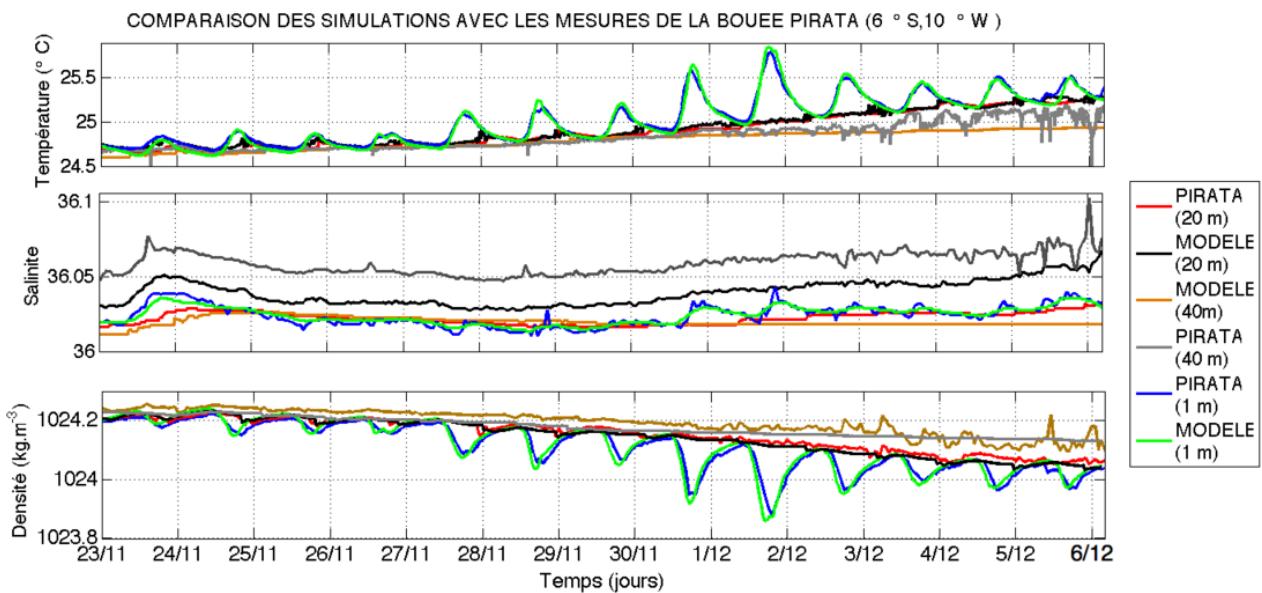


Figure IV.12 – Evolution temporelle de la température, salinité et densité simulées et mesurées à 1 m, 20 m et 40 m.

Les profils ARGO se situant autour de la bouée 6°S, 10°W entre le 23/11 et le 7/12 confirment un réchauffement et un amincissement de la couche de mélange (FIGURE IV.13).

La température des profils mesurés est plus chaude que celle des simulations mais les profondeurs des couches de mélange sont sensiblement identiques dans les trois cas. Le réchauffement est donc observé autour de la bouée sur une zone d'eau moins $\pm 1^\circ$ (rayon de colocalisation avec les profils ARGO).

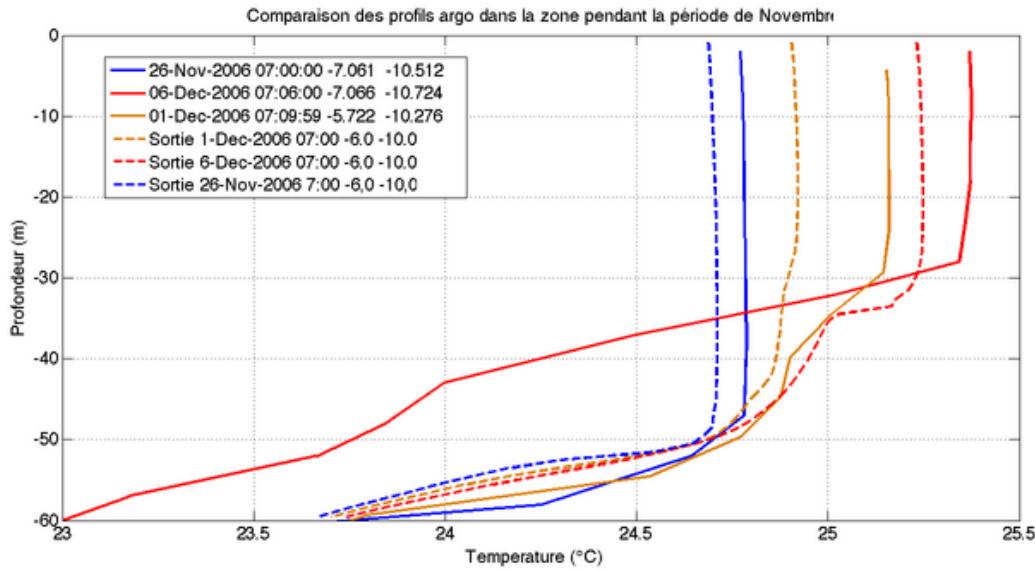


Figure IV.13 – Evolution des profils de température simulés (continu) et mesurés (pointillés) par des profileurs ARGO dans la zone pendant la période "physique". Les profileurs ARGO ont été choisis pour être le plus proche géographiquement et temporellement de la bouée.

IV.3.4 Rôle du courant

L'équation bilan TKE dans la couche de mélange (eq.II.27) fait intervenir le carré du cisaillement vertical du courant horizontal. Il est donc important que les courants horizontaux restent réalistes.

L'étude de sensibilité a montré l'importance du terme de rappel sur le courant pour que la simulation de la SST soit proche des données (cf annexe B, FIGURE B.3). Ainsi, le profil de courant est proche du profil initial au cours de la simulation. L'évolution des composantes du courant U et V montre une grande stabilité avec des mouvements verticaux limités. Les variations sont observées principalement sur les 100 premiers mètres (FIGURE IV.14).

Du 23 au 27/11 la couche de mélange est la plus profonde pendant toute la période considérée et la vitesse méridienne est la plus forte. La diminution de la profondeur de couche de mélange à partir du 27/11 est associée à une diminution de la vitesse du courant V et une augmentation de U (FIGURE IV.14), auxquelles s'ajoute une augmentation de l'amplitude des cycles de la SST (FIGURE IV.9). Sur la période où la profondeur de la couche de mélange diminue (du 27/11 au 2/12), dans le modèle, V présente un cycle diurne marqué avec une amplitude plus forte ($0,2 \text{ m.s}^{-1}$) que U ($<0,1 \text{ m.s}^{-1}$). Le 2/12, l'amplitude du cycle diurne de SST est maximum et associée à des couches de mélange peu profondes (FIGURE IV.9). La vitesse méridienne V est alors proche de 0 m.s^{-1} . Lorsque le courant augmente en profondeur

IV.4 Etude d'une période dominée par la biologie

les couches de mélange sont plus profondes. Au cours de la journée, les vitesses U et V maximales sont associées à la profondeur de couche maximale et à la température la plus froide durant le cycle diurne. Lorsque les vitesses sont proches de zéro entre 11h et 12h, la thermocline diurne se forme et la température augmente.

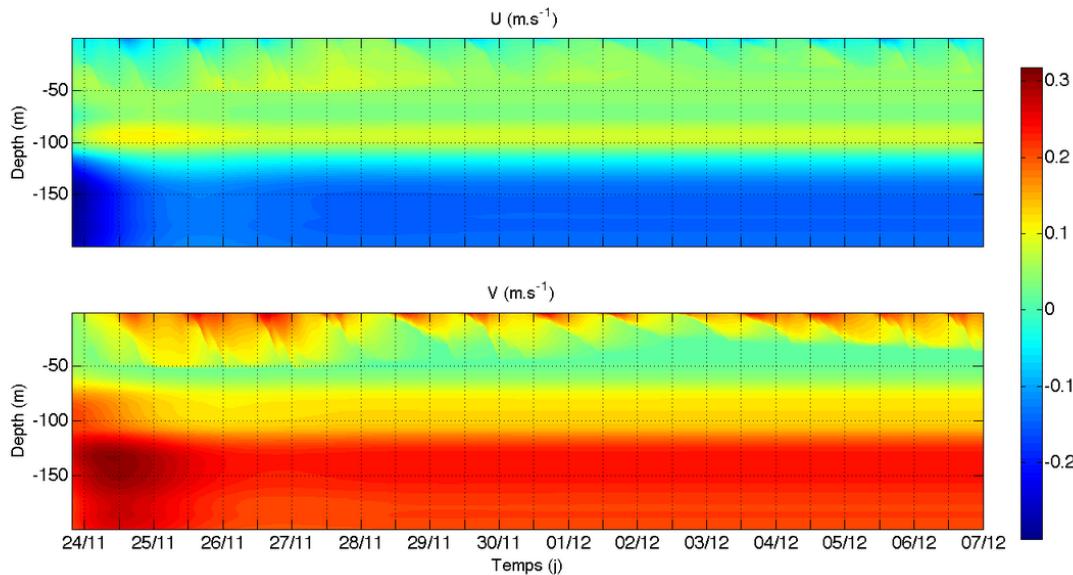


Figure IV.14 – Evolution du courant simulé entre 0-200 m au cours de la période "physique", U correspond à la composante zonale et V la composante méridienne. $U > 0$ vers l'est et $V > 0$ vers le nord.

Dans le modèle, la diminution de la composante méridienne du courant induit une diminution de la profondeur de couche de mélange qui permet l'augmentation de la SST. Une absence de courant permet l'isolement de la couche de surface et l'augmentation de la SST.

IV.4 Etude d'une période dominée par la biologie

IV.4.1 Réglage des paramètres biologiques

Les réglages physiques utilisés pour la période "physique" sont également utilisés pour la période "biologique". Pendant la période "biologique", le profil initial utilisé est important pour l'évolution de la $f\text{CO}_2$ et du DIC, à cause du profil de chlorophylle. C'est pour cette raison que nous avons choisi le profil E2. J'ai alors optimisé les concentrations initiales en NO_3 et en chlorophylle ainsi que le courant. J'ai ensuite ajusté les paramètres variables de la biologie dans le modèle. Les détails de cette étude se trouvent dans l'annexe C.

L'optimisation des paramètres de la simulation ne peut se faire sans un réglage préalable des concentrations en chlorophylle, en NO_3 et de la vitesse des courants. Les deux courants (E4, E2) ont un effet différent. La décroissance du DIC est bien simulée malgré des cycles faibles lorsque le courant E4 est utilisé (FIGURE IV.15 courbe REF). Avec l'initialisation du courant E2, la décroissance du DIC n'est pas représentée mais les amplitudes des cycles sont plus importantes. Lors de ces deux simulations, les NO_3 ont une variation qui suit celle du DIC. L'augmentation de la concentration en chlorophylle (multipliée par deux) accentue l'amplitude des cycles de DIC en lien avec une augmentation de l'amplitude des cycles diurnes des NO_3 . Ceci est en accord avec *Le Bouteiller* [1986], qui explique que lorsque la concentration en NO_3 excède $0,1 \mu\text{mol.L}^{-1}$, la consommation en NO_3 est alors fortement corrélée à la quantité de chlorophylle. Mais dans ce cas, en fin de simulation, il n'y a plus suffisamment de NO_3 pour simuler l'amplitude des cycles de DIC. De plus, la décroissance de DIC est fortement liée à celle du NO_3 (FIGURE IV.15).

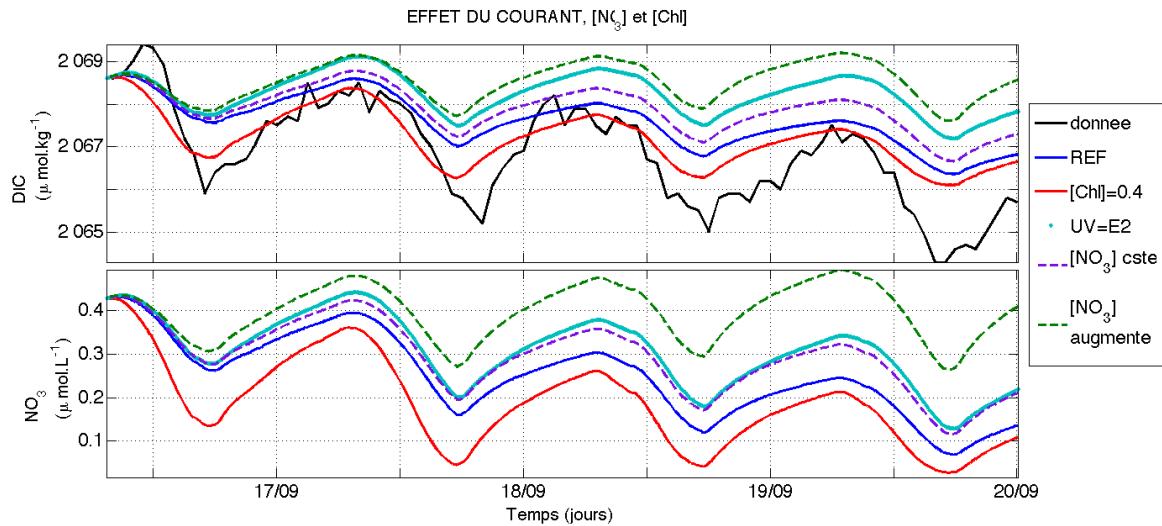


Figure IV.15 – Evolution de la concentration en NO_3 et du DIC pour différents réglages du courant, de la concentration en chlorophylle et en NO_3 , la courbe bleue (REF) correspond à la simulation de référence (courant E4, NO_3 initiale et concentration en chlorophylle égale à $0,2 \text{ mg.m}^{-3}$)

En conclusion, la concentration initiale en chlorophylle doit être suffisante pour que l'amplitude du cycle diurne de DIC soit assez importante et que la consommation en NO_3 soit suffisante. Le courant E2 va permettre une distribution des NO_3 dans la couche de mélange et contribuer à augmenter le cycle. La concentration initiale en NO_3 doit être en accord avec celle en chlorophylle pour que, dans le modèle, les NO_3 ne soient pas totalement consommés avant la fin de la période "biologique".

Ainsi, nous initialisons le modèle avec le courant de E2. La concentration en chlorophylle dans la couche de mélange est de $0,3 \text{ mg.m}^{-3}$ et est légèrement supérieure à la valeur de surface de Seawifs ($0,25 \text{ mg.m}^{-3}$ en septembre 2006). La concentration moyenne en NO_3 dans la couche de mélange est $0,6 \text{ } \mu\text{mol.L}^{-1}$.

Les paramètres variables du modèle ont été optimisés. Pour cela, nous avons modifié une simulation dite de référence définie au préalable, en faisant varier un à un les paramètres dans une gamme de valeurs définie en fonction de valeurs trouvées dans la littérature (Table IV.2). J'ai comparé les simulations obtenues.

TABLE IV.2 – Tableau des paramètres variables de la biologie que j'ai testés. La gamme de variation des paramètres a été définie à partir des données trouvées dans la littérature

Paramètre	Définition	Variation	Valeur optimisée
ϵ	efficacité de recyclage	0- 1	$0,05+0,65(\text{NO}_3/(X_n+\text{NO}_3))$
α_{Chl}	pente initiale de la courbe de la photosynthèse-irradiance normalisée à la chlorophylle	$0,5-1,5e^{-5}$	$\alpha_{Chl}=1,5e^{-5}$
m	mortalité	variable selon la profondeur entre 0-0,8 j^{-1}	$m = -0,0185z + 0,9 \text{ (0 - 40m)}$ $= 0,16 \text{ (40 - 60m)}$ $= -0,003z + 0,33 \text{ (60 - 110m)}$ $= 0 \text{ (sous 110m)}$
R_r	Taux de respiration	$0-1j^{-1}$	$R_r=0.27 j^{-1}$
P_{cmax}	Taux de croissance	$0-5,1 j^{-1}$	$P_{cmax}=5,1 j^{-1}$
$\frac{1}{\theta}$	Taux de carbone : chlorophylle	$20-120 \text{ gC.gChl}^{-1}$	$\frac{1}{\theta_{initial}}=40 \text{ gC.gChl}^{-1}$ variable au cours du temps

Pour optimiser la simulation du DIC et du fCO_2 , il faut diminuer la respiration et la mortalité et augmenter P_{cmax} et α_{Chl} pour produire davantage de phytoplancton. Lors de cette simulation, nous avons utilisé un rapport chlorophylle/carbone (θ) variable pour conserver la concentration de chlorophylle tout en augmentant la quantité de phytoplancton durant la journée.

Les valeurs optimisées de R_r sont sensiblement identiques aux valeurs utilisées par défaut dans le modèle (cf annexe C). La définition de m en dessous de 60 m de profondeur est celle utilisée pour la simulation de la physique et pour toutes les simulations effectuées après les tests. La mortalité varie fortement dans les couches de surface, en-dessous, elle est constante dans le modèle.

D'après la littérature, l'espèce majoritaire de phytoplancton dans l'Atlantique tropical est issue du picophytoplancton, plus particulièrement les espèces Prochlorococcus et Synechococcus [Robinson et al., 2002]. Ces espèces ont des caractéristiques photosynthétiques peu connues telles que α_{Chl} peut être compris entre $8,6 \cdot 10^{-6}$ et $38,99 \cdot 10^{-6} \text{ gC.(gChla.} \mu\text{mol.kg}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \text{s}^{-1})^{-1}$, voire des valeurs qui atteignent 0,0022 pour les Synechococcus selon les études. Cette forte variabilité montre que ces paramètres sont très variables selon la lumière disponible [Veldhuis et al., 2005].

P_{Cmax} est plus difficile à trouver. Geider et al. [1998] ont utilisé $5,1 \text{ jour}^{-1}$ mais avec des α_{Chl} plus faibles ($1,3 \cdot 10^{-6}$) (pour une espèce de diatomée : *Thalassiosira pseudonana*). Certaines sous-espèces comme les *prochlorococcus marinus* ont des valeurs comprises entre 1,53 et 3,89 et pour les *Synechococcus* entre 4,87 et 5,16 jour^{-1} [Shimada et al., 1996]. Ces valeurs ne sont pas données pour des conditions de lumière particulière.

Dans la littérature, θ est peu décrit pour l'Atlantique tropical. Dans le Pacifique équatorial, les valeurs de $\frac{1}{\theta}$ varient de 79 à 165 gC.gChla^{-1} en surface et restent constantes autour de 40 gC.gChla^{-1} à la limite de la couche euphotique pour une période de mesures entre le 21 octobre et le 21 novembre 1996 entre 8 °N-8°S à 180°E [Wang et al., 2009]. Dans le modèle, $\frac{1}{\theta}$ varie entre 40 et 160 gC.gChla^{-1} en surface et reste constant autour de 40 gC.gChla^{-1} la journée. Cette variabilité confirme l'intérêt de la variabilité de θ dans le modèle. Dans l'étude de Veldhuis et al. [2005], les valeurs de $\frac{1}{\theta}$ pour le *prochlorococcus* montrent des rapports très variables entre 21 gC.gChla^{-1} autour de 150 m et 450 gC.gChla^{-1} à la surface à partir d'une étude dans l'Atlantique tropical Nord. Pour le *Synechococcus*, le rapport varie entre 50 gC.gChla^{-1} et 429 gC.gChla^{-1} , estimé pour des cultures.

Les réglages des paramètres physique et biologique permettent d'obtenir des simulations optimisées de la température, de la $f\text{CO}_2$ et du DIC. L'étude des processus qui agissent durant la période "biologique" peut alors être réalisée grâce aux simulations.

IV.4.2 Résultats de la simulation

Les variables de forçage de la période "biologique" sont semblables à la période "physique". Néanmoins, les gammes de variations du flux non solaire et du vent sont plus faibles. Le flux solaire est de l'ordre de 1000 W.m^{-2} pendant la journée et ne varie pas sur la période

"biologique". La vitesse moyenne du vent est de $7,4 \text{ m.s}^{-1}$ soit du même ordre de grandeur que la vitesse moyenne entre le 23 et 27/11 pendant la période "physique". Le flux non solaire est en moyenne plus fort mais avec de plus faibles variations (entre -160 à -100 W.m^{-2}) que pendant la période "physique" (entre -240 à -100 W.m^{-2}) (FIGURE IV.16).

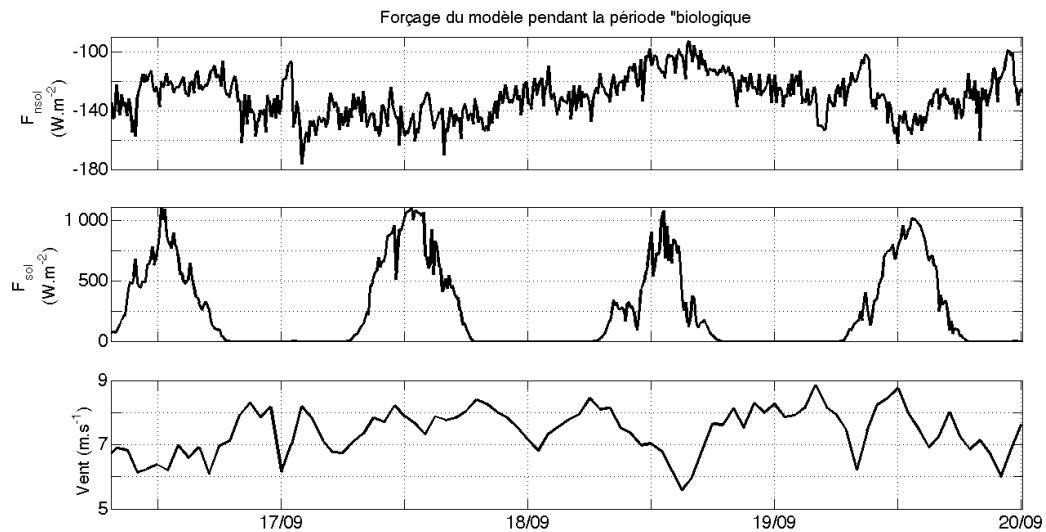


Figure IV.16 – Evolution temporelle du flux non solaire (F_{nsol} en W.m^{-2}), du flux solaire (F_{sol} en W.m^{-2}) et de la vitesse de vent (m.s^{-1}).

La simulation des paramètres de la bouée est très bonne (FIGURE IV.17) au vu de l'amplitude de la variation que nous voulions représenter et de la précision des mesures. La SST a une amplitude de cycle diurne plus faible que pendant la période "physique" de l'ordre de $0,2^\circ\text{C}$. Cette amplitude est bien simulée par le modèle avec une différence moyenne de $0,009^\circ\text{C}$. L'amplitude du cycle diurne et l'évolution de la fCO_2 au cours du temps sont également bien représentées malgré un cycle légèrement plus faible ($-0,45 \mu\text{atm}$) que les mesures. Toutefois, la différence est comprise dans l'erreur relative sur la mesure. Le DIC simulé est proche du DIC des données, la décroissance au cours du temps est bien représentée et l'amplitude du cycle est plus faible de $0,09 \mu\text{mol.kg}^{-1}$, ordre de grandeur compris dans l'erreur sur l'estimation du DIC (FIGURE IV.17). La profondeur de la couche de mélange est toujours constante (54,5 m) pendant la nuit sur cette période. Cette profondeur est celle que l'on observe en début de période "physique". Pendant la journée, la thermocline diurne apparaît autour de 10 m de profondeur. Elle est plus profonde que pendant la période "physique" (5 m). La différence de profondeur de thermocline et la profondeur de la couche de mélange peuvent être expliquées par la vitesse de vent qui est plus forte sur la période "biologique" et induit donc une amplitude de cycle diurne de SST plus faible sur la période "biologique". Pendant la

journée, la couche de surface est isolée. L'activité biologique est le processus qui prédomine et provoque la diminution du DIC et du fCO_2 . Pendant la nuit, le mélange apporte du DIC dans toute la couche de mélange et augmente ainsi la concentration de DIC.

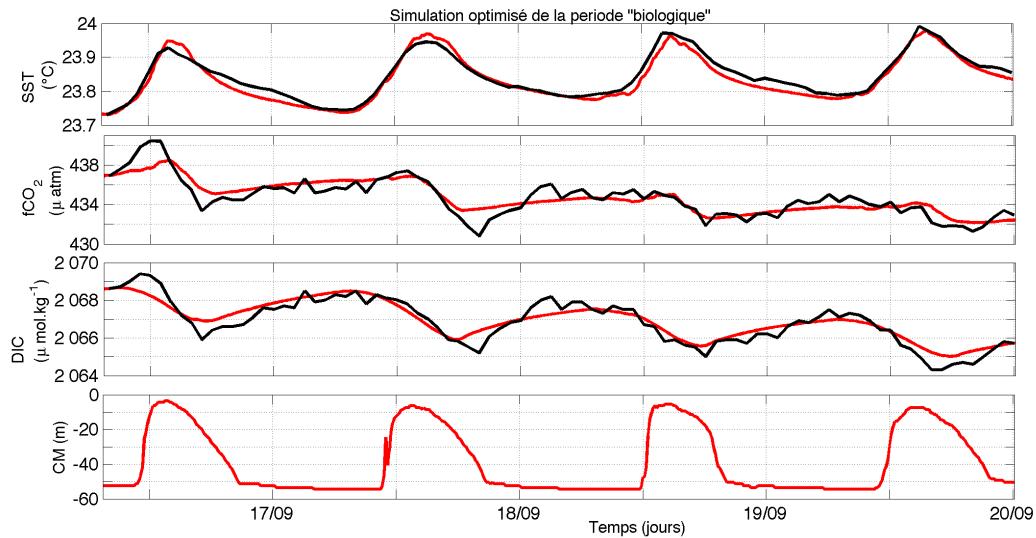


Figure IV.17 – Evolution de la SST, du fCO_2 du DIC simulés et mesurés et évolution de la profondeur de couche de mélange estimée par le modèle.

Les simulations des températures à 1 m, 20 m et 40 m sont relativement en bon accord avec les mesures de la bouée PIRATA. Les mesures et les températures simulées à 1m et 20 m montrent un écart de température durant la journée entre les deux profondeurs de l'ordre de 0,2°C (FIGURE IV.18) confirmant la faible épaisseur de la couche de mélange au cours du temps. A 40 m, le 16 et 17/09, les observations indiquent deux chutes de 1,2°C et de plus de 0,5°C qui peuvent correspondre à des approfondissements de la couche de mélange, qui ne sont pas reproduits par le modèle. Cette baisse de température est également accompagnée d'une faible diminution de la salinité (0,04). L'intrusion d'eau plus froide de plus de 1°C a pu amener des eaux ayant des caractéristiques (physique et biologique) différentes et favoriser la période "biologique" par un apport de NO_3 dans la couche de mélange. Cela pourrait expliquer les fortes valeurs utilisées pour initialiser le modèle (voir 4.4.3).

Au cours de la simulation, les NO_3 sont presque entièrement consommés et varient de $0,6 \mu\text{mol.L}^{-1}$ à $0,05 \mu\text{mol.L}^{-1}$ en fin de simulation. Par conséquence, le phytoplancton et la chlorophylle augmentent (FIGURE IV.19). Le phytoplancton intervient dans le cycle du carbone via la photosynthèse. Ainsi, lors du développement du phytoplancton, le DIC est consommé et de la chlorophylle va être produite. Les cycles de chlorophylle sont donc en opposition de phase avec ceux de DIC (FIGURE IV.17) et de NO_3 (FIGURE IV.19) : pendant la journée, il y a production de phytoplancton et diminution de DIC. Dans des conditions où

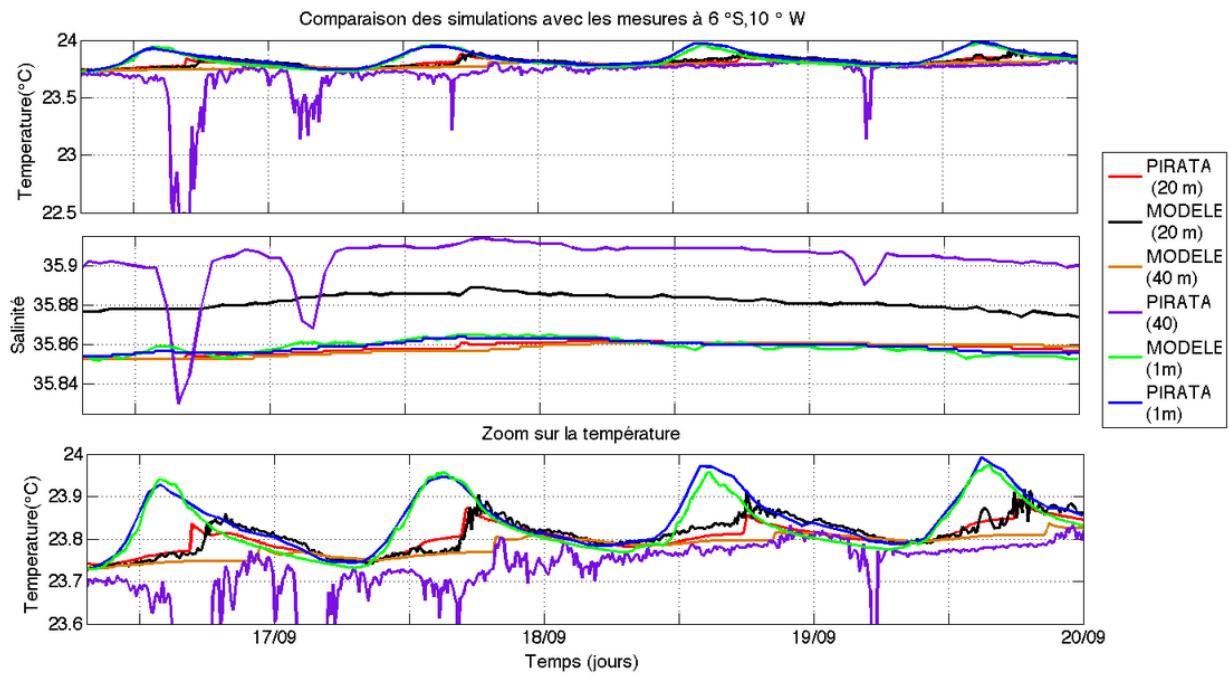


Figure IV.18 – Evolution de température et de salinité simulées et mesurées pendant la période "biologique" à 1m , 20 m et 40 m. En bas, évolution de la température de 23,5°C à 24°C sur la même période.

la concentration de NO_3 est supérieure à $0,1 \mu\text{mol.L}^{-1}$ (comme ici au cours de la simulation), *Le Bouteiller* [1986] montre que, dans la zone euphotique, le taux de consommation en NO_3 est compris entre 1 à $5 \text{ mmol.m}^{-3}.\text{d}^{-1}$. Dans notre cas, la perte sur toute la période est de l'ordre de $2,7 \text{ mmol.m}^{-3}.\text{d}^{-1}$. L'épuisement progressif de NO_3 conduit à une diminution de la chlorophylle en fin de simulation.

La NCP représente le taux de carbone organique après consommation de celui-ci par les organismes hétérotrophes et autotrophes. La NCP dans le modèle est déduite de la biomasse du phytoplancton. La NCP est calculée à partir de l'évolution temporelle de la différence entre la perte et la production de biomasse phytoplanctonique à la surface de l'océan. La valeur de NCP est du même ordre de grandeur que celle obtenue dans le chapitre III avec $0,47 \mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}.\text{d}^{-1}$ avec les simulations et $0,49 \mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}.\text{d}^{-1}$ avec les données. Dans le modèle, la NCP intégrée sur la profondeur de la couche de mélange (54,5 m) est $25,38 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$.

La difficulté de cette simulation est de reproduire de très faibles variations de DIC de l'ordre de $3\text{--}4 \mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}$ et de fCO_2 inférieure à $10 \mu\text{atm}$. De ce point de vue, la simulation obtenue est très bonne et est parfaitement comprise dans l'ordre de grandeur de l'erreur sur les données. La condition pour obtenir ces ordres de grandeur et les variations qui les accompagnent est d'avoir des concentrations en NO_3 ($0,6 \mu\text{mol.L}^{-1}$) et de chlorophylle ($0,3$

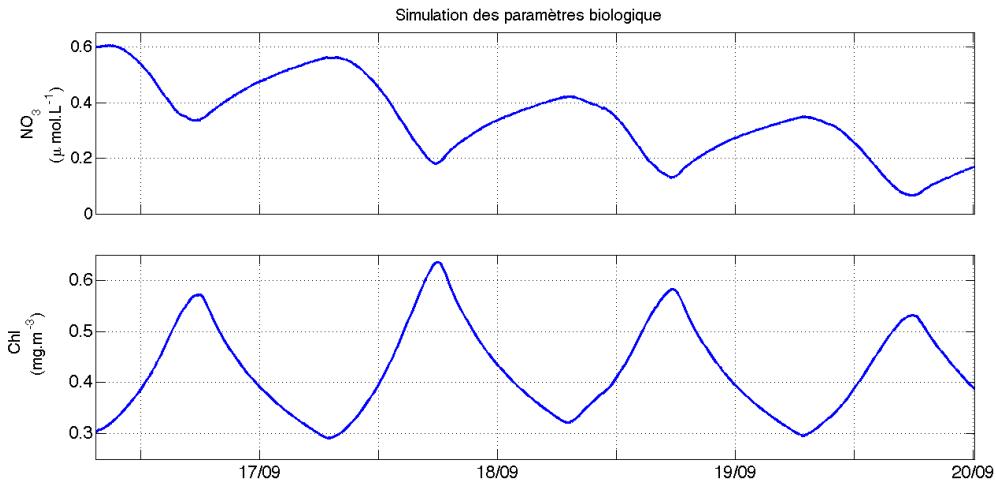


Figure IV.19 – Evolution de la concentration en chlorophylle et en NO_3 simulés avec une concentration de chlorophylle et nitrate initiale respective de $0,3 \text{ mg.m}^{-3}$ et $0,6 \mu\text{mol.L}^{-1}$.

mg.m^{-3}) suffisantes. Cependant, en surface, ces concentrations sont rarement observées. J'ai donc regardé la possibilité d'un apport vertical d'éléments nutritifs dans la couche de mélange.

IV.4.3 Impact de l'apport vertical

Nous avons observé que pendant la période "biologique", le 16/09 et le 17/09, il y avait à la base de la couche de mélange (à 40 m) des intrusions d'eaux froides (FIGURE IV.18). Sur la bouée PIRATA à 6°S , 10°W , on observe ce type de refroidissement (des refroidissements ponctuels à 40m) entre le 7/09 et le 17/09 les jours précédents la période étudiée avec une signature toujours faible en salinité (FIGURE IV.20). Ces intrusions pourraient apporter des nutriments dans la couche de mélange et expliquer les fortes concentrations initiales nécessaires dans le modèle pour la période "biologique".

En étudiant les anomalies de température sur toutes les profondeurs (1m, 20 m, 40 m, 80 m, 120 m, 140 m, 180 m et 300 m), un fort cycle semi-diurne est visible (FIGURE IV.21) entre 40 m et 180 m avec un maximum d'intensité à 80 m. Il se traduit par un pic très net à la fréquence semi-diurne sur le spectre de puissance de la série de températures à 80 m (FIGURE IV.22).

Ce cycle a pour origine la marée semi-diurne, une onde interne d'inertie-gravité générée dans un milieu stratifié par interaction de la marée barotrope semi-diurne avec la topographie (plateau continental, dorsales océaniques, mont sous marin). Contrairement à la marée barotrope homogène sur toute la profondeur, la marée interne est par nature barocline et

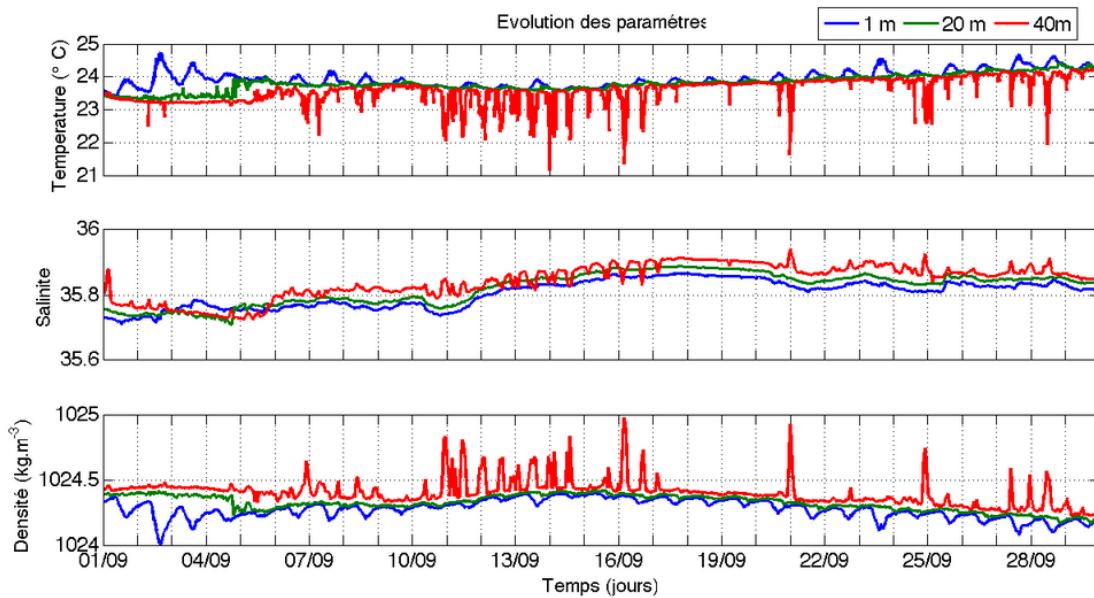


Figure IV.20 – Evolution de la température, de la salinité et de la densité mesurée à 1 m, 20 m et 40 m sur le mois de septembre 2006.

induit un déplacement des isopycnes et donc des isothermes qui varient avec la profondeur (FIGURE IV.21). Le déplacement peut localement atteindre plusieurs mètres voire dizaines de mètres d'amplitude [Morozov et al., 2002].

Le déplacement vertical dû à la marée barotrope a été estimé sur la période de septembre 2006 grâce au modèle TPXO 7.1 [Egbert et Erofeeva, 2002] (com. personnel Y. Cuypers). Il est maximum entre le 5 et 10 septembre avec des amplitudes de déplacements de l'ordre de 0,8 m et un flux barotrope maximum : $\int_0^H U_{barotrope} dz = 160 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Cela suggère qu'il y aurait eu un maximum de génération de marée barocline à cette période.

La bouée se situe au-dessus de la dorsale médio-atlantique. Les dorsales sont des lieux importants de générations de la marée interne [St. Laurent et Garrett, 2002] et la dorsale médio-atlantique apparaît comme le seul accident topographique majeur susceptible de générer une marée interne significative dans la région. Il est donc fort probable que la marée barocline ait été générée au niveau de cette dorsale. Le maximum de signal de marée interne est attendu avec un décalage dans le temps par rapport au maximum de marée barotrope qui correspond au temps de propagation de la marée interne entre le lieu de génération et la bouée (non estimée mais de l'ordre de quelques heures ou jours).

