

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

ÉCOLE NATIONALE SUPERIEURE DES SCIENCES  
DE LA MER ET DE L'AMÉNAGEMENT DU LITTORAL



## MEMOIRE de MAGISTER

Option: **Pollution Marine et Ecotoxicologie**

Présenté par : Mlle **Nadhéra Babali**

Thème :

Contribution à l'étude du cycle du carbone  
dans le bassin algérien

Soutenu le **03 Octobre 2010** devant le jury composé de :

Pr. Rachid SEMROUD (ENSSMAL)  
Dr. Ferial LOUANCHI (MC. A – ENSSMAL)  
Pr. Boualem HAMDİ (ENSSMAL)  
Pr. Mostefa BOULAHIDİ (ENSSMAL)  
Dr. Nadira AÏT-AMEUR (MC. B – ENSSMAL)  
Dr. Mohamed ROUIBAH (MC. B – ENSSMAL)

Président  
Promotrice  
Examineur  
Examineur  
Invitée  
Invité

*Je dédie ce travail à Papa et à Maman*

*À mes sœurs Badia et Mina*

*À Youçoufou, au plaisir de lire le tien*

## Remerciements

*Passionnée par la nature depuis mon plus jeune âge, je suis très reconnaissante à Mlle Louanchi qui à proposé un sujet si intéressant et de m'avoir permis d'apporter ma modeste contribution à un sujet si sensible qu'est le réchauffement planétaire, ainsi que de m'avoir si bien encadré, orienté, et éclairé pour mener à bien mon travail.*

*Merci à Monsieur Semroud qui m'a fait l'honneur et le plaisir de présider le jury, je remercie également le responsable de notre Post-Graduation Monsieur Hamdi, ainsi que Monsieur Boulahdid d'avoir accepté d'examiner mon travail, et Mlle Aït-Ameur et Monsieur Rquibah d'avoir accepté notre invitation.*

*J'adresse mes remerciements particuliers à Mlle Aït-Ameur pour son aide et sa disponibilité, merci beaucoup.*

*Merci également à tous ceux que j'ai connu pendant ces années de magister ; les membres de ma promotion : Nassima Belhouchet, Nassima Boudefoua, Nahla, Selma, Sofiane Mohamed, et Samir pour les bons moments passés ensemble, ainsi que Faiçal et Abderahmane, et le personnel des laboratoires de l'école et Rachid le Bibliothécaire.*

*Enfin, j'adresse toute ma gratitude à mes chers parents qui m'ont toujours soutenu et poussé à continuer mes études, à mes sœurs Mina et Badia et à mon frère Youcef pour tous leurs encouragements, ainsi que Samou et tous les membres de ma famille et mes amis(es), Rabia, Nawel et Hichem pour leur soutien.*

## ملخص:

لدراسة اختراق الكربون غير الطبيعي (البشري) في البحر المتوسط عامة و في الحوض الجزائري خاصة، بدأنا بحسابه باستعمال طريقة تروكا لتوراتي و رفاق، 2007،  $\Delta C^*$  لغروبر و رفاق، 1996 و طريقة جديدة مستوحاة من طريقة شان و مييرو، 1979، على معطيات METEOR 51/2 و ذلك تأقلماً مع خصوصيات البحر المتوسط. من النتائج المحصل عليها تمكنا من تأسيس معادلة متعددة العوامل تربط الكربون غير العضوي المتحلل بدرجة الحرارة، درجة الملوحة و الأوكسجين و التي سمحت لنا بحساب الكربون البشري في الحوض الجزائري و دراسة تطوراته من 1957 الى 1999 باستعمال معطيات MEDAR/MEDATLAS.

بعد التصديق بمعطيات DYFAMED ، يمكن الاستنتاج أن طريقة تروكا تفرط في تقدير اختراق الكربون البشري و يبدو أن الطريقة الأكثر ملاءمة للبحر المتوسط هي الطريقة المستوحاة من طريقة شان و مييرو، 1979. نتائج الحوض الجزائري تدل على أن اختراق الكربون البشري يتزايد مع مرور الزمن في عمود الماء وانه يقوم أكثر بدور مصدر للكربون. الرقم الهيدروجيني pH السطحي يتناقص بشكل ضئيل خاضعاً للضغط الجزئي للكاربون  $pCO_2$ . هذا التناقص يؤدي إلى تناقص طفيف في درجة تشبع الأروغونيت و الكلسيت لكنه يبقى حوالي 3.5 و 5 مرات مشبعاً بهما على التوالي. التنبؤات التي تحصلنا عليها لعام 2100 مع 563ppm و 788 ppm لـ  $pCO_2$  تنص على أن الحوض الجزائري سيبقى مشبعاً بكاربونات الكالسيوم.

الكلمات الأساسية : الحوض الجزائري , الكربون البشري ,  $pCO_2$  , pH , الأروغونيت , الكلسيت

## Résumé :

En vue de l'étude de la pénétration du carbone anthropique en Méditerranée en général et dans le bassin algérien en particulier, nous avons commencé par le calculer en utilisant la méthode TrOCA de Touratier et al, 2007, la méthode dite  $\Delta C^*$  de Gruber et al., 1996 et une nouvelle méthode dérivée de la méthode de Chen et Millero, 1979 sur les données de la campagne METEOR51/2, avec une adaptation au conditions de Méditerranée. A partir des résultats obtenus, nous avons établi un polynôme liant le carbone inorganique dissous à la température, la salinité et l'UAO ce qui nous a permis de calculer le carbone anthropique dans le bassin algérien et voir son évolution de 1957 à 1999 à partir des données MEDAR/MEDATLAS.

Après validation sur les données DYFAMED, nous pouvons conclure que la méthode TrOCA surestime la pénétration du carbone anthropique et que la méthode la mieux adaptée à la Méditerranée semble être celle dérivée de la méthode de Chen et Millero, 1979. Les résultats sur le bassin algérien montre que le carbone anthropique pénètre de plus en plus profondément dans la colonne d'eau et que celui-ci joue un rôle plutôt source de  $CO_2$ . Le pH de surface diminue de façon progressive contrôlé par le  $pCO_2$  de surface. Cette diminution provoque une légère diminution sur le degré de saturation de la calcite et de l'aragonite mais il en reste environ 5 fois et 3.5 fois sursaturé respectivement. Les prévisions pour l'année 2100 pour une  $pCO_2$  de 563 et 788 ppm montre que le bassin algérien serait toujours sursaturé en carbonate de calcium.

**Mots Clés :** Bassin algérien, carbone anthropique,  $pCO_2$ , pH, Calcite, Aragonite

## **Abstract:**

To study the anthropogenic carbon penetration in the Mediterranean Sea and in the Algerian basin particularly, we have calculated it by using the TrOCA method (Touratier et al., 2007), the  $\Delta C^*$  method (Gruber et al. 1996) and a method derived from that of Chen and Millero, 1979 using the METEOR 51/2 data with an adaptation to the Mediterranean particularities. From the obtained results, we have established multi-parameter equation linking dissolved inorganic carbon to temperature, salinity and oxygen, which allow us to calculate the anthropogenic carbon in the Algerian basin and see its evolution from 1957 to 1999 based on the MEDAR/MEDATLAS data.

After validation on DYFAMED data, we can conclude that the TrOCA method overestimates the anthropogenic carbon penetration, and the well adapted method to the Mediterranean Sea seems to be that derived from of Chen and Millero, 1979. The results for the Algerian basin show that the anthropogenic carbon penetration is increasingly deeper with time in the water column and that it is play rather a source role. The surface pH decrease progressively controlled by the surface  $pCO_2$ . This diminution causes a weak diminution in aragonite and calcite saturation state but it remains about 3.5 and 5 times oversaturated respectively. The previsions for the year 2100 for 563 and 788 ppm in  $pCO_2$  show that the Algerian basin would still be oversaturated in calcium carbonate.

**Keywords :** Algérien basin, anthropogenic carbon,  $pCO_2$ , pH, Calcite, Aragonite

# SOMMAIRE :

<b>Introduction</b> .....	1
<b>Chapitre I, Généralités</b>	
1.1. Le cycle carbone .....	4
1.1.1. Le CO <sub>2</sub> et l'effet de serre.....	4
1.1.2. Le CO <sub>2</sub> anthropique.....	6
1.2. Le système des carbonates .....	7
1.2.1. Le Carbone inorganique total (TCO <sub>2</sub> ).....	7
1.2.2. L'Alcalinité totale.....	10
1.2.3. La pression partielle de CO <sub>2</sub> .....	11
1.2.4. Le pH.....	12
1.3. Caractéristiques physiques et géochimiques du bassin algérien .....	14
1.3.1. Caractéristiques générales.....	14
1.3.2. Principales eaux types du bassin algérien.....	14
a- L'eau atlantique modifiée (MAW, Modified Atlantic Water).....	15
b- L'eau intermédiaire d'hiver (WIW, Winter Intermediate Water).....	16
c- L'eau levantine intermédiaire (LIW, Levantine Intermediate Water) .....	16
d- L'eau profonde de la méditerranée occidentale (WMDW, Western Mediterranean Deep Water).....	16
f- L'eau dense Tyrrhénienne (TDW, Tyrrhenian dense water).....	16
1.3.3. La circulation des eaux dans le bassin algérien.....	17
1.3.3.1. Circulation de l'eau de surface .....	17
1.3.3.2. Circulation des eaux intermédiaires .....	18
a - Circulation de la WIW .....	18
b - Circulation de la LIW et la partie supérieure de la TDW.....	18
1.3.3.3. Circulation de l'eau profonde, la WMDW et des couches inférieures de la TDW .....	19
1.3.4. Les sels nutritifs .....	20
1.3.5. La production primaire.....	21
<b>Chapitre II, Matériels et méthodes</b>	
2.1. Matériel.....	23
2.1.1. Les données DYFAMED et METEOR 51/2 .....	24
2.1.2. Les données MEDAR /MEDATLAS (2002) .....	25

2.1.3. Les données de pCO <sub>2</sub> air .....	25
2.2. Méthodes .....	25
2.2.1. Méthodes de calcul du Carbone anthropique .....	25
2.2.1.1. La méthode TrOCA .....	26
2.2.1.2. La méthode Gruber.....	30
2.2.1.3. Détermination du Carbone anthropique au sein de la couche de mélange.....	34
2.2.2. Traitements des données METEOR 51/2.....	34
2.2.3. Vérification de la méthode sur les données DYFAMED .....	36
2.2.4. Reconstitution de TCO <sub>2</sub> dans le bassin algérien .....	37
2.2.5. Prévisions pour l'an 2100 .....	38

## Chapitre III, Résultats et discussion

3.1. Résultats de l'analyse des données METEOR 51/2.....	39
3.1.1. Présentation des données .....	39
3.1.2. Age des eaux selon le couple Tritium/Hélium.....	42
3.1.3. Carbone anthropique en Méditerranée sur les données METEOR51/2.....	43
3.2. Evaluation de la méthode reconstitution de TCO <sub>2</sub> sur les données du site DYFAMED.....	48
3.3. Variations décennales des paramètres du système des carbonates dans le bassin algérien ...	53
3.3.1. Présentation des données de T, S, UAO, AT, PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> et Si(OH) <sub>4</sub> .....	53
3.3.2. Evolution du carbone total, carbone naturel et le carbone anthropique.....	57
3.3.3. Evolution des paramètres du système des carbonates en surface du bassin algérien....	62
3.3.3.1. pCO <sub>2</sub> , température de surface de l'eau de mer (SST) et anomalie de l'oxygène....	62
3.3.3.2. Evolution du pH et du degré de saturation en CaCO <sub>3</sub> dans le bassin algérien .....	65
3.3.4. Prévisions pour l'an 2100 du système des carbonates dans le bassin algérien.....	69
<b>Conclusion</b> .....	71
<b>Bibliographie</b> .....	72

## Annexes

### Liste des figures :

<b>Figure 1</b> : Le cycle global du carbone, les flèches représentent le flux durant les années 80, le flux naturel est en noir et le flux anthropique est en rouge.....	3
<b>Figure 2</b> : Cycle du carbone dans l'océan antarctique.....	5
<b>Figure 3</b> : Augmentation du CO <sub>2</sub> , de la température, et du CH <sub>4</sub> au cours des derniers cent cinquante mille ans .....	6
<b>Figure 4</b> : Système des carbonates dans l'océan.....	8

<b>Figure 5 :</b> Évolution de la proportion des formes de carbone inorganique dissous en fonction du pH de l'eau de mer.....	14
<b>Figure 6 :</b> Situation géographique du bassin algérien.....	15
<b>Figure 7 :</b> Topographie sous-marine du bassin algérien.....	15
<b>Figure 8 :</b> Image satellitaire montrant trois anticyclones du large.....	18
<b>Figure 9 :</b> Circulation des eaux dans le bassin occidental de la mer Méditerranée.....	19
<b>Figure 10 :</b> Profil des Nitrates, phosphates, et silicates dans le bassin algérien à la station 40° N et 06° E lors de la campagne SEMAPHORE 94.....	22
<b>Figure 11 :</b> Le site Le Site d'observation DYFAMED et les stations de la campagne METEOR 51/2.....	24
<b>Figure 12 :</b> Schéma illustrant le principe de la méthode TrOCA .....	27
<b>Figure 13 :</b> Le traceur TrOCA en fonction de la température potentielle (Lo Monaco, 2006)	27
<b>Figure 14 :</b> Relation entre l'Alcalinité et la salinité d'après les données de surface de la campagne METEOR 51/2	30
<b>Figure 15:</b> Schéma illustrant le principe de la méthode de Gruber, 1996 (Lo Monaco, 2006 modifié)	31
<b>Figure 16 :</b> Climatologies des données METEOR51/2, a) salinité ; b) température ; c) UAO, d) Alcalinité totale, e) CID, f) Diagrammes température potentielle ( $\theta$ )-S.....	41
<b>Figure 17 :</b> Distributions des CFCs et du Tritium dans le bassin algérien .....	46
<b>Figure 18:</b> Distribution du carbone anthropique en Méditerranée selon les méthodes : a) dérivée de Chen et Millero, 1979, b) de TrOCA selon Touratier et al., 2007 c) de Gruber, 1996.....	47
<b>Figure 19 :</b> Les données DYFAMED pour les années 1998, 1999 et 2000, a) la température, b) la salinité, c) l'UAO et d) l'alcalinité .....	49
<b>Figure 20(a,b,c) :</b> Distribution du carbone total en fonction de la profondeur au site DYFAMED pour les années 1998,1999 et 2000, 20d : distribution du carbone anthropique calculé par les trois méthodes en fonction de la profondeur sur les données METEOR 51/2.....	50
<b>Figure (21) :</b> Distribution du Canth maximum et des trois Canth en fonction de la profondeur...	52
<b>Figure (22) :</b> a) Profils types de silicate et de phosphate dans le bassin algérien.....	54
<b>Figure (23) :</b> Evolution de a) la température, b) la salinité, c) de l'UAO, et d) l'alcalinité.....	55
<b>Figure (24) :</b> Profils du TCO <sub>2</sub> en fonction de la température, de la salinité et de l'UAO.....	58
<b>Figure (25) :</b> Evolution du carbone naturel dans le bassin algérien de 0 à 250 m et de 250 à 2500 m, a) Cnat 1, b) Cnat 2, et c) Cnat 3.....	59
<b>Figure (26) :</b> Evolution du carbone anthropique dans le bassin algérien, a) dans toute la colonne d'eau, b) à 600m.....	60

<b>Figure (27):</b> Evolution du carbone total dans le bassin algérien de 0 à 250 m et de 250 à 2500 m, a) TCO <sub>21</sub> , b) TCO <sub>22</sub> , et c) TCO <sub>23</sub> .....	61
<b>Figure (28) :</b> a) Evolution de la variation de pCO <sub>2</sub> , b) Evolution de l'anomalie de température et c) l'anomalie en oxygène et d) moyennes décennales de ΔpCO <sub>2</sub> .....	63
<b>Figure (29):</b> Evolution du pH et de la pCO <sub>2</sub> dans le bassin algérien.....	65
<b>Figure (30) :</b> Evolution du pH entre 0 et 200 m dans le bassin algérien.....	66
<b>Figure (31) :</b> Le produit de solubilité de la Calcite et l'aragonite en fonction de la température ...	68
<b>Figure (32) :</b> Evolution du degré de saturation de la calcite et de l'aragonite dans le bassin algérien.....	68
<b>Figure (33) :</b> Prévision pour l'an 2100 du TCO <sub>2</sub> , du pH et du degré de saturation de la calcite et de l'aragonite.....	70

## Liste des tableaux

<b>Tableau 1 :</b> contributions relatives des gaz à effet de serre.....	7
<b>Tableau 2 :</b> caractéristiques physico-chimiques des masses d'eau méditerranéennes.....	37
<b>Tableau 3 :</b> les masses d'eau définies à partir des données METEOR51/2.....	42
<b>Tableau 4:</b> La moyenne des différences absolues du CID 1, 2 et 3 par rapport au CID réel, l'écart type sur la moyenne et leurs dispersions respectives.....	43
<b>Tbleau 5 :</b> La moyenne des différences absolues du CID 1, 2 et 3 par rapport au CID réel, l'écart type sur la moyenne et leurs dispersions respectives.....	48

## Annexes

**Annexe 1:** Polynôme K<sub>1</sub> et K<sub>2</sub> Mehbach, 1973 (in Zeebe and Wolf-Gladrow).

**Annexe 2:** Constante de la solubilité du CO<sub>2</sub> (Weiss, 1974).

**Annexe 3:** Calcul de la solubilité de l'O<sub>2</sub> (Weiss, 1970).

**Annexe 4:** Calcul de la solubilité de l'Hélium (Weiss, 1971).

**Annexe 5:** Calcul de l'âge par les CFC.

## **Liste des abréviations et acronymes (par ordre alphabétique):**

AT : **A**lcalinité **T**otale.

