

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

المدرسة الوطنية العليا لعلوم البحر وتهيئة الساحل

Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral



MEMOIRE EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME DE MASTER EN SCIENCES
DE LA MER

OPTION : Environnement

Thème :

**Etude de la pénétration du carbone anthropique
dans le bassin Algérien**

M. AIT-KACI Malik

Soutenu le 30/10/2014 devant le jury suivant :

Mr B. HAMDI	Professeur (ENSSMAL)	Président du jury
Mlle F. LOUANCHI	Professeur (ENSSMAL)	Promotrice
Mlle N. AIT-AMEUR	Docteur (ENSSMAL)	Examinatrice
Mme F. HOUMA-BACHARI	Professeur (ENSSMAL)	Examinatrice

Promotion : 2014

Dédicace

Je dédie ce travail à mes chers parents

A mes sœurs Nachida et Lydia, à toute ma grande famille

A mon frère Nassim, au plaisir de lire le tien

A mes amis Mohamed, Mehdi, Romai, Chahrazed, Salim

Remerciements

En premier lieu, je souhaiterais adresser mes remerciements aux personnes ayant contribué de près ou de loin, à leur manière et à des degrés différents, à l'élaboration et à l'accomplissement de ce mémoire, Il s'agit pour moi, d'un devoir spontané de reconnaissance et de gratitude, envers toutes les personnes sans lesquelles ce mémoire n'aurait pas pu prendre forme, Ce travail est aussi le leur.

Je suis très reconnaissant à mademoiselle LOUANCHI. F d'avoir proposé un sujet intéressant et pertinent et de m'avoir permis d'apporter ma modeste contribution à un sujet si sensible qu'est le réchauffement planétaire, ainsi que d'avoir accepté de diriger ce travail malgré ses multiples occupations. Son implication dans ce travail, ses conseils ainsi que sa constante sollicitude, auront été indispensables à la bonne réalisation de ce mémoire.

Je tiens à remercier Mr. HAMDI de m'avoir fait le grand honneur d'accepter la présidence du jury, qu'il trouve ici l'expression de mon profond respect, Un grand merci également à Mme HOUMA-BACHARI et M^{elle} AIT AMEUR qui ont bien voulu faire partie du jury et d'apporter leurs vives contributions à l'enrichissement de ce travail par leurs commentaires constructifs, leurs bon sens et leur expérience.

Le présent travail est le fruit des efforts conjugués de tant de personnes à qui je voudrais exprimer mes plus vifs remerciements :

Je voudrai d'abord témoigner ma reconnaissance à mes parents, La réalisation de ce mémoire n'aurait pas été possible sans leur soutien moral et affectif. Je les remercie de m'avoir donné un environnement familial et matériel idéal, de m'avoir enseigné les valeurs essentielles de la vie (humilité, honnêteté, passion et rigueur). Merci d'avoir su me comprendre et me diriger dans les moments les plus difficiles, de m'avoir toujours fait confiance et de m'avoir comblée de votre tendresse.

Merci également à tous les professeurs et corps pédagogique qui ont contribué à ma formation durant ces six années passées à l'ENSSMAL.

Liste des figures

Figure 1 : Teneurs mensuelles en CO ₂ atmosphérique en ppm enregistré au niveau de l'observatoire Mauna Loa (Hawaï) depuis 1958 montrant l'augmentation globale et le cycle saisonnier.....	13
Figure 2 : Représentation schématique du cycle de carbone.....	14
Figure 3 : Variation en fonction du pH des rapports [CO ₂] / CT, [HCO ₃ ⁻] / CT et [CO ₃ ²⁻] / CT en % dans une eau de salinité 35 et à 25°C sans échange avec l'atmosphère. Le domaine des pH habituels des eaux de mer (7,5 à 8,6) est délimité par des tirets (GUY, et al., 2008).....	16
Figure 4 : Effet de serre naturel (ROY-BARMAN, et al., 2011).....	17
Figure 5 : Situation géographique du bassin Algérien.....	22
Figure 6 : Circulation de l'eau atlantique modifiée MAW dans le bassin ouest de la méditerranée (MILLOT, 1999).....	23
Figure 7 : Circulation de l'eau levantine intermédiaire LIW dans le bassin ouest de la méditerranée (MILLOT, 1999).....	24
Figure 8 : Circulation de la TDW et WMDW dans le bassin ouest de la méditerranée.....	25
Figure 9 : Grilles retenues pour le bassin Algérien.....	28
Figure 10 : Schéma illustrant le principe de back-calculation : la part de carbone anthropique peut être séparée du carbone inorganique dissous (DIC) mesuré dans l'océan en remontant l'histoire de la masse d'eau (origine et transport, apports de DIC par la dynamique et la biologie). Les termes indiqués sur le schéma sont expliqués dans le texte en dessous.	29
Figure 11 : Comparaison directe entre le TCO ₂ normalisé entre la période 2001 et 2011.....	38
Figure 12 : Comparaison entre le Cant obtenu par les 3 méthodes et le Cant obtenu par les régressions pour la décennie 2000 à 2010.....	38
Figure 13 : Distribution du C ant calculé par : a) méthode de Chen b) méthode de gruber c) méthode TrOCA.....	39
Figure 14 : Représentation spatiale du pH en surface du bassin Algérien pour l'année 2000.	42
Figure 15 : Représentation spatiale du pH en surface du bassin Algérien pour l'année 2010.	42
Figure 16 : Représentation spatiale du ΔpCO ₂ dans le bassin Algérien pour l'année 2000....	43
Figure 17 : Représentation spatiale du ΔpCO ₂ dans le bassin Algérien pour l'année 2010....	43
Figure 18 : Tendances du pH des eaux de la colonne d'eau du bassin Algérien entre 2000 et 2010.....	44

Liste des tableaux

Tableau 1: Contribution relatives des gaz à l'effet de serre. Source : Guy & Saugier (2008) et (GIEC, 2007).....	18
Tableau 2 : Date des campagnes METEOR 51/2, BOUM, METEOR 84/3 effectuées en méditerranée.....	27
Tableau 3 : Régressions utilisées pour le bassin Algérien.....	36
Tableau 4 : Récapitulatif des masses d'eaux identifiées lors du traitement des données des 3 campagnes et leurs caractéristiques.....	37
Tableau 5 : Inventaire du carbone anthropique dans le bassin Algérien.	44

Liste des équations

$TCO_2 = CO_2(aq) + H_2CO_3 + HCO_3^- + CO_3^{2-}$ (1)	15
$CO_2(g) + H_2O = CO_2(aq)$ (2) K_0 avec: $K_0 = [CO_2(aq)] * pCO_2$	15
$CO_2(aq) + H_2O = H^+ + HCO_3^-$ (3) K_1 avec: $K_1 = [H^+] * [HCO_3^-]/[CO_2(aq)]$	15
$HCO_3^- = H^+ + CO_3^{2-}$ (4) K_2 avec: $K_2 = [H^+] * [CO_3^{2-}]/[HCO_3^-]$	15
$pCO_2(\text{eau de mer}) = CO_2/\alpha_{CO_2}$ (5)	15
$C_{observée} = C_{préformée} + C_{oxydée}$ (6)	19
$C^{bio} = 0,5 * \Delta TA - CO_2 + 0,5 * NO_2 * \Delta O_2$ (7)	30
$\Delta C^{ant} = DIC - C^{bio} - C^{0,PI}$ (8)	30
$C^{bio} = 0,5 * (TA - TA^0) - 106/138 + 0,5 * 16/138 * UAO$ (9)	31
$C_{106H_{175}O_{42}N_{16}P} + 150 O_2 \rightleftharpoons 106 CO_2 + 16 HNO_3 + H_3PO_4 + 78 H_2O$ (10)	31
$C^{bio} = 0,5 * (TA - TA^0) - 106/150 + 0,5 * 16/150 * UAO$ (11)	31
$TA^0 = 93,075 S - 995,513$ (12)	31
$\Delta C^{ant} = DIC - 0,5 * (TA - TA^0) - 106/150 + 0,5 * 16/150 * UAO - C^{0,PI}$ (13).....	31
$\Delta C^* = DIC - C^{bio} - C^{eq(280)}$ (14).....	31
$\Delta C^* = DIC - C^{bio} - C^{eq(280)} - \Delta C^{dis}$ (15)	32
$\Delta C^{dis} = C^{0,t} - C^{eq(t)} = \Delta C_t^*$ (16)	32
$\Delta C^{ant} = \Delta C - \Delta C^{dis}$ (17).....	32
$\Delta C^* = DIC - 0,5 * TA - TA^0 + CO_2 + 0,5 * NO_2 * O_2^0 - O_2 - C^{eq(280)}$ (18).....	32
$\Delta C^{dis} = DIC - 0,5 * TA - TA^0 + CO_2 + 0,5 * NO_2 * O_2^0 - O_2 - C^{eq(t)}$ (19).....	32
$\Delta C^{ant} = DIC - 0,5 * TA - TA^0 - 106/150 + 0,5 * 16/150 * UAO - C^{eq(280)} - [DIC - 0,5 * TA - TA^0 - 106/150 + 0,5 * 16/150 * UAO - C^{eq(t)}]$ (20).....	32
$TCO_2 = CO_2 * O_2 + 12 * TA + NO_2 * O_2$ (21)	33
$TrOCA = O_2 + 1,2 * TCO_2 - 0,6 * TA$ (22)	33
$C_{ANT} = TCO_2 - TCO_2^0 = \frac{TrOCA - TrOCA^0}{1,2}$ (23)	33
$TrOCA^0 = e^{(b+c\theta + \frac{d}{AT^2})}$ (24)	33
$C_{Ant}^{TrOCA} = \frac{O_2 + 1,279 * [TCO_2 - \frac{1}{2} AT] - e^{(7,511 - (1,087 \times 10^{-2})\theta - \frac{7,81 \times 10^5}{AT^2})}}{1,279}$ (25)	20
$pCFC12 = \frac{[CFC12]}{[CFC12]^*}$ (26)	36

Sommaire

Dédicace	2
Remerciements	3
Liste des figures	4
Liste des tableaux	5
Liste des équations	6
Sommaire	7
Résumé	9
Introduction	11
1 Généralités	13
1.1 Carbone.....	13
1.1.1 Cycle du carbone	13
1.1.2 Système des carbonates	15
1.1.3 Acidification des océans.....	16
1.1.4 Carbone anthropique	17
1.2 Oxygène dissous dans l'eau de mer.....	19
1.2.1 Concentration de saturation.....	19
1.2.2 Sursaturation de l'oxygène dissous	19
1.2.3 Oxygène dissous dans les eaux profondes	19
2 Caractéristiques physiques du bassin Algérien	22
2.1 Principales eaux types du bassin Algérien	22
2.1.1 Les eaux de surface	22
2.1.2 Les eaux intermédiaires.....	23
2.1.3 Les eaux profondes.....	24
3 Matériel et méthodes	27
3.1 Matériel.....	27
3.1.1 Présentation des campagnes	27
3.1.2 Données utilisées.....	27
3.2 Méthodes	29
3.2.1 Contribution biologique (C^{bio}).....	29
3.2.2 Le carbone préformé préindustriel ($C^{0,PI}$)	30
3.2.3 Méthode de Chen C^0	30

3.2.4	Méthode de Gruber ΔC^*	31
3.2.5	Méthode TrOCA	33
4	Résultats et discussions	36
4.1	Masses d'eau.....	36
4.2	Régressions multiparamétriques.....	36
4.3	Distribution du carbone anthropique	38
4.3.1	Comparaison directe entre les données de TCO ₂ normalisées.....	38
4.3.2	Comparaison entre les résultats des trois méthodes et les résultats des régressions pour la période 2000 à 2010.....	38
4.3.3	Résultats des trois méthodes pour l'année 2010	39
4.4	Critique des méthodes	40
4.4.1	Méthode de Chen (C ⁰).....	41
4.4.2	Méthode de Gruber (ΔC^*).....	41
4.4.3	Méthode TrOCA	41
4.5	Evolution du pH de surface pour la décennie 2000 – 2010.....	42
4.6	ΔpCO_2 pour les années 2000 et 2010.....	43
4.7	Tendances du pH des eaux de fond du bassin Algérien entre 2000 et 2010	44
4.8	Inventaire du carbone anthropique	44
	Conclusion.....	46
	Bibliographie.....	48
	Annexes	52

Résumé

L'objectif principal de ce travail était d'évaluer et d'analyser la pénétration du carbone anthropique dans le bassin Algérien en se basant sur des observations. Pour cela, nous avons utilisé trois techniques à savoir celle de Chen et Millero (1979), celle de Gruber et enfin la nouvelle méthode dite TrOCA (Touratier et al, 2007) sur les données climatologique du bassin Algérien de MEDAR/MEDATLAS en les adaptant aux conditions particulières de la méditerranée. Une analyse critique des méthodes a été effectuée.

Les résultats obtenus révèlent que le carbone anthropique pénètre profondément dans le bassin Algérien et que celui-ci joue le rôle de source de CO₂. La pénétration moyenne du carbone anthropique dans le bassin pour la période 2000 à 2010 a été estimé à 0,0176 Gt/an. Le pH de surface diminue de façon progressive contrôlé par le pCO₂ de surface. Une légère baisse de pH est observée au niveau des profondeurs du bassin Algérien.

Introduction

Introduction

Depuis la Révolution Industrielle (milieu du 19^{ème} siècle), avec l'utilisation massive des combustibles fossiles (charbon, gaz, pétrole), la destruction des forêts tropicales et les feux de brousses qui ravagent la savane, la quantité de dioxyde de carbone (CO₂) présent dans l'atmosphère n'a cessé d'augmenter. Pour l'année 2013, près de 36,1 giga tonne de carbone ont été libérées dans l'atmosphère par les combustibles fossiles soit 61% plus qu'en 1990. La pression partielle de CO₂ dans l'atmosphère est passée de 280 ppm au début de l'ère industrielle à 397 ppm de nos jours (Global Carbon Project, 2014).

Il est reconnu depuis longtemps que les océans représentent un puits de dioxyde de carbone pour l'atmosphère, absorbant environ 30-40% du carbone anthropique rejeté dans l'atmosphère. Cependant, on connaît peu le rôle des mers marginales (comme la mer Méditerranée) dans le cycle global de carbone. Il a été également démontré que la pénétration du carbone anthropique dans la mer entraîne l'acidification des océans en surface, ce qui peut avoir des conséquences dramatiques pour les écosystèmes marins.

Dans ce contexte général, la mer Méditerranée est une région intéressante pour étudier les effets du changement climatique sur l'océan. La circulation générale dans la mer Méditerranée est l'une des trois zones de formation d'eau profonde et intermédiaire, qui contribuent à la pénétration du carbone anthropique. Le renouvellement des masses d'eau de la mer méditerranée est plus rapide que celle de l'océan mondial (environ 100 ans), ce qui implique une réponse rapide à la variabilité et au changement climatique (BETHOUX et al., 1999).

Dans le présent travail, on s'est intéressé à l'étude de la pénétration du carbone anthropique dans le bassin Algérien afin d'apporter une contribution dans l'étude du cycle de carbone dans cette zone où peu de travaux sont réalisés.

Le but de ce travail est de :

- Comparer les méthodes d'évaluation du carbone anthropique ;
- Evaluer la séquestration du carbone anthropique et suivre son évolution depuis les années cinquante dans le bassin Algérien ;
- Mettre en évidence d'éventuels changements dus au changement climatique sur le système des carbonates et surtout le pH.

Pour se faire, le manuscrit est organisé de la sorte :

Le premier chapitre est réservé aux généralités où seront détaillés : le cycle de carbone, système des carbonates, acidification des océans et le carbone anthropique ainsi que l'oxygène dissous dans l'eau de mer. Le deuxième chapitre est réservé à la présentation du bassin Algérien. Dans le troisième chapitre seront présentées les données et les méthodes utilisées. Et enfin le dernier chapitre sera consacré aux résultats et discussions.

Généralités

1 Généralités

1.1 Carbone

1.1.1 Cycle du carbone

1.1.1.1 Cycle global du carbone

Sur terre, le carbone circule d'un réservoir à l'autre à des vitesses et sous des formes diverses, certains compartiments constituant des réserves plus ou moins importantes, plus ou moins durables, plus ou moins accessibles.

L'augmentation exponentielle de la concentration des gaz à effet de serre et notamment celle du CO₂ dans l'atmosphère depuis la révolution industrielle est une source d'inquiétude (Figure 1). Elle est due essentiellement à la combustion des carburants fossiles. Le CO₂ étant un gaz à effet de serre, on craint que cette augmentation n'entraîne des modifications significatives du climat.

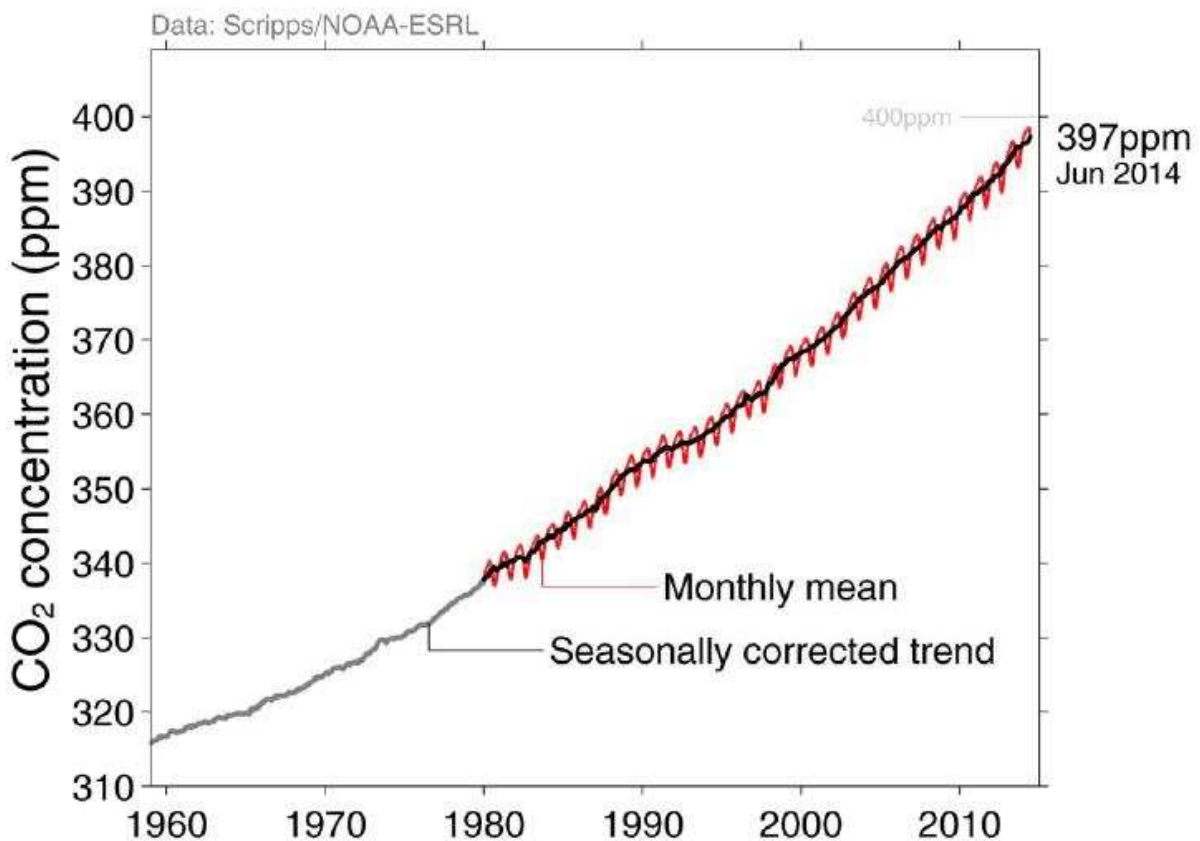


Figure 1 : Teneurs mensuelles en CO₂ atmosphérique en ppm enregistré au niveau de l'observatoire Mauna Loa (Hawaï) depuis 1958 montrant l'augmentation globale et le cycle saisonnier.