Les ondes de marée sont associées à de forts cisaillements du courant qui peuvent déstabiliser la colonne d'eau et entraîner du mélange vertical. Une intensification de ces ondes de marée, comme cela semble être le cas ici, peut augmenter le mélange à la base de la couche de

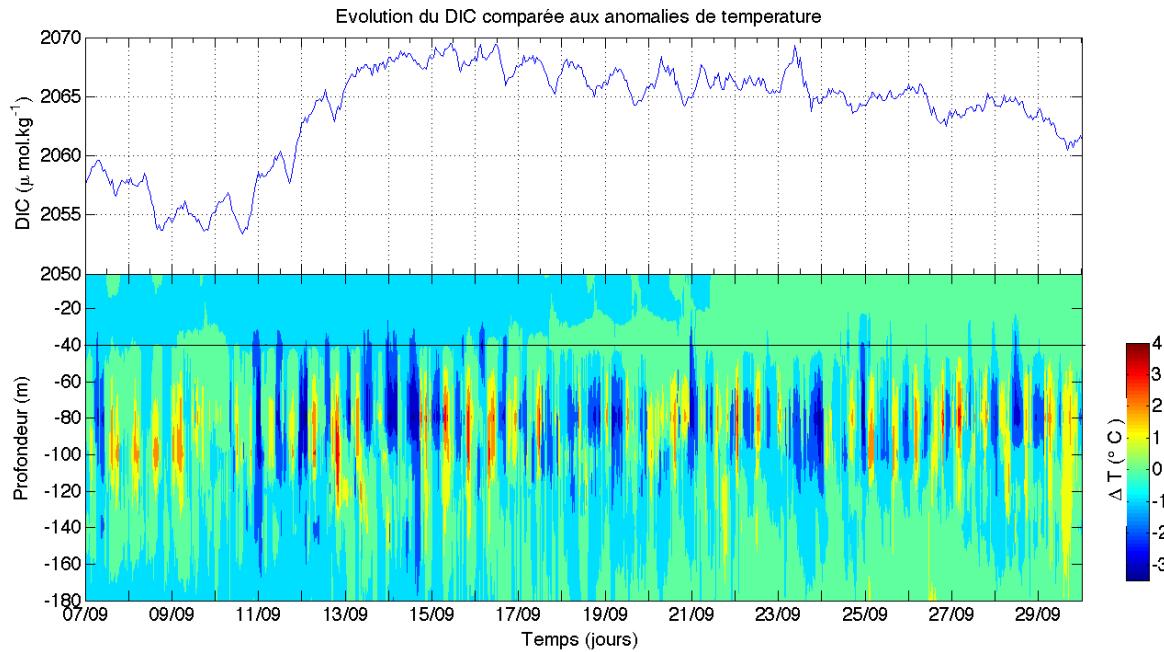


Figure IV.21 – Evolution du DIC entre le 7 et le 30/09 et anomalies de température entre 1 et 180 m.

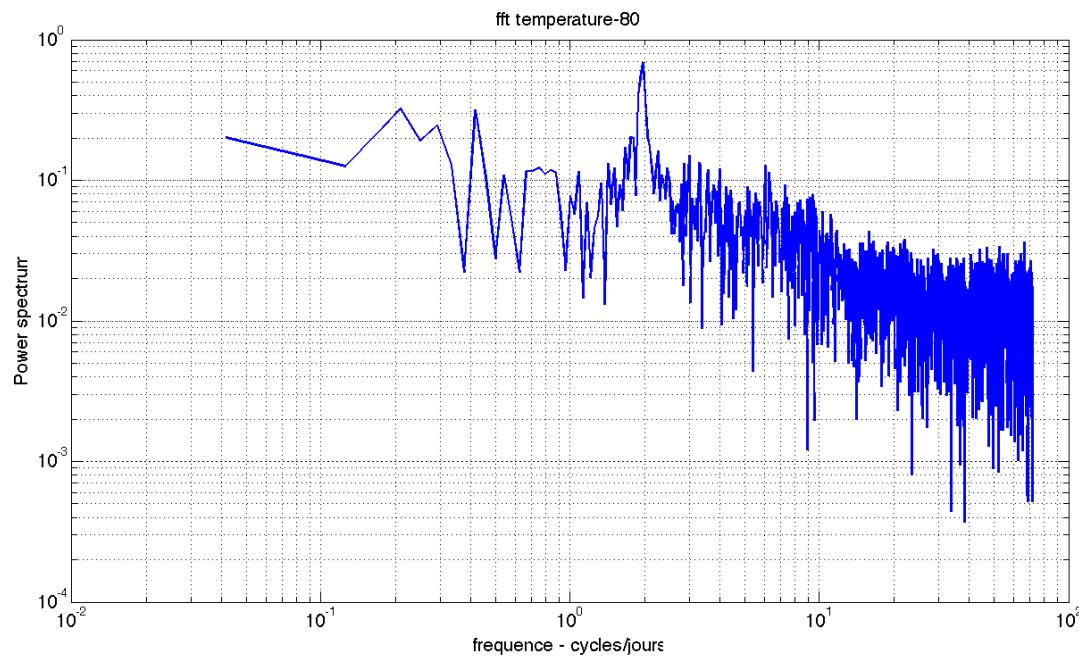


Figure IV.22 – Spectre de la température à 80 m.

mélange. Cependant il n'est pas possible de le vérifier car nous ne disposons pas de données de courants. Néanmoins, cet apport dans la couche de mélange pourrait être une condition pour déclencher la période biologique.

J'ai observé des variations de la profondeur de la couche de mélange corrélées à la présence d'une onde de marée durant d'autres périodes. En particulier avant ou au cours des périodes, pour lesquelles un cycle diurne de DIC a été détecté par l'analyse en ondelettes. Ces périodes sont détaillées en annexe A.

IV.5 Conclusion

L'objectif de cette étude était de simuler la $f\text{CO}_2$, pendant une période "physique", c'est-à-dire quand $f\text{CO}_2$ varie essentiellement en fonction de la SST, et pendant une période "biologique" où elle est contrôlée principalement par la biologie.

Le modèle unidimensionnel a montré que pour simuler correctement les variations de la $f\text{CO}_2$ observée pendant la période physique, il fallait un mélange vertical faible, fortement influencé par la vitesse des courants de surface qui se mettent en place dans la zone. L'importance du courant est confirmée par l'étude de sensibilité qui a montré qu'un mélange important empêche le réchauffement de la température au cours du temps. C'est la diminution de vent pendant la période qui va déclencher un affaiblissement du courant et de la profondeur de la couche de mélange et donc induire un réchauffement et une augmentation des cycles de $f\text{CO}_2$.

Pour simuler la $f\text{CO}_2$ pendant la période "biologique", il faut une concentration en NO_3 et de chlorophylle en surface plus importante que celle observée habituellement dans la zone. Les conditions physiques observées pendant cette période sont sensiblement identiques à celles observées au début de la période physique. Mais, contrairement à la physique, ces conditions ne changent pas au cours de la simulation. Le courant initial est également important car il va influencer l'apport de NO_3 dans la couche de mélange. De plus, les concentrations en NO_3 et de chlorophylle initiales sont proportionnelles. En effet, si l'une ou l'autre des concentrations est trop faible, nous avons montré à l'aide de l'étude de sensibilité que les cycles de DIC n'étaient pas suffisants. Bien qu'ayant des valeurs élevées, les constantes biologiques utilisées pour cette zone dans le modèle sont en accord avec la littérature.

La concentration élevée en NO_3 dans la couche de mélange peut être expliquée par une augmentation du mélange à sa base lié à la présence répétée d'ondes de marée dans la zone. Ce processus peut être un élément déclencheur de l'augmentation de l'activité biologique. Une fois l'initialisation mise en place, comme les forçages ne changent pas sur la période, la température est peu variable au cours du temps et a une moindre influence sur la variabilité du

fCO₂ par rapport à la période "physique". Comme l'a montré l'étude de sensibilité, l'amplitude du cycle de la SST influence celle du fCO₂ et masque le signal "biologique".

Dans le cas étudié, nous avons mis en évidence qu'il est nécessaire d'avoir un apport de nutriments dans la couche de mélange. Or, nous n'avons pas pu confirmer cet apport pour d'autres périodes car la profondeur de la couche de mélange est souvent plus importante et nous n'avons pas de capteur entre 40 et 80 m. La zone que nous étudions est peu échantillonnée particulièrement au niveau biologique et nécessite des mesures supplémentaires pour valider nos hypothèses. Il serait intéressant de pouvoir estimer le mélange dû aux ondes de marée dans la zone. Pour cela, des mesures de courants à la bouée seraient nécessaires et permettraient de confirmer l'apport de nitrate dans la couche de mélange. De plus, le profil d'initialisation de la chlorophylle n'a pu être validé car il n'y a pas de données à cette période. Des mesures de fluorescence ajoutées sur la bouée permettraient d'avoir une idée de l'évolution de ce profil.

Variabilité saisonnière

Chapitre V

Variation saisonnière : DRAKKAR

Sommaire

V.1	Introduction	110
V.2	Adéquation entre le modèle et les observations	111
V.2.1	Comparaison des séries temporelles PIRATA avec le modèle	111
V.2.2	Les profils ARGO	114
V.2.3	Comparaison avec le Nokwanda	117
V.3	Résultats	118
V.3.1	Evolution de la salinité à la bouée.	118
V.3.2	Distribution de la salinité et des courants	120
V.3.3	Transport de l'eau dessalée à la bouée	123
V.4	Origine des eaux dessalées	125
V.4.1	Précipitations	125
V.4.2	Les apports fluviaux	126
V.5	Processus prenant place entre janvier et mai	127
V.6	Conclusion	133

V.1 Introduction

L'origine de la variabilité saisonnière de la SSS, du DIC et de la fCO₂ à 6°S, 10°W (FIGURE V.1a, b, c, d) n'est pas encore totalement comprise. Dans le chapitre III, nous avons vu que la SST est marquée par un cycle saisonnier fort, avec une période chaude (de janvier à mai) et une période plus froide (de juillet à novembre). La SSS, décroît entre avril et juin 2007 de 36,2 à 35,3. La fCO₂ et le DIC diminuent également avec un minimum entre mai et juin. A partir du mois de juin, ces trois variables augmentent. Comme on l'a montré dans l'article au chapitre III et comme on peut l'observer sur la FIGURE I.7, durant cette période, la bouée est sous l'influence de la langue d'eau froide.

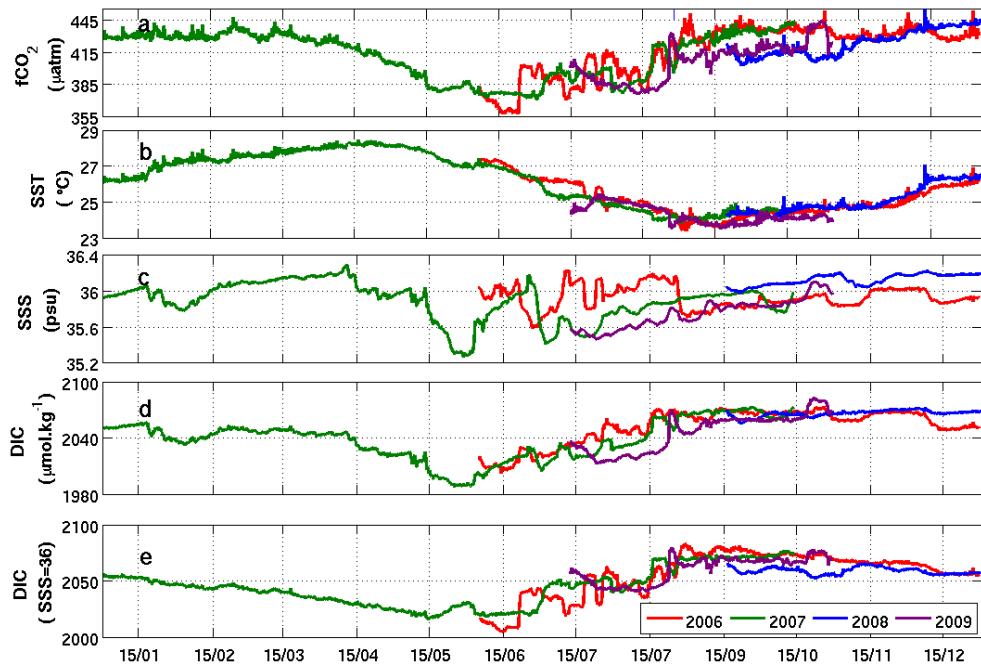


Figure V.1 – Evolution de a.) fCO₂, b.) SST, c.) SSS, d.)DIC et e.)DIC à salinité constante (36) sur la bouée 6°S, 10°W.

Lorsque le DIC est normalisé à une salinité égale à 36, les décroissances abruptes de DIC entre janvier et mai sont très atténuées, par exemple le 15/04)(FIGURE V.1d, e). Sur cette période, la SSS et le DIC sont liés, comme le confirme la forte corrélation ($R^2=0,94$ voir équation 7 de l'article) entre la SSS et le DIC mise en évidence dans le chapitre III. Entre le 1/01 et le 28/02, la diminution lente de DIC normalisé à la SSS (9 $\mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}$) peut être expliquée par le flux air-mer de CO₂. Ainsi, entre mars et mai, le flux air-mer de CO₂ est équivalent (cf. eq.6 de l'article) à une perte de 15 $\mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}$ alors que la diminution de DIC (SSS=36) observée est de 29 $\mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}$ et que l'incertitude venant des coefficients

d'échange est estimée inférieure à 30 % *Sweeney* et al. [2007]. Il y a donc un ou plusieurs mécanismes supplémentaires responsables d'une décroissance lente de l'ordre de $14 \mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}$ et de variations abruptes du DIC.

Comme nous l'avons indiqué dans l'article (cf chapitre III), un des mécanismes possibles est l'advection. De plus les trajectoires de flotteurs dérivants (cf annexe D) indiquent qu'à proximité de la bouée les courants sont principalement orientés est-ouest ou nord-sud, est-ouest et qu'il y a une forte advection dans la zone. Dans ce chapitre, je vais chercher à estimer le rôle de l'advection sur la période de janvier à mai, à l'aide des sorties d'un modèle de circulation général (DRAKKAR, cf chapitre II).

Ce chapitre se divise en plusieurs parties, la première consiste à vérifier l'adéquation de la salinité simulée par le modèle avec des salinités observées. Une seconde partie met en évidence l'importance de l'advection d'eaux moins salées provenant de l'est du bassin. La troisième partie, détermine qualitativement les influences possibles des précipitations et des décharges fluviales sur la salinité. Une dernière partie étudiera la signature des différentes décroissances observées entre janvier et mai sur les données de DIC à 6°S , 10°W .

V.2 Adéquation entre le modèle et les observations

V.2.1 Comparaison des séries temporelles PIRATA avec le modèle

Les simulations DRAKKAR sont disponibles sur toute l'année entre 2001 et 2007. Suite à des problèmes techniques, les mesures de SSS et SST, au mouillage PIRATA à 6°S , 10°W , couvrant la période de janvier à juin sont disponibles uniquement pour les années 2003, 2004 et 2007. Dans la suite, je montrerai préférentiellement les comparaisons entre 2003 et 2007 pour lesquelles les données et les simulations sont disponibles de janvier à décembre, 2004 n'étant pas disponible pour l'année entière. La SST simulée reproduit bien le cycle saisonnier mais les variations à plus hautes fréquences sont plus faibles dans le modèle (FIGURE V.2,c,d). Le coefficient de corrélation entre les simulations et les données est élevé (0.86) pour la SST. L'amplitude des variations de la SSS simulée étant plus faible que sur les données, on observe une décroissance de l'ordre de 1 sur les mesures et de l'ordre de 0,5 à 0,8 sur les simulations. La corrélation entre la SSS simulée et celle mesurée à 6°S , 10°W est de 0,75.

La distribution de la SSS simulée et mesurée montre un cycle saisonnier moins net que celui de la SST mais, de manière générale, elle décroît à partir de mars pour atteindre un minimum en mai vers 35,2 puis elle remonte progressivement jusqu'à des valeurs de 36 en octobre. Sur les mesures, on observe une décroissance abrupte de la SSS en février qui n'est

pas reproduite par le modèle (FIGURE V.2a, b). A partir de mars, on observe des chutes abruptes de SSS similaires dans les mesures et dans les simulations, bien que parfois décalées en temps (Table V.1) et ayant des amplitudes différentes (FIGURE V.2,a,b). On remarque un très bon accord sur les dates de début et la durée de la décroissance de SSS en 2004, contrairement à 2007 (Table V.1).

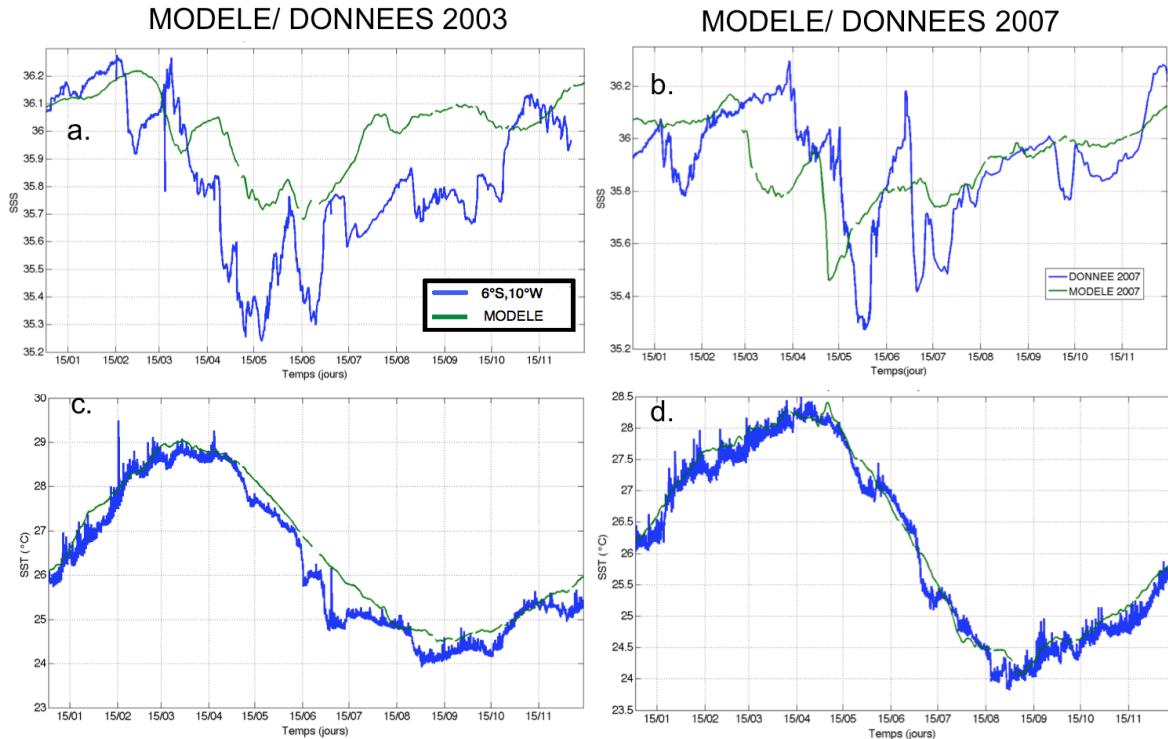


Figure V.2 – SSS simulée (vert) et mesurée (bleu) : a. de janvier à décembre 2003, b. de janvier à décembre 2007 et SST simulée (vert) et mesurée (bleu) c. 2003 et d. 2007 à la bouées à $6^{\circ}S$, $10^{\circ}W$.

TABLE V.1 – Les durées, les dates de début et de fin de la décroissance en salinité sur les données et sur les simulations pour les années 2003, 2004 et 2007.

Année	Type	Durée (jours)	Début	Fin (minimum de salinité)
2003	Donnée	59	22/03	20/05
	Modèle	78	7/03	24/05
2004	Donnée	67	15/02	23/04
	Modèle	74	13/02	27/04
2007	Donnée	45	13/04	28/05
	Modèle	67	7/03	9/05

A $6^{\circ}S$, $10^{\circ}W$, à des profondeurs inférieures à 60 m, la température est au premier ordre bien simulée. En revanche, sous 60 m, les températures ne sont pas bien reproduites, tant en

ordre de grandeur qu'en variabilité. (En particulier les mesures sont dominées par la variabilité haute fréquence (< 1 jour) que le modèle ne peut pas reproduire (cf annexe E). La salinité est au premier ordre bien simulée jusqu'à 40 m mais pas à 120 m.

Nous observons la même tendance sur d'autres bouées PIRATA (10° S, 10° W ; 0° N, 10° W et 6° S, 8° E) : sous 80 m de profondeur, les températures simulées sont plus fortes que les températures mesurées. Entre 40 et 60 m, les températures et les salinités simulées au niveau des bouées 10° S, 10° W et 6° S, 8° E ont un ordre de grandeur et des variations similaires aux températures et aux salinités mesurées ; en revanche à 0° S, 10° W, les variations sont cohérentes mais le modèle est plus chaud que les données. En surface, pour ces 3 bouées le modèle reproduit bien la SST.

De juin 2006 à 2007, une bouée a été installée à 6° S, 8° E. Le modèle reproduit bien la SST (FIGURE V.3a). Par contre, le modèle ne reproduit pas l'amplitude des dessalures qui sont observées à la bouée (FIGURE V.3b) et qui sont dues à l'advection des eaux du Congo (situé à $5,5^{\circ}$ S, 12° E). La crue du Congo a lieu en décembre et conduit à des salinités inférieures à 30 [Vangriesheim et al., 2009].

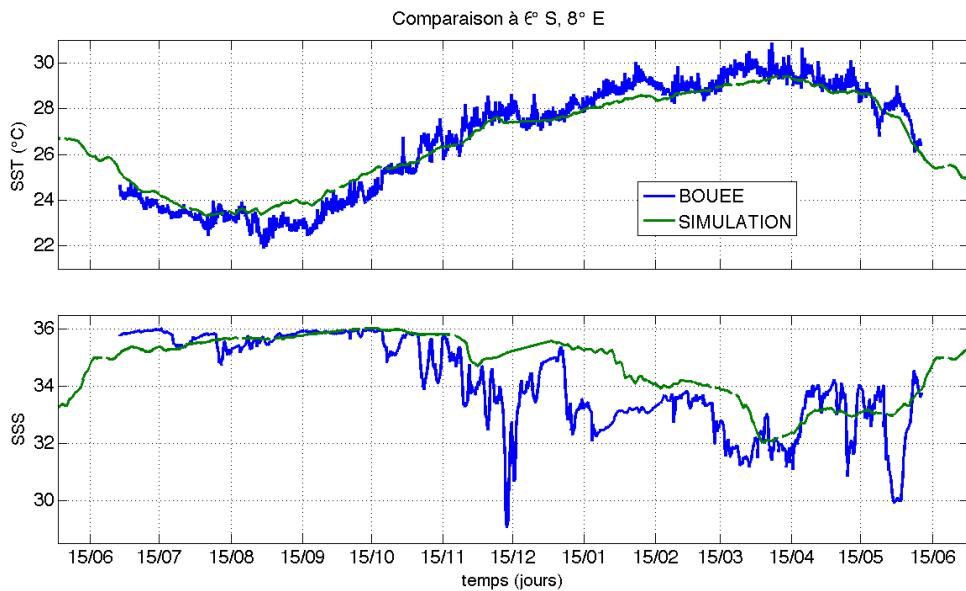


Figure V.3 – Evolution de la SST (haut) et SSS (bas) simulée (vert) et mesurée (bleu) entre juin 2006 et Juin 2007 sur la bouée PIRATA à 6° S, 8° E.

Les comparaisons entre la SSS et la SST simulées et mesurées sont relativement bonnes en surface et dans les premiers mètres mais les dessalures simulées sont plus faibles que les mesures. En 2003 et 2004, les variations abruptes de SSS observées sont en phase avec les variations simulées. Il y a un décalage sur la SSS simulée en 2007. Le décalage temporel plus

faible dans le modèle que sur les données peut être dû aux termes de décharges fluviales. Dans le modèle, ce terme est climatologique, cela pourrait être une des raisons pour laquelle la variation interannuelle est limitée dans le modèle.

V.2.2 Les profils ARGO

Afin de confirmer la bonne simulation de la salinité de surface dans le modèle, nous avons comparé la salinité simulée avec celle mesurée sur les profileurs ARGO disponibles dans la zone. Entre juin 2006 et décembre 2007 plusieurs profileurs ARGO ont été déployés entre 10°N et 15°S et 20°W et 15°E .

Les moyennes mensuelles de SSS et SST simulées à 3 m sont comparées avec les mesures de salinité et de température des profileurs ARGO. Dans cette étude, nous prenons les profileurs ARGO dont les mesures sont à 5 m et les facteurs qualité égaux à 1. Sur la période étudiée, une fois le tri effectué, nous obtenons 850 profils ARGO. Nous avons colocalisé les points de la grille du modèle avec la position des profileurs ARGO à $\pm 0,2^{\circ}$. La FIGURE V.4 représente la SSS mesurée sur les profileurs en fonction de la SSS simulée.

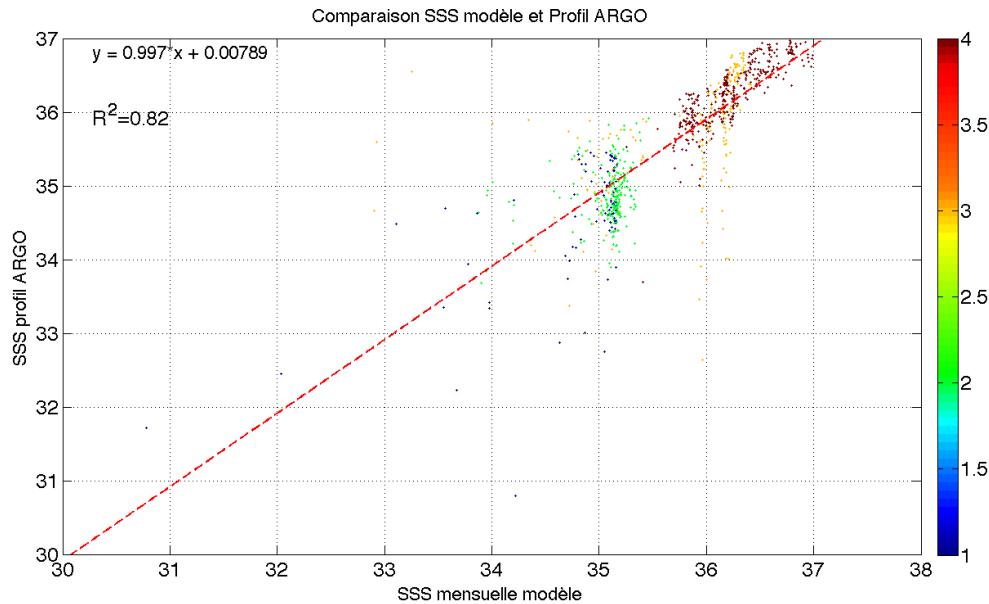


Figure V.4 – Salinité à la surface de la mer simulée en fonction de la salinité mesurée par les profileurs Argo. Les salinités simulées sont des moyennes mensuelles colocalisées en latitudes et longitudes avec les profileurs ARGO à plus ou moins $0,2^{\circ}$. Les profileurs ARGO ont un facteur qualité de 1 et une profondeur égale à 5m. Le code couleur désigne des zones géographiques (voir texte) : bleu : NE ; bleu clair : NO ; jaune : SE ; rouge : SO.

Nous obtenons une relation linéaire dont la pente est de l'ordre de 1 et le coefficient de corrélation entre les deux est élevé (0,82). La relation entre les SSS simulées et mesurées est répartie selon des zones géographiques. Afin de mieux étudier cette relation, nous avons divisé les 850 profils en 4 zones géographiques telles que :

- La zone Nord-Est pour des latitudes et longitudes supérieures à 0° (correspond à la valeur 1 (bleu) sur la figure). Il y a une forte dispersion entre les salinités simulées et mesurées sur les profileurs ARGO mais la corrélation est de 0,62.
- La zone Nord-Ouest pour des latitudes supérieures à 0° et longitudes inférieures à 0° (correspond à la valeur 2 (vert) sur la figure). La corrélation est plutôt faible (0,36) et la différence moyenne entre les salinités mesurées et simulées est de 0,25. Les salinités simulées sont en moyenne moins élevées que les salinités mesurées.
- La zone Sud-Est pour des latitudes inférieures à 0° et longitudes supérieures à 0° (correspond à la valeur 3 (jaune-orange) sur la figure). Le coefficient de corrélation est également faible (0,36) avec des salinités mesurées plus faibles (la différence moyenne est de 0,26).
- La zone Sud-Ouest pour des latitudes et longitudes inférieures à 0° (correspond à la valeur 1 (rouge foncé) sur la figure). Cette zone correspond à la meilleure corrélation (0,82) entre les salinités mesurées sur les profileurs ARGO et simulées. Il y a peu de dispersion et une différence moyenne très faible (0,0034).

Deux zones ont des coefficients de corrélation faibles, nord-ouest et sud-est, en particulier car ce sont les zones ayant le moins de données. Les deux autres zones donnent des comparaisons, relativement bonnes, entre le modèle et les données. La zone que l'on étudie est donc plutôt bien reproduite. Les faibles salinités simulées semblent réalistes, mais en général sous estimées sur les zones se situant à l'est du bassin.

La distribution spatiale de la SSS simulée est en bon accord avec les SSS mesurées (FIGURE V.5). A l'est du bassin, les valeurs de SSS simulées sont faibles et diminuent jusqu'en juin pour augmenter après. En avril, au Nord-Est, les profileurs ARGO ont des salinités plus faibles que le modèle. Cependant cela confirme l'existence de la dessalure observée dans le modèle entre janvier et mai. Des SSS fortes sont observées au sud du bassin au cours de l'année (supérieures à 36 en avril et octobre). L'évolution au cours du temps de la SSS simulée est cohérente avec la SSS mesurée. On observe des salinités plus faibles en avril et plus fortes en octobre.

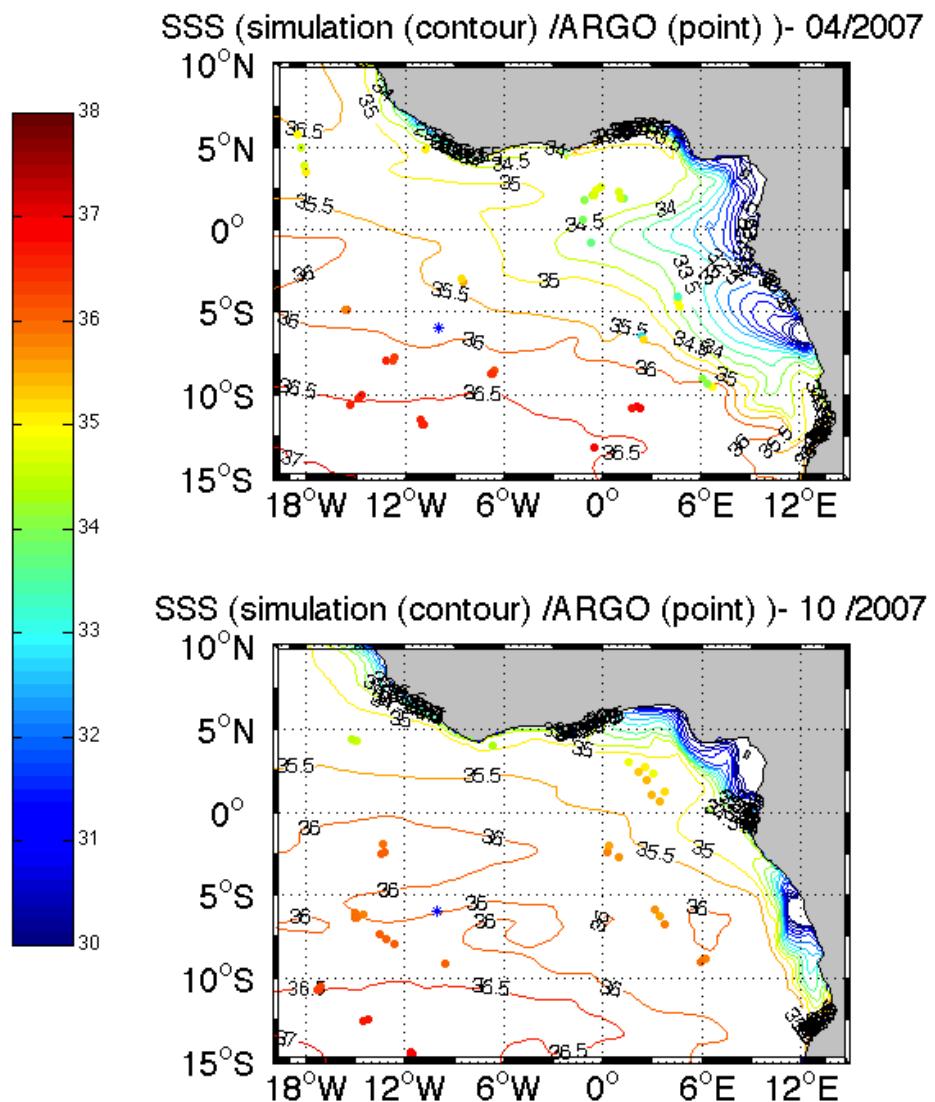


Figure V.5 – La SSS dans le modèle représentée par les isohalines, les points de couleur représentent la SSS mesurée par les profondeurs ARGO pour avril 2007 (haut) et octobre 2007 (bas). L'étoile bleue représente la position de la bouée à 6°S 10°W.

V.2.3 Comparaison avec le Nokwanda

Les faibles salinités au nord-est de la zone sont confirmées entre le 1/06 et le 4/06/2007 entre 4 et 7°S sur les mesures de salinité faites à bord du navire marchand le Nokwanda (G. Reverdin, communication personnelle). Cette période correspond aux jours suivant le minimum de salinité observé à la bouée.

En 2007, il y a un décalage temporel entre la salinité simulée et mesurée à la bouée. En tenant compte du décalage observé à la bouée, on a comparé la SSS du Nokwanda aux SSS simulées (entre le 11/05 et le 15/05) (FIGURE V.6) et on observe sur les mesures et les simulations une salinité faible entre 7°N et 8°S, la dessalure étant un peu plus marquée sur les mesures que dans les simulations avec des mesures au nord moins salées et plus salées au sud que dans le modèle.

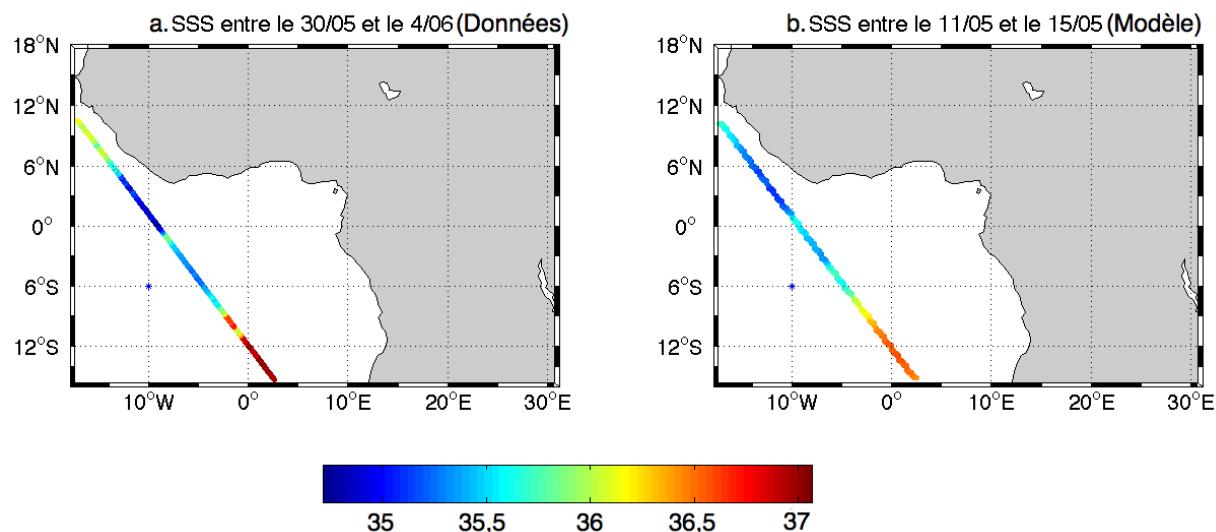


Figure V.6 – a.) SSS mesurée sur le trajet proche de la bouée du bateau marchand Nokwanda entre 30/05 et le 27/06/2007. b.) SSS simulée sur le même trajet du bateau marchand Nokwanda entre 10/05 et le 8/06 correspondant aux dates du modèle par rapport à l'évolution de la zone déssalée.

En conclusion, la SSS simulée semble en bon accord avec les différentes mesures de la salinité utilisées et ces simulations peuvent être utilisées afin de comprendre la variation de SSS observée à la bouée et dans le modèle.

V.3 Résultats

V.3.1 Evolution de la salinité à la bouée.

Les variations de la SSS (assimilées à la salinité moyenne de la couche de mélange) sont gouvernées par les précipitations, l'évaporation, les apports fluviaux et les échanges horizontaux et verticaux. L'équation gouvernant l'évolution de la SSS caractéristique d'un modèle tridimensionnel est la suivante [Ferry et Reverdin, 2004] corrigée d'une erreur de signe (cf. Vialard et al. [2010]; Caniaux et Planton [1998]) :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \underbrace{-(u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y}) - D(S_{-h} - S)}_{1} + \underbrace{\frac{W_{-h}(\bar{S} - S_{-h})}{h}}_{3} + \underbrace{\frac{(\bar{S} - S_{-h}) \frac{\partial h}{\partial t}}{h}}_{2} + \underbrace{\frac{(K \partial_z S)_{-h}}{h}}_{4} + \underbrace{\frac{(E - P - R)S}{h}}_{5} \quad (\text{V.1})$$

Le terme 1 correspond à l'advection et à la diffusion horizontales où S , u , v sont respectivement la salinité, la vitesse zonale et méridienne dans la couche de mélange. D est l'opérateur de diffusion latérale. Le terme 2 décrit l'entraînement. Il est dû à un terme de résidu (l'évolution lagrangienne de la base de la couche de mélange) et à l'advection verticale (terme 3) à la base de la couche de mélange. Cette dernière est engendrée par le flux à travers la base de la couche de mélange. W_h et S_h sont respectivement la vitesse verticale et la salinité à la base de la couche de mélange. Le terme 4 correspond à la diffusion verticale. Le terme 5 correspond au flux d'eau douce dans l'océan. E , P et R correspondent à l'évaporation, les précipitations et les décharges fluviales, h est la profondeur de couche de mélange variable dans le temps.

A la bouée, les précipitations sont négligeables donc elles ne peuvent expliquer la diminution de salinité. L'évaporation peut être estimée à l'aide du flux de chaleur latente (LE) lié à l'évaporation, de la densité (ρ) et de la chaleur latente de vaporisation (L_{ve}) [Yu, 2007] tel que :

$$E = \frac{LE}{\rho L_{ve}} \text{ avec } L_{ve} = [2,501 - (0,00237 * SST)] * 10^6 \quad (\text{V.2})$$

A partir du flux de chaleur latente du modèle, j'ai estimé le terme E (cm.an^{-1}) à l'aide de l'équation (V.2) à la bouée. Jusqu'au 15/06, ce terme augmente d'environ 150 à 250 cm.an^{-1} et diminue ensuite lorsque débute la période d'upwelling. Si l'évaporation était le seul facteur

V.3 Résultats

influençant la SSS elle aurait tendance à augmenter la SSS d'environ 1 unité. L'évaporation ne permet donc pas d'expliquer cette diminution.

Dans le modèle, l'advection verticale à la bouée est faible (FIGURE V.7,a). Elle varie de $\pm 0,013 \text{ psu.j}^{-1}$. L'advection verticale (terme 3) augmente à partir du 15/03 jusqu'au 15/09 ce qui pourrait influencer la salinité mais elle reste très faible (inférieure en valeur absolue à $0,015 \text{ psu.j}^{-1}$). Les processus qui engendrent cette décroissance ne sont donc pas des processus locaux, d'où l'étude des termes de transport.