Canth : **C**arbone **A**nthropique.

CFC : **C**hloro**F**luoro**C**arbones.

CID: **C**arbone **I**norganique **D**issous.

Cmes : **C**arbone **M**esuré.

Cnat : **C**arbone **N**aturel.

DYFAMED : **DY**namique des **F**lux **A**tmosphériques en **MED**iterranée

Edm: **E**au **d**e **m**er.

EMDW: **E**astern **M**editerranean **D**eep **W**ater.

EMDWt: **E**astern **M**editerranean **D**eep **W**ater (transitoire).

ENSO: **E**l-**Ni**ño **S**outhern **O**scillation.

$f\text{CO}_2$  : fugacité du  $\text{CO}_2$ .

GODAR: **G**lobal **O**cean **D**ata **A**rcheology and **R**escue.

IOC: **I**ntergovernmental **O**ceanographic **C**ommission. COI (Commission Océanographique Intergouvernementale)

IPCC: **I**ntergovernmental **P**anel of **C**limate **C**hange. GIEC (Groupe International d'Expertise sur les Changements climatiques)

LIW: **L**evantine **I**ntermediate **W**ater.

MAW: **M**odified **A**tlantic **W**ater.

MEDAR/MEDATLAS: Mediterranean Data Archaeology and Rescue of temperature, salinity and bio-chemical parameters, 1998-2001)/ Mediterranean Atlas.

METEOR: est le nom du navire océanographique Allemand. Les campagnes sont numérotées de la façon suivante : METEOR N/M où N est le numéro de la campagne et M le numéro du leg ou transect.

NAO: **N**orth **A**tlantic **O**scillation : Oscillation Nord Atlantique.

$p\text{CO}_2$  : **P**ression **P**artielle de  $\text{CO}_2$ .

pH : **P**otentiel **H**ydrogène.

ppm : **P**artie **P**ar **M**illion.

PSU: **P**ractical **S**alinity **U**nit.

S: **S**alinité.

SEMAPHORE : Campagne de mesures météo-océanographique au large des Açores (1993)

SST: **S**ea **S**urface **T**emperature, Température de Surface de la Mer.

Sv: Sverdrup (1 Sverdrup =  $10^6$  m<sup>3</sup>/s).

T: Température.

TCO<sub>2</sub>: Total CO<sub>2</sub> (CO<sub>2</sub> Total) ou Carbone inorganique dissous.

TDW: Tyrrhenian Dense Water.

TrOCA : Traceur combinant Oxygène, Carbone inorganique et Alcalinité.

UAO : Utilisation Apparente de l'Oxygène.

VAG : Veille de l'Atmosphère Globale.

WIW: Winter Intermediate Water.

WMDW: West Mediterranean Deep Water.

# Chapitre I : Généralités

## *Introduction*

La Méditerranée, de par sa situation géographique, est une mer fragile, située entre trois continents, elle est sujette à des pollutions d'origines diverses. Son enclavement et le climat auquel elle est soumise, font d'elle une mer particulièrement vulnérable. A cela s'ajoute, le problème du réchauffement planétaire dont le premier responsable est le dioxyde de carbone, dont les émissions ont augmenté de 30% depuis l'ère industrielle. Sa concentration dans l'atmosphère est de moitié de celle qu'elle aurait du être si tout le CO<sub>2</sub> émis restait dans l'atmosphère. Ceci est dû à sa séquestration dans ce qui est considéré depuis longtemps comme le plus grand réservoir à carbone (Revelle et Suess, 1956) : l'océan. Principal régulateur du climat, celui-ci fait l'objet de plusieurs études pour essayer de faire face à ce problème. Les études faites à l'échelle de l'océan global sont particulièrement difficiles à cause de la variabilité spatio-temporelle.

La Méditerranée qui présente une circulation thermohaline, semblable à celle du tapis roulant océanique, avec des zones de formation d'eaux profondes, représente une zone type pour l'étude de ce phénomène. En effet, elle est considérée comme un océan miniature par Béthoux et al. , (1999), et a déjà fait l'objet de plusieurs études sur les changements produits au sein de ses masses d'eau à cause du réchauffement global, notamment les hausses de température et la salinité dans les eaux profondes (Béthoux and Gentili, 1996, Béthoux and Gentili, 1999, Béthoux et al.1999). Ces changements se manifestent aussi par une pénétration du carbone anthropique dans ses eaux, ce qui a été confirmé par les quelques travaux effectués en Méditerranée tels ceux d'Aït Aneur, (2007), et de Boudjakdji, (2008).

Dans notre étude, vu que les travaux dans cette zone sont peu nombreux, nous essayons d'apporter de nouvelles connaissances sur le cycle du carbone dans le bassin algérien en particulier et en Méditerranée en général, Notre but est de :

- Comparer les méthodes d'estimation du CO<sub>2</sub> anthropique et définir celle qui est la mieux adaptée à la Méditerranée.
- Evaluer la séquestration du carbone anthropique et suivre son évolution depuis les années 50 dans le bassin algérien.
- Mettre en évidence d'éventuels changements dus aux changements climatiques sur le système des carbonates, et notamment le pH.

Pour cela, nous avons subdivisé notre travail de la manière suivante :

Dans le premier chapitre, nous parlerons du cycle du carbone et de l'effet de serre, une partie de ce chapitre est consacré à la description du bassin algérien et de ses caractéristiques. Dans le deuxième chapitre, nous détaillons les méthodes de calcul et les données utilisées. Dans le troisième chapitre, nous présenterons et nous discuterons les résultats obtenus.

**Introduction :**

Le cycle global du carbone montre que cette grandeur évolue d'un réservoir géochimique à un autre selon plusieurs processus physiques, chimiques et biologiques (figure 1)

A l'ère préindustrielle, les concentrations de CO<sub>2</sub> étaient stables dans l'atmosphère ; autour de 280 ppm. Le maintien de cette concentration dans l'air était assuré par les échanges équilibrés entre l'atmosphère, l'océan et les continents.

Depuis l'ère industrielle, le CO<sub>2</sub> atmosphérique a augmenté de 30% de sa valeur naturelle suivant la combustion des carbones fossiles essentiellement, (IPPC, 2007). Selon la même référence, on s'accorde à dire aujourd'hui qu'environ 2 Pg C/an pénètre dans l'océan. Toutefois, le puits océanique n'est pas homogène, et dépend fortement des conditions océaniques régionales tant physiques que biologiques.

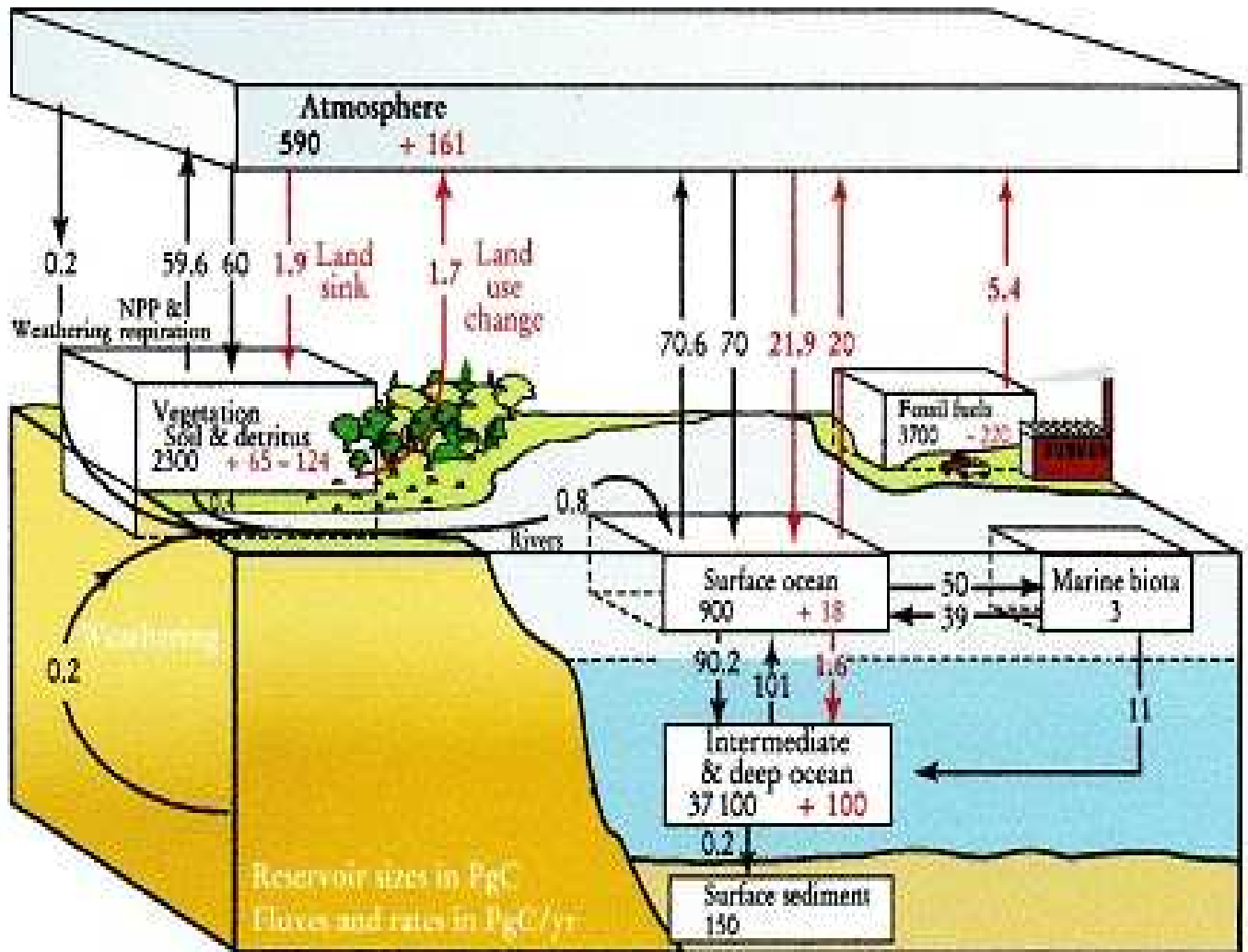


Figure 1 : Le cycle global du carbone, les flèches représentent le flux durant les années 80, le flux naturel est en noir et le flux anthropique est en rouge (Sarmiento and Gruber, 2002)

## **1.1. Le cycle du carbone :**

Le CO<sub>2</sub>, migre facilement entre l'air et l'eau cherchant à occuper les deux milieux de la manière la plus uniforme possible et quand la teneur en CO<sub>2</sub> atmosphérique augmente, l'océan absorbe le surplus et tend à rétablir l'équilibre.

Si le CO<sub>2</sub> dans l'air est stable, en mer, ses interactions sont multiples, il est transporté et exporté à grande échelle à travers l'océan assurant ainsi son transport aussi bien de façon verticale que horizontale.

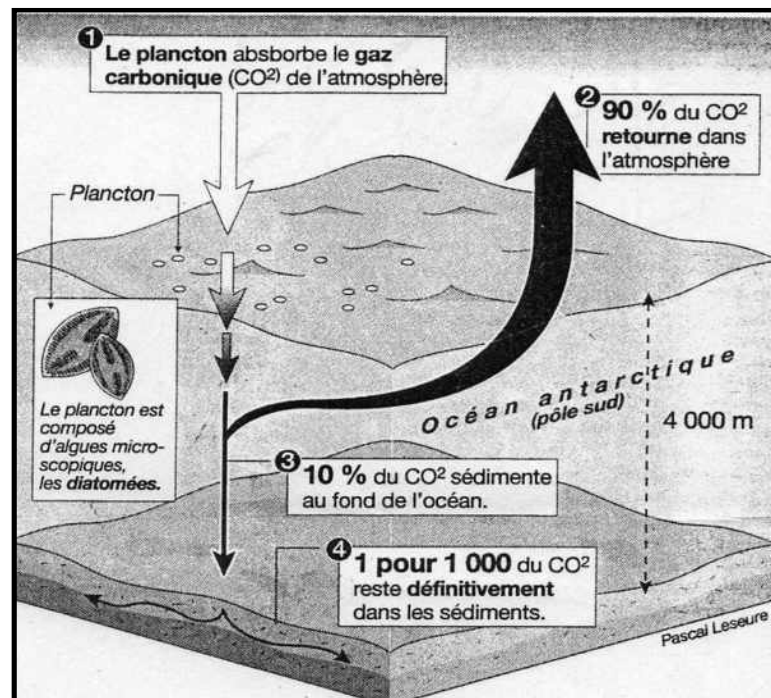
Les deux principaux mécanismes contrôlant le transport du CO<sub>2</sub> dans l'océan sont :

- La pompe physique : c'est le transport du CO<sub>2</sub> grâce à la circulation thermohaline des océans. Aux pôles, l'eau de mer se refroidit, sa salinité augmente en formant la banquise, le sel n'entrant pas dans la formation de la glace, l'eau plus froide et plus salée ainsi formée est plus dense et s'enfonce donc dans les profondeurs océaniques, absorbant avec elle une grande partie du CO<sub>2</sub> atmosphérique. Plusieurs siècles plus tard, au niveau des zones intertropicales, elle se réchauffe, perdant ainsi de sa densité en se dilatant, elle remonte vers la surface, devenant sursaturée en CO<sub>2</sub> elle en relâche une partie dans l'atmosphère avant de repartir vers les pôles, ce circuit de 80 000 km est parcouru en un millénaire, c'est ce que l'on appelle le « tapis roulant » océanique (« conveyor belt »).
- La pompe biologique : une partie du CO<sub>2</sub> dissous n'a pas le temps de rejoindre le circuit du tapis roulant car il est directement consommé par le phytoplancton lors de la photosynthèse, puis à travers la chaîne alimentaire par les autres organismes marins. La matière organique issue de ces organismes marins, déchets, cadavres, est recyclée et reminéralisée dans les eaux de surface et dans un laps de temps variant de quelques jours à quelques mois, le CO<sub>2</sub> qu'elle contenait retourne dans l'atmosphère, toutefois, environ un dixième de cette masse est exporté vers les eaux profondes où le carbone séjournera pour un siècle, un millénaire, voire même sur des échelles de temps géologiques, s'il est déposé dans le fond sous forme de sédiments marins (figure 2).

### **1.1.1. Le CO<sub>2</sub> et l'effet de serre :**

Le gaz carbonique (CO<sub>2</sub>) est un gaz qui existait depuis le commencement de la vie sur terre, il participe au phénomène de l'effet de serre qui maintient l'équilibre thermique en surface de la

terre. Quand les rayons solaires atteignent l'atmosphère, une partie (environ 30%) est directement réfléchi et renvoyée vers l'espace par l'air, les nuages blancs et les régions claires de la terre en particulier les surfaces enneigées et glacées comme les deux pôles. Les rayons solaires qui n'ont pas été réfléchis vont être absorbés par l'atmosphère (20,7%) et la surface terrestre (51%).

