

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

المعهد الوطني لعلوم البحر و قهينة الساحل

Institut National des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral

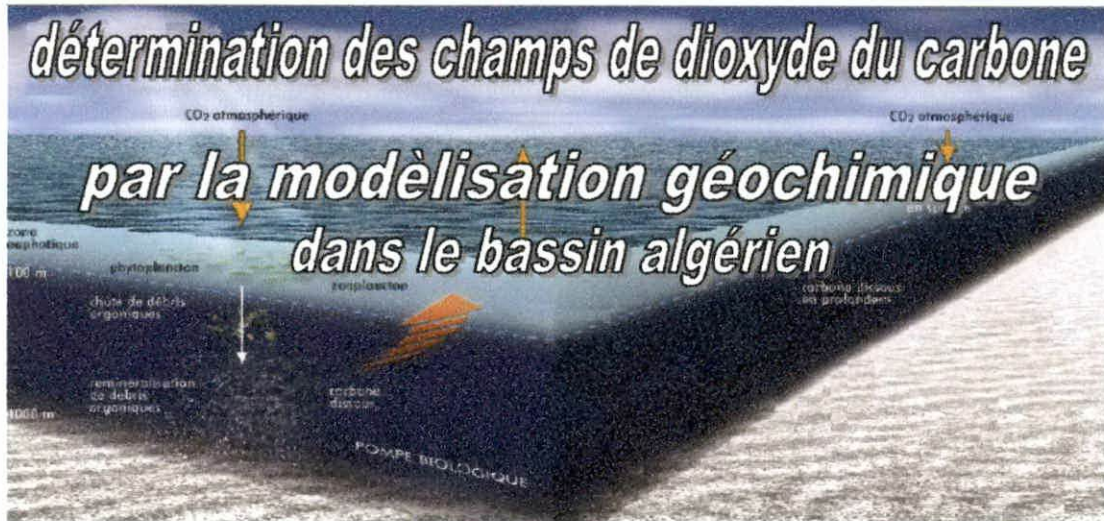


Mémoire de fin d'études

Pour l'obtention du diplôme d'ingénieur en sciences de la mer

Option : Environnement marin

Thème :



Réalisé par :

Rafik Bouaboud

Soutenu le devant le jury :

Président	: M <sup>r</sup> B. HAMDI	Professeur
Examineur	: M <sup>r</sup> S. GRIMES	M.A.C.C
Examineur	: M <sup>me</sup> H.S. KORICHI	M.A.C.C
Encadreur	: M <sup>me</sup> F. LOUANCHI	MC

Promotion 2007

## Remerciements

*Je tiens, tout d'abord, à remercier Madame Ferial LOUANCHI, qui a encadré ce travail, pour sa disponibilité, son aide, ses conseils, ses recommandations et ses réponses aux questions que j'ai pu lui poser.*

*Comme je voudrais remercier également tous les membres du jury; Monsieur HAMDI d'avoir accepté de présider le jury de ma soutenance, Madame KORICHI et Monsieur GRIMES de nous avoir honorés par leur présence, d'avoir accepté d'examiner ce travail et dont les critiques me serviront sûrement de conseils pour l'avenir.*

*Ce modeste travail n'a pas été réalisé s'il n'y avait pas la participation de mes professeurs. Grâce à eux, j'ai pu trouver mon chemin ; je tiens aussi à remercier l'ensemble du personnel de la bibliothèque de l'ISMAL pour leur aide précieuse en ce qui concerne la récolte des informations et sans oublier mes parents qui étaient et qui seront toujours à mes côtés ainsi que mes amis et ma grande famille qu'elle soit professionnelle ou bien personnelle.*

*Rafik*

# SOMMAIRE

# Détermination des champs de dioxyde du carbone par la modélisation géochimique dans le bassin algérien

## SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I : GÉNÉRALITÉS.....	2
I.1) LE DIOXYDE DU CARBONE DANS L'OCEAN.....	2
I.1.1) Le système des carbonates.....	2
I.1.2) processus de variation du carbone dans l'eau.....	4
a) Effets thermodynamiques.....	4
b) Effet biologique.....	4
c) Le mélange et transport.....	6
d) Les échanges air-mer de CO <sub>2</sub> .....	6
I.1.3) le cycle du carbone océanique .....	7
I.2) LA PERTURBATION ANTHROPIQUE.....	9
I.2.1) L'augmentation du CO <sub>2</sub> dans l'air.....	9
I.2.2) Les conséquences de l'augmentation de CO <sub>2</sub> dans l'air.....	9
- Sources et puits de CO <sub>2</sub> .....	10
- Cycle global perturbé du carbone.....	10
I.3) LE CARBONE EN MEDITERRANEE .....	11
CHAPITRE II : MATERIELS ET MÉTHODES .....	12
II.1) présentation de la zone d'étude.....	12
II.2) MATERIELS.....	13

## Détermination des champs de dioxyde du carbone par la modélisation géochimique dans le bassin algérien

II.2.1) Description du modèle utilisé.....	13
II.2.1.1) L'estimation des différents processus de variation de $f\text{CO}_2$ .....	15
II.2.1.1 a) Effets biologiques.....	15
II.2.1.1 b) Effets du mélange.....	18
II.2.1.1 c) Effets d'échange air-mer.....	18
II.2.1.1 d) Effets thermodynamiques.....	19
II.2.2) La base de données.....	19
II.2.2.1) Les données climatologiques du bassin Algérien .....	19
II.2.2.2) Données de vitesse des vents .....	20
II.2.2.3) Les données de Chlorophylle et flux solaire.....	21
II.3) METHODES.....	21
II.3.1) Calcul des données en AT et $\text{TCO}_2$ .....	21
II.3.2) Estimation de la profondeur de la couche de mélange océanique CMO.....	22
II.3.3) Les simulations effectuées.....	22
II.3.4) Présentation des contraintes.....	24
CHAPITRE III : RÉSULTATS ET INTERPRÉTATION.....	26
III.1) Validation.....	26
III.1.1) Résultats en Phosphates ( $\text{PO}_4^{3-}$ ) pour la simulation A ou (B).....	26
III.1.2) Résultats en Oxygène dissous ( $\text{O}_2$ ) pour les simulations A (ou B) et C (ou D)...	28
III.1.3) Analyse des résultats en $\text{PO}_4$ .....	31
III.1.4) Analyse des résultats en $\text{O}_2$ dissous.....	32
III.2) résultats en, TC et AT $\text{pCO}_2$ .....	32

# **Détermination des champs de dioxyde du carbone par la modélisation géochimique dans le bassin algérien**

<b>III.2.1) résultats pour la simulation A et B.....</b>	<b>32</b>
<b>III.2.1.1) Analyse des processus en pCO<sub>2</sub> et T.....</b>	<b>38</b>
<b>III.2.2) résultats pour la simulation C et D .....</b>	<b>41</b>
<b>III.3) Flux annuel en CO<sub>2</sub> et O<sub>2</sub>.....</b>	<b>46</b>
<b>III.3.1) Flux en O<sub>2</sub>.....</b>	<b>46</b>
<b>III.4) Estimation moyenne du carbone anthropique dans le bassin algérien.....</b>	<b>47</b>
<b>CONCLUSION GÉNÉRALE.....</b>	<b>48</b>

## **ANNEXES**

# INTRODUCTION

## INTRODUCTION

Le dioxyde de carbone est le principal gaz responsable de l'effet de serre anthropique, son augmentation dans l'atmosphère n'a pas cessé depuis la révolution industrielle en 1750, et depuis, diverses recherches s'intéressent à mesurer l'amplitude de ses effets et leurs influences sur les autres réservoirs du carbone, ainsi que les conséquences engendrées au sein de chaque compartiment.

Dans ce travail on se fixe les objectifs suivants:

- Premièrement, décrire les échanges de dioxyde de carbone entre l'air et la mer.

- En deuxième lieu, comprendre les processus physiques, chimiques et biologiques qui gouvernent les échanges de dioxyde du carbone entre l'atmosphère et l'océan, et entre les eaux de surface et les eaux profondes ainsi que l'évolution de ces échanges et des paramètres mis en jeu, dans l'espace de l'Extrême-Ouest à l'Extrême-Est du bassin algérien de la Méditerranée, et dans le temps (d'une saison à l'autre) face à l'accroissement du dioxyde de carbone atmosphérique.

- Finalement, connaître plus précisément les flux de carbone entrants ou sortant dans les eaux du bassin algérien méditerranéennes.

Pour réaliser l'ensemble de ces objectifs on ne dispose pas de données concernant le dioxyde du carbone dans le bassin algérien, et pour ce faire on fait appel à la modélisation géochimique tout en prenant les mesures indispensables.

Ce travail est présenté de la façon suivante:

Une petite introduction pour présenter les objectifs visés dans cette étude.

Dans le premier chapitre qui porte sur les généralités, nous allons essayer de faire un rappel sur le cycle du carbone et les processus qui gouvernent ses variations dans l'eau.

Dans le deuxième chapitre "matériels et méthodes", nous présenterons les outils de cette étude notamment le modèle utilisé.

Le troisième chapitre portera sur la validation du modèle et l'interprétation des résultats.

Une dernière partie est consacrée pour les conclusions générales.

# CHAPITRE I: GÉNÉRALITÉ

**I) GÉNÉRALITÉS****I.1) LE DIOXYDE DU CARBONE DANS L'OCEAN**

Dans l'océan le carbone est composé principalement d'une part du carbone organique contenu dans la biomasse des êtres vivants, et d'autre part du carbone minéral contenu dans les bicarbonates ou dans les sédiments carbonatés.

Les organismes vivants des eaux marines ne représentent qu'une petite partie du carbone qu'on y rencontre.

La plus grande partie est présente sous forme soluble : le CO<sub>2</sub> dissous, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (bicarbonates) et CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> (carbonates)

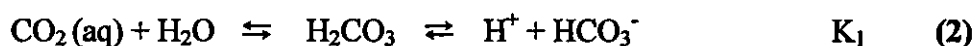
Les eaux superficielles = 700 Pg de carbone (1Pg = 10<sup>15</sup> g)

Les eaux profondes = 38.000 Pg de carbone

En terme de pourcentage le carbone inorganique dans l'océan se présente essentiellement à l'état de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (environ 90%), CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> (9%), CO<sub>2</sub> dissous et l'acide carbonique (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) constituent les (1%) restants.

**I.1.1) Le système des carbonates**

L'équilibre entre différentes formes de carbone inorganique, de point de vue thermodynamique se traduit par les réactions suivantes :



Ces équilibres obéissent aux lois de la thermodynamique, et sont définis par les constantes d'équilibre thermodynamiques K<sub>0</sub>, K<sub>1</sub> et K<sub>2</sub>

Les ions CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> peuvent précipiter pour former des carbonates de calcium selon la réaction:



Comme il est difficile de distinguer entre la forme H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> et CO<sub>2</sub> (aq), vue sa concentration négligeable, on se réfère plutôt à la somme (Bégovic *et al.*, 2001)

$$[\text{CO}_2\text{T}] = [\text{CO}_2(\text{aq})] + [\text{H}_2\text{CO}_3] \quad (1)$$

Les réactions (1), (2), (3) et (4) sont redéfinies en fonction de  $CO_{2T}$  :



Pour connaître l'état du système  $CO_2$ /carbonates dans l'eau de mer, à un point donné, en un instant donné, on doit évaluer dans l'échantillon d'eau de mer les quatre grandeurs  $[CO_2]$ ,  $[HCO_3^-]$ ,  $[CO_3^{2-}]$ , et  $[H^+]$ .

Les paramètres mesurables pour le système des carbonates dans l'eau de mer sont :

- *Le pH* : il est gouverné essentiellement par le système des carbonates, généralement entre 8.0 et 8.3 dans les eaux de surface, donné par l'équation suivante:

$$pH = -\log aH^+ \quad (2)$$

( $aH^+$  étant l'activité du proton  $H^+$  dans l'eau de mer)

- *La pression partielle de  $CO_2$*  dans un volume d'air qui se trouve en équilibre avec l'échantillon d'eau de mer à analyser (loi d'Henry),

$$pCO_2 = \alpha [CO_2] \quad (3)$$

( $\alpha$  est le coefficient de solubilité du  $CO_2$  dans l'eau de mer dépend de la température et salinité (Murray and Riley (1971), in Bégovic *et al.*, 2001)

- *Le carbone inorganique total  $TCO_2$*  :  $TCO_2 = [CO_2] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}]$  (4)

- *L'alcalinité totale  $AT$*  : elle est donnée par la relation de Dickson (1981). (In Millero *et al.*, 1998)

**AT = SOMME DES CHARGES BASES- SOMME DES CHARGES ACIDES**

$$AT = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] + [B(OH)_4^-] + [OH^-] + 2[HPO_4^{2-}] + 3[PO_4^{3-}] + [Si(OH)_3^-] + [HS^-] + [NH_3] - [H^+] - [HSO_4^-] - [HF] - [H_3PO_4] \quad (5)$$

*L'alcalinité  $AC$  est exprimée :*

$$AC = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] \quad (6)$$

## I.1.2) processus de variation du carbone dans l'eau

Les principaux processus qui gouvernent le cycle du carbone océanique sont bien identifiés, ils sont de type dynamique, thermodynamique et biologique. Ils participent aux variations de ce cycle depuis la surface de l'océan jusqu'au sédiment (Louanchi *et al.*, 1996)

## a) Effets thermodynamiques

Le facteur thermodynamique à effet dominant sur la pression de CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) dans l'eau, est la température du fait qu'elle modifie l'équilibre des carbonates comme tout autre système chimique lors de sa variation. La concentration en CO<sub>2</sub> dissous augmente fortement avec la température, et le coefficient de la solubilité quant à lui diminue.

Cette augmentation de pCO<sub>2</sub> est d'environ 4% par °C (In Bégovic *et al.*, 2001).

Le refroidissement des eaux de surface a pour effet d'augmenter la solubilité du CO<sub>2</sub> dans ces eaux, donc de permettre l'absorption du CO<sub>2</sub> atmosphérique. C'est ce qui est appelé "la pompe de solubilité".

Effet tampon de l'océan (Facteur de Revelle)

C'est la capacité de l'eau à maintenir son pH à peu près à niveau constant lorsque le CO<sub>2</sub> pénètre dans la mer. Ce pouvoir de l'océan à absorber le CO<sub>2</sub> atmosphérique "pompe chimique" est limitée du fait de l'équilibre des carbonates, par réajustement de cet équilibre chimique. Le CO<sub>2</sub> est un acide. Sa dissolution dans l'océan (commandée par la loi de Henry) revient à ajouter un acide faible à une base faible. On remarque qu'un ajout de CO<sub>2</sub> à la couche de surface, augmente l'abondance des ions HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, tandis que celle des CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> diminue, c'est-à-dire qu'un ajout de CO<sub>2</sub> est partiellement neutralisé par l'ion carbonate. L'eau de mer a donc cette capacité à tamponner une augmentation de CO<sub>2</sub> atmosphérique grâce à l'équilibre suivant



Le facteur de Revelle est donné par le rapport suivant: (Revelle and Suess, 1957, in Bégovic *et al.*, 2001):

$$R = (\Delta \text{pCO}_2 / \text{pCO}_2) / (\Delta \text{TCO}_2 / \text{TCO}_2)_{T,TA} \quad (7)$$

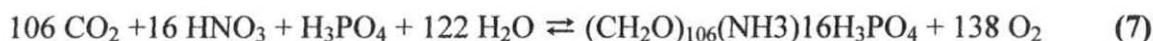
Il traduit la variation relative du TCO<sub>2</sub> dans l'océan associée à une variation de pCO<sub>2</sub> atmosphérique: il varie de 8 (dans les eaux chaudes) à 14 dans les eaux froides.

## b) Effets biologiques

La photosynthèse, la respiration et la formation ou la redissolution des parties dures des espèces phytoplanctoniques ou zooplanctoniques contenant du carbonate de calcium

(CaCO<sub>3</sub>) sont les processus biologiques qui modifient la concentration des différents constituants du système des carbonates.

La réaction photosynthèse/respiration est donné par (Redfield *et al.*, 1963) par la réaction suivante



(CH<sub>2</sub>O)<sub>106</sub>(NH<sub>3</sub>)<sub>16</sub>H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> représenterait la composition moyenne du plancton.

Certains organismes marins, par exemple les coccolithophoridés ou les foraminifères utilisent le calcium des eaux de surface ainsi que les ions CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> pour la fabrication de leur squelette ou de leur coquille calcaire et cela entraîne une diminution de l'alcalinité, en revanche la sédimentation de la matière organique et la dissolution de CaCO<sub>3</sub> des coquilles (sous forme de calcite ou d'aragonite) dans les eaux profondes conduit à une augmentation de l'alcalinité.

Dans les eaux de surface le CO<sub>2</sub> est capté au cours de la photosynthèse pour être fixé dans la matière organique, puis cette dernière est transportée et dégradée au fur et à mesure en profondeur, ce mécanisme est appelé « la pompe biologique » car il fait diminuer le pCO<sub>2</sub> dans les eaux de surface (figure 1).

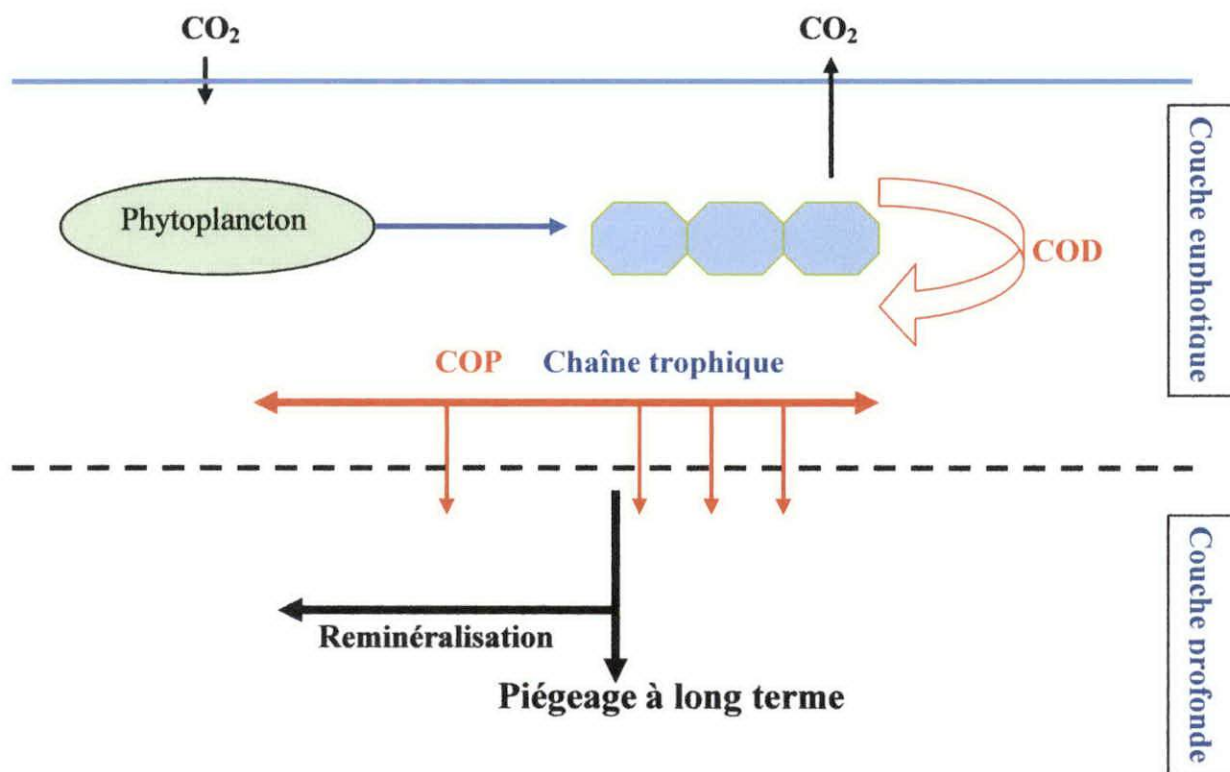
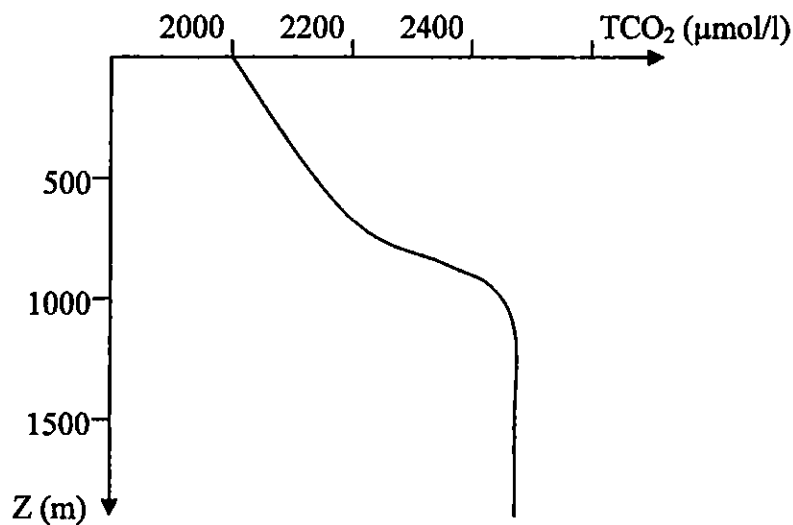


Figure.1 : Schéma conceptuel de la pompe biologique du carbone en milieu marin  
COP/COD : carbone organique particulaire/dissous. (Fernández Ibáñez, 2003)

Le processus inverse est « la contre-pompe des carbonates ». La formation d'une mole de  $\text{CaCO}_3$  s'accompagne de la diminution d'une mole de  $\text{TCO}_2$  et de deux moles d'alcalinité (AT), ce qui a pour effet d'augmenter  $p\text{CO}_2$  mais globalement c'est l'effet pompe qui est dominant dans l'ensemble de l'océan.