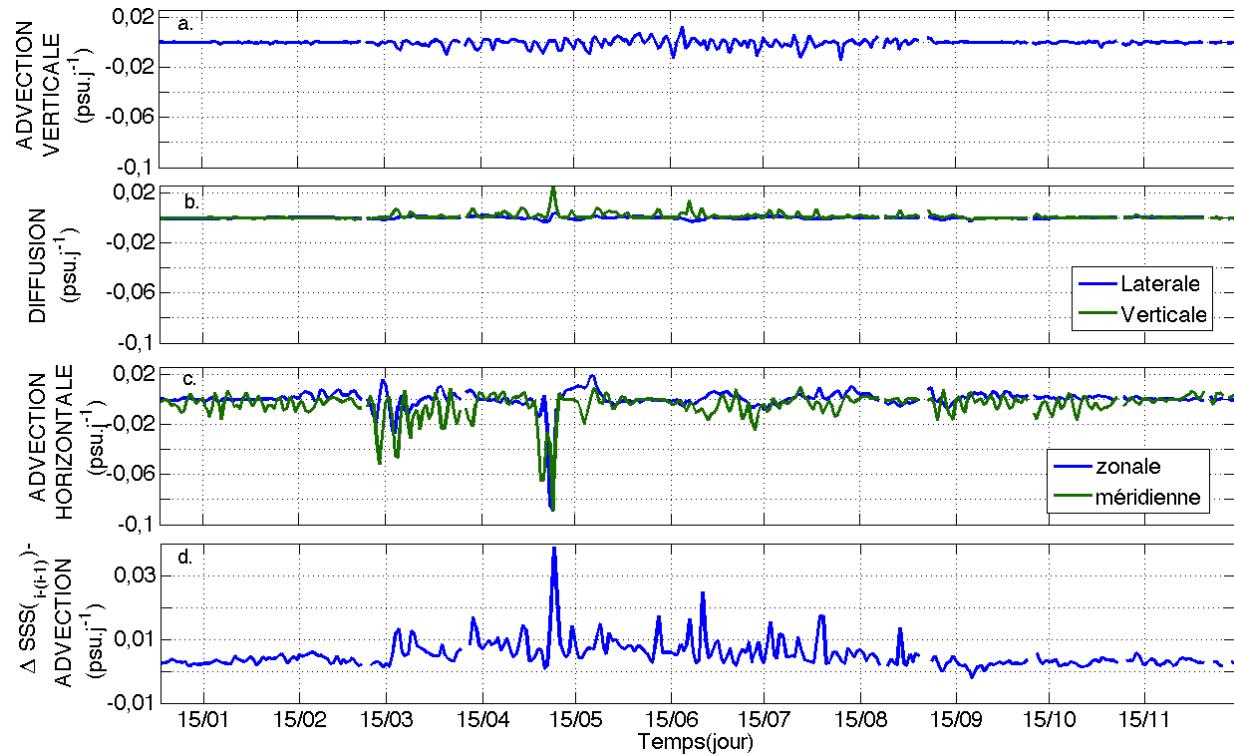


Figure V.7 – a.) Terme d'advection verticale b.) Termes de diffusion latérale et verticale c.) Termes d'advection zonale et mérienne d.) Résidu de la variation de la SSS lorsqu'on enlève les termes d'advection en 2007 dans le modèle.

La variation du terme 1 de l'équation V.1 est dominée par l'advection horizontale (zonale et mérienne). Ainsi, les termes d'advection horizontale dans le modèle expliquent une grande partie de la variance de la salinité en 2007 (FIGURE V.7,c,d) : l'advection zonale explique 57% de la variance de la salinité et l'advection mérienne 77%. Ainsi l'advection totale (horizontale et verticale) explique 91% de la variance de la variation de la salinité. Le résidu (FIGURE V.7,d) est plus faible avec un maximum de $0,04 \text{ psu.j}^{-1}$ le 21/05, le résidu est expliquée par la diffusion, et plus particulièrement par la diffusion verticale (FIGURE V.7,b). Sur la (FIGURE V.7,c), on observe des arrivées d'eaux moins salées principalement à deux

dates (le 15/03/2007 et le 30/04/2007) qui correspondent aux décroissances de salinité (FIGURE V.2,c). L'advection dans le modèle est plus faible le 15/03/2007 que le 30/04/2007.

Ce terme d'advection horizontale est dominant sur la période janvier à mai 2007 et également en 2003 où elle explique 81,5% de la variance de la salinité. En 2003, l'advection méridienne explique 74% de la variance de la salinité et l'advection zonale explique seulement 14%. Les autres termes n'expliquent que 2,5% du signal.

L'advection d'eau dessalée sur de courtes périodes de temps s'observe sur différentes années entre janvier et mai, et semble être le processus responsable de la variation de la salinité dans la première partie de l'année.

V.3.2 Distribution de la salinité et des courants

Dans l'est du bassin, une forte dessalure est observée (FIGURE V.8). Il y a deux zones pour lesquelles les salinités sont toujours faibles : une au nord entre 0 et 6 °N et une plus au sud autour de 6°S. En fin d'année, la zone dessalée s'étend le long de la côte.

En janvier 2007, la SSS inférieure à 34 recouvre la zone de 5°N à 10°S et de 15°E à 5 °E. Cette zone de déssalure s'étend spatialement pour atteindre le méridien 0 courant mai. Entre juin et septembre, l'étendue où l'on observe ces faibles salinités diminue.

En janvier 2007, entre 0 et 5°N, le courant de surface est orienté vers l'est, il a tendance à confiner la dessalure à la côte jusque mi-février et il s'inverse en mars. Entre 0 et 5°S, les courants sont orientés vers l'ouest (en accord avec le SEC), ils vont ainsi étendre la zone de faible salinité qui se trouve au sud de l'équateur vers l'ouest. Pendant cette période, la vitesse des courants est faible (en accord avec les vitesses de flotteurs dérivant (cf annexe D).

En mars, le contraste nord-sud diminue, les eaux peu salées sur le bord est, entre l'équateur et 10°S remontent vers le nord le long de la côte. Elles sont transportées par des courants orientés vers le nord-ouest. Simultanément, les eaux du nord sont transportées vers l'équateur par des courants orientés vers le sud et parallèles à la côte (FIGURE V.8a,b) jusqu'au 30/03.

En avril, près du bord est du bassin, le courant entre 0°N et 10°S change de direction et s'oriente vers l'ouest. Ce changement a pour effet une extension de la surface d'eau moins salée au sud de l'équateur qui était jusque là ramenée à l'équateur par les courants. La zone proche de l'équateur continue son extension vers l'ouest (FIGURE V.8b,c) .

Début janvier 2003, la zone dessalée est plus étendue vers l'ouest (de la côte à 8°E) qu'en 2007. Au cours de janvier 2003, le courant à l'équateur est orienté vers l'est et confine la zone dessalée sur le bord est. La surface de la zone dessalée diminue. En février 2003

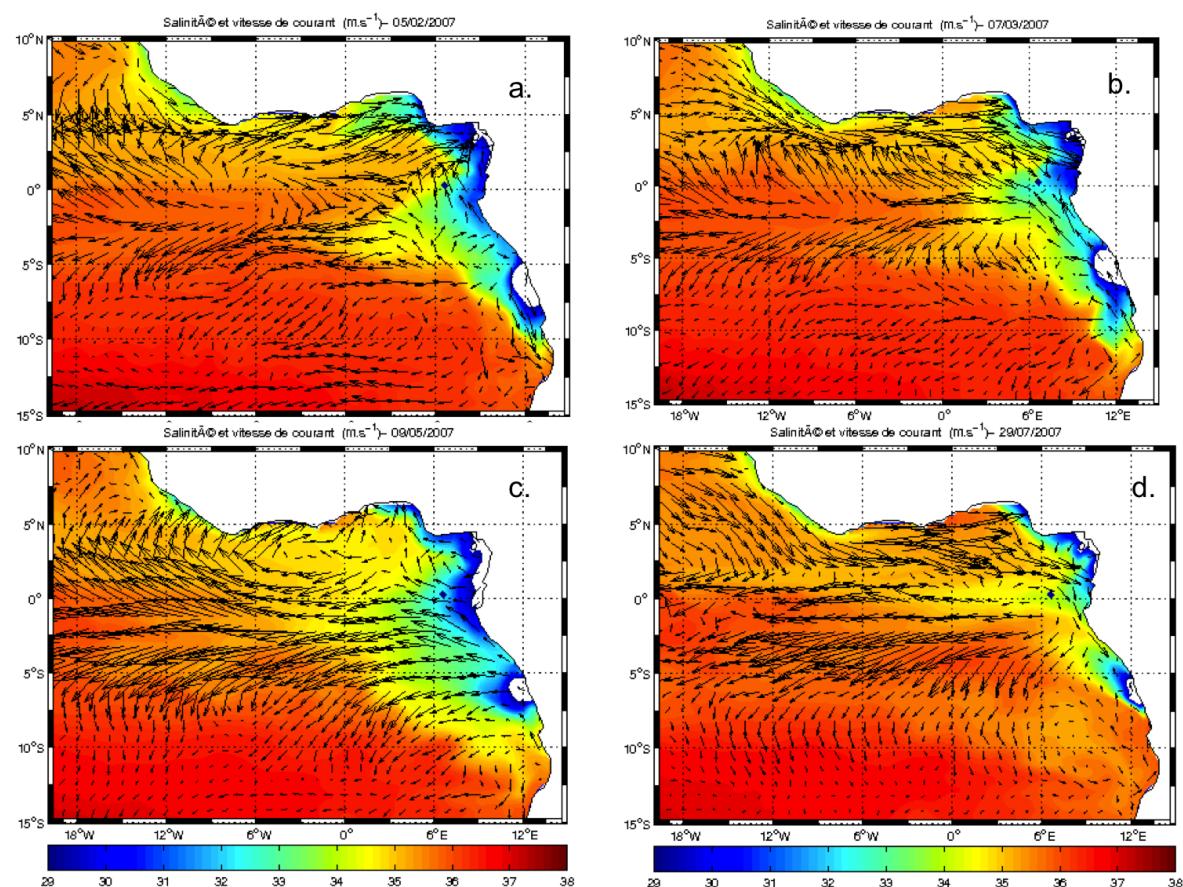


Figure V.8 – Carte de SSS et des courants de surface dans l'Atlantique Est, a.) février 2007, b.) mars 2007 , c.) mai 2007 et d.) juillet 2007.

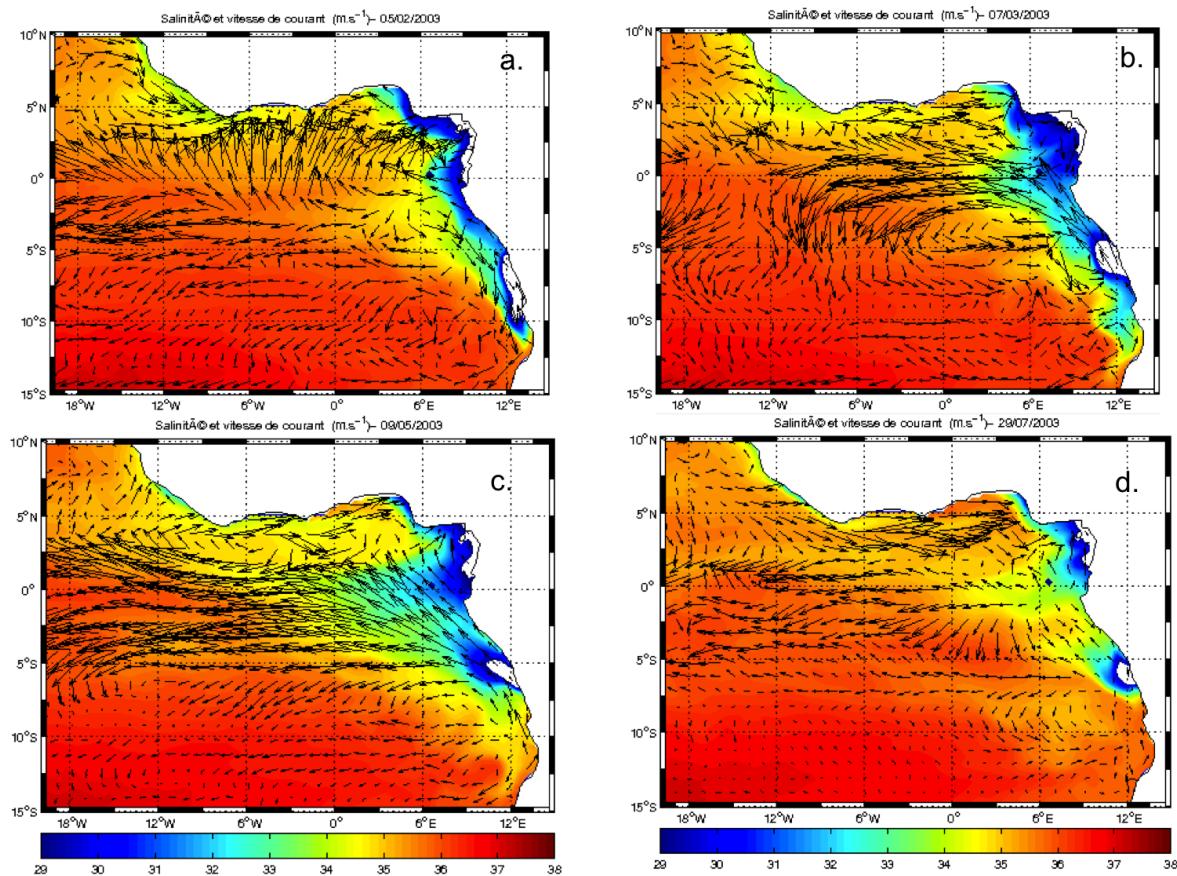


Figure V.9 – Carte de SSS et de courant dans l'Atlantique Est, a. février 2003, b.) mars 2003 , c. mai 2003 et d.) juillet 2003.

V.3 Résultats

(FIGURE V.9a), la zone dessalée est située sur le bord est, jusqu'au 25/02 et est moins étendue qu'en février 2007 (FIGURE V.8a).

En mars 2003, les courants sont orientés vers l'ouest et s'intensifient. La zone dessalée s'étend jusqu'au 20/05. En avril, la direction des courants changent entre 10°S et l'équateur. A l'est du bassin, les courants sont orientés vers le nord-est jusqu'à l'équateur. A l'équateur, ils sont orientés vers l'ouest. La salinité augmente, et comme pour 2007, on observe deux zones de faible salinité : une au nord et une entre 0 et 5°S. Jusqu'en octobre-novembre la zone de faible salinité est d'extension minimum. En décembre, la zone s'étend.

L'évolution interannuelle des courants de surface est liée aux variations des vents dans le modèle. Les vents sont orientés vers le nord-ouest en début d'année 2007 alors qu'en 2003, les vents sont dirigés vers le nord-est. Sur les deux années, le vent se renforce entre avril et mai dans la direction nord-ouest. A l'est du bassin, à partir de début juin, les vents ont une composante nord qui s'intensifie et devient nord-est à partir du 3 août 2007 jusqu'au début du mois de novembre. Cela permet d'expliquer l'extension de la zone vers l'ouest au début de l'année puis le confinement de la dessalure sur le reste de l'année.

Dans la littérature, le SECC orienté vers l'est a été observé en surface [Molinari, 1982, 1983], dans le modèle, il n'y a aucune signature de ce courant. De plus, les bouées dérivantes que nous avions à notre disposition ne montrent pas de courant dirigés vers l'est dans la zone (cf annexe D).

V.3.3 Transport de l'eau dessalée à la bouée

Au nord de l'équateur, la salinité diminue, entre le 15/01 et le 15/05, associée à de fortes températures (FIGURE V.10b, d), ces eaux semblent se propager en latitude jusqu'à 6°S, 10°W. On observe un déplacement des eaux dessalées le long des longitudes associée à des eaux chaudes sur toute la partie est du bassin (FIGURE V.10). La salinité à l'est est particulièrement faible entre le 15/03 et le 15/05 (FIGURE V.10a) et semble se propager vers l'ouest mais n'atteint pas directement la bouée. Ces observations sont cohérentes avec les courants du modèle et avec les trajectoires des flotteurs dérivants (cf annexe D). En particulier la faible salinité à 6°S, 10°W observée vers le 9/05/2007 semble provenir du nord-est, un minimum de SSS étant observé à 4°S, 10°W le 20 avril et à 6°S, 7°W le 7 mai. Elle se propage ensuite vers l'ouest.

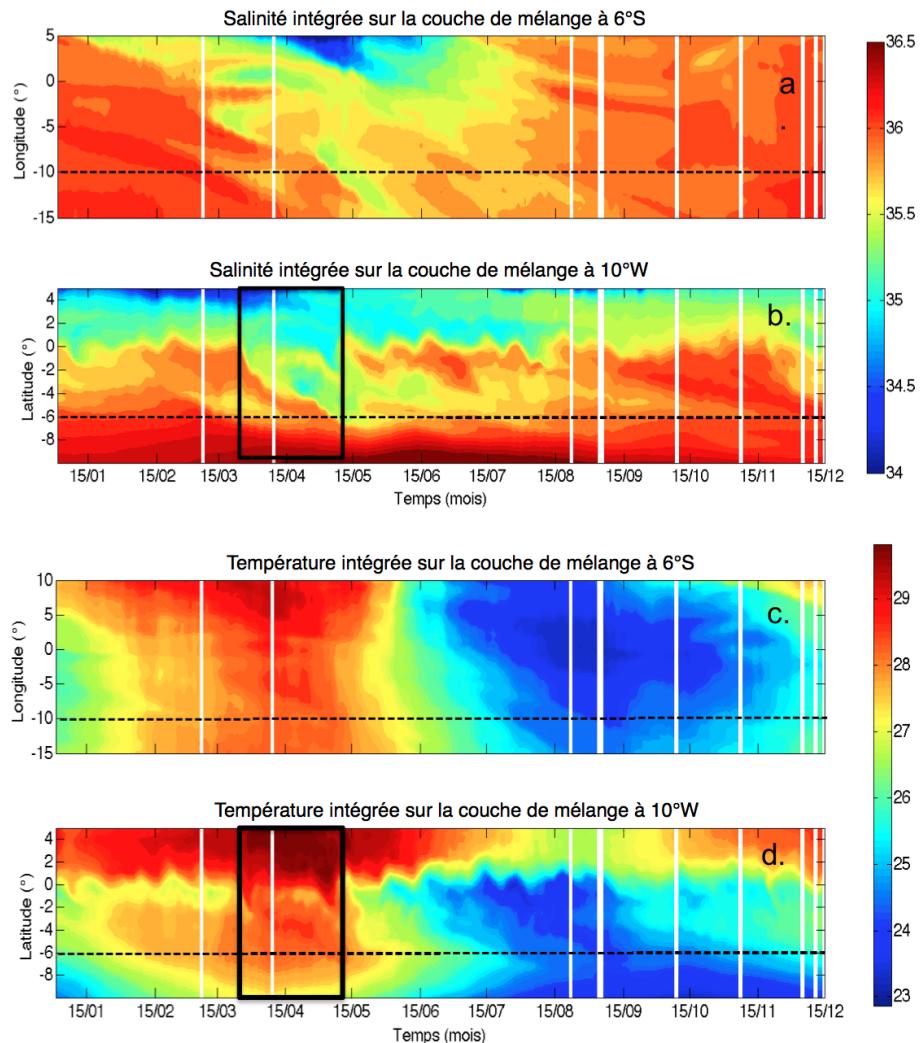


Figure V.10 – Evolution de la salinité et de la température dans la couche de mélange du modèle 2007 en fonction du temps et de la latitude. a.) salinité à 6°S, b.) salinité à 10 °W c.) température à 6°S et d.) température à 10 °W. La ligne en pointillés noirs correspond à la position de la bouée. Le rectangle noir correspond à des eaux chaudes ayant une faible salinité.

V.4 Origine des eaux dessalées

Près des côtes, les apports d'eaux douces susceptibles d'influencer la salinité sont liés aux précipitations et/ou aux décharges fluviales. Je vais donc étudier successivement l'impact de ces deux processus.

V.4.1 Précipitations

Le taux mensuel de pluie est obtenu en faisant la moyenne sur la boîte $5^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{S}$ et $20^{\circ}\text{W}-15^{\circ}\text{E}$ pour chacun des 4 produits (CMAP, GPCP, Tournadre et TMI (cf chapitre II)) de pluie que j'ai étudiés. On observe des différences d'ordre de grandeur du taux de pluie entre les produits (CMAP a les plus fortes valeurs) mais les 4 produits de pluie montrent le même cycle saisonnier sur l'année (FIGURE V.11). Le taux de pluie augmente jusqu'en avril où l'on observe les plus forts taux (compris entre $1,8 \text{ mm.j}^{-1}$ et $3,3 \text{ mm.j}^{-1}$) et diminue jusqu'en juillet. Entre septembre et décembre, les valeurs augmentent légèrement (entre $0,1 \text{ mm.j}^{-1}$ et $0,4 \text{ mm.j}^{-1}$) par rapport à juillet.

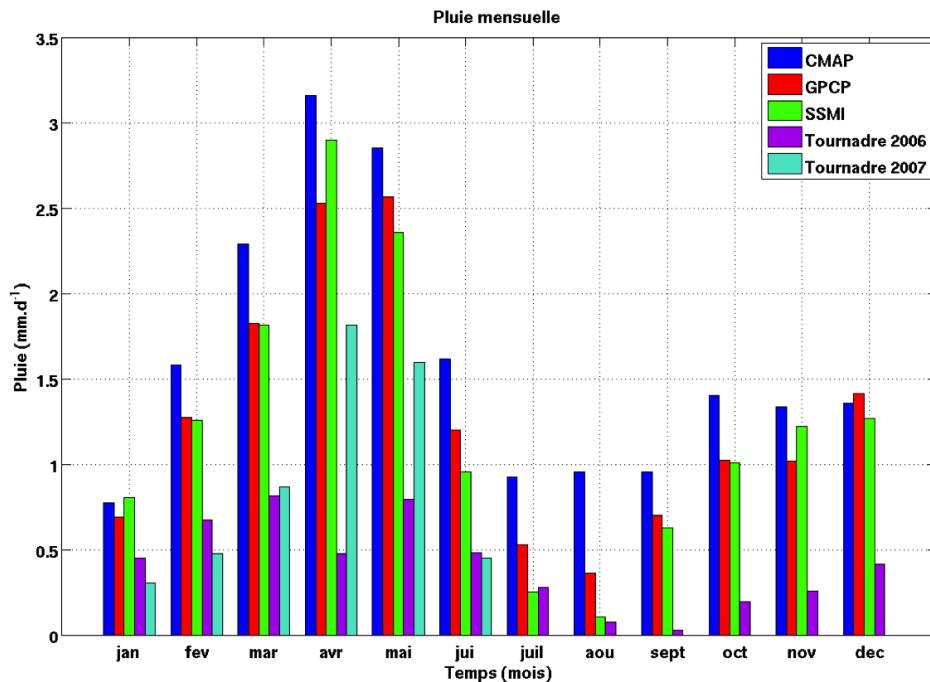


Figure V.11 – Taux de pluie mensuel pour 2007 pour les produits de pluie CMAP, GPCP, Tournadre, TMI et 2006 pour Tournadre. Il n'y a pas de donnée disponible à partir de juillet 2007 pour le produit de pluie Tournadre.

Le terme 4 (équation V.1), nous permet d'estimer un ordre de grandeur du flux d'eau douce nécessaire pour expliquer une décroissance de salinité observée dans le modèle et localisé

à l'est du bassin. Dans le modèle, on observe une diminution de 2,2 en salinité (pendant 17 jours pour une profondeur de la couche de mélange de 20 m). Dans le terme 4 de l'équation V.1, si l'on néglige le terme d'évaporation (E), on estime un apport d'eau douce nécessaire de 73 mm.j^{-1} . Les taux de pluie sont des taux mensuels, il est donc difficile de les comparer à l'apport d'eau douce calculé et de conclure. Néanmoins la quantité d'eau douce nécessaire pour expliquer la chute en salinité est particulièrement élevée comparée aux taux mensuels. De plus, le maximum de taux de pluie s'observe au même moment pour les 4 produits (en avril) mais la dessalure sur le bord est du bassin s'intensifie à partir de novembre pour s'étendre par la suite.

En conclusion, les taux de pluie sur l'océan ne peuvent pas expliquer localement la baisse de SSS observée sur le bord est en novembre. La pluie peut avoir un rôle dans l'intensification de la dessalure entre mars et mai mais n'est pas le facteur déclenchant. Par contre, la mousson sur le continent peut avoir un rôle en influençant les débits des fleuves.

V.4.2 Les apports fluviaux

Le modèle prend en compte les décharges de 90 fleuves importants, obtenues à partir de la climatologie de *Dai et Trenberth* [2002]. En étudiant cette climatologie, on peut estimer l'importance des fleuves dans le modèle. Le principal débit pris en compte dans la climatologie de Dai et Trenberth est le fleuve du Congo qui se situe autour de la latitude $6-7^\circ\text{S}$, avec un débit maximum en Décembre (FIGURE V.12). D'autres fleuves sont représentés, mais leur débit est toujours beaucoup plus faible. Afin d'estimer la décharge mensuelle sur la côte est, on a fait la moyenne sur la boite $0-14^\circ\text{E}$ et $7^\circ\text{N}-8^\circ\text{S}$ des débits de tous les fleuves. La comparaison de cette moyenne dans la boite avec le débit du Congo montre que ce dernier est effectivement le plus important et doit avoir un impact plus important sur la SSS que les autres (FIGURE V.12).

Le débit maximum du Congo est de $6620 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (0,007 Sv) avec un minimum en août de $3750 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (0,004 Sv). La décharge des fleuves est maximum entre octobre et janvier et minimale en juillet et août.

Dans le modèle, la zone de faible SSS, sur le bord est, s'intensifie à partir de novembre et s'étend vers l'ouest à partir de décembre en accord avec les débits fluviaux (FIGURE V.12). Les termes d'advection ont permis d'estimer que la chute en salinité à 6°S , 10°W était due à des faibles salinités provenant du nord-est du bassin.

Cette interprétation est cohérente avec la vitesse des courants, de l'ordre de $0,12 \text{ m.s}^{-1}$ en moyenne, estimée via des flotteurs dérivants déployés dans la zone (cf annexe D) (même ordre

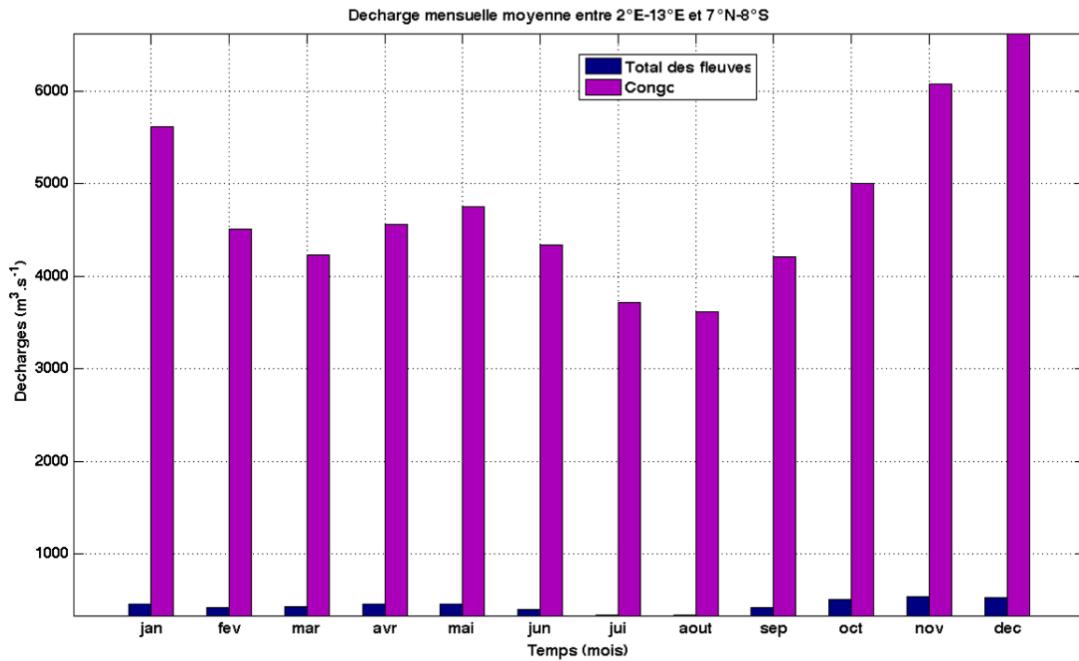


Figure V.12 – Evolution du débit mensuel de fleuve du Congo (violet) et de la moyenne des autres fleuve (bleu)

de grandeur observé dans le modèle). La vitesse du courant a permis d'estimer une durée de 100 jours pour traverser le bassin de façon zonale entre 8°E et 10°W .

Les faibles SSS observées à l'est du bassin semblent déclenchées par les décharges fluviales, influencées elles mêmes par les pluies sur le continent. La pluie sur le bassin n'est pas suffisante pour expliquer la totalité du signal mais elle peut permettre d'intensifier la dessalure déjà présente entre mars et mai.

V.5 Processus prenant place entre janvier et mai

Afin de comprendre l'origine des eaux à la bouée, j'ai examiné les relations entre SSS et SST d'une part, et SSS et DIC d'autre part. Afin de mettre en évidence certaines caractéristiques de la zone comme, par exemple, la présence des eaux plus chaudes, moins salées et ayant un faible DIC associées au fleuve Congo. Cette étude a été effectuée sur la période de janvier à juin lorsque la SSS diminue (FIGURE V.13). J'ai tout d'abord enlevé la tendance saisonnière climatologique à la SST et l'ai ensuite normalisée par rapport à sa moyenne annuelle ($25,8^{\circ}\text{C}$). Cela m'a amené à identifier six sous-périodes répertoriées dans la Table V.2.

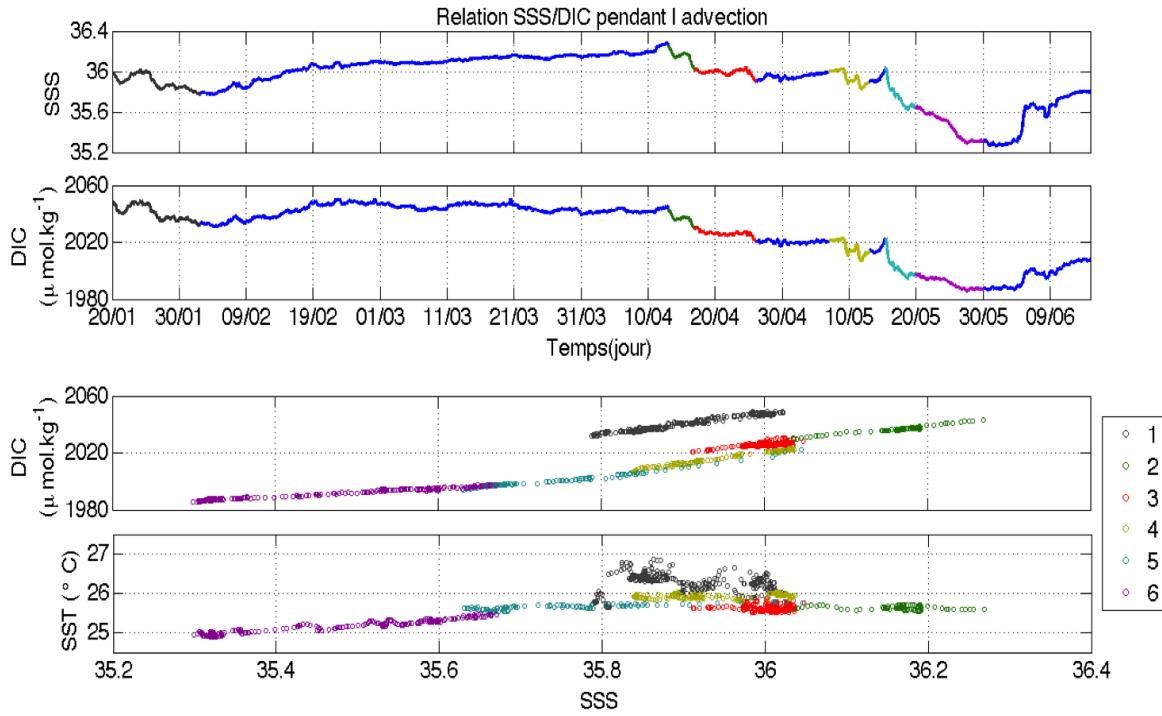


Figure V.13 – a) mesures de SSS et b) et de DIC entre le 01/01 et le 15/05/2007 sur la bouée c) DIC en fonction de la SSS et d) SST en fonction de la SSS sur les mesures.

La décroissance en salinité (0,27) du 16/01 (pas reproduite dans le modèle) est également accompagnée d'une augmentation en température (0,2 °C). De plus, lorsque l'on étudie la relation entre la température et la salinité et la salinité et le DIC sur les différentes périodes (FIGURE V.13c, d) on observe qu'il y a trois familles distinctes :

- Durant les périodes (2,3,5), la SST varie très peu d'où une pente quasi nulle entre la SST et la SSS et une corrélation très faible. Ces périodes coïncident avec les périodes d'advection simulées par le modèle. On observe une relation linéaire entre le DIC et la SSS avec une pente variant entre 54 et 56.5 $\mu\text{mol.kg}^{-1}.\text{psu}^{-1}$. Cet ordre de grandeur est similaire à celui observé à l'embouchure du Congo lorsque l'on ne s'intéresse pas aux eaux côtières. Dans ce cas, les eaux sont caractérisées par une salinité supérieure à 33, et la pente est de 46,5 $\mu\text{mol.kg}^{-1}.\text{psu}^{-1}$ [Vangriesheim et al., 2009; Bakker et al., 1999a; Koffi et al., 2010]. Si l'on considère uniquement un phénomène de dilution avec de l'eau douce, une décroissance de 1 unité en SSS correspond à une diminution du DIC de 57 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ estimé d'après la méthode de Bakker et al. [1999a]. Les périodes décrites ont des pentes comprises entre le phénomène de dilution et la signature des eaux du Congo [Bakker et al., 1999c], elle peuvent avoir comme origine des eaux provenant de décharges fluviales (e.g. Congo) et ayant subi le long de leur trajet jusqu'à

TABLE V.2 – Tableau indiquant les sous-périodes, les dates des ces 6 sous-périodes, les relations DIC-SSS,SST-SSS.

Périodes	Date	SSS-DIC	SST-SSS	Remarques
1	20/01- 02/02	DIC=74($\pm 2,4$)*SSS - 613($\pm 5,06$) ($R^2=0,98$)	SST=- 0,376($\pm 0,73$)*SSS +39,75($\pm 0,20$) ($R^2=0,59$)	Non identifié dans le modèle
2	13/04- 17/04	DIC=54,4($\pm 0,34$)*SSS +69($\pm 2,96$) ($R^2=0,98$)	SST=- 0,136($\pm 2,6$)*SSS +30,8($\pm 0,043$) ($R^2=0,16$)	Vu dans le modèle (advection des eaux de l'est du bassin)
3	17/04- 26/04	DIC=47($\pm 0,27$)*SSS +398($\pm 1,58$) ($R^2=0,67$)	SST=0,001($\pm 2,6$)*SSS +25,3($\pm 0,081$) ($R^2=0,0029$)	Non identifié dans le modèle
4	08/05- 13/05	DIC=76($\pm 0,005$)*SSS -718($\pm 5,02$) ($R^2=0,99$)	SST=- 0,27($\pm 2,06$)*SSS +16,18($\pm 0,05$) ($R^2=0,33$)	Vu dans le modèle (advection des eaux de l'est du bassin)
5	15/05- 20/05	DIC=56($\pm 0,01$)*SSS - 15($\pm 5,6$) ($R^2=0,99$)	SST=- 0,581($\pm 2,12$)*SSS +4,8($\pm 0,072$) ($R^2=0,1$)	Vu dans le modèle (advection des eaux de l'est du bassin)
6	20/05- 30/05	DIC=29($\pm 0,009$)*SSS +956($\pm 3,66$) ($R^2=0,98$)	SST=1,3($\pm 2,06$)*SSS +22($\pm 0,17$) ($R^2=0,78$)	Non identifié dans le modèle

la bouée un phénomène de dilution.

Des mesures de fCO₂ en 2005 et 2008 ont été effectuées à bord de navires marchands appartenant à la compagnie Mediterranean Shipping Company (MSC) dans l'Atlantique tropical est (Gonzalez et al. Base de données SOCAT) (FIGURE V.14). En avril 2006, entre 2°S et 6 °S, les faibles valeurs de fCO₂ et de SSS peuvent ainsi avoir comme origines les eaux à l'est du bassin influencées par les décharges fluviales (FIGURE V.14, a et b). D'autres périodes sont disponibles mais la SSS est souvent manquante, les faibles valeurs de fCO₂ sont observées en mars, avril et mai sur la même zone mais pas entre juillet et décembre.

- Durant la période de janvier (1) et celle du 10/05 (4) la pente entre la SST et la SSS est faible, de l'ordre de -0,3 et 0,2 °C.psu⁻¹, avec un coefficient de corrélation néanmoins supérieur aux périodes 2, 3 et 5. La relation entre le DIC et la SSS donne une pente

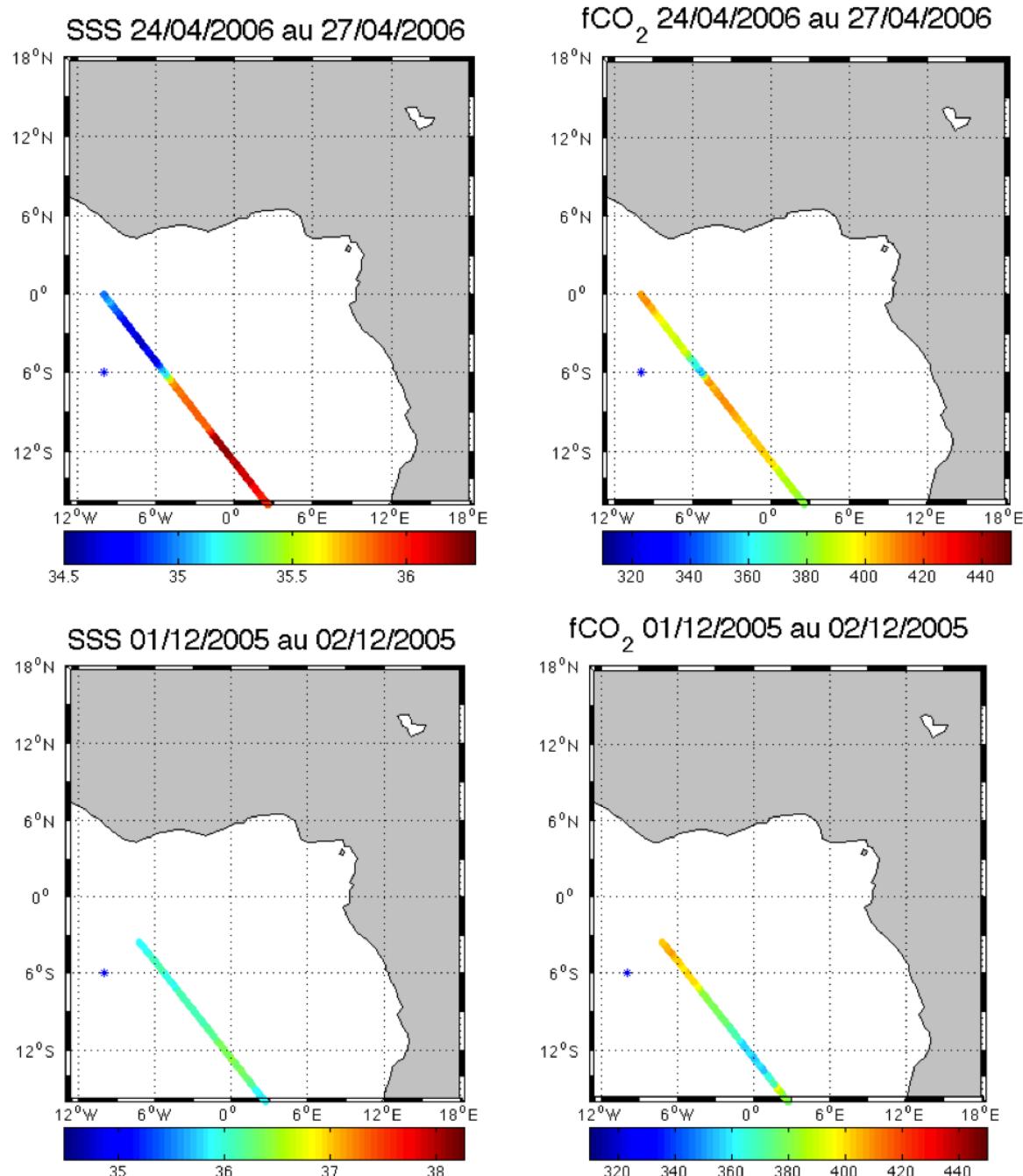


Figure V.14 – a., c.) SSS et b., d.) $f\text{CO}_2$ le long du trajet d'un navire marchand a.,b.) en avril 2006 et c.,d.) en décembre 2005.

de l'ordre de $74 \mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}.\text{psu}^{-1}$. Cet ordre de grandeur n'est pas représentatif du phénomène de dilution.