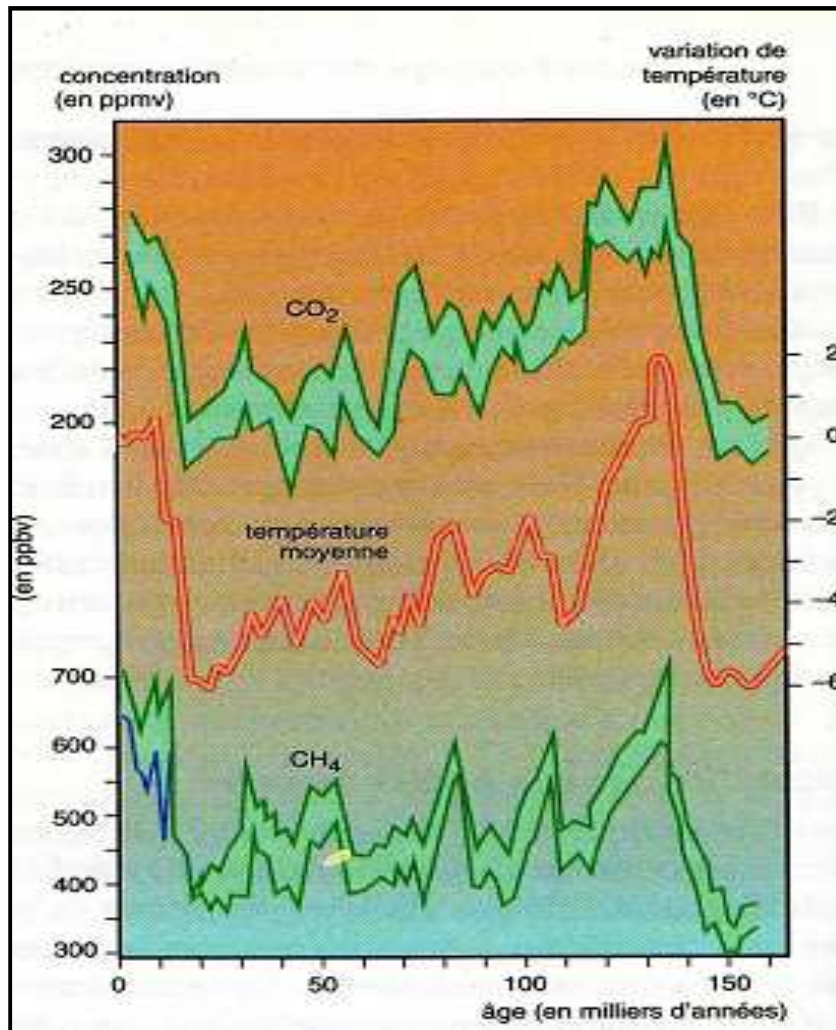


**Figure 2: Cycle du carbone dans l'océan (Leseure, 2000)**

Après avoir reçu de l'énergie solaire, la surface de la terre et les basses couches de l'atmosphère renvoient de l'énergie sous forme de rayons infrarouges. Les gaz de l'air, essentiellement le dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ), le méthane ( $\text{CH}_4$ ), le protoxyde d'azote ( $\text{N}_2\text{O}$ ), l'ozone ( $\text{O}_3$ ), les chlorofluorocarbones (CFCs) et la vapeur d'eau, constituant la basse troposphère, absorbent cette énergie et la transforment en chaleur, empêchant cette énergie de s'« échapper » de l'atmosphère, ces gaz forment alors une couche protectrice contre le refroidissement de celle-ci. Sans ce processus, la température moyenne au niveau du sol serait de  $-18^\circ\text{C}$ , alors qu'elle est de  $+15^\circ\text{C}$ . L'augmentation de la température moyenne est donc de  $+33^\circ\text{C}$  : c'est ce phénomène que l'on appelle l'effet de serre naturel.

Un carottage de plus de 2000 m a été effectué à la station Vostok en Antarctique (Mouvier, 1998). Des analyses de bulles d'air emprisonnées lors de la formation de glace ont permis de reconstituer le climat du passé. Elles ont mis en évidence des périodes glaciaires et des périodes interglaciaires, plus chaudes sur le dernier million d'années. Une corrélation entre l'élévation de la température et l'augmentation des concentrations du  $\text{CO}_2$  et du  $\text{CH}_4$  dans l'air a donc été

établie : des minima de 200 ppm de CO<sub>2</sub> ont été observés pendant les périodes glaciaires et des maxima de 280 ppm pendant les périodes chaudes, (figure 3).



**Figure 3 : Augmentation du CO<sub>2</sub>, de la température, et du CH<sub>4</sub> au cours des derniers cent cinquante mille ans (Lorius, 1991 in Mouvier, 1998)**

### 1.1.2. Le CO<sub>2</sub> anthropique (Canth):

Les gaz qui participent à l'effet de serre n'ont pas tous des rôles équivalents sur le plan radiatif. Ce dernier dépend des propriétés optiques de chacun d'eux. Pour une masse donnée, le méthane est cinquante huit- fois (58) plus absorbant que le CO<sub>2</sub>, les CFC<sub>11</sub> le sont quatre mille fois plus (4000) et les CFC<sub>12</sub> cinq mille sept cent cinquante fois plus (5750) (Mouvier, 1998). Il est donc important de considérer aussi bien leur concentration que leur capacité à absorber les rayonnements infrarouges.

Si le CO<sub>2</sub> est moins important que le méthane en terme d'absorbance des rayonnements infrarouges, il est beaucoup plus important en terme de concentration, ceci est d'autant plus vrai

que celle-ci se voit de plus en plus augmenter depuis l'ère industrielle, à cause de l'utilisation des énergies fossiles. En 1999, la vapeur d'eau mise à part, les contributions relatives à l'effet de serre de ces gaz sont présentées dans le tableau suivant (Mouvier, 1998) : par ordre d'importance : CO<sub>2</sub> : 55%, CH<sub>4</sub> : 15%, N<sub>2</sub>O : 4%, CFCs : 21 %, O<sub>3</sub> : 2%, autres : 3%.

**Tableau 1 : contributions relatives des gaz à effet de serre**

CO <sub>2</sub>	55%
CH <sub>4</sub>	15%
CFCs	21%
N <sub>2</sub> O	4%
O <sub>3</sub>	2%
Autres	3%

Actuellement, les concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère ne cessent d'augmenter. L'augmentation annuelle de CO<sub>2</sub> est de 0.5 %. A ce rythme, sa pression partielle à la fin de ce siècle pourrait atteindre 820 ppm, soit 3 fois plus que ce qu'elle était avant l'ère industrielle (Mouvier, 1998).

C'est cet effet de serre additionnel qui a des conséquences de plus en plus marquées sur la planète, on compte parmi elles : l'élévation du niveau de la mer à cause de la fonte des glaces, des perturbations météorologiques telles que la modification de la répartition des précipitations et des saisons, et des perturbations sur la circulation thermohaline, régulatrice du climat mondial.

## **1.2. Système des carbonates :**

Le système des carbonates peut être entièrement décrit, et les concentrations évaluées si l'on connaît deux espèces chimiques ainsi que la température (T) et la salinité (S). En pratique les grandeurs mesurables sont au nombre de 4, il s'agit du carbone inorganique dissous (TCO<sub>2</sub>), L'alcalinité totale (AT), la pression partielle du CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>), et le pH. La figure 4 résume le système des carbonates dans l'eau de mer.

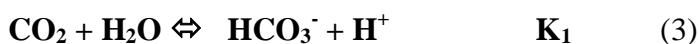
### **1.2.1. Le carbone inorganique dissous (TCO<sub>2</sub>):**

Le carbone inorganique dissous dans l'océan existe sous 3 formes différentes : le CO<sub>2</sub> (aq), le bicarbonate (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) et le carbonate (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>), une quatrième forme existe : l'acide carbonique

H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, mais il est présent à une très faible concentration (<0.3 %) par rapport au CO<sub>2</sub> (aq). La somme de ces deux formes neutres électriquement, et chimiquement non séparables est notée CO<sub>2</sub>



Une fois dans l'eau de mer, le CO<sub>2</sub> réagit avec l'eau en formant des bicarbonates selon la réaction :



Le bicarbonate se dissocie à son tour et forme des carbonates selon la réaction :



Le carbonate s'associe au calcium pour former le carbonate de calcium :

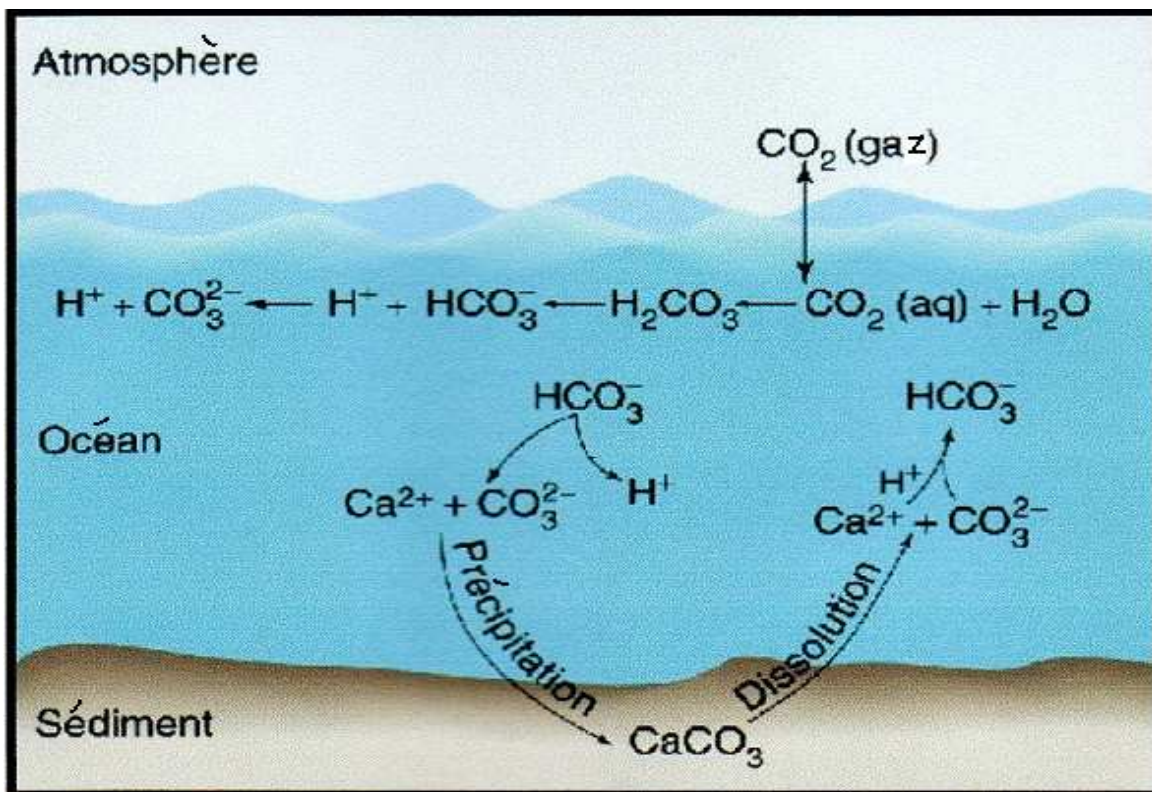
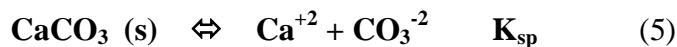


Figure 4 : Système des carbonates dans l'océan

Avec:

$$K_0 = [\text{CO}_2] / p\text{CO}_2 \quad (6)$$

$$K_1 = [\text{HCO}_3^-] [\text{H}^+] / [\text{CO}_2] \quad (7)$$

$$K_2 = [\text{CO}_3^{2-}] [\text{H}^+] / [\text{HCO}_3^-] \quad (8)$$

$$K_{sp} = [\text{Ca}^{2+}]_{\text{éq}} \cdot [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{éq}} \quad (9)$$

$K_1$  et  $K_2$  sont les constantes d'équilibre ou première et deuxième constante de dissociation de l'acide carbonique, elles dépendent de la température et de la salinité.

$K_{sp}$  est le produit de solubilité des carbonates de calcium à l'état de saturation, dépendant des conditions *in situ* de la température et de la salinité, tel que décrit par Mucci, (1981) (in Zeebe, Wolf Gladrow, 2001). Les concentrations d'équilibre de la saturation sont représentées par  $[\text{Ca}^{2+}]_{\text{éq}}$  et  $[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{éq}}$ . En effet, dans l'océan, ces concentrations ne sont pas toujours à l'équilibre.

Le carbonate de calcium est présent sous deux formes, la calcite et l'aragonite, composante principale des organismes calcaires. Le degré de saturation ( $\omega$ ), renseigne sur l'état de sous-saturation ou de sursaturation du milieu en cet élément:

$$\omega = [\text{Ca}^{2+}]_{\text{edm}} \cdot [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{edm}} / K_{sp} \quad (10)$$

$[\text{Ca}^{2+}]_{\text{edm}}$  : la concentration de  $\text{Ca}^{2+}$  dans l'eau de mer.

$[\text{CO}_3^{2-}]_{\text{edm}}$  : la concentration de  $\text{CO}_3^{2-}$  dans l'eau de mer.

$K_{sp}$  : Le produit de solubilité de  $\text{CaCO}_3$  dans l'eau de mer.

- Si  $\omega$  est  $> 1$  : le milieu est en sursaturation, il y a précipitation spontanée de  $\text{CaCO}_3$ . Ceci se produit généralement dans les eaux de surface océaniques.
- Si  $\omega$  est  $< 1$  : le milieu est en sous-saturation, il y a dissolution spontanée de  $\text{CaCO}_3$ . Ceci se produit généralement dans les eaux profondes océaniques.
- Si  $\omega = 1$  : le milieu est en saturation, les quantités précipitées sont égales à celles dissoutes. Le niveau de profondeur où l'on retrouve la saturation est appelée profondeur de compensation des carbonates et dépend de la nature du substrat (calcite ou aragonite).

Le degré de saturation de l'aragonite est plus petit que celui de la calcite, car l'aragonite est beaucoup plus soluble que la calcite, sa lysocline, niveau au de là duquel il y a sous-saturation en

carbonate de calcium, est plus proche de la surface que celle de la calcite. Comme exemple, nous citons 500 m et 4000 m de profondeur dans l'océan pacifique (Zeebe et Wolf-Gladrow, 2001).

La somme des formes dissoutes du carbone,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{CO}_3^{2-}$  est appelé le carbone inorganique dissous CID,  $\Sigma\text{CO}_2$  ou  $\text{TCO}_2$ ; selon les auteurs.

$$\text{TCO}_2 = \text{CID} = \Sigma\text{CO}_2 = [\text{CO}_2] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}] \quad (11)$$

$\text{TCO}_2$  augmente avec la profondeur, avec la reminéralisation de la matière organique et la dissolution de  $\text{CaCO}_3$ .

### 1.2.2. L'Alcalinité totale :

Dickson définit l'alcalinité de l'eau de mer en 1981 comme l'équivalent de moles d'hydrogènes nécessaires pour neutraliser l'excès d'accepteurs de protons (bases formées à partir d'acide faibles avec une constante de dissociation  $k \leq 10^{-4.5}$  à  $T^\circ\text{C} = 25^\circ\text{C}$  et force ionique nulle) par rapport aux donneurs de protons (acides avec  $K > 10^{4.5}$ ) (Dickson et al, 2003, Wolf-Gladrow et al, 2007)

$$\text{AT} = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{B}(\text{OH})_4^-] + [\text{OH}^-] + [\text{HPO}_4^{2-}] + 2[\text{PO}_4^{3-}] + [\text{H}_3\text{SiO}_4^-] + [\text{NH}_3] + [\text{HS}^-] + \dots - [\text{H}^+]_{\text{F}} - [\text{HSO}_4^-] - [\text{HF}] - [\text{H}_3\text{PO}_4] - \dots \quad (12)$$

$[\text{H}^+]_{\text{F}}$  : la concentration des ions hydrogènes libres

$\dots$  : indique la présence d'autres espèces, ou bien non identifiées ou bien présentes dans des proportions tellement infimes qu'elles peuvent être négligées.

L'alcalinité totale et la salinité sont souvent linéairement corrélées (Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001, Copin and Bégovic, 2002) dans les zones où la calcification est faible. L'invasion de  $\text{CO}_2$  ou son dégagement vers l'atmosphère ne change pas l'alcalinité (Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001)

Un des principaux facteurs influençant l'alcalinité est la dissolution et la précipitation des carbonates de calcium, celle-ci se résume en ces deux réactions (Wolf-Gladrow et al, 2007):



ou bien



La précipitation d'une mole de  $\text{CaCO}_3$  induit la diminution de deux moles de AT et une mole de  $\text{TCO}_2$ .