Source : NOAA-ESRL; Scripps Institution of Oceanography; Global Carbon Budget 2014.

Cependant, le taux d'accumulation du CO₂ dans l'atmosphère ne représente que la moitié des émissions anthropiques. Le reste a déjà été absorbé par l'océan ou la biosphère continentale dans les régions où elle est en expansion. L'océan joue un rôle majeur dans la régulation de la concentration du CO₂ atmosphérique.

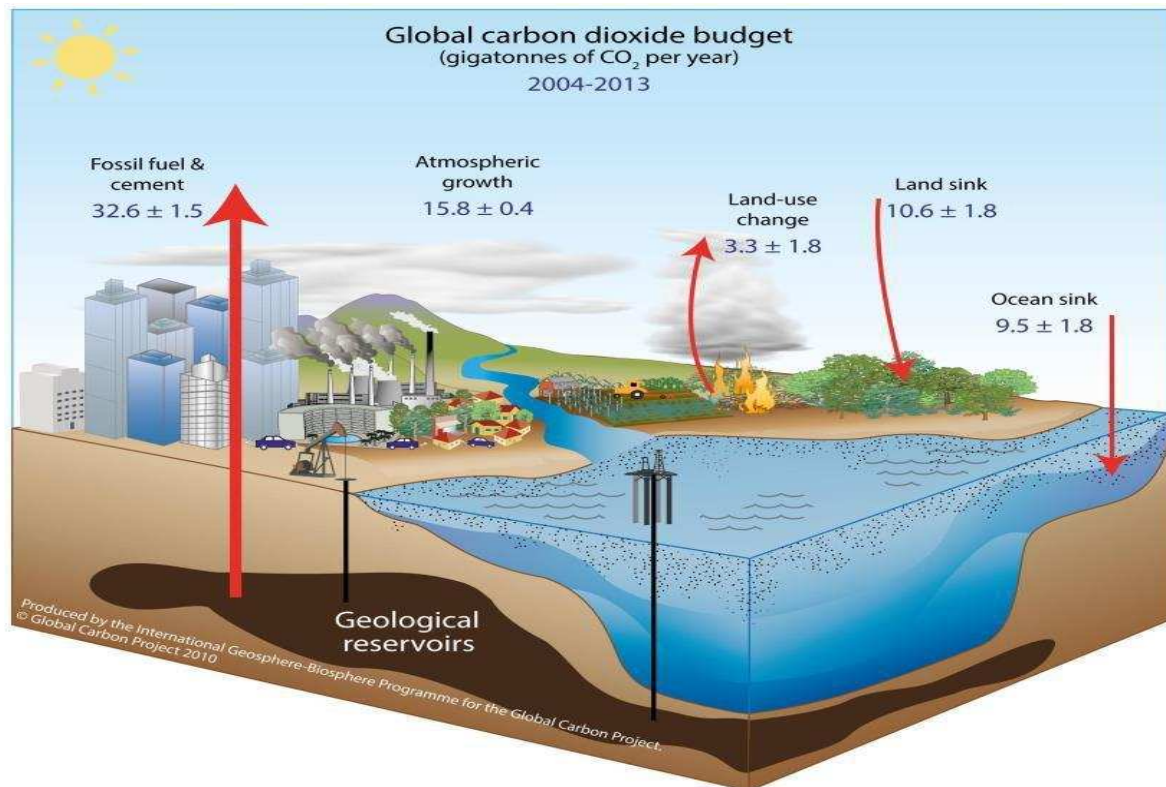


Figure 2 : Représentation schématique du cycle de carbone.

Source: NOAA-ESRL; Scripps Institution of Oceanography; Global Carbon Budget 2014.

D'un point quantitatif, pour les années 2004 à 2013, on estime que 32,6 Gt (1Gt = 10^{15} g) de carbone sont émises annuellement par la combustion du charbon et du pétrole, et 3,3 Gt par la déforestation. La moitié de ces émissions anthropiques de CO₂ restent stockées dans l'atmosphère, soit environ 15,8 Gt. Ceci veut dire que la différence, soit environ 20,1 Gt, est absorbée par les deux autres réservoirs qui sont en contact avec l'atmosphère : l'océan qui absorbe environ 9,5 Gt de carbone par an et la biosphère continentale avec environ 10,6 Gt.

1.1.1.2 Cycle du carbone dans l'océan

La solubilité du CO₂ dans l'eau de mer augmentant quand la température diminue, une eau froide absorbe plus de CO₂ qu'une eau chaude. Le CO₂ atmosphérique est donc absorbé par l'océan aux hautes latitudes : on parle de « pompe thermodynamique ». À l'effet de la température s'ajoute celui de l'activité biologique : la photosynthèse transforme le CO₂ dissous en carbone organique particulaire, qui est rapidement isolé de l'atmosphère par sa chute vers les eaux profondes. On parle alors de pompe « pompe biologique ». Enfin la contre pompe des carbonates, qui correspond à la formation de CaCO₃ tempère légèrement la pompe biologique. Un modèle simple du cycle de carbone dans l'océan profond montre que la pompe thermodynamique représente 90% du flux de carbone vers l'océan profond, alors que la pompe biologique ne représente que 10% (ROY-BARMAN, et al., 2011).

1.1.2 Système des carbonates

Plus de 95% du carbone se trouve dans l'océan sous forme de carbone inorganique dissous (DIC) ou CO_2 total (TCO_2). Il se présente comme la somme des concentrations des espèces du carbone inorganique dissous dans l'eau de mer :

$$TCO_2 = [CO_{2(aq)}] + [H_2CO_3] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}] \quad (1)$$

Le CO_2 se dissout dans l'eau de mer selon la loi d'Henry et suivant les équations suivantes :

$$CO_{2(g)} + H_2O = CO_{2(aq)} \dots K_0 \quad (2) \quad \text{avec: } K_0 = \frac{[CO_{2(aq)}]}{p_{CO_2}}$$

Le $CO_{2(aq)}$ et l'eau de mer forment l'acide carbonique H_2CO_3 . La distinction entre la forme $H_2CO_{3(aq)}$ et CO_2 étant difficile, vu sa faible concentration, alors on se réfère à la somme ($CO_{2(aq)}^*$) :

$$CO_{2(aq)}^* = CO_2 + H_2CO_3$$

Le $CO_{2(aq)}^*$ se dissocie selon les équations suivantes :

$$CO_{2(aq)}^* + H_2O = H^+ + HCO_3^- \quad (3) \dots K_1 \quad \text{avec: } K_1 = \frac{[H^+][HCO_3^-]}{[CO_{2(aq)}^*]}$$

$$HCO_3^- = H^+ + CO_3^{2-} \quad (4) \dots K_2 \quad \text{avec: } K_2 = \frac{[H^+][CO_3^{2-}]}{[HCO_3^-]}$$

La pénétration du CO_2 dans les couches de surface est facilitée par l'hydrodynamisme, c'est le petit volume de ce gaz qui entre dans un grand volume d'eau pour s'équilibrer avec l'atmosphère qui s'appelle la pression partielle de CO_2 . La pression partielle en CO_2 (pCO_2) de l'eau de mer est reliée à la concentration en CO_2 dissous par la relation suivante :

$$pCO_2^{eau\ de\ mer} = [CO_2]/\alpha_{CO_2} \quad (5)$$

Où α_{CO_2} est la solubilité de CO_2 .

La pCO_2 varie dans l'eau de mer en fonction de divers facteurs :

- Augmente avec la température ;
- Diminue avec la photosynthèse (augmente avec l'oxydation – respiration) ;
- Augmente avec la précipitation des carbonates (diminue avec leur dissolution).

Pour les pH habituels de l'eau de mer (7,5-8,6), le CO_2 dissous ne représente qu'environ 1% du carbone inorganique dissous. Les espèces majoritaires sont les ions bicarbonates (HCO_3^-) et carbonates (CO_3^{2-}) qui représentent respectivement 90% et 9% du carbone inorganique dans l'océan (WILLIAMS, et al., 2011).

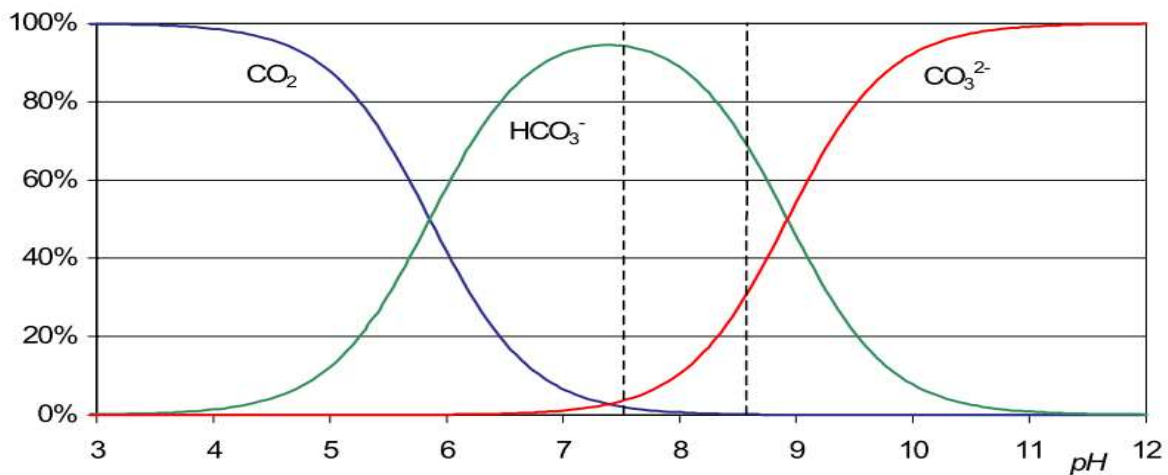


Figure 3: Variation en fonction du pH des rapports $[CO_2] / CT$, $[HCO_3^-] / CT$ et $[CO_3^{2-}] / CT$ en % dans une eau de salinité 35 et à 25°C sans échange avec l'atmosphère. Le domaine des pH habituels des eaux de mer (7,5 à 8,6) est délimité par des tirets (GUY, et al., 2008).

Du fait de l'implication du carbone dans les processus biologiques, le TCO_2 n'est pas dans un rapport constant à la salinité (il n'est pas conservatif). Il n'est donc pas prédictible. Mais c'est une grandeur directement mesurable, comme le pH et la pCO_2 .

1.1.3 Acidification des océans

Au cours des 250 dernières années, les niveaux de dioxyde de carbone (CO_2) dans l'atmosphère ont augmenté de près de 40%, à partir des niveaux préindustriels d'environ 277 ppmv en 1750 à près de 395 ppm en 2013 (Global Carbon Project, 2014). Cette concentration atmosphérique n'a jamais été enregistrée sur le dernier million d'années (PEPIN, 2000). L'augmentation du CO_2 atmosphérique est tempérée par l'absorption océanique, qui représente près d'un tiers du carbone anthropique ajouté à l'atmosphère (SABINE, et al., 2004), et sans laquelle le CO_2 atmosphérique serait d'environ 450 ppmv aujourd'hui, un niveau de CO_2 qui aurait conduit à un changement climatique plus important que celui observé aujourd'hui. Cependant l'absorption du CO_2 par les océans n'est pas sans effets, ce phénomène engendre une réduction du pH et des modifications dans les équilibres chimiques fondamentaux qui, ensemble, désignent communément l'acidification des océans. L'absorption du CO_2 anthropique réduit le pH, et la saturation des carbonates de calcium ($CaCO_3$) dans les eaux de surface, où l'essentiel de la production océanique se produit, ceci est bien vérifié par des modèles, des levés hydrographiques, et des données de séries chronologiques (CALDEIRA, et al., 2005) (CALDEIRA, et al., 2003) (FEELY, et al., 2008) (FEELY, et al., 2004) (ORR, et al., 2005) (SOLOMON, et al., 2007).

Depuis l'ère industrielle, le pH moyen des eaux de surface océaniques a diminué d'environ 0,1 unité, approximativement de 8,21 à 8,10 (Royal society, 2005), et devrait diminuer encore de 0,3 à 0,4 unités de pH (ORR, et al., 2005) si les concentrations atmosphériques de CO_2 atteignent 800 ppmv (la concentration prévue selon le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'évolution du climat).

L'acidification aura une incidence directe sur bon nombre d'organismes marins qui construisent des coquilles de carbonates de calcium, des coccolithophores et des ptéropodes et autres mollusques planctoniques, aux échinodermes, coraux et algues coralligènes.

1.1.4 Carbone anthropique

Cette partie sera consacrée à l'explication du phénomène de l'effet de serre naturel et additionnel (anthropique) et à la présentation des gaz responsable de ces deux phénomènes.

1.1.4.1 Effet de serre naturel – effet de serre anthropique

La surface de la terre est chauffée par le rayonnement solaire, qui est principalement constitué de la lumière visible. L'énergie absorbée par la surface terrestre est réémise vers l'espace sous forme de rayonnements infrarouges. En absence d'atmosphère, la température moyenne à la surface de la terre serait de -18°C . L'atmosphère joue un rôle extrêmement important car elle régule l'échange d'énergie avec l'espace, qu'il s'agisse du rayonnement solaire, dont une moitié seulement atteint la surface de la planète ou du rayonnement infrarouge émis par la terre, dont une grande partie est absorbée par l'atmosphère, avant d'être réémis partiellement vers le sol. Ce dernier effet est connu sous le nom d'effet de serre. C'est cet effet de serre naturel qui maintient la température moyenne à la surface de notre planète aux environs de 15°C .

Ce sont des gaz présents en très faible quantité dans l'atmosphère : la vapeur d'eau (H_2O), le dioxyde de carbone (CO_2), le méthane (CH_4) et les oxydes nitreux (N_2O), qui vont réguler notre environnement terrestre, car ils ont la propriété d'absorber le rayonnement infrarouge. La vapeur d'eau est le plus important de ces gaz, à la fois par sa concentration (environ 0.3 % de la masse de l'atmosphère) et par son rôle climatique. La molécule H_2O est rarement prise en considération comme gaz à effet de serre car les perturbations anthropiques influençant sa concentration sont faibles (BÉGOVIC, 2003).

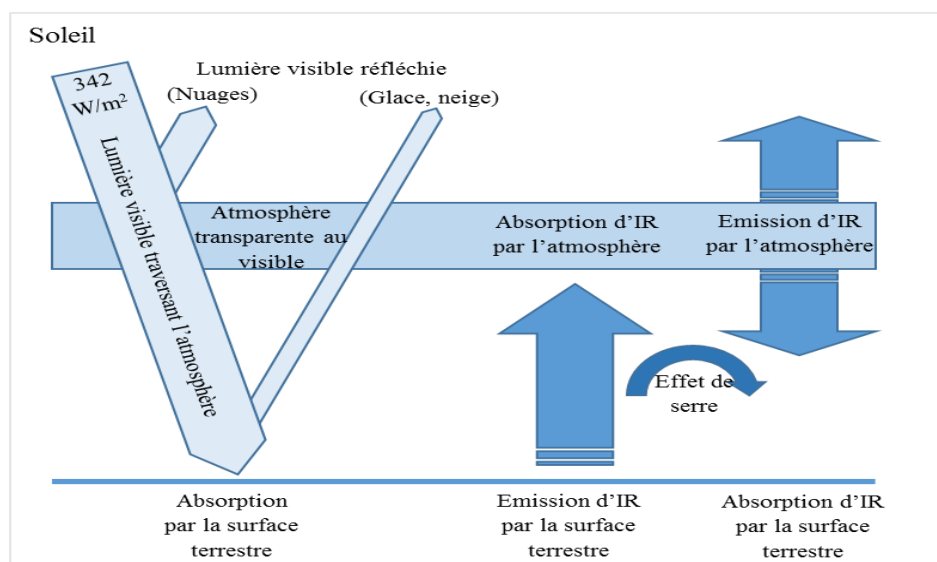


Figure 4: Effet de serre naturel (ROY-BARMAN, et al., 2011)

L'essor des activités industrielles et la déforestation ont introduit dans l'atmosphère des gaz à effet de serre par la combustion des combustibles fossiles (charbon, pétrole, gaz naturel), ce qui s'est traduit par la modification de la composition chimique de l'atmosphère. La plus grosse

contribution à l'intensification de l'effet de serre, induisant un effet de serre additionnel est celle du CO₂. Actuellement, les concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère ne cessent d'augmenter. L'augmentation des concentrations de CH₄ et de N₂O est due au développement du secteur agricole.

Pour une masse donnée, le CH₄ est cinquante-huit (58) fois plus absorbant que le CO₂, les CFC₁₁, quatre mille fois plus, les CFC₁₂ le sont cinq mille sept cent cinquante fois plus (MOUVIER, 1998). Il est donc important de considérer aussi bien leur concentration que leur capacité à absorber les rayonnements infrarouges.

Tableau 1: Contribution relatives des gaz à l'effet de serre. *Source :* Guy & Saugier (2008) et (GIEC, 2007)

Gaz	CO ₂	CH ₄	CFC ₁₁	CFC ₁₂	N ₂ O	CF ₄	C ₂ F ₆	O ₃	Autres
Contribution	55%	15%	21%		4%	-	-	2%	3%
Concentration préindustrielle	280ppm	0,7 ppm	0 ppt		275ppb	0	0	-	-
Concentration (2005)	379ppm	1,77 ppm	-	538,7 ppt	311ppb	74ppt	56ppt	-	-
Durée de vie dans l'atmosphère (année)	50-200	12	65	100	120	50000	3200	-	-

ppm : partie par million, ppb : partie par milliard, ppt : partie par milliard (million de millions)

1.1.4.2 Carbone anthropique en méditerranée

Au cours de la seconde moitié du 20^{ème} siècle, les régions côtières de la Méditerranée ont connu une forte croissance de la population urbaine, de 94 millions en 1950 à 274 millions en 2000. La pression anthropique sur les écosystèmes marins méditerranéens a ainsi considérablement augmenté au cours de cette période. Dans le même temps, plusieurs études ont révélé d'importants changements dans la circulation ou les propriétés physiques de la mer Méditerranée (diminution du niveau de la mer (TSIMPLIS N, 2000) ; Apparition d'un nouveau site de formation d'eau profonde dans la mer Egée (W ROETHER, 1996); augmentation de la salinité et de la température dans les eaux intermédiaires et profondes de la Méditerranée occidentale (BETHOUX J, 1990), et aussi dans sa composition chimique (augmentation des phosphates et des nitrates dans les couches profondes du bassin occidental (BETHOUX, et al., 2002). Il est difficile de déterminer si ces changements sont liés directement ou indirectement à l'augmentation globale ou régionale de la pression anthropique.