Une première hypothèse serait l'advection d'eaux venant du sud-est du bassin. En décembre 2005, de faibles valeurs de fCO_2 corrélées à des SSS ayant le même ordre de grandeur que celles mesurées en janvier à la bouée sont observées au sud de la bouée (FIGURE V.14 c et d). Ces eaux pourraient être avecées à la bouée comme le montre la dérive des quelques bouées (FIGURE D.1, cf annexe D) arrivant du sud-est du bassin.

Une seconde hypothèse est une décroissance liée à des eaux du SECC remontant en surface. Par exemple, les faibles valeurs de fCO_2 observées entre 5°S et 6°S (FIGURE V.14 b) pourraient être liées à des eaux en provenance de SECC qui auraient une salinité comparable à celle des eaux entre 1°S et 5°S .

- La dernière période (6) se situe à la fin de la dessalure. Cette dernière chute en SSS n'apparaît pas dans le modèle. La relation entre la SST et la SSS donne une pente forte (de l'ordre de $1,3^\circ\text{C}.\text{psu}^{-1}$) pouvant indiquer que ces eaux ne résident pas en surface depuis longtemps. Elles sont d'ailleurs plus froides que la climatologie saisonnière. La pente entre le DIC et la SSS est faible ($29 \mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}.\text{psu}^{-1}$). Cette pente est inférieure d'un facteur 2 environ à celle attendue du phénomène de dilution ou des décharges fluviales (cf plus haut) ; c'est pourquoi sur la FIGURE V.1,e on observe durant cette période une augmentation du DIC normalisé à la SSS. Cette augmentation de DIC est corrélée à une décroissance de la SST. Ce phénomène pourrait être lié à un apport via la langue d'eau froide, caractérisée par un DIC plus élevé, une SST plus faible et une SSS plus faible que les eaux de surface à $6^\circ\text{S}, 10^\circ\text{W}$ en l'absence d'upwelling. En effet, sur une carte de SST du 25 mai 2007, on remarque des eaux relativement froides à l'équateur (FIGURE V.15).

Donc trois périodes sur six correspondent aux advections d'eaux provenant de l'est du bassin observées dans le modèle, mais l'origine de ces eaux n'est pas encore bien définie dans le modèle (sud-est ou nord-est influencé respectivement par le Congo et le Niger). Deux des six périodes semblent influencées par des eaux venant du sud-est ou encore du SECC qui est susceptible de remonter en surface, mais ces deux hypothèses doivent être étudiées plus précisément. La dernière période semble influencée par les eaux de la langue d'eau froide.

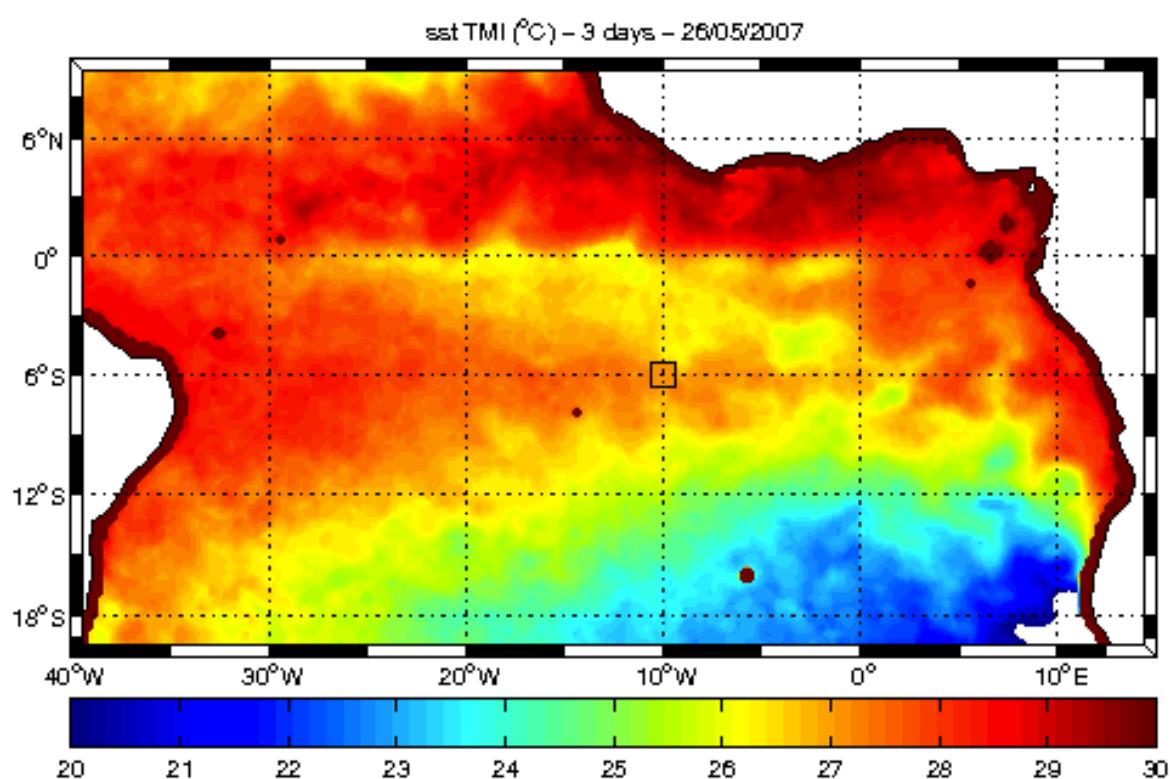


Figure V.15 – SST du 25/05/2007 à 3 jours (données satellite TMI-AMSR)

V.6 Conclusion

J'ai montré un rôle important de l'advection d'eau peu salée venant des côtes sur les dessalures et les décroissances de DIC vues à 6°S, 10°W. La composante méridienne semble la composante principale du courant.

Les précipitations sur l'océan jouent un rôle beaucoup plus faible, voire négligeable. La pente des relations DIC-SSS a permis d'identifier les décharges fluviales à l'est du bassin (e.g. Congo) comme origines des eaux advectées jusqu'à la bouée dans 3 des 6 cas étudiés. Une étude approfondie du SECC et des eaux situées au sud de la bouée serait nécessaire pour valider l'hypothèse qu'ils peuvent influencer les eaux de surface à 6°S, 10°W.

L'étude de la variabilité entre janvier et mai a été effectuée à l'aide de sorties dynamiques d'un modèle tridimensionnel à notre disposition (DRAKKAR). L'évolution mensuelle du DIC pourrait être évaluée avec le modèle tridimensionnel couplant physique et biogéochimie tel que ORCA-PISCES (fournit par Christian Ethé). Un exemple est présenté dans la FIGURE V.16 pour l'année 2001. Les valeurs observées à la bouée sont plus fortes que

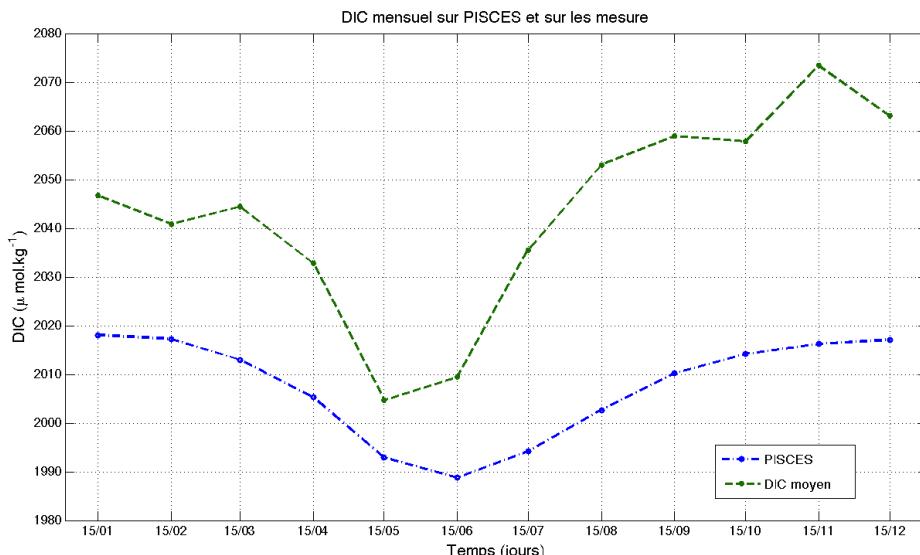


Figure V.16 – DIC mensuel moyené entre 2006 et 2009 à la bouée 6 °S, 10 °W entre janvier et décembre. DIC mensuel simulé par le modèle NEMO PISCES entre janvier et décembre 2001.

celles du modèle entre 10 et 50 $\mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}$ environ et cette différence ne peut être expliquée par le taux d'augmentation du CO₂. L'allure saisonnière est bien reproduite, malgré un décalage du minimum de DIC qui peut être dû à la différence des années. Il peut également y avoir un problème d'initialisation du modèle. La constitution d'une base de donnée tel que SOCAT (Surface Ocean CO₂ Atlas, [Pfeil et al., 2011]) pourrait améliorer l'initialisation de ces modèles. Une étude plus approfondie serait nécessaire.

Conclusions générales

Conclusions et perspectives

L'objectif de cette thèse était de comprendre les processus physiques et biogéochimiques affectant la variation de $f\text{CO}_2$ à $6^\circ\text{S}, 10^\circ\text{W}$ à partir des mesures horaires effectuées avec un capteur CARIOCA entre 2006 et 2009.

Des données complémentaires (satellites, profileurs ARGO...) ont permis de déterminer les conditions océaniques autour du site. La variation haute fréquence de $f\text{CO}_2$ a été abordée à l'aide d'un modèle unidimensionnel. Des sorties tridimensionnelles du modèle DRAKKAR ont été utilisées pour étudier plus particulièrement le rôle de l'advection.

Haute fréquence (variation diurne)

L'étude de la série temporelle a mis en évidence la présence d'un cycle diurne sur la majeure partie de l'année. Lorsque ces cycles sont observés, la variation de $f\text{CO}_2$ sur certaines périodes est principalement gouvernée par la température avec une variation de $4,23\% \cdot {}^\circ\text{C}^{-1}$ et sur d'autres périodes où elle est principalement gouvernée par la biologie.

L'effet thermodynamique prend place dans des conditions particulièrement stables, où les effets d'advection sont négligeables. Durant la journée, le mélange vertical est faible et permet un réchauffement important de la couche de surface ce qui conduit à une augmentation de $f\text{CO}_2$. L'effet thermodynamique est en général observé en dehors de la période d'upwelling.

Comme pour les périodes thermodynamique, les périodes biologiques sont caractérisées par des conditions stables, mais le réchauffement est plus faible et le DIC a un maximum observé à $\pm 1\text{h}$ de l'heure de lever du soleil et un minimum à $\pm 1\text{h}$ de l'heure du coucher du soleil. L'effet biologique s'observe sur toute l'année mais de façon plus fréquente en dehors des périodes d'upwelling. Sur ces périodes, une estimation de NCP a été effectuée, elle est comprise entre $0,17$ et $0,77 \mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}.\text{jour}^{-1}$, ces valeurs sont en accord avec celles observées dans la littérature [Dufour et Stretta, 1973; Voituriez et al., 1982].

Le modèle unidimensionnel a montré la nécessité d'avoir des concentrations en NO_3^- supérieures à la concentration de la zone qui sont relativement faible.

De fréquentes intrusions d'eaux plus froides ont été observées à partir des profils de température mesurés à la bouée 6°S, 10°W, dans la couche de mélange avant ou pendant les périodes ayant une signature biologique. Ces intrusions pourraient être causées par des ondes de marée qui pourraient créer du mélange à la base de la couche de mélange et apporteraient ainsi des nutriments dans celle-ci.

Variation saisonnière

A la variation diurne observée sur la distribution de fCO₂ à 6°S, 10°W s'ajoute la variabilité saisonnière. Lors de notre étude, nous avons divisé l'année en deux périodes importantes : de janvier à mai et de juin à septembre.

Entre janvier et mai, à l'aide des sorties du modèle physique DRAKKAR, j'ai mis en évidence l'impact de l'advection d'eau en provenance de l'est du bassin. Pour certaines de ces décroissances observées dans le modèle et dans les données, les mesures ont une relation DIC/SSS proche de celle observée dans les eaux près du Congo. Deux dessalures observées, une en janvier 2007 et une en avril 2007, n'ont pas été expliquées avec le modèle. Ces décroissances en DIC et en SSS pourraient être liée à une remontée en surface du SECC ou à l'advection des eaux venant du sud-est du bassin.

Les mesures déduites des mesures CARIOCA à la bouée présentent une variabilité similaire à la variabilité spatiale de la climatologie de DIC [Key et al., 2004] dans le golfe de Guinée (FIGURE I.10, a) ce qui renforce l'hypothèse d'une advection depuis la côte est à la bouée pendant le premier semestre. En revanche, les valeurs climatologiques de pCO₂ de *Takahashi* et al. [2009] ne montrent pas de minimum proche de la côte (FIGURE I.10,c). De plus la variabilité saisonnière de la climatologie de *Takahashi* et al. [2009] n'est pas en accord avec ce que l'on observe à la bouée. Les valeurs de pCO₂ observées à la bouée sont souvent plus fortes que celles de la climatologie (FIGURE 1). L'augmentation observée à la bouée pendant la saison d'upwelling n'est pas reproduite par la climatologie.

Sur la climatologie, nous n'observons pas de valeur plus forte pendant la période d'upwelling contrairement aux données qui ont été mesurées dans la zone. Le manque de données limite la description de la zone dans la climatologie (FIGURE 1, c). De juin à septembre, l'upwelling équatorial et les upwellings côtiers forment une langue d'eau froide qui est observée à 6°S, 10°W. Les processus d'advection ont des périodes de quelques jours et se reproduisent tout au long de la saison. L'advection entraînant une perturbation de plus forte amplitude que le cycle diurne, ce dernier se trouve généralement masqué. La variabilité

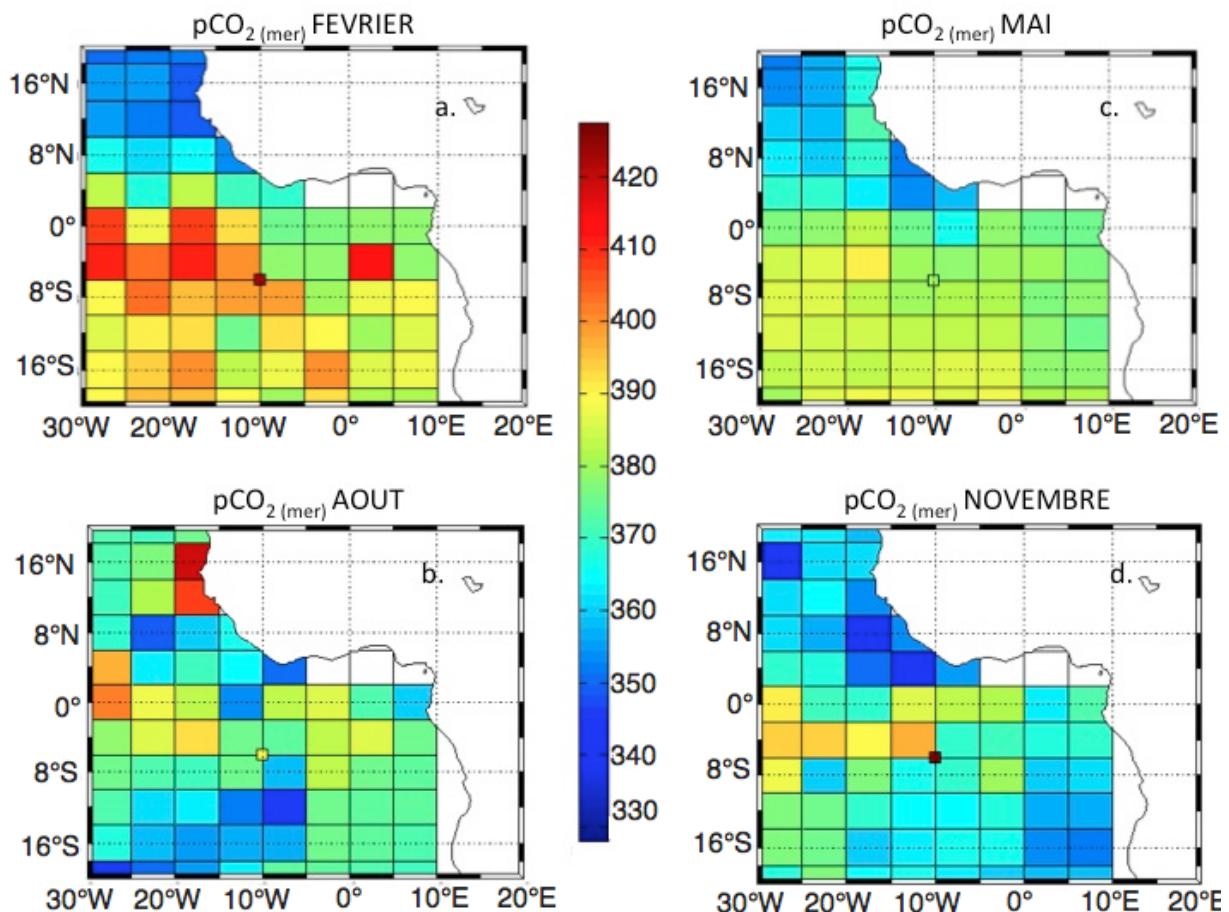


Figure 1 – Cartes mensuelle de pCO_2 issue de la climatologie de Takahashi et al. [2009] a. février, b. mai, c. août, d. novembre.

diurne étudiée précédemment est donc difficilement observable à cette saison. Ce signal d'upwelling n'est pas observé à la bouée sur la climatologie. Les données mesurées à la bouée sont nécessaires pour contraindre et améliorer la climatologie.

Flux air-mer de CO₂

Une estimation du flux air-mer de CO₂ a été effectuée sur l'ensemble de l'année. Seule l'année 2007, permet une estimation sur toute l'année. Ainsi, comme sur l'ensemble de l'Atlantique tropical, à 6°S, 10°W, pour l'année 2007, une source de l'ordre de $2,10 \pm 0,69 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ a été identifiée. Le flux air-mer de CO₂ mensuel moyen entre 2006 et 2009 est maximum en novembre ($3,21 \pm 0,8 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$) et il est minimum en juin (moyenne sur 2006 et 2007) avec $0,56 \pm 0,61 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$. La source estimée à partir de la climatologie de *Takahashi et al. [2009]* autour de 6°S, 10°W (entre 4-8°S et 7,5-12,5°W) est plus faible que sur les mesures avec un estimation de $0,79 \text{ mol.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$.

Conclusion

En conclusions, les processus prenant place au cours d'une année à 6°S, 10°W peuvent être résumés sous forme de schémas (FIGURE 2). Entre janvier et septembre-octobre, la variation du DIC est dominée par des processus d'advection horizontale. Entre janvier et mai, la décroissance du DIC est due d'une part aux flux air-mer et d'autre part à des advections irrégulières d'eaux dessalées, sur des périodes de 3 à 4 jours. Ces eaux proviennent essentiellement de l'est du bassin mais elles sont également susceptibles de venir du sud-est ou d'être des eaux caractéristiques du SECC. Entre juin et septembre ou octobre, la langue d'eau froide influence la bouée avec des advections d'eaux froides plus fréquentes. Les deux effets peuvent avoir lieu en même temps (vers fin mai- début juin). Dans la dernière partie de l'année, l'advection est faible et on observe beaucoup plus de périodes haute fréquence thermodynamique et biologique. Ces périodes sont aussi observées, dans la première partie de l'année lorsque l'advection est faible de façon moins fréquente.

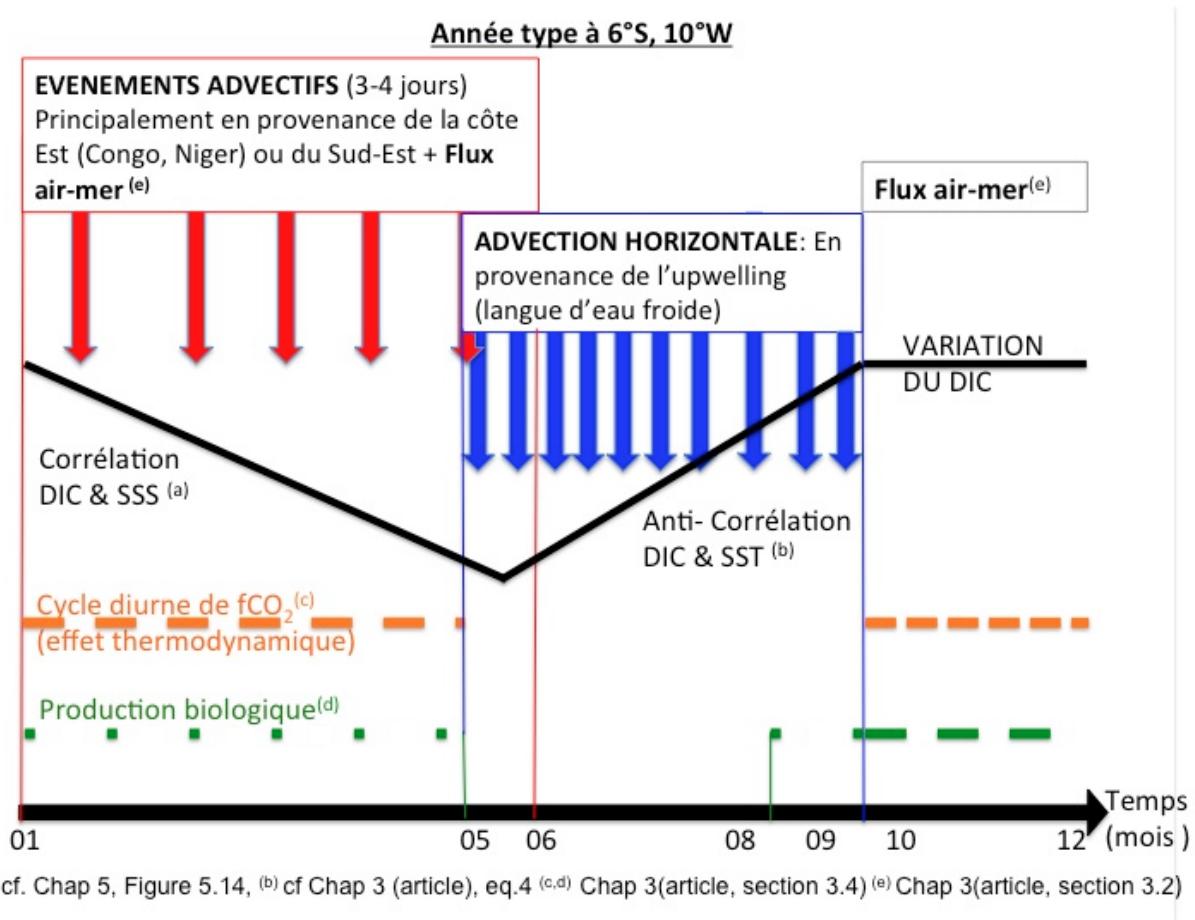


Figure 2 – Schema résumant les processus dominants qui influencent la variabilité du DIC au cours d'une année à 6°S, 10°W.

Perspectives

Etude du mélange à la base de la couche de mélange

L'ensemble de ces conclusions permet d'envisager un certain nombre de perspectives pour étudier les différentes échelles temporelles : cette étude suggère une influence importante du mélange liée aux ondes internes sur le développement biologique. Je n'ai pas pu quantifier cet effet faute de données de courant. Des mesures de profils de courants par ADCP sur la bouée lors de la modification de la profondeur de couche de mélange permettraient d'estimer le mélange et ainsi d'estimer l'impact sur les nutriments.

Comprendre l'origine des eaux advectées

- Entre janvier et juin, la décroissance du DIC à la bouée n'est pas totalement expliquée. Le SECC ou les eaux plus au sud sont susceptibles d'avoir une influence à la bouée. Une étude de leurs caractéristiques physiques et biogéochimiques s'inscrit dans la continuité de ce travail.
- Afin de comprendre les différents termes d'advection et les décroissances en DIC, il serait pertinent de faire un modèle régional, couplé physique biogéochimie, haute fréquence (de l'ordre de la journée) sur l'Atlantique tropical type NEMO-PISCES ou ROMS-PISCES.
- De plus, j'ai souvent observé un décalage entre les SSS mesurées et simulées par DRAKKAR. Dans ce cadre, les mesures satellitaires de SSS déduites des mesures SMOS, bien que n'ayant actuellement qu'une précision de l'ordre de 0,3 à 0,25°, 10 jours de résolution, devraient permettre de mieux documenter la distribution spatiale de la SSS et les interactions côte-large (FIGURE 3). Les simulations DRAKKAR et les mesures SMOS (FIGURE 3) montrent l'advection d'eaux faiblement salées à la bouée qui proviennent de l'est (influence du Congo) et/ou du nord-est du bassin (influence du Niger).
- L'origine de ces eaux n'étant pas encore très bien comprise, nous n'avons pas pu définir si ces eaux venaient du sud-est sous l'influence du fleuve du Congo ou du nord-est sous l'influence du fleuve Niger. Une étude de rétro-trajectoire des eaux arrivant à la bouée pourrait informer sur le trajet que l'eau a effectué et donc sur l'origine principale des ces eaux.

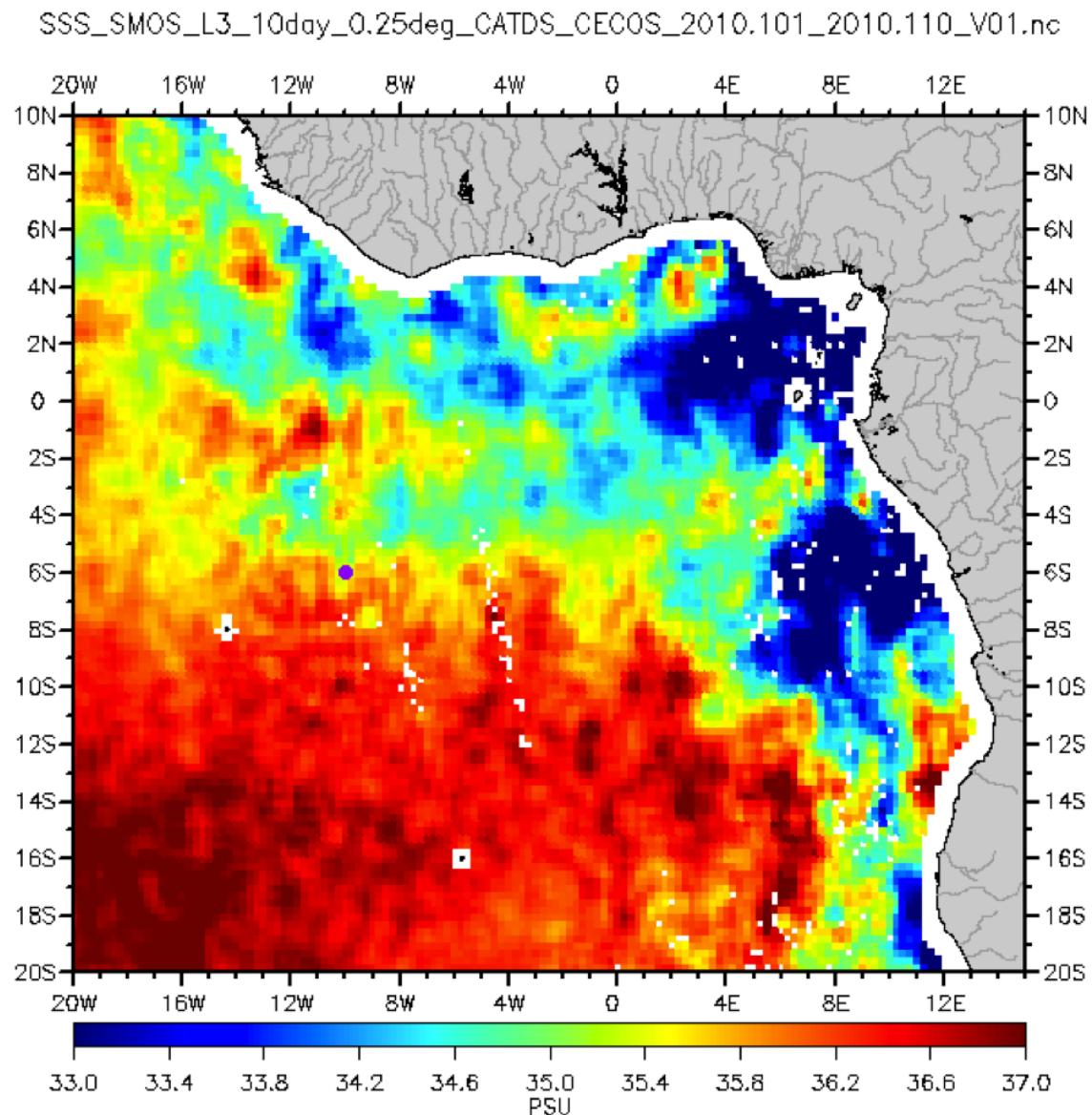


Figure 3 – Distribution spatiale SSS déduite des mesures SMOS entre le 11 et le 20 avril 2010; pour plus d'informations voir <http://www.salinityremotesensing.ifremer.fr> Le point violet correspond à la position de la bouée.

Etude des flux de CO₂

La continuité des mesures est nécessaire pour comprendre la variabilité du CO₂ à long terme. 4 ans de mesures non complètes ne permettent pas de conclure une tendance à long terme comme pour ESTOC ou BATS. La mise en place d'autres capteurs sur d'autres bouées PIRATA serait également intéressante pour pouvoir comparer la variabilité du fCO₂ en différents points.

Annexes

Annexe A

Etude des périodes de variabilité diurne

Nous avons étudié la variation du DIC sur toutes les périodes où une fréquence diurne a été observée avec l'analyse en ondelette. Cette étude est détaillée dans le tableau suivant :

Annexe A : Etude des périodes de variabilité diurne

DATE	Heure MAX	Heure MIN	ΔSSS	NCP	Remarques
ANNEE 2006					
09/07 -10/07	12h	18h	0,07	-1,45	Intrusion (cf Chapitre 4, §4.4.3) légèrement chaude à partir du 6/10
	10h	20h			
2/08-4/08	7h48	20h24	0,1	-2,001	Forte variation de SSS le 3/08 entre 6h et 18h (0,1) . Pas de signal fort dans la couche de mélange.
	5h13	17h20			
	12h	21h30			
7/08-12/08	6h	18h	0,01	1,39	Le 6/08 et le 7 /08 semble correspondre à des intrusions faibles dans la couche de mélange. Mais manque d'information à 60 m.
	12h	18h			
	9h	18h			
	9h	17h			
	12h	20h			
2/09-3/09	6h	18h	0,01	1	Apport le 2/09 dans la couche de mélange. A partir du 28/08, il y a un changement de température dans la couche de mélange.
	6h	00h			
05/09	6h	18h	0,01		Le 4/09, il y a un apport dans la couche de mélange
8/09-10/09	9h	18h	0,02	-0,58	Le 7/09 et le 8/09 apport dans la couche de mélange après plus rien
	7h	18h			
	8h	15h			
23/09-24/09	8h30	18h	0,03	-4,21	Apport le 21/09 très fort et plus faible le 22/09 en fin de journée et le 24/09 en fin de journée
	6h	18h			
3/10-4/10	5h30	18h	0,02	-0,28	Apport le 29/09 et le 1/10. Le 2 il n'y a rien mais reprise le 3 en fin de journée.
	9h	15h			
8/10-11/10	9h	18h	0,03	1,23	Le 6/10 et le 8/10 apport dans la couche de mélange et après plus rien jusqu'au 10/10 et 11/10.
	10h20	17h43			
	6h	15h			
16/10-20/10	Période Lefevre et Merlivat, 2011				Apport le 10/10 dans la couche de mélange de 50 m apparemment intrusion le 14 mais pas clair.
6/11-10/11	9h	16h48	0,01	0,3	5/11-6/11 apport fort, 7/11-8/11 très faible et le 9/11 intrusion en fin de journée
	4h12	18h			
	6h	19h11			
	9h54	0h			
	1h12	18h			
18/11-21/11	10h48	17h12	0,01	0,18	Avant le 18 on voit des traces d'intrusions mais pas prononcées
	4h12	17h12			
	7h48	18h			
29/11	9h	18h39	0,02		Intrusion le 23/11 mais pas après
09/12	6h	18h05	0,03		Le minimum du jour d'avant n'est pas clair très bruité. Intrusion le 9/12 en fin de journée.

Annexe A : Etude des périodes de variabilité diurne

16/12-18/12	Lefevre et Merlivat,2011				Apport dans la couche de mélange à partir du 11/12 qui s'affaiblissent après le 12 et augmente le 14
20/12-24/12	9h36	18h	0,03	-0,3	Apport régulier sur toute la période
	10h48	18h			
	3h36	18h			
ANNEE 2007					
DATE	Heure MAX	Heure MIN	ΔSSS	NCP	Remarques
11/01-12/01	5h06	17h12	0,02	0,73	Apport sur toute la période à partir de 9/01 en fin de journée , plus faible le 10/01 puis reprise 2 fois par jour entre le 11-13/01. Cycle diurne très variable.
	7h12	18h			
15/01	13h	17h	0,1		Du 09/01 au 15/01, intrusions dans la couche de mélange et diminution le 15/01.
28/02	5h	22h	0,01		Intrusion régulière du 10/02 au 27/02 après rien
13/03-15/03	8h24	18h	0,025	-0,058	Le 6/03 et le 7/03 fortes intrusions, le 9/03 faible intrusion en fin de journée. Le 11/03 matin et le 12/03 matin faibles intrusions et le 13 /03 à partir de la mi-journée. Puis plus rien. Cycle diurne assez chaotique.
	6h	17h23			
	4h48	15h36			
22/03-24/03	6h	19h48	0,03	-0,51	Apport le 21/03 (deux fois), le 22/03 fin de journée et le 23/03 (deux fois) et le 24/03 le matin dans la CML. Attention le 22/03 très variable et le 24/03 maximum très large
	6h	18h			
	6h	21h			
18/04-21/04	6h	18h	0,05	-0,22	Intrusion avant le 18/04 puis reprise le 20/04 et 21/04 deux fois par jour. Le 18/04 maximum large. Le 20 et 21, les cycles diurnes sont bruités.
	6h	18h			
	6h50	19h07			
	7h45	20h23			
29/04-2/05	7h48	19h42	0,06	-0,25	Intrusions très légères
	7h12	18h			
	6h	18h			
	9h	16h48			
4/05-8/05	3h36	18h	0,05	-0,28	Le 4/05 intrusion dans la couche de mélange, le 5/05 aussi. Les cycles diurnes le 4/05 et 5/05 sont très bruités.
	4h12	17h12			
	10h11	16h47			
	6h	18h			
	6h	18h			

Annexe A : Etude des périodes de variabilité diurne

19/05-23/05	1h48	18h11	0,15	-0,76	Pas de signal dans la couche de mélange, peut être lié à la profondeur de couche de mélange trop épaisse, pas de température aux bonnes profondeurs.
	7h12	17h06			
	3h	19h12			
	6h	21h			
13/06-15/06	6h	16h50	0,02	1,24	Pas de signal, profondeur de couche de mélange trop grande
	6h10	16h15			
	6h	15h			
18/06-19/06	6h	15h	0,07	1,14	Pas de signal, profondeur de couche de mélange trop grande
	6h	15h			
20/07	6h	12h	0,004		Leger signal à 40m entre le 15 et le 17/07 mais faible
1/09-6/09	6h	18h	0,023	0,59	Le 29/08 intrusion dans la couche de mélange et le 2/09 et le 3/09 apport également. Les cycles diurnes du 1/09 et 2/09 sont très bruités, le maximum est large.
	6h	18h			
	6h	17h			
	8h	18h			
	6h	18h			
	6h	18h			
	8h	17h			
5/10-7/10	10h	17h	0,05	-0,51	Ans la couche de mélange entre le 3/10
	6h	00h			
	9h	17h			

ANNEE 2008

DATE	Heure MAX	Heure MIN	ΔSSS	NCP	Remarques
19/09-22/09	6h	18h	0,022	-1,89	Pas d'information sur les profondeurs pour tous 2008
	6h	18h			
	8h25	18h			
	6h	16h48			
28/09	7h10	16h	0,004		
3/10-6/10	6h	18h	0,15	0,95	Maximum et minimum très variable heure approximative
	6h52	17h10			
	6h	16h13			
	5h12	17h06			
7/10-12/10	Lefevre et Merlivat,2011				
16/10-19/10	6h	18h	0,02	-0,2	
	7h20	15h			
	6h	15h40			
	7h10	18h			
26/10-19/10	9h	18h	0,01	0,74	
	9h	17h10			
	8h	18h			
	9h30	15h			

Annexe A : Etude des périodes de variabilité diurne

12/11-18/11	7h10	16h58	0,05	0,51	
	5h31	18h			
	6h36	14h32			
	6h54	19h48			
	6h24	18h			
	9h	18h			
20/11-27/11	4h12	17h40	0,1	0,47	
	5h24	15h			
	6h43	18h			
	12h	13h50			
	7h45	18h			
	4h10	17h10			
	6h	18h			
	9h	17h			
30/11-1/12	6h	17h24	0,03	0,59	
	12h	17h30			
3/12-5/12	6h	18h	0,02	0,53	
	6h	18h			
	6h10	12h			
14/12-15/12	6h	19h20	0,05	0,048	
	10h20	17h12			
19/12-25/12	9h	15h50	0,01	0,52	
	6h	16h12			
	6h	17h43			
	6h	11h30			
	5h05	18h			
	2h06	21h			
	6h	17h10			
ANNEE 2009					
DATE	Heure MAX	Heure MIN	ΔSSS	NCP	Remarques
19/07-20/07	9h	15h	0,04	-1,39	Apport dans la couche de mélange entre le 18/07 faible et plus intense le 20/07.
	6h	18h			
23/07	6h	19h	0,012		Maximum très large jusqu'à 9h. Apport dans la couche de mélange faible du 19/07 au 23/07
23/09	4h	14h	0,01		Pas de donnée à 60 et 80 m
01/10-4/10	18h	13h(1/10)	0,021		Pas de la biologie, cycles inversés
	20h	13h(2/10)			
	20h	12h(3/10)			
	19h	13h30(4/10)			
24/10	8h	19h	0,038		Pas de donnée à 60 et 80 m

Annexe B

Etude de sensibilité des paramètres physiques

Sommaire

B.1	Introduction	154
B.2	Optimisation de la simulation pour la période "physique"	156
B.2.1	Le terme de rappel des courants	159
B.2.2	Le profil initial	160
B.3	Optimisation de la physique pour la période "biologique"	161
B.4	Conclusions	164

B.1 Introduction

Dans un premier temps, il est important d'avoir un réglage permettant de simuler des paramètres physiques (température, salinité) en accord avec les observations. Plusieurs types de tests sont nécessaires pour comprendre l'impact des paramètres physiques sur la variabilité de la température et de la salinité mais également de la $f\text{CO}_2$ et du DIC, afin d'étudier les mécanismes prenant place pendant les périodes étudiées. Nous décrivons ci-dessous les différents tests effectués :

- Tests sur l'initialisation
 1. Novembre : les profils E4a et E4d.
 2. Septembre : les profils E4d, E4a et E2
 3. Initialisation des composantes zonale (U) et méridienne (V) du courant au lieu de vitesses nulles en entrée.
 4. Effet de vieillissement (2 jours) : nous avons fait tourner le modèle sans biologie, avec les forçages des deux jours précédents, pour homogénéiser la couche de mélange. Cela consiste à démarrer la simulation deux jours plus tôt et il a pour effet d'ajuster les variables physiques et de les rendre cohérentes entre elles.
- Tests sur les conditions physiques du modèle
 1. L'effet du mélange diapycnal
 2. L'utilisation ou non d'un terme de rappel pour le courant, permettant une variation du courant limité au cours de la simulation.