La photosynthèse, reminéralisation et oxydation de la matière organique ont très peu d'influence sur l'alcalinité (Redfield et al., 1963 ; Park, 1969 in Millero et al, 1998). Elle est toutefois influencée par des processus biologiques tels que la nitrification qui diminue l'alcalinité de deux moles lors de la formation d'une mole de  $\text{NO}_3^-$  (Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001, Schlesinger, 1997 in Wolf-Gladrow et al, 2007)

L'alcalinité totale et le carbone inorganique dissous sont des paramètres conservatifs c'est-à-dire qui ne changent pas avec la température, la salinité et la pression (P), par contre la concentration des différentes espèces du système des carbonates, elles, changent avec le changement de la pression, de la température et de la salinité, ceci à cause du changement des constantes d'équilibre avec T, S et P (Bégovic and Copin-Montégut, 2002, Wolf-Gladrow et al, 2007).

### 1.2.3. La pression partielle du $\text{CO}_2$ ( $p\text{CO}_2$ ):

Le  $\text{CO}_2$  entre dans les couches de surface et ceci grâce à l'hydrodynamisme de surface, 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  $\text{CO}_2$ .

La pression totale d'un mélange de gaz parfaits, selon la loi de Dalton, est la somme des pressions de ces gaz, ou la pression partielle d'un gaz parfait est la pression qu'aurait ce gaz s'il occupait seul l'espace considéré.

Le  $\text{CO}_2$  n'est pas un gaz parfait, il est alors plus juste de parler de « fugacité », cependant, dans les eaux naturelles, la fugacité peut être considérée comme égale à la pression partielle. Dans l'eau de mer, la différence entre ces deux grandeurs est généralement inférieure à  $1\mu\text{atm}$ , soit 0.3 % (Weiss, 1974). Par conséquent, dans la suite du document, nous parlerons indifféremment de pression partielle ou de fugacité.

La dissolution du  $\text{CO}_2$  dans l'eau obéit à la loi de Henry :

$$[\text{CO}_2^*] = K_0 \cdot f\text{CO}_2 \quad (15)$$

$K_0$  : le coefficient de solubilité du dioxyde de carbone dans l'eau de mer (Weiss, 1974 ; Lee et al, 1996), dépend de la salinité et de la température.

$[\text{CO}_2^*]$ : Solubilité du  $\text{CO}_2$  dans d'eau de mer.

$f\text{CO}_2$  : Fugacité du  $\text{CO}_2$  dans l'atmosphère.

Lorsque les fugacités de  $\text{CO}_2$  dans l'air et dans l'eau sont égales alors l'océan et l'atmosphère sont à l'équilibre. La fugacité du  $\text{CO}_2$  dans les eaux de surface dépend des conditions thermodynamiques du milieu, et des processus biologiques, la photosynthèse (respiration) fait diminuer (augmenter)  $f\text{CO}_2^{\text{océan}}$  alors que  $f\text{CO}_2$  augmente avec la température et le coefficient de solubilité augmente avec la diminution de température (Copin-Montégut, 1988 ; Goyet et al, 1993 ; Lee et Millero, 1995). En revanche la précipitation de  $\text{CaCO}_3$  (dissolution) fait augmenter (diminuer)  $f\text{CO}_2^{\text{océan}}$ .

#### 1.2.4. Le pH :

Le pH de l'eau de mer est généralement compris entre 8 et 8.3, et peut atteindre 8.5 dans les eaux de surface quand la consommation de  $\text{CO}_2$  par la photosynthèse est forte. Dans les eaux sous-jacentes enrichies en carbone inorganique par la décomposition des déchets organiques, il atteint 7.5 dans la couche du minimum d' $\text{O}_2$  dans le pacifique nord (Copin- Montégut, 1996). Il est étroitement lié aux activités biologiques ;

- Une forte consommation de  $\text{CO}_2$  par la photosynthèse induit une augmentation du pH.
- La respiration et la reminéralisation de la matière organique ou par transfert du  $\text{CO}_2$  atmosphérique s'accompagnent d'une diminution du pH,

Cela dit, l'effet tampon de l'eau de mer tend à maintenir le pH relativement constant selon le principe de Le Chatelier « Un système en équilibre, quand il est sujet à des perturbations, tend à minimiser les effets de ces perturbations » (Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001).

Ceci se fait selon la réaction suivante :



Le pH montre un cycle saisonnier : en effet celui-ci augmente en période estivale à cause de la consommation du  $\text{CO}_2$  par la photosynthèse et le déplacement de l'équilibre des carbonates. En été, les échanges verticaux avec les couches profondes font décroître le pH (Copin et Bégovic, 2002)

La diminution du pH, provoquée par la pénétration continue du  $\text{CO}_2$  anthropique, a une incidence directe sur les organismes calcaires tels que le corail, les organismes à coquilles calcaires comme les huîtres et les moules et certaines espèces planctoniques telles que les foraminifères et les coccolithophoridés, premiers maillons de la chaîne alimentaire. Si ces

organismes ne peuvent plus fabriquer leur coquille ou squelette, de nombreuses espèces verront leur survie menacée affectant ainsi toute la chaîne alimentaire (Orr et al., 2005).

Trois échelles de pH existent pour l'eau de mer, selon la prise en considération de l'effet de certains éléments ou pas.

### **pH libre (pH<sub>F</sub>) :**

Il prend en compte les protons « libres » dans la solution, or vue la protonisation du SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> et donc la présence de HSO<sub>4</sub><sup>-</sup>, celui-ci doit être déduit de la formule des protons totaux :

$$\begin{aligned} [\text{H}^+]_{\text{F}} &= [\text{H}^+]_{\text{T}} - [\text{HSO}_4^-] \\ &= [\text{H}^+]_{\text{T}} (1 + [\text{SO}_4^{2-}]/K_s)^{-1} \end{aligned} \quad (17)$$

Donc le pH libre est comme suit :

$$\text{pH}_{\text{F}} = -\log [\text{H}^+]_{\text{F}} \quad (18)$$

Ce pH implique l'utilisation de K<sub>s</sub>, ce qui n'est pas une tâche facile vu la difficulté d'avoir un K<sub>s</sub> précis.

### **pH total (pH<sub>T</sub>) :**

C'est un pH qui inclut l'effet des ions sulfatés, réglant ainsi le problème de détermination de K<sub>s</sub>.

$$\text{pH}_{\text{T}} = -\log ([\text{H}^+]_{\text{T}} + [\text{HSO}_4^-]) = -\log [\text{H}^+]_{\text{T}} \quad (19)$$

### **pH eau de mer (pH<sub>sws</sub>):**

Si le milieu contient en plus des ions fluorures, on doit prendre en compte la protonisation de F<sup>-</sup>. Ainsi la concentration totale des ions hydrogène est :

$$[\text{H}^+]_{\text{sws}} = [\text{H}^+]_{\text{F}} + [\text{HSO}_4^-] + [\text{H}_{\text{F}}] \quad (20)$$

$$\text{Ainsi le } \text{pH}_{\text{sws}} = -\log ([\text{H}^+]_{\text{F}} + [\text{HSO}_4^-] + [\text{H}_{\text{F}}]) = -\log [\text{H}^+]_{\text{sws}} \quad (21)$$

La différence entre le pH<sub>T</sub> et le pH<sub>sws</sub> est très petite car la concentration de H<sub>F</sub> est beaucoup plus petite que celle de HSO<sub>4</sub><sup>-</sup> dans l'eau de mer.

### **Evolution des espèces des carbonates en fonction du pH :**

Comme le montre la figure 5, dans les gammes du pH de l'eau de mer, les concentrations de bicarbonates sont les plus fortes, viennent ensuite les carbonates et le CO<sub>2</sub> dissous, ce qui représente environ 86.5%, 13% et 0.5% respectivement.

La figure 5 montre également que si les océans absorbent l'excès de CO<sub>2</sub> de l'air, il s'ensuit une acidification qui déplacerait l'équilibre du système des carbonates vers une augmentation de

$f\text{CO}_2^{\text{océan}}$  et une diminution de  $\text{CO}_3^{2-}$ . Cette dernière aurait des conséquences sur les organismes calcifiants dans les eaux de surface océaniques (Orr et al., 2005).

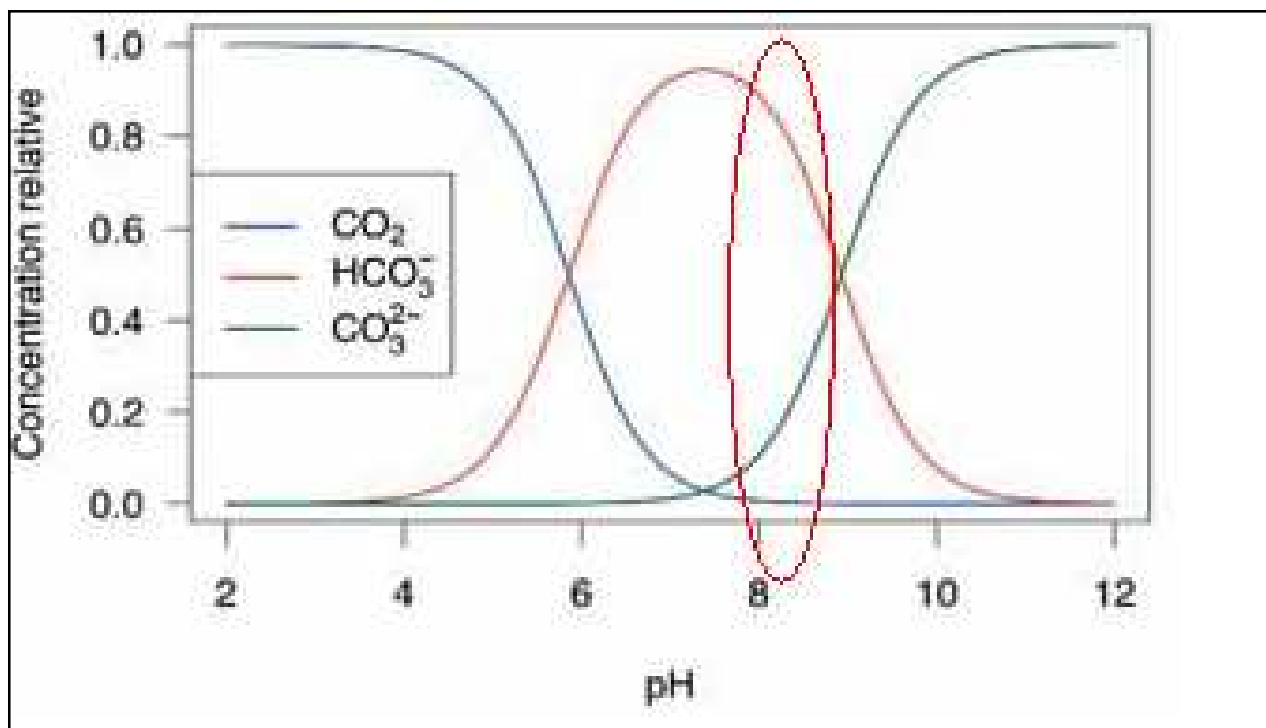


Figure 5 : Évolution de la proportion des formes de carbone inorganique dissous en fonction du pH de l'eau de mer.

### 1.3. Caractéristiques physiques et géochimiques du bassin algérien

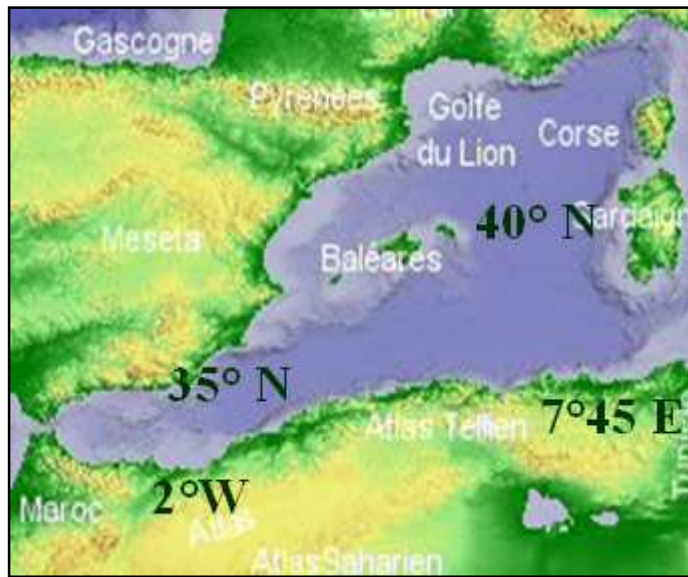
#### 1.3.1. Caractéristiques générales :

Le bassin algérien est la région du sud-ouest du bassin méditerranéen occidental. Il est délimité par l'Algérie au sud, la mer d'Alboran à l'ouest, le détroit de Sicile à l'est et les îles Baléares et la Sardaigne au nord, situé entre les latitudes  $35^\circ$  et  $40^\circ$  Nord et entre les longitudes de  $2^\circ$  ouest à  $7^\circ 45'$  est (figure 6).

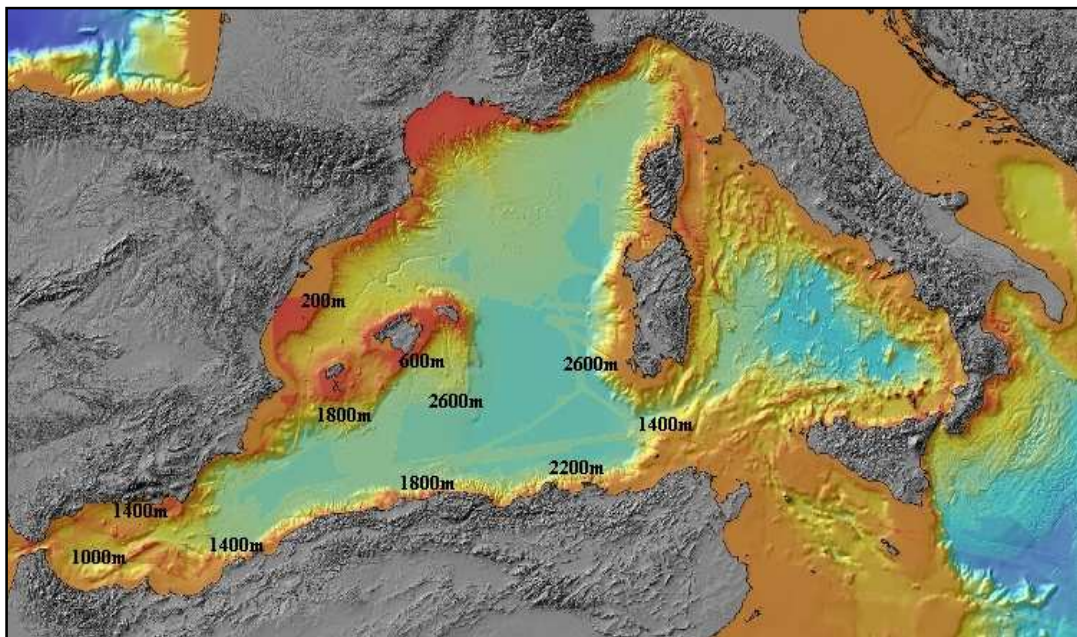
Le bassin algérien est caractérisé par l'absence presque complète de plateau continental. La profondeur atteint rapidement plus de 2000 m à 10-20 km de la côte. Au centre du bassin, les profondeurs ne dépassent pas les 3000 m (figure 7) (Obaton, 1998).

#### 1.3.2. Principales eaux types du bassin algérien:

On rencontre 5 eaux types dans le bassin algérien d'origine variée et de comportements spécifiques, ces masses d'eau se différencient par leurs caractéristiques de température et de salinité et se trouvent à des profondeurs distinctes.



**Figure 6 : Situation géographique du bassin algérien**



**Figure 7 : Topographie sous-marine du bassin algérien [1]**

**a- L'eau atlantique modifiée (MAW, Modified Atlantique Water) :**

Cette eau est d'origine atlantique, elle pénètre en surface dans le bassin occidental de la mer Méditerranée par le détroit de Gibraltar, le long de son parcours, cette eau change de caractéristiques du fait de l'évaporation et du mélange avec les autres masses d'eau ce qui entraîne une augmentation régulière de sa salinité de 36,5 au détroit de Gibraltar à 38-38,3 dans

le nord ouest de la Méditerranée occidentale (Milot, 1999) et une augmentation de la température allant de 15°C à 23°C en surface et de 13,5°C à 14°C en profondeur. Quand elle rentre dans le bassin algérien, elle forme une couche d'environ 150 m (Benzorha et Milot, 1995) et peut atteindre 350 m d'épaisseur entraînée par les tourbillons algériens (Testor, 2005).