### *c) Le mélange et transport*

Le mélange vertical hivernal dans l'eau de mer tend en général à augmenter  $p\text{CO}_2$  dans les eaux de surface car le profile de  $\text{TCO}_2$  (figure 2) montre que la concentration du gaz carbonique dans l'eau augmente avec la profondeur, ce qui fait que la remonter de cet eau enrichi considérablement les eaux de surface en  $\text{CO}_2$ .



**figure.2 : Exemple de répartition verticale l'abondance du gaz carbonique dissous dans l'Océan**

### *d) Les échanges air-mer de CO<sub>2</sub>*

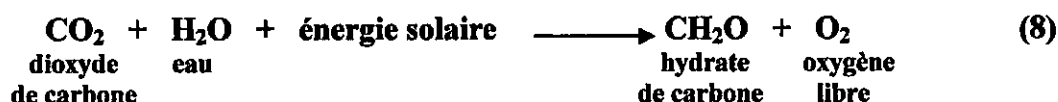
Les transferts de gaz à l'interface air-mer, sont des processus lents affectant la pression partielle de  $\text{CO}_2$ , dans les eaux superficielles, le transfert des gaz entre ces deux interfaces dépend de certains facteurs, comme la solubilité du gaz et sa vitesse de transfert, le flux de transfert de gaz peut être dirigé de l'atmosphère vers la mer donc on aura un puits dans cette zone et inversement pour le cas d'une source. Ces flux sont lents mais peuvent modifier la concentration du dioxyde du carbone dans les eaux de surface.

**I.1.3) Le cycle du carbone océanique**

Afin de cerner notre étude nous avons besoin de quelques rappels sur le fonctionnement du cycle du carbone dans le milieu marin.

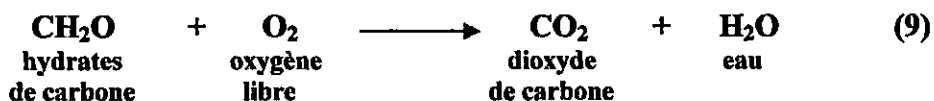
Nous nous intéressons aux processus qui s'étalent sur des temps inférieurs au siècle. Le processus de base du recyclage du carbone à court terme est le couple photosynthèse-respiration, c'est-à-dire la conversion du Carbone inorganique en Carbone organique par la photosynthèse, et l'inverse, la conversion du Carbone organique de la matière organique en Carbone inorganique par la respiration et l'oxydation de la matière organique. Il faut considérer trois réactions de base

\* D'abord, la **photosynthèse (eq.8)** qui utilise l'énergie solaire pour synthétiser la matière organique en fixant le carbone dans des hydrates de carbone (CH<sub>2</sub>O):



La matière organique est représentée ici par CH<sub>2</sub>O (la forme la plus simple d'hydrate de carbone). En réalité, il s'agit de molécules beaucoup plus grosses et plus complexes dont la base demeure les éléments C, H et O, mais auxquels viennent se joindre d'autres éléments en faibles quantités comme l'azote (N), le phosphore (P) et le soufre (S). Cette partie de la matière organique correspond à la productivité primaire, et les organismes impliqués (bactéries, algues et plantes) sont les **producteurs primaires**. Ceux-ci captent l'énergie solaire et la transforment en énergie chimique qu'ils stockent dans leurs tissus. Cette dernière est transférée aux organismes **consommateurs** (herbivores et consommateurs secondaires), incluant les animaux. Il est intéressant de noter que dans la nature la biomasse des consommateurs est faible (ne comptant que pour environ 1% de la masse totale de carbone organique).

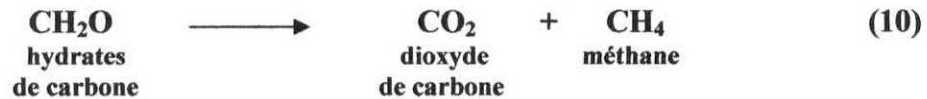
\* La **respiration (eq.9)** est l'inverse de la photosynthèse, à partir de l'oxygène libre O<sub>2</sub>, elle transforme toute matière organique en CO<sub>2</sub>



La décomposition se fait sous l'action de micro-organismes, bactéries et champignons. Ces micro-organismes forment deux groupes: ceux qui utilisent l'oxygène libre O<sub>2</sub> pour leur métabolisme, ce sont les **aérobies**, et ceux qui utilisent l'oxygène d'autres molécules en absence d'oxygène libre, ce sont les **anaérobies**. La décomposition aérobie produit du CO<sub>2</sub>

(équation 2). Dans les milieux anoxiques (sans oxygène libre), les anaérobies décomposent la matière organique par le processus de la fermentation.

\* La **fermentation (eq.3)** produit du dioxyde de carbone et du méthane (l'hydrocarbure le plus simple, avec une seule molécule de carbone).



Ces deux gaz peuvent s'échapper dans l'atmosphère oxygénée. Le méthane, qui est un gaz est alors oxydé et se transforme rapidement en dioxyde de carbone. En fait, son temps de résidence dans l'atmosphère n'est que de 10 ans, mais il se transforme en CO<sub>2</sub>.

Les réservoirs importants de Carbone inorganique sont l'atmosphère, les océans, ainsi que les sédiments principalement les sédiments calcaires (CaCO<sub>3</sub>).

L'échange entre le CO<sub>2</sub> atmosphérique et le CO<sub>2</sub> de la surface des océans a tendance à se maintenir à l'équilibre. L'altération chimique des roches continentales convertit le CO<sub>2</sub> dissous dans les eaux météoriques (eaux de pluies et des sols) en HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> qui est transporté dans les océans par les eaux de ruissellement. Les organismes combinent ce HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> au Ca<sup>2+</sup> pour sécréter leur squelette ou leur coquille de CaCO<sub>3</sub>. Une partie de ce CaCO<sub>3</sub> se dissout dans la colonne d'eau et sur les fonds océaniques; l'autre partie s'accumule sur les planchers océaniques et est éventuellement enfouie pour former des roches sédimentaires carbonatées (figure 3)

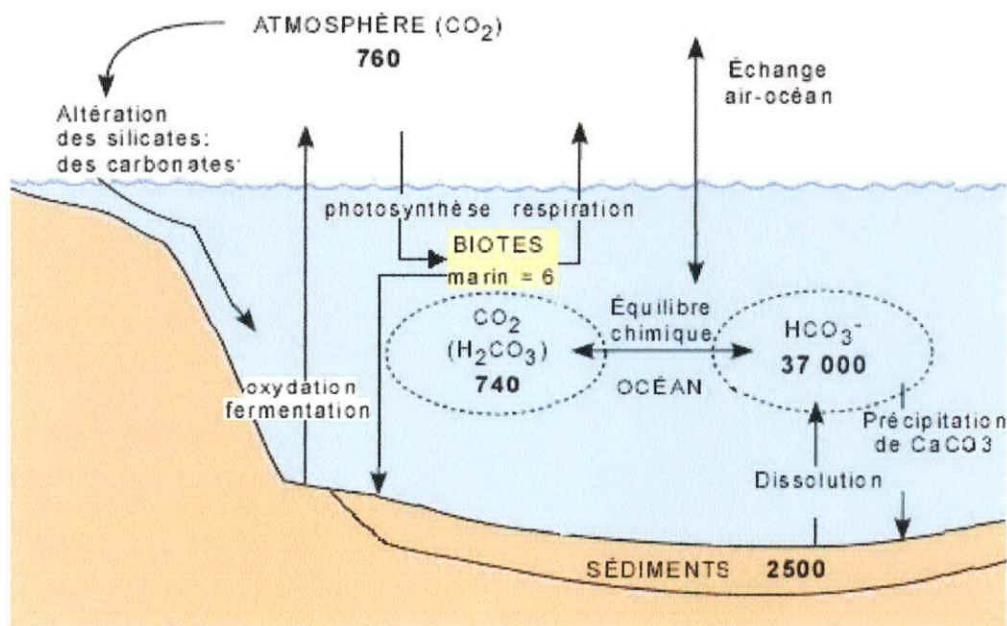


Figure. 3 : schéma récapitulatif, adapté du cycle court du carbone organique et inorganique, avec la dimension des réservoirs (les chiffres sont données en pétagramme carbone "1Pg=10<sup>15</sup>g").

(<http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s3/cycle.carbone.html>, 2007)

**I.2) LA PERTURBATION ANTHROPIQUE****I.2.1) L'augmentation du CO<sub>2</sub> dans l'air**

La concentration atmosphérique en CO<sub>2</sub> est affectée par plusieurs facteurs dépendant de l'échelle de temps et de lieu, ces variations temporelles peuvent être de l'ordre du millénaire, annuelles ou saisonnières et les variations spatiales sont généralement des variations latitudinales comme elles peuvent être aussi liées aux phénomènes locaux dans un site donné.

Avant l'ère industrielle la teneur en dioxyde de carbone dans l'air était de 280 ppm (partie par million), et depuis la révolution industrielle 1860, cette concentration n'a pas cessé d'augmenter en raison d'apports anthropiques, son accroissement atteint 1,4 ppm/an en 1980. Il est dû essentiellement à la combustion des fuels ainsi qu'à la déforestation et l'intensification de l'agriculture, (Papaud *et al.*, 1985). Cette concentration atteint 356 ppm en 1990 avec un accroissement de 1 % (IPCC, 2007) et atteint 380 ppm de nos jours (Henry, 2007)

**I.2.2) Les conséquences de l'augmentation de CO<sub>2</sub> dans l'air**

Le dioxyde de carbone CO<sub>2</sub> est actuellement le gaz principal responsable de l'effet de serre additionnel : environ 69 %, 59% sont dus à la combustion des fuels et 20% à la déforestation, les conséquence sur la planète sont la perturbation du climat par l'augmentation de la température moyenne de la terre et ainsi cette perturbation du climat peut engendrer divers problèmes comme l'augmentation du niveau moyen de la mer suite à l'augmentation de la vitesse de fonte des glaces polaires et la multiplication des catastrophes naturelles d'origine climatique (Info Climat, 2006).

Avant la perturbation anthropique, on peut estimer que les flux échangés entre les trois réservoirs étaient en équilibre (ou que le cycle naturel du carbone était à l'état stationnaire).

Depuis 1860, la production de CO<sub>2</sub> par l'utilisation des combustibles fossiles a suivi une loi de croissance exponentielle dans l'atmosphère, cet excès de CO<sub>2</sub> passe chaque année de l'atmosphère vers d'autres réservoirs, la modélisation des échanges océan atmosphère (PAPAUD *et al.*, 1985) montre que l'océan joue le rôle de puits principal pour le CO<sub>2</sub> atmosphérique (IPCC, 2000) (Tableau 1).

- Sources et puits de CO<sub>2</sub>

Tableau. 1: Bilan moyen annuel du CO<sub>2</sub> anthropique pour la décennie 1989 - 1998, exprimé en (Pg C/an) avec les intervalles de confiance à 90% (IPCC, 2000).

Sources de CO <sub>2</sub>	
(1) Emissions dues à l'utilisation des combustibles fossiles et de la production de ciment	6.3 ± 0.6
(2) Emissions associées à l'utilisation des terrains tropicaux	1.6 ± 0.8
Emissions anthropiques totales = [(1) + (2)]	7.9 ± 1.0
Puits de CO <sub>2</sub>	
(3) Stockage dans l'atmosphère	3.3 ± 0.2
(4) Fixation par l'océan	2.3 ± 0.8
(5) Fixation terrestre nette	0.7 ± 1.0
(6) Puits terrestres additionnels (fertilisations associées au CO <sub>2</sub> et à l'azote, évolution du climat) = [(1) - (2)] - [(3) + (4) - (5)]	1.6 ± 1.7
Total des puits	7.9

(1) estimées sur base de statistiques (2) estimées sur base des taux de défrichement des terrains, des inventaires de biomasse et de la re-croissance modélisée des forêts (3) estimée sur base de l'évolution du rapport de mélange du CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère (4) estimée sur base de modèles d'absorption du CO<sub>2</sub> anthropique et de mesures isotopiques (5) associée à la re-croissance des forêts aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord (6) ou défini comme le puits "manquant", nécessaire pour clôturer le bilan global entre puits et sources de CO<sub>2</sub>

- Cycle global perturbé du carbone

La figure suivante présente le cycle global perturbé du carbone.

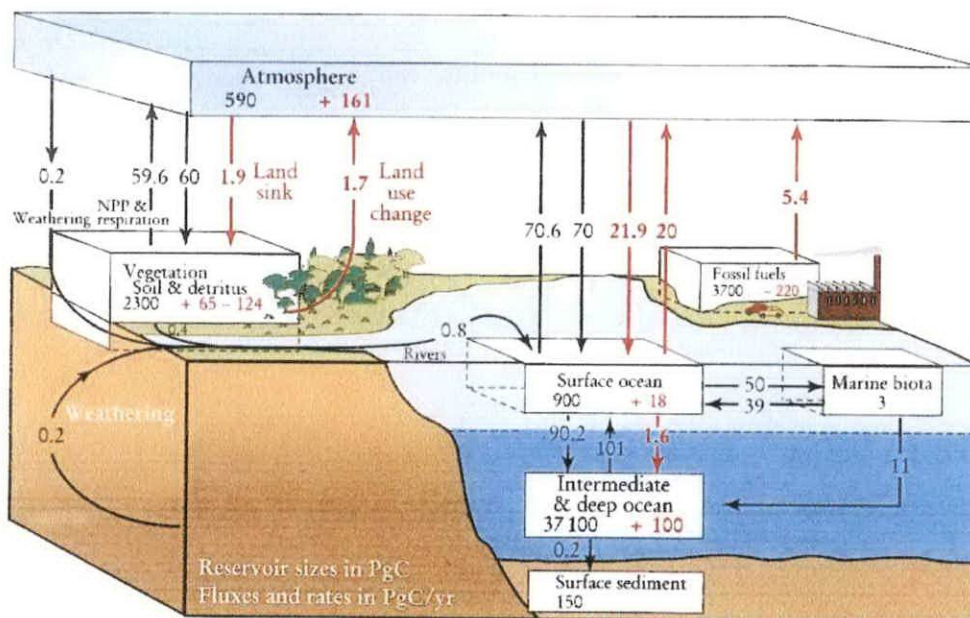


Figure. 4 schéma récapitulatif du cycle global de carbone  
 Les flux (flèches) sont exprimés en Pg / an. (Flux naturels en noir, anthropiques en rouge).  
 Dans les réservoirs, les stocks pré-industriels sont en noir, les modifications des stocks dues à l'activité humaine en rouge. (IPCC, 2007)

**I.3) LE CARBONE EN MEDITERRANEE :**

En Méditerranée, les proportions et teneurs en carbone organique et inorganique sont similaires à celles trouvées dans l'océan mondial.

L'étude du carbone dans la mer entre dans deux problématiques: la production biologique et le transfert de carbone des couches de surface aux couches profondes, pour ce qui est du pompage océanique de l'augmentation anthropique du taux de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère. En Méditerranée (mer semi-fermée), il peut paraître intéressant d'étudier le bilan de carbone pour tenter d'estimer la production biologique et le flux vertical de carbone ou la captation de CO<sub>2</sub> atmosphérique par la pompe biologique.

Les mesures précises du carbone inorganique total, en mer d'Alboran (**Copin-Montégut, 1993**), montrent que le bilan du carbone inorganique à travers le détroit de Gibraltar est négatif ce qui signifie une perte pour la Méditerranée.

Par contre le bilan de carbone organique est positif, (**Copin-Montégut and Avril, 1993**), il s'agit donc d'un gain pour la Méditerranée (**Copin-Montégut, 1993**). Outre le bilan net à travers le détroit de Gibraltar, le cycle du carbone en Méditerranée nécessite la connaissance des divers apports par l'atmosphère, les précipitations, les fleuves et la mer Noire.

En résumé nous pouvons donc dire que la Méditerranée est un bassin de reminéralisation du carbone organique en carbone inorganique.

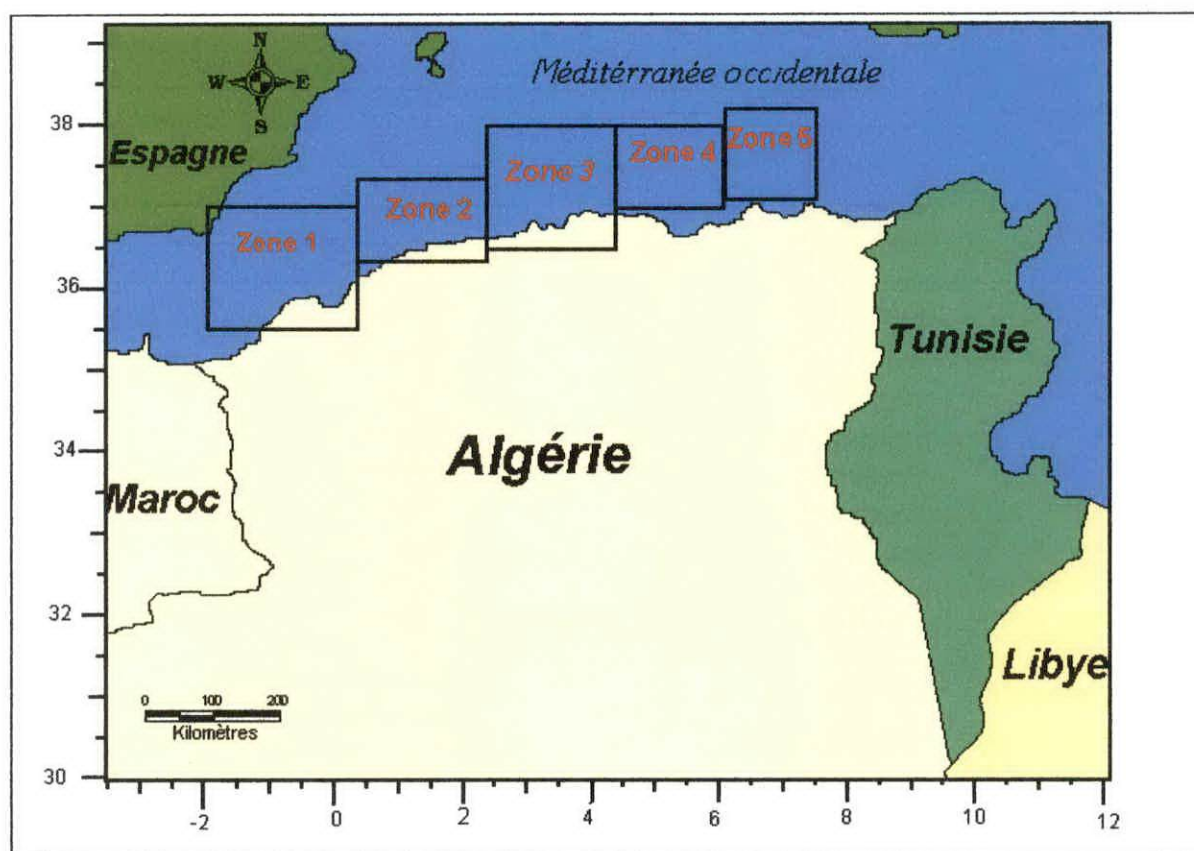
Ce qui peut être la conséquence directe du fonctionnement en bassin de concentration avec formation d'eaux denses en hiver et transfert en profondeur vers l'Atlantique. Par contre, le transfert direct du CO<sub>2</sub> atmosphérique dans les eaux méditerranéennes reste mal connu par manque d'observations directes (**Copin-Montégut, 1993**).

CHAPITRE II:  
MATHÉRIEL ET  
MÉTHODES

**II.1) PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE**

Le bassin méditerranéen algérien se situe au sud du bassin occidental méditerranéen entre 35° et 40° Nord de latitude, et entre 2° Ouest et 7°45 Est, délimité par la Mer d'Alboran à l'Ouest, par l'Algérie au sud et par les Iles Baléares et Sardaigne au Nord.

Nous avons considéré cinq zones de coordonnées (longitude, latitude) au sud du bassin Algérien de l'Ouest à l'Est, sur lesquelles nous avons des données suffisantes pour notre étude (**Hamaoui, 2006**). Ces cinq zones se localisent au Sud du bassin algérien entre 35°50 et 38°20 Nord de latitude et entre 2° Ouest et 7°45 Est de longitude, elles sont présentées sur la **figure.5**



**Figure.5:** présentation de l'emplacement des cinq zones considérées dans cette étude.

- Les latitudes et longitudes des cinq zones sont présentées dans le **tableau.2**

**Tableau.2 :** les coordonnées géographiques des cinq zones d'application du modèle (**Hamaoui, 2006**).

Zone	Nom	Latitude	Longitude
EO	Extrême Ouest	35°50N à 37°00N	2°00W à 0°30E
O	Centre Ouest	36°30N à 37°30N	0°30E à 2°30E
C	Centre	36°50N à 38°00N	2°30E à 4°30E
E	Centre Est	37°00N à 38°00N	4°30E à 6°00E
EE	Extrême Est	37°10N à 38°20N	6°00E à 7°45E

II.2)MATERIELS

Afin de réaliser les objectifs énumérés auparavant, nous avons besoin des données concernant le dioxyde du carbone dans la zone d'étude, or nous n'avons pas de données pour le bassin algérien. Nous avons donc fait appel à la modélisation géochimique qui nous permet d'avoir les données nécessaires pour notre étude.