Les tests effectués, sont classés dans la table B.2 avec les noms des simulations utilisés dans les figures. Les paramètres retenus pour la simulation sont donnés dans la colonne "remarques".

TABLE B.1 – Noms des différents tests effectués pour Septembre et Novembre (entre parenthèses pour Novembre lorsque les noms sont différents)

Nom	Profil	Définition	Remarques
TEST01	E4D	Pas	
TEST14	E4A	de modification	
TEST27	E2	(+)	
TEST02	E4DV	Vieillissement	(Retenu)
TEST26	E4AV	(V) (+)	homogénéisation
TEST28	E2V		de la couche de mélange

Suite page suivante

<i>Suite page précédente</i>			
Nom	Profil	Définition	Remarques
TEST03	E4D	Mélange diapycnal	(Retenu)
TEST15	E4A	(MD) (x)	Améliore
TEST29	E2		légèrement la SST
TEST04	E4D	Courants initialisés (▷)	
TEST16	E4A		
TEST30	E2		
TEST05	E4D	Courants initialisés	(Retenu)
TEST17	E4A	forcé	Améliore nettement
TEST31	E2	(★)	la SST simulée
TEST06	E4D	Courants nuls forcé (◊)	
TEST18	E4A		
TEST32	E2		
TEST07	E4D V	V,MD (x)	
TEST19	E4AV		
TEST33	E2V		
TEST08	E4D V	V, courants initialisés (▷)	
TEST20	E4A V		
TEST34	E2V		
TEST09	E4D V	V, courants initialisés forcés (★)	
TEST21	E4AV		
TEST35	E2V		
TEST10	E4D V	V , courants nuls forcés (◊)	
TEST22	E4AV		
TEST36	E2V		
TEST11	E4D V	V,MD, courants initialisés (★)	
TEST23	E4A V		
TEST37	E2V		
TEST12	E4D V	V,MD ,courants initialisés forcés (*)	(retenu)
TEST24	E4A V		simulation final
TEST38	E2V		
TEST13	E4DV	V, MD, courants nuls forcés (□)	
TEST25	E4A V		
TEST39	E2V		

<i>Suite page précédente</i>			
Nom	Profil	Définition	Remarques
TEST43(27)	E4D	MD, courants initialisés	
TEST46(30)	E4A		
TEST40	E2	(★)	
TEST44(28)	E4D	MD,	
TEST47(31)	E4A	courants initialisés	
TEST41	E2	forcés (*)	
TEST45(29)	E4D	MD,	
TEST48(32)	E4A	courants nuls,	
TEST42	E2	forcés (□)	

Par la suite, la SSS et TA ne sont pas représentés car ces paramètres n'apportent pas d'information supplémentaire. Les variations de la SSS sont faibles pour les deux périodes, avec une moyenne de 36,02 et un écart type faible ($\sigma_d=0,007$). Les simulations obtenues sont du même ordre de grandeur avec un écart type (σ_s) compris entre 0,0064 et 0,0016 et une moyenne comprise entre 36,0461 et 36,0289. Cependant, la tendance de la SSS est mal simulée comme le montre le coefficient de corrélation (R) compris entre 0,24 et 0,36, soit relativement faible comparé à ce qui est observé pour fCO₂, DIC et SST. TA étant calculée à l'aide de la SSS, le modèle ne reproduit pas sa variation. Pour palier ce problème, nous avons rajouté un terme de forçage sur la SSS et calculé TA de surface avec l'équation I.5 utilisée pour les données. Dans ce chapitre, nous nous intéresserons uniquement à fCO₂, DIC et SST.

Nous avons choisi de présenter les tests de sensibilité sous forme de diagramme de Taylor afin d'avoir une vue d'ensemble de l'impact de chaque paramètre. Cela permet d'extraire les simulations optimisées et l'effet de chaque modification sur l'évolution des paramètres. Les simulations optimisées sont définies par rapport à l'évolution des 3 paramètres dans les graphiques (cf. méthodes). L'écart-type des variables simulées doit être le plus proche possible de celui des données, le coefficient de corrélation doit être maximum (proche de 1) et l'erreur quadratique doit être la plus petite possible.

B.2 Optimisation de la simulation pour la période "physique"

Dans un premier temps, nous nous intéressons à la période " physique ". Nous avons comparé l'effet de différents tests sur les simulations par rapport aux données. Les tests de sensibilité montrent que les simulations sont sensibles aux différents paramètres avec un intervalle de variation large pour les écart-types (σ) (Table B.2). Les intervalles des écart-types sur les SST et les fCO₂ simulées, comprennent l'écart-type des données alors que celui du DIC simulé

B.2 Optimisation de la simulation pour la période "physique"

est toujours inférieur à celle de la mesure. La fCO₂ simulée est fortement corrélée à la fCO₂ mesurée quels que soient les tests effectués contrairement à la SST. La variabilité sur la SST est beaucoup plus forte, les corrélations varient fortement avec des valeurs faibles (0,04). Pour le DIC, les corrélations des simulations avec les données sont pour la plupart négatives.

TABLE B.2 – Tableau des paramètres biogéochimiques sur lesquels il est possible d’agir pour les différentes simulations et écarts des variations possibles

Nom	SST	fCO ₂	DIC
Simulation	$0,14 < \sigma_{sN} < 0,293 \text{ } ^\circ\text{C}$	$3,99 < \sigma_{sN} < 8,64 \text{ } \mu\text{atm}$	$0,12 < \sigma_{sN} < 3,5 \text{ } \mu\text{mol.kg}^{-1}$
donnée	$\sigma_{dN} = 0,266 \text{ } ^\circ\text{C}$	$\sigma_{dN} = 4,4 \text{ } \mu\text{atm}$	$\sigma_{dN} = 0,73 \text{ } \mu\text{mol.kg}^{-1}$
corrélation	$0,042 < R < 0,99$	$R > 0,87$	$-0,29 < R < 0,45$

Les diagrammes de Taylor obtenus pour la SST, la fCO₂ et le DIC sont différents. Les tests de SST se divisent en 3 paquets distincts avec des caractéristiques particulières alors que la fCO₂ est caractérisée par des corrélations très proches pour toutes les simulations. Le DIC est divisé en 2 parties distinctes (FIGURE B.1). Quatre SST simulées avec le profil E4a (rouge-orange) sont particulièrement mauvaises avec de faibles corrélations (<0,3, les écart-types sont corrects). Contrairement aux données, il n'y a pas d'augmentation de la SST. Avec E4a, la profondeur de couche de mélange est plus faible qu'avec E4d (au cours des 4 simulations cette profondeur varie peu ou diminue). Dans le cas de E4d, il y a un apport d'eau plus froide dans la couche de mélange lorsque la couche de mélange diminue dans le cas E4a.

Le second paquet est constitué d'un mélange de profil E4d et E4a pour l'initialisation. Il correspond à un large intervalle de corrélation (0,73-0,95) avec des écart-types (0,14-0,18 °C) toujours inférieurs à celui des données. Le mélange diapycnal permet de limiter la diminution de SST pour le profil E4a et améliore beaucoup la SST simulée. Tous les tests de sensibilité ne faisant pas intervenir le terme de rappel sur les courants, et initialisé avec le profil E4d, font partie de ce paquet là (FIGURE B.1). Le vieillissement et l'initialisation du courant ont un faible impact, alors que le mélange diapycnal améliore la corrélation. Le test initial a une corrélation de 0,90 ; avec le mélange diapycnal on passe à 0,93. Le vieillissement seul ou l'initialisation du courant ne change pas la simulation de façon significative. Le cumul des trois paramètres (courant initialisé, mélange diapycnal et vieillissement, TEST27) améliore la simulation (R=0,95).

Le dernier paquet correspond aux tests avec le terme de rappel sur les courants (initialisé ou non), pour les deux profils. Dans ce cas, les corrélations sont supérieures à 0,98 et les écart-types sont très proches de celui des données (0,24-0,29 °C). Afin d'améliorer les simulations, le forçage est un élément indispensable pour la SST. Néanmoins les meilleures simulations sont obtenues en couplant les effets comme pour les TEST28 et 29 (Table B.2). L'initialisation

du courant avec les profils E4 où la non initialisation du courant a peu d'impact : la vitesse initiale ne va pas influencer la simulation.

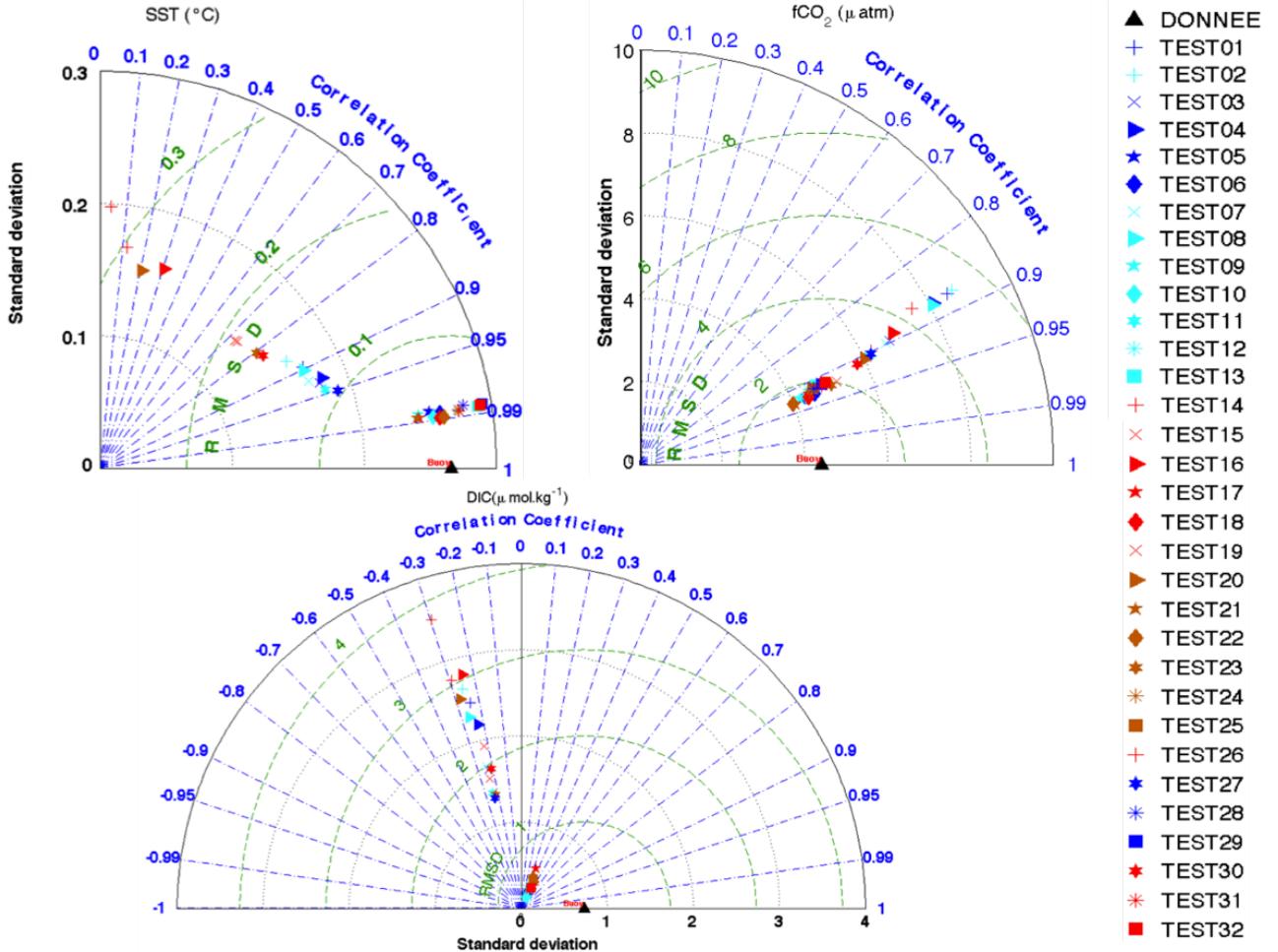


Figure B.1 – Diagrammes de Taylor pour la période "physique" du 23 novembre au 6 décembre 2006. Différences entre les différentes simulations et les données (BUOY), pour la SST (gauche), $f\text{CO}_2$ (droite) et DIC (bas). Initialisation avec le profil E4d en bleu et vieilli (bleu clair) E4a en rouge et vieilli en orange. Pas de modification(+), Mélange diapycnal (MD) (x), courants initialisés (>) et forcé (*), courant nul forcé (◊), MD et courants initialisés (*) et forcés (*), MD et courant nul forcé (□). Le triangle noir en bas des figures correspond aux données.

Les $f\text{CO}_2$ simulées sont influencées par la SST simulée et le DIC. Les meilleures simulations de $f\text{CO}_2$ sont obtenues avec le forçage du courant comme pour le DIC. Dans les deux cas, il n'y a pas d'impact du profil initial. Les mauvaises simulations de la SST n'influencent pas la $f\text{CO}_2$ car les simulations de DIC et de TA sont plus faibles que les données. Elles permettent de réduire l'écart entre les données et la $f\text{CO}_2$ simulée. Cette différence est liée au fait que le profil E4a de DIC et TA n'est pas homogène et dans ce cas, le vieillissement du profil joue un rôle plus important.

L'un des paramètres qui permet une optimisation des simulations est le terme de rappel sur les courants. Cependant, la valeur initiale de la vitesse de courant ne joue pas un rôle important contrairement au terme de rappel de courant. Le mélange diapycnal a un impact fort lorsque la simulation dérive et le courant initial dans ce cas n'a pas d'impact. Lorsque la simulation n'est pas trop mauvaise au départ (avec E4d en particulier), le mélange diapycnal et le courant initialisé ont un faible impact. Pour cette simulation le terme de rappel que nous avons utilisé sera $dt/(3600*24)$.

B.2.1 Le terme de rappel des courants

Lorsqu'il n'y a pas de terme de rappel sur le courant, la vitesse de celui-ci augmente fortement au cours de la simulation (U peut atteindre $0,6\text{-}0,8 \text{ m.s}^{-1}$ et $V 0,6 \text{ m.s}^{-1}$, soit des valeurs fortes comparées aux valeurs initiales du courant (FIGURE B.2)). Alors que lorsque le terme de rappel est ajouté au modèle à partir des équations II.14 et II.15, les vitesses des composantes du courant restent du même ordre de grandeur que les vitesses initiales. Malgré ce terme de rappel, le courant varie au cours de la simulation et a un effet sur la couche de mélange et la température (cf chapitre IV) .

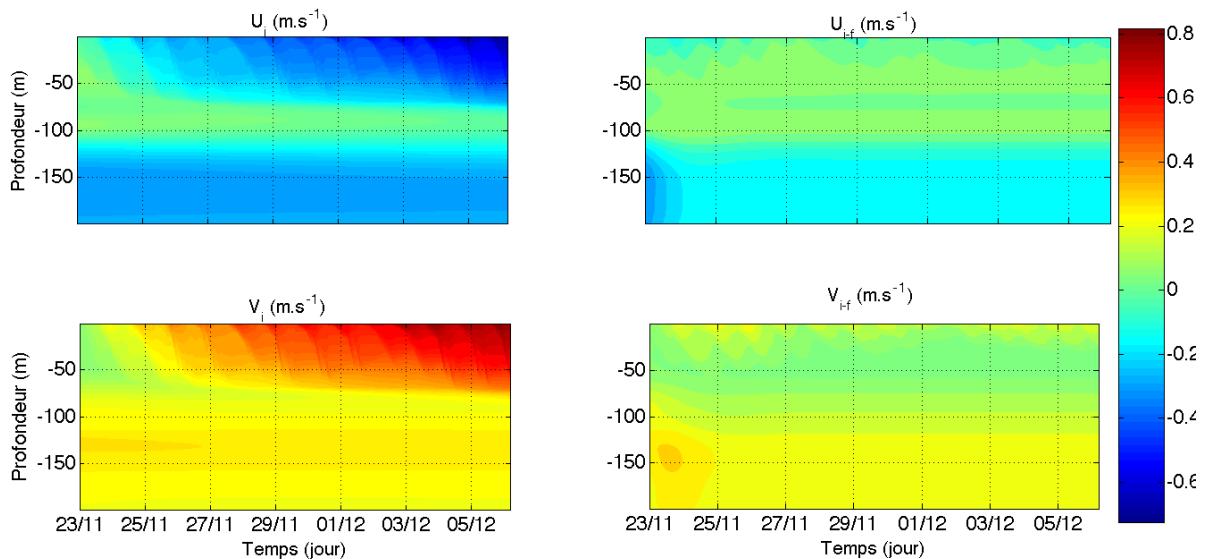


Figure B.2 – Evolution du courant au cours de la simulation lorsqu'il est forcé (figure à droite) ou non (figure à gauche) dans le modèle.

Les variations hautes fréquences de la SST et de la fCO₂ sont similaires pour les deux tests. Néanmoins, lorsque le courant n'est pas forcé, la température diminue par rapport aux observations et la fCO₂ augmente à partir du 30/11. La profondeur de la couche de mélange est identique jusqu'au 28-29/11. Ensuite, la profondeur de couche de mélange diminue. Dans

le cas du courant forcé, cette diminution de profondeur de couche de mélange est moins importante. Pendant la nuit, il y a du mélange avec des eaux plus froides et le réchauffement pendant la journée ne suffit pas à augmenter la SST. La température reste stable avec des cycles diurnes forcés par les flux solaires (FIGURE B.3). L'évolution de la SST est alors mal reproduite par le modèle. La $f\text{CO}_2$ étant influencée par la SST, elle est alors surestimée. Le courant est donc un paramètre clé pour l'évolution de la couche de mélange.

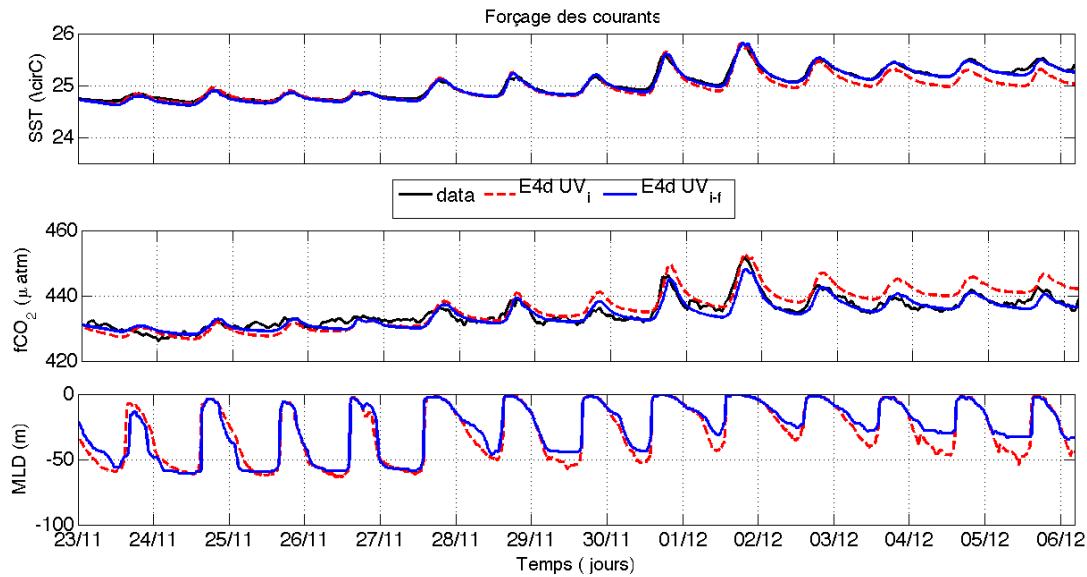


Figure B.3 – Evolution de la température, de la profondeur de couche de mélange et de la salinité (données (noir), simulation avec le rappel du courant (bleu), sans le rappel du courant (rouge)).

B.2.2 Le profil initial

Avec le terme de rappel sur le courant, le profil initial a peu d'impact sur la SST simulée (FIGURE B.4). Dans cette partie, nous avons testé un profil supplémentaire, un profil ARGO (E4a ARGO) qui se situait près de la bouée sur la période considérée. Le profil de salinité était caractérisé par un maximum de subsurface. Ce maximum aurait pu influencer différemment l'évolution de la couche de mélange ou de la SSS. Aucune différence liée à ce maximum n'a été observée.

Les variations de la SST sont bien reproduites par les simulations. Le profil initial va influencer la profondeur de la couche de mélange en début de simulation. A partir du 27/11, elle est identique, quelques soit le profil. Cette différence en début de simulation n'influence pas la SST. La différence entre les différentes $f\text{CO}_2$ simulées sont très faibles. Le profil E4a et E4a ARGO donne une $f\text{CO}_2$ plus faible. Cette différence est due aux DIC simulés : dans les deux cas E4a, le profil de DIC n'a pas été idéalisé. Le profil vieilli n'est pas parfaitement

B.3 Optimisation de la physique pour la période "biologique"

homogène sur toute la couche de mélange et comporte des valeurs plus faibles entre 25 et 40 m. Le mélange dans le modèle va homogénéiser le profil de DIC et réduire les valeurs de surface. On a ainsi au début de la simulation une décroissance de DIC. Elle est du même ordre de grandeur que celle observée sur les données. Dans le cas E4d, aucune variation n'est observée. Les variations du DIC ne sont pas dues à la biologie qui n'est pas suffisante pour les reproduire. Ces variations peuvent être dues à de l'advection d'eau. De plus, elles sont comprises dans l'ordre de grandeur de l'erreur sur le DIC. Le profil E4d sera utilisé pour les simulations.

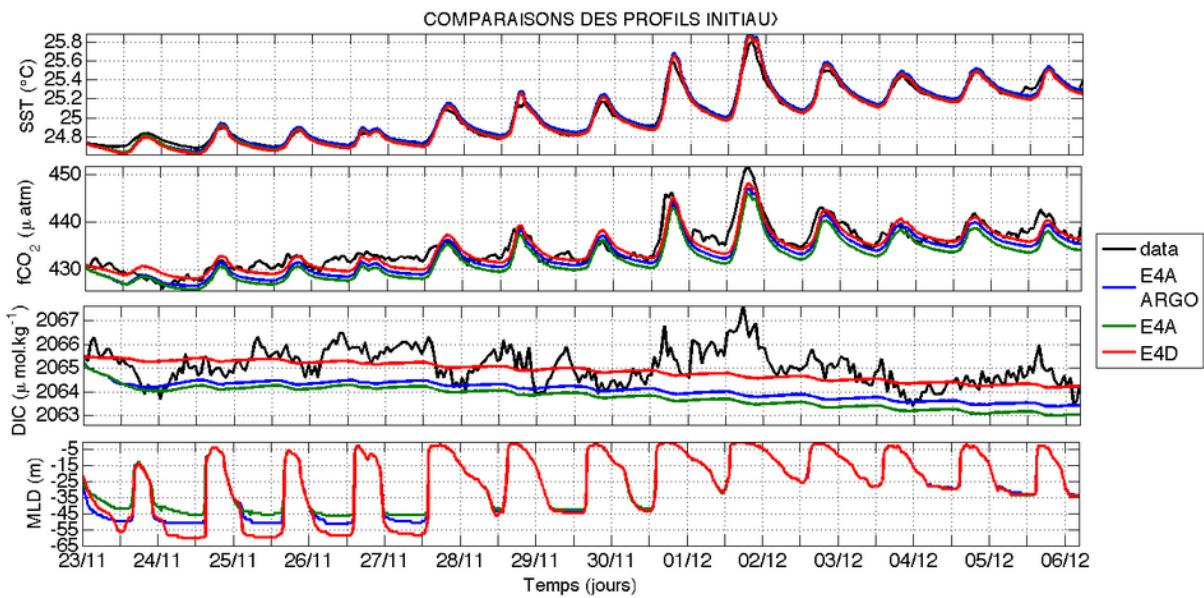


Figure B.4 – Evolution de la température, de la profondeur de couche de mélange et du DIC et du fCO_2 avec trois initialisations différentes.

Les simulations sont en accord pour la SST, le DIC et le fCO_2 quelque soit le profil initial. Pour cette partie, l'élément le plus important est le forçage du courant. Le profil initial, le vieillissement et le mélange diapycnal vont avoir un effet moindre sur la tendance mais vont cependant influencer le cycle diurne. Le terme de forçage du courant va donc être ajouté au modèle ($dt/3600*24$). Les profils E4d seront utilisés en initialisation du modèle.

B.3 Optimisation de la physique pour la période "biologique"

Les différents tests effectués pour la période "biologique" montrent que le rappel du courant est également important. Contrairement à la période "physique", les simulations de fCO_2 et DIC sont fortement influencées par le réglage de la biologie (cf annexe C). Le réglage de la SST est important, les cycles de la SST influencent ceux de la fCO_2 et peuvent masquer

l'influence du DIC s'ils sont trop forts. Dans un premier temps, nous nous sommes intéressés aux tests sur la SST.

L'écart-type des données ($\sigma_d=0,0638\text{ }^{\circ}\text{C}$) est compris dans l'intervalle des écart-types ($0,0610 < \sigma_s < 0,0687\text{ }^{\circ}\text{C}$) obtenus avec les tests. La corrélation varie entre 0,71 et 0,98, correspondant à de forte corrélation, les simulations sur la SST sont relativement bonnes. Les variations que l'on cherche à représenter sur le DIC sont très faibles. Afin de limiter l'influence des paramètres tel que la SST, on va donc chercher des valeurs très proches de celles des données de SST. Ainsi on va limiter les erreurs qui peuvent se reproduire d'une variable à l'autre.

Les SST simulées avec E4a sont en majorité moins bonnes que pour les autres profils. Le vieillissement du profil permet une meilleure corrélation entre la SST simulée et mesurée. Avec E4a en initialisation, la corrélation est à 0,73 sans vieillissement et à 0,88 avec vieillissement. Il permet de limiter la diminution de la SST au cours du temps qu'on observe sur les simulations mais pas sur les données. Le mélange diapycnal va jouer un rôle qui dépendra du type de simulation : plus la simulation de référence sera bonne moins l'effet du mélange diapycnal sera important. Il a un effet important avec le profil E4a. Lors de la simulation, le refroidissement en fin de journée et pendant la nuit va être moins fort avec le mélange diapycnal. Ainsi, il améliore légèrement l'amplitude des cycles diurnes : par exemple avec E4a l'écart-type diminue de 0,0052 $^{\circ}\text{C}$ pour une corrélation de 0,89 au lieu de 0,73. L'initialisation du courant a tendance à dégrader les corrélations, en effet le courant de départ est plus fort donc il y a un mélange plus important et un refroidissement plus important la nuit, ce qui crée une diminution de température au cours du temps plus importante. Le forçage du courant améliore nettement la simulation, lorsque le courant est non initialisé, on observe de forte corrélation (0,99) avec les données et des écart-types (0,673) proche des mesures mais aussi dans le cas d'un courant initialisé ($R=0,92$ et $\sigma_s=0,0637\text{ }^{\circ}\text{C}$). Donc le rappel du courant, comme dans le cas de la période "physique", est le paramètre qui est indispensable pour une meilleure simulation de la SST (FIGURE B.5).

Ces tests ont également été effectués pour le DIC et le fCO_2 mais leurs diagrammes de Taylor n'apportent pas d'information claire et précise. Nous avons vu que le vieillissement a un impact important pour les profils E2 et E4a par rapport à E4d, où le DIC et TA ne sont pas homogénéisés sur toute la couche de mélange. Les simulations sur ces deux variables sont nettement meilleures avec le vieillissement du profil comme dans le cas de la période "physique". Les simulations de la fCO_2 sont brouillées par le signal de la SST qui est fort comparé à celui du DIC. Avec E2 le cycle diurne de DIC semble plus fort mais partiellement compensé par la variation au cours du temps de DIC. Pour palier ce problème d'amplitude du cycle de DIC, nous avons refait les tests qui faisaient intervenir le forçage du courant initialisé

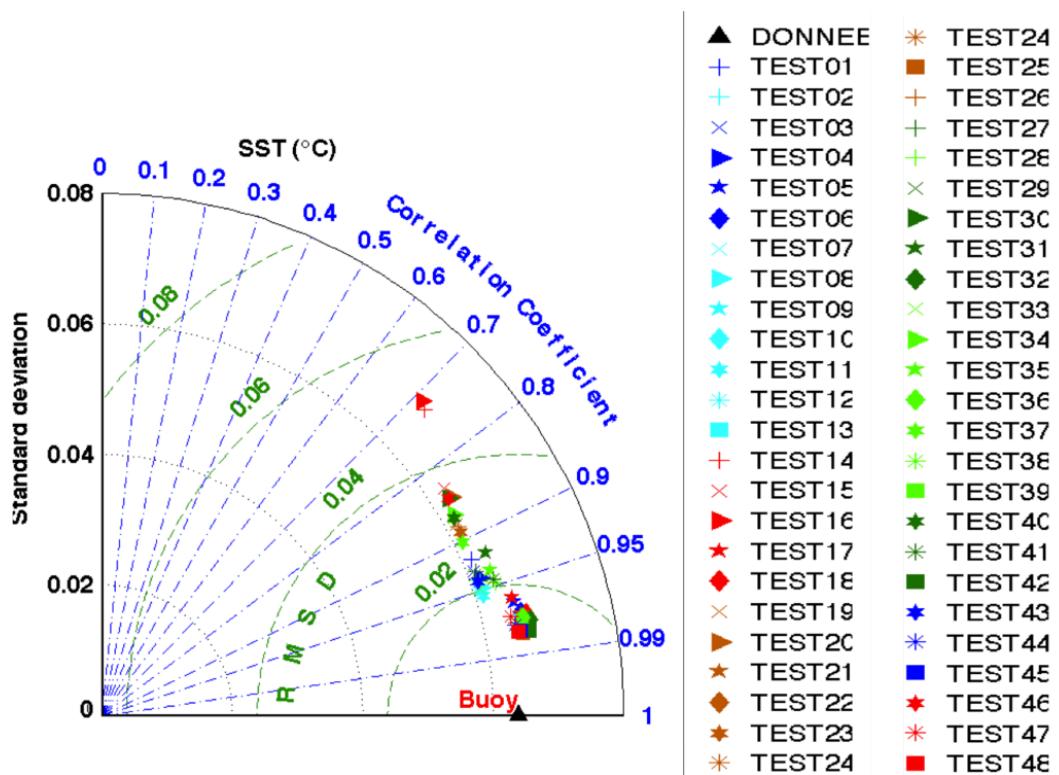


Figure B.5 – Diagrammes de Taylor pour la période "biologique" du 16 au 20 septembre 2006. Différences entre les différentes simulations et les données (BUOY), pour la SST. Initialisation avec le profil E4d en bleu et vieilli (bleu clair) E4a en rouge et vieilli en orange E2 en vert et vieilli (vert clair). Pas de modification (+), Mélange diapycnal (MD) (x), courant initialisé (>) et forcé (*), courant nul forcé (□), MD et courant initialisé (★) et forcé (*), MD et courant nul forcé (□). Le triangle noir en bas des figures correspond aux données gauche).

ou non, et nous avons augmenté de façon exagérée les termes faisant varier le phytoplancton dans le modèle biologique. Ainsi, nous verrons si les réglages physiques vont jouer un rôle (Dans ces simulations, nous n'avons pas pris en compte la variation de la chlorophylle).

Lorsque la biologie est augmentée dans le modèle, on observe une répartition des tests de simulation fortement corrélée au profil utilisé. On observe ainsi des fortes corrélations entre le DIC (0,9) et la $f\text{CO}_2$ (0,8) simulés lorsque le profil de chlorophylle E2 est utilisé en initialisation. De plus, on note que les meilleures simulations sont obtenues avec les courants initialisés (FIGURE B.6). L'initialisation du courant va jouer un rôle sur la biologie alors qu'il n'en jouait pas sur les simulations de la période "physique".

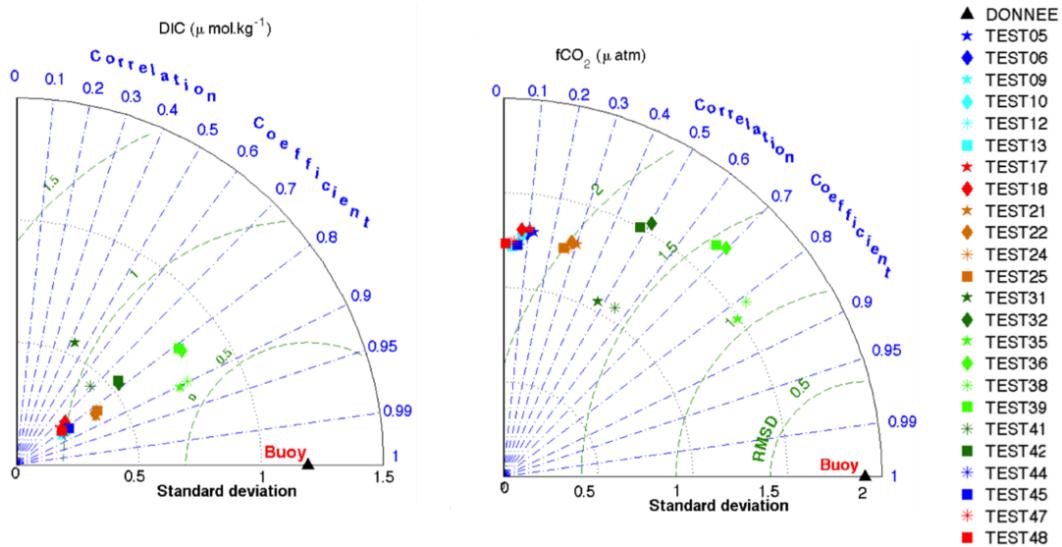


Figure B.6 – Diagrammes de Taylor pour la période "biologique" du 16 au 20 septembre 2006. Différences entre les différentes simulations et les données (BUOY), pour le DIC (gauche) et la $f\text{CO}_2$ (droite). Initialisation avec le profil E4d en bleu et vieilli (bleu clair) E4a en rouge et vieilli en orange E2 en vert et vieilli (vert clair). courant initialisé et forcé (*), courant nul forcé (◊), MD et courant initialisé forcé (*), MD et courant nul forcé (□). Le triangle noir en bas des figures correspond aux données gauche).

Le profil E4a permet d'obtenir un minimum de cycle diurne en DIC car le maximum de subsurface en chlorophylle va se situer à la base de la couche de mélange mais ce profil ne permet pas d'avoir une simulation optimisée. De plus l'amplitude des cycles obtenus est très faible malgré une biologie plus intense dans le modèle.

B.4 Conclusions

Le terme de rappel sur les courants est important dans les deux périodes. Le mélange diapycnal et le vieillissement du profil ont un effet moindre mais qui est non négligeable sur

B.4 Conclusions

le réchauffement de la SST. L'initialisation du courant a en revanche peu d'impact sur les simulations "physiques" mais va avoir une rôle plus important pour les périodes "biologiques". On trouve les même caractéristiques pour la période "biologique" et la période "physique". La seule différence est pour la période "biologique" : le profil initial de chlorophylle va être important sur la simulation du DIC et de la fCO₂.

La période "physique" sera simulée avec les profils E4d vieillis sur 2 jours, le mélange diapycnal, un terme de rappel sur le courant initialisé ($dt/(3600*24)$). Pour la période "biologique" les réglages sont les mêmes avec les profils E2 et un terme de rappel sur le courant initialisé ($dt/(3600*15)$).

Annexe C

Etude de sensibilité des paramètres biologiques

Sommaire

C.1	Introduction	168
C.2	Initialisation du modèle biologique	168
C.3	Réglage des paramètres biologiques	173
C.4	Conclusions	177

C.1 Introduction

La physique du modèle a été réglée à l'aide des différents tests de sensibilité sur les paramètres physiques décrits dans l'annexe B. Pour la période "biologique", le forçage du courant est nécessaire mais pas suffisant pour reproduire les variations à faible échelle du DIC et de la fCO₂. Le profil initial va jouer un rôle important dans la reproduction des cycles de DIC et de la fCO₂. Le profil classique de chlorophylle de la zone, représenté par E4d, ne permet pas de reproduire les cycles de DIC. Le maximum de chlorophylle doit se situer dans la couche de mélange et pour cela, nous utilisons les profils E2.

Dans une première partie nous ajusterons l'initialisation du modèle et dans une seconde les paramètres biologiques du modèle.

C.2 Initialisation du modèle biologique

Les tests de sensibilité sur les paramètres physiques ont mis en évidence l'importance des profils initiaux. La concentration de la chlorophylle initiale en surface était importante dans la simulation du DIC. Nous avons par conséquent étudié l'impact sur la biologie des profils initiaux. Le premier test effectué est l'impact de la concentration en chlorophylle. Deux simulations ont été effectuées avec deux concentrations de chlorophylle de surface différentes (0,2 mg.m⁻³ dans le cas 1 et 0,4 mg.m⁻³ dans le cas 2). La chlorophylle au cours de la simulation augmente dans les 2 cas. L'amplitude des cycles sera plus importante dans le cas 2 sur les deux premiers jours. L'initialisation de la chlorophylle influence les NO₃ et particulièrement, l'amplitude des cycles diurnes. Leur amplitude sera plus importante dans le cas 2, mais les NO₃ seront entièrement consommés à la fin de la simulation (FIGURE C.1).

Le premier cycle de DIC est du même ordre de grandeur que celui des données dans le cas 2 mais cette amplitude diminue pour les cycles suivants et est trop faible. A partir du 17/09, il n'y a plus de différence entre le cas 1 et le cas 2. La différence sur la fCO₂ entre les 2 cas est très faible, voire négligeable.

La concentration initiale en chlorophylle reflète la concentration de phytoplancton. Plus le phytoplancton augmente plus les NO₃ sont consommés. Or, lorsque la concentration des NO₃ n'est plus suffisante, le cycle diurne de la chlorophylle diminue ainsi que le cycle de DIC. Il faut donc un apport en NO₃ supplémentaire.

Précédemment, nous avons vu que le forçage du courant influençait la température simulée. Nous avons à notre disposition deux types de courant, E2 et E4. Les valeurs initiales des composantes U et V du courant vont influencer l'évolution des nitrates au cours du temps.