**b- L'eau intermédiaire d'hiver (WIW, Winter Intermediate Water):**

Cette eau se forme dans des conditions particulières lorsque des rafales de vents moyennement fortes de la région nord ouest du bassin (plateau continental du Golfe du Lion et des mers des Baléares) se produisent sans aucun mélange avec les couches sous-jacentes, la MAW se refroidit ce qui mène à la formation de « l'eau intermédiaire d'hiver ». Cette eau est caractérisée par une température allant de 12,65°C à 13,20°C (Benzorha et Milot, 1995) et une salinité allant de 38,1 à 38,3 (Milot, 1999). Elle se trouve à 150-200 m de profondeur (Benzorha et Milot, 1995) et est facilement identifiable par son minimum de température qui dépend de la sévérité de l'hiver.

**c- L'eau levantine intermédiaire (LIW, Levantine Intermediate Water) :**

Cette eau prend naissance au niveau du bassin oriental de la méditerranée, elle se trouve au dessous de WIW entre 200 et 700 mètres de profondeur, (Benzohra et Milot, 1995), et se caractérisent par des maximums de température; 13,2°C et 14°C entre 300 et 400 m et 38,5 et 38,7 en salinité entre 400 et 500 m, (Benzohra et Milot, 1995; Milot 1999)

**d- L'eau profonde de la Méditerranée occidentale (WMDW, Western Mediterranean Deep Water) :**

Cette eau formée en hiver et majoritairement dans le Golfe du Lion, se trouve au dessous de la LIW, elle se caractérise par des températures entre 12,75°C et 12,80°C et des valeurs de salinité entre 38,44 et 38,46, elle est identifiable à partir de 700 m dans le bassin algérien (Benzohra et Milot, 1995).

**e- L'eau dense tyrrhénienne (TDW, Tyrrhenian dense Water) :**

Des analyses de CFCs (ChloroFluoroCarbones) ont mis en évidence la présence d'eau plus vieille par ces faibles concentrations, elle résulte du mélange entre les eaux profondes du bassin oriental (EMDW, Eastern Mediterranean Deep water) qui sortent du détroit de Sicile et la

WMDW présente dans le bassin tyrrhénien (Millot, 2009). Elle se trouve entre la LIW et la WMDW à une profondeur de 600 à 1600 - 1900 m (Testor 2005).

### **1.3.3. Circulation des eaux dans le bassin algérien :**

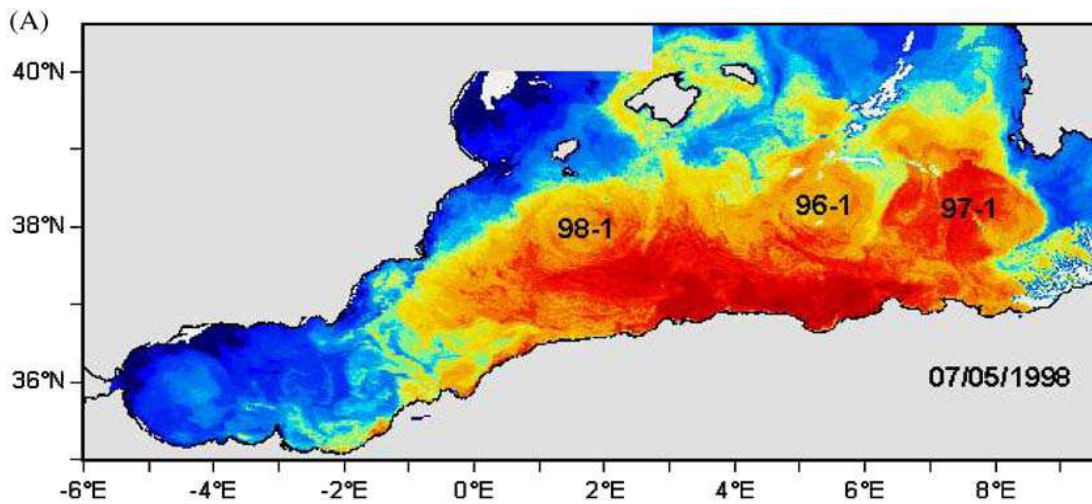
#### **1.3.3.1. Circulation de l'eau de surface**

La circulation générale obéit en premier lieu à la force de Coriolis qui dévie sur la droite, dans l'hémisphère Nord, tout mouvement. Schématiquement, toute circulation de l'eau de surface dans la Méditerranée aura donc tendance à suivre le relief qu'elle trouve sur sa droite. L'eau atlantique pénètre par le détroit de Gibraltar sous forme d'un jet dirigé vers la mer d'Alboran, la force de Coriolis le plaque contre la côte algérienne (Jacques et Tréguer , 1986). Cette eau pénètre le long de la côte algérienne près de 0° Est et se déplace d'ouest vers l'est sous forme d'une veine de courant étroite (30 à 50 km) et profonde (200 à 400 m). Au fur et à mesure de son avancée, elle se détache de la côte et des instabilités apparaissent appelées tourbillons (Benzohra et Millot, 1995). Ce flux d'eau atlantique est communément appelé le courant algérien dont le flux est estimé à 1,7 Sv\* (Benzohra et Millot, 1997 in Millot 1999).

(\* 1 Sverdrup =  $10^6$  m<sup>3</sup>/s).

En 1985, Millot explique que le bassin algérien est un réservoir de l'eau superficielle atlantique qui s'y accumule avant de se diviser en deux branches, la plus grande partie s'écoule vers le bassin oriental et l'autre s'écoule vers le nord le long des côtes italiennes et pénètre dans la Mer tyrrhénienne, la mer de Ligure, les côtes françaises au large de Nice et du Golfe du Lion jusqu'à arriver en Mer des Baléares. Une partie revient dans le bassin algérien et l'autre continue son trajet le long des côtes catalanes. Arrivée en Mer d'Alboran, elle revient dans le bassin algérien (Jacques et Tréguer, 1986).

Cette zone est propice à la formation de méandres et au développement de tourbillons qui sont cycloniques ou anticycloniques. Deux sortes de tourbillons se forment dans le bassin algérien d'ouest vers l'est, les premiers dont le diamètre est de 30 à 120 km sont appelés « tourbillons côtiers » et les seconds peuvent atteindre 200 km de diamètres et semblent étroitement liés au courant algérien (Millot et al 1997, Salas et al 2002). Ces tourbillons (figure 8) suivent un trajet cyclonique et barotrope autour du bassin algérien communément appelé le « gyre algérien », caractérisé par un diamètre de 250 km et pouvant atteindre les 1800 mètres de profondeur et dont la période est de 3 à 4 mois de la fin de l'automne jusqu'en hiver (Testor et Gascard, 2006).



**Figure 8 : image satellitaire montrant trois anticyclones du large**  
(Isern-Fontanet et al, 2004)

La majorité des masses d'eau présentes dans le bassin algérien (MAW, WIW, LIW et certainement WMDW) sont incluses dans le tourbillon formé le long des côtes algériennes, (Benzohra et Millot, 1995).

### 1.3.3.2. Circulation des eaux intermédiaires :

#### a - Circulation de la WIW :

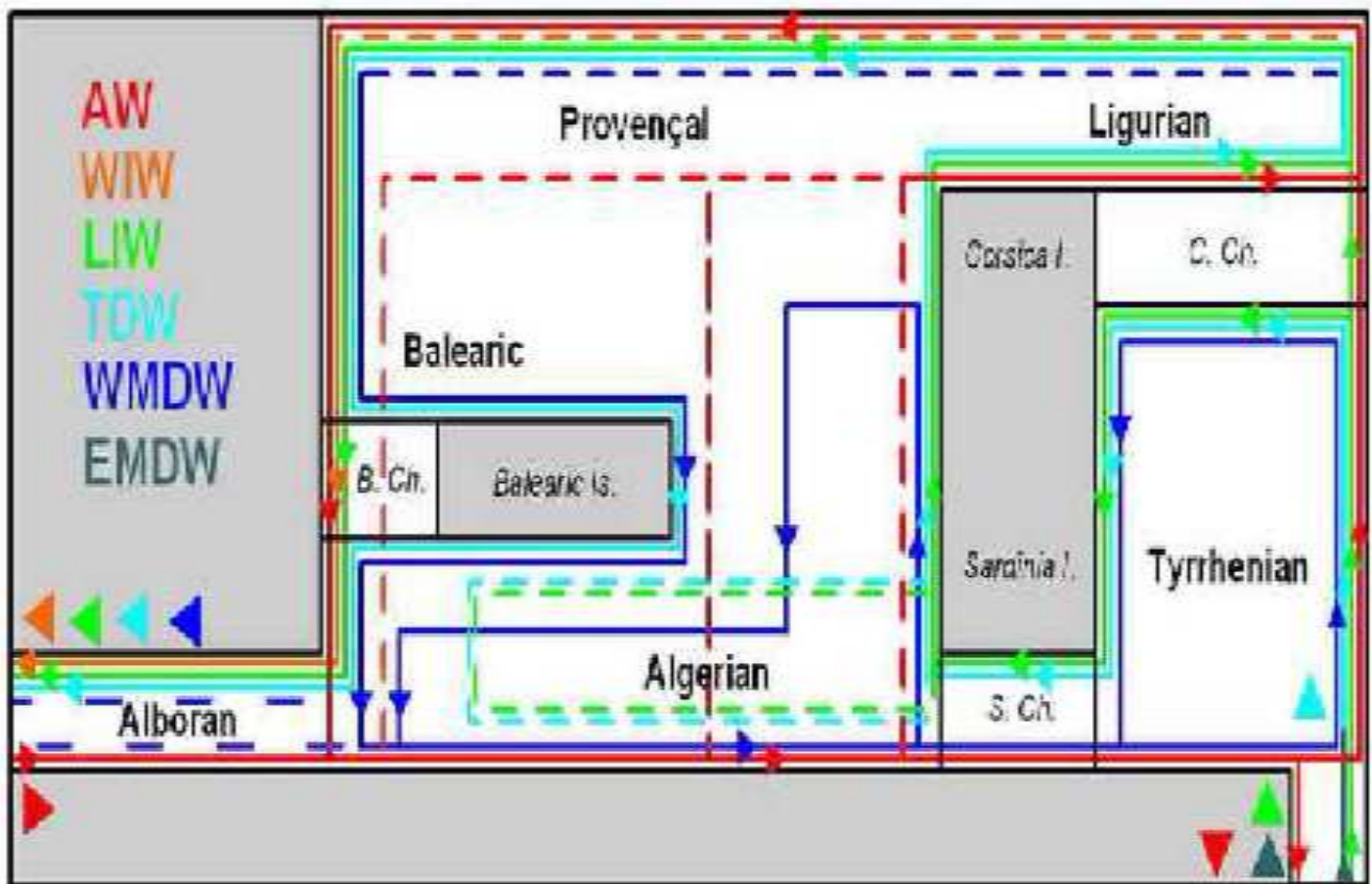
Cette eau formée dans le Golfe du Lion et dans la mer de Ligure et dont l'origine est la MAW avec une densité plus forte due au refroidissement hivernal par les vents, suit globalement le même trajet que celui de la MAW en longeant les plateaux continentaux jusqu'en Espagne et dans le bassin algérien (Millot, 1999).

#### b - Circulation de la LIW et la partie supérieure de la TDW :

Cette eau rentre au bassin occidental par le Canal de Sicile, elle longe les côtes italiennes. Là, une partie va vers le nord et l'autre suit les côtes de la Sardaigne et de la Corse pour reprendre le chemin du nord de l'autre partie. Ces masses d'eaux longent les côtes du nord du bassin occidental pour arriver au détroit de Gibraltar. Là, la majeure partie sort du détroit et une petite partie longent les côtes africaines. Il est à noter qu'au niveau du détroit de Sardaigne, une partie se retrouve dans le bassin algérien entraînée par les tourbillons spécifiques de cette région, (Millot, 2009).

### 1.3.3.3. Circulation de l'eau profonde, la WMDW et des couches inférieures de la TDW :

La WMDW nouvellement formée dans le nord du bassin occidental, peut se détacher de son origine et forme un anticyclone qui entre directement dans le bassin algérien (Testor et Gascard, 2006). Ces eaux suivent un trajet cyclonique d'Est en Ouest, elles longent les îles Baléares et se retrouvent en mer d'Alboran. Là une petite partie sort en Atlantique par le détroit de Gibraltar et la plus grande partie va vers les côtes africaines d'Ouest en Est vers l'Italie, contournent la Sardaigne et la Corse et remontent vers les côtes Françaises (Millot, 1999, Millot 2009). 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 (Hopkins, 1988, Rhein et al 1999 in Testor 2005).



**Figure 9 : Circulation des eaux dans le bassin occidental de la mer Méditerranée (Millot, 2009)** [Les eaux circulant de façon cyclonique des plateaux continentaux sont représentées par des flèches pleines. Les lignes discontinues représentent : Pour la MAW : sa dispersion vers le large à cause des tourbillons algériens. Pour la LIW et la TDW : leur entraînement au large du plateau sarde par les tourbillons algériens. Pour la WIW et la WMDM dans le nord du bassin occidental : leur zone de formation. Pour la WMDW dans la mer d'Alboran : leur faible circulation]

#### 1.3.4. Les sels nutritifs:

La Méditerranée est considérée comme une zone oligotrophe. Ceci peut être expliqué par le fait que le flux d'eau atlantique de surface est plus ou moins dépourvu de sels nutritifs. De plus et, mis à part l'apport des activités humaines, la source la plus importante de sels nutritifs vient respectivement, des apports terrigènes, dépôts secs et humides, et poussières sahariennes. L'oligotrophie est plus marquée dans le bassin oriental que dans le bassin occidental où les concentrations en nitrate et en phosphate dans les eaux de fond sont environ de moitié de celles enregistrées dans le bassin occidental indiquant un taux de flux de surface entrant plus faible (Béthoux et al, 1999).

Même si le bassin algérien est, comme toute la Méditerranée occidentale, considéré comme une zone oligotrophe, Boudjakdji (2008), a démontré que le bassin algérien, lors des décennies, 50-60-70 jusqu'aux années 90, présente des teneurs en nitrate et phosphate plus élevées que dans le bassin liguro-provençal. Les phosphates sont principalement charriés par les apports fluviaux et l'apport en azote est principalement fait par les apports riverains et atmosphériques (Béthoux et al, 1998). Le rapport élémentaire N/P est de 20- 22 ce qui est plus grand que celui de 16 dans l'océan mondial (Redfield et al., 1963). Ceci est dû soit à la fixation de l'azote moléculaire atmosphérique par les cyanophycées, la présence des herbiers à Posidonie dont le rapport N/P est égal à environ 39 ou par l'adsorption du phosphate sur les particules solides (Béthoux et al 1998, Béthoux et al, 1999, Moutin et Raimbault, 2002). Dans le bassin algérien, Le rapport N/P est de l'ordre de 19 en moyenne avec une forte variation saisonnière entre l'hiver et l'été en surface et le rapport Si/N est inférieur ou égal à 1 (Boudjakdji, 2008). Les fortes valeurs de N/P, font que le phosphate est le sel nutritif le plus limitant en Méditerranée, surtout en période de stratification des eaux de surface.

Dans le bassin occidental les apports fluviaux annuels globaux sont de 730000 tonnes d'azote, auxquelles s'ajoutent 480000 par voie atmosphérique et 259000 tonnes de phosphore d'origine fluviale et 125000 tonnes apportées par les pluies (Lacaze, 1996).

L'eau atlantique et les apports fluviaux contribuent à 90 % des apports en P en zones côtières, les 10 % restant sont d'origine atmosphérique. En revanche, dans les zones du large, où les eaux de surface sont isolées du fond par le gradient thermique, les apports atmosphériques de P semblent plus importants (Migon et al, 2001).

La Méditerranée reçoit le plus haut taux de dépôt éolien dans le monde (Guerzoni et al. in Migon et al, 2001). Une étude a montré que malgré un fort taux de dépôt de poussière

saharienne, estimé à  $12,5 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ , cet apport ne constitue pas une source significative de phosphate en Méditerranée occidentale.