II.2.1) Description du modèle utilisé

Pour chaque zone considérée, de maille (Latitude et longitude) le modèle est composé de deux boites (figure.6). La boîte de surface est la couche de mélange, où les processus physiques et biogéochimiques contrôlent les variations de la fugacité du dioxyde du carbone  $fCO_2$  sur un pas de temps d'une journée. La boîte de sub-surface située au dessous de la couche de mélange jusqu'à 300 m de profondeur, dans laquelle les concentrations des éléments géochimiques inorganiques sont considérées invariantes et sont prises comme des conditions limites.

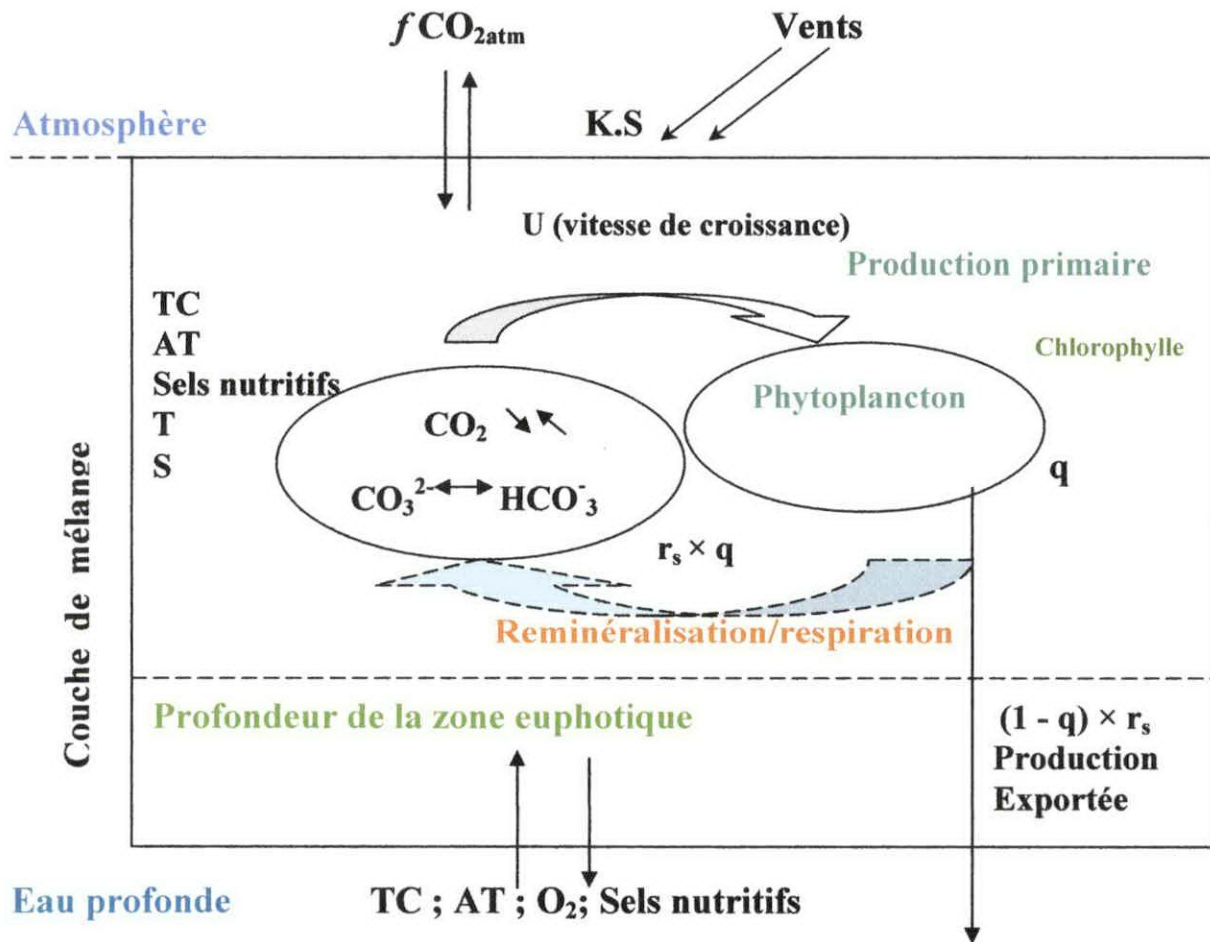


Figure.6: schéma du modèle de l'évolution de  $fCO_2$  et les différents processus affectant sa variation (Louanchi et al., 1996).

Dans ce modèle 4 processus ont été pris en compte : les échanges de flux air-mer, la pompe biologique de CO<sub>2</sub>, l'échange entre la couche de surface et la couche profonde, et les effets thermodynamiques sur le système des carbonates.

Dans cette étude on a ajouté les PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> et O<sub>2</sub><sub>dissous</sub> aux NO<sub>3</sub><sup>-</sup> pour le fonctionnement du modèle ; du fait que souvent les données de PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> et d'O<sub>2</sub> sont plus disponibles que celles des NO<sub>3</sub> dans les bases de données (Medatlas, 2002), et cela permet donc d'effectuer des validations des résultats du modèle, en absence de données de CO<sub>2</sub>.

Les variations sur  $f\text{CO}_2$  sont décrites par l'équation suivante :

$$\delta f/\delta t = (\delta f/\delta t)_B + (\delta f/\delta t)_M + (\delta f/\delta t)_F + (\delta f/\delta t)_{T.S} \quad (8)$$

(Où  $\delta f/\delta t$  est la variation totale de  $f\text{CO}_2$  pour un pas de temps d'une journée et  $(\delta f/\delta t)_B$ ,  $(\delta f/\delta t)_{T.S}$ ,  $(\delta f/\delta t)_M$ ,  $(\delta f/\delta t)_F$  sont respectivement, les contributions : biologiques, des processus de mélanges, des échanges air-mer et des effets thermodynamiques pour la variation de  $f\text{CO}_2$ .

Les différents processus qui affectent la concentration d'oxygène sont dus aux effets à la biologie, aux flux d'échange air-mer d'oxygène et au mélange vertical, nous pouvons donc écrire:

$$\delta O_2/\delta t = (\delta O_2/\delta t)_B + (\delta O_2/\delta t)_M + (\delta O_2/\delta t)_F \quad (9)$$

$\delta O_2/\delta t$  variation totale journalière d'O<sub>2</sub> dissous et  $(\delta O_2/\delta t)_B$ ,  $(\delta O_2/\delta t)_M$ ,  $(\delta O_2/\delta t)_F$  sont respectivement les contributions biologiques, de mélange et des flux d'échange sur cette variation.

Les trois premiers termes de l'équation (7) sont estimés par les variations du carbone dissous inorganique total (TC) et de l'alcalinité totale (AT), ces variations peuvent être exprimées par :

$$\delta \text{TC}/\delta t = (\delta \text{TC}/\delta t)_B + (\delta \text{TC}/\delta t)_M + (\delta \text{TC}/\delta t)_F \quad (10)$$

$$\delta \text{AT}/\delta t = (\delta \text{AT}/\delta t)_B + (\delta \text{AT}/\delta t)_M \quad (11)$$

$\delta \text{TC}/\delta t$  et  $\delta \text{AT}/\delta t$  sont respectivement les variations journalières de TC et AT.

$(\delta TC/\delta t)_B$ ,  $(\delta TC/\delta t)_M$ ,  $(\delta TC/\delta t)_F$  sont respectivement les contributions biologique, de mélange et des flux d'échange sur la variation de TC.

$(\delta AT/\delta t)_B$ ,  $(\delta AT/\delta t)_M$  sont les contribution biologique et de mélange sur la variation de AT

À chaque pas de temps,  $fCO_2$  est calculée comme fonction de (TC, AT, T et S) en utilisant dans ce calcule les constantes  $K_1$  et  $K_2$ , proposées par Goyet and Poisson (1989):

$$fCO_2 = [CO_2] / S CO_2 \quad (12)$$

$S CO_2$  : solubilité du gaz carbonique dans l'eau de mer en  $\mu mol.kg^{-1}.\mu atm^{-1}$ , calculée par le polynôme de Weiss, (1974, in Louanchi et al., 1996), en fonction de la température et de la salinité (voir annexe 1)

### II.2.1.1) L'estimation des différents processus de variation de $fCO_2$

#### II.2.1.1 a) Effets biologiques

L'estimation des effets biologiques sur la variation de  $fCO_2$  se fait par rapport aux variations de AT et TC liées à la production de biomasse et à la formation des carbonates de calcium ( $CaCO_3$ ) dans la couche mélangée. Les effets biologiques sont contraints par les données de chlorophylle ainsi que celles de l'intensité de lumière.

Ces variations sont exprimées par les relations suivantes :

$$(\delta TC/\delta t)_B = (\delta SN/\delta t)_B \times RCN - S_b \quad (13)$$

$$(\delta AT/\delta t)_B = - 2 \times S_b \quad (14)$$

Dans l'équation (13) le premier terme  $(\delta SN/\delta t)_B$  représente la variation des sels nutritifs due aux processus de photosynthèse\respiration et à la mortalité, par rapport au temps ( $\delta t$ ), cette variation est convertie par le rapport de pertinent de Redfield (Redfield et al., 1963, in Lauanchi et al., 1996) en variation de carbone.

("TC=  $TCO_2$ " écriture simplifiée du terme "carbone inorganique total").

Cette variation est ainsi calculée à chaque pas de temps comme le montre l'équation suivante :

$$(\delta SN/\delta t)_B = - (u - r \times q) \times \text{Chl} \times R \quad (15)$$

(Où R est le rapport SN:Chl et  $u$  est la vitesse de croissance phytoplanctonique qui dépend de la vitesse maximale de croissance  $u_m$  et de la concentration des sels nutritifs ( $\text{NO}_3^{2-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ) dans l'eau ainsi que de l'intensité de lumière.

Pour l' $\text{O}_2$  dissous, les variations d' $\text{O}_2$  dues à la biologie sont converties de la variation des sels nutritifs.

> $u$  (la vitesse de croissance) est calculée à chaque pas de temps par la formule suivante:

$$u = u_m \times [\text{NO}_3^{2-} / (\text{NO}_3^{2-} + K_n)] \times [\text{PO}_4^{3-} / (\text{PO}_4^{3-} + K_p)] \times [I / (I + K_l)] \quad (16)$$

Où  $K_n$ ,  $K_p$ ,  $K_l$  sont les constants de demi saturation; respectivement des nitrates, phosphates et de la lumière.

\* ( $u_m$  est donnée en jours<sup>-1</sup>).

>  $r$  est le facteur de reminéralisation, et  $q$  représente la respiration, mortalité, il est calculé à chaque pas de temps à partir de l'équation suivante :

$$\delta \text{Chl} / \delta t = (u - q) \times \text{Chl} \quad (17)$$

$$\Rightarrow q = u - \delta \text{Chl} / \text{Chl} \times \delta t$$

Où  $\delta \text{Chl} / \delta t$  est la variation temporelle de la chlorophylle qui est un paramètre connu et utilisé comme contrainte dans le modèle.

Dans le second terme de l'équation (13)  $S_b$  représente la variation de la concentration globale de la calcite selon Broecker and Peng, 1982 (in Louanchi et al., 1996) :

$$S_b = (\delta p_{\text{exp}} / \delta t) \times \gamma \quad (18)$$

$\gamma$  : Rain-ratio qui est le rapport entre le carbone inorganique et le carbone organique particulaire dans la colonne d'eau.

La production exportée est constituée de carbone organique et inorganique, elle est calculée en terme de carbone à chaque pas de temps comme suit :

$$(\delta p_{\text{exp}}/\delta t) = (1-r) \times q \times \text{Chl} \times \text{RCC} \quad (19)$$

(Où RCC est le rapport C:Chl)

Dans ce modèle, l'AT n'est affectée que par la formation de CaCO<sub>3</sub>.

L'ensemble de ces formules implique que la pompe biologique est contrôlée par deux propriétés ; la Chlorophylle et la concentration en sels nutritifs ainsi que l'intensité de lumière dans la couche de mélange, le premier utilisé comme contrainte dans le modèle et les seconds sont des variables calculées.

Les paramètres biologiques utilisés dans le modèle sont présentés dans le **tableau 6**.

**Tab.6 : paramètres biologiques utilisés dans le modèle**

Paramètres	Symbole	Valeur	Unité	Référence
<b>Facteur de reminéralisation</b>	<b>R</b>	<b>0,9</b>	-	<b>Louanchi et al., 1996</b>
<b>Vitesse maximale de croissance</b>	<b>U<sub>m</sub></b>	<b>2</b>	<b>Jour<sup>-1</sup></b>	<b>//</b>
<b>Rain-ratio</b>	<b>γ</b>	<b>0,1</b>	-	<b>//</b>
<b>Constantes de demi-saturation Michaelis menten</b>	<b>k<sub>n</sub>, k<sub>p</sub>, k<sub>I</sub></b>	<b>0,5 0,5 0,2</b>	<b>μmol/l</b>	<b>Communication personnelle</b>
<b>C: O<sub>2</sub></b>	<b>RCO</b>	<b>-150</b>	-	<b>Anderson 1995</b>
<b>C:p</b>	<b>RCP</b>	<b>106</b>	-	<b>Redfield</b>
<b>C:N</b>	<b>RCN</b>	<b>6.625</b>	-	<b>//</b>
<b>C:Chl</b>	<b>RCC</b>	<b>55</b>	-	<b>In Louanchi et al., 1996</b>

En première approche nous avons considéré que les valeurs choisies par Louanchi et al., 1996 étaient correctes pour des zones oligotrophes.

**II.2.1.1 b) Effets du mélange**

Les effets dus au mélange sont contraints par la variation de la profondeur de la couche de mélange.

Pour l'estimation des termes  $(\delta TC/\delta t)_M$ ,  $(\delta AT/\delta t)_M$ ,  $(\delta O_2/\delta t)_M$  et  $(\delta SN/\delta t)_M$  dans la couche de surface à chaque pas de temps, on a choisi le modèle "entraînement-détrainement" proposé par (Peng *et al.*, 1987 in Louanchi *et al.*, 1996).

Si la profondeur de la couche de mélange augmente alors la boîte de surface incorpore de la matière de la boîte de subsurface selon l'équation suivante:

$$\delta Y_S = (Y_I - Y_S) \times \delta Z / Z_m \quad (20)$$

Où  $Y$  est l'élément dissous considéré dans la couche de surface ( $Y_S$ ) et dans la couche de subsurface ( $Y_I$ ).

$\delta Z$  est la variation de la couche mélangée et  $Z_m$  est la couche mélangée.

Quand  $Z_m$  diminue les concentrations de surfaces sont invariantes.

**II.2.1.1 c) Effets d'échange air-mer**

La quantité de  $CO_2$  gagnée ou perdue au cours des échanges air-mer est donnée comme suit :

$$(\delta X/\delta t)_F = FX/Z_m \quad (21)$$

Où  $FX$  et  $(\delta X/\delta t)_F$  représente respectivement le flux du gaz  $X$  ( $O_2$  ou  $CO_2$ ) et sa variation temporelle due a ce flux.

Pour l'estimation des flux d'échange on utilise les formules suivantes:

- Pour le flux de  $CO_2$

$$F_{CO_2} = K_{CO_2} \times S_{CO_2} \times (f_{CO_2(\text{air})} - f_{CO_2(\text{océan})}) \quad (\text{mmol/m}^2/\text{j}) \quad (22)$$

Où  $K_{CO_2}$  est la vitesse de transfert du gaz carbonique à l'interface air-mer.

$S_{CO_2}$  est la solubilité du gaz carbonique dans l'eau, on la calcule par le polynôme de Weiss 1974, (in Louanchi et al., 1996), (données en annexe 1).

- Pour le flux d'oxygène:  $F_{O_2}$  est donné :

$$F_{O_2} = k_{O_2} (O_2 - O_2^*) \quad (23)$$

$k_{O_2}$  étant la vitesse de transfert d' $O_2$  à l'interface air mer.

$O_2, O_2^*$  étant respectivement la concentration de l'oxygène et sa solubilité en  $\mu\text{mol.l}^{-1}$ .

$K_{CO_2}$  et  $k_{O_2}$  dépendent de la température et de la vitesse du vent. Elles sont calculées par la formule de Wanninkhof, (1992). (Annexe 2).

-  $f_{CO_2(\text{air})}$  est calculée à partir de  $x_{CO_2}$  (fraction molaire de  $CO_2$ ) corrigée à humidité de 100% en utilisant le polynôme de vapeur de Weiss et Price (1980) (Annexe 3)

#### II.2.1.1 d) Effets thermodynamiques

Les effets thermodynamiques sont contraints dans le modèle par les variations de la température et de la salinité dans la couche de mélange.

Les effets dus aux variations de température et de la salinité affectant  $f_{CO_2}$  sont estimés à chaque pas de temps par la relation proposée par (Goyet et al., 1993) Cette relation est définie de -1 à 40 °C en température et de 10 à 50 psu en salinité. Elle est dépendante du rapport AT/TC.

La variation de  $(\delta f / \delta t)_{T,S} = f_{CO_2 i} - f_{CO_2 i-1}$ .

$f_{CO_2 i}, f_{CO_2 i-1}$  : sont respectivement la pression de  $CO_2$  actuelle et la pression de  $CO_2$  initiale.

$$f_{CO_2 i} = f_{CO_2 i-1} + B \times (T_i - T_{i-1}) + C \times (T_i^2 - T_{i-1}^2) + D \times (T_i^3 - T_{i-1}^3) + E \times (T_i^4 - T_{i-1}^4) \quad (24)$$

T: température en degré Celsius et A, B, C, D et E sont des constantes (voire annexe 3).

#### II.2.2) La base de données

##### II.2.2.1) Les données climatologiques du bassin algérien (Hamaoui, 2006)

Les données des climatologies mensuelles de cinq zones du bassin algérien (Extrême-Ouest, Ouest, Centre, Est et Extrême-Est) réalisés par (Hamaoui, 2006) à partir des données de l'Atlas Méditerranéen Medatlas, (2002).

**- Les données de température et salinité**

Pour les données en température et salinité, nous avons pris les moyennes mensuelles de ces deux paramètres dans la boîte de surface et de subsurface.

Les températures et les salinités de surface sont présentées en **figure 8**

**II.2.2.2) Données de vitesse des vents :**

Les données utilisées pour la vitesse des vents sont extraites des climatologies mensuelles moyennes effectuées à partir des observations de l'ONM (Office Nationale Météorologique) des années 1975 à 1984, elles sont représentées en **Tableau 3**.

En climatologie, les vents mensuels varient peu d'une zone à l'autre et d'une saison à l'autre dans le bassin algérien (minimum de 2,3 et maximum de 4,5 rencontrés dans la zone Extrême-Ouest).

**Tableau 3: Vitesse du vent dans le bassin algérien : (Climatologies mensuelles moyennes de l'ONM (Office National de la Météo) pour les années de 1975 à 1984).**

Mois	Vitesse des vents m/s				
	Beni-saf	Oran	Alger	Skikda	Annaba
Jan	3,9	3,6	3,5	2,7	3,2
Fev	3,6	4	3,3	2,9	3,2
Mar	3,6	4,2	3,3	2,7	3,2
Avr	3,3	4,3	3,2	2,7	3
Mai	2,9	4,1	3,3	2,8	3,3
Jui	2,6	4	3,4	2,8	3,3
Jul	2,3	3,8	3,3	2,7	3,5
Aut	2,3	3,4	3	2,7	3,2
Sept	3,3	3,5	3,1	2,7	2,9
Oct	3,4	3,1	3,1	3,1	3,1
Nov	4,5	3,5	3,8	3,4	3,4
Dec	3,9	3,2	3,4	3,2	3,5

**II.2.2.3) Les données de Chlorophylle et flux solaire**

- Les données utilisées pour la chlorophylle sont celles issues des climatologies mensuelles des chlorophylles satellitaires CZCS pour tout le bassin algérien (Belounis et Taalba, 2004). Elles sont présentées en **Tableau 4**.

Les concentrations en chlorophylle sont plus élevées en hivers et automne qu'en été ou printemps, ces fortes concentrations rencontrés en hiver et printemps, sont favorisées par la remontée des sels nutritifs assuré par le brassage des eaux en ces deux saisons.

- Pour les flux solaires ils sont issus du travail du (Nacef, 2006) et ils sont représentés en **Tableau 4**. Les maxima sont rencontrés en été et les minima en hiver

**Tableau 4: concentrations moyennes mensuelles de la chlorophylle dans la couche de mélanges des eaux du bassin algérien**

Mois	Chl ( $\mu\text{mol/l}$ )	Flux solaire ( $\text{Watt/m}^2$ )
Janvier	1,23	150
Février	3	150
Mars	0,6	150
Avril	0,56	175
Mai	0,41	175
Juin	0,2	175
Juillet	0,53	200
Août	0,86	200
Septembre	0,48	200
Octobre	0,44	175
Novembre	0,63	175
Décembre	2,48	175

**II.3) METHODES****II.3.1) Calcul des données de subsurface en AT et  $\text{TCO}_2$** 

Pour les données concernant l'alcalinité AT, nous avons procédé au calcul par la formule proposée par Copin-Montégut (1993) qui ne dépend que de la salinité, la relation est donnée par :

$$AT = 94,85 \times S - 1072,6 \quad (25)$$

Pour le carbone inorganique dissous total nous avons utilisé la formule proposée par (Ait-Ameur, 2007) sur la base de données Dyfamed ; qui permet de le calculer en fonction de la température, salinité et l'UAO (utilisation apparente de l'oxygène) sous la couche de mélange

$$\text{TCO}_2^{\text{actuel}} = \text{TCO}_2^{\text{naturel}} + \text{TCO}_2^{\text{anthropique}} \quad (26)$$

Les relations proposées sont

$$\bullet \text{TCO}_2^{\text{actuel}} = -351.4609 - 4.4486 \times T \text{ (}^\circ\text{C)} + 0.3637 \times \text{UAO (}\mu\text{mol/l)} + 70.2134 \times S(\%) \quad (27)$$

$$\bullet \text{TCO}_2^{\text{naturel}} = -1371.65 - 21.1841 T \text{ (}^\circ\text{C)} + 0.8393 \text{ UAO} + 99.8395 S(\%) \quad (28)$$

### II.3.2) Estimation de la profondeur de la couche de mélange océanique CMO

Dans notre travail, nous avons défini la profondeur de la couche de mélange pour chaque mois par rapport au gradient de la température. Ainsi nous avons considéré que la profondeur ( $Z=Z_m$ ) était celle où la température est inférieure à celle de la surface ( $Z = 0\text{m}$ ) d' $1^\circ\text{C}$ .