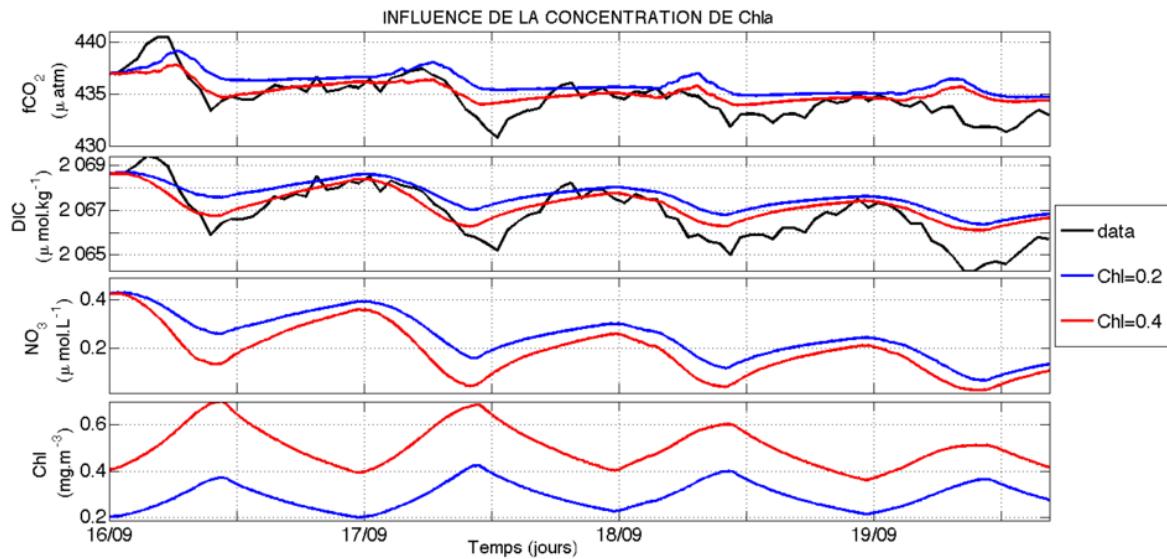


Figure C.1 – Effet de la concentration de profil initial de chlorophylle soit 0,2 (bleu) ou 0,4 mg.m^{-3} (rouge).

La différence de courant influence peu la chlorophylle excepté le 19/09 où le cycle diurne de chlorophylle est plus important avec le courant E2 qu'avec le courant E4. Ceci est corrélé avec l'évolution des NO_3 (FIGURE C.2). La concentration en NO_3 diminue plus rapidement avec le courant E4 et permet de mieux reproduire la décroissance observée sur les données de DIC et de la fCO_2 . L'initialisation avec le courant E2 permet d'avoir des amplitudes de cycles de NO_3 plus fortes et une décroissance de la concentration en NO_3 plus faible. En fin de simulation, les NO_3 sont plus abondants ce qui permet un cycle de chlorophylle plus intense. Les cycles de DIC et fCO_2 ont alors des amplitudes plus fortes mais la décroissance n'est plus simulée.

La différence de courant influence particulièrement la répartition des NO_3 dans la couche de mélange. Entre la surface et la base de la couche de mélange, la production et la consommation diminuent dans les deux cas. Mais la production est plus forte dans le cas du courant E2. La production de NO_3 varie entre 0 et $0,25 \mu\text{mol.L}^{-1}.j^{-1}$ et la consommation de NO_3 plus forte, varie entre 0 et $1,2 \mu\text{mol.L}^{-1}.j^{-1}$. La décroissance durant les cycles sur la profondeur de couche de mélange est plus progressive. En effet, la composante U des courants pour les profils E2 et E4 sont légèrement différentes (FIGURE IV.7). Le courant U de E2 diminue en fonction de la profondeur sur la couche de mélange (FIGURE C.3).

En surface, le dernier jour, la consommation en NO_3 avec E2 est supérieure de $0,3 \mu\text{mol.L}^{-1}.j^{-1}$ à celle observée avec E4. La production varie différemment dans la couche de mélange : elle est plus faible de $-0,03 \mu\text{mol.L}^{-1}.j^{-1}$ en moyenne. A la base de la couche de mélange, la production est plus forte de $0,02 \mu\text{mol.L}^{-1}.j^{-1}$ pendant E2. Cette variation joue

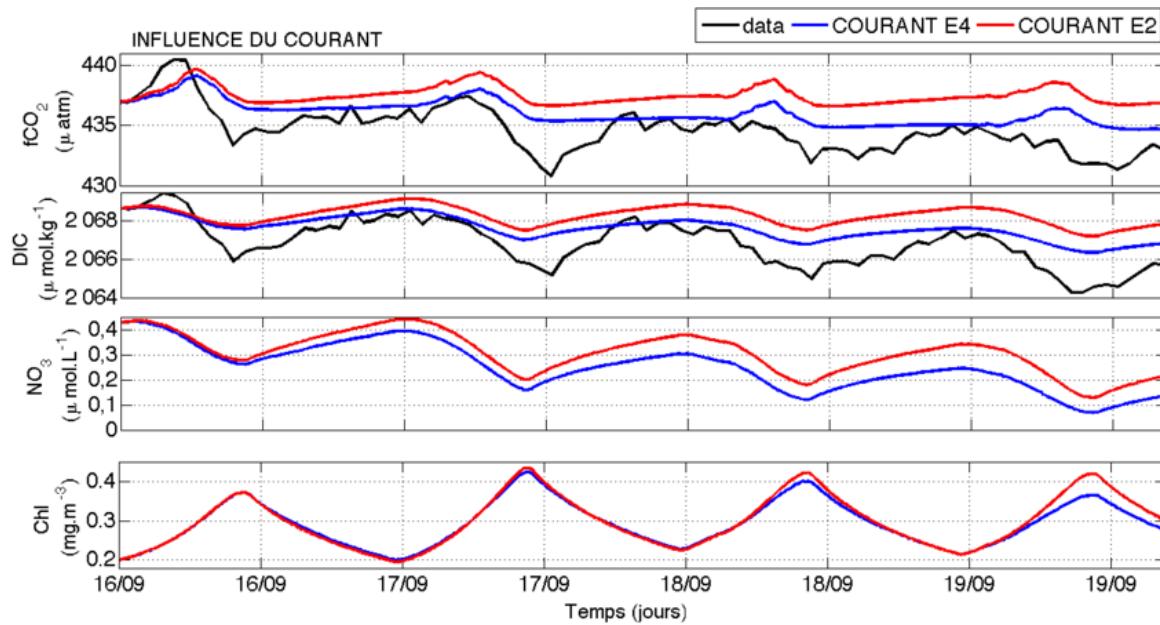


Figure C.2 – Evolution au cours du temps des paramètres du CO_2 , fCO_2 , DIC , NO_3 et Chlorophylle, influencés par les deux types de courant disponibles.

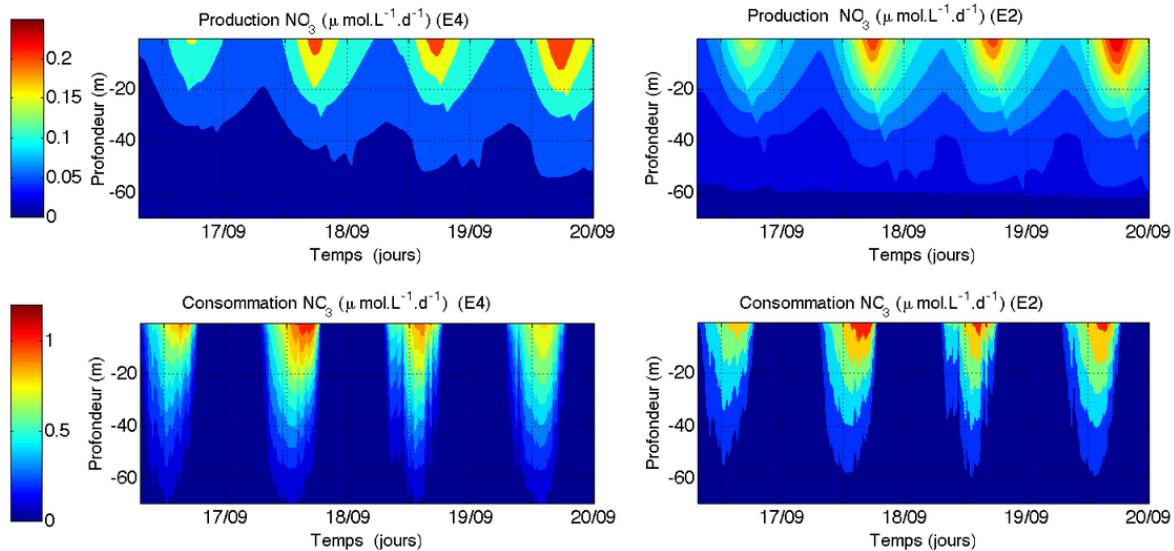


Figure C.3 – Evolution de la production et de la consommation de nitrate en faisant varier les courants initiaux.

C.2 Initialisation du modèle biologique

sur le cycle diurne des NO_3 et explique les plus forts cycles diurnes. La concentration de NO_3 augmente dans les 50 premiers mètres ($0,09 \mu\text{mol.L}^{-1}$) et diminue à la base de la couche de mélange ($1,2 \mu\text{mol.L}^{-1}$ maximum) avec une initialisation de courant E2.

La différence de cycle diurne est liée à la biologie, et est principalement due à l'effet de la concentration en chlorophylle. Avec le courant E2, il y a un approfondissement de la couche de mélange par rapport à E4. Cet approfondissement permet que le mélange ait lieu sur une plus grande profondeur apportant des NO_3 dans la couche de mélange et diminuant ceux présents à la base de la couche de mélange avec le courant E4. En conclusion, la chlorophylle et le courant ont un rôle important sur la concentration en NO_3 et la variation de celle-ci influence directement la variation de DIC.

Pour cette raison, nous avons effectué trois tests dont le but était de régler l'évolution de la concentration de NO_3 au cours du temps (FIGURE C.4) :

- La concentration classique avec une diminution de NO_3 équivalente à celle de DIC (pente de NO_3 forte) (cas 1)
- La diminution des NO_3 est plus faible au cours du temps. Il y a toujours une diminution des NO_3 au cours du temps mais plus faible (pente faible) (cas 2)
- La concentration de NO_3 est quasi constante au cours du temps (pente nulle) (cas 3)

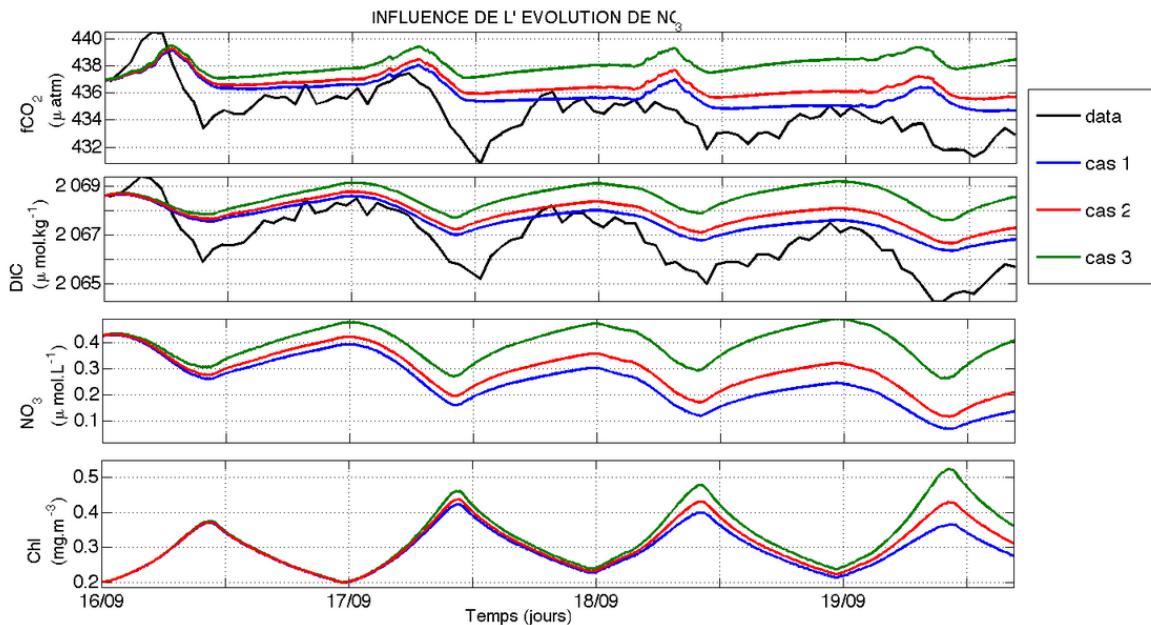


Figure C.4 – Impact de l'évolution de la concentration de nitrate au cours du temps sur l'évolution du DIC

Lors des simulations, la pente du DIC et de la fCO_2 sont similaires à la concentration de NO_3 . Dans le cas 1, il y aura bien une décroissance de DIC mais pas dans le cas 3.

De plus, la concentration en NO_3 est proportionnelle à l'amplitude des cycles diurnes de DIC. Plus la concentration est élevée plus les cycles sont importants, comme dans le cas 3 (FIGURE C.4). L'évolution de la chlorophylle est fortement liée à celle des NO_3 , plus les NO_3 sont importants plus le phytoplancton peut se développer d'où l'augmentation des cycles de chlorophylle au cours du cas 3. Dans le cas 2, il y a une augmentation plus faible des cycles diurnes en fin de simulation.

La concentration en NO_3 augmente dans la couche de mélange dans le cas 2 ($0 \text{--} 0,08 \mu\text{mol.L}^{-1}$) et cas 3 ($0 \text{--} 0,25 \mu\text{mol.L}^{-1}$) par rapport au cas 1. Cela vient des changements dans les taux de consommation et de production. En effet, la consommation et la production dans le cas 2 et 3 augmentent par rapport à la simulation du cas 1 (FIGURE C.5 et C.6). Le taux de consommation augmente entre $0 \text{ et } 0,3 \mu\text{mol.kg}^{-1}.j^{-1}$ (cas2) et entre $0 \text{ et } 0,8 \mu\text{mol.kg}^{-1}.j^{-1}$ (cas3) et le taux de production est plus faible entre $0 \text{ et } 0,05 \mu\text{mol.kg}^{-1}.j^{-1}$ (cas2) et entre $0,05 \text{ et } 0,3 \mu\text{mol.kg}^{-1}.j^{-1}$ (cas 3). Cette différence augmente le cycle diurne des NO_3 et donc celui du DIC. Pour augmenter le cycle diurne, nous allons jouer sur le taux d'efficacité de recyclage des NO_3 (ϵ) qui dépend lui-même de la concentration de NO_3 . Plus il sera faible, moins le NO_3 sera recyclé et moins il y aura de production. La concentration en NO_3 est proportionnelle à la production de phytoplancton (II.29) : plus le phytoplancton sera important, plus le terme de consommation sera important. Il faut donc un rapport entre la chlorophylle et les NO_3 tel que la production soit suffisante pour créer un cycle mais que la concentration en phytoplancton soit assez importante pour que le NO_3 soit suffisamment consommé.

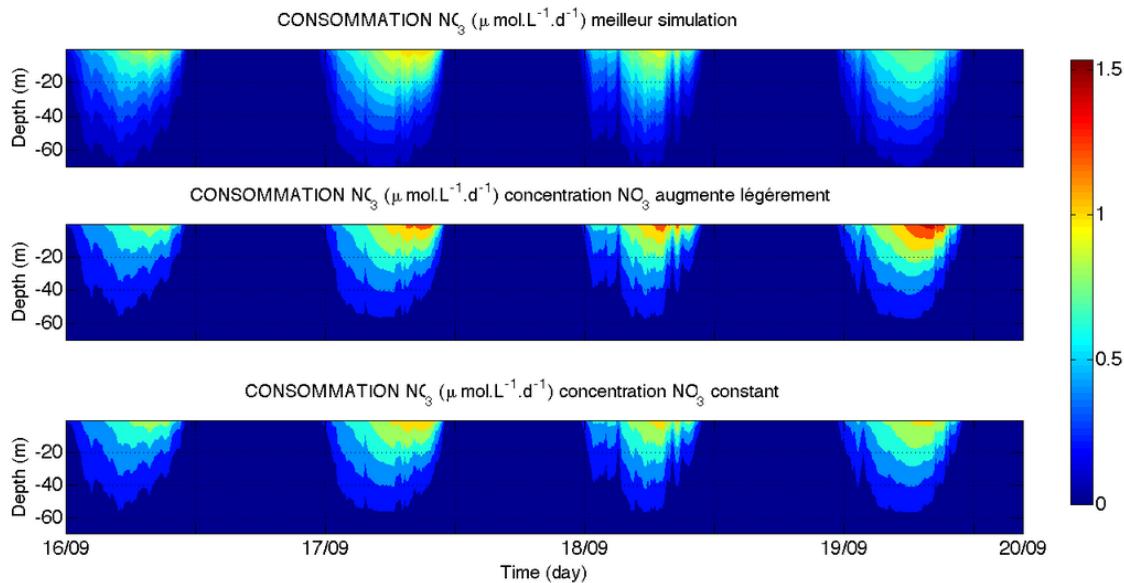


Figure C.5 – Evolution de la consommation de NO_3 dans la couche de mélange (haut : cas 1, milieu : cas 3 et bas : cas 2).

C.3 Réglage des paramètres biologiques

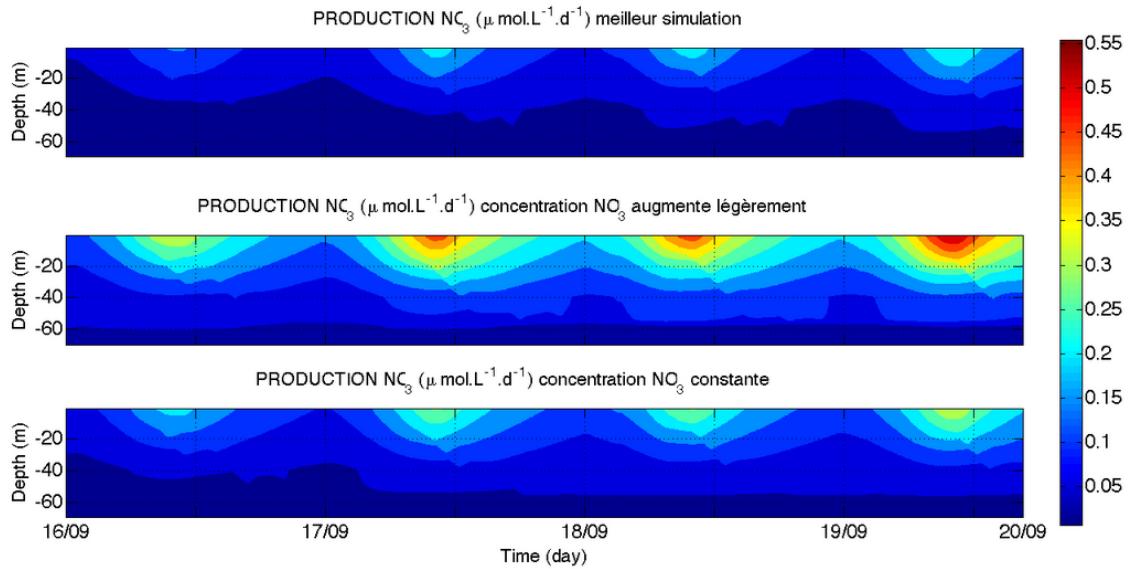


Figure C.6 – Evolution de la production de NO_3 dans la couche de mélange (haut : cas 1, milieu : cas 3 et bas : cas 2).

En conclusion, il y a 3 paramètres initiaux à régler :

- la concentration initiale de chlorophylle qui doit être supérieure à $0,2 \text{ mg.m}^{-3}$ et cohérente avec la valeur initiale de NO_3 dans la couche de mélange.
- le phytoplancton qui ne doit pas consommer tous les NO_3 avant la fin de la simulation.
- la chlorophylle initiale en surface ($0,3 \text{ mg.m}^{-3}$) et celle des NO_3 ($0,6 \text{ } \mu\text{mol.L}^{-1}$). Cette concentration de NO_3 est cohérente avec des valeurs trouvées à l'équateur de l'ordre de $0,9 \text{ } \mu\text{mol.L}^{-1}$ [Herblard, 1983]. Le paramètre ϵ doit être réglé pour que la concentration en NO_3 diminue progressivement au cours du temps tel que $\epsilon=0,05+0,65K_N/(N+K_N)$.

Afin de limiter la perte de NO_3 en fin de simulation, on utilise le profil E2 de courant.

C.3 Réglage des paramètres biologiques

Une fois les valeurs initiales définies à partir d'une simulation de référence, des tests sur les variables biologiques du modèle ont été effectués. Le but de cette partie est de comprendre l'action des paramètres du modèle sur les différentes variables du modèle et dans un second temps, de régler ces paramètres afin d'optimiser la simulation de DIC et fCO_2 . Les paramètres variables du modèle sont définis dans la Table C.1. Nous définissons une simulation de référence où les valeurs sont celles qui ont été préalablement réglées pour des études (cf Table C.1) préalables à ma thèse ayant une échelle saisonnière dans l'Atlantique subtropical

et tropical. A partir de cette simulation, nous faisons varier un à un les paramètres avec une valeur maximale et une valeur minimale définies dans la littérature.

La SST simulée a un σ_s de 0,0630 et $R=0,98$ après réglage, très proche des données, permettant une bonne simulation de la SST sur cette période. La simulation de référence a des σ_s pour fCO₂ et DIC trop faibles par rapport à la série temporelle (Table C.2). La corrélation entre la simulation de DIC et les données est bonne contrairement à celle de fCO₂ qui est trop faible. L'influence du cycle de la SST par rapport à celui du DIC ne permet pas de reproduire celui de la fCO₂. Pour améliorer la simulation, il faut donc augmenter le cycle du DIC afin qu'il joue un rôle plus important que l'évolution du fCO₂.

A l'aide de diagrammes de Taylor, nous avons tracé pour toutes les variables biologiques (NO₃, DIC, TA, chlorophylle) l'impact de chaque paramètre, mais seul celui du DIC et de la fCO₂ seront présentés ici.

Le diagramme de Taylor pour le DIC est très différent de celui obtenu pour la variation de la fCO₂. Les corrélations entre les données et les simulations sont pour la plupart fortes pour le DIC malgré des écart-types trop faibles. Les corrélations pour la fCO₂ ne dépassent pas 0,7 pour la plupart des simulations et les écart-types sont toujours plus faibles.

Néanmoins, les meilleures simulations dans les deux cas sont identiques c'est-à-dire P_{Cmax} , α_{Chl} doivent être maximum et R_r doit être minimum (FIGURE C.8). Ces trois paramètres ayant un effet positif vont augmenter l'écart-type et la corrélation avec les données dans le cas de fCO₂ et seulement l'écart-type pour le DIC. La définition de la mortalité a peu d'effet mais elle a tendance à diminuer l'écart-type et la corrélation par rapport à la référence et donc de s'éloigner des données. Le θ variable semble avoir un effet négatif sur la simulation de DIC et fCO₂.

P_{cmax} et α_{Chl} ont un rôle important : ils permettent d'améliorer nettement l'amplitude du cycle de DIC. En effet, l'augmentation de P_{cmax} influence la chlorophylle et les NO₃, la concentration de phytoplancton va augmenter et les NO₃ vont être d'avantage consommés ce qui va engendrer une augmentation des cycles diurnes. Le problème dans cette simulation est que la chlorophylle finale va être trop élevée pour être réaliste (FIGURE C.8). L'effet va être identique pour α_{Chl} mais plus faible.

Le paramètre R_r va lui aussi avoir un effet plus faible, la chlorophylle augmente linéairement mais les cycles diurnes ne sont pas modifiés comparé aux deux autres paramètres. Les cycles de DIC sont peu influencés. Le problème de ces simulations est l'augmentation de la chlorophylle au cours du temps. Pour y palier, nous ajouterons dans le modèle le θ variable ; lorsque le modèle est bien réglé celui-ci a un effet positif. Dans les tests que nous avons effectués le θ variable diminue de façon trop importante la chlorophylle au cours du temps. La

TABLE C.1 – Tableau des paramètres variables de la biologie testés. La gamme de variations des paramètres a été définie à partir des données trouvées dans la littérature

Paramètre	Définition	Variation	Référence	Valeur optimisée
α_{Chl}	pente initiale de la courbe de la photosynthèse-irradiance normalisée à la chlorophylle <i>Lefèvre</i> et al. [2003]; <i>Taylor</i> et al. [1991]; <i>Geider</i> et al. [1998]	$0,5-1,5e^{-5}$	$\alpha_{Chl}=7,5e^{-6}$	$\alpha_{Chl}=1,5e^{-5}$
m	mortalité	variable selon la profondeur entre 0-0,8 j^{-1}	$m=0,4j^{-1}$ entre 0- 60 m 60 et 120 m linéairement décroissante (de 0,4 à 0 j^{-1})	$m = -0,0185z + 0,9(0 - 40m)$ $= 0,16(40 - 60m)$ $= -0,003z + 0,33(60 - 110m)$ $= 0(sous 110m)$
R_r	Taux de respiration	$0-1j^{-1}$	$R_r=0,1 j^{-1}$	$R_r=0,27 j^{-1}$
P_{cmax}	Taux de croissance <i>Lefèvre</i> et al. [2003]; <i>Taylor</i> et al. [1991]; <i>Geider</i> et al. [1998]	$0-5,1 j^{-1}$	$P_{cmax}=1,5 j^{-1}$	$P_{cmax}=5,1 j^{-1}$
$\frac{1}{\theta}$	Taux de carbone : chlorophylle	$20-120 gC.gChl^{-1}$ <i>Geider</i> et al. [1997]	$\frac{1}{\theta}=40 gC.gChl^{-1}$	$\frac{1}{\theta_{initial}}=40 gC.gChl^{-1}$ variable au cours du temps

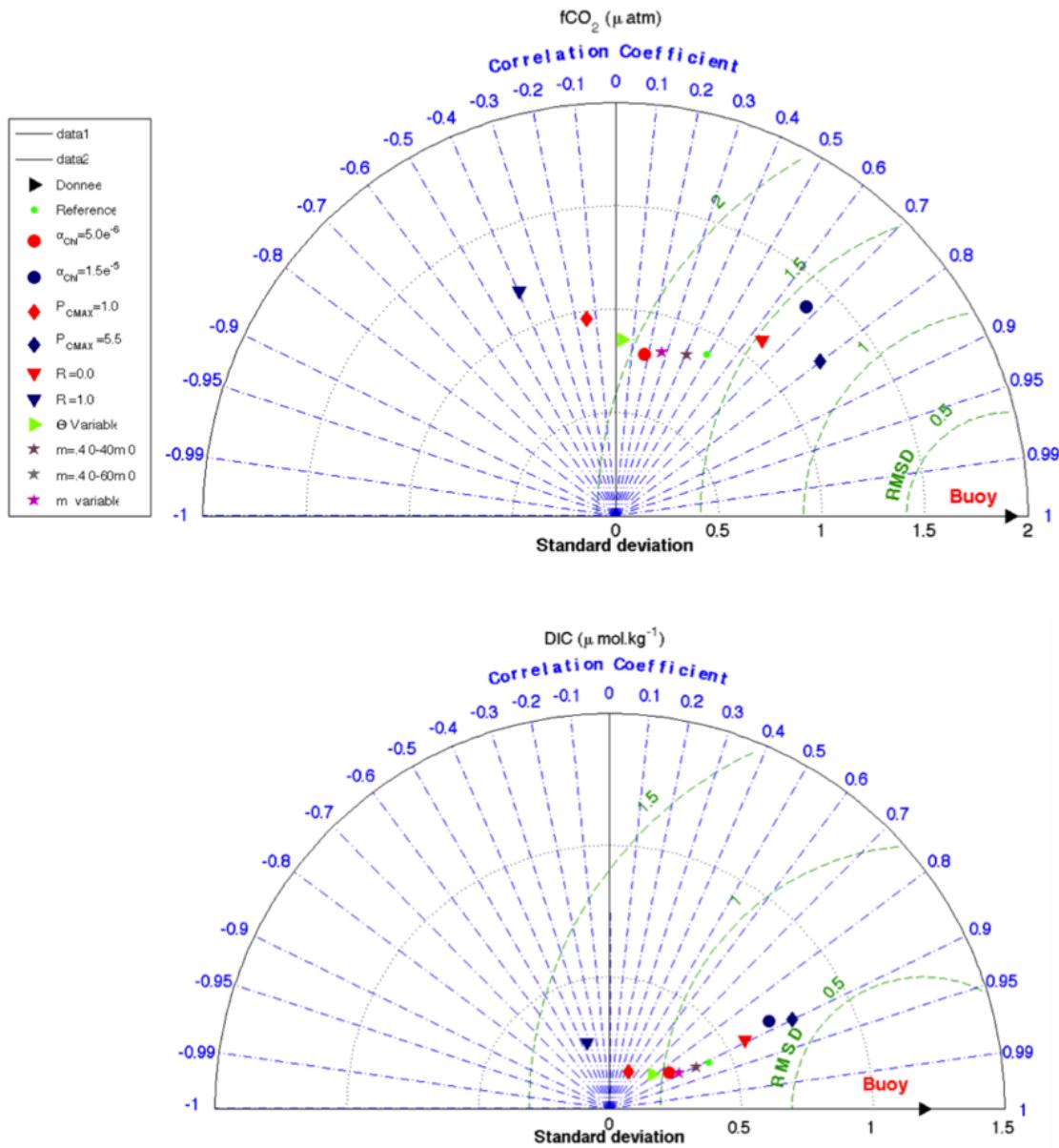


Figure C.7 – Diagrammes de Taylor pour la période du 16 au 20 septembre 2006. Différences entre les différentes simulations et les données (BUOY), pour le DIC (gauche) et $f\text{CO}_2$ (droite).

C.4 Conclusions

TABLE C.2 – Tableau des paramètres biogéochimiques sur lesquels il est possible d’agir pour les différentes simulations et écarts des variations acceptables.

Nom	SST	fCO ₂	DIC
reference	$\sigma_{sS}= 0.063$	$\sigma_{sS}= 0,89$	$\sigma_{sS}=0,414$
donnée	$\sigma_{sS}= 0.064$	$\sigma_{sS}= 1,91$	$\sigma_{sS}= 1,19$
corrélation	$R_{sS}=0,98$	$R_{sS}=0,49$	$R_{sS}=0,84$

mortalité a le même effet. Les différentes simulations effectuées ont diminué de façon trop importante le phytoplancton ce qui a dégradé le DIC et le fCO₂ simulés.

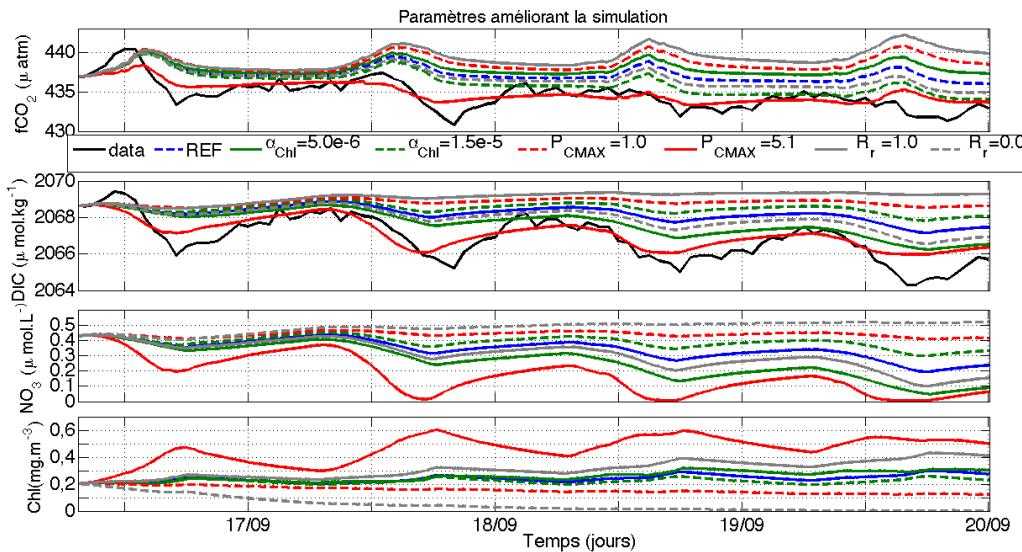


Figure C.8 – Evolution de la fCO₂, du DIC, des NO₃ et de la chlorophylle.

En conclusion, pour optimiser les simulations, il faut diminuer la respiration et la mortalité et augmenter P_{cmax} et α_{Chl} pour produire plus de phytoplancton. Les valeurs finales des paramètres sont définies dans la table C.1 et sont cohérentes avec les valeurs trouvées dans la littérature (cf Chapitre IV). Le réglage de la mortalité a été obtenu en considérant que le profil vertical de chlorophylle doit être conservé. On notera que les réglages entre la simulation physique et biologique ne diffèrent que dans les premiers 60 m, en dessous les réglages pour la mortalité sont identiques.

C.4 Conclusions

En conclusion, les faibles erreurs sur la SST simulée ont un effet important sur la fCO₂, contrairement au DIC qui doit avoir un cycle suffisamment fort. Les valeurs initiales de chlorophylle, NO₃ et du courant ont un rôle clef dans la variabilité du DIC pendant une période

"biologique". Il faut que la concentration de NO_3 soit suffisante par rapport à celle de chlorophylle en surface. De plus, le profil de chlorophylle que nous utilisons n'est pas un profil classique de la zone (cf chapitre IV). Les paramètres ont été réglés pour optimiser la simulation de DIC et sont cohérents avec le peu d'informations trouvées dans la littérature. La simulation est bonne pourvu que le développement du phytoplancton soit suffisamment important.

Annexe D

Etude des flotteurs dérivants

Sommaire

D.1	Evolution du courant dans l'atlantique tropical Est	180
D.2	Etude qualitative de quelques cas	182
D.3	Conclusions	186

D.1 Evolution du courant dans l'atlantique tropical Est

Les données sur les courants fortement variables dans la zone sont limitées. Les données de flotteurs dérivant de surface SVP déployés dans l'Atlantique tropical entre 2001 et 2007 permettent d'avoir une information sur la variabilité des courants dans la zone. Les courants sont principalement orientés est-ouest et nord-sud, (sud-ouest) dans le modèle. En 2007, les flotteurs dérivants se déplacent essentiellement dans la direction est-ouest. On observe des trajectoires particulières, l'un par exemple remonte au nord mais ces trajectoires semblent assez exceptionnelles (FIGURE D.1).

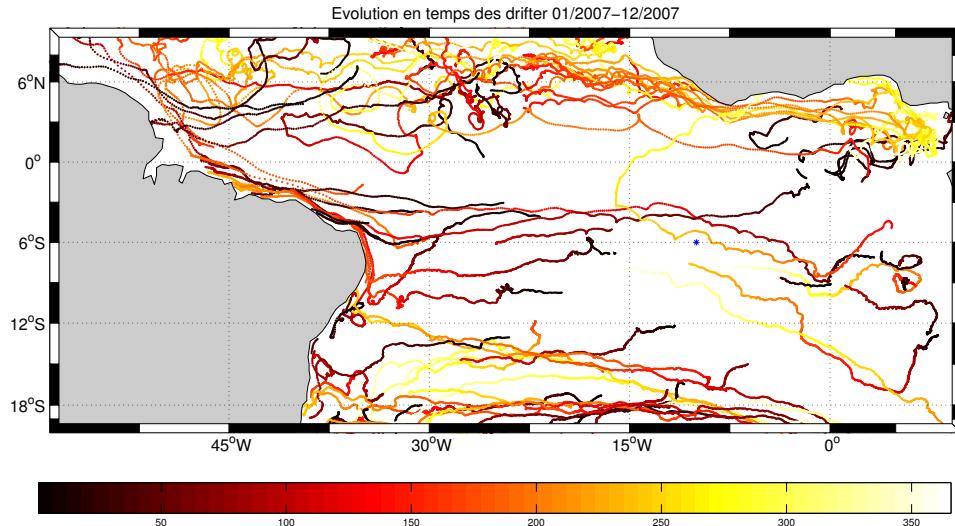


Figure D.1 – Trajectoires des flotteurs de surface dérivants entre Janvier à décembre 2007, le code couleur représente le nombre des jours écoulés depuis le 01/01/2007. L'étoile bleue représente la position de la bouée.

Pendant l'année les courants sont caractérisées par des trajectoires est-ouest. Le nombre de flotteurs maximum a été observé entre janvier et mai 2004. Entre janvier et mai 2004 , les flotteurs déployés sur le bord est ont des trajectoires dirigées vers l'ouest et du nord vers le sud-ouest, comme dans le modèle. La direction est-ouest est observée lorsque le flotteur se situe dans une bande de longitude entre 0° E et 10° W, les trajectoires sur le bord est sont principalement nord-sud, sud-ouest comme les courants dans le modèle (FIGURE D.2).

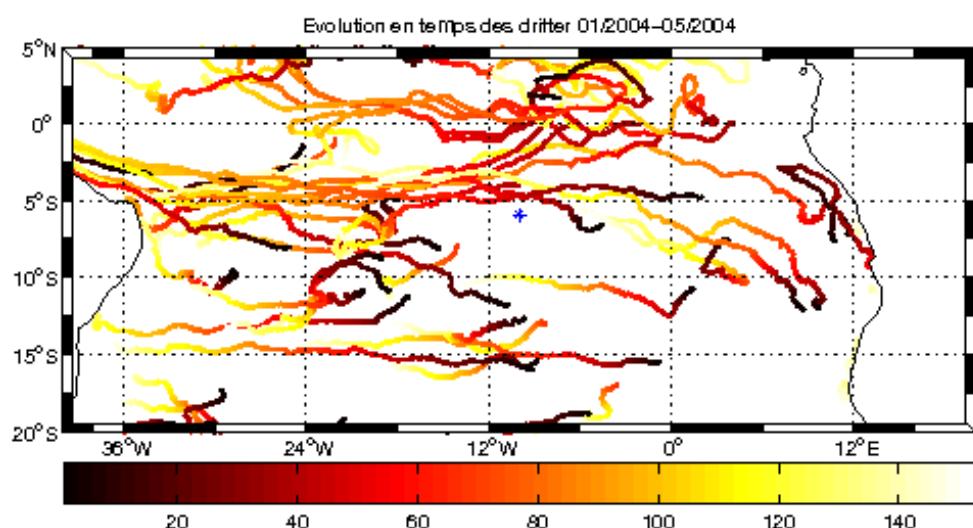


Figure D.2 – Trajectoires des flotteurs de surface dérivants entre Janvier à mai 2004, le code couleur représente le nombre des jours écoulés depuis le 01/01/2004. L'étoile bleue représente la position de la bouée.

D.2 Etude qualitative de quelques cas

Le flotteur 34394 a été mis à l'eau en août 2003 et est passé proche de la bouée le 24/04/2003. La vitesse moyenne du flotteur entre le 28/08 et le 24/04 est de 0.12 m.s^{-1} , mais sa vitesse n'est pas constante au cours de son trajet (FIGURE D.3). En effet, entre le 28/08 et le 31/10, le flotteur a une vitesse d'environ 0.05 m.s^{-1} , alors qu'entre le 5/03 et le 24/04/2003, sa vitesse est de l'ordre de 0.22 m.s^{-1} . Il y a une accélération des courants à partir de mars, ce qui est cohérent avec les résultats du modèle. Au départ le flotteur suit une trajectoire vers le nord-ouest, puis vers le sud-ouest et passe à 1° au nord de la bouée lors d'une trajectoire est-ouest.