Bien que le cycle saisonnier de phosphate de surface, avec un maximum en hiver et un minimum en été, soit relativement bien marqué (Hamaoui, 2006), les concentrations demeurent inférieures à  $0,25 \mu\text{mol/l}$ .

Lors de la campagne « SEMAPHORE » en 1994, Béthoux et al., (1998) ont montré que les profils de phosphate, nitrate et silicate correspondent aux 3 types d'eaux majeurs du bassin ; les eaux de surface, les eaux intermédiaires et les eaux profondes et présentent une augmentation de la concentration en fonction de la profondeur. Les valeurs maximales, correspondant à la reminéralisation de la matière organique, se trouvent aux profondeurs intermédiaires. A partir de là, les concentrations se stabilisent autour d'une moyenne de  $8,2 \mu\text{M}$  pour l'azote et le silicate et  $0,39 \mu\text{M}$  pour le phosphate. (Béthoux et al, 1998 ; Moutin et Raimbault, 2002).

Les concentrations en phosphate et en nitrate ont augmenté de  $0,5 \%$  par an dans les eaux de fond depuis les années 60. Au contraire, les silicates sont restés constants. Cette augmentation est due à l'augmentation des apports anthropiques atmosphériques et terrestres (Béthoux et al, 1998).

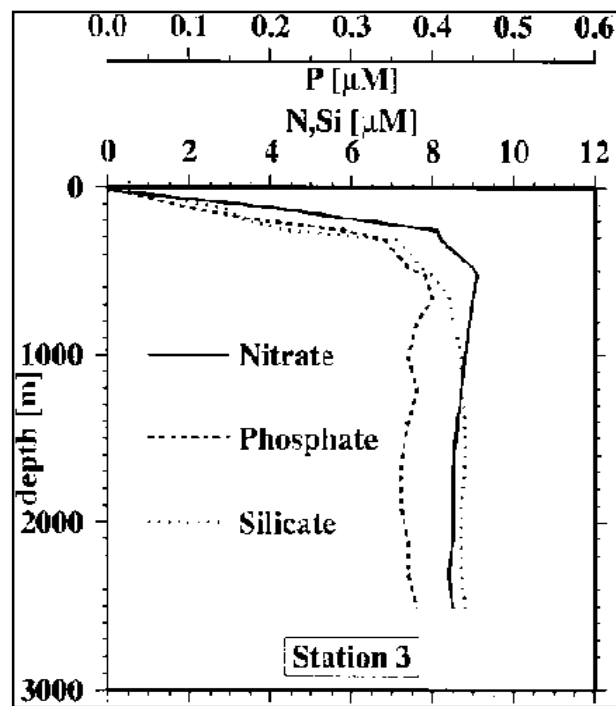
Les profils, (figure 10), montrent une augmentation des sels nutritifs avec la profondeur :

- Entre 0 et 150 m, les concentrations de  $\text{NO}_3^-$  et  $\text{PO}_4^{3-}$  sont voisines de 0 augmentent jusqu'à atteindre des maximums dans les eaux intermédiaires entre 500 et 700 m.
- De 700 m au fond, les concentrations des nitrates et phosphate sont quasi-constantes, les silicates augmentent graduellement de la surface au fond par redissolution de la silice biogénique.

### 1.3.5. Production primaire :

Dans le bassin occidental, la nouvelle production est plus forte que dans le bassin oriental. C'est le résultat de la proximité du flux atlantique entrant, un plus fort apport de surface et un fort mélange vertical des masses d'eau durant la formation d'eaux denses en hiver. Des estimations de la nouvelle production basées sur l'apport en phosphate par le détroit de Gibraltar et le détroit de Sicile sont de  $6 \text{ g C m}^{-2}.\text{an}^{-1}$  pour le bassin oriental et  $13\text{-}24 \text{ g C m}^{-2}.\text{an}^{-1}$  dans le bassin occidental (Béthoux et al, 1999, Moutin et Raimbault, 2002).

Le  $f$  ratio (Nouvelle production / Production totale) calculé au cours d'une campagne au sein du bassin algéro-provençal est faible ; entre 0,05 et 0,15. Ces valeurs montrent une variabilité spatiale de l'oligotrophie de la Méditerranée (Béthoux, 1998).



**Figure 10 : Profil des Nitrates, phosphates, et silicates dans le bassin algérien à la station 40° N et 06° E lors de la campagne SEMAPHORE 94 (Béthoux et al, 1998).**

La fertilité potentielle du bassin algérien est estimée à  $9 \text{ g C m}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$ , par rapport au phosphore disponible. Bouj dakdji, (2008), a montré, lors d'une étude sur les sels nutritifs dans le bassin algérien depuis les années 50 jusqu'aux années 90, que les années 80 étaient les plus fertiles, probablement parce que les apports éoliens ont été plus importants ces années là. Cette fertilité pourrait également être liée aux mouvements verticaux dans la mer d'Alboran (Béthoux, 1981). Le phytoplancton présent dans la couche euphotique montre une variabilité spécifique. Comme le montrent Marty et al., (2002), une succession saisonnière des espèces, relative aux conditions hydrodynamiques et nutritives du milieu, est mise en évidence. Ainsi, les diatomées sont les espèces dominantes en hiver lorsque le mélange des masses d'eau favorise la remontée des sels nutritifs, suivent ensuite les dinoflagellés, alors qu'en période de stratification des eaux, la dominance est aux cyanobactéries et aux prochlorophytes. De même, la disponibilité de tel ou tel sel nutritif contrôle la dominance des espèces présentes comme la croissance des espèces non siliceuses qui se fait lorsque l'apport du Si est limité (Bartoli et al, 2005).

# Chapitre II : Méthotologie

## Introduction

Pour évaluer la pénétration du carbone anthropique dans le bassin algérien, il faudrait pouvoir disposer de mesures fiables et étalonnées par les standards internationaux. Aucune mesure directe des paramètres de TCO<sub>2</sub> et AT n'ont encore été effectuées dans cette région. Par conséquent, nous avons proposé un modèle pour la reconstitution de TCO<sub>2</sub> et AT dans le temps à partir des informations obtenues au cours de différentes campagnes.

Ce modèle fait appel à un grand nombre d'observations réelles et à des extrapolations multi-paramétriques.

Le TCO<sub>2</sub> comprend une part naturelle (échange air-mer, processus de mélange et processus biologique) et une part anthropique (provenant de l'augmentation du CO<sub>2</sub> atmosphérique par la combustion du carbone fossile).

$$\text{TCO}_2 \text{ mes} = \text{TCO}_2 \text{ nat} + \text{TCO}_2 \text{ ant} \quad (22)$$

où :

TCO<sub>2</sub> mes : TCO<sub>2</sub> mesuré

TCO<sub>2</sub> nat : TCO<sub>2</sub> naturel

TCO<sub>2</sub> ant : TCO<sub>2</sub> anthropique

Nous avons utilisé les données obtenues de la campagne METEOR 51/2 qui a couvert l'essentiel du bassin méditerranéen (figure 11).

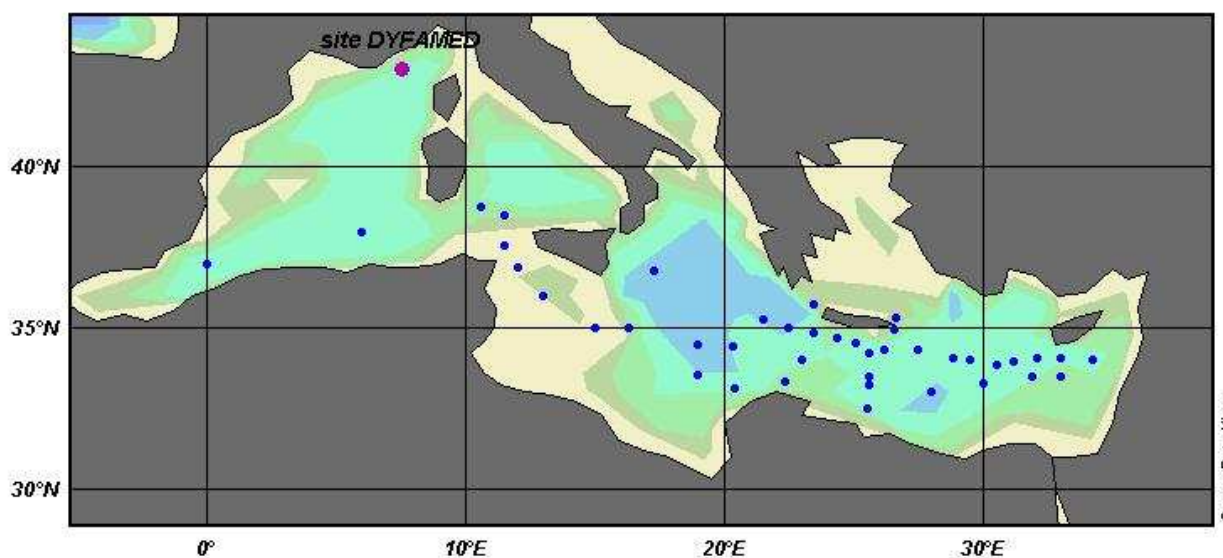
Sur ces données, nous avons tout d'abord déduit du TCO<sub>2</sub> observé la part anthropique et ceci par 3 méthodes. Toutes ces méthodes sous-entendent que le TCO<sub>2</sub> en dessous de la couche de mélange ne varie que par la reminéralisation de la matière organique qui peut être déduite des variations d'oxygène et de la dissolution du carbonate de calcium qui est déduit des variations d'alcalinité totale (laquelle ne varie pas en première approximation par la pénétration du carbone anthropique). Ce qui est modifié d'une méthode à l'autre est une référence dite « pré-industrielle ».

## 2.1. Matériel :

Pour notre travail, nous avons utilisé des données issues de plusieurs campagnes faites en Méditerranée et réalisées dans le cadre de programmes de recherches internationaux :

### 2.1.1. Les données DYFAMED et METEOR 51/2 :

DYFAMED [2], (Dynamique des Flux Atmosphériques en Méditerranée) est un site d'observation fixe situé au Nord-Est de la Méditerranée occidentale (43°25 N- 07°52 E) et mis en place en 1991 dans l'objectif d'étudier les conséquences de la modification du climat sur la mer Méditerranée (figure 11). De nombreux travaux améliorant les connaissances sur les cycles biogéochimiques et le système des carbonates ont pu être réalisés grâce aux observations de cette station (Begovic et Copin-Montegut, 2002, Copin-Montegut et Begovic, 2002, Aît-Ameur, 2007). Nous avons utilisé les données DYFAMED des années, 1998, 1999, et 2000. Les paramètres utilisés sont : la pression (décibar), la température potentielle T (°C), la salinité S, l'oxygène dissous O<sub>2</sub> (μmol/kg), l'alcalinité totale AT (μmol/kg), le carbone inorganique dissous CID (μmol/kg) et le pH.



**Figure 11 : Le Site d'observation DYFAMED et les stations de la campagne METEOR 51/2**

Pour METEOR [3], nous avons utilisé les données de la campagne METEOR-51/2 faite en Octobre-Novembre 2001. Elle comporte T, S, O<sub>2</sub>, AT, CID, 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.

### **2.1.2. Les données MEDAR /MEDATLAS (2002) :**

Ces données sont issues de la base de données la plus complète pour la Méditerranée et la mer noire, rendue disponible en 2002. Elles ont été regroupées et standardisées par l'IOC (Intergovernmental Oceanographic Commission) lors du programme GODAR (Global Ocean Data Archeology and Rescue), elle contient une multitude de paramètres mesurés lors de plusieurs campagnes, les données extraites pour notre travail sont :

- La température (T): en degrés Celcius (°C)
- La salinité (S)
- L'oxygène (O<sub>2</sub>): en ml/l
- Les phosphates (PO<sub>4</sub><sup>-</sup>) : en μmole/l
- Les silicates (SiO<sub>4</sub><sup>-</sup>) : en μmole/l

### **Reconstitution des Climatologie sur le bassin algérien :**

Les données MEDAR/MEDATLAS ont été utilisées par (Nacef, 2006 ; Louanchi et al., 2007 ; Louanchi et al., 2009) pour le découpage de la Méditerranée en 18 zones dont une qui est le bassin algérien comprise entre 35,6° et 39,3° Nord et 1° ouest et 8.4° Est . Ces données ont été traitées de façon à avoir toutes les moyennes de chaque paramètre sur la période s'étalant de 1955 à 1999 pour les profondeurs comprises entre 0 m et 4000 m. Pour le bassin algérien, ces données vont de 0 m à 2500 m.

### **2.1.3. Les données de pCO<sub>2</sub> air :**

Les données de la pression partielle du carbone atmosphérique ont été prises des enregistrements historiques réalisés de façon continue à la station Mauna Loa (Hawaii) depuis 1959 [4], car il s'agit de la station avec les plus anciens enregistrements dans l'hémisphère nord. Elles sont comparables aux données enregistrées aux stations Lampedusa (Méditerranée) et Assekrem (Algérie) du programme VAG (Veille de l'Atmosphère Globale) sur les années 90. Ceci est lié à la rapidité du mélange de l'atmosphère (environ un an).

## **2.2. Méthodes :**

### **2.2.1. Méthodes de calcul du Carbone anthropique:**

Alors que l'invasion du CO<sub>2</sub> anthropique dans les océans a été démontrée depuis longtemps par des observations directes, son estimation a toujours été un défi car le carbone anthropique n'est pas mesurable directement dans l'eau de mer. Différentes méthodes ont vu le jour pour essayer de l'estimer de la façon la plus précise possible.

Cette estimation peut suivre deux stratégies différentes, la première se fait par la surveillance continue du système du carbone dans l'océan qui révélerait l'augmentation de la concentration au fil du temps. Cependant il est sujet à de larges variabilités spatiale et temporelle dues aux changements de la température, de l'activité biologique et de la circulation océanique. De ce fait, la tendance du signal anthropique n'est pas forcément directement observable. De plus, cette stratégie demande une grande fréquence d'échantillonnage ce qui est difficile aux échelles spatio-temporelles considérées.

La deuxième stratégie repose sur les estimations directes. [Brewer et al, \(1978\)](#), [Chen and Millero, \(1979\)](#), [Chen, \(1982\)](#), et [Chen et al., \(1982\)](#) ont été les premiers à montrer que le CO<sub>2</sub> anthropique dans l'océan, en dessous de la couche de mélange, peut être estimé par la correction du carbone - mesuré dans l'échantillon d'eau de mer - des changements encourus lors de la reminéralisation de la matière organique et la dissolution des carbonates de calcium depuis qu'il a perdu le contact avec la surface et en soustrayant le carbone préformé préindustriel. Ces méthodes ont été critiquées à cause notamment de la non prise en charge des effets du mélange océanique ([Shiller, 1981](#)). Depuis, des modifications sur ces méthodes ont été apportées donnant naissance à de nouvelles approches.

Deux méthodes sont utilisées dans notre travail : la méthode TrOCA ([Touratier et al., 2007](#)) et la méthode de Gruber ([Gruber et al., 1996](#)) dite  $\Delta C^*$ .

La méthode TrOCA a été appliquée dans tout l'océan Atlantique ([Touratier and Goyet, 2004b](#)), dans le Golfe de Cadiz ([Aït Ameer and Goyet, 2006](#)), dans la mer de Ross ([Sandrini et al., 2007](#)), dans l'Atlantique tropical ([Touratier et al 2005](#)) et à DYFAMED ([Aït-Ameer, 2007](#)). Pour la méthode de Gruber, elle a été appliquée dans tous les océans du globe. Elles sont aussi souvent utilisées ensemble dans le but de comparer les résultats obtenus ([Lo Monaco et al., 2005b](#) ; [Huertas et al, 2009](#) ; [Alvarès et al, 2009](#))

### **2.2.1.1. La méthode TrOCA :**

Cette méthode se base sur l'hypothèse qu'en dessous de la couche de mélange, le TCO<sub>2</sub> varie avec l'oxydation de la matière organique (respiration) et la dissolution des carbonates de calcium. Elle a été développée par [Touratier and Goyet, \(2004a\)](#) et repose sur la traceur quasi-conservatif TrOCA, (Traceur Combinant Oxygène, Carbone inorganique et Alcalinité).