Parmi les cycles biogéochimiques touchés par ces perturbations, le cycle du carbone est principalement concerné, car il est directement affecté par la concentration du CO₂ anthropique (C_{ant}) qui s'accumule dans l'atmosphère depuis le début de l'ère industrielle.

La mer Méditerranée séquestre probablement de très grandes quantités de CO₂ d'origine anthropique, du moins dans le bassin nord-ouest de la Méditerranée. La circulation des masses d'eau est le principal processus impliqué dans la séquestration du CO₂ anthropique à long terme : en raison de la formation des eaux profondes et de leur export en profondeur.

Les travaux réalisés par (AIT AMEUR, et al., 2006) démontrent que la Mediterranean Outflow Water (MOW) au niveau du détroit de Gibraltar est une source importante de carbone anthropique pour l'océan Atlantique ($0,032 - 0,066 \text{ PgC. An}^{-1}$) ce qui représente 4,8% de la proportion de CO_2 anthropique dans le flux de carbone exporté vers l'Atlantique.

La Méditerranée est ainsi un bassin de concentration et une source de CO_2 anthropique pour l'océan Atlantique.

1.2 Oxygène dissous dans l'eau de mer

1.2.1 Concentration de saturation

L'équilibre entre l'atmosphère et l'eau de mer en oxygène (comme les autres gaz) est fonction de la température et de la salinité. Pour déterminer la concentration de saturation des eaux marines, plusieurs équations ont été développées. La plus récente est celle développée par MILLERO (1986). (Voir annexe 2)

1.2.2 Sursaturation de l'oxygène dissous

Dans les eaux de surface en contact direct avec l'atmosphère et surtout dans la zone euphotique, la concentration de l'oxygène mesurée est souvent supérieure à la concentration de saturation calculée. Cette différence est due à une quantité d'oxygène qui s'ajoute à la concentration de saturation dans ces eaux. Cette quantité non quantifiable directement revient à deux principaux facteurs :

- L'injection des bulles d'air dans l'eau de mer par les vagues et la forte agitation des eaux. Les bulles d'air entraînées dans l'eau tendent à s'homogénéiser avec l'eau en perdant de leurs teneurs en gaz aux eaux adjacentes. Ce facteur est beaucoup plus important dans les eaux côtières.
- La photosynthèse. Les plantes en synthétisant la matière organique produisent de l'oxygène (MILLERO, 2013).

1.2.3 Oxygène dissous dans les eaux profondes

Toutes les eaux profondes ont été, dans le passé, en surface. On parle de la formation d'une masse d'eau profonde quand celle-ci quitte la surface et plonge en profondeur. En perdant contact avec l'atmosphère, la masse d'eau conserve les teneurs de son équilibre (en gaz dissous) avec l'atmosphère. Il a été vérifié que les teneurs observées dans une masse d'eau nouvellement formée sont identiques à celles calculées par l'équation de Millero dans la même masse d'eau.

Malgré la teneur légèrement super saturée d'oxygène dissous dans les eaux de surface, la concentration de celui-ci est la plus facile de tous les constituants biologiquement utilisés à prédire par calcul dans les eaux profondes nouvellement formées.

Pour chaque élément biologiquement utilisé, nous avons :

$$C^{observée} = C^{préformée} + C^{oxydée} \quad (6)$$

$C^{observée}$ est la concentration mesurée dans la masse d'eau, $C^{préformée}$ la fraction de la concentration transportée par la masse d'eau lors de sa plongée et $C^{oxydée}$ la fraction de la

Etude de la pénétration du carbone anthropique dans le bassin Algérien | Généralités

concentration produite par oxydation (oxydation de la matière organique) au sein de la masse d'eau après sa formation.

Pour une eau de mer profonde quelconque, on peut facilement déterminer la quantité d'oxygène dissous utilisée par l'oxydation de la matière organique depuis la formation de cette masse d'eau. Ceci par la soustraction de la concentration d'oxygène dissous observée (mesurée) ($C^{observée}$) de la concentration d'oxygène de saturation ($C^{saturation}$). La quantité calculée ainsi est appelée « Utilisation Apparente de l'Oxygène (UAO) ».

$$UAO = O^{saturation} - O^{observée}$$

Zone d'étude

2 Caractéristiques physiques du bassin Algérien

Le bassin Algérien est la région ouest de la mer méditerranée situé à l'est de la mer d'Alboran et délimité par l'Algérie, les îles Baléares et la Sardaigne (Figure 5), se trouvant entre les latitudes 35° et 40° Nord et entre 2° et 7°45' de longitude.

Le plateau continental algérien est très étroit, des profondeurs supérieures à 2000 m sont observées 10 à 20 km plus au large et la profondeur moyenne du bassin peut dépasser les 2600 m (OBATON, 1998).

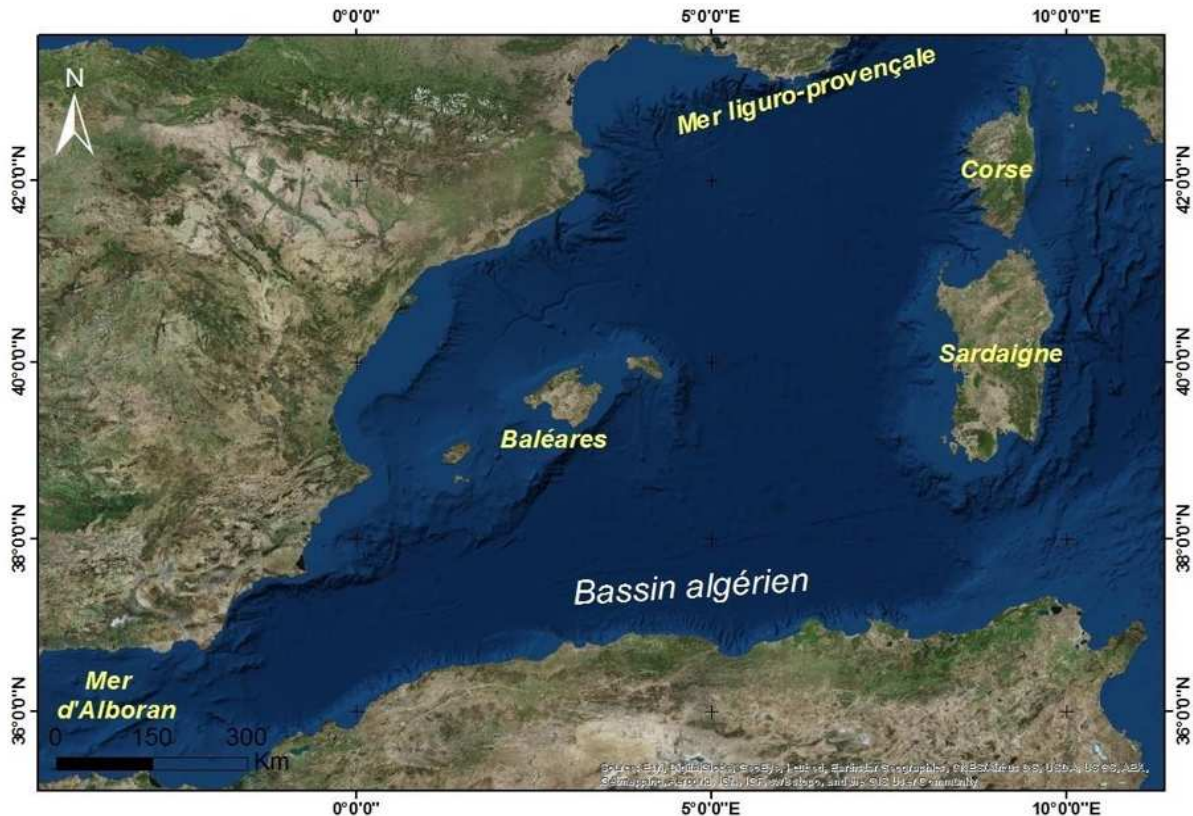


Figure 5 : Situation géographique du bassin Algérien.

2.1 Principales eaux types du bassin Algérien

Le bassin Algérien est caractérisé par la présence de cinq eaux types d'origine variée et de comportements spécifiques, ces masses d'eau sont différentes par leurs caractéristiques de température et de salinité et se trouvent à des profondeurs distinctes.

2.1.1 Les eaux de surface

Constituées essentiellement de l'eau atlantique modifiée, cette eau d'origine atlantique subit des modifications dès qu'elle traverse le détroit de Gibraltar et tout au long de son parcours du fait de l'évaporation et du mélange avec les autres masses d'eau, de sorte qu'elle est alors reconnue comme l'eau de l'atlantique modifiée (MAW). Quand elle pénètre dans le bassin Algérien, elle forme une couche d'environ 150 m de profondeur affichant une large gamme de température 15 à 23°C à la surface et 13,5 à 14°C en profondeur et des salinités allant de 36,5 à 38 (BENZOHRRA, et al., 1995). Elle parcourt le bassin Algérien d'ouest en est pour

ensuite remonter vers le nord en un circuit cyclonique dans le bassin occidental (OBATON, 1998).

Au fur et à mesure de son avancée, elle se détache de la côte et des instabilités apparaissent appelées tourbillons. Ce flux d'eau atlantique est communément appelé le courant Algérien dont le flux est estimé à 1,7 Sv. (BENZOHRA, et al., 1995)

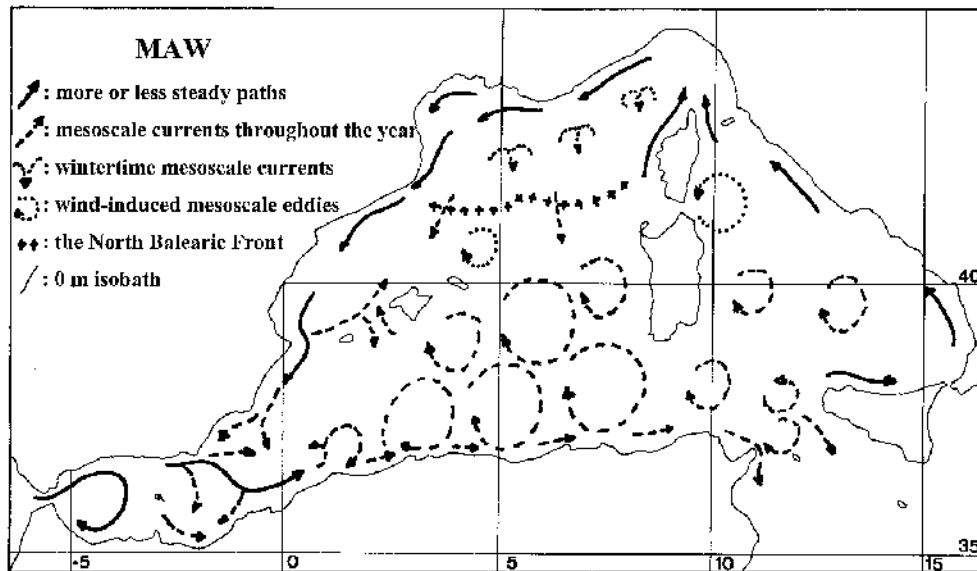


Figure 6 : Circulation de l'eau atlantique modifiée MAW dans le bassin ouest de la méditerranée (MILLOT, 1999)

2.1.2 Les eaux intermédiaires

Deux eaux types se présentent à ce niveau, l'eau intermédiaire d'hiver (Winter Intermediate Water, WIW) et l'eau levantine intermédiaire (Levantine Intermediate Water, LIW).

Dans le bassin nord et sous des conditions particulières de rafales de vents hivernales de la région nord-ouest, il y'a formation de l'eau intermédiaire froide (WIW). Il s'agit d'eau d'origine atlantique refroidie et mélangée pendant ces coups de vent hivernaux qui est ensuite rapidement recouverte, lorsque le vent cesse, par de l'eau atlantique modifiée voisine.

Cette masse d'eau, présente à 150-200 m de profondeur, est identifiée par des températures minimums qui dépendent de la sévérité des conditions d'hiver. En général cette masse d'eau est caractérisée par des températures allant de 12,7 à 13,1°C (OBATON, 1998) et des salinités variant de 38,1 à 38,3 (MILLOT, 1999).

La WIW qui se forme au niveau du Golfe de Lion et la mer de Ligurie, plus dense et plus froide que l'eau atlantique modifiée, suit globalement le même trajet que celui de la MAW le long des plateaux continentaux espagnol et Algérien (MILLOT, 1999).

La LIW prend naissance dans le bassin levantin, à sa source, cette masse d'eau se situe entre 150 et 400 m de profondeur (OBATON, 1998) et peut atteindre les 800 m au détroit de Gibraltar (LA VIOLETTE, et al., 1990) et est caractérisée par une température comprise entre 15 et 16°C et une salinité s'étalant de 38,95 à 39,05.

Cette eau chaude et salée pénètre dans le bassin ouest par le détroit de Sicile, tourne sur sa droite en mer Tyrrhénienne et longe la côte italienne en modifiant très peu ses caractéristiques au travers de ce bassin. Une partie seulement de l'eau intermédiaire franchit le canal de Corse étroit et peu profond tandis que la majeure partie poursuit son circuit cyclonique autour de la mer Tyrrhénienne vers le canal de Sardaigne. L'écoulement remonte alors vers le nord le long de la côte ouest de la Sardaigne et de la Corse et rejoint l'eau levantine issue du canal de Corse. Là, le courant d'eau intermédiaire longe les côtes du nord du bassin occidental. Au niveau d'Almeria, une partie traverse la mer d'Alboran et sort par le détroit de Gibraltar, alors que l'autre partie, entraînée par l'eau de surface d'origine atlantique, rejoint et suit les côtes algériennes (OBATON, 1998).

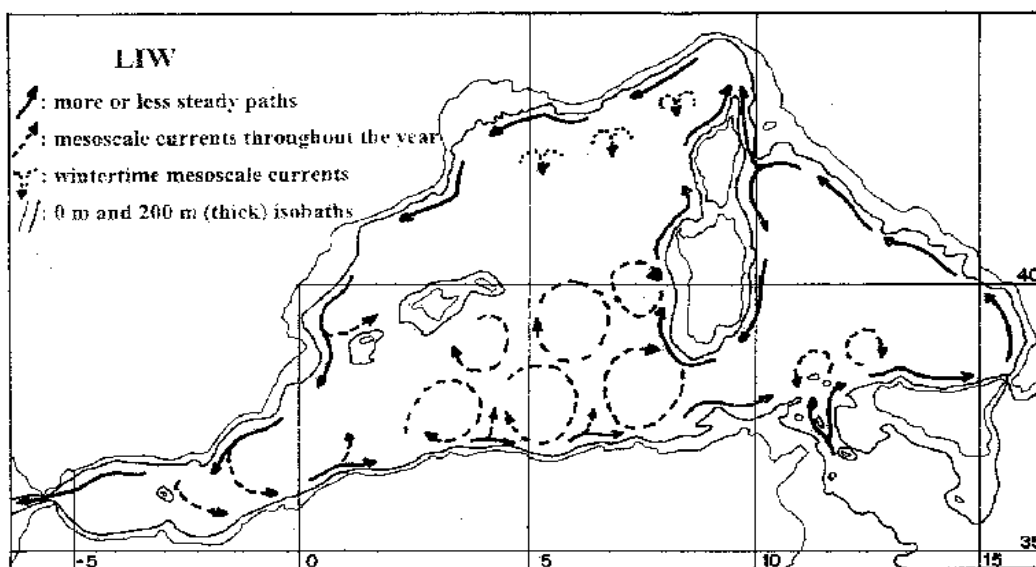


Figure 7 : Circulation de l'eau levantine intermédiaire LIW dans le bassin ouest de la méditerranée (MILLOT, 1999)

2.1.3 Les eaux profondes

La zone profonde du bassin Algérien est caractérisée par la présence de deux eaux types avec des caractéristiques qui se rapprochent et des origines différentes, ce sont : l'eau profonde de la méditerranée occidentale (Western Mediterranean Deep Water, WMDW) et l'eau dense Tyrrhénienne (Tyrrhenian Deep Water, TDW).

L'eau profonde de la méditerranée (WMDW), formée au nord (Golfe du Lion), se situe en dessous de la LIW. La séparation entre la WMDW et la LIW n'est pas facile à cause de leurs densités très similaires. La WMDW s'identifie à partir de 600-700 m, se caractérisant par des températures de 12,75 à 12,90°C et des salinités de 38,42 à 38,47 (BENZOHRA, et al., 1995).

Les eaux de la WMDW nouvellement formées au nord du bassin peuvent atteindre le bassin Algérien en suivant une trajectoire anticyclonique (GASCARD, et al., 2005).

Ces eaux suivent une circulation générale cyclonique dans le bassin ouest de la méditerranée d'Est en Ouest, commençant par longer les îles Baléares jusqu'à atteindre la mer d'Alboran. A ce niveau une partie traverse le détroit de Gibraltar et se retrouve en Atlantique tandis que

la plus grande partie retourne longer les côtes africaines d'Ouest en Est vers l'Italie, contournant la Sardaigne et la Corse et remonte vers les côtes françaises (MILLOT, 1999).

L'eau dense tyrrhénienne (Tyrrhenian Deep Water, TDW) résulte du mélange des eaux profondes du bassin oriental (Eastern Mediterranean Deep Water, EMDW) sortant du détroit de Sicile et la WMDW présente dans le bassin tyrrhénien (MILLOT, 2009).

Les mesures de CFC ont permis d'identifier plus efficacement la TDW que l'utilisation des diagrammes θ - S , étant donnée la situation délicate de la TDW se situant entre la WMDW et la LIW à une profondeur de 600 à 1600 – 1900 m (GASCARD, et al., 2005). Les concentrations les plus faibles de CFC caractérisant la TDW se trouvent le long du talus continental de la Sardaigne sous la LIW. Selon (MILLOT, 2009), la TDW suit la circulation cyclonique générale dans le bassin Algéro-provençal de la LIW et se mélange à l'intérieur du bassin.

Le flux de la WMDW entrant dans la mer Tyrrhénienne par le détroit de Sardaigne-Tunisie compense l'export de la TDW vers le bassin Algérien (GASCARD, et al., 2005).