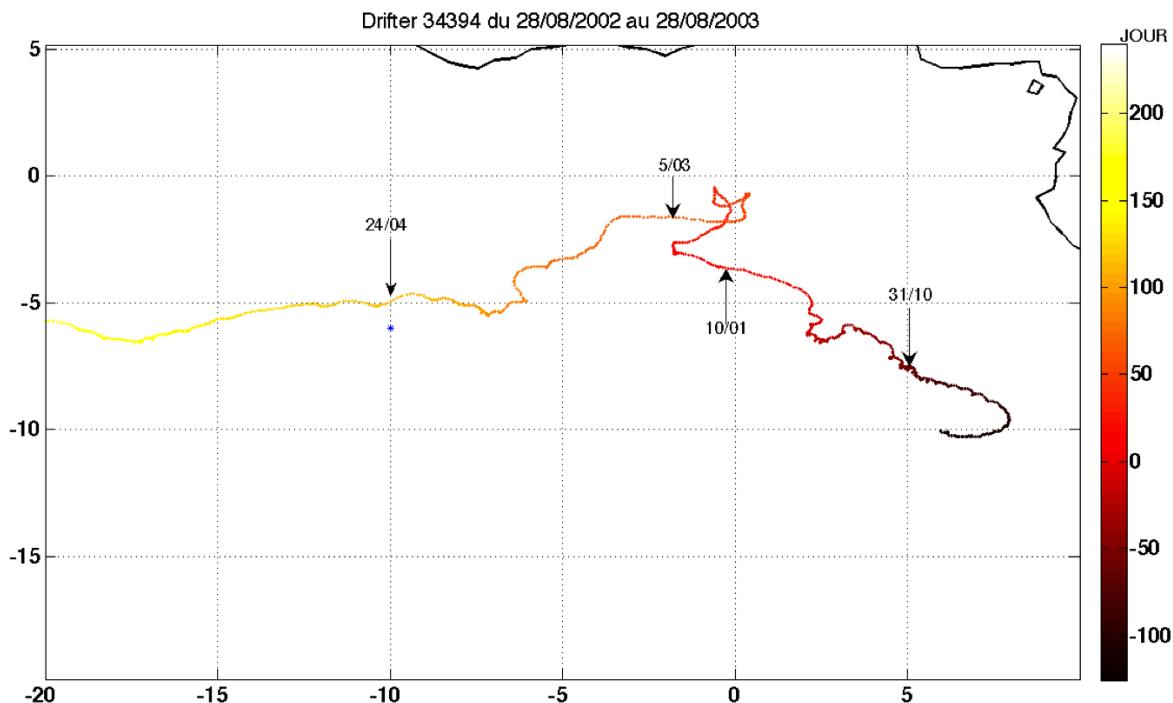


Figure D.3 – Trajectoire du Drifter 34394 entre août 2002 et 2003. Le code couleur représente le nombre des jours écoulés depuis le 01/01/2003. L'étoile bleue représente la position de la bouée.

Dans le modèle, entre le 28/08/2002 et 31/10/2002, les courants sont faibles et forment une gyre dans la zone où le flotteur a été déployé, d'où la boucle au début du trajet dans le premier mois. A partir de novembre, les courants vers le nord-ouest s'intensifient ce qui est en accord avec l'accélération observée sur la trajectoire entre le 31/10/2002 et le 10/01/2003 avec une vitesse de 0.12 m.s^{-1} . Les vitesses que l'on observe dans le modèle sont du même ordre de grandeur que sur les flotteurs.

A partir du 10/01 sur le modèle, entre 0°N et 4°S, on observe des courants nord-ouest qui sont cohérents avec la trajectoire du drifter. La bouée dérivante change de direction entre 0°N et 3 °S, sa vitesse est alors faible ($0,06 \text{ m.s}^{-1}$) jusque début Mars. Les courants sont très variables. A partir du 1/03 les courants est-ouest s'intensifient et entraînent le flotteur vers la côte ouest pour être pris dans un courant sud-ouest vers le 7/03.

Début mars, il y a intensification des courants nord-ouest sur le bord est et une déviation vers le sud-ouest autour de 6°E (FIGURE D.4). Entre le 5/03 et le 24/04, le flotteur descend vers le sud en direction de la bouée à une vitesse moyenne de $0,22 \text{ m.s}^{-1}$. La variation de la trajectoire du drifter 34394 entre 2002 et 2003, semble grossièrement en accord avec les résultats du modèle.

Deux flotteurs sont passés à proximité de la bouée entre janvier et mai 2003, ils viennent du nord. Le premier (36398) a été mis à l'eau le 11/02/2003 à 0 °N, 7 °W et le second (36397) le 10/02/2003 à 0,0 °N, 5 °W (FIGURE D.5). Précédemment, on a vu que les eaux arrivant à la bouée par le nord étaient des eaux situées au sud de la latitude 4°S. Les deux flotteurs montrent que l'eau semble directement venir de l'équateur. Les deux flotteurs suivent une trajectoire similaire et ont une vitesse moyenne équivalente entre le point de départ et la position proche de la bouée ($0,12 \text{ m.s}^{-1}$ pour le 36397 et $0,13 \text{ m.s}^{-1}$ pour le 36398). La vitesse n'est pas constante sur le long du trajet et évolue de la même manière pour les deux flotteurs, avec des vitesses faibles au début et une trajectoire sud-ouest ($0,05 \text{ m.s}^{-1}$ (36397) et $0,08 \text{ m.s}^{-1}$ (36398)), une augmentation par la suite autour de $0,20 \text{ m.s}^{-1}$ (trajectoire sud) et une vitesse finale autour de $0,12 \text{ m.s}^{-1}$ (sud-ouest).

Lors de la mise à l'eau à l'équateur, le sens des courants dans le modèle n'est pas clairement défini ; ils ont une forte variabilité entre le 9/02 et le 20/02 avec des courants ouest-est, nord-sud et sud nord au début comme le montre la FIGURE D.4, entre le 06 et le 15/02/2003 les courants sont très différents. Ainsi, on observe des faibles variations sur le début des trajectoires, une chute vers le sud suivie d'une remontée vers l'équateur entre le 10/02 et le 20/02 due aux différents courants. Ce décrochement est observé sur les 2 flotteurs (FIGURE D.5).

Autour du 20/02, les flotteurs descendant vers le sud pour le 36397 et sud-ouest pour le 36398, la vitesse de ce dernier est plus rapide avec une vitesse de $0,26 \text{ m.s}^{-1}$ contre $0,18 \text{ m.s}^{-1}$. Après, il y a une accélération pour le drifter 36398, entre le 2/03 et le 20/03 avec une vitesse de $0,21 \text{ m.s}^{-1}$ confirmée par le modèle (FIGURE D.4 c.), il reste sensiblement sur la même latitude et est emporté par un courant est-ouest. Durant la même période, le drifter 36397, suit une trajectoire sud-ouest. Le système de courant est-ouest s'intensifie pendant le mois de mars dans le modèle. Comme vu précédemment, les courants en avril autour de la bouée dans le modèle sont dirigés vers le sud-ouest, ce qui correspond à la trajectoire des flotteurs entre la fin mars et la fin avril.

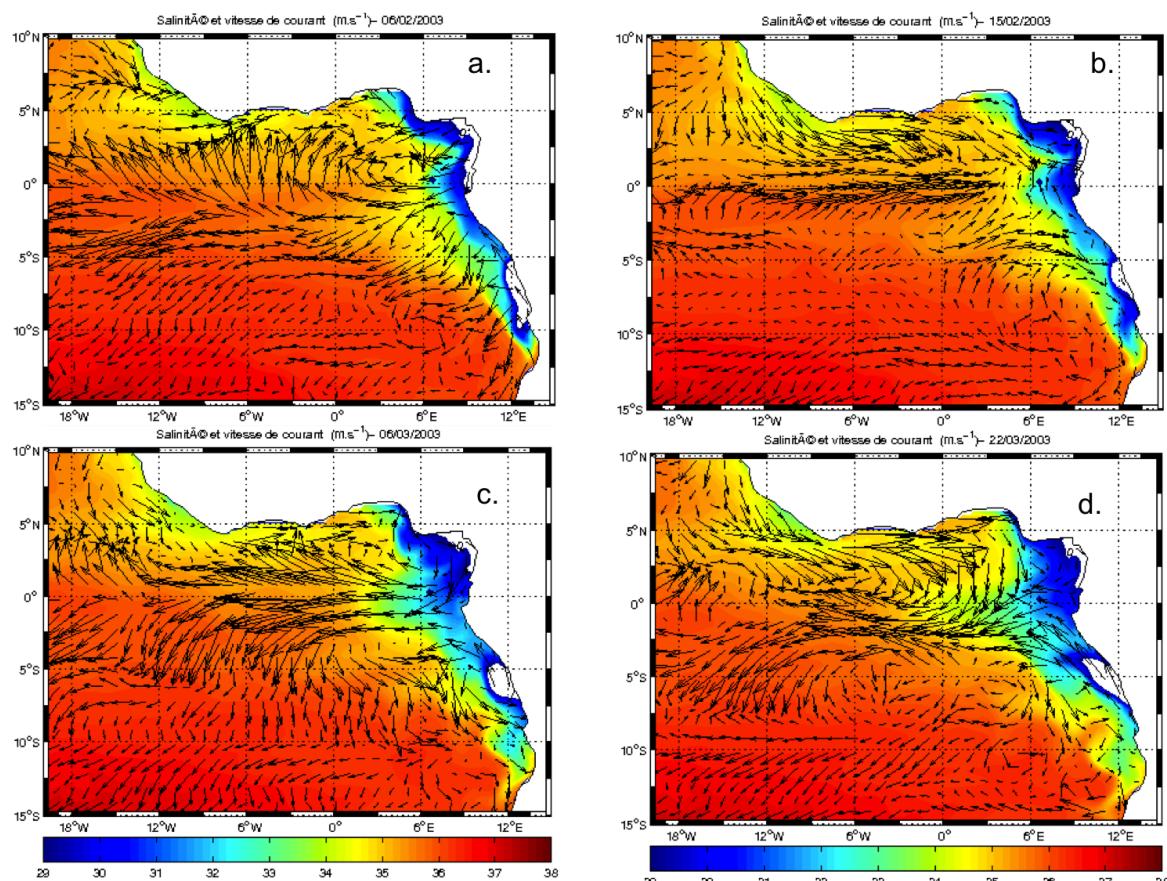


Figure D.4 – Salinité et courant de surface dans le modèle pour l'année 2003. a.) 06/02/2003
b.) 15/02/2003/ c.) 06/03/2003 et d.) 22/03/2003.

D.2 Etude qualitative de quelques cas

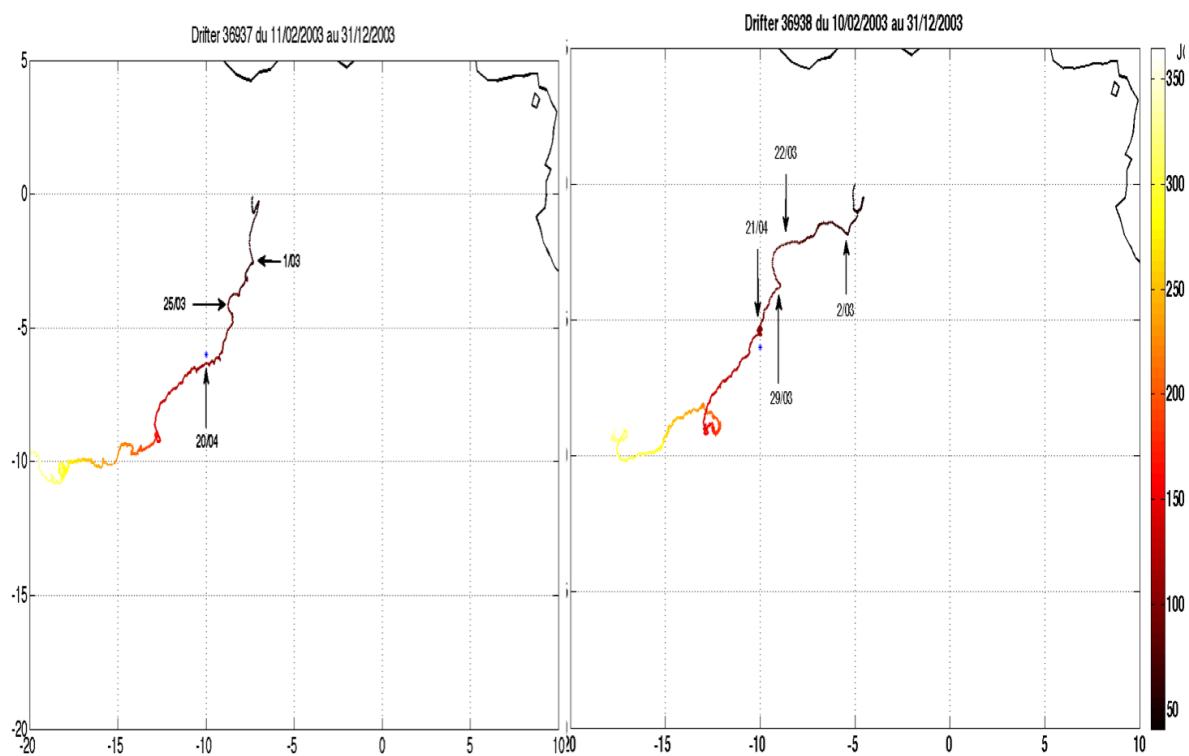


Figure D.5 – Trajectoire du 36398 entre le 11/03/2003 et le 31/12/2003 (gauche) et du 36397 entre le 10/02/2003 et le 31/12/2003 (droite). Le code couleur représente le nombre des jours écoulés depuis le 01/01/2003. L'étoile bleue représente la position de la bouée.

D.3 Conclusions

Dans la zone d'étude les courants sont variables, peu de flotteurs observés sont passés près de la bouée. Les trajectoires de ces quelques flotteurs sont en accord avec la variation des courants dans le modèle. On observe que les eaux viennent localement du nord-est en provenance des régions côtières du Golfe de Guinée ou de l'embouchure du Congo.

Annexe E

Comparaison des mesures PIRATA avec DRAKKAR

Sommaire

E.1	Introduction	188
E.2	Comparaison à 6°S, 10 °W	188
E.3	Comparaisons avec les autres bouées PIRATA	190
E.4	Conclusions	192

E.1 Introduction

Dans cette annexe nous allons détailler les comparaisons entre la salinité et la température des bouées PIRATA et celles du modèle.

E.2 Comparaison à 6°S, 10 °W

A 6°S, 10°W la température et la salinité sont mesurées à plusieurs profondeurs (cf Chapitre II). On peut ainsi comparer les mesures effectuées pendant 2007 aux simulations obtenues avec le modèle DRAKKAR (FIGURE E.1). La température simulée est en bon accord avec les données sur les 60 premiers mètres (FIGURE E.1,b,d). Un gradient est observé entre 50 et 100 m mais la profondeur à laquelle ce gradient est observé varie entre les observations et les simulations. Ce gradient est autour de 100 m sur les mesures, tandis que la simulation montre une température plus froide des 50-60 m.

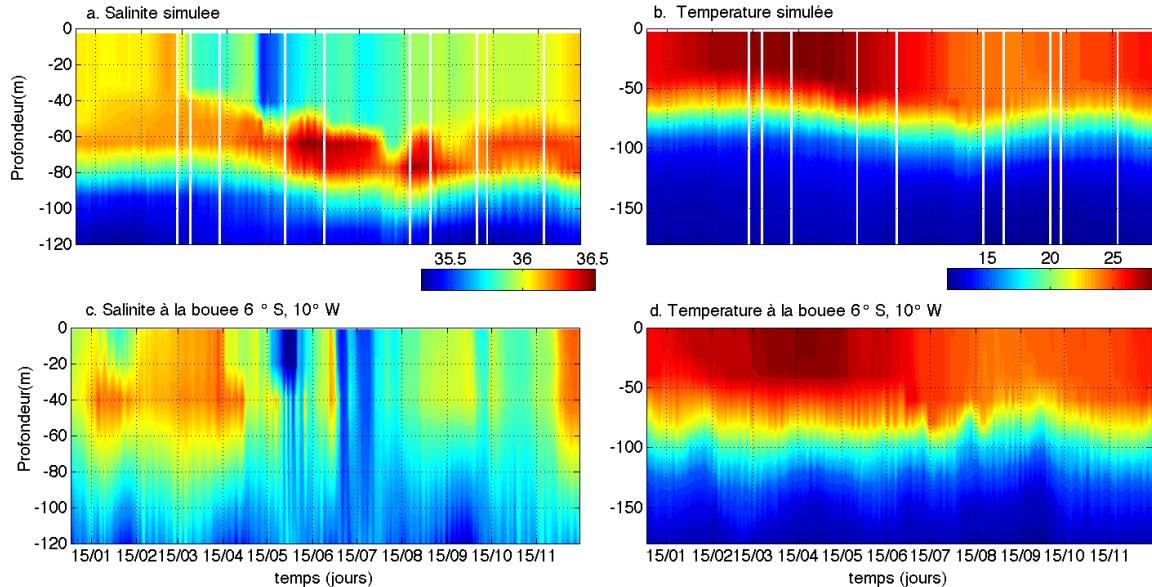


Figure E.1 – Evolution temporelle à 6°S, 10°W de la salinité entre 0 et 120 m a.) simulée c.) mesurée (moyenne journalière). Evolution temporelle de la température entre 0 et 180 m b.) simulée d.) mesurée (moyenne journalière).

La salinité mesurée à 6°S, 10°W est très différente de la salinité simulée sur la profondeur (FIGURE E.1,a,c). Sur la bouée PIRATA à 6°S, 10°W, il y a 4 capteurs de salinité (1 m, 20 m, 40 m et 120 m). Il n'y a donc pas d'information entre 40 et 120 m, qui est la zone de variabilité de la profondeur de la couche de mélange. Dans le modèle, on observe des couches

très salées entre 60 m et 80 m tout au long de l'année en accord avec les profils de salinité mesurés sur les CTD.

Nous avons extrait dans le modèle uniquement les profondeurs où nous avions des données à la bouée (1 m, 20 m 40 m, 80 m 100 m et 120 m) puis nous avons interpolé ces valeurs sur 0-120 m (FIGURE E.2). La température et la salinité en profondeur sont différentes selon la résolution verticale. La différence est particulièrement visible sur la salinité, la couche plus salée à 60 m disparaît et l'évolution sur la profondeur est en bon accord. A 120 m la salinité mesurée est plus faible que sur le modèle et beaucoup plus variable. Sur la température ce signal se voit moins, mais dans les couches les plus profondes les mesures ont des amplitudes de variations de l'ordre du mois beaucoup plus forte que celle du modèle. Le gradient de température est différent, il varie sur un plus grand intervalle de profondeur.

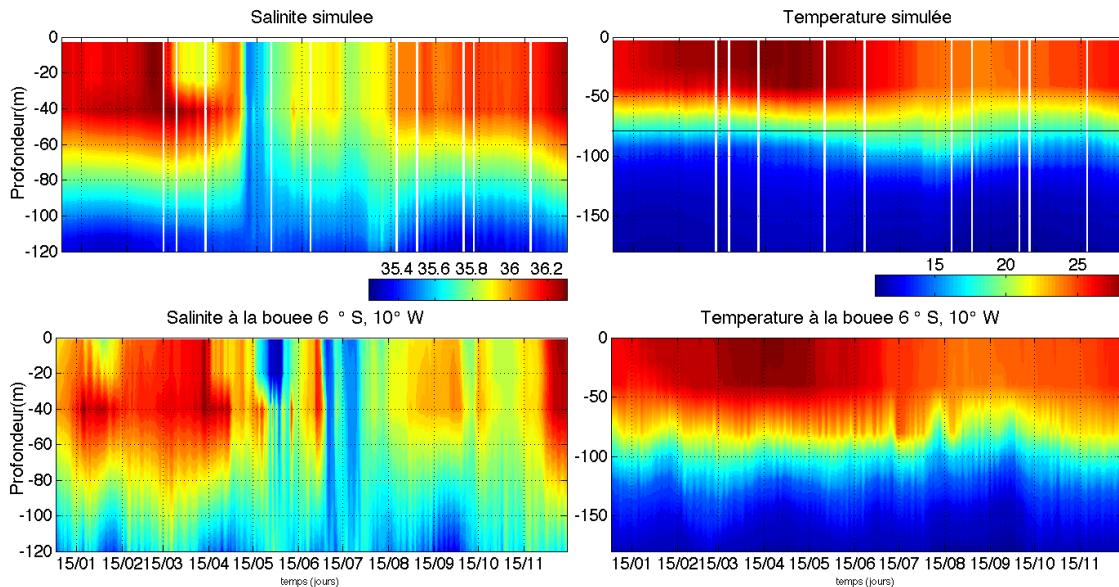


Figure E.2 – Evolution temporelle à 6°S, 10°W de la salinité entre 0 m et 120 m a.) simulée pour les mêmes profondeurs que les mesures (1 m, 20 m, 40 m et 120m) c.) mesurée (moyenne journalière). Evolution temporelle de la température entre 0 et 180 m b.) simulée pour les mêmes profondeurs que les mesures (1 m, 20 m, 40 m, 80 m, 100 m et 120m) d.) mesurée (moyenne journalière). Les traits blancs correspondent à des fichiers manquants.

Nous avons calculé les anomalies en retirant la température moyenne d'une profondeur donnée à chaque point de mesure (FIGURE E.3). Les fortes variations, de la salinité et de la température ne sont pas bien reproduites en profondeur. Par exemple, les mesures de température à 6°S, 10°W varient beaucoup en profondeur avec des fréquences inférieures à 24h. Cette variabilité est centrée autour de 80 m. La profondeur de la couche homogène en température est également très variable au cours de l'année (on peut l'assimiler à une

variation de la profondeur de couche de mélange). Sur les mesures, en janvier, la couche de mélange est inférieure à 40 m puis s’approfondit pendant la décroissance de la salinité. Pendant la période de l’upwelling, la profondeur de couche de mélange est très variable. Entre septembre et décembre la profondeur de couche de mélange est entre 40 et 60 m. La variabilité haute fréquence de la température ne peut pas être reproduite par le modèle, mais la variabilité de la profondeur de la couche de mélange est au premier ordre bien reproduite.

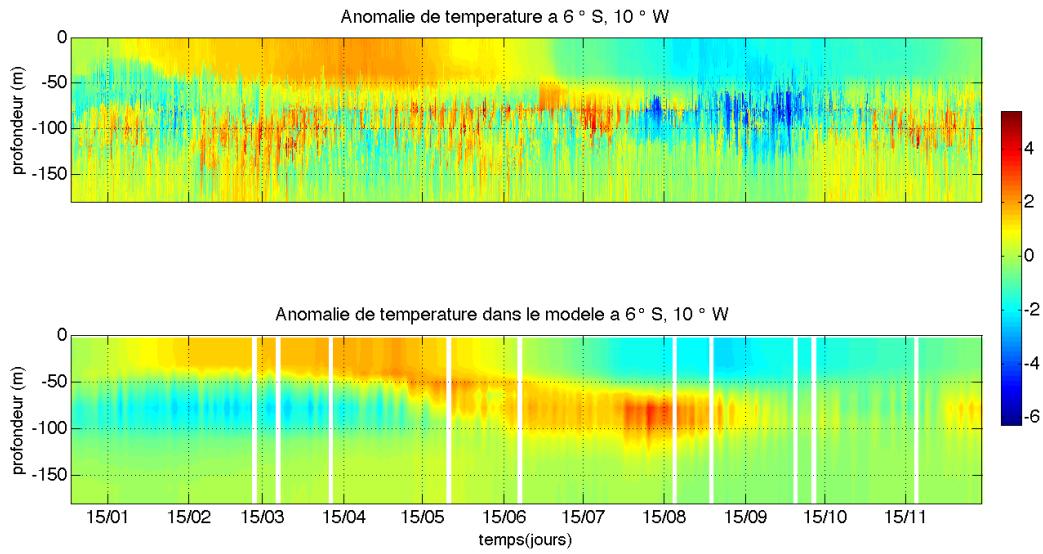


Figure E.3 – Anomalies de température a.) mesurée b.) simulée à 6° S, 10° W entre le 1/01/2007 et le 14/12/2007

E.3 Comparaisons avec les autres bouées PIRATA

Nous avons comparé les données du modèle avec les bouées PIRATA entre 10° W et 8° E (FIGURE E.4). En surface, les variations de la température et de la salinité sont bien reproduites par les simulations. L’amplitude des variations est du bon ordre de grandeur.

Pour les bouées placées sur la longitude 10° W, la température du modèle est en accord avec celle mesurée quelque soit l’année. Même les variations plus haute fréquence (inférieure à un mois) sont reproduites à l’équateur (FIGURE E.4,a,b). A 0° N, 10° W, la salinité du modèle est bien reproduite en 2007 mais pas en 2003. En 2003 la salinité au début de l’année est inférieure à celle mesurée. L’amplitude des variations de la salinité est plus faible dans le modèle. A 10° S, 10° W, la salinité est beaucoup plus variable sur les données que dans le modèle. L’ordre de grandeur est bon. Les variations sur la salinité à 10° S, 10° W ne sont

E.3 Comparaisons avec les autres bouées PIRATA

pas similaires à ce que l'on observe à la bouée 6°S, 10°W et le modèle ne reproduit pas ces variations.

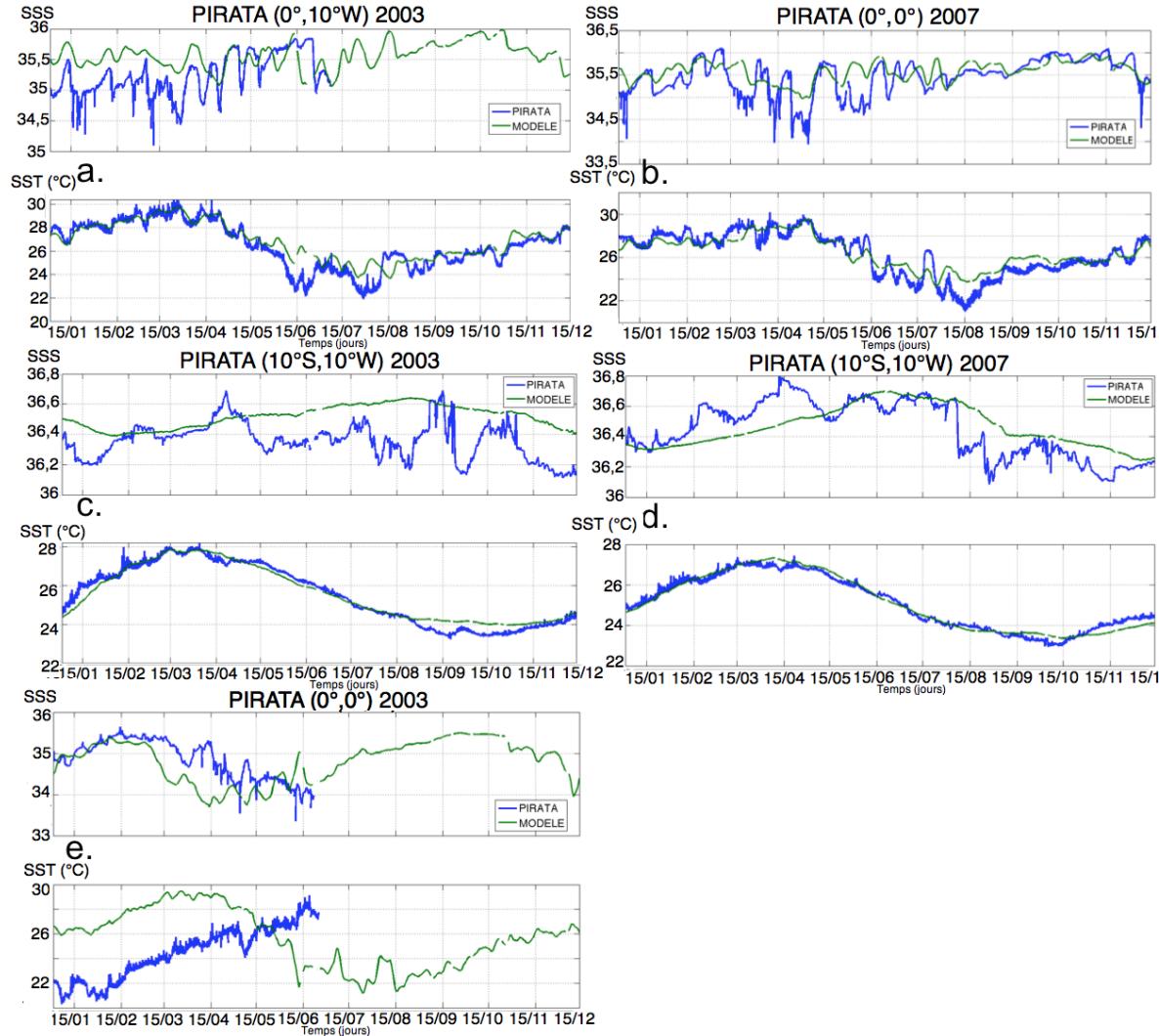


Figure E.4 – Température et salinité de surface simulées (vert) et mesurées (bleu) pour a.,b.) 0°N,10°W respectivement 2003 et 2007 c.,d.) 10°S,10 °W respectivement 2003 et 2007 et e.) 0°S,0° W pour 2003

A 0°N, 0°E, il n'y a que l'année 2003 disponible sur les données. En 2003, la salinité simulée décroît plus vite que la salinité mesurée et la température simulée diminue à partir d'avril contrairement à la température mesurée qui augmente. A cette bouée les simulations ne reproduisent pas correctement les données que ce soit en surface ou en profondeur.

E.4 Conclusions

Au premier ordre, en surface les températures et les salinités pour les bouées PIRATA entre 10°W et 8°E (cf. Chapitre V) sont bien simulées, excepté pour 0°N , 0°E mais d'autres comparaisons seraient nécessaire pour estimer l'erreur qui est faite. A $10^{\circ}\text{S}, 10^{\circ}\text{W}$ les fortes variations ne sont pas reproduites.

Lorsque l'on s'intéresse aux profondeurs, le modèle reproduit bien les ordres de grandeur et les variations entre 0 m et 60m à $6^{\circ}\text{S}, 10^{\circ}\text{W}$, néanmoins il reproduit mal les variations à plus haute fréquence. Il serait nécessaire de pouvoir comparer les profondeurs entre 60 m et 80 m pour la salinité car dans le modèle, on observe de fortes différences entre les couches plus en surface et celles en profondeurs.

Bibliographie

- Adler, R. F., The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present), *J. Hydrometeor*, 4, 1147–1167, 2003.
- Alford, M. H., Redistribution of energy available for ocean mixing by long-range propagation of internal waves., *Nature*, 423(6936), 159–62, doi :10.1038/nature01628, 2003.
- Anderson, R. J., A study of wind stress and heat flux over the open ocean by the inertial-dissipation method, *Journal of physical oceanography*, 23(10), 2153–2161, 1993.
- Andrié, C., C. Oudot, C. Genton, et L. Merlivat, CO₂ fluxes in the tropical Atlantic during FOCAL cruises, *J. Geophys. Res.*, 91, 11,741–11,755, 1986.
- Bakker, D., H. De Baar, et E. De Jong, The Atlantic Ocean : An overall sink for atmospheric CO₂ with a strong imprint of oceanic circulation., in *Proc 2nd Int Symp CO₂ Ocean*, pp. 35–42, Tsukuba, 1999a.
- Bakker, D., H. de Baar, et E. de Jong, The dependence on temperature and salinity of dissolved inorganic carbon in east atlantic surface waters, *Marine Chemistry*, 65(3-4), 263–280, 1999b.
- Bakker, D., J. Echeto, J. Boutin, et L. Merlivat, Variability of surface water fCO₂ during seasonnal upwelling in the equatorial atlantic ocean as observed by a drifting buoy, *Journal of Geophysical Research*, 106, 9241–9253, 2001.
- Bakker, D. C. E., H. J. W. De Baar, et E. de Jong, Dissolved carbon dioxide in tropical east atlantic surface waters, *Physics and Chemistry of the Earth, Part B : Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 24(5), 399–404, 1999c.
- Bates, N. R., Interannual variability of oceanic CO₂ and biogeochemical properties in the western north atlantic subtropical gyre, *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 48(8-9), 1507–1528, 2001.
- Bates, N. R., L. Merlivat, L. Beaumont, et C. A. Pequignet, Intercomparison of shipboard and moored carioca buoy seawater fCO₂ measurement in saragossa sea, *Marine Chemistry*., 72, 239–255, 2000.
- Berrit, G. R., Les eaux froides cotieres du Gabon a L'Angola sont-elles dues a un upwelling d'Ekman, *Cahier ORSTOM Séries Océnographie*, 14, 273–278, 1976.
- Bindoff, N. L., et al., *Observations : oceanic climate change and sea level*, pp. 385–432, Cambridge Univeristy Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.

- Boudallé-Badie, R., et A.-M. M. Treguier, A climatology of runoff for the global ocean-ice model., *Tech. rep.*, 2006.
- Bougeault, P., et P. Lacarrere, Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model, *Monthly Weather Review*, 117(8), 1872–1890, doi :10.1175/1520-0493(1989), 1989.
- Bourlès, B., *et al.*, THE PIRATA PROGRAM : History, Accomplishments, and Future Directions, *Bulletin of the American Meteorology Society*, 89, 1111–1125, 2008.
- Boutin, J., et L. Merlivat, New in situ estimates of carbon biological production rates in the southern ocean from carioca drifter measurements, *Geophysical Research Letters*, 36(L13608), 1–6, doi :10.1029/2009GL038307, 2009.
- Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, et D. Ludicone, Mixed layer depth over the global ocean : An examination of profile data and a profile-based climatology, *J. Geophys. Res.*, 109, C12,003, 2004.
- Canadell, J. G., *et al.*, Interactions of the carbon cycle, human activity, and the climate system : a research portfolio, *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 2010.
- Caniaux, G., et S. Planton, A three-dimensional ocean mesoscale simulation using data from the semaphore experiment : Mixed layer heat budget, *Journal of geophysical research*, 103(C11), 25,081–25, 1998.
- Caniaux, G., H. Giordani, J. L. Redelsperger, F. Guichard, E. Key, et M. Wade, Coupling between the atlantic cold tongue and the west african monsoon in boreal spring and summer, *Journal of Geophysical Research*, 116(C4), C04,003, 2011.
- CHANGE-IPCC, Climate change 2007 : the physical science basis. summary for policy makers, *Paris, IPPC*, 2007.
- Chavez, F. P., *et al.*, Biological and chemical consequences of the 1997-1998 el niño in central california waters, *Progress in Oceanography*, 54(1-4), 205–232, 2002.
- Chiang, J. C. H., Y. Kushnir, et A. Giannini, Deconstructing atlantic itcz variability : Influence of the local cross-equatorial sst gradient, and remote forcing from the eastern equatorial pacific, *J. Geophys. Res.*, 107(10.1029), 2002.
- Clarke, A. J., On the generation of the seasonal coastal upwelling in the Gulf of Guinea, *Journal of Geophysical Research*, 84(C7), 3743–3751, 1979.
- Dai, A. D., et K. E. Trenberth, Estimates of freshwater discharge from continents : Latitudinal and seasonnal variations, *Journal of hydrometeorology*, 3, 660–687, 2002.
- DeGrandpre, M. D., T. R. Hammar, et C. D. Wirick, Short-term pCO₂ and O₂ dynamics in California coastal waters, *Deep-Sea Research Part II*, 45(8-9), 1557–1575, 1998.
- Dickson, A., et F. Millero, A comparison of the equilibrium constants for the dissociation of carbonic acid in seawater media, *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 34, 1733–1743, 1987.

BIBLIOGRAPHIE

- Dickson, A. G., et C. Goyet, Handbook of methods for the analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in sea water, 1994.
- Dickson, A. G., C. Sabine, et J. R. Christian, *Guide to Best Practices for ocean CO₂ Measurements*, 191 pp., PICES Special publication 3, Canada, 2007.
- Dourado, M., et G. Caniaux, One-Dimensional modeling of the oceanic boundary layer using PIRATA data at 10°S, 10°W., *Revista Brasileira de Meteorologia*, 19, 2004.
- Dufour, P., et J. M. Stretta, Production primaire, biomasse du phytoplancton et du zooplancton dans l'Atlantique tropical sud, le long du méridien 4°W, *Ser. Océanogr*, 11, 419–429, 1973.
- Edmond, J. M., et J. Gieskes, On the calculation of the degree of saturation of sea water with respect to calcium carbonate under in situ conditions, *Geochimica et cosmochimica acta*, 34(12), 1261–1291, 1970.
- Egbert, G. D., et S. Y. Erofeeva, Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(2), 183–204, 2002.
- Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev, et J. B. Edson, Bulk parameterization of air-sea fluxes : Updates and verification for the coare algorithm, *Journal of Climate*, 16, 571–591, doi :fairall, 2003.
- Farge, M., Wavelet transform and their applications to turbulence, *Annuel Revue Fluid Mechanics*, 24, 395–457, 1992.
- Feely, R. A., T. Takahashi, R. Wanninkhof, M. J. McPhaden, C. E. Cosca, S. C. Sutherland, et M. E. Carr, Decadal variability of the air-sea CO₂ fluxes in the equatorial pacific ocean, *Journal of Geophysical Research*, 111(C8), C08S90, 2006.
- Feely, R. A., et al., Seasonal and interannual variability of CO₂ in the equatorial pacific, *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 49(13-14), 2443–2469, 2002.
- Fekete, B. M., C. J. Vörösmarty, et W. Grabs, Global, composite runoff fields based on observed river discharge and simulated water balances, report 22, *World Meteorological Organization–Global Runoff Data Center, Koblenz, Germany*, 1999.
- Fekete, B. M., C. J. Vörösmarty, et W. Grabs, High-resolution fields of global runoff combining observed river discharge and simulated water balances, *Global Biogeochemical Cycles*, 16(3), 1042, 2002.
- Ferry, N., et G. Reverdin, Sea surface salinity interannual variability in the western tropical Atlantic : An ocean general circulation model study, *Journal of geophysical research*, 109(C5), C05,026, 2004.
- Fichefet, T., et M. A. M. Maqueda, Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 102(C6), doi :fichefet, 1997.
- Fieux, M., et C. Andrie, *L'océan planétaire*, vol. 98, les presses de l'ensta ed., 421 pp., Broshé, 2010.

- Friedlingstein, P., et al., Update on CO₂ emissions, *Nature Geoscience*, 3(12), 811–812, 2010.
- Gaspar, P., Y. Grégoris, et J. M. Lefevre, A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing : Tests at station papa and long-term upper ocean study site, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 95(C9), 16,179–16,193, 1990.
- Geider, R., H. MacIntyre, et T. 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, *MEPS*, 148, 187–200, 1997.
- Geider, R., H. MacIntyre, et T. Kana, A dynamic regulatory model of phytoplanktonic acclimation to light, nutrients, and temperature, *Limnology and Oceanography*, 43, 679–694, 1998.
- González-Dávila, M., J. M. Santana-Casiano, M. J. Rueda, O. Llinás, et E. F. González-Dávila, Seasonal and interannual variability of sea-surface carbon dioxide species at the European Station for Time Series in the Ocean at the Canary Islands (ESTOC) between 1996 and 2000, *Global Biogeochemical Cycles*, 17(3), 1076, doi :10.1029/2002GB001993, 2003.
- Goyet, C., et E. T. Peltzer, Variation of CO₂ partial pressure in surface seawater in the equatorial pacific ocean, *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 44(9-10), 1611–1625, 1997.
- Grodsky, S. A., J. A. Carton, et C. R. McClain, Variability of upwelling and chlorophyll in the equatorial atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 35, 2008.
- Gruber, N., et al., Toward an integrated observing system for ocean carbon and biogeochemistry at a time of change, *Proceedings of OceanObs 09 : Sustained Ocean Observations and Information for Society*, Venice, Italy, 21-25 September 2009, 1, 8, 2010.
- Gu, G., et R. F. Adler, Interannual rainfall variability in the tropical atlantic region, *Journal of Geophysical Research*, 111(D2), D02,106, 2006.
- Guillou, J., et al., Mesure haute fréquence de pCO₂ en milieu côtier : Implantation dun capteur de type carioca sur la station dobservation marel iroise, in *Colloque AEI*, INSU-CNRS, Paris, 2004.
- Hardman-Mountford, N. J., et J. M. McGlade, Seasonal and interannual variability of oceanographic processes in the gulf of guinea : an investigation using avhrr sea surface temperature data., *International Journal of Remote Sensing*, 24, 3247–3268, doi : doi:10.1080/0143116021000021297, 2003.
- Hardman-Mountford, N. J., A. J. Richardson, J. J. Agenbag, E. Hagen, L. Nykjaer, F. A. Shillington, et C. Villacastin, Ocean climate of the South East Atlantic observed from satellite data and wind models, *Progress in Oceanography*, 59(2-3), 181–221, 2003.
- Hastenrath, S., et P. Lamb, On the dynamics and climatology of surface flow over the equatorial oceans, *Tellus*, 30(5), 436–448, 1978.
- Heinze, C., E. Maier-Reimer, et K. Winn, Glacial pCO₂ reduction by the world ocean : Experiments with the hamburg carbon cycle model, *Paleoceanography*, 6(4), 395–430, 1991.