Partant du paramètre du carbone inorganique dissous ; DIC ou TCO<sub>2</sub>

$$TCO_2 = [C/O_2].O_2 + \frac{1}{2} [AT + [N/O_2].O_2] \quad (23)$$

Où : C/O<sub>2</sub> et N/O<sub>2</sub> sont les rapports élémentaires dans l'océan

En arrangeant cette équation, [Touratier et Goyet, \(2004a\)](#), sont arrivés à la définition du traceur TrOCA, en choisissant les rapports élémentaires de [Kortzinger \(2001\)](#).

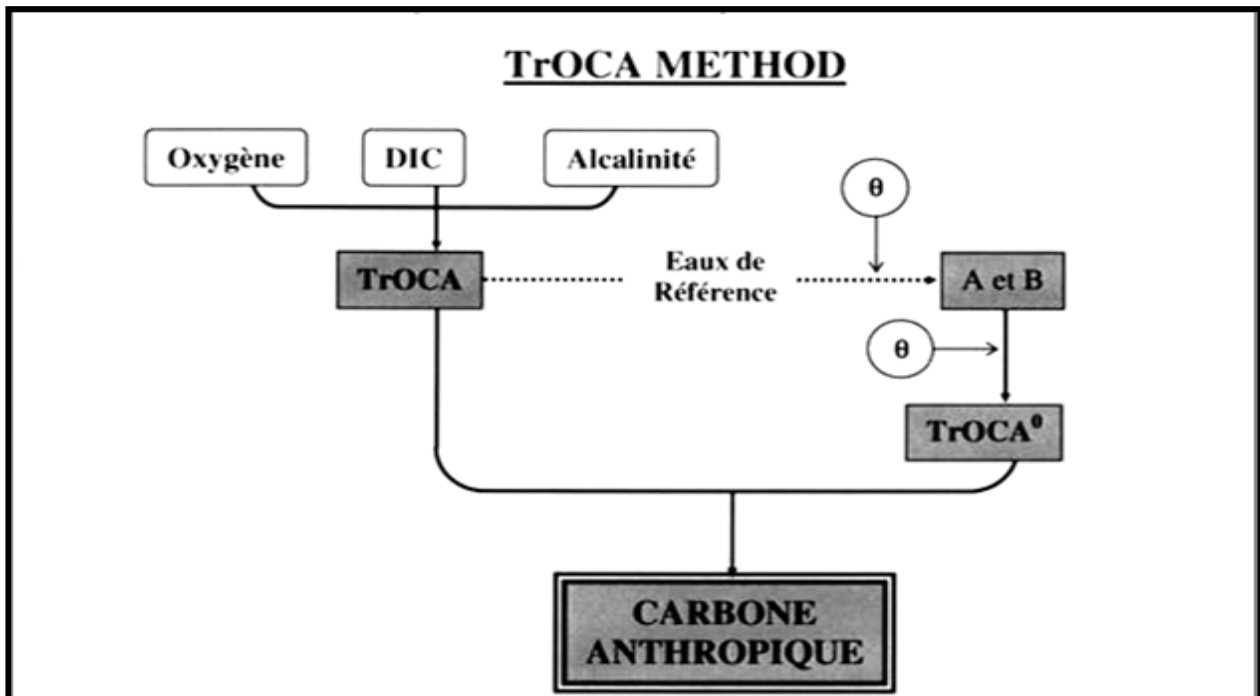
$$\text{TrOCA} = \text{O}_2 + \frac{165}{131,5} [\text{TCO}_2 - \frac{1}{2} \text{AT}] \quad (24)$$

$$\text{TrOCA} = \text{O}_2 + 1,2 \text{TCO}_2 - 0,6\text{AT} \quad (25)$$

Le  $\text{CO}_2$  anthropique est le résultat de la différence entre  $\text{TCO}_2$  et  $\text{TCO}_2^\circ$

$$C_{\text{ant}} = \text{TCO}_2 - \text{TCO}_2^\circ = \frac{(\text{TrOCA} - \text{TrOCA}^\circ)}{1,2} \quad (26)$$

Où  $\text{TCO}_2^\circ$  est le carbone inorganique dissous à la période pré-industrielle



**Figure 12 : Schéma illustrant le principe de la méthode TrOCA ([Lo Monaco, 2006](#))**

Donc, pour calculer le  $\text{CO}_2$  anthropique, il nous faut obligatoirement connaître le  $\text{TrOCA}^\circ$ . [Touratier and Goyet \(2004b\)](#), démontrent qu'il existe une relation intéressante entre le TrOCA et la température potentielle, montrant une diminution de TrOCA avec l'augmentation de la température potentielle (figure 13). Ceci est expliqué par la contribution du  $\text{TCO}_2$  dans l'équation (25) dont la concentration augmente avec la profondeur ou la diminution de la température. Ceci est également valable pour le  $\text{TrOCA}^\circ$ , en mettant des valeurs exemptes de  $\text{CO}_2$  anthropique. Dans le cas de l'Atlantique, [Touratier and Goyet \(2004b\)](#) ont pris comme eaux de référence des eaux qui se sont formées il y a plus de 200 ans.

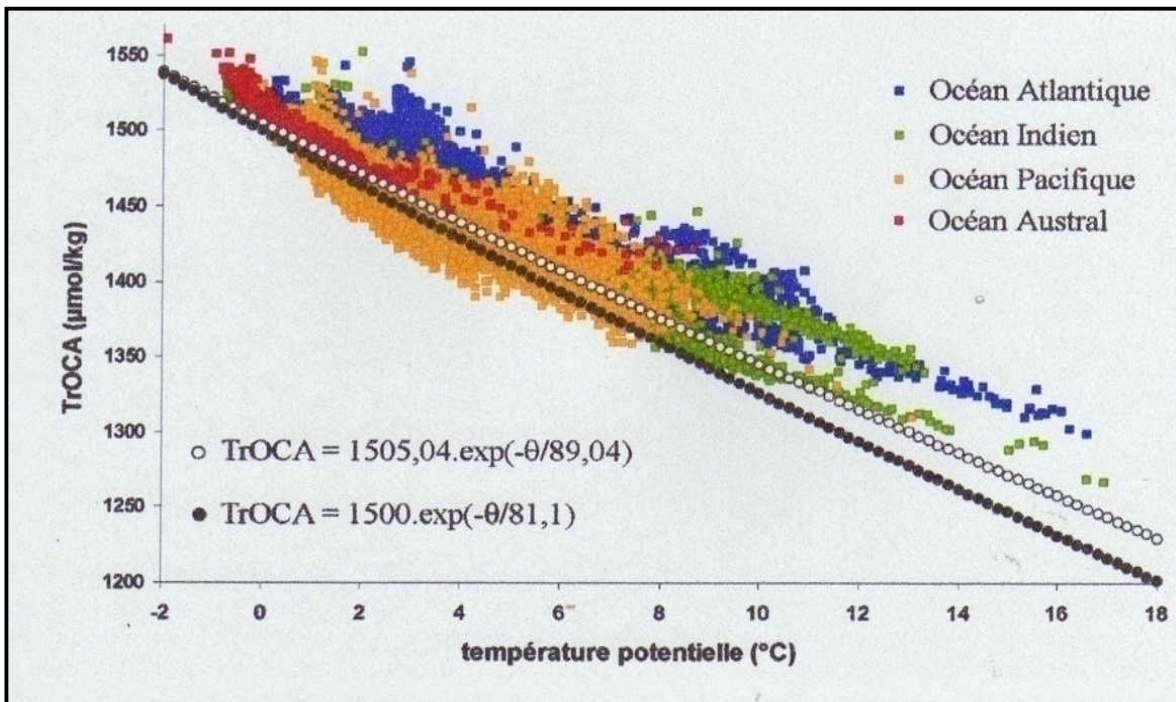


Figure 13 : Le traceur TrOCA en fonction de la température potentielle (Lo Monaco, 2006)

En utilisant les données de DIC, AT, O<sub>2</sub>, et la température potentielle prélevées dans les eaux profondes de l'Atlantique sud (20°S-40°S), ils ont obtenu le TrOCA° suivant :

$$\text{TrOCA}^\circ = [1505,04] \exp(-\theta/89,04) \quad (27)$$

Pour TrOCA° de la mer Méditerranée, étant données les caractéristiques particulières du bassin et le taux de renouvellement de ses eaux qui est d'environ 100 ans, il n'y a alors pas d'eau non contaminée par le carbone anthropique. Nous avons donc utilisé deux méthodes pour la détermination de TrOCA°, la première est celle proposée par Touratier et al, (2007) en correctif de la première. Dans cette approche, TrOCA° n'est pas seulement une fonction de la température potentielle mais aussi de l'alcalinité.

$$\text{TrOCA}^\circ = e \left[ \frac{b+c\theta+d}{AT^2} \right] \quad (28)$$

Avec :

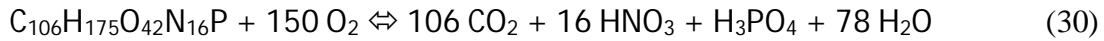
θ : Température potentielle.

AT : Alcalinité totale.

Les coefficients b, c et d de l'équation de régression multiparamétrique ont été déterminés aux moindres carrés et ont fourni les valeurs suivantes : b = 7.511 ; c = -1.087 x 10<sup>-2</sup> ; d = -7.81 x 10<sup>5</sup>  
TrOCA, selon cette méthode devient alors :

$$\text{TrOCA} = \text{O}_2 + 1,279 [\text{TCO}_2 - 0,5\text{AT}] \quad (29)$$

La deuxième est une adaptation à la mer Méditerranée pour les eaux de référence que nous proposons, et qui est dérivée de l'option de [Chen and Millero, \(1979\)](#). Nous avons commencé par modifier la formule de TrOCA en remplaçant les coefficients stœchiométriques dans la formule initiale de TrOCA, par ceux 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 :



De même, le rapport N/P de la Méditerranée est de 20, ce qui nous donne :

$$TCO_2 = [106/150].O_2 + \frac{1}{2} (AT + [20/150].O_2) \quad (31)$$

Et :

$$TrOCA = O_2 + 1,29 TCO_2 - 0,645AT \quad (32)$$

TrOCA caractérise les différentes masses d'eaux et il augmente avec l'augmentation du CO<sub>2</sub> anthropique. Il est donc possible de définir le traceur conservatif TrOCA° de l'ère préindustrielle de la même manière:

$$TrOCA^\circ = O_2^\circ + 1,29 TCO_2^\circ - 0,645 AT^\circ \quad (33)$$

Où :

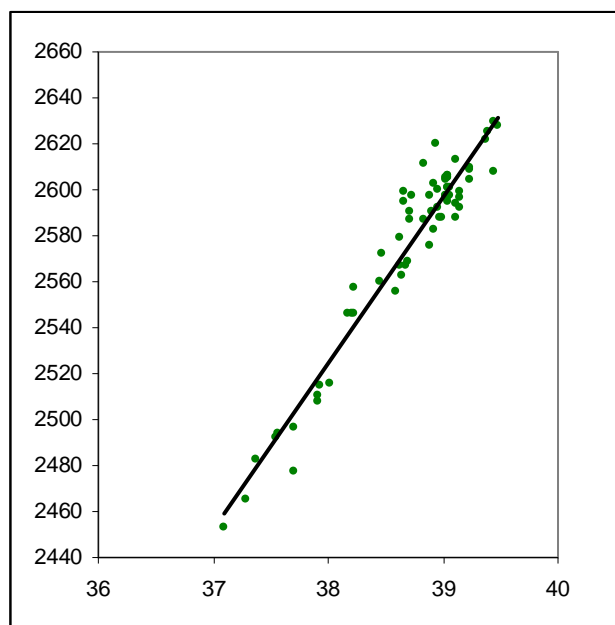
O<sub>2</sub><sup>°</sup>, AT<sup>°</sup>, et TCO<sub>2</sub><sup>°</sup> sont les concentrations préindustrielles (ou préformées) de ces paramètres.

O<sub>2</sub><sup>°</sup> a été considéré comme l'oxygène à saturation, c'est-à-dire la solubilité de l'oxygène et ceci car les activités humaines n'ont pas d'influence sur l'oxygène en première approximation.

AT<sup>°</sup> a été calculée par une équation en fonction de la salinité, établie à partir des données de surface (entre 0 et 200 m de profondeur) de la campagne METEOR51/2 pour l'ensemble de la Méditerranée (figure 14). Ceci est justifié par le fait que les eaux préindustrielles étaient à l'équilibre avec l'air en CO<sub>2</sub> et que les eaux profondes se forment par plongée des eaux de surface.

$$AT^\circ = 72,822 * S - 243,04 \quad (R^2=0,93 ; n= 69) \quad (34)$$

TCO<sub>2</sub><sup>°</sup> a été calculé en utilisant S, θ, TA<sup>°</sup> comme données de bases pour le calcul à une pCO<sub>2</sub> de 280 ppm correspondant à l'équilibre existant entre l'air et l'eau à la période préindustrielle, et en choisissant les polynômes de [Mehrbach, \(1973\)](#) (in [Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001](#)), pour le calcul de K<sub>1</sub> et K<sub>2</sub> (annexes 1 et 2)



**Figure 14 : Relation entre l'Alcalinité et la salinité d'après les données de surface de la campagne METEOR 51/2**

### 2.2.1.2.Méthode de Gruber :

Cette méthode est dérivée de la méthode de Chen and Millero (1979) et présentée en figure 15. Gruber et al, (1996) définissent le carbone anthropique comme étant la différence entre deux traceurs dont l'un quasi – conservatif.

$$C_{anth} = \Delta C^* - \Delta C^{Dés} \quad (35)$$

Où

$\Delta C^*$  : représente la différence entre le CID observé et le CID d'une eau de mer à l'équilibre avec l'air préindustriel (à 280 ppm). Comme dans Chen and Millero (1979), on lui soustrait la part de carbone provenant de la reminéralisation de la matière organique et la part de la dissolution des  $CaCO_3$ .

$\Delta C^{Dés}$  : prend en compte le fait que certaines masses d'eaux, au moment où elles ont quitté la surface, étaient à l'équilibre, non pas avec l'air pré-industriel mais avec l'air d'un temps t correspondant à l'âge de la masse d'eau.

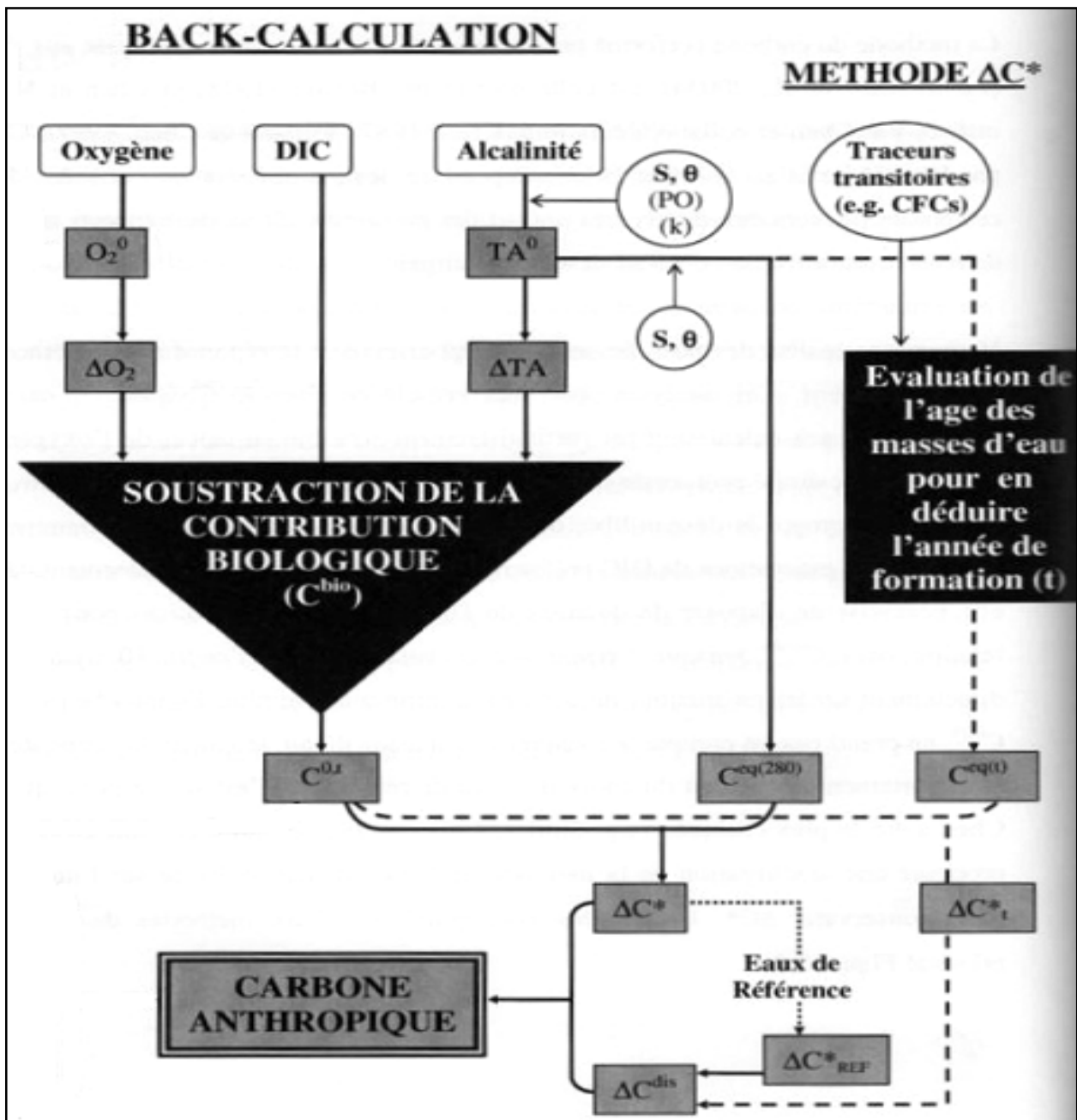


Figure 15: Schéma illustrant le principe de la méthode de Gruber, 1996 (d'après Lo Monaco, 2006)

### Le traceur quasi- conservatif $\Delta C^*$ :

Le traceur conservatif  $\Delta C^*$  est calculé comme suit :

$$\Delta C^* = C_{ID} - C^{bio} - C^{eq(280)} \quad (36)$$

Où :

$C_{ID}$  : le carbone inorganique dissous mesuré.