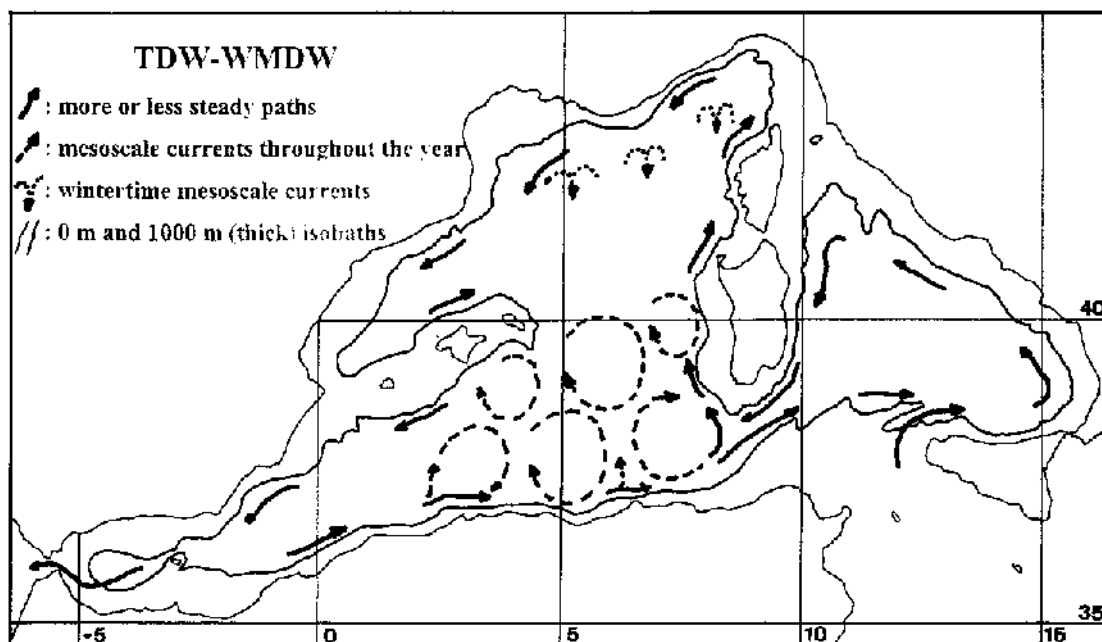


Figure 8 : Circulation de la TDW et WMDW dans le bassin ouest de la méditerranée (MILLOT, 1999).

Matériel et méthodes

3 Matériel et méthodes

3.1 Matériel

3.1.1 Présentation des campagnes

Notre étude est basée sur des données récoltées de plusieurs campagnes réalisées en Méditerranée dans le cadre de programmes de recherche internationaux citées dans le tableau ci-dessous :

Tableau 2 : Date des campagnes METEOR 51/2, BOUM, METEOR 84/3 effectuées en méditerranée.

CAMPAGNE	ANNEE	DATE
<i>METEOR 51/2</i>	2001	18 Octobre – 11 Novembre
<i>BOUM</i>	2008	20 Juin – 22 Juillet
<i>METEOR 84/3</i>	2011	5 – 28 Avril

Se référer aux annexes pour plus de détails concernant les trois campagnes.

3.1.2 Données utilisées

Dans le présent travail nous avons utilisé les données des trois campagnes (METEOR 51/2, BOUM, METEOR 84/3 et les données de MEDAR/MEDATLAS).

3.1.2.1 Données METEOR 51/2

Les données de la campagne METEOR 51/2 comportent T, S, O₂, AT, DIC, ainsi que les Chlorofluorocarbones CFCs (pmol/kg), et les traceurs d'âge (le couple Tritium/Hélium, respectivement en unité tritium et nmol/kg).

La campagne METEOR 51/2 a la particularité d'avoir couvert la plus grande partie de la Méditerranée. Par conséquent, les données recueillies peuvent permettre de caractériser aussi bien les masses d'eau que leur âge moyen.

3.1.2.2 Données BOUM

Les données utilisées dans notre étude sont les suivants : T, S, O₂, nitrates (NO₃ ; μmol kg⁻¹), phosphates (PO₄ ; μmol kg⁻¹), silicates (SiO₄ ; μmol kg⁻¹), alcalinité totale (A_T ; μmol kg⁻¹), carbone inorganique dissous total (C_T ; μmol kg⁻¹).

3.1.2.3 Données METEOR 84/3

Nous avons utilisé les données suivantes : T, S, DIC, O₂, nitrates (NO₃ ; μmol kg⁻¹), phosphates (PO₄ ; μmol kg⁻¹), silicates (SiO₄ ; μmol kg⁻¹), alcalinité totale (A_T ; μmol kg⁻¹), les traceurs transitoires (CFC-12, SF6).

3.1.2.4 Données MEDAR/MEDATLAS

L'utilisation de la base de données MEDAR/MEDATLAS II (1950-2000) dans la présente étude revient à son aspect riche et homogène ;

Dans un premier temps, un recueil des calculs de moyennes mensuelles des données brutes de 1950 à 2000 a été effectué pour le bassin Ouest et Est. Ceci correspond respectivement aux travaux de Boudjakdji (2008) et Ait Ouferoukh (2009). Dans ce cadre, le traitement des données MEDAR/MEDATLAS II s'est effectué en deux étapes : Le découpage de la zone d'étude en grille de 2°x2° (de 34,5°N à 45,5°N et de 7°W à 37°E). Pour chaque grille une moyenne mensuelle pour chaque profondeur (25 niveaux de profondeur entre 0 et 4000m), pour les huit (08) paramètres extraits (Température, Salinité, Oxygène, Nitrate, Nitrite, Phosphate, Silicate, Chlorophylle-a) a été calculée.

Pour chaque grille, un profil moyen sur les 50 ans de données a été calculé pour chaque paramètre. Nous définirons cette moyenne comme la climatologie marine moyenne de la Méditerranée. Le bassin Algérien est représenté par les 10 grilles (avec des profondeurs allant de 0 à 2500 m) représentées en figure 9.

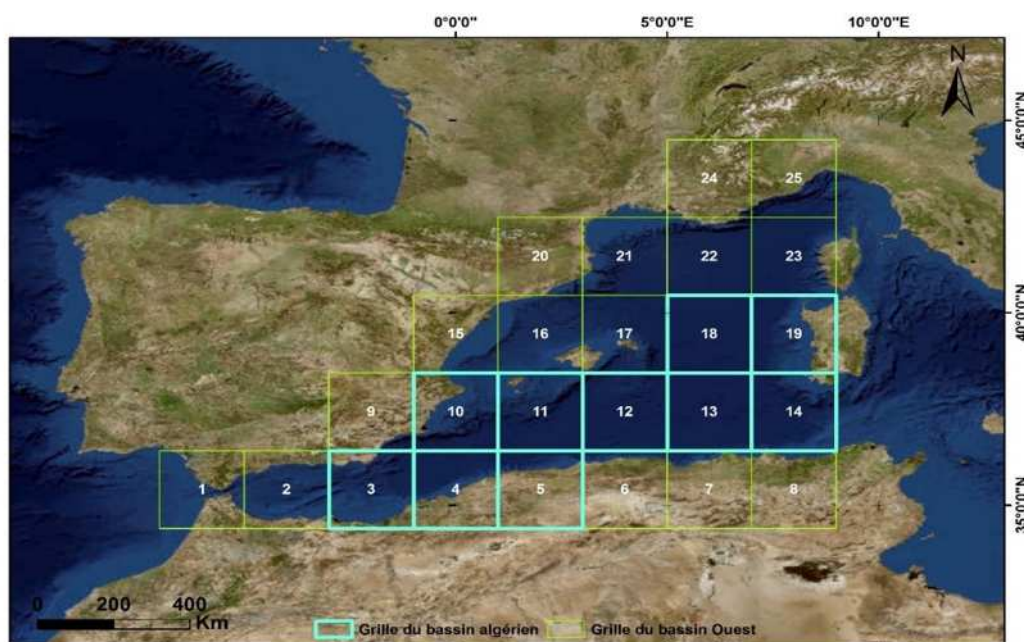


Figure 9 : Grilles retenues pour le bassin Algérien.

3.1.2.5 Données atmosphériques

3.1.2.5.1 $p\text{CO}_2$ atmosphérique

Dans le présent travail, les données de pression partielle du carbone atmosphérique sont issues des enregistrements historiques réalisés de façon continue à la station Mauna Loa (Hawaï, NOAA ; depuis 1959) qui représente bien les valeurs du $p\text{CO}_2$ rencontrées dans l'hémisphère nord dont la Méditerranée.

3.1.2.5.2 Concentrations des CFCs atmosphériques

Les concentrations historiques des CFCs (CFC-11, CFC-12, CFC-113, SF6) de l'hémisphère nord ont été obtenues à partir du site de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) et plus précisément au niveau du laboratoire « Earth System Research Laboratory, Global Monitoring Division ». Cette série temporelle s'étend de 1910 à 2014.

3.2 Méthodes

Les deux méthodes qui ont été les plus utilisées pour quantifier l'accumulation de carbone anthropique dans l'océan en se basant directement sur les observations, la méthode du carbone préformé (C^0) et la méthode du ΔC^* , sont basées sur le même principe, la technique dite de 'back-calculation' publiée indépendamment par Brewer (1978) et Chen et Millero (1979). Ces dernières années, l'émergence de nouvelles techniques fondées sur des principes radicalement différents a permis d'obtenir une information indépendante nécessaire pour réduire l'incertitude des premières estimations.

Cette section a pour but de décrire les trois méthodes utilisées dans la suite de cette étude : les deux méthodes historiques qui sont basées sur le principe de back-calculation et une technique plus récente, la méthode TrOCA développée par (TOURATIER, et al., 2004).

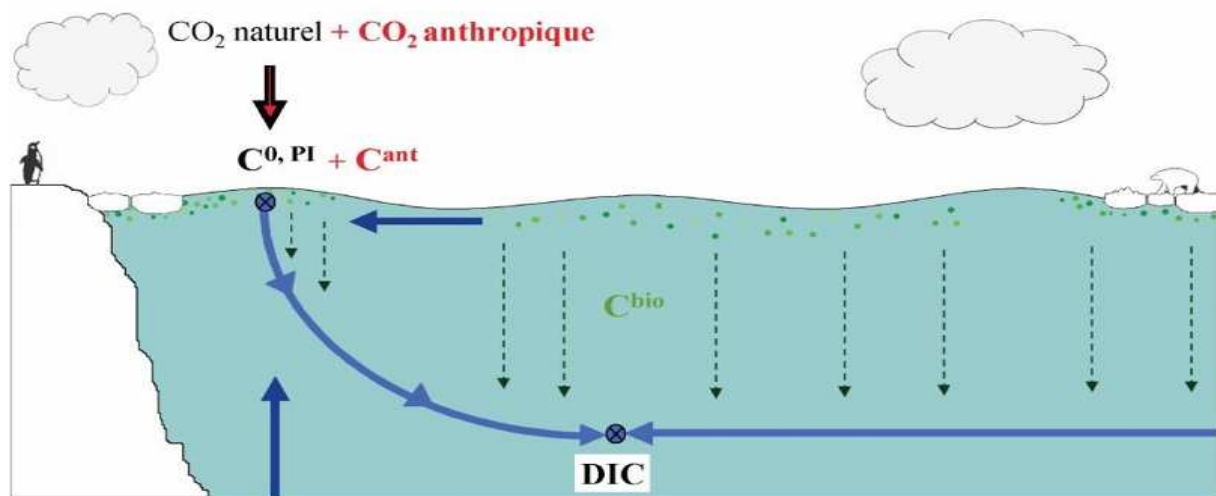


Figure 10 : Schéma illustrant le principe de back-calculation : la part de carbone anthropique peut être séparée du carbone inorganique dissous (DIC) mesuré dans l'océan en remontant l'histoire de la masse d'eau (origine et transport, apports de DIC par la dynamique et la biologie). Les termes indiqués sur le schéma sont expliqués dans le texte en dessous.

Les concentrations du DIC mesurées dans l'océan intérieur résultent principalement du transport par la dynamique océanique de carbone dissous dans les eaux de surface au contact de l'atmosphère (carbone préformé, C^0) auquel s'ajoute le DIC généré in situ par des processus biologiques (contribution biologique, C^{bio}). Le carbone préformé est lui-même composé d'une partie naturelle, le carbone préformé préindustriel ($C^{0,PI}$), et d'une partie anthropique issue de la dissolution du CO_2 atmosphérique d'origine anthropique (C^{ant}). Le DIC mesuré dans l'océan intérieur peut ainsi être décomposé en trois termes : un terme anthropique (C^{ant}) et deux termes naturels ($C^{0,PI}$ et C^{bio}).

3.2.1 Contribution biologique (C^{bio})

La formulation de la contribution biologique (C^{bio}), qui est la même dans les méthodes C^0 et ΔC^* , fait intervenir des mesures d'oxygène (O_2) et d'alcalinité (AT) et les rapports molaires C/ O_2 et N/ O_2 (rapports de Redfield). En effet, en dehors de la couche productive de surface, les variations de DIC induites par l'activité biologique sont essentiellement contrôlées

par deux processus, la dissolution des carbonates et la reminéralisation de la matière organique, (REDFIELD et al., 1963).

Lors du processus de dissolution des éléments carbonatés (coquilles et tests calcaires), la libération d'ions CO_3^{2-} et Ca^{2+} dans le milieu se traduit par une augmentation de DIC associée à une augmentation du double en alcalinité ($\Delta DIC_{CaCO_3} = 1/2 \cdot \Delta TA_{CaCO_3}$). Le DIC généré par reminéralisation de la matière organique (organismes morts, pelotes fécales) peut être déduit de la consommation d'oxygène en utilisant le rapport molaire C/O₂ ($\Delta DIC_{POM} = 106/-138 \cdot \Delta O_2$). La libération d'ions HPO_4^{2-} et H^+ (transfert de protons) génère également une variation d'alcalinité proportionnelle à la production de nitrates elle-même reliée à la consommation d'oxygène par le rapport molaire N/O₂ ($\Delta TA_{POM} = 16/-138 \cdot \Delta O_2$). L'augmentation totale de DIC peut être formulée de la façon suivante :

$$C^{bio} = 0,5 \cdot \Delta TA - (C/O_2 + 0,5 \cdot N/O_2) \cdot \Delta O_2 \quad (7)$$

Où : ΔTA : est la variation d'alcalinité générée par la reminéralisation de la matière organique et la dissolution des carbonates ; ΔO_2 : est la variation d'oxygène associée au processus de reminéralisation de la matière organique.

Les rapports molaires utilisés pour le calcul du C^{bio} varient selon l'auteur.

3.2.2 Le carbone préformé préindustriel ($C^{0,PI}$)

$C^{0,PI}$ représente le carbone inorganique total formé en surface, lorsque la masse d'eau était en contact avec l'atmosphère préindustrielle avant sa plongée. Il est estimé de plusieurs manières selon la méthode utilisée (voir plus loin).

3.2.3 Méthode de Chen C^0

Cette technique consiste à dissocier le carbone inorganique dissous (DIC) d'origine naturelle, ou non anthropique, du carbone d'origine anthropique (C^{ant}).

La méthode se base sur le calcul de la variation du CO₂ total préformé TCO_2^0 d'une masse d'eau entre le moment de la plongée de la masse d'eau à un temps t et sa plongée à l'époque préindustrielle.

C'est en déterminant les deux termes naturels (C^{bio}) et ($C^{0,PI}$) que Chen a réussi à estimer le C^{ant} de la façon suivante (LO MONACO, 2006) :

$$C^{ant} = DIC - C^{bio} - C^{0,PI} \quad (8)$$

Où : $C^{0,PI}$ est le carbone préformé préindustriel, C^{bio} : est le DIC généré in-situ par les processus biologiques (contribution biologique), DIC : TCO₂ mesuré, C^{ant} : carbone anthropique.

3.2.3.1 Formulation de la contribution biologique (C^{bio})

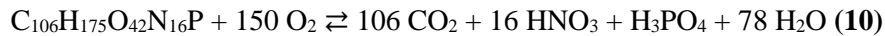
Dans l'hypothèse où l'océan opère à l'état stationnaire, c'est-à-dire que les mécanismes physiques et biogéochimiques restent constants, ΔTA et ΔO_2 peuvent être déterminés par différence entre la concentration mesurée (TA et O₂) et la concentration préformée (TA⁰ et O₂⁰). L'échange air-mer d'oxygène étant rapide (de l'ordre d'un mois pour l'équilibre), les eaux de surface en contact avec l'atmosphère sont généralement très proches du niveau de saturation d'oxygène. Dans ce cas, l'oxygène préformé peut être assimilé à l'oxygène à saturation

($O_2^0 = O_2^{sat}$). On introduit ainsi la notion d'utilisation apparente d'oxygène entre l'oxygène à saturation et l'oxygène mesuré ($UAO = O_2^{sat} - O_2$).

Chen prend en considération les rapports molaires de Redfield et al., 1963) et de ce fait la formulation de la contribution biologique est la suivante :

$$C^{bio} = 0,5. (TA - TA^0) - (106/138 + 0,5. 16/138). UAO \quad (9)$$

Pour calculer C^{bio} , nous on a utilisé les rapports d'Anderson (1995), qui propose une autre équation pour la composition en hydrogène et en oxygène, se basant sur la composition métabolique du phytoplancton marin. L'équation proposée est la suivante :



Notre formulation pour le C^{bio} se presented comme suit :

$$C^{bio} = 0,5. (TA - TA^0) - (106/150 + 0,5. 16/150). UAO \quad (11)$$

De nombreuses études ont montré que l'alcalinité de surface varie en relation avec d'autres traceurs océaniques comme la température, la salinité et les sels nutritifs (e.g. Poisson et Chen, 1987 ; Körtzinger et al., 1998 ; Millero et al., 1998 ; Gruber et al., 1996 ; Sabine et al., 1999 ; Lee et al., 2003 ; Ríos et al., 2003). L'équation suivante permet de calculer TA^0 , à partir de nos données, elle est tirée de la régression appliquée aux données de surface des 3 campagnes :

$$AT^0 = 93,075 S - 995,513 \quad (12)$$

3.2.3.2 Formulation du carbone préformé préindustriel ($C^{0,PI}$)

Généralement, dans l'océan mondial, $C^{0,PI}$ est déterminé en utilisant comme référence une masse d'eau formée avant la révolution industrielle (exemple : Lo Monaco, 2006)

Dans notre cas, $C^{0,PI}$ a été calculé à partir de l'alcalinité préformée (TA^0) de surface et un pCO_2 de 280 ppm. L'alcalinité des eaux de surface est supposée constante en s'appuyant sur l'hypothèse selon laquelle les eaux de surface présentent généralement un excès de carbonates par rapport au CO_2 . Ainsi, l'augmentation de pCO_2 ne devrait pas avoir de conséquence directe sur l'alcalinité de surface.

3.2.3.3 Carbone anthropique

La formulation du carbone anthropique devient comme suit :

$$C^{ant} = DIC - 0,5. (TA - TA^0) - (106/150 + 0,5. 16/150). UAO - C^{0,PI} \quad (13)$$

3.2.4 Méthode de Gruber ΔC^*

La méthode de Gruber est construite sur la même base que la méthode de Chen, l'équation générale de back-calculation. Seule la seconde étape du calcul a été modifiée par Gruber et al. (1996). Ainsi, la détermination de $C^{0,PI}$ n'est plus basée sur le DIC préformé, mais sur un autre traceur du carbone, noté ΔC^* , défini comme suit :

$$\Delta C^* = DIC - C^{bio} - C^{eq(280)} \quad (14)$$

$C^{eq(280)}$ désigne la concentration de DIC en équilibre avec l'atmosphère préindustrielle ($pCO_2 = 280$ ppm), calculée en fonction de la température, de la salinité et de l'alcalinité des eaux en contact avec l'atmosphère préindustrielle. ΔC^* représente la différence de carbone

préformé entre le moment de la formation des eaux ($C^{0,t} = DIC - C^{bio}$) et l'ère préindustrielle dans le cas où l'océan est en équilibre avec l'atmosphère ($C^{eq(280)}$).