Les résultats sont présentés en **figure.7**, on observe que cette profondeur est maximale en hiver et minimale en été.

### II.3.3) Les simulations effectuées

Nous avons effectué 4 simulations pour le modèle.

- Dans les deux premières simulations (simulation A et B) on modélise le  $\text{CO}_2$ , AT,  $\text{O}_2$  et les sels nutritifs;
  - La simulation A : dans cette simulation, les données de TC dans la boîte de subsurface correspondent au TC naturelle (préindustriel). Il est calculée par la formule proposé par (Ait-Ameur, 2007) et la pression de  $\text{CO}_2$  dans l'air est prise  $p\text{CO}_2 = 280$  ppm soit la pression de  $\text{CO}_2$  dans l'air préindustriel.
  - La simulation B: dans cette simulation nous avons pris les données en subsurface de TC correspondant aux valeurs estimées actuelles, et la pression de  $\text{CO}_2$  dans l'air est prise à 355 ppm, qui corresponde à la pression de  $\text{CO}_2$  dans l'air au début des années 90.
- Nous avons effectué d'autres simulations où les sels nutritifs ne sont plus modélisés mais pris comme contraintes dans le modèle.

A chaque pas de temps on calcule la nouvelle concentration en sels nutritif donné par la formule:

$$SN_i = SN_{i-1} + \Delta SN_B + \Delta SN_M \quad (29)$$

$SN_i, SN_{i-1}$ : concentration en sel nutritif au pas de temps  $i$  et  $i-1$  respectivement.

$\Delta SN_B, \Delta SN_M$  sont les effets dus à la biologie et au mélange affectant la variation du sel nutritif.

Nous avons posé une condition, qui permet de restaurer le sel nutritif à leurs concentrations observées réellement dans les climatologies de Hamaoui (2006).

Nous avons ainsi effectué deux simulations (simulation C et D):

- La simulation C : dans cette simulation nous avons pris dans la boîte intermédiaire les TC et  $pCO_2$  dans l'air des conditions naturelle (voir Simulation A)

Pour la simulation D nous avons pris les données en subsurface de TC et la pression de  $CO_2$  dans l'air aux conditions actuelles (voir Simulation B).

Les simulations effectuées sont résumées dans le tableau suivant :

**Tableau.5: Les simulations effectuées**

	Simulation A	Simulation B	Simulation C	Simulation D
Sels nutritifs	Modélisés	Modélisés	Climatologies (Hamaoui (2006))	Climatologies (Hamaoui (2006))
$O_2$	Modélisé	Modélisé	Modélisés	Modélisés
TC, $pCO_2$ , AT	Modélisés	Modélisés	Modélisés	Modélisés
$pCO_2^{air}$	280 ppm préindustriel	355 ppm début des années 90	280 ppm	355 ppm
TC de subsurface	TC naturel (Ait-Ameur 2007)	TC actuel (Ait-Ameur 2007)	TC naturel	TC actuel
AT de subsurface	AT (Copin-Montégut 1993)	AT (Copin-Montégut 1993)	AT (Copin-Montégut 1993)	AT (Copin-Montégut 1993)
$O_2$ et sels nutritifs en subsurface	Climatologies (Hamaoui, 2006)	Climatologies (Hamaoui, 2006)	Climatologies (Hamaoui, 2006)	Climatologies (Hamaoui, 2006)

**II.3.4) Présentation des contraintes :**

On remarque que  $Z_m$  (profondeur de la couche de mélange) diminue d'environ 130 m à 15 m de l'hiver à l'été sur les cinq zones.

Les cycles annuels de température sont similaires dans les cinq zones et montre une amplitude saisonnière de  $10^\circ\text{C}$ , allant de  $15^\circ\text{C}$  en hiver à  $25^\circ\text{C}$  en été.

Les salinités sont importantes en hiver du fait que en cette saison la profondeur de la couche de mélange est important ce qui permet un mélanges verticales important et ainsi une augmentation importante de la salinité dans cette couche de mélange, un léger pic est observé en saisons estivales ce qui est du au phénomène de l'évaporation qui augment de l'hiver à l'été et de l'Extrême-Ouest à l'Extrême-Est.

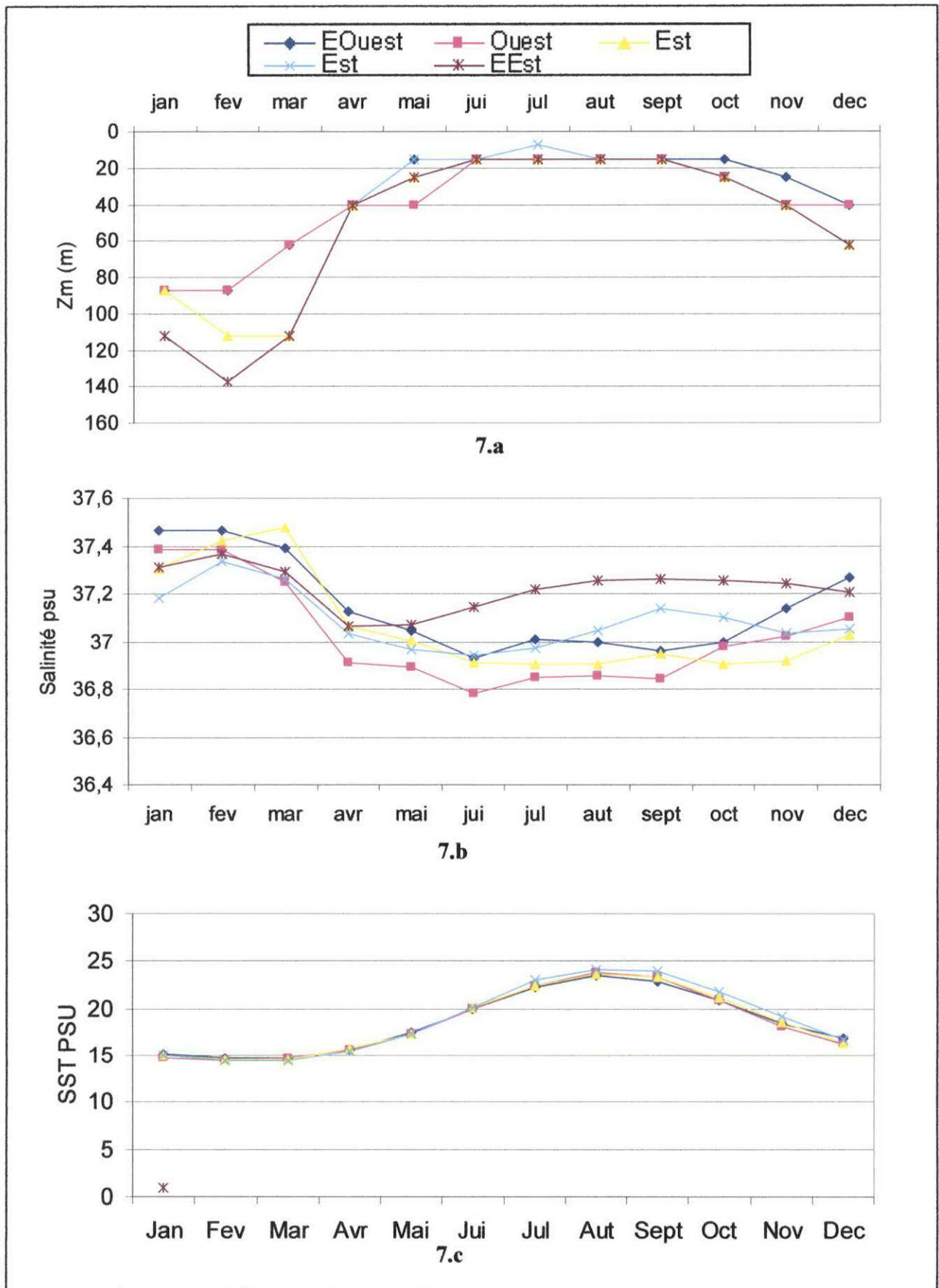


Figure.7: présentation des variations mensuelles climatologiques de : [La profondeur de la couche de mélange (7.a), des SSS (7.b) et des SST (7.c) (Hamoui, 2006)

**CHAPITRE III:**

**RÉSULTATS ET  
INTERPRÉTATION**

## III.1) Validation

III.1.1) Résultats en Phosphates ( $\text{PO}_4^{3-}$ ) pour la simulation A (ou B)

Les variations annuelles des phosphates, reproduite par le modèle lors de la simulation A et observées dans les données, pour les cinq zones étudiées (Extrême-Ouest, Ouest, Centre, Est et Extrême est), sont représentées en **figure 8**.

Les cycles saisonnier des  $\text{PO}_4$  sont très similaires, pour les différentes zones avec valeur maximales en automne et hiver : correspondant pour toutes les zones aux mois de "Janvier" et "Novembre".

En comparant avec les observations, on déduit que le cycle des phosphates est reproduit par le modèle, mais avec une sous-estimation concentrations, et de l'amplitude des variations saisonnière (de l'ordre de 50% de la valeur absolue).

Le **Tableau 7** présente la différence mensuelle, entre les concentrations des  $\text{PO}_4$  observées, et modélisées en simulation A.

On remarque que pour les phosphates les différences sont importantes et cela pour les mois de janvier, février et mars et surtout pour le mois de février.

Ceci peut s'expliquer par la surestimation de l'effet biologique hivernal due aux concentrations de la chlorophylle qui sont très important en ce mois ci.

**Tableau.7 : Les différences entre les observations réelles et les résultats du modèles des concentrations en phosphates pour la simulation A "en moyenne pour les cinq zones"**

Mois	$[\text{PO}_4\text{obs} - \text{PO}_4\text{rep}]$ ( $\mu\text{mol/l}$ )
Janvier	0,11
Février	0,23
Mars	0,20
Avril	0,15
Mai	0,083
Juin	0,04
Juillet	0,04
Aout	0,04
Septembre	0,05
Octobre	-0,01
Novembre	-0,01
Decembre	0,10

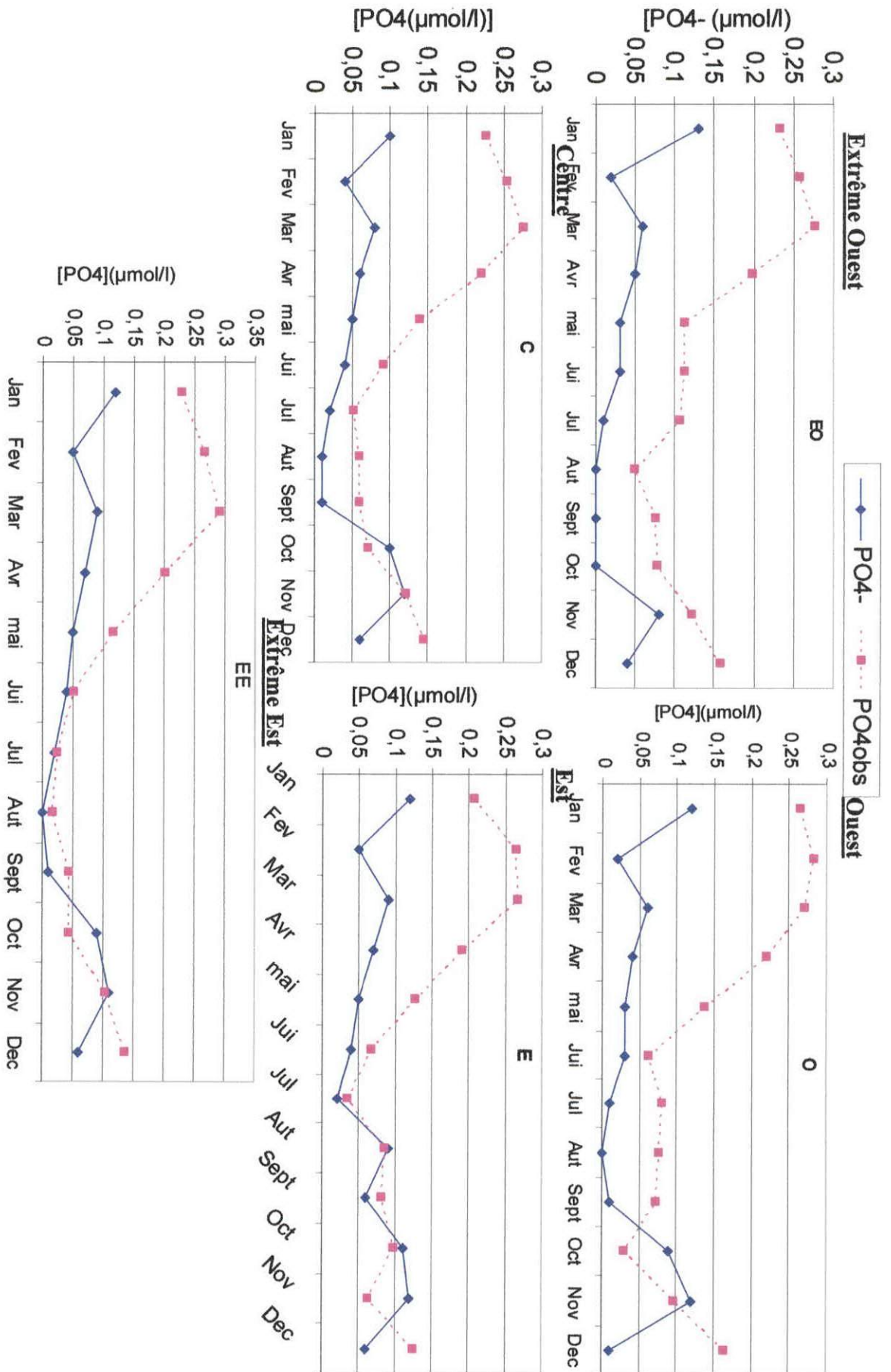


Figure.8: variation annuelle des phosphates dans les cinq zones étudiées du bassin algérien reproduites dans la simulation A et des concentrations observées dans les données.

Les résultats du **tableau 7** montre une sous-estimation des concentrations en  $PO_4$ . Cette sous-estimation des concentrations peut être due à l'absence d'autres facteurs d'apports en phosphates dans le modèle, comme celui des apports telluriques et fluviaux, ce qui mène à l'épuisement des phosphates dans les eaux de surface et ce qui n'est pas le cas dans les observations.

### III.1.2) Résultats en Oxygène dissous ( $O_2$ ) pour les simulations A (ou B) et C (ou D)

Les **figures (9 et 10)** représentent les concentrations mensuelles en oxygène dissous observées dans les données et reproduit par le modèle, respectivement en simulations A et C.

Les courbes présentent, des allures identique, pour les deux simulations : des maxima d' $O_2$  en décembre, janvier et février et des minima en Août, septembre, aussi bien dans les observations que dans les simulations.

Le **tableau 8** représente la différence mensuelle, entre les concentrations d' $O_2$  dissous observées et modélisées pour les simulations A et C.

**Tableau.8 : Les différences entre les observations réelles et les résultats du modèles des concentrations en oxygène dissous pour les deux simulations A et C "en moyenne pour les cinq zones"**

Mois	Simulation A	Simulation C
	$[O_{2,obs} - O_{2,mod}] (\mu mol/l)$	$[O_{2,obs} - O_{2,mod}] (\mu mol/l)$
Janvier	2,97	-0,27
Février	-12,32	-20,84
Mars	-0,14	-9,20
Avril	-0,46	-4,46
Mai	-0,04	-1,04
Juin	0,93	0,79
Juillet	6,81	6,55
Aout	9,23	8,93
Septembre	11,83	11,59
Octobre	11,13	11,39
Novembre	8,01	8,45
Decembre	3,14	0,32

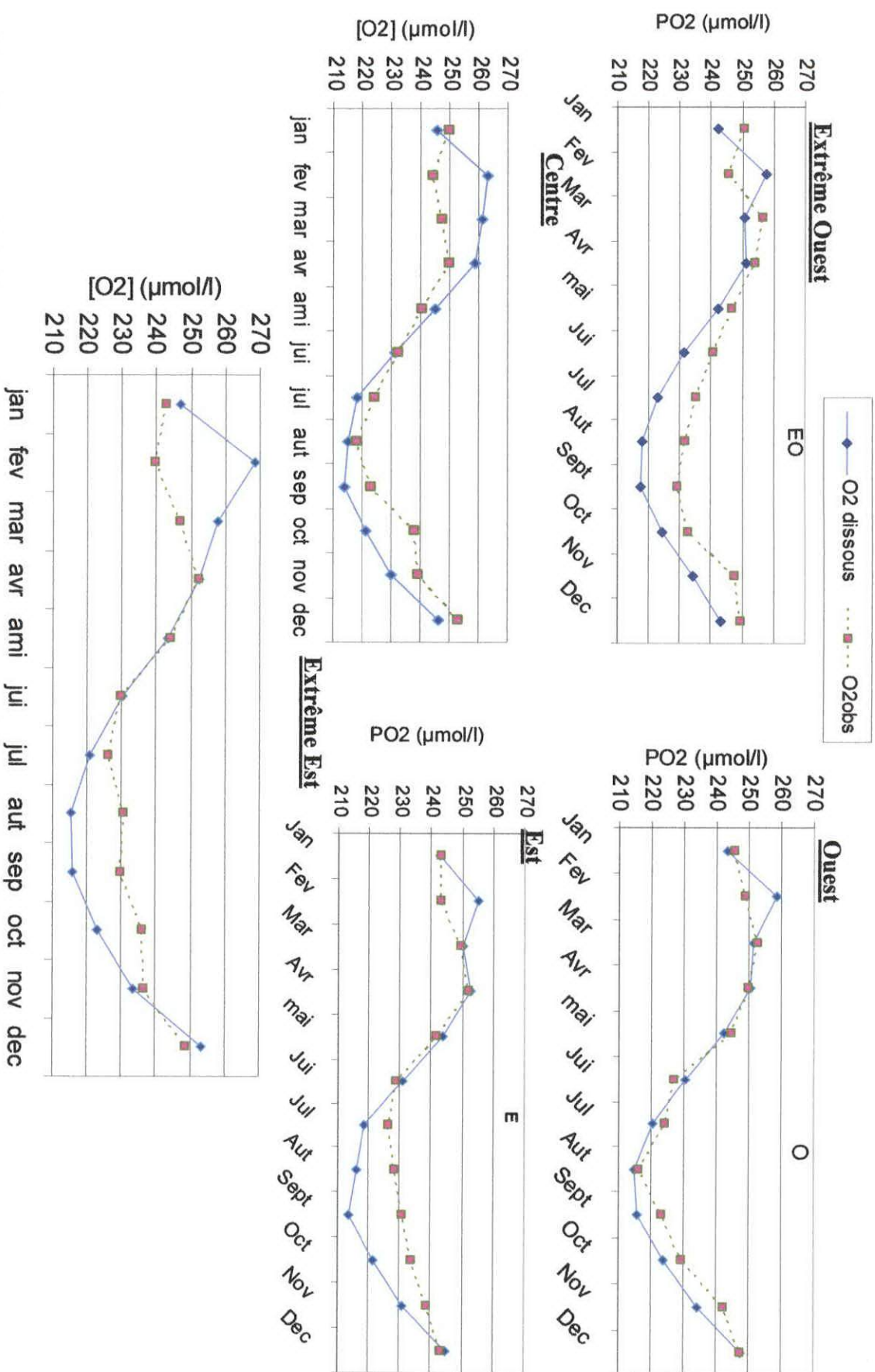


Figure 9: variation annuelle de la concentration en oxygène dissous dans les cinq zones étudiées du bassin algérien, reproduite dans la simulation A est des concentrations observées dans les données.