BIBLIOGRAPHIE

- Herbland, A., Chlorophyll maximum in the eastern tropical Atlantic Ocean : description, ecology interpretation, *Océanographie tropicale*, 18(2), 295–318, 1983.
- Hisard, P., Variations saisonnières à l'équateur dans le golfe de Guinée, sér. *Océanogr*, 11, 349–359, 1973.
- Hood, E. M., et L. Merlivat, Annual to interannual variations of fCO₂ in the northwestern Mediterranean Sea : high frequency time series data from CARIOCA buoys (1995-1997), *Journal of Marine Research*, 59, 113–131, 2001.
- Hooker, S. B., et C. R. McClain, The calibration and validation of seawifs data, *Progress in Oceanography*, 45(3-4), 427–465, 2000.
- IPCC, C. C., The physical science basis, *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2007.
- Kantha, L. H., et C. A. Clayson, An improved mixed layer model for geophysical applications, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 99(C12), 25,235–25,266, 1994.
- Keeling, C. D., H. Brix, et N. Gruber, Seasonal and long-term dynamics of the upper ocean carbon cycle at station aloha near hawaii, *Global Biogeochemical Cycles*, 18(4), 2004.
- Key, R. M., et al., A global ocean carbon climatology : Results from global data analysis project (glodap), *Global Biogeochem. Cycles*, 18(4), 2004.
- Koffi, U., N. Lefèvre, G. Kouadio, et J. Boutin, Surface CO₂ parameters and air-sea CO₂ flux distribution in the eastern equatorial Atlantic., *J. Mar. Systems*, 2010.
- Kolmogorov, A. N., Equations of turbulent motion of an incompressible fluid, *Izvestia Akad. Nauk SSSR, Ser. Fiz.*, 6(1/2), 56–58, 1942.
- Kolodziejczyk, N., B. Bourlès, F. Marin, J. Grelet, et R. Chuchla, Seasonal variability of the Equatorial Undercurrent at 10°W as inferred from recent in situ observations, *Journal of Geophysical Research*, 114(C6), C06,014, 2009.
- Large, W., J. Mcwilliams, et S. Doney, Oceanic vertical mixing - a review and a model with a non local boundary-layer parametrization., *Rev Geophys*, 32(4), 363–403, 1994.
- Le Bouteiller, A., Environmental control of nitrate and ammonium uptake by phytoplankton in the Equatorial Atlantic Ocean, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 30, 167–179, 1986.
- Le Quéré, C., Trends in the land and ocean carbon uptake, *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 2010.
- Le Quéré, C., T. Takahashi, E. T. Buitenhuis, C. Rödenbeck, et S. C. Sutherland, Impact of climate change and variability on the global oceanic sink of CO₂, *Global Biogeochemical Cycles*, 24(4), GB4007, 2010.
- Le Quéré, C., et al., Trends in the sources and sinks of carbon dioxide, *Nature of Geoscience*, 2, 831–836, 2009.
- Lefèvre, N., J. P. Ciabini, G. Michard, B. Briest, M. Duchaffaut, et L. Merlivat, A new optical sensor for pCO₂ measurement, *Marine Chemistry.*, 42, 189–198, 1993.

- Lefèvre, N., G. Moore, J. Aiken, A. Watson, et D. Cooper, Variability of pCO₂ in tropical Atlantic in 1995, *Journal of Geophysical research*, 103, 5623–5634, 1998.
- Lefèvre, N., A. Taylor, et R. Geider, Modeling carbon to nitrogen and carbon to chlorophyll a ratios in the ocean at low latitudes : Evaluation of the role of physiological plasticity., *American society of limnology ans oceanography*, 48, 1796–1807, 2003.
- Lefèvre, N., A. Guillot, L. Beaumont, et T. Danguy, Variability of fCO₂ in the Eastern Tropical Atlantic from a moored buoy, *J. Geophys. Res.*, 113(C01015), 1–12, doi :10.1029/2007JC004146, 2008.
- Lefèvre, N., D. Diverres, et F. Gallois, Origin of CO₂ undersaturations in the western tropical Atlantic., *Tellus*, 2010.
- Leinweber, A., N. Gruber, H. Fenzel, G. E. Friedeich, et F. P. Chavez, Diurnal carbon cycling in the surface ocean and lower atmosphere of Santa Monica Bay, California, *Geophysical Research Letters*, 36(L08601), 1–5, doi :10.1029/2008GL037018, 2009.
- Lewis, E., et D. W. R. Wallace, Program developed for CO₂ system calculations, *Tech. rep.*, ORNL/CDIAC, US Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee, 1998.
- Liss, P. S., et L. Merlivat, *Air-sea gas exchange rates : Introduction and synthesis*, pp. 113–127, 1986.
- Longhurst, A. R., *A review of the oceanography of the Gulf of Guinea*, vol. 24, 663 pp., 1962.
- Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, et C. Levy, OPA8. 1 ocean general circulation model reference manual, *Tech. rep.*, 1998.
- Marin, F., G. Caniaux, B. Bourlès, H. Giordani, Y. Gouriou, et E. Key, Why Were Sea Surface Temperatures so Different in the Eastern Equatorial Atlantic in June 2005 and 2006 ?, *Journal of Physical Oceanography*, 39(6), 1416–1431, doi :10.1175/2008JPO4030.1, 2009.
- Marland, G., Uncertainties in accounting for CO₂ from fossil fuels, *Journal of Industrial Ecology*, 12(2), 136–139, 2008.
- McNeil, C. L., et L. Merlivat, The warm oceanic surface layer : Implications for CO₂ fluxes and surface gas measurements, *Geophysical Research Letters*, 23(24), 3575–3578, 1996.
- Mellor, G. L., et T. Yamada, A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31(7), 1791–1806, 1974.
- Merbach, C., C. H. Culberson, et J. E. Hawley, Measurements of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater of atmospheric pressure, *Limnology and oceanography*, 18, 897–907, 1973.
- Mercier, H., M. Arhan, et J. R. E. Lutjeharms, Upper-layer circulation in the eastern Equatorial and South Atlantic Ocean in January-March 1995, *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 50(7), 863–887, 2003.

BIBLIOGRAPHIE

- Merlivat, L., M. Davila, G. Caniaux, et J. Boutin, Mesoscale and diel to monthly variability of CO₂ and carbon fluxes at the ocean surface in the northeastern Atlantic, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 114, 1–17, 2009.
- Molinari, R. L., Observations of eastward currents in the tropical South Atlantic Ocean : 1978-1980, *J. Geophys. Res.*, 87(C12), 9707–9714, 1982.
- Molinari, R. L., Observations of near-surface currents and temperature in the central and western tropical Atlantic Ocean, *Journal of geophysical research*, 88(C7), 4433–4438, 1983.
- Molinari, R. L., S. L. Garzoli, E. J. Katz, D. E. Harrison, P. L. Richardson, et G. Reverdin, A synthesis of the first GARP Global Experiment (FGGE) in the equatorial Atlantic Ocean, *Progress in Oceanography*, 16(2), 91–112, 1986.
- Molines, J. M., B. Barnier, T. Penduff, L. Brodeau, A. M. Treguier, S. Theetten, et G. Madec, Definition of the interannual experiment ORCA025-G70, 1958-2004, *Tech. rep.*, doi : ORCA025, 2007.
- Molines, J. M., et al., Le modèle drakkar de la variabilité océanique globale, 1958-2004, *Tech. Rep.* 8, 2006.
- Moore, D., P. Hisard, J. McCreary, J. Merle, J. O'Brien, J. Picaut, J. M. Verstraete, et C. Wunsch, Equatorial adjustment in the eastern Atlantic, *Geophysical Research Letters*, 5(8), 637–640, 1978.
- Morozov, E. G., K. Trulsen, M. G. Velarde, et V. I. Vlasenko, Internal tides in the strait of gibraltar, *Journal of physical oceanography*, 32(11), 3193–3206, 2002.
- Oudot, C., J. Ternon, et J. Lecomte, Measurements of atmospheric and oceanic CO₂ in the tropical Atlantic : 10 years after the 1982-1984 FOCAL cruises, *Tellus*, 47B, 70–85, 1995.
- Paulson, C., et J. Simpson, Irradiance measurements in the upper ocean, *Journal of Physical Oceanography*, 7, 952–956, 1977.
- Pérez, V., E. Fernández, E. Marañón, P. Serret, et C. García-Soto, Seasonal and interannual variability of chlorophyll a and primary production in the Equatorial Atlantic : in situ and remote sensing observations, *Journal of plankton research*, 27(2), 189, 2005.
- Persson, P. O. G., J. E. Hare, C. W. Fairall, et W. D. Otto, Air-sea interaction processes in warm and cold sectors of extratropical cyclonic storms observed during fastex, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(607), 877–912, 2005.
- Peterson, R. G., et L. Stramma, Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, *Progress in Oceanography*, 26(1), 1–73, doi :stramma, 1991.
- Pfeil, B., A. Olsen, et D. C. E. Bakker, A uniform, quality controlled, Surface Ocean CO₂ Atlas (SOCAT). Earth System Science Data, 2011.
- Philander, S. G. H., The response of equatorial oceans to a relaxation of the trade winds, *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 176–189, 1981.
- Picaut, J., Propagation of the Seasonal Upwelling in the eastern Equatorial Atlantic, *Journal of Physical Oceanography*, 13, 1983.

- Raybaud, V., Modélisation de l'écosystème pélagique en mer Ligure. Application à la campagne DYNAPROC 2 (Sep-Oct 2004)., Ph.D. thesis, 2008.
- Revelle, R., et H. E. Suess, Carbon dioxide exchange between atmosphere and ocean and the question of an increase of atmospheric CO₂ during the past decades, *Tellus*, 9(1), 18–27, 1957.
- Robinson, C., P. Serret, G. Tilstone, E. Teira, M. V. Zubkov, A. P. Rees, et E. M. S. Woodward, Plankton respiration in the eastern Atlantic ocean, *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 49(5), 787–813, 2002.
- Sabine, C. L., *et al.*, The oceanic sink for anthropogenic CO₂., *Science*, 305(5682), 367–71, doi :10.1126/science.1097403, 2004.
- Schott, F. A., J. Fischer, et L. Stramma, Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic, *Journal of Physical Oceanography*, 28(10), 1904–1928, 1998.
- Shannon, L. V., J. J. Agenbag, et M. E. L. Buys, Large-and mesoscale features of the angola-benguela front, *South African Journal of Marine Science*, 5(1), 11–34, 1987.
- Shimada, A., T. Maruyama, et S. Miyachi, Vertical distributions and photosynthetic action spectre of two oceanic picophytoplankters, *prochlorococcus marinus* and *synechococcus* sp., *Marine Biology*, 127(1), 15–23, 1996.
- Siegenthaler, U., et J. L. Sarmiento, Atmospheric carbon dioxide and the ocean, *Nature*, 365(6442), 119–125, 1993.
- Siegenthaler, U., *et al.*, Stable carbon cycle-climate relationship during the late pleistocene., *Science*, 310(5752), 1313–7, doi :10.1126/science.1120130, 2005.
- Smith, S. D., Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds, *Journal of Physical Oceanography*, 10(5), 709–726, 1980.
- St. Laurent, L., et C. Garrett, The role of internal tides in mixing the deep ocean, *Journal of Physical Oceanography*, 32(10), 2882–2899, 2002.
- Starr, C., Atmospheric CO₂ residence time and the carbon cycle, *Energy*, 18(12), 1297–1310, 1993.
- Stramma, L., et F. Schott, The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean, *Deep-sea research II*, 46, 279–303, 1999.
- Sweeney, C., E. Gloor, A. R. Jacobson, R. M. Key, M. McKinley, J. L. Sarmiento, et R. Wanninkhof, Constraining global air-sea gas exchange for CO₂ with recent bomb ¹⁴C measurements, *Global Biogeochemical Cycles*, 21(GB2015), 1–10, doi :10.1029/2006GB002784., 2007.
- Takahashi, T., J. Olafsson, J. G. Goddard, D. W. Chipman, et S. C. Sutherland, Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans : A comparative study., *Global Biogeochemical Cycles*, 7(4), 843–878, 1993.

BIBLIOGRAPHIE

- Takahashi, T., T. T. Takahashi, S. C. Sutherland, et R. G. Williams, An Assessment of the Role of the North Atlantic as a CO₂ Sink [and Discussion], *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B : Biological Sciences*, 348(1324), 143, 1995.
- Takahashi, T., *et al.*, Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans, *Deep-Sea Research Part II*, 56(8-10), 554–577, doi :10.1016/j.dsr2.2008.12.009, 2009.
- Taylor, A. H., Latitudinal and seasonal variations in carbon dioxide and oxygen in the northeast Atlantic and the effects on *Emiliania huxley* and other phytoplankton., *Global Biogeochemical Cycles*, 9, 585–604, 1995.
- Taylor, A. H., A. J. Watson, M. Ainsworth, J. E. Robertson, et D. R. Turner, A modelling investigation of the role of phytoplankton in the balance of carbon at the surface of the North Atlantic, *Global Biogeochemical Cycles*, 5(2), 151–171, 1991.
- Taylor, K. E., Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *Journal of Geophysical Research*, 106(D7), 7183–7192, 2001.
- Torrence, C., et G. P. Compo, A practical guide to wavelet analysis, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1), 61–78, 1998.
- Tournadre, J. T., Level 3 rain products from dual frequency altimeters rain-alt products, *Tech. rep.*, 2005.
- Vangriesheim, A., C. Pierre, A. Aminot, N. Metzl, F. Baurand, et J. C. Caprais, The influence of Congo River discharges in the surface and deep layers of the Gulf of Guinea, *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 56(23), 2183–2196, 2009.
- Veldhuis, M. J. W., K. R. Timmermans, P. Croot, et B. van der Wagt, Picophytoplankton ; a comparative study of their biochemical composition and photosynthetic properties, *Journal of Sea Research*, 53(1-2), 7–24, 2005.
- Verstraete, J. M., Etude quantitative de l'upwelling sur le plateau continental ivoirien, *Documents Scientifiques du Centre de Recherches Océanographiques Abidjan*, 1(3), 1–17, 1970.
- Verstraete, J. M., The seasonal upwellings in the gulf of guinea, *Progress in oceanography*, 29(1), 1–60, 1992.
- Vialard, J., C. Menkes, J. P. Boulanger, P. Delecluse, E. Guilyardi, M. J. McPhaden, et G. Madec, A model study of oceanic mechanisms affecting equatorial pacific sea surface temperature during the 1997–98 el niño, *Journal of physical oceanography*, 2010.
- Voituriez, B., Equatorial upwelling in the eastern Atlantic : problems and paradoxes, *Coastal Upwelling, Coastal and Estuarine Sciences*, 1, 95, 1981.
- Voituriez, B., et A. Herblard, Etude de la production pélagique de la zone équatoriale de l'Atlantique à 40°W. Relations entre la structure hydrologique et la production primaire, *Cah ORSTOM. Sér Oceanogr*, 15, 313–331, 1977.
- Voituriez, B., A. Herblard, et R. Le Borgne, L'upwelling équatorial de l'Atlantique Est pendant l'Expérience Météorologique Mondiale (PEMG), *Oceanologica Acta*, 5(3), 301–314, 1982.

- Wade, M., G. Caniaux, Y. du Penhoat, M. Dengler, H. Giordani, et R. Hummels, A one-dimensional modeling study of the diurnal cycle in the equatorial Atlantic at the PIRATA buoys during the EGEE-3 campaign, *Ocean Dynamics*, pp. 1–20, 2010.
- Wang, X. J., M. Behrenfeld, R. L. Borgne, R. Murtugudde, et E. Boss, Regulation of phytoplankton carbon to chlorophyll ratio by light, nutrients and temperature in the equatorial pacific ocean : a basin-scale model, *Biogeosciences*, 6(3), 391–404, 2009.
- Wanninkhof, R., Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 97(C5), 7373–7382, 1992.
- Weill, A., *et al.*, Toward a better determination of turbulent air-sea fluxes from several experiments, *Journal of Climate*, 16(4), 600–618, 2003.
- Weiss, R. F., CO₂ in water and seawater : The solubility of a non ideal gas, *Marine Chemistry.*, 2, 203–215, 1974.
- Weiss, R. F., R. A. Jahnke, et C. D. Keeling, Seasonal effects of temperature and salinity on the partial pressure of CO₂ in seawater, *Nature*, 300, 511–513, 1982.
- Wienders, N., M. Arhan, et H. Mercier, Circulation at the western boundary of the South and Equatorial Atlantic : Exchanges with the ocean interior, *Journal of marine research*, 58(6), 1007–1039, 2000.
- Wooster, W. S., A. Bakun, et D. R. McLain, The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic, *J. mar. Res*, 34(2), 131–141, 1976.
- Xie, P., et P. A. Arkin, Global precipitation : A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(11), 2539–2558, 1997.
- Yu, L., Global variations in oceanic evaporation (1958–2005) : The role of the changing wind speed, *Journal of Climate*, 20, 5376 :5390, 2007.

Acronymes

Les courants

SEC Courant Equatorial Sud	19
NECC Contre Courant Equatorial Nord	20
SECC Contre Courant Equatorial sud	19
EUC Sous Courant Equatorial	17
GC Courant Guinéen	
NEUC Sous Courant Equatorial Nord	17
EUC Sous Courant Equatorial	17
SEUC Sous Courant Equatorial Sud	17
NBC Courant Nord Brésilien	19

Les paramètres

Chl chlorophylle	40
DIC carbone inorganique dissous	9
NCP production nette communautaire	39
SST température de surface de mer	16
SSS salinité de surface de mer	35
FCO₂ flux air-mer de CO ₂	35
CO₂ dioxyde de carbone	6
fCO₂ fugacité du CO ₂	9
pCO₂ pression partielle de CO ₂	10
NO₃ Nitrate	38
TA Alcalinité	10
CaCO₃ carbonate de calcium	6

Données et Organismes

NASA National Aeronautics and Space Administration	40
TRMM Tropical Rainfall Measuring Mission	40
TMI TRMM microwave imager	40
NASDA National Space Development Agency of Japan	40

BATS Bermuda Atlantic Time-Series	14
HOT Hawaii Ocean Time-Series	14
ESTOC European Station for Time Series in the Ocean and the Canary Islands	14
OSC Orbital Sciences Corporation	40
EGEE Etude de la circulation océanique et de sa variabilité dans le golfe de GuinEE ..	36
AMMA Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine	36
ATLAS Autonomous Temperature Line System	32
PIRATA Prediction and (Pilot avant 2008) Research moored Array in the Tropical Atlantic 32	
TAO Tropical Atmosphere Ocean	33

Table des figures

I.1	<i>Le cycle du carbone depuis les années 1990. Les principaux flux annuels sont exprimés en GtC.an⁻¹. Les flux préindustriels sont en noir et les flux considérés comme liés à l'homme sont en rouge [IPCC, 2007].</i>	7
I.2	<i>Trois principales pompes de carbone gouvernent la régulation du carbone atmosphérique naturel dans l'océan : la pompe de solubilité, la pompe de carbone organique et la contre pompe ([IPCC, 2007] d'après Heinze et al. [1991]).</i>	11
I.3	<i>Répartition spatiale sur tout le globe des flux air-mer de CO₂ [Takahashi et al., 2009].</i>	13
I.4	<i>Position des stations de mesures du carbone dans l'océan. IOCCP, October 2009, http://ioc3.unesco.org/ioccp/hydrography/NewglobalMap.html.</i>	15
I.5	<i>Evolution des cellules d'Hadley de part et d'autre de l'équateur (d'après http://www.educnet.education.fr)</i>	16
I.6	<i>Représentation schématique des principaux courants de surface et de subsurface entre 0 et 100 m au printemps et automne boréal avec les acronymes anglais d'après [Stramma et Schott, 1999]. En surface (trait continu) : Contre Courant Equatorial Nord (NECC), Courant Guinéen (GC), Courant Equatorial Sud (SEC) avec les branches nord (nSEC), équatorial (eSEC), central (cSEC) and sud (sSEC) ; en subsurface (trait pointillé) : Sous Courant Equatorial Nord (NEUC), Sous Courant Equatorial (EUC), Sous Courant Equatorial Sud (SEUC), Contre Courant Equatorial sud (SECC), le sous courant du Gabon-Congo (GCUC), Angola gyre (AG), Angola dome (AD) et le courant d'Angola (AC). Le carré noir correspond à la position de la bouée à 6°S, 10°W. Les courants en rouge correspondent aux courants vers l'Est et en bleu vers l'Ouest. ABF désigne le front Angola-Benguela.</i>	18
I.7	<i>Carte de température de surface de la mer pendant la période d'upwelling. a. 6/06/2007 déclenchement de l'upwelling équatorial et de l'upwelling sur la côte est (indiqués par les cercles noirs). b. 21/06/2007 extension et rapprochement des eaux des deux upwellings. c. 8/07/2007 Extension de la langue d'eau froide vers le sud et "apparition" de l'upwelling côtier au nord (cercle noir) (Données SST satellite -TMI AMSR). Le carré correspond à la position de la bouée à 6°S, 10 °W et la couleur correspond à la température mesurée sur la bouée.</i>	21
I.8	<i>Carte mensuelle de chlorophylle satellitaire pendant la période d'upwelling. a. Juin : déclenchement de l'upwelling équatorial . b. Juillet : extension de l'upwelling vers le sud. c. Août : extension de la langue d'eau froide vers le sud (http://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/MODISA). Le carré correspond à la position de la bouée à 6°S, 10 °W.</i>	24

I.9	<i>a.) Distribution de la pCO_2 pendant la campagne FOCAL à 3 longitudes ($4^\circ W$, $22^\circ W$, $35^\circ W$) en fonction du temps. b. 1) La fCO_2 en fonction de la latitude et b.2) le flux de CO_2 pendant la campagne FOCAL (1984) et CITHER (1994) à $35^\circ W$ et $4^\circ W$ Andrié et al. [1986]; Oudot et al. [1995].</i>	25
I.10	<i>Carte issue de la climatologie annuelle [Key et al., 2004] pour DIC(a) et TA (b) et de [Takahashi et al., 2009] pour la pCO_2 (c). pCO_2 calculée correspond aux pCO_2 calculée à partir du DIC et de la TA de la climatologie avec le programme de [Lewis et Wallace, 1998].</i>	27
II.1	Les bouées ATLAS du réseau initial sont représentées par des carrés bleus. Les trois bouées ATLAS de l'extension Sud-Ouest sont représentées par les triangles bleus, et les quatre bouées ATLAS de l'extension Nord-Est sont représentées par des triangles jaunes. L'extension Sud-Est, proposée par l'Afrique du Sud (site pilote), est représentée par le cercle vert mais est inactive depuis juin 2007. Les bouées ATLAS représentées par des carrés oranges sont équipées de baromètres et radiomètres ondes-longues. Deux mouillages courantométriques sont également maintenus à $23^\circ W$ -équateur (PIRATA-international) et à $10^\circ W$ -équateur (PIRATA-France, installés initialement en relation avec les programmes EGEE/AMMA et TACE/CLIVAR). <i>Source : http://www.pmel.noaa.gov/pirata/pir_implement.html</i>	32
II.2	Bouée PIRATA avec capteur CARIOCA (en bas à droite) et l'électronique du capteur sur le portique de la bouée (en haut à gauche). En haut du portique, se trouvent les instruments météorologiques. (<i>Photos prises pendant la campagne PIRATA FR 20 G.Parard, J.Grelet</i>).	34
II.3	Illustration du fonctionnement d'un flotteur Argo (source : http://www.coriolis.eu.org).	39
II.4	<i>Exemple d'une série temporelle ($x(t)$). a. La série temporelle $x(t)$ construite pour l'exemple. b. Le spectre d'énergie en ondelette de $x(t)$(c). utilisant l'ondelette de Morlet. Les contours continus noirs correspondent aux régions pour lesquelles l'intervalle de confiance est meilleur que 95 %. Le trait pointillé noir correspond au cône de confiance où les effets de bord deviennent importants. c. L'énergie moyenne du spectre global (trait continu) avec les 95 % de confiance indiqué par le trait en pointillé.</i>	42
II.5	<i>Relation géométrique entre R, E' et σ_s et σ_d respectivement pour les simulations et les données (gauche) et sa mise en situation sur un diagramme de Taylor (droite) [Raybaud, 2008].</i>	46
III.1	<i>Ondelettes pour la variabilité de DIC au cours de 2006, 2007, 2008, 2009 et spectre en énergie pour chacune des années. Le trait mauve correspond à la série temporelle de DIC. A droite, l'énergie moyenne du spectre global (trait continu) avec les 95 % de confiance indiqué par le trait en pointillé.</i>	62
IV.1	<i>Evolution du DIC, du fCO_2, de la SST et de la SSS pendant la période "physique" (novembre-décembre 2006) mesurés sur la bouée $6^\circ S$, $10^\circ W$</i>	81
IV.2	<i>Evolution du DIC, du fCO_2, de la SST et de la SSS pendant la période "biologique" (septembre 2006) mesurés sur la bouée $6^\circ S$, $10^\circ W$.</i>	81

TABLE DES FIGURES

IV.3 Illustration de la SST calculée avec les 5 paramétrisations différentes : Anderson [1993], Fairall et al. [2003], Persson et al. [2005], Smith [1980] et ECUME.	82
IV.4 Profil CTD descendant (bleu) et ascendant (vert) pour la température (a), la salinité (b) et la densité (c).	85
IV.5 Profils DIC et TA ascendants ajustés à partir des erreurs sur les mesures de $3 \mu\text{mol}.\text{kg}^{-1}$ et ajustés à la profondeur de couche de mélange mesurée pendant E4d.	86
IV.6 Valeurs mensuelles de la concentration en chlorophylle d'après les mesures du satellite SeaWiFS à $6^\circ\text{S}, 10^\circ\text{W}$, http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/seadas/ .	87
IV.7 Profils initiaux utilisés pour les différentes simulations.	88
IV.8 Evolution du flux non solaire (F_{nsol}), du flux solaire (F_{sol}) et du vent pendant la période "physique" du 23/11/2006 au 7/12/2006.	90
IV.9 Evolution de la SST, de la $f\text{CO}_2$, du DIC simulés et mesurés et de la profondeur de couche de mélange (CM) estimée par le modèle entre le 23/11 à 22h00 et 7/12/2006 à 00h00 pour le profil E4d.	91
IV.10 Evolution du profil de température simulé à 11h00 entre le 23/11 et le 7/12 de 0 à 60 m.	92
IV.11 Evolution du profil de température simulé pendant la journée du 30/09 à 0h, 6h, 12h, 18h et 23h.	92
IV.12 Evolution temporelle de la température, salinité et densité simulées et mesurées à 1 m, 20 m et 40 m.	93
IV.13 Evolution des profils de température simulés (continu) et mesurés (pointillés) par des profileurs ARGO dans la zone pendant la période "physique". Les profileurs ARGO ont été choisis pour être le plus proche géographiquement et temporellement de la bouée.	94
IV.14 Evolution du courant simulé entre 0-200 m au cours de la période "physique", U correspond à la composante zonale et V la composante mériidienne. $U>0$ vers l'est et $V>0$ vers le nord.	95
IV.15 Evolution de la concentration en NO_3 et du DIC pour différents réglages du courant, de la concentration en chlorophylle et en NO_3 , la courbe bleue (REF) correspond à la simulation de référence (courant E4, NO_3 initiale et concentration en chlorophylle égale à $0,2 \text{ mg}.\text{m}^{-3}$)	96
IV.16 Evolution temporelle du flux non solaire (F_{nsol} en $\text{W}.\text{m}^{-2}$), du flux solaire (F_{sol} en $\text{W}.\text{m}^{-2}$) et de la vitesse de vent ($\text{m}.\text{s}^{-1}$).	99
IV.17 Evolution de la SST, du $f\text{CO}_2$ du DIC simulés et mesurés et évolution de la profondeur de couche de mélange estimée par le modèle.	100
IV.18 Evolution de température et de salinité simulées et mesurées pendant la période "biologique" à 1m, 20 m et 40 m. En bas, évolution de la température de $23,5^\circ\text{C}$ à 24°C sur la même période.	101
IV.19 Evolution de la concentration en chlorophylle et en NO_3 simulés avec une concentration de chlorophylle et nitrate initiale respective de $0,3 \text{ mg}.\text{m}^{-3}$ et $0,6 \mu\text{mol}.\text{L}^{-1}$.	102
IV.20 Evolution de la température, de la salinité et de la densité mesurée à 1 m, 20 m et 40 m sur le mois de septembre 2006.	103
IV.21 Evolution du DIC entre le 7 et le 30/09 et anomalies de température entre 1 et 180 m.	104
IV.22 Spectre de la température à 80 m.	104

TABLE DES FIGURES

V.1	<i>Evolution de a.) fCO_2, b.) SST, c.) SSS, d.)DIC et e.)DIC à salinité constante (36) sur la bouée $6^\circ S$, $10^\circ W$.</i>	110
V.2	<i>SSS simulée (vert) et mesurée (bleu) : a. de janvier à décembre 2003, b. de janvier à décembre 2007 et SST simulée (vert) et mesurée (bleu) c. 2003 et d. 2007 à la bouées à $6^\circ S$, $10^\circ W$.</i>	112
V.3	<i>Evolution de la SST (haut) et SSS (bas) simulée (vert) et mesurée (bleu) entre juin 2006 et Juin 2007 sur la bouée PIRATA a $6^\circ S$, $8^\circ E$.</i>	113
V.4	<i>Salinité à la surface de la mer simulée en fonction de la salinité mesurée par les profileurs Argo. Les salinités simulées sont des moyennes mensuelles colocalisées en latitudes et longitudes avec les profileurs ARGO à plus ou moins $0,2^\circ$. Les profileurs ARGO ont un facteur qualité de 1 et une profondeur égale à 5m. Le code couleur désigne des zones géographiques (voir texte) : bleu : NE; bleu clair : NO; jaune : SE; rouge : SO.</i>	114
V.5	<i>La SSS dans le modèle représentée par les isohalines, les points de couleur représentent la SSS mesurée par les profileurs ARGO pour avril 2007 (haut) et octobre 2007 (bas). L'étoile bleue représente la position de la bouée à $6^\circ S$ $10^\circ W$.</i>	116
V.6	<i>a.) SSS mesurée sur le trajet proche de la bouée du bateau marchand Nokwanda entre 30/05 et le 27/06/2007. b.) SSS simulée sur le même trajet du bateau marchand Nokwanda entre 10/05 et le 8/06 correspondant aux dates du modèle par rapport à l'évolution de la zone déssalée.</i>	117
V.7	<i>a.) Terme d'advection verticale b.) Termes de diffusion latérale et verticale c.) Termes d'advection zonale et méridienne d.) Résidu de la variation de la SSS lorsqu'on enlève les termes d'advection en 2007 dans le modèle.</i>	119
V.8	<i>Carte de SSS et des courants de surface dans l'Atlantique Est, a.) février 2007, b.) mars 2007, c.) mai 2007 et d.) juillet 2007.</i>	121
V.9	<i>Carte de SSS et de courant dans l'Atlantique Est, a. février 2003, b.) mars 2003, c. mai 2003 et d.) juillet 2003.</i>	122
V.10	<i>Evolution de la salinité et de la température dans la couche de mélange du modèle 2007 en fonction du temps et de la latitude. a.) salinité à $6^\circ S$, b.) salinité à $10^\circ W$ c.) température à $6^\circ S$ et d.) température à $10^\circ W$. La ligne en pointillés noirs correspond à la position de la bouée. Le rectangle noir correspond à des eaux chaudes ayant une faible salinité.</i>	124
V.11	<i>Taux de pluie mensuel pour 2007 pour les produits de pluie CMAP, GPCP, Tournadre, TMI et 2006 pour Tournadre. Il n'y a pas de donnée disponible à partir de juillet 2007 pour le produit de pluie Tournadre.</i>	125
V.12	<i>Evolution du débit mensuel de fleuve du Congo (violet) et de la moyenne des autres fleuve (bleu)</i>	127
V.13	<i>a) mesures de SSS et b) et de DIC entre le 01/01 et le 15/05/2007 sur la bouée c) DIC en fonction de la SSS et d) SST en fonction de la SSS sur les mesures.</i>	128
V.14	<i>a., c) SSS et b., d.) fCO_2 le long du trajet d'un navire marchand a.,b.) en avril 2006 et c.,d.) en décembre 2005.</i>	130
V.15	<i>SST du 25/05/2007 à 3 jours (données satellite TMI-AMSR)</i>	132
V.16	<i>DIC mensuel moyené entre 2006 et 2009 à la bouée $6^\circ S$, $10^\circ W$ entre janvier et décembre. DIC mensuel simulé par le modèle NEMO PISCES entre janvier et décembre 2001.</i>	133

TABLE DES FIGURES

1	<i>Cartes mensuelle de pCO_2 issue de la climatologie de Takahashi et al. [2009] a. février, b. mai, c. août, d. novembre.</i>	139
2	<i>Schema résumant les processus dominants qui influencent la variabilité du DIC au cours d'une année à $6^\circ S$, $10^\circ W$.</i>	141
3	<i>Distribution spatiale SSS déduite des mesures SMOS entre le 11 et le 20 avril 2010; pour plus d'informations voir http://www.salinityremotesensing.ifremer.fr Le point violet correspond à la position de la bouée.</i>	143
B.1	<i>Diagrammes de Taylor pour la période "physique" du 23 novembre au 6 décembre 2006. Différences entre les différentes simulations et les données (BUOY), pour la SST (gauche), fCO_2 (droite) et DIC (bas). Initialisation avec le profil E4d en bleu et vieilli (bleu clair) E4a en rouge et vieilli en orange. Pas de modification(+), Mélange diapycnal (MD) (x), courants initialisés (>) et forcés (★), courant nul forcé (◊), MD et courants initialisés (★) et forcés (*), MD et courant nul forcé (□). Le triangle noir en bas des figure correspond aux données.</i>	158
B.2	<i>Evolution du courant au cours de la simulation lorsqu'il est forcé (figure à droite) ou non (figure à gauche) dans le modèle.</i>	159
B.3	<i>Evolution de la température, de la profondeur de couche de mélange et de la salinité (données (noir), simulation avec le rappel du courant (bleu),sans le rappel du courant (rouge).</i>	160
B.4	<i>Evolution de la température, de la profondeur de couche de mélange et du DIC et du fCO_2 avec trois initialisations différentes.</i>	161
B.5	<i>Diagrammes de Taylor pour la période "biologique" du 16 au 20 septembre 2006. Différences entre les différentes simulations et les données (BUOY), pour la SST. Initialisation avec le profil E4d en bleu et vieilli (bleu clair) E4a en rouge et vieilli en orange E2 en vert et vieilli (vert clair). Pas de modification (+), Mélange diapycnal (MD) (x), courant initialisé (>) et forcés (★), courant nul forcé (◊), MD et courant initialisé (★) et forcés (*), MD et courant nul forcé (□). Le triangle noir en bas des figures correspond aux données gauche).</i>	163
B.6	<i>Diagrammes de Taylor pour la période "biologique" du 16 au 20 septembre 2006. Différences entre les différentes simulations et les données (BUOY), pour le DIC (gauche) et la fCO_2 (droite). Initialisation avec le profil E4d en bleu et vieilli (bleu clair) E4a en rouge et vieilli en orange E2 en vert et vieilli (vert clair). courant initialisé et forcés (★), courant nul forcé (◊), MD et courant initialisé forcés (*), MD et courant nul forcé (□). Le triangle noir en bas des figures correspond aux données gauche).</i>	164
C.1	<i>Effet de la concentration de profil initial de chlorophylle soit 0,2 (bleu) ou 0,4 $mg.m^{-3}$ (rouge).</i>	169
C.2	<i>Evolution au cours du temps des paramètres du CO_2, fCO_2, DIC, NO_3 et Chlorophylle, influencés par les deux types de courant disponibles.</i>	170
C.3	<i>Evolution de la production et de la consommation de nitrate en faisant varier les courants initiaux.</i>	170
C.4	<i>Impact de l'évolution de la concentration de nitrate au cours du temps sur l'évolution du DIC</i>	171

TABLE DES FIGURES

C.5	<i>Evolution de la consommation de NO_3 dans la couche de mélange (haut : cas 1, milieu : cas 3 et bas : cas 2).</i>	172
C.6	<i>Evolution de la production de NO_3 dans la couche de mélange (haut : cas 1, milieu : cas 3 et bas : cas 2).</i>	173
C.7	<i>Diagrammes de Taylor pour la période du 16 au 20 septembre 2006. Différences entre les différentes simulations et les données (BUOY), pour le DIC (gauche) et fCO_2 (droite).</i>	176
C.8	<i>Evolution de la fCO_2, du DIC, des NO_3 et de la chlorophylle.</i>	177
D.1	<i>Trajectoires des flotteurs de surface dérivants entre Janvier à décembre 2007, le code couleur représente le nombre des jours écoulés depuis le 01/01/2007. L'étoile bleue représente la position de la bouée.</i>	180
D.2	<i>Trajectoires des flotteurs de surface dérivants entre Janvier à mai 2004, le code couleur représente le nombre des jours écoulés depuis le 01/01/2004. L'étoile bleue représente la position de la bouée.</i>	181
D.3	<i>Trajectoire du Drifter 34394 entre août 2002 et 2003. Le code couleur représente le nombre des jours écoulés depuis le 01/01/2003. L'étoile bleue représente la position de la bouée.</i>	182
D.4	<i>Salinité et sourant de surface dans le modèle pour l'année 2003. a.) 06/02/2003 b.) 15/02/2003/ c.) 06/03/2003 et d.) 22/03/2003.</i>	184
D.5	<i>Trajectoire du 36398 entre le 11/03/2003 et le 31/12/2003 (gauche) et du 36397 entre le 10/02/2003 et le 31/12/2003 (droite). Le code couleur représente le nombre des jours écoulés depuis le 01/01/2003. L'étoile bleue représente la position de la bouée.</i>	185
E.1	<i>Evolution temporelle à $6^\circ S, 10^\circ W$ de la salinité entre 0 et 120 m a.) simulée c.) mesurée (moyenne journalière). Evolution temporelle de la température entre 0 et 180 m b.) simulée d.) mesurée (moyenne journalière).</i>	188
E.2	<i>Evolution temporelle à $6^\circ S, 10^\circ W$ de la salinité entre 0 m et 120 m a.) simulée pour les même profondeur que les mesures (1 m, 20 m, 40 m et 120m) c.) mesurée (moyenne journalière). Evolution temporelle de la température entre 0 et 180 m b.) simulée pour les même profondeurs que les mesures (1 m, 20 m, 40 m, 80 m, 100 m et 120m) d.) mesurée (moyenne journalière). Les traits blancs correspondent à des fichiers manquants.</i>	189
E.3	<i>Anomalies de température a.) mesurée b.) simulée à $6^\circ S, 10^\circ W$ entre le 1/01/2007 et le 14/12/2007</i>	190
E.4	<i>Température et salinité de surface simulées (vert) et mesurées (bleu) pour a.,b.) $0^\circ N, 10^\circ W$ respectivement 2003 et 2007 c.,d.) $10^\circ S, 10^\circ W$ respectivement 2003 et 2007 et e.) $0^\circ S, 0^\circ W$ pour 2003</i>	191