Le traceur ΔC^* porte en lui deux informations : l'accumulation de carbone anthropique et le déséquilibre air-mer de CO_2 ($\Delta C^* = C^{ant} + \Delta C^{dis}$). Gruber et al. (1996) ont démontré le comportement quasi-conservatif du traceur ΔC^* qui augmente depuis la révolution industrielle, mais qui est conservé au cours des processus de mélange. Ainsi, sans l'invasion de carbone anthropique, ΔC^* serait constant le long d'une surface isopycnale si on considère que le transport isopycnal prévaut sur le mélange diapycnal (LO MONACO, 2006).

La contribution biologique (C^{bio}) est estimée de la même manière que dans la méthode de Chen.

3.2.4.1 Carbone préformé préindustriel $C^{0,PI}$

Dans la méthode de Gruber, le carbone préformé préindustriel ($C^{0,PI}$) est déterminé en corrigeant $C^{eq(280)}$ pour le déséquilibre air-mer de CO_2 (ΔC^{dis}). La formulation du carbone anthropique est telle que :

$$\Delta C^* = DIC - C^{bio} - C^{eq(280)} - \Delta C^{dis} \quad (15)$$

ΔC^{dis} est calculé le long de surfaces isopycnales, il est moyenné le long d'une isopycne, ce qui permet de s'affranchir en partie du problème de mélange des masses d'eau. C'est dans l'estimation du $C^{0,PI}$ que Gruber et al. (1996) apportent une amélioration à la technique de back-calculation, $C^{0,PI}$ est déterminé dans les eaux formées après la révolution industrielle, pour lesquelles ΔC^{dis} est estimé de la façon suivante :

$$\Delta C^{dis} = C^{0,t} - C^{eq(t)} = \Delta C^*_t \quad (16)$$

$C^{0,t}$ est le DIC préformé au moment de la formation des eaux (t) déterminé par soustraction de la contribution biologique ($C^{0,t} = DIC - C^{bio}$) et $C^{eq(t)}$ est le DIC en équilibre avec l'atmosphère au temps t. $C^{eq(t)}$ peut être calculé en fonction de la température, la salinité et l'alcalinité des eaux en surface pour une fugacité de CO_2 notée $fCO_2^{(t)}$. fCO_2 est déterminé en se basant sur des enregistrements historiques de CO_2 atmosphériques à partir de l'âge des masses d'eau.

Suivant la méthode de Gruber décrite ci-dessus, la formulation de C^{ant} peut être développée de la façon suivante (LO MONACO, 2006) :

$$C^{ant} = \Delta C^* - \Delta C^{dis} \quad (17)$$

$$\Delta C^* = DIC - 0,5 \cdot (TA - TA^0) + (C/O_2 + 0,5 N/O_2) \cdot (O_2^0 - O_2) - C^{eq(280)} \quad (18)$$

$$\Delta C^{dis} = DIC - 0,5 \cdot (TA - TA^0) + (C/O_2 + 0,5 N/O_2) \cdot (O_2^0 - O_2) - C^{eq(t)} \quad (19)$$

TA^0 et O_2^0 sont déterminés de la même manière que dans la méthode de Chen.

3.2.4.2 Carbone anthropique

$$C^{ant} = [DIC - 0,5 \cdot (TA - TA^0) - (106/150 + 0,5 \cdot 16/150) \cdot UAO - C^{eq(280)}] - [DIC - 0,5 \cdot (TA - TA^0) - (106/150 + 0,5 \cdot 16/150) \cdot UAO - C^{eq(t)}] \quad (20)$$

3.2.5 Méthode TrOCA

Cette méthode se base sur l'hypothèse qu'en dessous de la couche de mélange, le TCO_2 varie avec l'oxydation de la matière organique et la dissolution des carbonates de calcium, elle a été développée par (TOURATIER, et al., 2004) et repose sur le traceur quasi-conservatif TrOCA, (Traceur Combinant Oxygène, Carbone inorganique dissous et Alcalinité).

Partant du paramètre du carbone inorganique dissous ; DIC ou TCO_2

$$TCO_2 = \frac{C}{O_2} \cdot O_2 + \frac{1}{2} \cdot \left[TA + \frac{N}{O_2} \cdot O_2 \right] \quad (21)$$

En réarrangeant cette équation et en appliquant les mêmes règles de construction que celles développées par Broecker (1974) pour le NO et PO, Touratier et Goyet (2004) ont réussi à définir un nouveau traceur quasi-conservatif TrOCA. Ce traceur est défini de la façon suivante :

$$TrOCA = O_2 + 1,2 \cdot TCO_2 - 0,6 \cdot TA \quad (22)$$

Ce traceur a été construit en utilisant les rapports molaires mis en jeu dans les processus de dissolution des carbonates et reminéralisation de la matière organique. Les coefficients associés au DIC et à l'alcalinité dans cette équation sont basés sur les rapports $C/O_2 = 123/-165$ et $N/O_2 = 17,5/-165$ déterminés par Körtzinger (2001). L'introduction du DIC dans la définition de TrOCA en fait un traceur quasi-conservatif comme le traceur ΔC^* de Gruber et al. (1996) (LO MONACO, 2006).

L'accumulation totale de carbone anthropique (C^{ant}) peut ainsi être déduite de l'augmentation de TrOCA depuis l'ère préindustrielle, de la façon suivante (TOURATIER, et al., 2004) :

$$C_{ANT} = TCO_2 - TCO_2^0 = \frac{TrOCA - TrOCA^0}{1,2} \quad (23)$$

On définit le traceur conservatif $TrOCA^0$ qui est similaire au traceur TrOCA en excluant la contribution anthropique (valeur préindustrielle du traceur TrOCA), et doit être déterminée afin de quantifier le C^{ant} . (TOURATIER, et al., 2004) démontrent qu'il existe une bonne relation entre la distribution de TrOCA dans l'océan et la température potentielle (θ), montrant une diminution de ce dernier avec l'augmentation de (θ).

Ceci les a amené à proposer d'utiliser cette relation pour prédire la valeur préindustrielle de TrOCA : $TrOCA^0 = f(\theta)$. Touratier et al en 2007 ont proposé une autre relation pour prédire $TrOCA^0$, ce dernier étant en fonction de θ et TA. Dans le cas de l'Atlantique, (TOURATIER, et al., 2007) ont pris comme eau de référence des eaux qui se sont formées il y'a plus de 200 ans de la manière suivante :

$$TrOCA^0 = e^{\left(b+c\theta+\frac{d}{AT^2}\right)} \quad (24)$$

Etant donné que le bassin Algérien (Méditerranée en général) semble complètement contaminé par le CO_2 anthropique, la méthode TrOCA ne pouvant s'adapter qu'à des zones qui contiennent des eaux exempts de CO_2 anthropique, l'estimation de $TrOCA^0$ se fait à partir de :

- TCO_2^0 calculé à partir de TA^0 et d'un pCO_2 de 280 ppm ;
- TA^0 est calculée à partir de la régression (comme pour les 2 méthodes Chen et Gruber) ;

- Et en prenant ($O_2^0=O_2^{sat}$).

De là, la concentration du carbone anthropique est la suivante :

$$C_{Ant}^{TrOCA} = \frac{O_2 + 1,279 \cdot [TCO_2 - \frac{1}{2} \cdot AT] \cdot e^{\left(7,511 - (1,087 \times 10^{-2})\theta - \frac{7,81 \times 10^5}{AT^2}\right)}}{1,279} \quad (25)$$

Résultats et discussions

4 Résultats et discussions

Dans ce chapitre seront présentés les résultats de l'évaluation du carbone anthropique pénétrant dans le bassin Algérien ainsi que quelques critiques sur les trois méthodes qui ont permis cette évaluation. Mais avant ça ; voyons un peu les résultats obtenus lors du traitement des données afin de caractériser les masses d'eau et les régressions utilisées pour les calculs des différents termes préformés (AT^0 , AT^0 surface, TCO_2^0 , ...).

4.1 Masses d'eau

Les différentes masses d'eau et leurs caractéristiques identifiées lors du traitement des données des trois campagnes (M51/2, BOUM et M84/3) sont énumérées dans le tableau 4 (voir page suivante).

Les âges ont été reconstitués grâce aux mesures des CFC12. Au départ un polynôme est utilisé pour calculer la solubilité des CFC12 (voir formule dans l'annexe 2). Ensuite, la pression partielle des CFC12 est calculée par la formule :

$$pCFC12 = \frac{[CFC12]}{[CFC12]^*} \quad (26) \quad \text{Où :}$$

$pCFC$: pression partielle des CFC12, $[CFC12]$: concentration mesurée des CFC12, $[CFC12]^*$: solubilité des CFC12.

Et enfin, on fait correspondre les pressions partielles mesurées aux enregistrements historiques des CFC12 de la NOAA, pour ensuite en déduire l'âge des masses d'eau.

4.2 Régressions multiparamétriques

Les régressions multiparamétriques calculées à l'aide du logiciel STATISTICA à partir des données des trois campagnes sont appliquées sur les données de MEDAR/MEDATLAS pour le calcul du TCO_2 , et l'alcalinité (AT) des années 2000 et 2010 et sur les données de surface (0 à 150m) des trois campagnes pour le calcul de l'alcalinité préformée de surface (AT^0).

Les régressions obtenues pour le bassin Algérien sont reportées dans le tableau suivant :

Tableau 3 : Régressions utilisées pour le bassin Algérien.

		2000		2010	
		Equation	R ²	Equation	R ²
TCO₂	$TCO_2=f(S, \theta)$	$TCO_2=101,3 S-5,18 \theta -1515,63$	0,988	$TCO_2=76,241S-2,740 \theta + 0,577 UAO - 611,711$	0,989
AT	$AT=f(S)$	$AT=91,414S-935,487$	0,975	$AT= 94,63 S - 1054,49$	0,992
	$AT=f(S)$	$AT= 93,85 S - 1025,16$			0,988
	$AT_s=f(S)$	$AT_s = 93,075 S - 995,513$			0,987

Tableau 4 : Récapitulatif des masses d'eaux identifiées lors du traitement des données des 3 campagnes et leurs caractéristiques.

Campagne	Masse d'eau	Gamme Profondeur (m)	Gamme Température (°C)	Gamme Salinité	Gamme densité σ (kg.m ⁻³)	Âge CFC-12 (an)	
						Gamme	Moyen
M51-2 (automne 2001)	Eaux de surface	0 -150	13,8 - 23	37,38 - 38,20	25,68 - 28,71	-	-
	Eaux intermédiaires	200 - 800	13 - 13,5	38,40 - 38,58	28,9 – 29	14,5	14,5
		-	-	-	29 – 29,04849	20,5 – 23,5	21,83
		-	-	-	29,06856 – 29,09613	22,5 – 25,5	24,16
		-	-	-	29,09959 – 29,14997	24,5 – 31,5	28,19
Eaux profondes	800 - 3000	12,8 - 13,3	38,44 - 38,57	29,15 - 29,19	27,5-30,5	30,357	
BOUM (été 2008)	Eaux de surface	0 - 170	13,5-25,5	37,40-38,45	25 - 28,916	-	-
	Eaux intermédiaires	200 - 750	13,2-14,46	37,40-38,45	28,97 - 29,131	-	-
	Eaux profondes	800 - 2800	12,40-12,98	38,46 - 38,53	29,138 - 29,211	-	-
M84-3 (printemps 2011)	Eaux de surface	0 -150	13,08-17,28	36,84 - 38,56	26,908 - 28,66601	-	-
	Eaux intermédiaires	200-800	13-13,62	38,40 - 38,56	28,66601 – 28,88386	21,5 – 23,5	22,5
		-	-	-	28,95447 – 29,01605	25,5 – 27,5	26,64
		-	-	-	29,02400 – 29,06680	28,5 – 31,5	29,94
		-	-	-	29,08120 – 29,08913	32,5 – 34,5	33,1
		-	-	-	29,09670 – 29,10883	35,5 – 37,5	36,5
	Eaux profondes	800 - 3000	12,88-12,97	38,47 - 38,49	29,10839 – 29,11528	35,5 – 37,5	36,43
		-	-	-	29,11562 – 29,12148	32,5 – 34,5	33,95

4.3 Distribution du carbone anthropique

Ci-dessous sera présentée la distribution du carbone anthropique évalué par les méthodes citées dans la partie méthode du mémoire pour les années 2001 et 2011.

4.3.1 Comparaison directe entre les données de TCO₂ normalisées

Les résultats obtenus par la comparaison directe des données de TCO₂ normalisées à une salinité de 35 entre les campagnes METEOR 51/2 et METEOR 84/3 montrent une augmentation de TCO₂ entre 2001 et 2011 le long de la colonne d'eau comme illustré par la figure suivante :

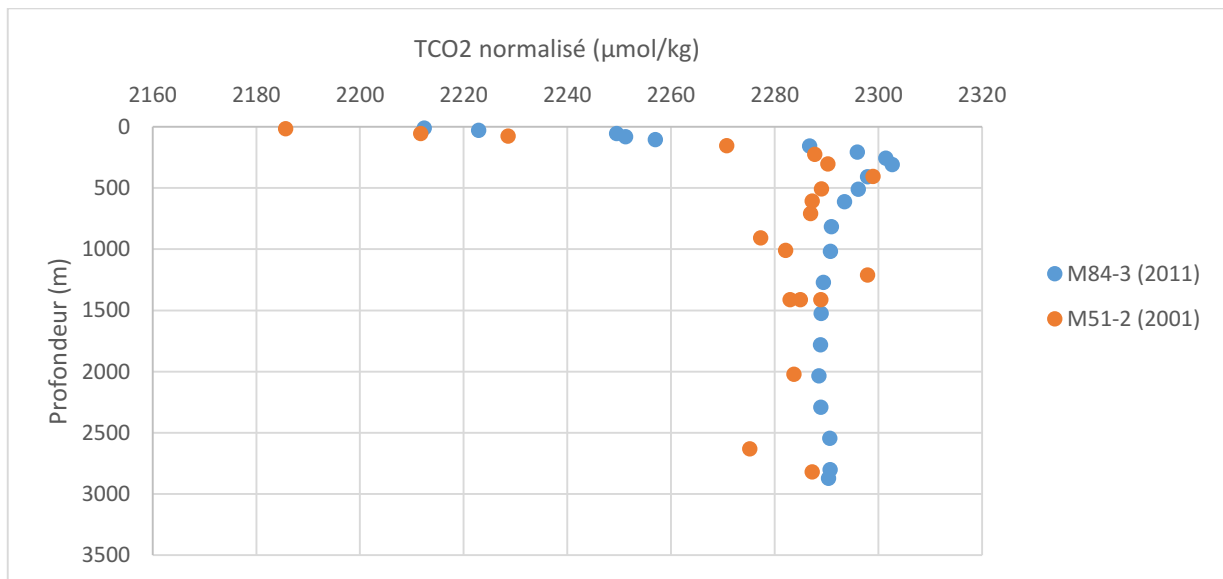


Figure 11: Comparaison directe entre le TCO₂ normalisé entre la période 2001 et 2011.

4.3.2 Comparaison entre les résultats des trois méthodes et les résultats des régressions pour la période s'étalant de 2000 à 2010

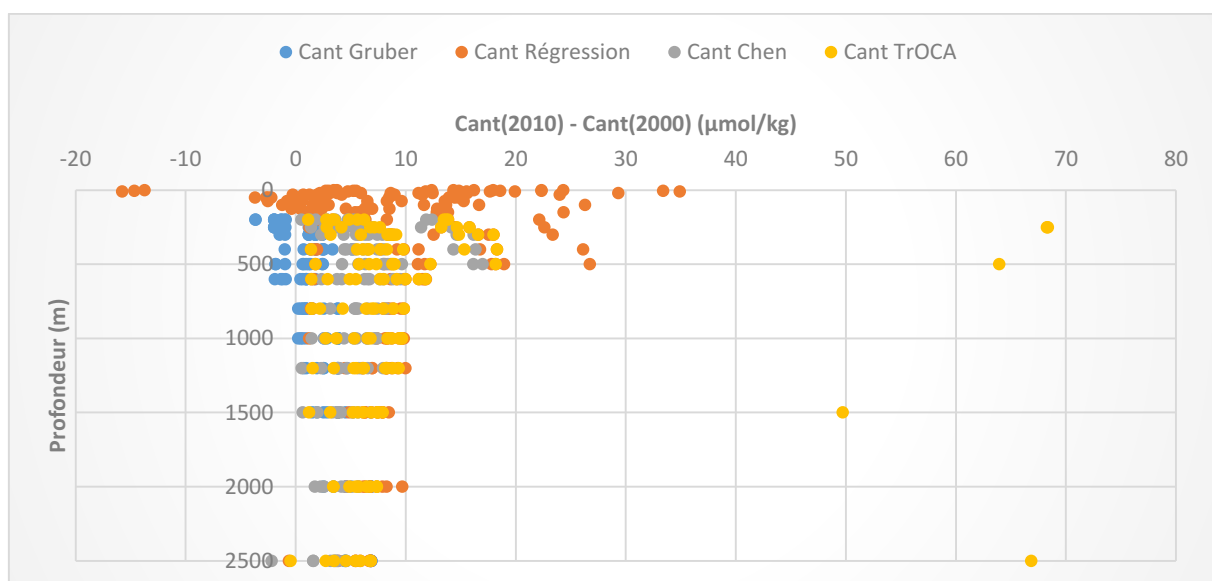


Figure 12 : Comparaison entre le Cant obtenu par les trois méthodes et le Cant obtenu par les régressions linéaires pour la décennie 2000 à 2010.

L'information commune à ces méthodes qu'on peut tirer de cette figure est que le Cant diminue avec la profondeur. Parmi les trois méthodes, celle de Gruber présente les valeurs les plus faibles de carbone anthropique. On remarque que les valeurs de Chen sont supérieures à celles de Gruber mais restent inférieures aux résultats des régressions. On note aussi que les valeurs obtenues par TrOCA se rapprochent de celles obtenues par les régressions linéaires.