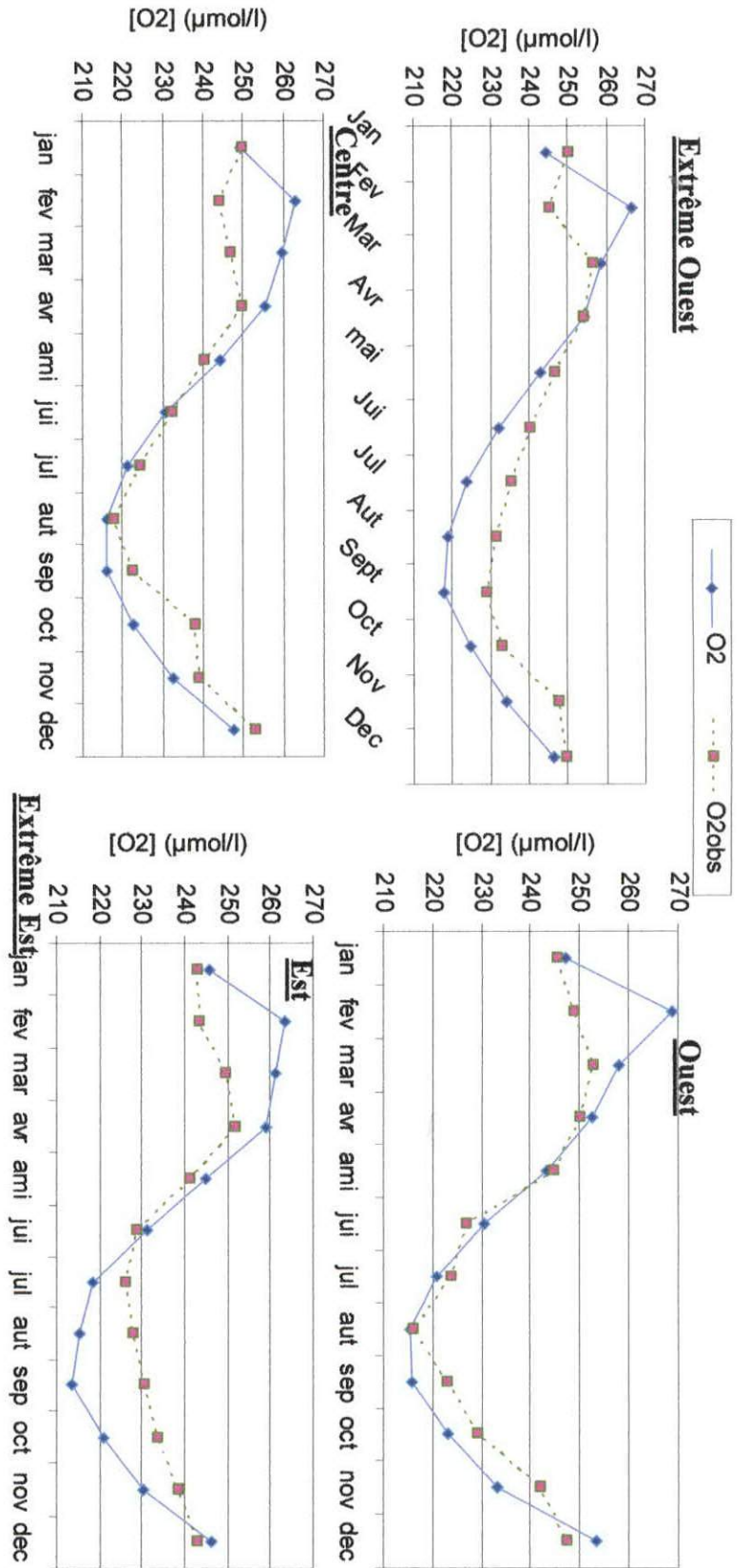


Figure-10: représentation graphique des variations annuelles en oxygène dissous dans les cinq zones du bassin algérien, reproduites dans la simulation C, et observée dans les données.

Le **tableau 9** représente une synthèse moyenne de l'amplitude des variations saisonnières des phosphates et d'O<sub>2</sub> dissous reproduits par le modèle dans les deux simulation A et C, et réellement observées, ainsi que l'erreur sur cette amplitude estimée par rapport à l'observation.

Si le cycle saisonnier d'O<sub>2</sub> dissous est bien reproduit par le modèle, on voit toute fois que son amplitude est légèrement sous-estimée dans le modèle.

**Tableau.8 : L'amplitudes des variations saisonnières des phosphates et d'O<sub>2</sub> dissous**

	Modèle			Observations réelles	
	Simulation A		Simulation C	PO <sub>4</sub>	O <sub>2</sub> dissous
	PO <sub>4</sub>	O <sub>2</sub> dissous	O <sub>2</sub> dissous		
<b>Amplitude saisonnière (µmol/l)</b>	<b>0,11</b>	<b>41.6</b>	<b>49.82</b>	<b>0,24</b>	<b>40,34</b>
<b>l'erreur estimée (%)</b>	<b>53</b>	<b>3</b>	<b>23</b>	-	-

On remarque que les phosphates sont faiblement reproduit dans la simulation A (à peu près à 47 %) par contre l'oxygène dissous est très bien reproduit à 97 %.

Dans la simulation C on remarque que l'oxygène est reproduit à 77 %, donc le cycle de l'oxygène est mieux reproduit par la simulation A que par la simulation C.

**III.1.3) Analyse des résultats en PO<sub>4</sub>**

La **figure 11** présente le poids des effets biologiques et de mélange, sur les variations des concentrations en phosphates pour la simulation A. Les maxima sont rencontrés en saison d'automne et d'hiver, le processus responsable de l'enrichissement des eaux de surfaces en phosphates, est le mélange vertical qui enrichit les eaux de surface et favorise ainsi l'activité biologique (la photosynthèse). Cette dernière consomme cet excès dans l'eau de surface.

**III.1.4) Analyse des résultats en O<sub>2</sub> dissous.**

La **figure 12** présentes les poids des processus affectant la variation de l'oxygène dissous dans la couche de mélange, pour la simulation A.

On remarque que, pour ce paramètre, les effets dominants en hiver sont le mélange vertical et la biologie, jusqu'en été c'est l'effet du flux qui domine. Le mélange hivernal a tendance à diminuer la concentration en O<sub>2</sub> dissous dans l'eau de surface et l'enrichir en même temps en sel nutritifs, ce qui augmente la photosynthèse. De plus, en hiver la température de l'eau diminue ce qui fait augmenter la dissolution d'O<sub>2</sub> de l'atmosphère.

Pour la simulation C, on revoit le même scénario (**figure 13**), sauf que dans ce cas les effets dus à la biologie sont beaucoup plus marqués, du fait que les concentrations en sels nutritifs le sont aussi et les effets biologiques sont devenus positifs (dominance de la photosynthèse) pour toutes les saisons.

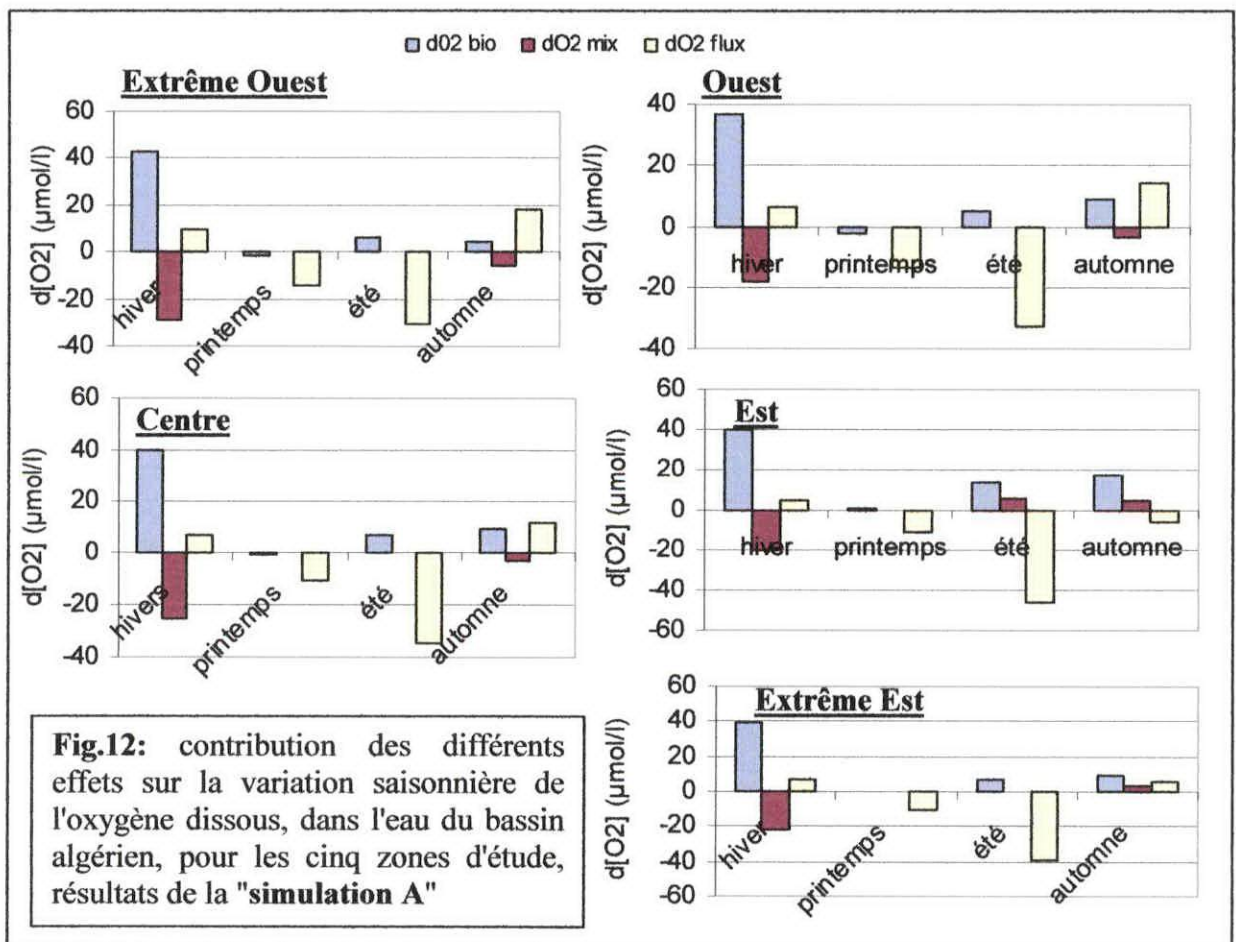
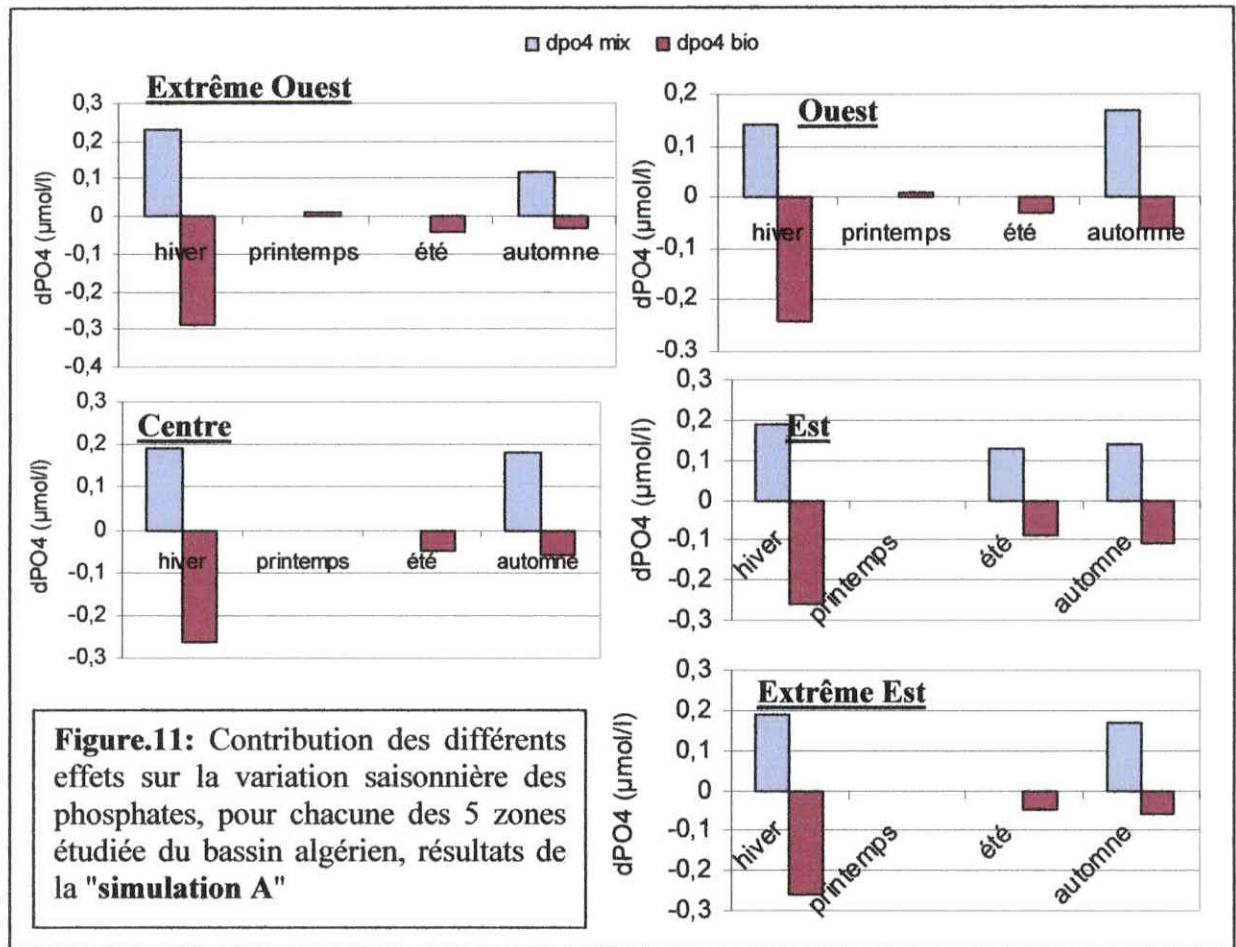
Donc en résumé on a en hiver compétition entre mélange photosynthèse et en été les effets de mélange disparaissent avec une faible persistance de l'effet biologique.

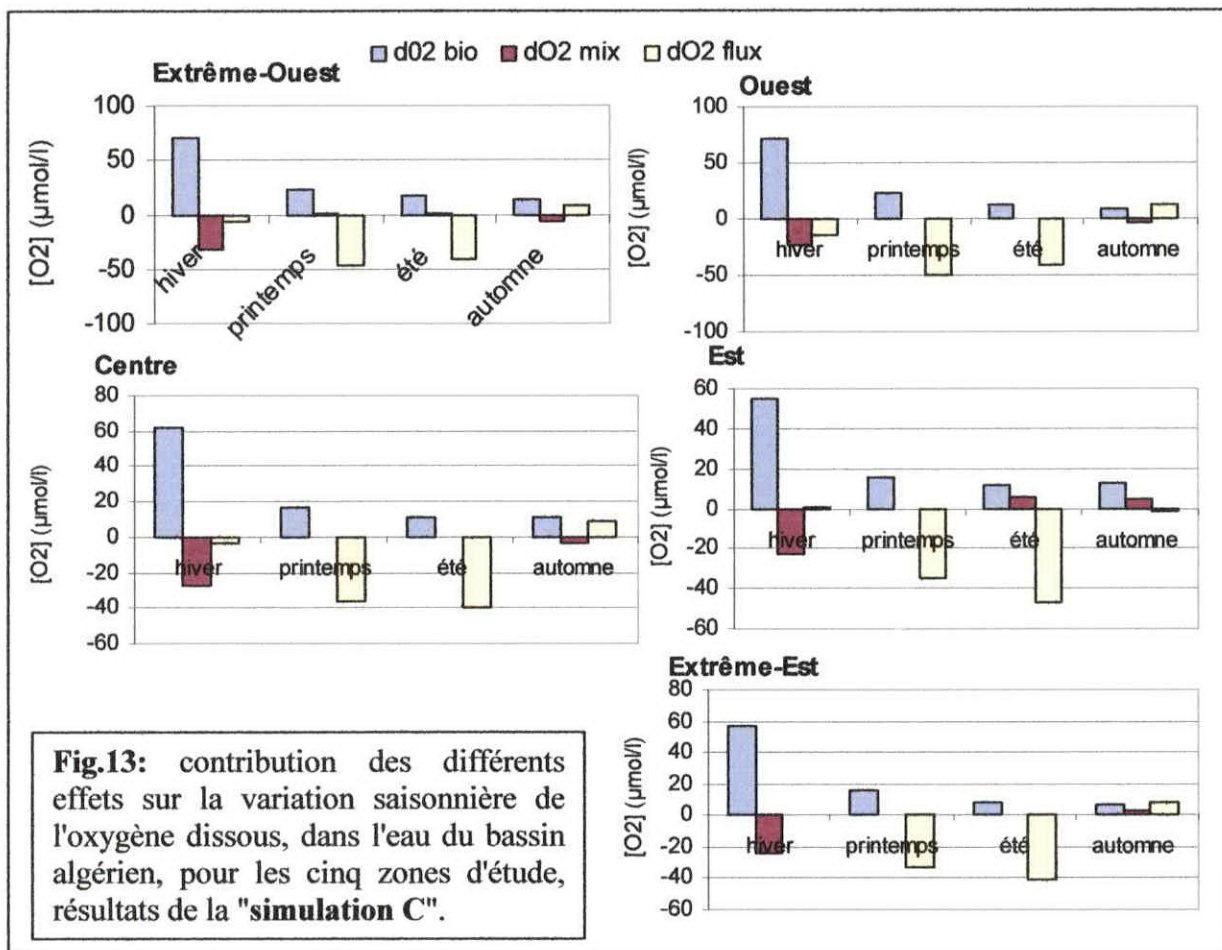
**III.2) résultats en, TC et AT pCO<sub>2</sub>****III.2.1) résultats pour la simulation A et B :**

La **figure 14** présente les variations de TC et d'AT dans la couche de mélange modélisées dans les deux simulations A et B.

On remarque que le TC, suit le cycle des Sels Nutritifs (des maxima en hivers et des minima en été) pour les deux simulations A et B, mais ces concentrations et ces variations saisonnières dans la simulation B, sont beaucoup plus importantes que dans la simulation A.

Les variations saisonnière d'AT pour les simulations A et B sont faibles : pour les cinq zones AT varie en surface de moins de 5 µEq/l. Ceci est en accord avec les variations observées d'AT en Méditerranée puisqu'il y a peu de calcification et que les salinités varient faiblement à l'échelle de la saison.





La figure 15, présente les variations mensuelles de la pression partielle de dioxyde du carbone ( $p\text{CO}_2$ ) dans la couche de mélange et dans l'air, reproduites respectivement dans les simulations A et B, pour les cinq zones du bassin algérien. On remarque que  $p\text{CO}_2$  dans l'eau présente des maxima en été et des minima en hiver et automne.

L'amplitude saisonnière moyenne des pressions de  $\text{CO}_2$  entre l'hiver et l'été reproduite dans la simulation A est d'environ  $110\mu\text{atm}$ , elle est d'environ  $118\mu\text{atm}$  à l'Extrême-Ouest et diminue en allant vers l'est jusqu'à atteindre  $105\mu\text{atm}$  à Extrême-Est, confirmant ainsi que c'est la température qui gouverne les variations de la pression partielle de  $\text{CO}_2$  dans les eaux de surface de la Méditerranée (Bégovic et al., 2002) puisque les amplitudes des températures aussi suivent le même gradient d'Ouest à l'Est.

En comparant les deux simulations A et B, on remarque que dans la simulation A (situation naturelle), les  $p\text{CO}_2$  dans l'eau reproduites par le modèle sont inférieures aux  $p\text{CO}_2$  dans l'air en hiver et supérieures en été, donc l'eau de mer dans ce cas joue le rôle de puit en hiver et de source en été de  $\text{CO}_2$  pour l'atmosphère.

Par contre dans la simulation B (situation actuelle), les  $p\text{CO}_2$  dans l'eau reproduites par le modèle sont supérieures à  $p\text{CO}_2$  dans l'air tout au long de l'année, donc l'eau de mer dans ce cas joue toujours le rôle d'une source de  $\text{CO}_2$  pour l'atmosphère.

Dans la simulation B, la  $p\text{CO}_2$  dans l'eau est reproduite avec des valeurs beaucoup plus importantes qu'en simulation A (conditions naturelles), jusqu'à atteindre  $550\mu\text{atm}$  pour la zone Est.

En résumé, on déduit que le cycle saisonnier de  $p\text{CO}_2$  de surface est similaire dans les deux simulations (conditions naturelles et actuelles) les amplitudes saisonnières sont aussi très proches dans les deux simulation plus importantes dans l'actuelle respectivement pour Sim A et B ( $110$  et  $106\mu\text{atm}$ ) cependant la différence moyenne entre les deux simulation est importante, les concentrations reproduites dans les conditions naturelles représente environ 31 % de celles reproduites dans les conditions actuelles.

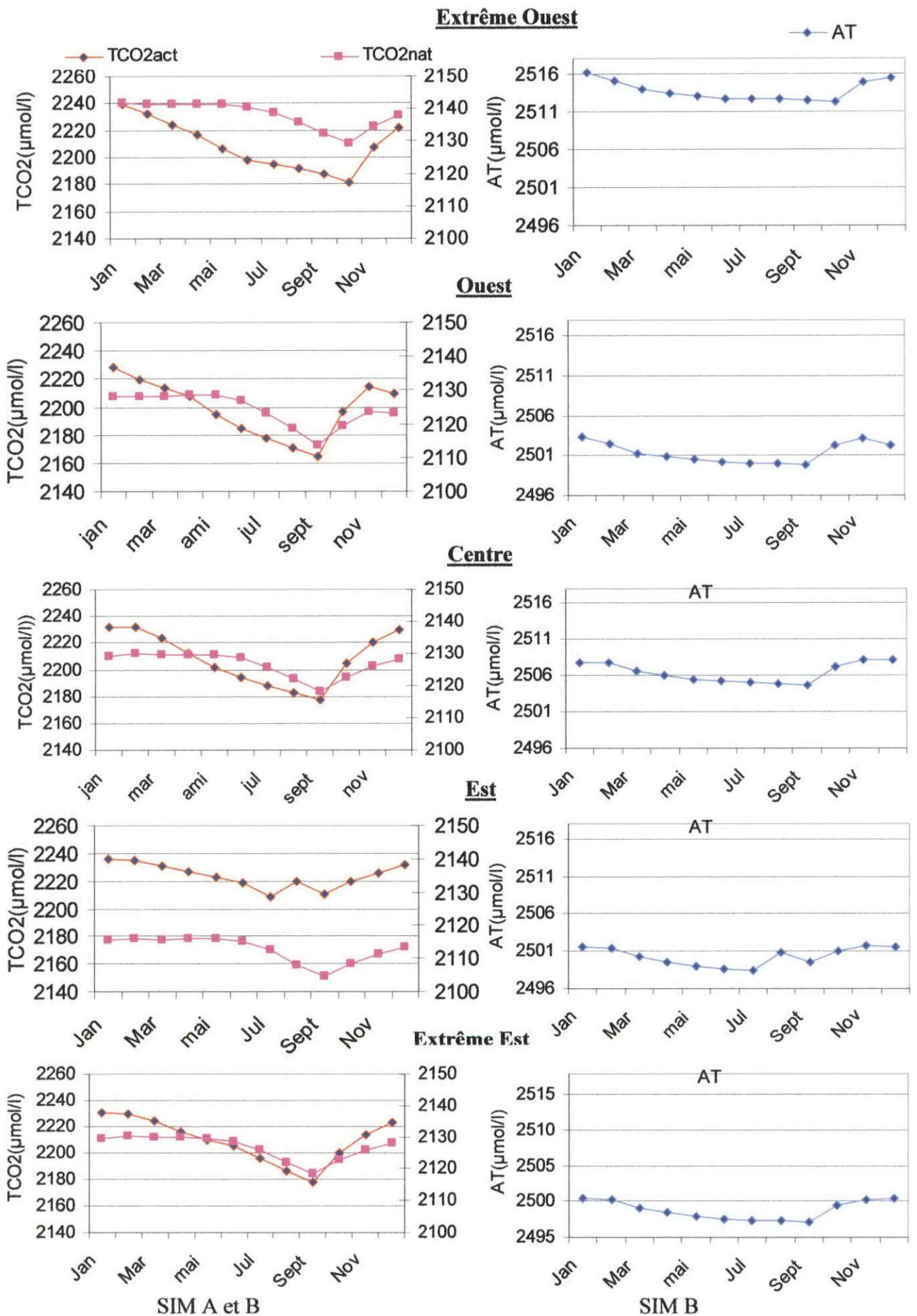


Figure.14: Résultats en TCO<sub>2</sub> et AT dans la couche de mélange pour les simulations A et B.

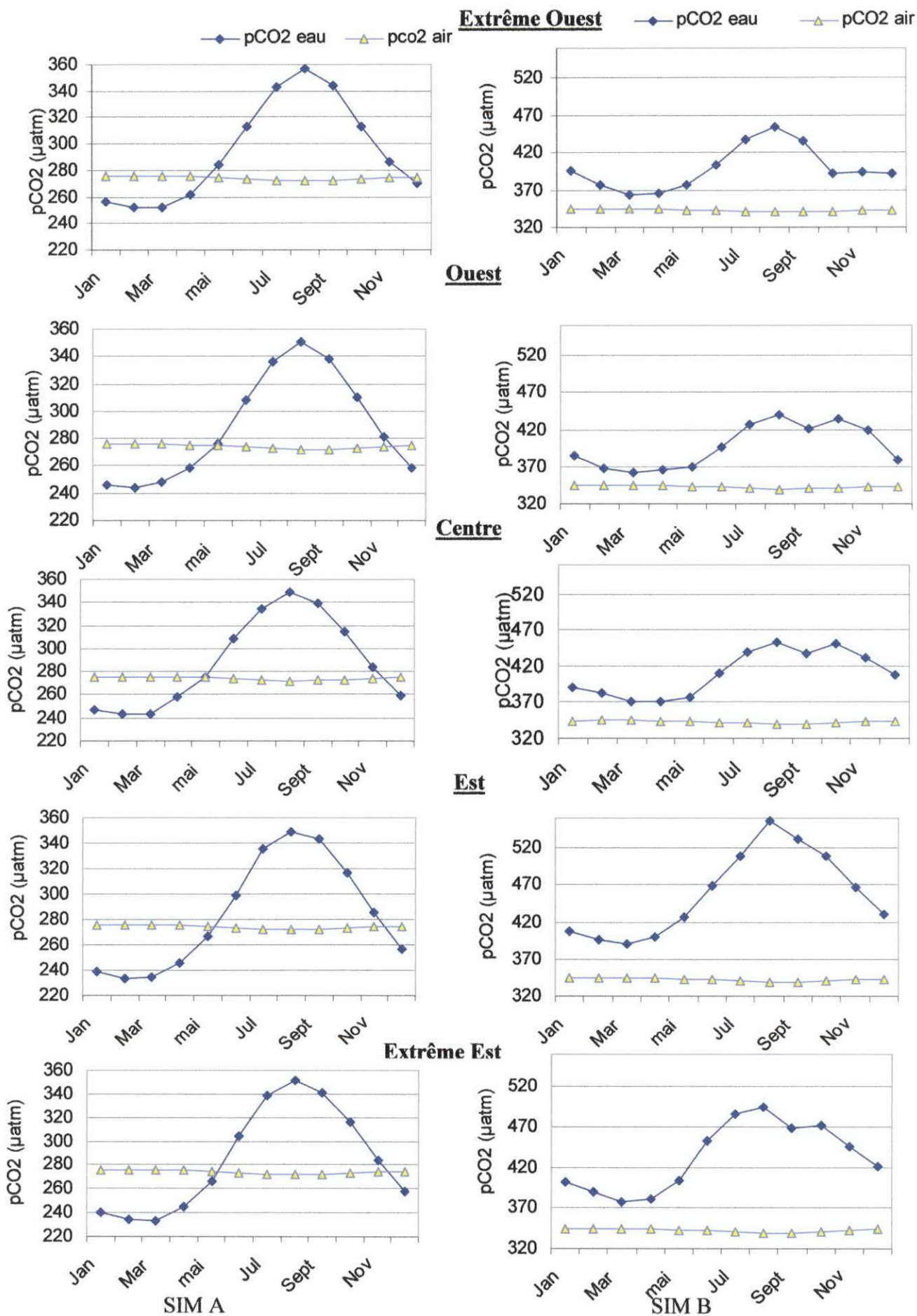


Figure.15: résultats en pCO2 dans l'air et dans l'eau pour les simulations A et B.

**III.2.1.1) Analyse des processus en  $p\text{CO}_2$  et TC:**

La **figure 16** présente les processus responsables de la variation de TC dans la couche de mélange reproduits dans les deux simulations A et B

Ces processus sont essentiellement dus aux flux d'échange air-mer et au mélange vertical. Ce dernier est très marqué en hiver et automne par contre l'effets dû au flux d'échange air-mer est important en été et printemps.

L'apport de TC en surface par le brassage hivernal est compensé annuellement par le dégazage de  $\text{CO}_2$  estival.

Les concentrations en sels nutritifs dans les simulations A et B étant sous-estimées par rapport aux observations, il devrait en résulter une sous-estimation de l'effet biologie.

Pour la simulation B, le mélange domine le poids des effets sur la variation de TC : le mélange est intense en hiver, tandis que les effets dus à la photosynthèse et au flux reste toujours minimales et tendent à diminuer le TC dans la couche de surface (la photosynthèse et dégazage).

Les résultats du modèle dans les deux simulations A et B montre que le TC reste toujours moins concentré dans les eaux de surface par rapport aux eaux de subsurface et sa concentrations dans les eau superficielles est beaucoup contrôlée par sa concentration en subsurface est cela est très marqué en hiver, quand le TC surface approche de sa valeur dans la couche de subsurface.

La **figure 17** représente les poids des processus responsables de la variation de  $p\text{CO}_2$  dans la couche de mélange modélisés en simulations A et B.

On remarque que ce sont les effets thermodynamiques qui dominent pour les deux simulations, ces effets sont négatifs en automne et hiver et positifs en printemps et en été. Ceci est en accord avec les observations de **Bégovic, 2002** au site Dyfame.

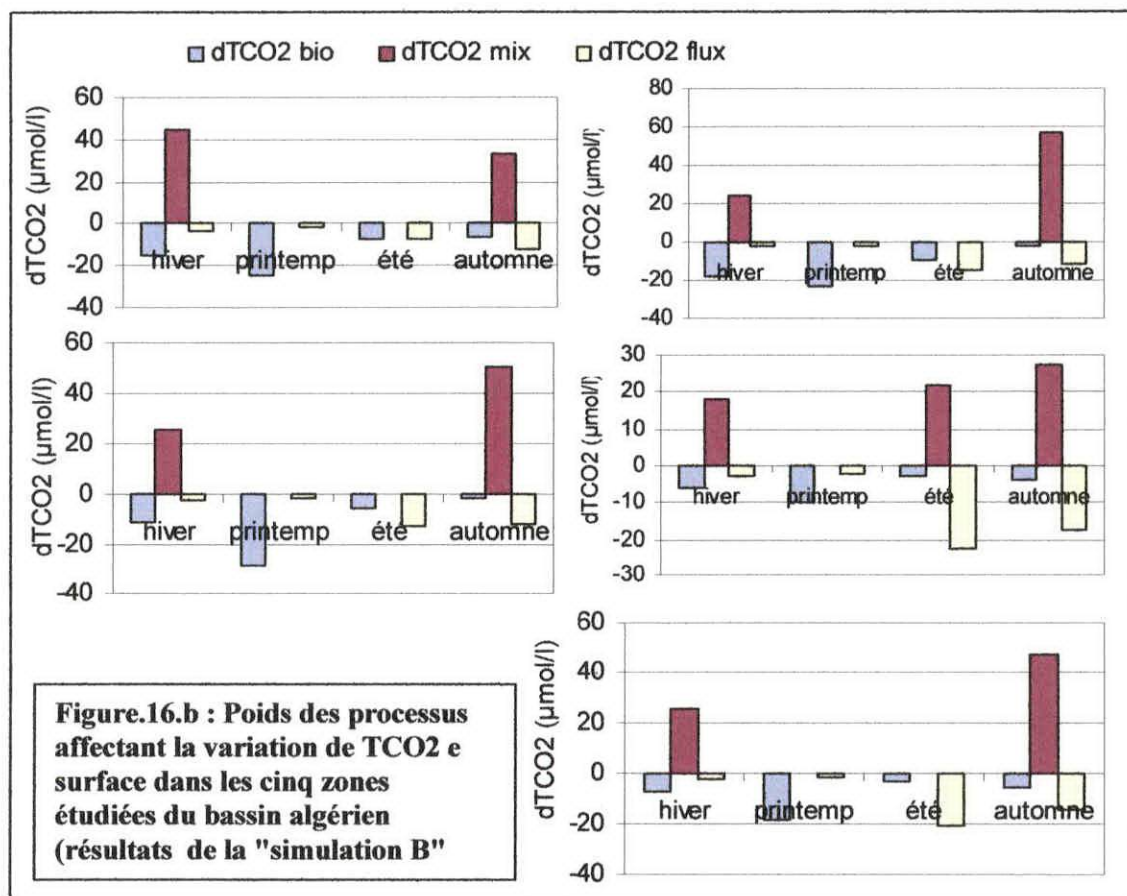
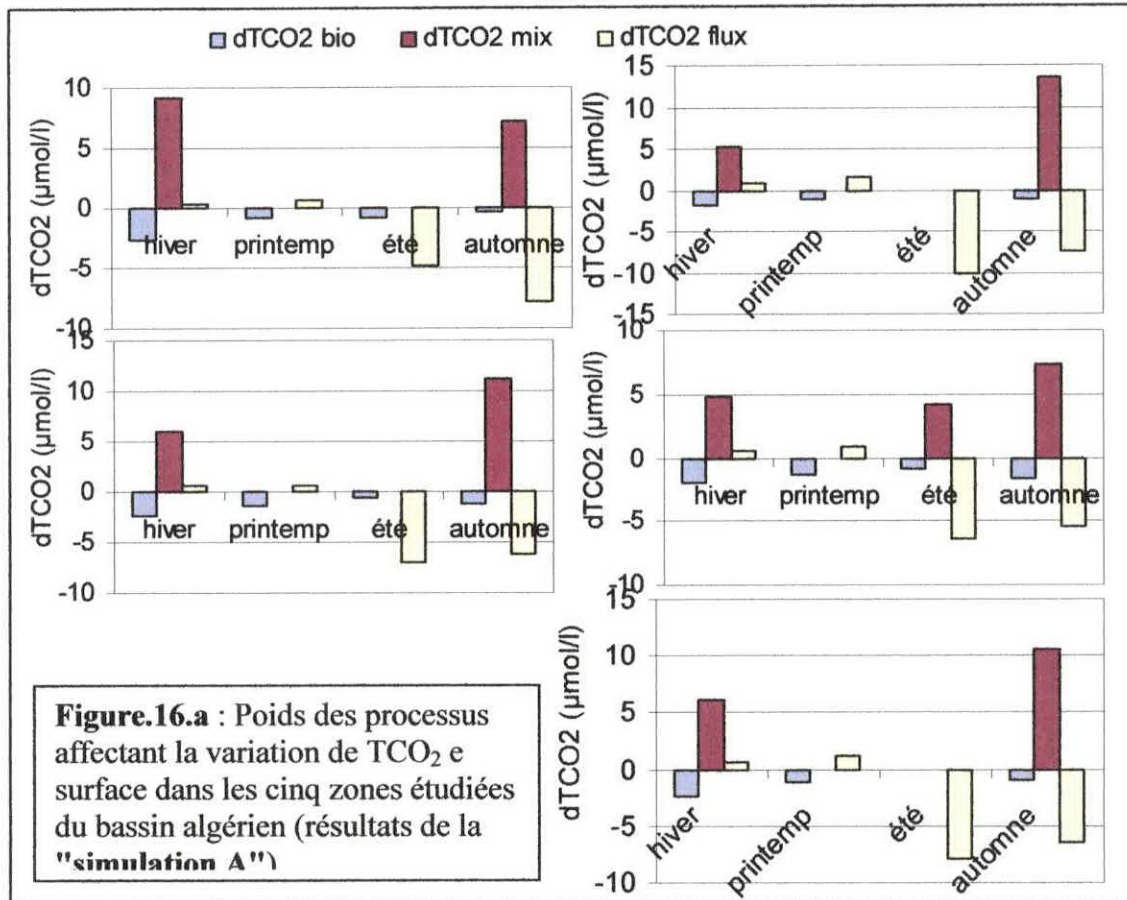


Figure.16: poids des processus affectant le TCO<sub>2</sub>, dans la couche de mélange pour les cinq zone, résultats du modèle

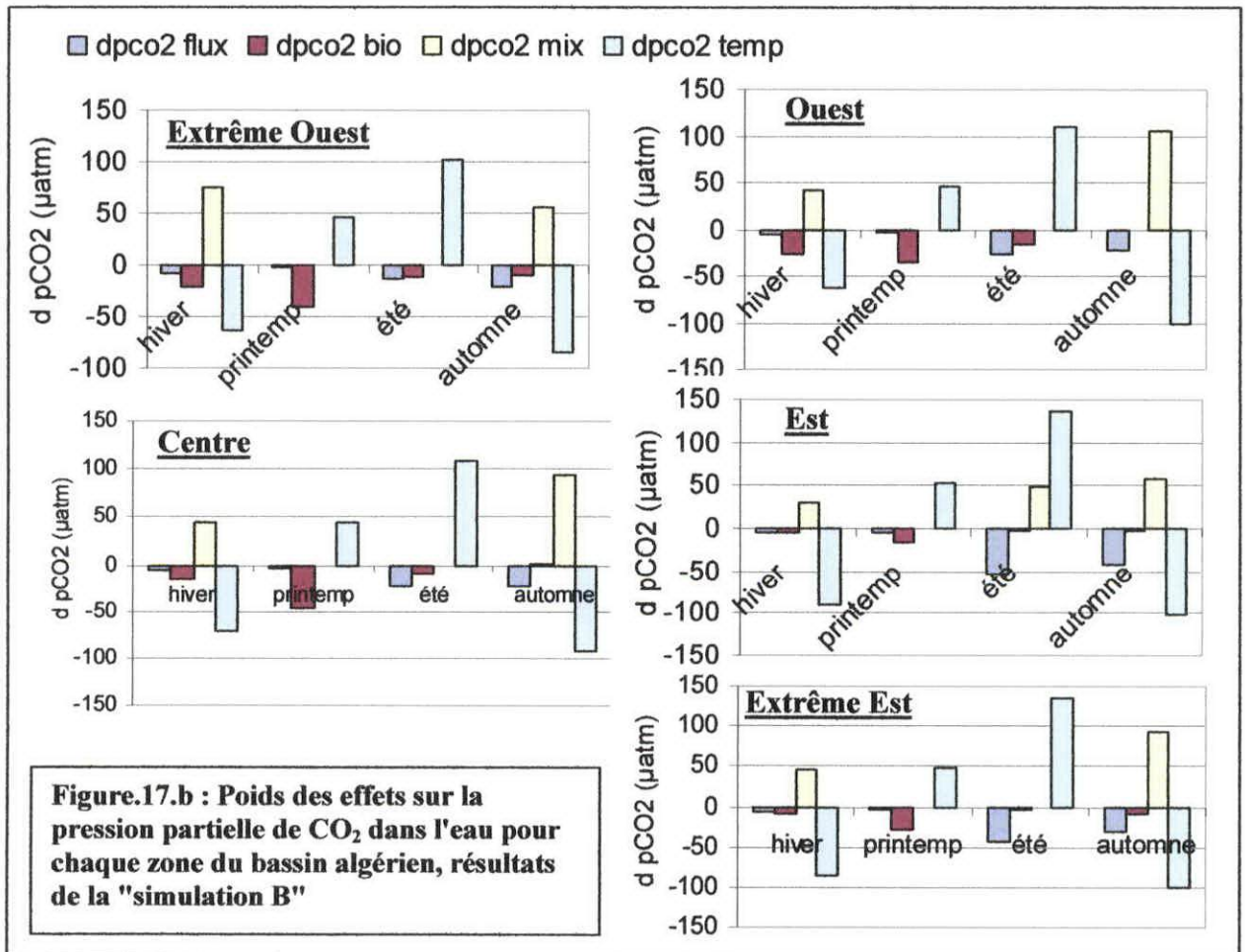
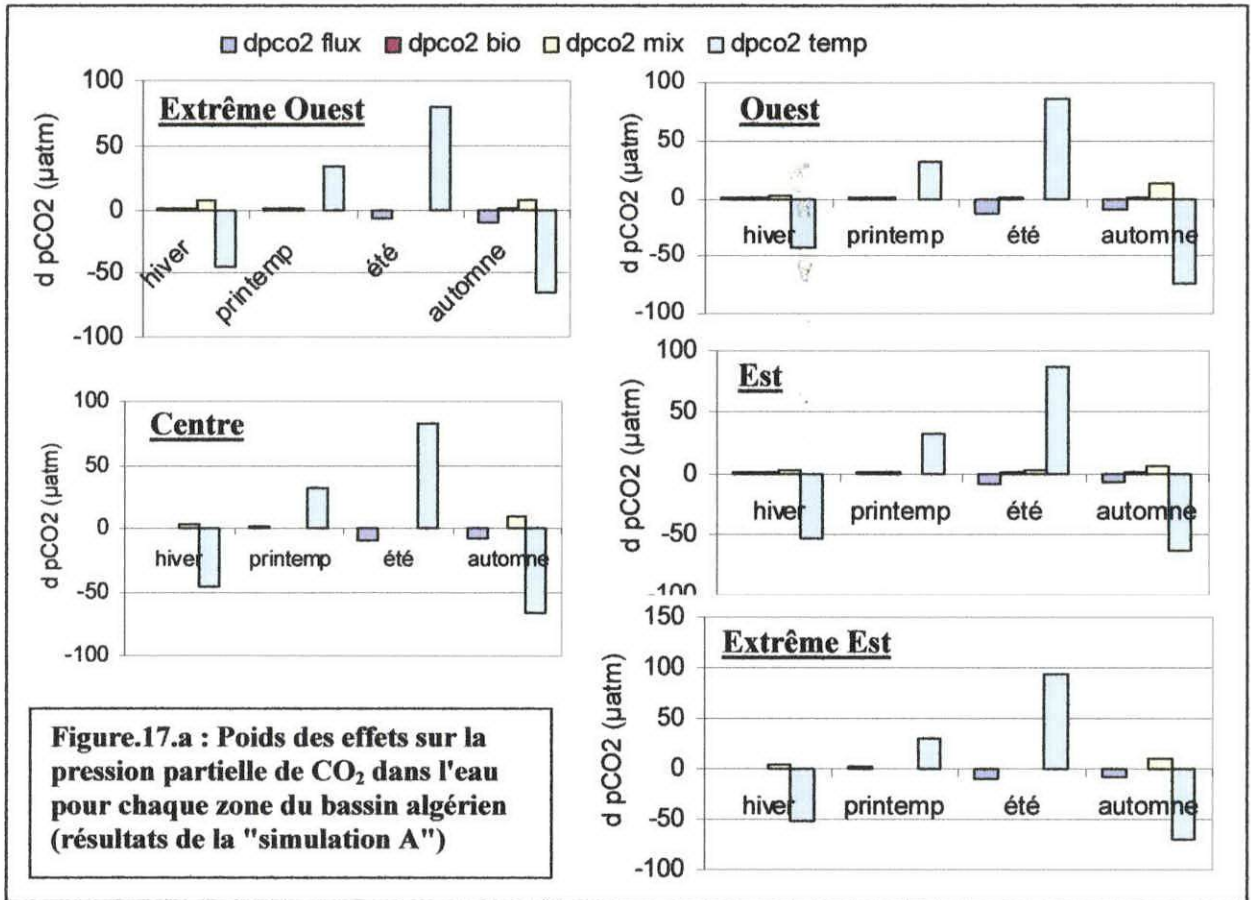


Figure.17: poids des processus affectant les concentration en pCO<sub>2</sub> dans la couche de mélange, pour les cinq zone du bassin algérien, reproduit par le modèle.