4.3.3 Résultats des trois méthodes pour l'année 2010

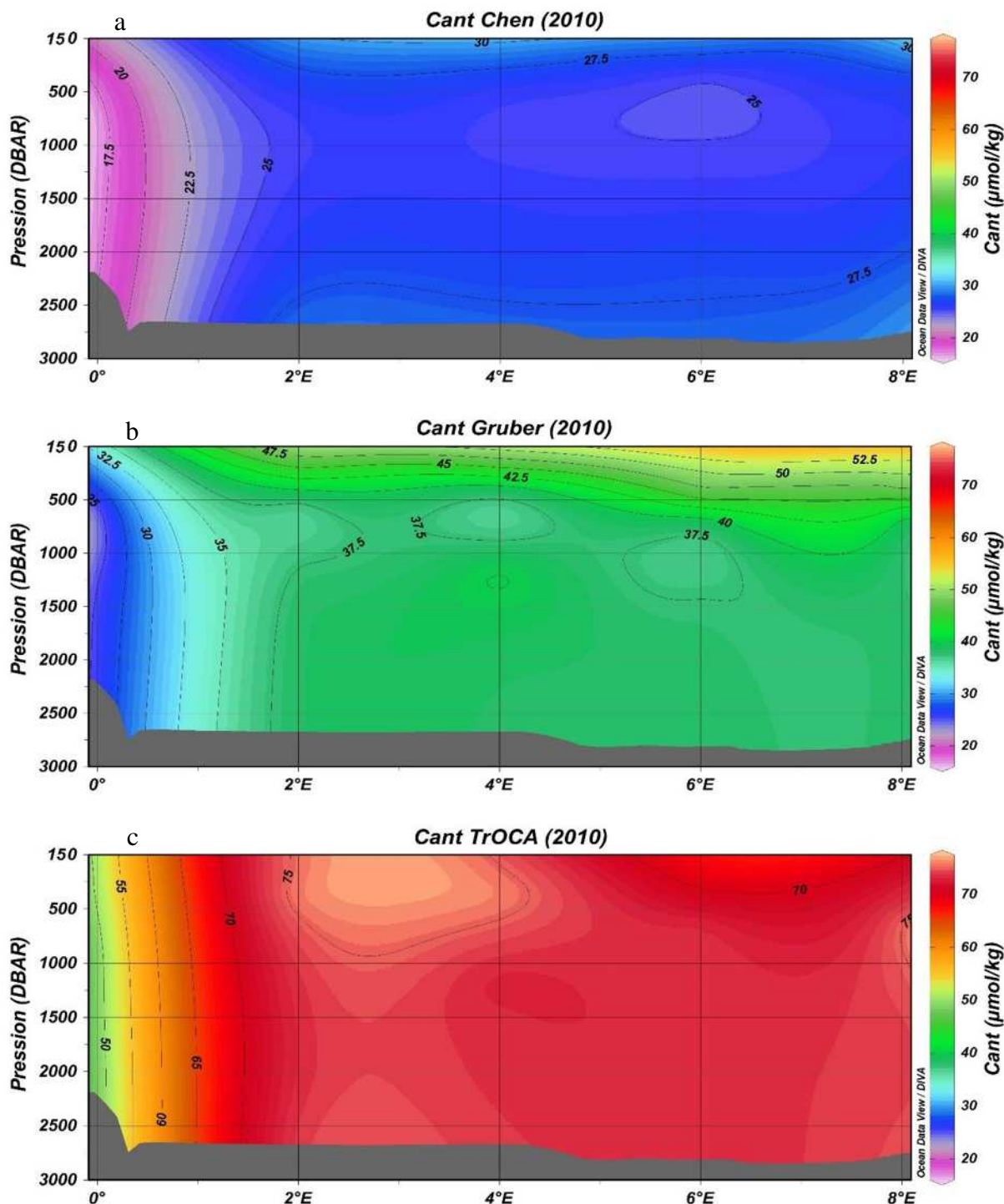


Figure 13 : Distribution du Cant calculé par : a) méthode de Chen b) méthode de gruber c) méthode TrOCA

Les résultats des trois méthodes révèlent une forte pénétration du carbone anthropique dans le bassin Algérien. Les concentrations les plus élevées (77,048 $\mu\text{mol/kg}$ pour TrOCA, 50,726 $\mu\text{mol/kg}$ pour Gruber, et 29,662 $\mu\text{mol/kg}$ pour Chen) s'observent au niveau des eaux intermédiaires (de 150 à 1500m). Les minimums de concentration en carbone anthropique sont localisés dans la partie Ouest du bassin (5,297 $\mu\text{mol/kg}$ pour Chen, 8,831 $\mu\text{mol/kg}$ pour Gruber, et 15,657 $\mu\text{mol/kg}$ pour TrOCA) entre 0°E et 2°E.

Le fait que les eaux du bassin Algérien se trouvent toutes contaminées par le carbone anthropique jusqu'aux profondeurs maximales, n'est pas une preuve de la rapidité de pénétration du C^{ant} , ceci peut s'expliquer par la vitesse de renouvellement des eaux en méditerranée (~100 ans), donc depuis le début de l'ère industrielle (1750), les eaux méditerranéennes ont eu le temps de se renouveler au moins 3 fois.

4.4 Critique des méthodes

Hypothèse de stationnarité

Les trois méthodes présentées reposent sur plusieurs hypothèses communes, parmi lesquelles l'hypothèse de stationnarité qui est à la base de toutes les méthodes directes de calcul du carbone anthropique (C^{ant}). En effet, la définition du carbone anthropique repose elle-même sur une telle hypothèse puisque les estimations de C^{ant} représentent l'augmentation de DIC par rapport à sa distribution préindustrielle ($\text{DIC}^{\text{PI}} = \text{DIC} - C^{\text{ant}}$). Pour déterminer DIC^{PI} en se basant sur les observations contemporaines, on doit considérer que l'océan opère à l'état stationnaire. L'utilisation des relations empiriques pour déterminer les préformés et TrOCA^0 en fonction de traceurs océaniques tels que T, S, ou les sels nutritifs revient à supposer que les mécanismes physiques et biogéochimiques qui normalement évoluent de façon naturelle ou en réponse au changement climatique sont restés constants après la révolution industrielle. Les estimations de C^{ant} sont ainsi obtenues en négligeant la variabilité naturelle du système océaniques et les effets indirects de l'augmentation du CO_2 atmosphérique (LO MONACO, 2006).

Alcalinité

La deuxième hypothèse sur laquelle sont basées les méthodes C^0 , ΔC^* , et TrOCA concerne l'alcalinité que l'on considère constante dans le temps malgré l'invasion de CO_2 anthropique. Cette hypothèse est basée sur le fait que l'océan de surface présente généralement un excès de carbonates par rapport au CO_2 . Ainsi, l'augmentation de $p\text{CO}_2$ ne devrait pas avoir de conséquence directe sur l'alcalinité de surface (LO MONACO, 2006). Or ces dernières années les mesures effectuées dans différentes régions de l'océan global montrent une tendance vers une légère acidification (FEELY, et al., 2008).

Mélange des masses d'eau

Si Gruber avait pensé à développer la méthode de ΔC^* c'était pour s'affranchir du problème du mélange des masses d'eau. Le modèle initial qui a été utilisé par Sabine et al. (1999) prend en compte de manière implicite le mélange isopycnal de deux masses d'eau. Pour prendre en compte plusieurs eaux sources, Sabine et al. (2002) ont proposé une version étendue de la méthode ΔC^* qui inclut une analyse OMP (Optimum Multi-Parameter). L'analyse OMP a été utilisée pour affiner la prévision du déséquilibre air-mer de CO_2 en représentant le mélange

de manière explicite, mais elle peut aussi être utilisée pour affiner la prévision des concentrations préformées d'oxygène, d'alcalinité et de DIC (LO MONACO et al., 2005a). Cependant, si l'analyse OMP permet de résoudre le problème de mélange associé au calcul du carbone anthropique, elle ne réduit pas forcément l'incertitude sur les estimations de C^{bio} et $C^{0,\text{PI}}$ puisqu'elle représente une source d'erreur supplémentaire liée au choix et à la définition des eaux types.

4.4.1 Méthode de Chen (C^0)

Cette approche n'a pas fait l'unanimité chez les chercheurs qui trouvent que les incertitudes qui y sont associées sont très grandes. Selon Shiller (1981), les corrections appliquées dans les méthodes de calcul inverse sont insatisfaisantes :

- L'alcalinité spécifique de la surface de l'océan est supposée constante. Dans la pratique, cette alcalinité est en fonction de la température (légèrement) : cela peut avoir un effet sur les calculs lorsque la masse d'eau présente une large gamme de température (BREWER, 1978) ;

Dans notre cas en méditerranée, l'acidification a nécessairement diminué l'alcalinité des eaux de surface.

- Les effets de la diffusion et du mixing de la masse d'eau initiale avec d'autres masses d'eau de différentes origines lors de sa plongée sont négligés. L'approche initiale pour estimer $C^{0,\text{PI}}$ ne prend pas en compte le mélange des masses d'eau. Or, dans le bassin Algérien il y a prédominance des eaux de mélange.
- L'éventuel manque d'équilibre, des masses d'eaux examinées, avec le CO_2 atmosphérique (les eaux de surfaces peuvent ne pas avoir reçu l'empreinte complète du signal du CO_2 anthropique). Les valeurs de CO_2 anthropique obtenues avec les méthodes inverses seraient surestimées.

4.4.2 Méthode de Gruber (ΔC^*)

- L'hypothèse selon laquelle le déséquilibre air-mer est constant à travers le temps : en effet ce déséquilibre n'est pas resté le même à cause de l'augmentation en continu du carbone anthropique dans l'atmosphère. Le déséquilibre anthropique global moyen air-mer correspondant à l'infiltration globale de près de 2 Gt C par an est de l'ordre de 8 μatm (SIEGENTHALER, et al., 1993).
- L'estimation de l'âge des eaux : la détermination de l'âge d'une masse d'eau par les traceurs habituels ne donne pas l'âge exact. Il est difficile d'obtenir une relation simple et fiable entre ces traceurs et le CO_2 anthropique puisque les sources et le temps d'équilibre diffèrent énormément d'un traceur à un autre. Ajouté à cela le mélange rapide des eaux en méditerranée (renouvellement en 100 ans environ). L'erreur associée au calcul de l'âge de la masse d'eau se répercute directement sur C^{ant} .

4.4.3 Méthode TrOCA

La détermination de TrOCA^0 se fait dans des eaux océaniques vieilles exempts de CO_2 . Les propriétés de ces eaux ne correspondent pas à celles qui régnaient en Méditerranée pendant la période préindustrielle.

- Même si la méthode dérivée de la méthode de Chen (1979) est la plus adéquate, il existe toutefois un écart entre le carbone réel et le carbone calculé, ceci peut être dû aux conditions réelles de l'hydrodynamisme du milieu et les apports terrigènes de carbones organiques.

4.5 Evolution du pH de surface pour la décennie 2000 – 2010

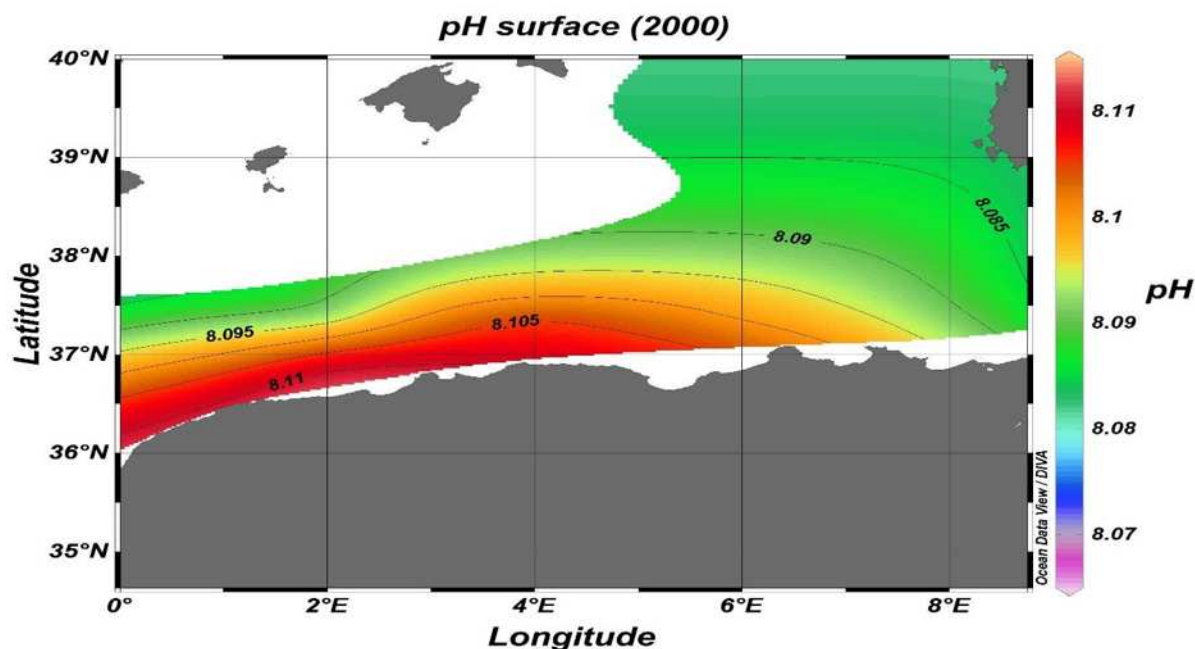


Figure 14 : Représentation spatiale du pH en surface du bassin Algérien pour l'année 2000.

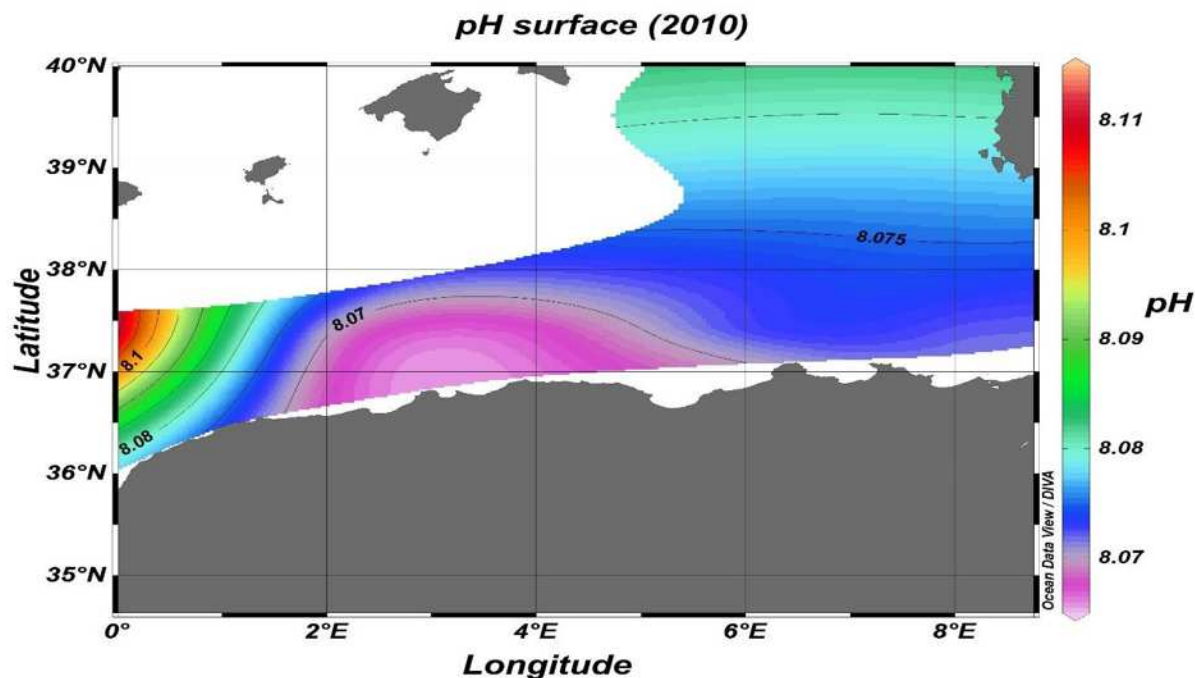


Figure 15 : Représentation spatiale du pH en surface du bassin Algérien pour l'année 2010.

Les figures suivantes révèlent une tendance à la diminution du pH dans l'ensemble du bassin Algérien entre 2000 et 2010 ; diminution marquée au centre du bassin entre 2°E et 6°E.

4.6 ΔpCO_2 pour les années 2000 et 2010

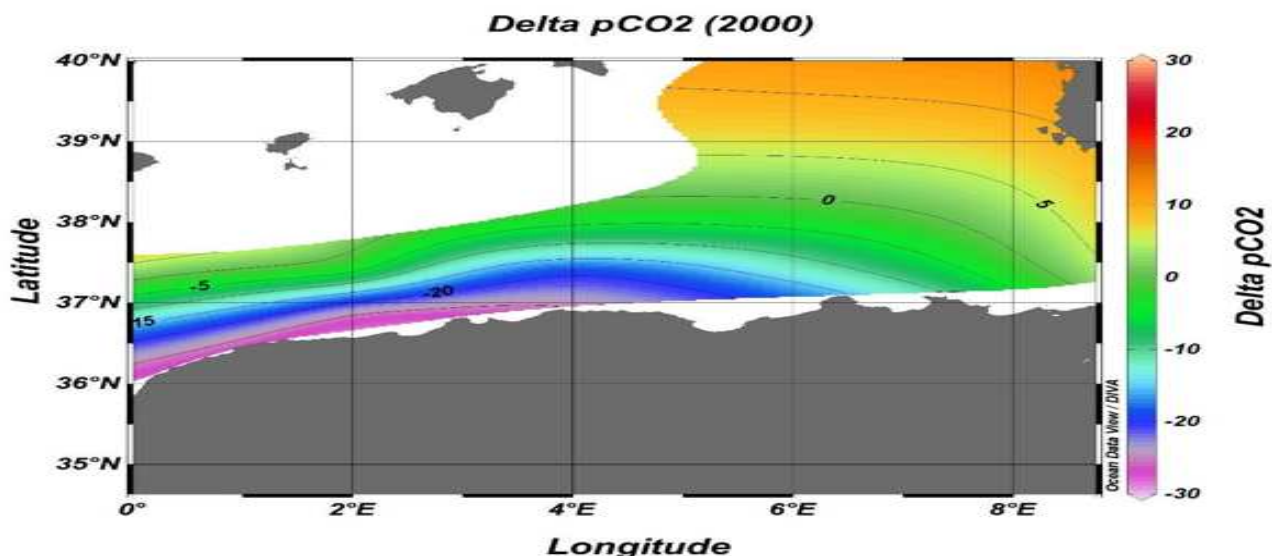


Figure 16 : Représentation spatiale de ΔpCO_2 dans le bassin Algérien pour l'année 2000.

Pendant l'année 2000, on remarque que le bassin Algérien faisait office d'un puits de CO_2 en partant de la côte jusqu'à une latitude d'environ $38^\circ N$. Au large et au-delà de cette latitude le bassin Algérien jouait le rôle d'une source de CO_2 dans sa partie Est.