Dans la simulation A, tous les effets (mélanges, flux et biologiques) sont faible hormis les effets thermodynamique. Dans la simulation B, les effets du mélange vertical deviennent importants. Ceci serait dû au gradient de TC (qui augmente de la surface en subsurface et de la situation naturelle à la situation actuelle) augmentant selon notre représentation dans le modèle le poids du mélange vertiacale.

### **III.2.2) résultats pour les simulation C et D :**

Les cycles annuels d'AT dans la couche de mélange, reproduits dans les simulations C et D, pour les cinq zones du bassin algérien sont similaires à ceux des simulations A et B, et les mêmes remarques peuvent être faites.

Pour le TC, on revoit la même allure des courbes que dans les simulations précédentes (**Figure 18**) (maxima hivernaux et minima estivaux).

La **figure 19** représente les poids des processus à l'origine de la variation de TC dans la couche de mélange, reproduits par le modèle dans les simulations C et D, pour les cinq zones d'étude.

Le mélange apparaît en hiver et au printemps pour enrichir l'eau de surface en carbone, l'activité biologique est beaucoup plus marquée en hiver et tend à diminuer le TC par photosynthèse.

Les résultats en pCO<sub>2</sub> pour les deux simulations C et D ressemblent à ceux des deux premières simulations à peu de chose près (**figure 20**). On peu globalement faire les mêmes remarques pour les simulations C et D que A et B.

Le cycle des pCO<sub>2</sub> dans l'eau et dans l'air présente une allure comme dans les simulations précédentes. On remarque que pCO<sub>2</sub> dans l'eau présente des maxima en été et des minima en hiver et automne donc il suit le cycle de la température puisque les effets thermodynamiques gouvernent son cycle ce qui est clair sur la **figure 21** ; on remarque aussi que l'effets de flux d'échanges air-mer est faibles en hiver et printemps, et augmentent en été et automne prennent de valeurs négatives, avec un dégazage de CO<sub>2</sub> vers l'atmosphère en ces deux saisons (période où pCO<sub>2</sub> est très fort).

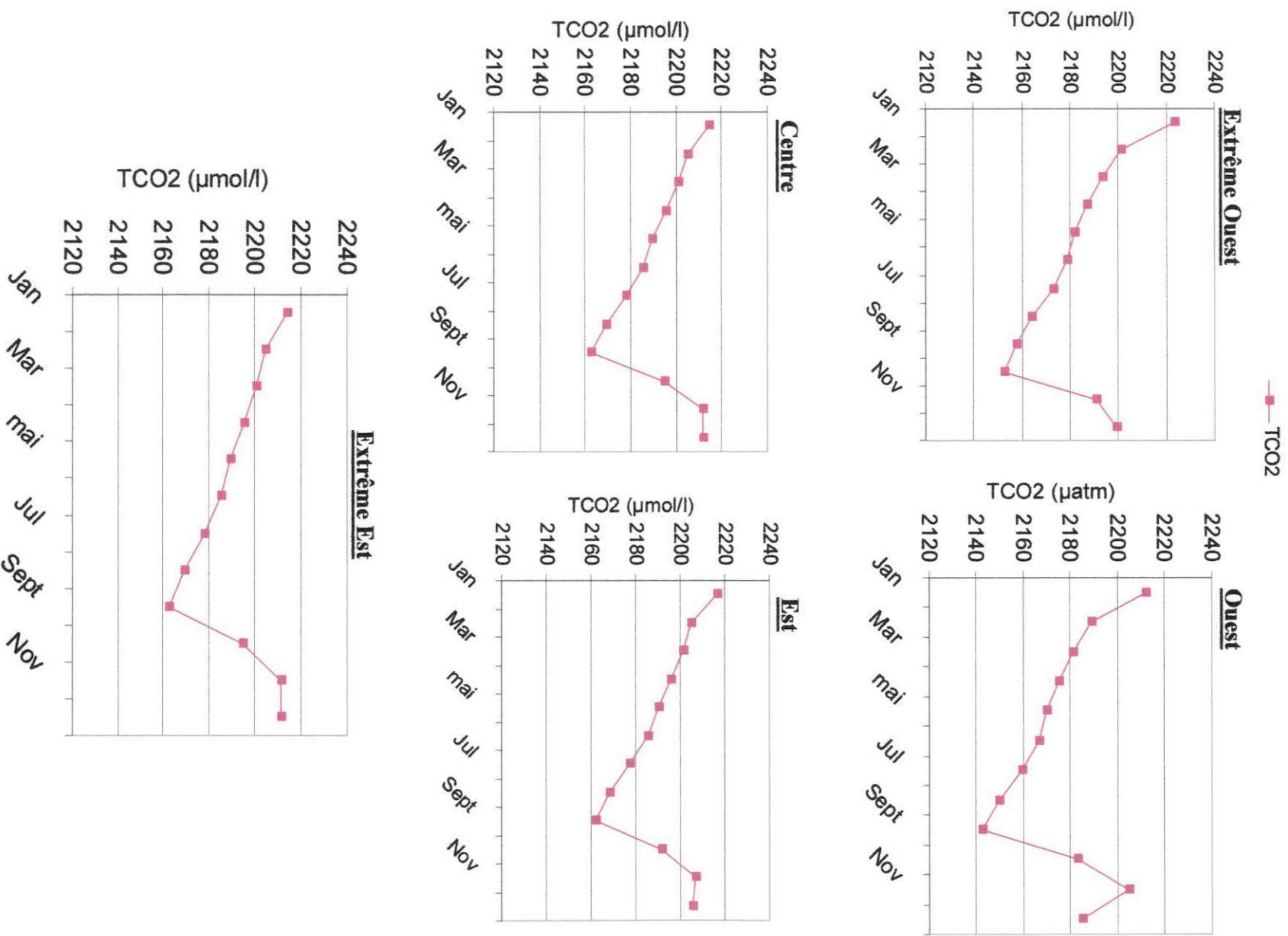


Figure.18: Variations annuelles de TCO<sub>2</sub> en simulations C et D

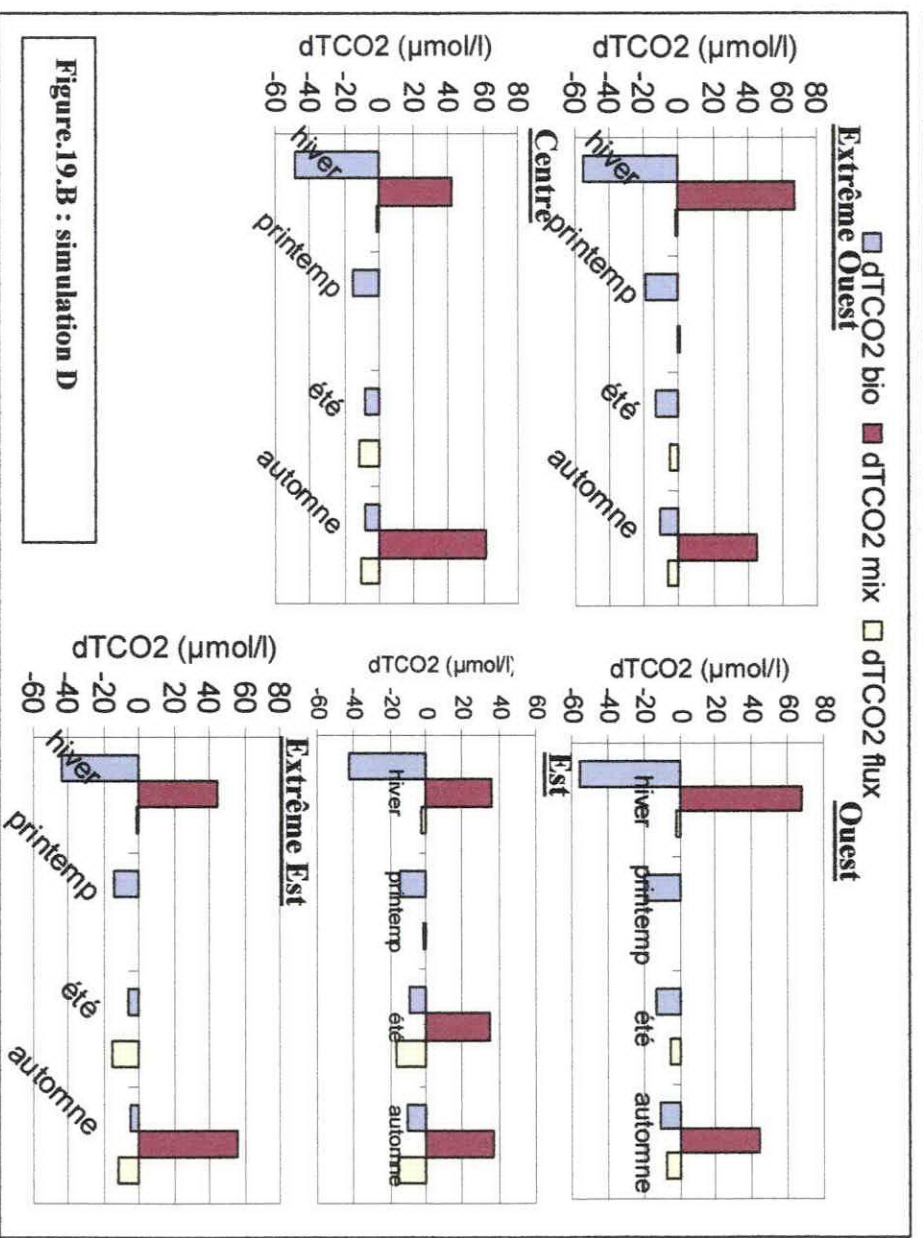
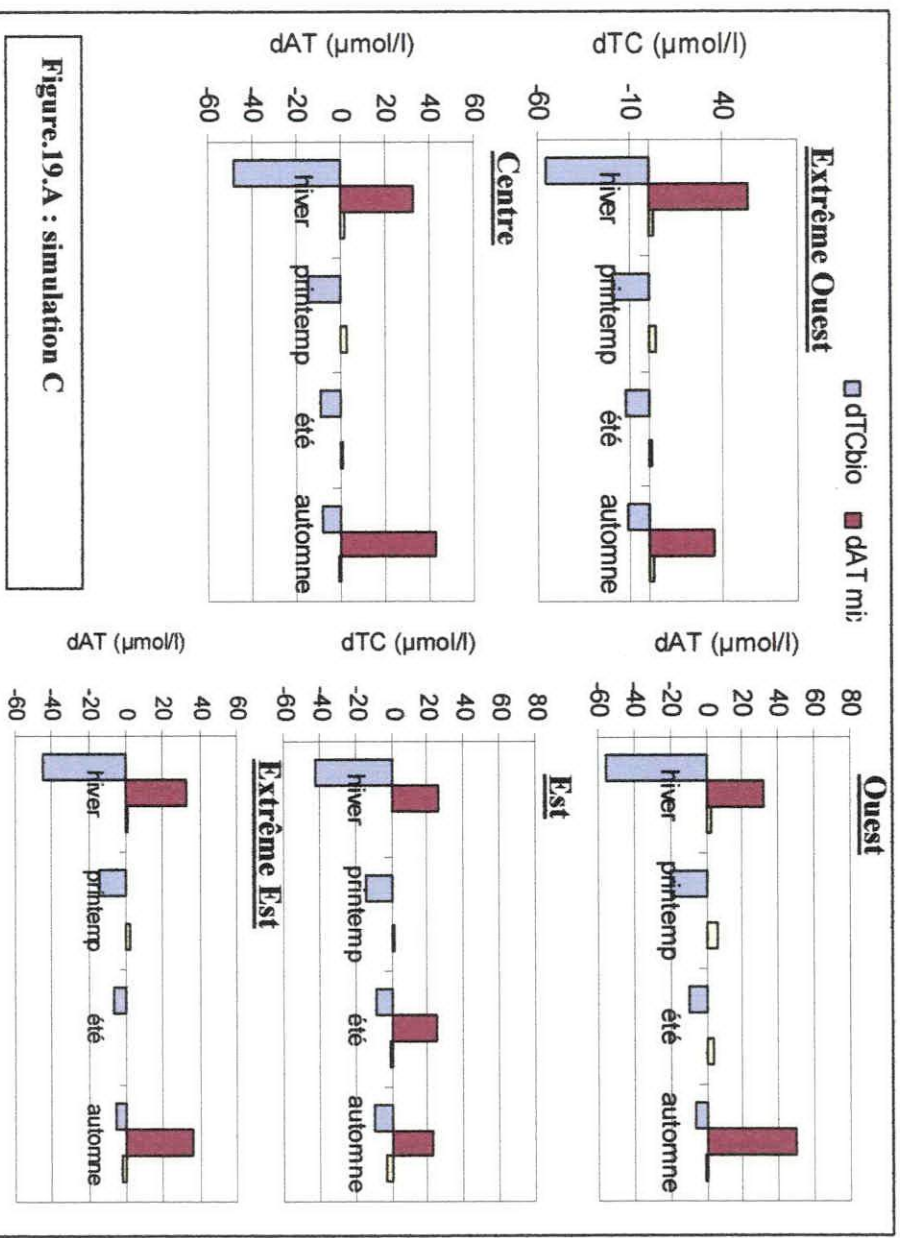


Figure 19 : Poids des processus affectant la variation de TC dans la couche de mélange, en simulations C et D

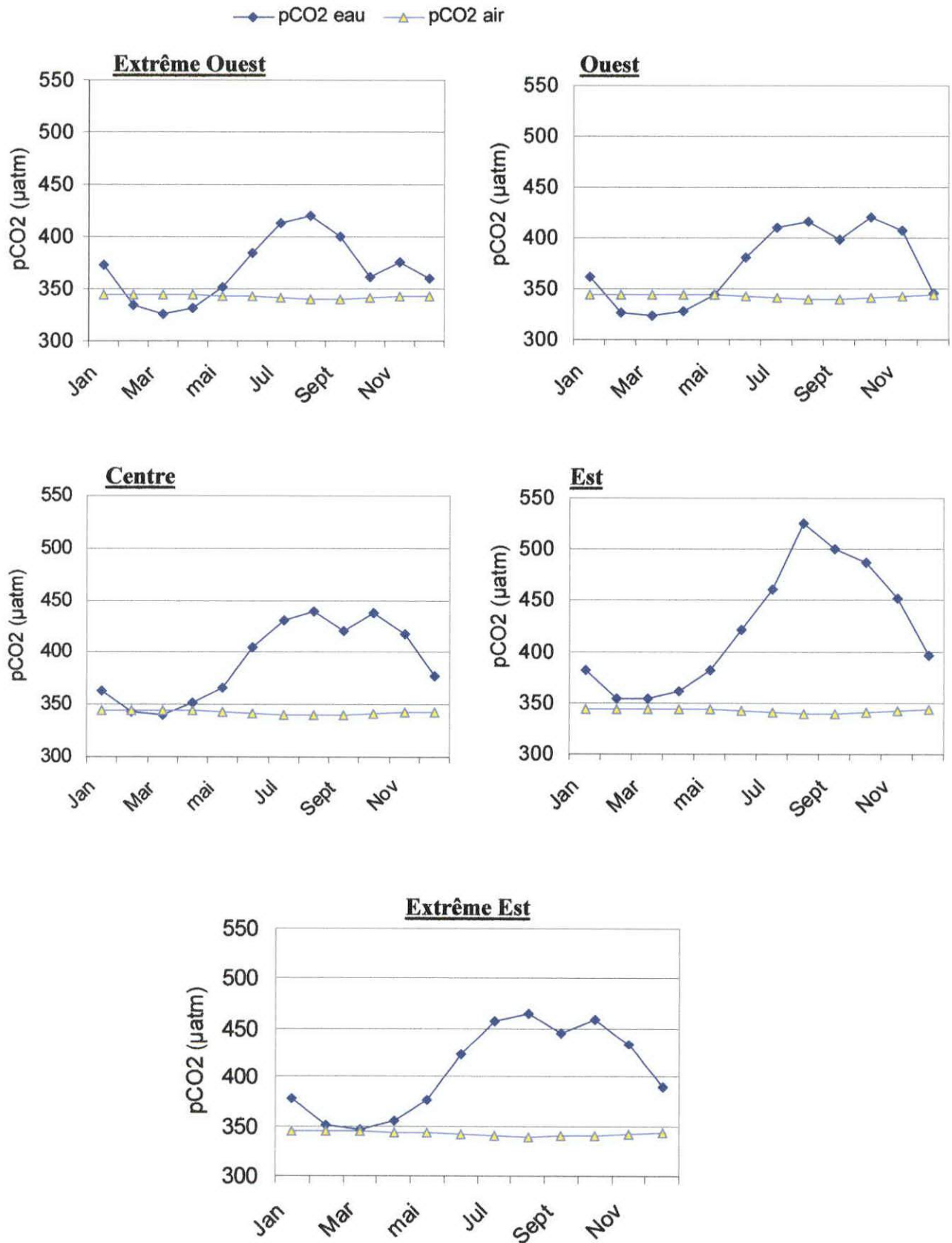


Figure.20 : Variations annuelles de la pression partielle de CO<sub>2</sub> en simulations D

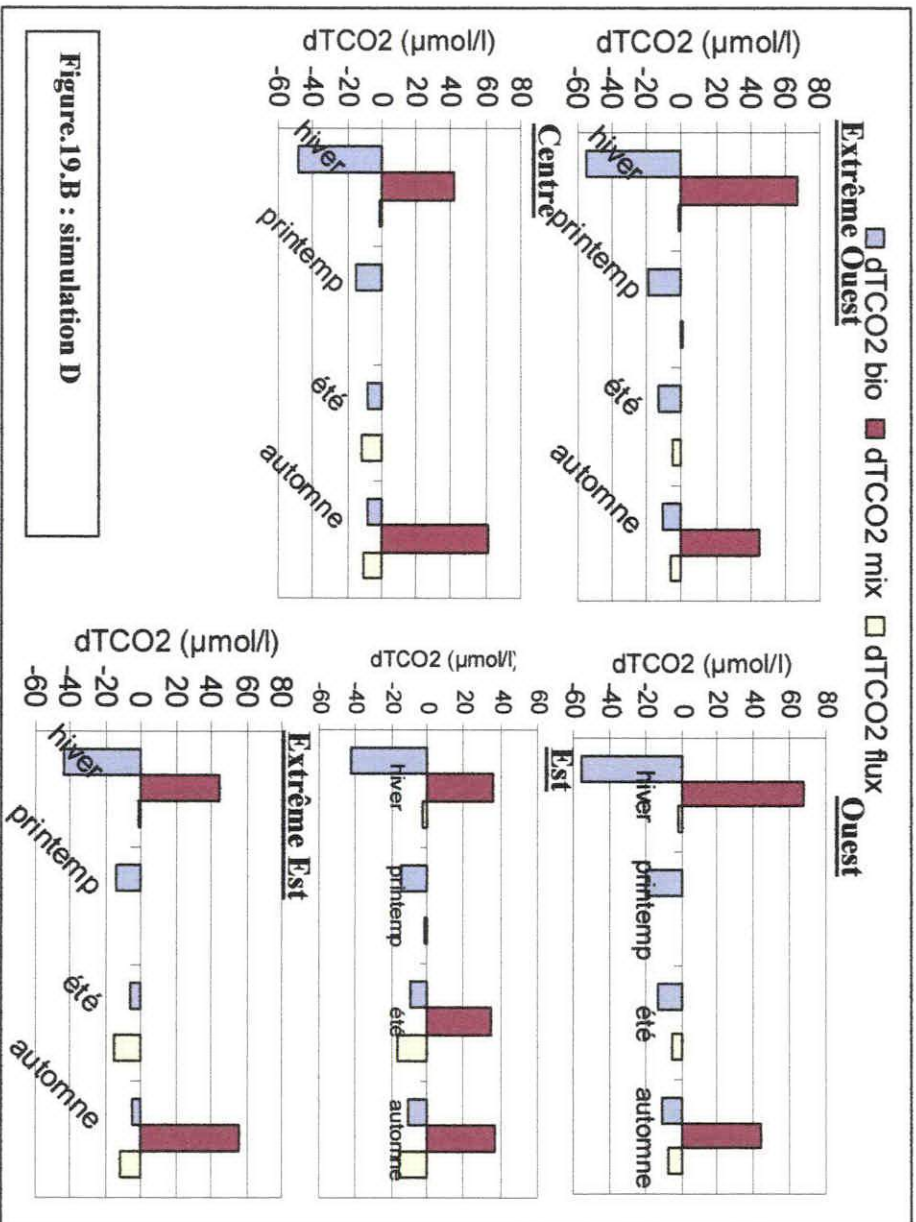
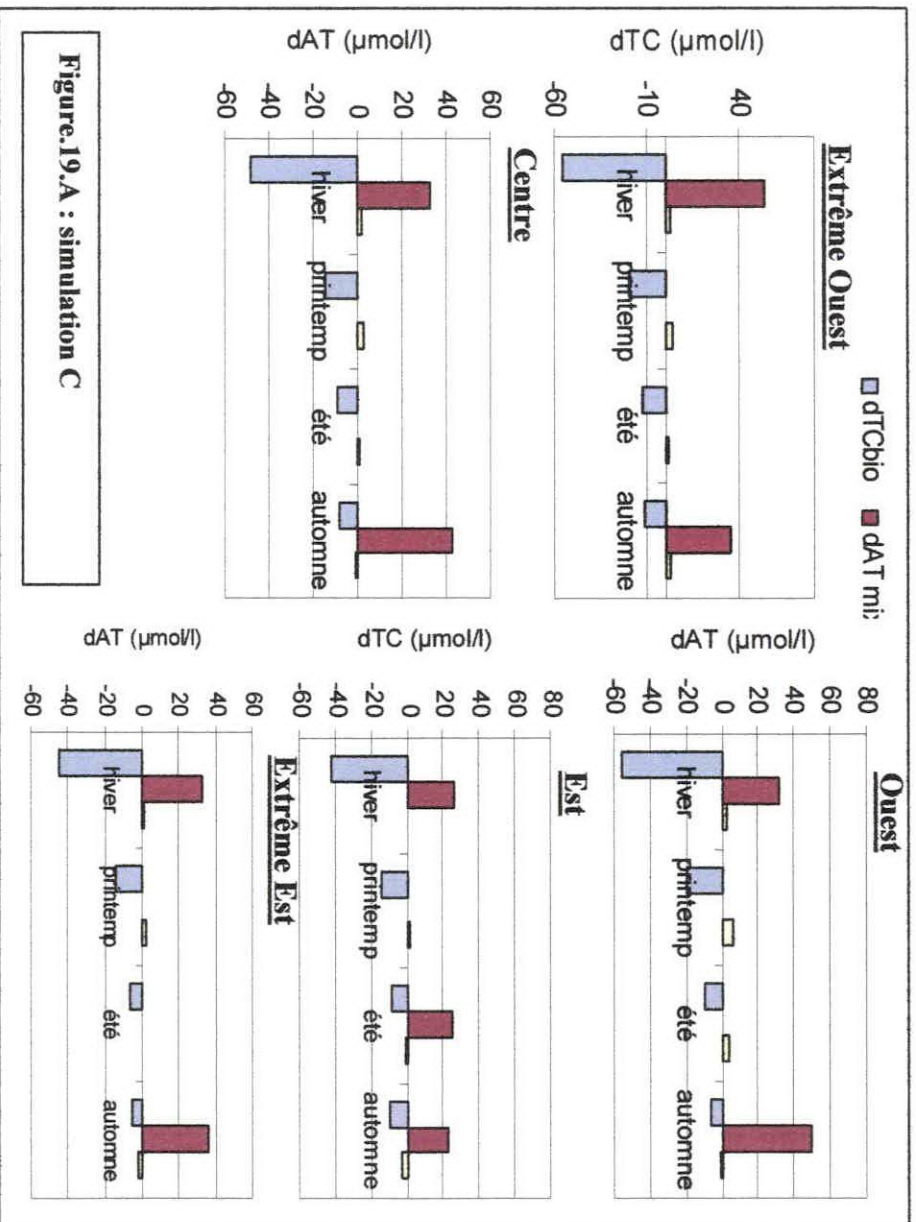


Figure 19 : Poids des processus affectant la variation de TC dans la couche de mélange, en simulations C et D

III.3) Flux annuel en CO<sub>2</sub> et O<sub>2</sub>:III.3.1) Flux en O<sub>2</sub>:

Le tableau 9 représente les flux annuels en oxygène à l'interface air-mer, modélisés en simulations A (ou B) et C (ou D), et observés (Hamaoui, 2006) pour les cinq zones du bassin algérien.

Tableau 9) Les flux annuels en oxygène modélisés pour les 2 simulations A et C (mol/m<sup>2</sup>/an) et observés dans les données.

Zones	Flux annuels en O <sub>2</sub> (mol/m <sup>2</sup> /an)		
	Simulation A	Simulation C	Observations (Hamaoui, 2006)
Extême-Ouest	0,0005	3,33	7,19
Ouest	0,20	3,96	3,62
Centre	0,04	3,02	3,05
Est	0,36	2,31	3,34
Extême-Est	0,024	2,49	3,50

D'après le tableau les flux en oxygènes sont bien reproduits par la simulation C (à 79.1 %) par contre dans la simulation A il ne sont reproduit que de (3,6 %), donc très mal reproduits, et cela confirme que c'est la simulation C qui est plus réaliste.

On peut expliquer cette mal reproduction des flux, dans la première simulation par la sous estimations des effets biologiques responsable en majeure partie de la modification de la concentrations en O<sub>2</sub> dans les eaux de surface.

Tbleau.10: flux annuels de CO<sub>2</sub> reproduit par le modèle dans les 4 simulations A, B, C et D (mol/m<sup>2</sup>/an) et observés dans les données

Zones	Flux annuels en CO <sub>2</sub> (mol/m <sup>2</sup> /an)			
	Simulation A	Simulation B	Simulation C	Simulation D
Extême-Ouest	0,12	0,54	-0,39	0,24
Ouest	0,14	0,67	-0,48	0,33
Centre	0,12	0,69	-0,28	0,50
Est	0,07	0,89	-0,14	0,63
Extême-Est	0,10	0,89	-0,23	0,63

On remarque que toutes les zones du bassin algérien jouaient le rôle de puit en CO<sub>2</sub> pour l'atmosphère dans les conditions de TC naturel et le rôle de sources dans les conditions de TC actuelle (Tableau.10)

Dans les deux premières simulations toutes les zones jouent le rôle de source pour l'atmosphère, et les flux sont faibles dans la simulation A (TC naturels "faibles concentrations") que dans la simulation B (TC actuel "fortes concentrations"), et caractère puit des zones, est certainement dû à la sous estimations des effets biologiques par le modèle.

Dans les deux dernières simulations C et D, on remarque que dans les conditions naturelles toutes les zones du bassin algérien jouaient le rôle de puits en CO<sub>2</sub> atmosphérique, alors que dans les conditions actuelles (perturbées) elles passent au rôle de sources permanentes pour l'atmosphère.

Nous avons considéré la simulation D comme étant la simulation la plus réaliste puisque le cycle de l'oxygène était bien reproduit et les sels nutritifs étaient restauré, et dans des conditions actuels, alors on déduit que le bassin algérien actuellement, joue le rôle de source permanente en CO<sub>2</sub> pour l'atmosphère.

#### **III.4) Estimation moyenne du carbone anthropique dans le bassin algérien**

##### **- Dans la boîte de surface:**

Dans les deux premières simulations A et B, nous avons TC anthropique est égale à 86,3 µmol/l en moyenne dans les eaux de surface du bassin algérien soit une augmentation de 5,2 % par rapport aux TC naturelle

Dans les deux dernières simulations C et D, le TC anthropique dans l'eau de surface est estimé à 108,1 µmol/l soit une augmentation de 5,8 % par rapport à TC naturel.

Dans les deux simulation on remarque que le TC a augmenter dans la boîte de surface.

##### **- Dans la boîte de subsurface**

Dans la boîte de subsurface le TC anthropique est estimé à 121.6 µmol/l en moyenne dans le bassin algérien.

# CONCLUSION GÉNÉRALE

## CONCLUSION GENERALE

Dans cette étude nous avons donc répondu aux objectifs visés au départ :

- les échanges air-mer de CO<sub>2</sub> dans le bassin Algérien sont évolués de l'équilibre à source depuis la période préindustrielle.
- les processus gouvernant la variation du CO<sub>2</sub> dans l'eau sont essentiellement d'origine thermodynamique.
- Le flux de CO<sub>2</sub> dans le bassin algérien est actuellement source de 0.74 mol/m<sup>2</sup>/an.

La modélisation du carbone dans le bassin algérien nous a permis d'obtenir les résultats suivants:

- Le cycle des phosphates est reproduit par le modèle, avec des maxima hivernaux et des minima estivaux, mais les concentrations reproduites sont très faibles, ce qui est dû à l'absence d'autres apports pour compenser ce déficit. Puis une perspective serait d'améliorer cette partie du modèle.

- Le cycle d'oxygène dissous est très bien reproduit aussi bien en simulation libres qu'en simulations contraintes sur les sels nutritifs, les maxima sont en hiver et les minima en été, les processus dominants son cycle (mélange, biologie et échanges air-mer) tels que proposés dans ce modèle sont donc adéquats pour ce paramètre.

La validation des résultats a été faite sur ces deux derniers paramètres : la simulation qui paraît la plus appropriée et la simulation C (ou D) où nous avons restauré le cycles des sels nutritifs puisqu'ils sont mal reproduits par le modèle.

L'analyse des résultats en carbone nous a permet de faire les conclusions suivantes:

Le TC dans la couche mélange du bassin algérien a été fortement modifié par l'activité anthropique, l'augmentation de ces concentration dans la couche de mélange a beaucoup influencé la pression de CO<sub>2</sub> et ainsi la zone étudié devient une source permanente en CO<sub>2</sub> pour l'atmosphère alors qu'elle jouait le rôle de puits ou source selon la saison dans les conditions naturelles.

Le TC anthropique représente plus de 5 % de TC total dans le bassin algérien.

La pression de CO<sub>2</sub> dans la couche de mélange présente des variations saisonnières, son cycle annuel montre des maxima en été et des minima en hiver, sa variation est en majeure partie dominée par les changements de température, augmentation de la température de l'hiver à l'été et de l'Extrême-Ouest à l'Extrême-Est.

Cette première simulation de CO<sub>2</sub> dans le bassin algérien est encourageante et ouvre la voie aux perspectives suivantes :

- Modification du cycle des sels nutritifs pourrait améliorer les simulations, en tenant compte d'apports externes en éléments géochimiques (courant Atlantique ; apports terrigènes).
- Mesures de CO<sub>2</sub> dans le bassin algérien permettrait d'affiner la validation du modèle sur cette région.

# BIBLIOGRAPHIE

## **BIBLIOGRAPHIE:**

**AIT-AMEUR N., 2007.** Contribution à la quantification du CO<sub>2</sub> anthropique en mer Méditerranée et en mer de Ross. Thèse de doctorat en "Océanologie, Bio-géochimie et Environnement", Université Via Domitia de Perpignan (France), 157p.

**ANDERSON L. A., 1995,** On the hydrogen and oxygen content of marine phytoplankton. *Deep-Sea Research I*, Vol 42, 9, 1675-1680.

**BÉGOVIC, M., 2001,** Contribution à l'étude du système des carbonates en Méditerranée : distribution et variation spatio-temporelle de la pression partielle de CO<sub>2</sub> dans les eaux superficielles du bassin liguro-provençal, thèse de DOCTORAT de l'université Paris VI, France, 304p.

**BÉGOVIC, M., COPIN-MONTEGUT. C., 2002,** Processes controlling annual variations in the partial pressure of CO<sub>2</sub> in surface waters of the central northwestern Mediterranean Sea (Dyfamed site), *Deep-Sea Research II*, vol. 49, 2031–2047

**BELOUNIS M. ET TAALBA A., 2004,** Etude des variations spatio-temporelles des bio-constituants inorganiques en mer Méditerranée. Mémoire d'ingénieur en Sciences de la Mer, ISMAL, 79p.

**COPIN-MONTEGUT, C., 1993,** Alkalinity and carbon budgets in the Mediterranean Sea, *Global Biogeochemical Cycles*, Vol. 7, 915-925.

**COPIN-MONTEGUT, G., AVRIL, B., 1993,** Vertical distribution and temporal variation of dissolved organic carbon in the North-Western Mediterranean Sea, *Deep-Sea Research I*, 40, 1963-1972.

**COPIN-MONTEGUT, C., BÉGOVIC, M., 2001,** Distributions of carbonate properties and oxygen along the water column (0–2000 m) in the central part of the NW Mediterranean Sea (Dyfamed site): influence of winter vertical mixing on air–sea CO<sub>2</sub> and O<sub>2</sub> exchanges, *Deep-Sea Research II*, 49, 2052–2058

**FERNANDEZ IBANEZ, C., 2003**, Cycle de l'azote et la production primaire dans L'Atlantique Nord –Est: Suivi saisonnier et influence de la méso échelle, thèse de Doctorat de l'Université de la méditerranée : AIX-MARSEILLE II, France, pp 1-4.

**GOYET, C., POISSON, A., 1989**, New determination of carbonic acid dissociation constants in seawater as a function of temperature and salinity. *Deep-Sea Research I*, Vol. 36, 1635-1654.

**HAMAOU, L., 2006**, Etude des variations spatio-temporelles des sels nutritifs, de l'oxygène dissous et de la chlorophylle dans le bassin algérien, Mémoire d'ingénieur en science de la mer option Environnement marin, ISMAL, Alger, Algérie, 53p.

**HENRY, C., 2007**, Effet de serre et changement climatique, *Sciences-Po et Columbia U*, p2.

**LOUANCHI, F., METZL, N., POISSON, A., 1996**, Modelling the monthly sea surface  $f\text{CO}_2$  fields in the Indian Ocean. *Marine chemistry*, Vol. 55, 265-279.

**LOUANCHI, F., HOPPEMA, M., BAKKER, D. C. E., POISSON, A., STOLL, M. H. C., DE BARR, H. J. W., SCHAUER, B., RUIZ-PINO, D. P., WOLF GLADROW, D., 1999**, Modelled and observed sea surface  $f\text{CO}_2$  in the southern ocean: a comparative study. *Tellus*, Vol. 51B, 541-559.

**MILLERO, F.J., A.G. DICKSON, G. EISCHEID, C. GOYET, P. GUENTHER, AND K.M. JOHNSON., 1998**, Total alkalinity measurements in the Indian Ocean during the WOCE hydrographic program  $\text{CO}_2$  cruises 1994-1996, *Marine Chemistry* 63, no. 1-2, 9-20.

**NACEF L., 2006.**, Etudes des variations spatio-temporelles des flux de chaleur à l'interface air-mer en Méditerranée. Application à la prévision climatique. Thèse de Magister en "Océanologie - Climatologie", ISMAL, 101p.

**OUDOT, C., 1990**, Contribution à l'étude des processus affectant la distribution des gaz dissous dans l'océan: exemple de l'Atlantique tropical. Doctorat d'état en sciences physiques. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France, 391pp.

**PAPAUD. A, POISSON. A 1985**, Le cycle du carbone et sa perturbation par les activités humaines : un aperçu du problème, *Océanologica Acta*, Vol. 8, 133-144.

**REDFIELD A., KETCHUM C., B. H., RICHARDS, F. A., 1963**. The influence of organisms on the composition of sea water, *The sea*, Vol 2. Edt.M. N.Hill. Intersciences., New York, 26-77.

**WANNINKHOF, R., 1992.**, Relationship between wind speed and gaz exchange over the Ocean., *Journal of geophysical research*, Vol. 97, C5, 7373-7382.

#### **Sites Internet d'information**

[www.IPCC.ch](http://www.IPCC.ch) (2000, 2007)

[www.infoclimat.com](http://www.infoclimat.com)

#### **Liens Internet :**

<http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s3/cycle.carbone.html>, Mai, 2007.

<http://droitdanslemur.blogspot.com/2007/04/4-rapport-du-giec-les-conclusions-du.html>, 10/07/2007,

<http://www.infoclimat.fr/>, 17/12/2006 - 17:08

# ANNEXES

**ANNEXE 1**

**1- Calcul des constantes  $k_1$  et  $k_2$  : (Goyet-Poisson, 1989)**

On donne:

$$pk_1 = (807.18 / T) + 3.374 - (0.00175 S \times \log (T)) + (0.000095 S^2)$$

$$k_1 = 10^{-pk_1}$$

$$pk_2 = (1486.6 / T) + 4.491 - (0.00412 S \times \ln (T)) + (0.000215 S^2)$$

$$k_2 = 10^{-pk_2}$$

T : température de l'eau de mer en Kelvin.

S : salinité de l'eau de mer en psu.

**2- Calcule de la solubilité du gaz carbonique par le polynôme de Weiss, (1974, in Louanchi et al., 1996), en fonction de la température et de la salinité**

$$S = A_1 + A_2 (100 / T) + A_3 \ln (T / 100) + S [B_1 - B_2 (T / 100) + B_3 (T / 100)^2]$$

S : solubilité du gaz carbonique dans l'eau de mer en  $\mu\text{mol.kg}^{-1}.\mu\text{atm}^{-1}$

$$A_1 = -60.2409 \quad B_1 = 0.023517$$

$$A_2 = 93.4517 \quad B_2 = -0.023656$$

$$A_3 = 23.3585 \quad B_3 = 0.0047036$$

Avec T et S température en Kelvin et salinité en psu respectivement.

## ANNEXES

### ANNEXE 2

3- *Calcul de la vitesse de transfert des gaz (k) en m.j-1 par la formulation de Wanninkhof, (1992):*

$$k = 0,31 V^2 (\text{Sct} / 660)^{-1/2}$$

Avec :

V : vitesse du vent en m.s<sup>-1</sup>

Sct : nombre de Schmidt.

• *Calcul du nombre de Schmidt pour le gaz carbonique par l'équation calculée à partir des tableaux de Jähne, in Louanchi et al (1996) :*

$$\text{Sct} (\text{CO}_2) = 1857,3 - 108,69 t + 2,7714 t^2 - 0,026667 t^3$$

• *Calcul du nombre de Schmidt pour l'oxygène par la formulation proposée par Keeling et al. (1998) :*

$$\text{Sct} (\text{O}_2) = 1638.0 - 81.83 t + 1.483 t^2 - 0.008004 t^3$$

t : température en degré Celsius

SCO<sub>2</sub> : la solubilité du dioxyde de carbone

### ANNEXE 3

1- *Les constantes A, B, C, D et E pour le calcul des effets dues aux changements de la température et de la salinité sur la variation de fCO<sub>2</sub> :*

On donne ces constantes:

$$A = (a_1 + a_3 \times X + a_5 \times X^2) / (1 + a_2 \times X + a_4 \times X^2) \quad B = (b_1 + b_3 \times X + b_5 \times X^2) / (1 + b_2 \times X + b_4 \times X^2)$$

$$C = (c_1 + c_3 \times X + c_5 \times X^2) / (1 + c_2 \times X + c_4 \times X^2) \quad D = (d_1 + d_3 \times X + d_5 \times X^2) / (1 + d_2 \times X + d_4 \times X^2)$$

Sachant que  $X = \text{TCO}_2 / \text{AT}$  et a<sub>1</sub>, a<sub>2</sub>, a<sub>3</sub>, a<sub>4</sub>, a<sub>5</sub>, b<sub>1</sub>, b<sub>2</sub>, b<sub>3</sub>, b<sub>4</sub>, b<sub>5</sub>, c<sub>1</sub>, c<sub>2</sub>, c<sub>3</sub>, c<sub>4</sub>, c<sub>5</sub>, d<sub>1</sub>, d<sub>2</sub>, d<sub>3</sub>, d<sub>4</sub>, d<sub>5</sub>, e<sub>1</sub>, e<sub>2</sub>, e<sub>3</sub>, e<sub>4</sub> et e<sub>5</sub> sont des constantes, elles sont données comme suit:

## ANNEXES

---

$$\begin{aligned} a1 &= -1.6787 + 0.039557 \times S & b1 &= 0.27674 - 0.049138 \times S & c1 &= 0.0028217 - 0.00075668 \times S \\ a2 &= -1.8891 + 0.00025284 \times S & b2 &= -1.94 + 0.00044604 \times S & c2 &= -1.9323 + 0.00040822 \times S \\ a3 &= 1.8886 - 0.16067 \times S & b3 &= -0.67202 + 0.12577 \times S & c3 &= -0.0066328 + 0.0020445 \times S \\ a4 &= 0.89478 - 0.00019473 \times S & b4 &= 0.94226 - 0.00040194 \times S & c4 &= 0.9356 - 0.00034011 \times S \\ a5 &= 4.0015 - 0.27706 \times S & b5 &= 0.30468 - 0.069004 \times S & c5 &= 0.0015248 - 0.0010969 \times S \\ d1 &= 0.00020217 - 1.7886 \times 0.00001 \times S \\ d2 &= -1.9889 - 0.0023526 \times S + 7.9432 \times 0.00001 \times S^2 - 8.4197 \times 0.0000001 \times S^3 \\ d3 &= -0.00046231 + 4.0954 \times 0.00001 \times S \\ d4 &= 0.99036 + 0.0025262 \times S - 8.1622 \times 0.00001 \times S^2 + 8.5396 \times 0.0000001 \times S^3 \\ d5 &= 0.00025186 - 2.2512 \times 0.00001 \times S \\ e1 &= 0.022529 + 0.0035969 \times S \\ e2 &= 0.046113 + 0.007547 \times S \\ e3 &= 0.022653 + 0.0035639 \times S \\ e4 &= -0.025244 - 0.0041003 \times S \\ e5 &= 2.8608 \times 0.00000001 - 2.109 \times 0.000000001 \times S \end{aligned}$$

2- *Correction de la pression partielle du CO<sub>2</sub> dans l'air (pCO<sub>2</sub>)<sub>air</sub> ; des effets de la pression de vapeur saturante, selon Weiss and Price (1980) in Louanchi et al., (1996) :*

$$P_s \text{ (Pression de la vapeur saturante)} = \exp [24,4543 - (67,4509 \times 100/T) - 4,8489) \times \ln (T/100) - 0,000544)].$$

T : température en Kelvin.