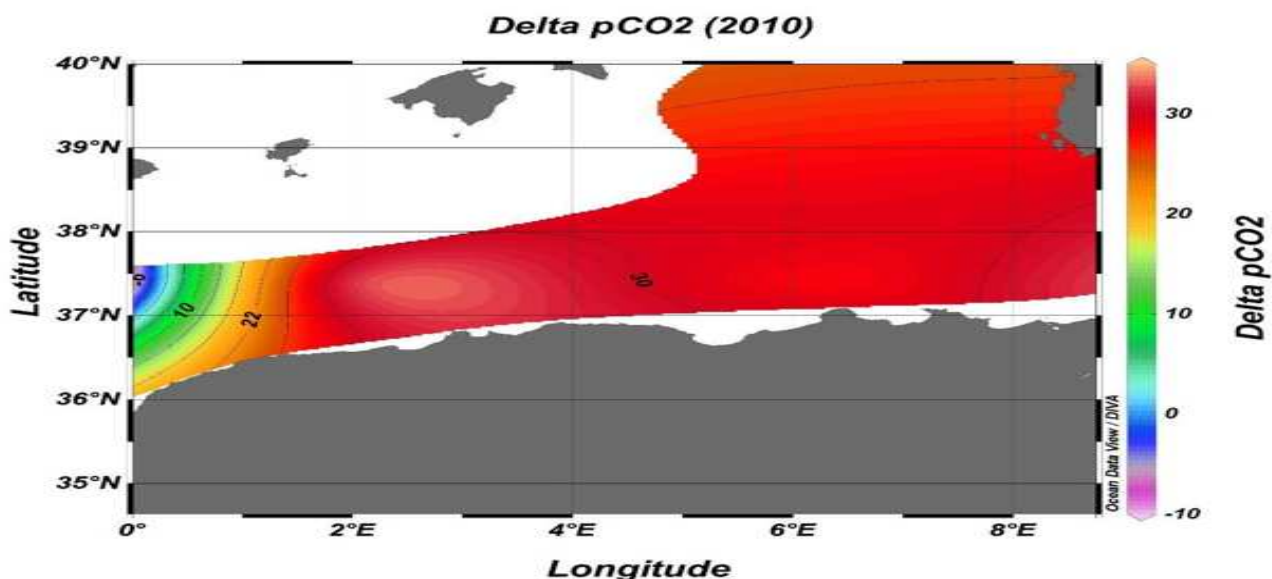


Figure 17 : Représentation spatiale de ΔpCO_2 dans le bassin Algérien pour l'année 2010.

On remarque que la totalité du bassin Algérien s'est converti en source de CO_2 en 2010 avec un effet très marqué au centre ($2^\circ E$ à $4^\circ E$), et il ne joue le rôle de puits que dans sa partie Ouest. Ceci peut s'expliquer par la diminution du pH observé dans la figure (15) pour la décennie 2000-2010 car avec la diminution du pH, le système des carbonates converge vers la production de CO_2 , de ce fait la pCO_2 de l'eau va être supérieure à celle de l'atmosphère provoquant ainsi l'évasion du CO_2 de la mer vers l'atmosphère.

4.7 Tendances du pH des eaux de fond du bassin Algérien entre 2000 et 2010

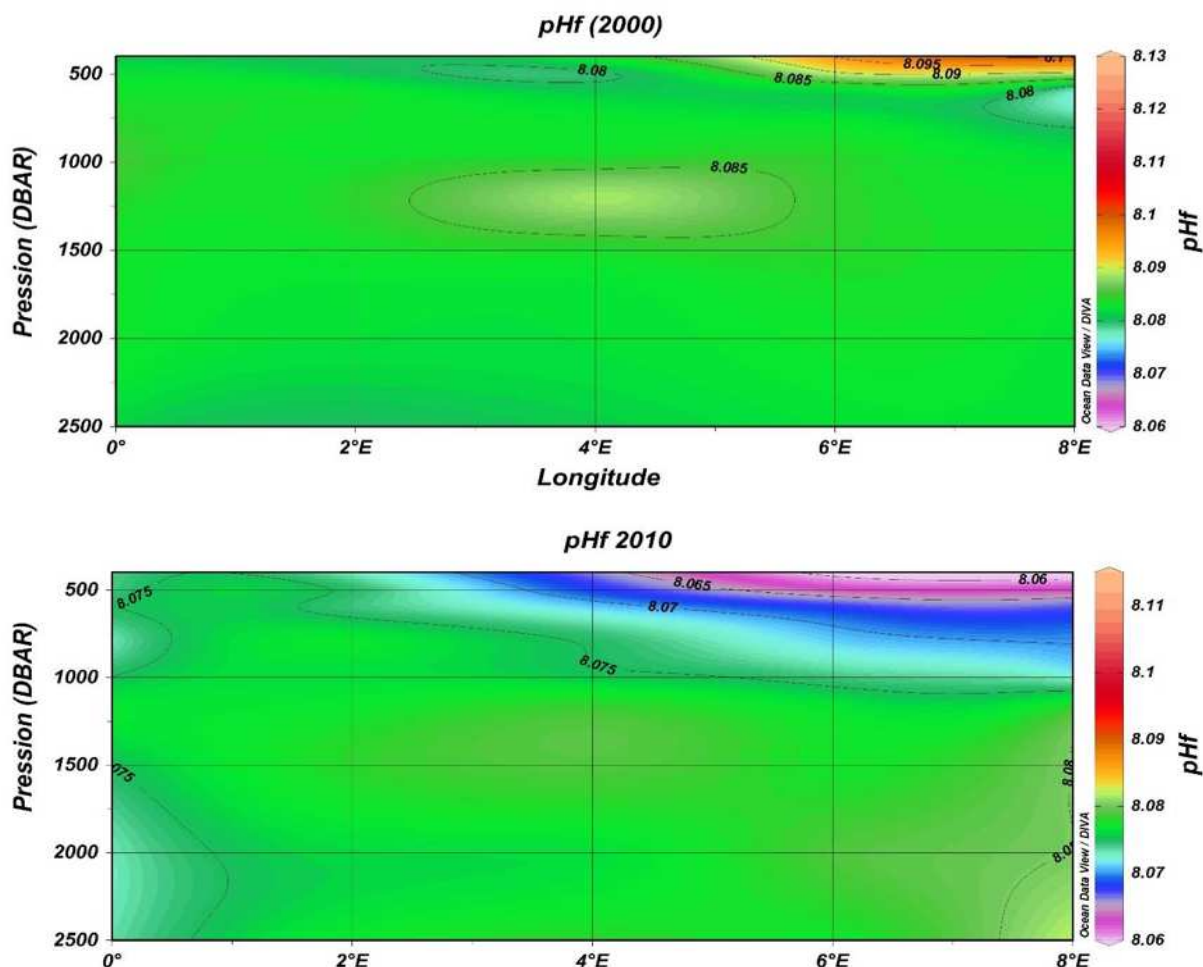


Figure 18 : Tendances du pH des eaux de la colonne d’eau du bassin Algérien entre 2000 et 2010.

Une baisse de pH est observée dans les eaux intermédiaires du bassin Algérien à partir de 2°E jusqu’à 8°E et au niveau de toute la colonne d’eau située entre 0°E et 1°E.

4.8 Inventaire du carbone anthropique

L’inventaire suivant a été établi sur la base des résultats de carbone anthropique obtenus par les trois méthodes (Chen, Gruber et TrOCA).

Tableau 5 : Inventaire du carbone anthropique dans le bassin algérien.

	Carbone anthropique (Petagramme de C)		
	Chen	Gruber	TrOCA
2000	0,167	0,265	0,507
2010	0,215	0,293	0,598
Cant/an (2000-2010)	0,0048	0,0031	0,0091

L’inventaire est calculé en intégrant le (Cant) en fonction de la profondeur et en le multipliant par la surface de chaque grille.

Conclusion

Conclusion

Au terme de ce travail, qui a eu comme but d'estimer la pénétration du carbone anthropique dans le bassin Algérien, de nouvelles connaissances acquises nous ont permis de tirer quelques conclusions quant aux réponses du bassin face à ce phénomène :

- L'application directe des méthodes d'estimation du carbone anthropique n'est pas possible. Elles doivent être adaptées aux conditions particulières de la méditerranée.
- La méthode TrOCA, telle que proposée par Touratier et al. (2007) surestime le carbone anthropique dans le bassin Algérien. La méthode Gruber (1996), bien que logique dans sa formulation, comprend les incertitudes liées à la détermination des âges des masses d'eau, de plus, elle est gourmande en données.
- Malgré l'émergence de nouvelles méthodes, il apparaît clair que la méthode dérivée de celle de Chen (1979), semble la mieux adaptée pour la méditerranée.
- Les résultats obtenus par la méthode de Chen, semblent se rapprocher des résultats de la méthode TrOCA.
- La pénétration en profondeur du carbone anthropique dans le bassin Algérien est mise en évidence.
- La pénétration du carbone anthropique dans le bassin Algérien au cours de la décennie (2000 – 2010) est estimée à 4,80 TgC/an.
- Une légère diminution de pH est observée au niveau des eaux de surface, ainsi qu'en profondeur du bassin Algérien.

Pour approfondir les recherches concernant ce travail, il serait nécessaire de :

- ✓ Confirmer ces résultats par des mesures directes du carbone inorganique total et de l'alcalinité dans le bassin Algérien (exploitation des données SOMBA) ;
- ✓ Mettre en place un suivi des paramètres mesurables du système des carbonates dans le bassin Algérien pour le suivi des tendances ;
- ✓ Utiliser des modèles de la pénétration du carbone anthropique en tenant compte des variabilités de l'hydrodynamisme.

Bibliographie

Bibliographie

- AIT AMEUR N, GOYET C. (2006).** Distribution and transport of natural and anthropogenic CO₂ in the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research*. ELSEVIER, 2006, Vol. 2, 53, pp. 1329–1343.
- BÉGOVIC, M. (2003).** *Contribution à l'étude du système des carbonates en Méditerranée distribution et variation spatio-temporelle de la pression partielle de CO₂ dans les eaux superficielles du bassin Liguro-provençal.* PARIS : UNIVERSITE PARIS VI, 2003.
- BENZOHR, M et MILLOT, C. (1995).** Characteristics and circulation of the surface and intermediate water masses off Algeria. *Deep Sea Research I*. Elsevier Science Ltd, 1995, Vol. 42, 10, pp. 1803-1830.
- BETHOUX J, GENTILI B, RAUNET, TAILLIEZ D. (1990).** Warming trend in the western Mediterranean deep water. *Nature*. Nature PublishingGroup, 1990, Vol. 347, pp. 660–662.
- BETHOUX J, MORIN P, RUIZ-PINO D. (2002).** Temporal trends in nutrient ratios:chemical evidence of Mediterranean ecosystem changes driven by human activity. *ELSEVIER*. 2002, pp. 2007–2016.
- BULLISTER, J, WISEGARVER, D et MENZIA, F. (2002).** The solubilité of surfure hexafluoride in water and sea water. *Deep-Sea Research I*. Pergamon, 2002, Vol. 49, pp. 175-187.
- CALDEIRA K, WICKETT M. (2003).** Anthropogenic carbon and ocean pH. *Nature*. Nature Publishing Group, 25 Septembre 2003, Vol. 425, p. 365.
- CALDEIRA K, WICKETT M. (2005).** Ocean model predictions of chemistry changes from carbon dioxide emissions to the atmosphere and ocean. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*. J. Geophys. Res, 2005, Vol. 110, C09S04, p. C09S4.
- COPIN-MONTEGUT, G. (2011).** Physique et chimie marines. *www.obs-vlfr.fr*. [En ligne] 13 Avril 2011. [Citation : 26 Janvier 2014.] http://www.obs-vlfr.fr/Enseignement/enseignants/copin/Porte_marine.html.
- FEELY R, ORR J, FABRY V, KLEYPAS J, SABINE C., (2008).** Present and Future Changes in Seawater Chemistry due to Ocean Acidification. *Carbon Sequestration and Its Role in the Global Carbon Cycle*. The American Geophysical Union, 2008, 10.1029/2005GM000337, pp. 175-186.
- FEELY R, SABINE C, LEE K., (2004).** Impact of Anthropogenic CO₂ on the CaCO₃ System in the Oceans. *SCIENCE*. 2004, Vol. 305, pp. 305:362–66.
- GASCARD, J et TESTOR, P. (2005).** Large scale flow separation and mesoscale eddy formation in the Algerian basin. *Progress in Oceanography*. ELSEVIER, 2005, Vol. 66, 211–230, pp. 211–230.
- GIEC. (2007).** *Changements climatiques 2007 : Rapports de synthèse*. Genève, Suisse : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat, 2007.
- Global Carbon Project. (2014).** *Global Carbon Project 2014*. s.l. : International Geosphere-Biosphere Programme, 2014.

- GUY, J et SAUGIER, B. (2008).** *Les puits de carbone*. Paris : Lavoisier, 2008.
- LA VIOLETTE, P, TINTOR, J et FONT, J. (1990).** The Surface Circulation of the Balearic Sea. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*. The American Geophysical Union, 15 Fevrier 1990, Vol. 95, 2, pp. 1559-1568.
- LO MONACO, C. (2006).** Etude du carbone anthropique dans l'océan Indien Austral: Distribution et variabilité décennale. *Thèse de doctorat à l'Université de Paris 6, Spécialité: Biogéochimie marine*. Paris, France : s.n., Avril 2006.
- MILLERO, J. (2013).** *Chemical oceanography*. New york : CRC Press, 2013.
- MILLOT, C. (2009).** Another description of the Mediterranean Sea outflow. *Progress in oceanography*. ELSEVIER, 2009, Vol. 82, 2, pp. 101–124 .
- MILLOT, C. (1999).** Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*. ELSEVIER, 1999, Vol. 20, 423–442, pp. 423–442.
- MOUVIER, G. (1998).** *La pollution atmosphérique*. s.l. : Flammaration, 1998.
- OBATON, D. (1998).** *Circulation et modélisation de la Méditerranée occidentale et du Golfe du Lion. Synthèse des connaissances et des travaux existants*. Brest : IFREMER, 1998.
- ORR J, FABRY V, AUMONT O, BOPP L, DONEY S, FEELY R, GNANADESIKAN A, GRUBER N, ISHIDA A, JOOS F, KEY R, LINDSAY K, MAIER-REIMER E, MATEAR R, MONFRAY P, et al. (2005).** Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*. Nature Publishing Group, 2005, Vol. 437, 10.1038, pp. 437:681–86.
- PEPIN, L. (2000).** *Variations de la teneur en CO2 de l'atmosphère au cours des 4 derniers cycles glaciaire-interglaciaires, à partir de l'analyse de la carotte de VOSTOK (Antarctique). Implications sur l'évolution du climat et du cycle du carbone*. France : Labo. de Glaciologie et Géophysique de l'environnement - CNRS, 2000.
- Royal society . (2005).** *Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide*. 57 pp : London : the royal society, 2005.
- ROY-BARMAN, M et JEANDEL, C. (2011).** *Géochimie marine : Circulation océanique, cycle du carbone et changement climatique*. s.l. : Vuibert, 2011.
- SABINE C, FEELY R, GRUBER N, KEY R, LEE K, BULLISTER J, WANNINKHOF R, WONG C, WALLACE D, TILBROOK B, MILLERO F, PENG T, KOZYR A, ONO T, RIOS A. (2004).** The oceanic sink for anthropogenic CO2. *Science*. American Association for the Advancement of Science, 2004, Vol. 10, 1126 305, 367, pp. 305:367–71.
- SCHLITZER, R. (2013)** *Ocean Data View*, <http://odv.awi.de>, 2013.
- SIEGENTHALER, U et SARMIENTO, J. (1993).** Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *NATURE*. Nature PublishingGroup, 1993, Vol. 65.

SOLOMON S, QIN D, MANNING M, CHEN Z, MARQUIS M et al. (2007). *Climate change 2007 : The Physical Science Basis : Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate.* New York : Cambridge Univ. Press, 2007.

TOURATIER, F et GOYET, C. (2004a). Applying the new TrOCA approach to assess the distribution of anthropogenic CO₂ in the Atlantic Ocean. *Journal of Marine Systems.* ELSEVIER, 2004, Vol. 46, 181– 197.

TOURATIER, F, AZZOUZI, L et GOYET, C. (2007). CFC-11, $\Delta^{14}\text{C}$ and ^3H tracers as a means to assess anthropogenic CO₂ concentrations in the ocean. *Tellus.* Blackwell Munksgaard, 2007, Vol. 59B.

TOURATIER, F et GOYET, C. (2004b). Applying the new TrOCA approach to assess the distribution of anthropogenic CO₂ in the Atlantic Ocean. *Journal of marine systems.* 20 Novembre 2004b, pp. 181– 197.

TSIMPLIS N, MICHAEL N. et BAKER, TREVOR F. (2000). Sea level drop in the Mediterranean Sea : An indicator of deep water salinity and temperature changes ? *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS.* The American Geophysical Union, 2000, Vol. 27, 12, pp. 1731–1734.

W ROETHER, BENIAMINO B, KLEIN B, BREGANT D, GEORGOPOULOS D, BEITZEL V, KOVACEVIC V, ANNA L. (1996). Recent Changes in Eastern Mediterranean Deep Waters. *SCIENCE.* Reports, 1996, Vol. 271, pp. 333–335.

WARNER, M et WEISS, R. (1985). Solubilities of Chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and sea water. *Deep-Sea Research.* Pergamon Press Ltd, 1985, Vol. 32, 12, pp. 1485-1497.

WEISS, R. (1970). Solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and sea water. 1970, Vol. 17, pp. 721-735.

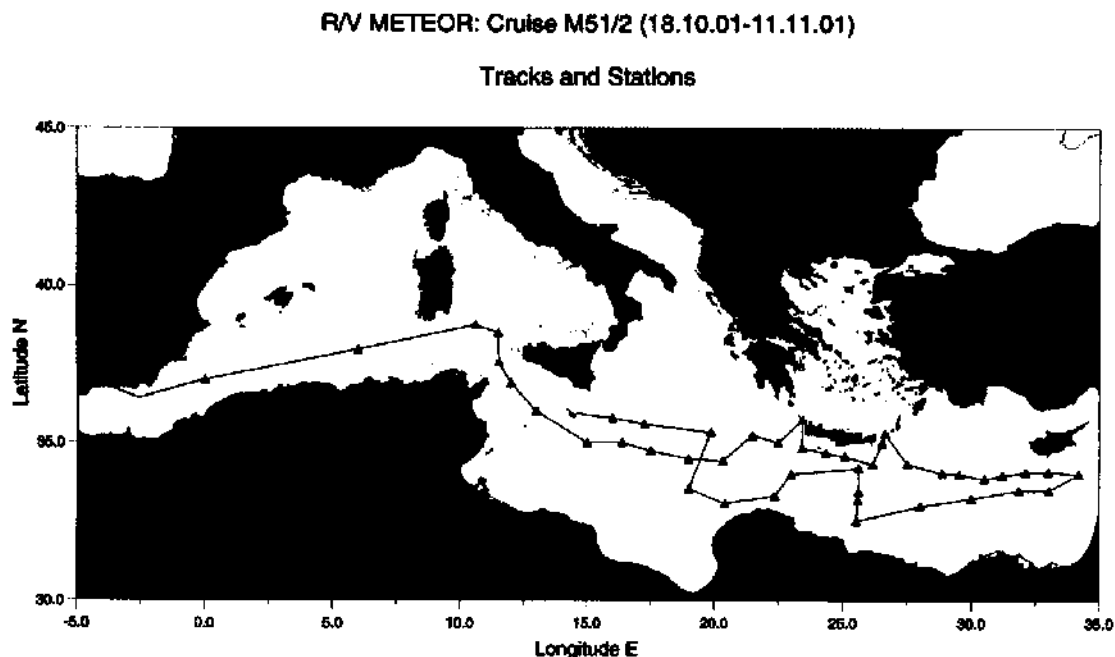
WILLIAMS, R et FOLLOWS, M. (2011). *Ocean Dynamics and the Carbon Cycle.* New York : Cambridge, 2011.

Annexes

Annexes

Annexe 1 :

METEOR 51/2 (2001)



Carte de la campagne METEOR 51/2 (2001) en Méditerranée.

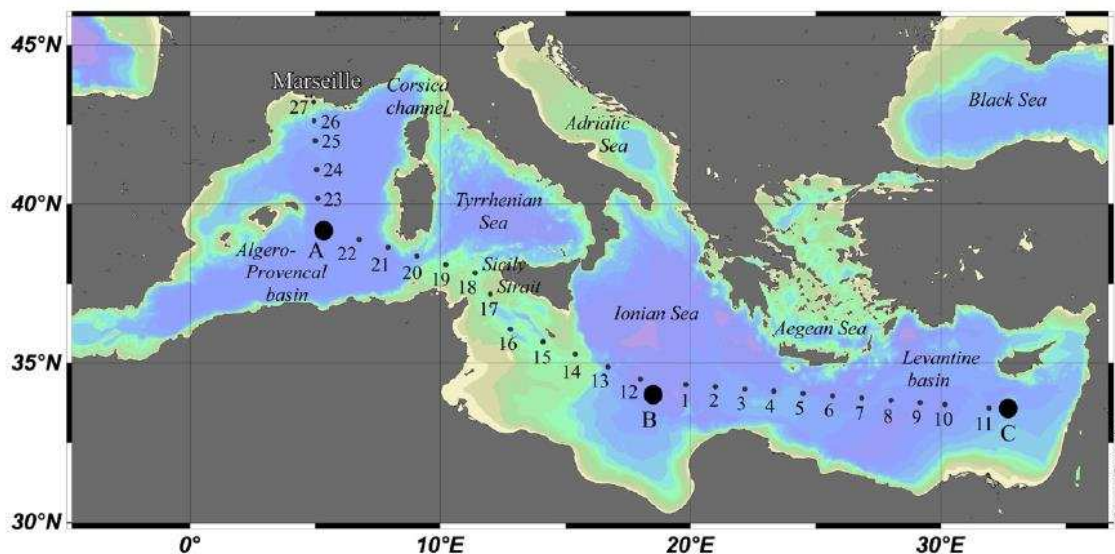
Tableau Listant les paramètres mesurés et des méthodes utilisées durant la campagne METEOR 51/2

Paramètres	Méthodes de mesure et/ou instruments
Profils CTD	
Température	Oceanographic thermometer S/N 1709, as primary, and S/N 1717, as secondary (-5 ÷ 35 °C, ± 0.002 °C)
Salinité	Electrical conductivity sensor S/N 1487, as primary, and S/N 1489, as secondary (0 ÷ 7 Siemens/m, ± 0.001 S/m) 8400A Guildline Autosal bench-salinometer (± 0.001) pour la calibration
Oxygène dissous	Beckman polarographic dissolved oxygen sensor S/N 130514, (0 ÷ 15 ml/l, ± 0.1 ml/l)
Profondeur	Paroscientific digiquartz pressure transducer (0 ÷ 10000 psia, 0.015 % F.S.);
Transmission de lumière	Chelsea, Mk III Aquatracka Fluorometer (0-96 µg/l of Chl, ± 3% of reading)
Haute dispersion et fluorescence	Sea Tech light scattering S/N 242, (0 ÷ 33 mg/l, ± 0.01 F.S.)
Echantillons d'eau : 24 bouteilles Niskin (10L) montées sur une rosette SBE Carousel Water Sampler	

Paramètres	Méthodes de mesure et/ou instruments
CFCs (CFC-11, CFC12, CFC-113)	Chromatographie à phase gazeuse
Isotopes Helium	Helium-ingrowth method
Isotopes Tritium	Spectromètre de masse à gaz noble
Oxygène dissous	Titration de Carpenter-Winkler et un radiomètre à titre automatique (TTT80) : précision de 0,3%
Nutriments	Technicon autoanalyseur II (AA-II) à flux segmenté. Précision : nitrate + nitrite, phosphate et aDICE silicique : 0,02 ; 0,003 et 0,06 μM , respectivement. Limite de détection : 0,075 ; 0,008 et 0,03 μM pour le nitrate + nitrite, phosphates et aDICE silicique respectivement.
$\delta^{18}\text{O}$	ISOPREP-18
δD	Spectromètre de masse VG
Isotopes stables : ^{13}C et ^{18}C	Spectrométrie de masse
TCO_2	Dosage Potentiométrique
Alcalinité totale	Dosage potentiométrique
Flux	
Courant	Ocean Surveyor 75kHz-ADCP

BOUM (2008)

La campagne BOUM (Biogeochemistry from the Oligotrophic to the Ultra oligotrophic Mediterranean Sea) a eu lieu durant l'été 2008, du 20 Juin au 22 Juillet à bord de L'Atalante. Sa mission consistait à réaliser un transect longitudinal (plus de 3000 km, du bassin levantin, île de Chypre jusqu'à la région Nord-Ouest de la méditerranée, Marseille) avec 27 stations à court terme et 3 autres à long terme qui fournissent la distribution des propriétés physiques et biogéochimiques de la surface jusqu'au fond. Les stations à long terme A, B et C se trouvent dans le centre des gyres anticycloniques (situées respectivement dans le bassin algéro-provençal, ionien et le levantin). La campagne a porté sur les paramètres suivants : température potentielle (θ ; $^{\circ}\text{C}$), salinité (S), oxygène dissous (O_2 ; $\mu\text{mol kg}^{-1}$), nitrates (NO_3 ; $\mu\text{mol kg}^{-1}$), phosphates (PO_4 ; $\mu\text{mol kg}^{-1}$), silicates (SiO_4 ; $\mu\text{mol kg}^{-1}$), alcalinité totale (A_T ; $\mu\text{mol kg}^{-1}$), carbone inorganique dissous total (C_T ; $\mu\text{mol kg}^{-1}$).



Carte de la campagne BOUM (2008) en Méditerranée. Les stations de court terme sont numérotées de 1 à 27 ; les trois stations de long terme sont notées A, B et C.

Tableau des principaux paramètres mesurés durant la campagne BOUM

Paramètres	Méthodes de mesure et/ou instruments
Hydrodynamique et optique	
Température, salinité	CTD SBE 911
Courant Horizontal sur profil vertical	LADCP 300 KHz (INSU) monté sur Rosette Résolution : 2m
Courant Horizontal	ADCP (75 KHz, 300 KHz à bord du navire)
Kz	VMP5500
SST and SSS	Thermosalinographe SBE 21
Direction et vitesse du vent, température de l'air, humidité, radiation solaire.	Station météo à bord
PAR (<i>Downwelling irradiance</i>)	Radiomètre TRIOS (350 nm to 850 nm every 3 nm) Mesurée sur le pont
<i>Upwelling radiance and irradiance</i>	Radiomètre TRIOS (350 nm to 900 nm chaque 3 nm) monté sur une structure spécifique
<i>Backscattering</i> , atténuation, fluorescence et CTD	<i>Wetlabs optical package</i> monté sur une structure spécifique
Fo, Fm, Fv/Fm, sigma-PSII, tau-PSII, tau-PQ	<i>Custom-built bench-top fast repetition rate fluorometer (FRRf)</i>
Biogéochimie : Rosette avec 23 Bouteilles Niskin (12L), un espace bouteille occupé par le mini PVM et l'ISUS Nitrate	
Inorganic nutrients concentration : ▶ Nitrate, nitrite, phosphate, aDICE ortho-silicique ▶ Nitrate (ISUS in situ) ▶ Ammonium ▶ Concentration de Fer dissous	▶ Spectrophotométrie Visible ▶ Spectrophotométrie UV ▶ Fluorescence ▶ Chimiluminescence
TCO ₂	Dosage potentiométrique
TA	Dosage potentiométrique

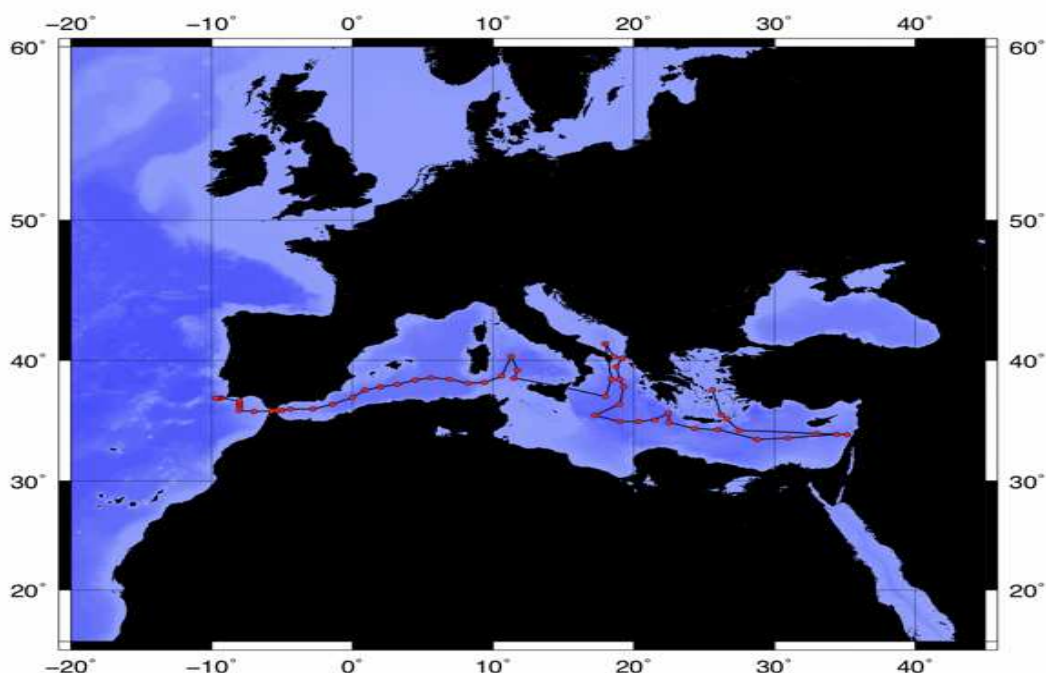
Paramètres	Méthodes de mesure et/ou instruments
Oxygène	<ul style="list-style-type: none"> ▶ Méthode de Winkler ▶ SBE43 <i>sensor</i>
Matières Organiques Dissoutes : DOC, DON, DOP	Spectrophotométrie Visible après digestion
Matières Particulaires : <ul style="list-style-type: none"> ▶ COP ▶ NOP, POP, BSi and LSi ▶ C, N, P, Mg, Fe, analyses élémentaires 	<ul style="list-style-type: none"> ▶ CHN ▶ Spectrophotométrie Visible après filtration et digestion ▶ Spectroscopie à Fluorescence Rayons-X
TOC	Oxydation catalytique à haute température
Carbohydate	Liquid chromatography High Pressure Anionic Exchange Chromatography / Pulsed Amperometric Detection (HPAEC-PAD)

METEOR 84/3 (2012)

Les principaux objectifs de cette campagne étaient de procéder à des mesures de variables physiques, chimiques et biologiques sur une section de la mer Méditerranée dans le but de produire une image synoptique de la répartition de ces dernières et de les comparer aux données historiques. Les données ont été récoltées en suivant les lignes décrites par le groupe GO-SHIP <http://www.go-ship.org/> . Les mesures comprennent la salinité et la température (CTD), le système des carbonates, les éléments nutritifs, l'oxygène, les traceurs transitoires (CFC-12, SF6), les isotopes de l'hélium et du tritium, les isotopes de carbone, de baryum, les isotopes de radium, les isotopes de néodyme, POP, PFOS, les métaux traces et le méthyl mercure. D'autres travaux ont été faits à savoir les mesures de la composition de la communauté procaryotes, la détermination des coccolithophores, ainsi que des expériences de fixation d'azote et des échantillonnages d'aérosols.

Lors de cette campagne, des échantillonnages ont été effectués dans les plus grands bassins de la mer méditerranée suivant une section d'est en ouest des côtes libanaises au détroit de Gibraltar et jusqu'aux côtes portugaises. Ainsi qu'une section sud – nord de la mer Ionienne à la mer Adriatique. Des échantillonnages ont eu lieu aussi au niveau de la mer d'Egée et de la mer tyrrhénienne.

M84_3 Tanhua/IFM-GEOMAR (METEOR 2011) – 06ME20110405



Carte de la campagne METEOR 84/3 (2012) en Méditerranée.

Tableau des paramètres mesurés durant la campagne M84-3

Paramètres	Méthodes de mesure et/ou instruments
Hydrologie	
Courants	<i>IADCP-2 system</i> attaché à la rosette: 2 ADCPs de WORKHORSE type WHM300 + Sentinel (serial no. 14109, 14411) fabriqué par <i>RD instruments</i> , fonctionne à une fréquence de 300 kHz.
Biogéochimie : Rosette SeaBird à 24 bouteilles	
Température	<i>SeaBird SBE 911</i> (2 capteurs; SBE 3-02/F et SBE 3plus) Thermomètre digital à renversement (SBE 35RT) a été ajouté à la sonde pour des fins de calibration. Précision : 0,002°C
Salinité	<i>SeaBird SBE 911</i> (2 capteurs: type SBE 4-02/0) Salinomètre de type <i>Guildline Autosal Salinometer</i> (Model 8300A, Serial N°49.904) pour la calibration. Précision : 0,003
SST and SSS	Thermosalinographe SBE 21 installé sur le bateau
Profondeur	Capteur de pression (SBE 410K-105) Altimètre (PSA 916D)
Fluorescence	Fluoromètre (Seapoint)
Concentration des nutriments inorganiques: Nitrites, nitrates, phosphates et silicates	<i>QUAATRO AUTO-ANALYZER</i> de <i>SEAL analytics</i> Précision: Nitrate 0,08; Phosphate 0,007; Silicate 0,10 $\mu\text{mol kg}^{-1}$
TCO ₂	Dosage Potentiométrique <i>SOMMA # 014</i> ; <i>UIC COULOMETER type 5012</i> Précision: $\pm 0,6 \mu\text{mol/kg}$
TA	Double end point potentiometric technique Méthode : Pérez et Fraga (1987) améliorée par Pérez et al., 2002 TITRANDO 808 METROHM Précision : $\pm 0,6 \mu\text{mol/kg}$

Paramètres	Méthodes de mesure et/ou instruments
pH	Double-wavelength spectrophotometric procedure Méthode de Clayton and Byrne (1993) Précision: ± 0.0012
Oxygène dissous	► Méthode potentiométrique de Winkler modifiée par Langdon (2010) : <i>808 Titrand Metrohm Potentiometric Titrator</i> ► CTD-O ₂ (2 capteurs : SBE 43 et ARO-CAV)
CFC-12 et SF ₆	GAS CHROMATOGRAPH / PURGE-AND-TRAP (GC/PT) systems Précision: CFC-12 (0,65% puis 0,34%) et SF ₆ (1%)

Annexe 2 : Calcul de l'UAO et des solubilités

Calcul UAO : CO_2 est la concentration de l'oxygène ($\mu\text{mol/l}$) à la surface et CO_2^* représente les valeurs d'oxygène à saturation (solubilité) donnée en $\mu\text{mol/kg}$.

$$UAO = C_{O_2}^* - C_{O_2}$$

Calcul de la solubilité des gaz dissous dans l'eau de mer :

Pour calculer l'Utilisation Apparente d'Oxygène ainsi que l'âge des masses d'eau, il est nécessaire de calculer la solubilité des gaz suivant : O₂, He, Ne, CFC-12,

D'après Copin-Montégut (s,d), la solubilité des gaz peut être tirée de tables océanographiques ou calculée à partir d'algorithmes. Selon cette dernière méthode, deux polynômes sont utilisés :

- $\ln C_g^* = A_1 + A_2 \left(\frac{100}{T}\right) + A_3 \ln\left(\frac{T}{100}\right) + A_4 \left(\frac{T}{100}\right) + S(B_1 + B_2 \left(\frac{T}{100}\right) + B_3 \left(\frac{T}{100}\right)^2) \dots (1)$
- $\ln C_g^* = A_1 + A_2 \left(\frac{10^5}{T}\right) + A_3 \left(\frac{10^7}{T^2}\right) + A_4 \left(\frac{10^{10}}{T^3}\right) + A_5 \left(\frac{10^{11}}{T^4}\right) - S(B_1 + \frac{B_2}{T} + B_3 \frac{10^3}{T^2}) \dots (2)$
- $\ln C_g^* = A_1 + A_2 \left(\frac{100}{T}\right) + A_3 \ln\left(\frac{T}{100}\right) + A_4 \left(\frac{T}{100}\right)^2 + S\left(B_1 + B_2 \left(\frac{T}{100}\right) + B_3 \left(\frac{T}{100}\right)^2\right) (3)$

Avec :

C : solubilité du gaz

T : température absolue de l'eau : $T (\text{K}) = \theta (^\circ\text{C}) + 273,15$, Le calcul de la température potentielle (θ) à l'aide du logiciel ODV en fonction des données de température, salinité et profondeur.

S : salinité de l'eau (g.kg^{-1})

Etude de la pénétration du carbone anthropique dans le bassin Algérien | Annexes

Constantes de la formule de solubilité des différents gaz avec (pression atmosphérique=1atm,
humidité relative=100%)

Gaz μmol/l	A1	A2	A3	A4	A5	B1	B2	B3	Formule	Source
O₂	-173,9894	255,5907	146,4813	-22,2040	-	-0,037362	0,016504	-0,0020564	(1)	(WEISS, 1970)
	-135,29996	+1,572288	-6,637149	+1,243678	-8,621061	0,020573	- 12,142	2,3631	(2)	Benson & Krause (1984)
He	-163,4207	216,3442	139,2032	-22,6202	-	-0,044781	0,023541	-0,0034266	(1)	(COPIN-MONTEGUT, 2011)
Ne	-166,8040	225,1946	140,8863	-22,6290	-	-0,127113	0,079277	-0,0129095	(1)	(COPIN-MONTEGUT, 2011)
CFC-12	-220,2120	301,8695	114,8533	-1,39165	-	-0,147718	0,093175	-0,0157340	(1)	(WARNER, et al., 1985)
SF₆	-82,1639	120,152	30,6372	-	-	0,0293201	-0,0351974	0,00740056	(1)	(BULLISTER, et al., 2002)

Pour la solubilité de l'oxygène, les deux méthodes ont été testées et leurs résultats comparés. La différence moyenne entre les deux résultats est de l'ordre de 0,008 μmol/kg.

En outre, l'équation (1) lisse la variabilité de la solubilité des gaz par rapport à la température et à la salinité (Kester, 1975). C'est pour cette raison que la solubilité de l'O₂ a été remplacée par les mesures de Benson et al. (1984).