$C^{bio}$  : contribution biologique

$C^{eq(280)}$  :  $C_{ID}$  à l'équilibre avec l'air pré-industriel à 280  $\mu\text{atm}$ .

Gruber et al, (1996) ont démontré que  $\Delta C^*$  augmente depuis la révolution industrielle mais est conservé au cours des processus de mélanges c'est pour ça qu'il est dit quasi- conservatif.

### Contribution biologique :

Le terme de la contribution biologique fait intervenir les mesures de l'oxygène dissous et de l'alcalinité totale ainsi que les rapports molaires d'Anderson, (1995). Ceci est expliqué par le fait qu'en dehors de la couche de productivité océanique de surface, les processus biologiques contrôlant les variations de CID sont la dissolution/formation de carbonate de calcium (équation 14) et la minéralisation de la matière organique (équation 30).

Lorsque la dissolution des éléments carbonatés (tests et coquilles calcaires) se produit la libération de  $Ca^{2+}$  et  $CO_3^{2-}$  induit une augmentation du CID et une augmentation du double en alcalinité ( $\Delta CID_{CaCO_3} = \frac{1}{2} \cdot \Delta TA_{CaCO_3}$ ).

Le CID généré par la reminéralisation de la matière organique est déduit des rapports molaires en utilisant la consommation de l'oxygène ( $\Delta CID = \frac{106}{-150} \cdot \Delta O_2$ )

De même, le transfert des ions  $HPO_4^{2-}$  et  $H^+$  lors des processus de photosynthèse, respiration et reminéralisation de la matière organique induit une variation de l'alcalinité. Il est proportionnel au changement de la concentration des nitrates qui est à son tour proportionnel au changement de l'oxygène par le rapport élémentaire N/O<sub>2</sub> ( $\Delta AT = \frac{16}{-150} \cdot \Delta O_2$ ) (Brewer, 1978, Gruber et al, 1996).

Nous avons choisi un rapport N/P de 20 plus représentatif des conditions méditerranéennes. Ainsi la contribution biologique totale s'écrira :

$$C^{bio} = 0,5 \cdot \Delta TA - (C/O_2 + 0,5 \cdot N/O_2) \cdot \Delta O_2 \quad (37)$$

$\Delta TA$  : la variation d'alcalinité par la dissolution des carbonates de calcium et la reminéralisation de la matière organique.

$\Delta O_2$  : la variation en oxygène due à la reminéralisation de la matière organique

En posant l'hypothèse que l'océan opère à l'état stationnaire, c'est-à-dire que les processus physiques et biogéochimiques restent constants,  $\Delta TA$  et  $\Delta O_2$  peuvent être déterminés par la différence entre la concentration mesurée (TA et O<sub>2</sub>) et la concentration préformée (TA° et O<sub>2</sub>°)

$$\Delta TA = AT - AT^\circ \quad (38)$$

$$\Delta O_2 = O_2^\circ - O_2 \quad (39)$$

### **Détermination du CID à l'équilibre ( $C^{\text{éq}(280)}$ ) :**

Le CID à l'équilibre,  $C^{\text{éq}(280)}$ , a été déterminé en fonction de la température, de la salinité et de l'alcalinité, pour une  $pCO_2$  de l'eau de mer de 280  $\mu\text{atm}$  à l'aide des constantes  $K_1$ ,  $K_2$ , de Mehrbach, (1973) révisés par Dickson et Millero, (1995) ( in Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001).

### **Détermination de l'oxygène et de l'alcalinité préformés ( $O_2^\circ$ et $AT^\circ$ )**

L'estimation de l'alcalinité préformée et de l'oxygène préformée obéit à la même procédure que pour la méthode TrOCA en utilisant pour  $AT^\circ$  l'équation 34 et pour  $O_2^\circ$  l'oxygène à saturation. Par suite :

$$\Delta O_2 = O_2^\circ - O_2 \text{ mesuré} = \text{UAO} \quad (40)$$

où  $O_2^\circ$  = Oxygène à saturation déterminée par la formule de la solubilité de l'oxygène (Oudot, 1990) (annexe 3)

UAO est l'utilisation apparente de l'oxygène

### **Le terme du déséquilibre $\Delta C^{\text{dés}}$ :**

Le carbone anthropique est calculé en corrigeant  $C^{\text{éq}(280)}$  par le déséquilibre air-mer de  $CO_2$  ( $\Delta C^{\text{dés}}$ ). Ce déséquilibre est expliqué par le fait que les masses d'eaux n'ayant pas le même âge, n'ont pas été à l'équilibre avec l'air préindustriel forcément mais avec un air plus récent lorsqu'elles ont plongé.

$$C^{\text{ant}} = \text{CID} - C^{\text{bio}} - C^{\text{éq}(280)} - \Delta C^{\text{dés}} \quad (41)$$

On fait ici l'hypothèse que le déséquilibre air-mer est constant le long d'une isopycne mais change d'une masse d'eau à l'autre, c'est pour cette raison que  $\Delta C^{\text{dés}}$  est calculé le long d'une surface isopycnale (ou au sein d'une même masse d'eau) de la façon suivante :

$$\Delta C^{\text{dés}} = \text{CID} - C^{\text{bio}} - C^{\text{éq}(t)} \quad (42)$$

### **Détermination du terme d'équilibre au temps t, $C^{\text{éq}(t)}$ :**

Pour les eaux peu profondes, où toutes les eaux ont été contaminées par le  $CO_2$  anthropique, le terme du déséquilibre est calculé en utilisant l'âge des eaux, si l'âge de la masse d'eau est connu, la concentration de carbone à l'équilibre avec le  $CO_2$  atmosphérique au temps où la parcelle

d'eau a quitté la surface ( $C^{eq(t)}$ ) peut être calculé à partir de T, S et  $AT^\circ$  avec une  $pCO_2$  de l'eau de mer d'équilibre avec l'air au temps t. Cette dernière peut être connue si le temps t est connu à partir de l'âge des masses d'eau, en se basant sur les enregistrements historiques de la pression partielle de  $CO_2$  atmosphérique.

### **2.2.1.3. Détermination du Carbone anthropique au sein de la couche de mélange :**

Jusqu'ici, le carbone anthropique dans l'océan a été seulement calculé au dessous de la couche de mélange. Pour cette dernière, prise entre 0 et 200 m, nous avons essayé une nouvelle approche, reposant sur le facteur de Revelle ( $\beta$ ), ce facteur traduit le changement de la concentration du  $CO_2$  total dans l'eau de mer en réponse à l'augmentation de la pression atmosphérique du gaz carbonique.

$$\beta = (\Delta pCO_{2air} / pCO_{2air}) / (\Delta TCO_{2eau} / TCO_{2eau}) \quad (43)$$

Ce qui nous donne :

$$\Delta TCO_2 = TCO_2 \text{ eau} / (\beta \cdot \Delta pCO_{2air} / pCO_{2air}) \quad (44)$$

$TCO_2 \text{ eau}$  :  $TCO_2$  mesuré dans la couche de mélange.

$pCO_2^{air}$  :  $pCO_2^{air}_{2001}$ , qui correspond à la pression partielle dans l'air au moment de la campagne METEOR 51/2 en 2001.

$\Delta pCO_2^{air}$  :  $pCO_2_{2001} - pCO_2_{1750}$ , qui correspond à la différence de pressions partielles de  $CO_2$  dans l'air entre l'année 2001 et l'ère préindustrielle (280 ppm).

$\beta$  est le facteur de Revelle dépendant de la température et variant autour d'une valeur de 10 pour la Méditerranée. Il signifie qu'il faudrait 10 fois plus de temps au  $TCO_2$  pour augmenter dans l'eau que la  $pCO_2$  augmente dans l'atmosphère.

En considérant en équilibre l'eau avec l'air et en prenant comme référence l'ère préindustrielle, où  $pCO_2$  était égale à 280 ppm, nous pouvons considérer que dans ce cas,  $\Delta TCO_2$  calculée en (44) est égale au carbone anthropique.

### **2.2.2. Traitement des données METEOR 51/2 :**

Les données METEOR 51/2 ont été utilisées afin de :

- Définir l'âge des masses d'eaux répertoriées au cours de la campagne.
- Appliquer les trois méthodes de calcul de Canth aux données de cette campagne.

- Déduire les trois CID naturels ainsi obtenus pour calculer trois régressions linéaires multiparamétriques en fonction de la température (T), de la salinité (S) et de l'utilisation apparente de l'oxygène (UAO).

De telles relations liant le CID aux trois autres paramètres ont pu être déterminées dans différentes parties de l'océan (Goyet et Davis, 1997).

$$\text{CID}_{\text{nat}} = \alpha + \beta \cdot \text{UAO} + \gamma \cdot T + \delta \cdot S \quad (45)$$

Où  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  et  $\delta$  sont les coefficients de la relation de régression multiparamétrique définis par la méthode aux moindres carrés.

Comme chaque méthode de calcul de  $C_{\text{anth}}$  donne des résultats différents, les  $\text{CID}_{\text{nat}}$  seront aussi différents, puisque :

$$\text{CID}_{\text{nat}} = \text{CID}_{\text{obs}} - C_{\text{anth}} \quad (46)$$

Les principales masses d'eau méditerranéennes synthétisées en tableau 2 par Nacef (2006), définissent les eaux types nécessitant d'être datées. Cette étape est indispensable à l'application de la méthode Gruber et al. (1996) qui se base sur l'âge de chaque masse d'eau.

La reconstitution de l'âge des masses d'eau est faite à partir du couple Tritium/Hélium (Jenkins, 1987). L'Hélium en excès ( $\Delta^3\text{He}$ ) est produit par la désintégration du tritium ( $^3\text{H}$ ) en Hélium 3 ( $^3\text{He}$ ) selon la réaction suivante :  $^3\text{H} \rightarrow ^3\text{He} + e^-$ . Selon Jenkins (1987), il peut être déduit de la relation suivante :

$$\Delta^3\text{He (TU)} = 4,021 \times 10^{14} [C (R_M - R_A) + C \times R_A (1 - \alpha)] / (1 - S/1000) \quad (47)$$

Où C : Concentration de l'Hélium total mesuré,

$C^*$  : Solubilité de l'hélium dépendant de T et S (annexe 4),

$R_M$  : le rapport isotopique  $^3\text{He}/^4\text{He}$  mesuré dans l'eau de mer,

$R_A$  : le rapport isotopique  $^3\text{He}/^4\text{He}$  atmosphérique qui est une référence de  $1,384 \cdot 10^{-6}$ .

$\alpha$  : effet de la solubilité isotopique,

S : la salinité.

Par la nature même de leur filiation radioactive, le couple des traceurs tritium/hélium-3, en l'absence d'hélium-3 hydrothermal, constitue un outil de choix pour accéder à l'âge d'une parcelle d'eau, c'est-à-dire au temps écoulé entre la date où elle a quitté la surface de l'océan et la date du prélèvement

$$\tau = \lambda^{-1} \ln (1 + \Delta^3\text{He} / [^3\text{H}]) \quad (48)$$

$\Delta^3\text{He}$  et  $[\text{}^3\text{H}]$  sont les concentrations respectives d'hélium-3 en excès et de tritium dans la parcelle d'eau considérée.

### 2.2.3. Vérification de la méthode sur les données DYFAMED :

- **Calcul du carbone anthropique au sein de la couche de mélange :**

Le carbone anthropique a été calculé comme étant la variation entre le CID considéré en équilibre avec l'atmosphère actuelle et le CID de l'atmosphère préindustrielle (280 ppm) en utilisant le facteur de Revelle :

Pour des raisons pratiques, nous associerons les indices « 1 » aux résultats déduits de la méthode TrOCA adaptée à la Méditerranée et dérivée de la méthode de [Chen et Millero, \(1979\)](#), « 2 » à ceux de la méthode TrOCA de [Touratier et al., \(2007\)](#) et « 3 » à ceux de la méthode [Gruber, \(1996\)](#) dans la suite du document.

$$\Delta\text{CID}_1 = (\text{Cnat}_1/10.) \cdot ((p\text{CO}_2^{\text{air}} - 280.)/280.) \quad (49)$$

$$\Delta\text{CID}_2 = (\text{Cnat}_2/10.) \cdot ((p\text{CO}_2^{\text{air}} - 280.)/280.) \quad (50)$$

$$\Delta\text{CID}_3 = (\text{Cnat}_3/10.) \cdot ((p\text{CO}_2^{\text{air}} - 280.)/280.) \quad (51)$$

Le CID est alors :

$$\text{CID}_1 = \Delta\text{CID}_1 + \text{Cnat}_1 \quad (52)$$

$$\text{CID}_2 = \Delta\text{CID}_2 + \text{Cnat}_2 \quad (53)$$

$$\text{CID}_3 = \Delta\text{CID}_3 + \text{Cnat}_3 \quad (54)$$

- **calcul du carbone anthropique au dessous de la couche de mélange**

Pour les couches au dessous de la couche de mélange, celui-ci est calculé comme étant la différence entre le carbone total à l'équilibre avec l'atmosphère préindustrielle et l'atmosphère au moment où la parcelle d'eau quitte la surface, celle-ci est déterminée à partir de l'âge de la masse d'eau :

$$\text{Canth} = \text{CID}_1 (p\text{CO}_2 (t)) - \text{CID}_1 (280\text{ppm}) \quad (55)$$

## 2.2.4. Reconstitution de TCO<sub>2</sub> dans le bassin algérien

En partant de l'hypothèse que le renouvellement des eaux en Méditerranée se fait à la même vitesse et donc que les eaux ont toujours le même âge dans le bassin algérien, on déduit alors 3 carbones naturels des polynômes dérivés des données de METEOR51/2.

Le carbone anthropique est calculé de la même manière que pour la vérification au site DYFAMED.

Toutefois, nous disposons de données T, S, O<sub>2</sub> nous permettant de reconstituer, la carbone naturel (TCO<sub>2</sub><sub>nat</sub>) de 1957 à 1999. Cela nous permet d'analyser les variations décennales de CO<sub>2</sub> dans le bassin algérien.

**Tableau 2 : caractéristiques physico-chimiques des masses d'eau méditerranéennes (Nacef, 2006)**

Masses d'eau	Nom en Anglais	Abréviation	Températures (C°)	Salinité
Eau profonde de l'Adriatique. Formée dans le sud de l'Adriatique est connue par SAWD. C'est une composante principale de l'EMDW.	Adriatic Deep Water	ADW	13,3	38,7
Eau de surface de l'Adriatique influencée par l'eau de la rivière Pô	Adriatic Surface Water	ASW	11,0	38,3
Eau de surface d'origine Atlantique. Connue par MAW, NAW...etc	Atlantique Water	AW	15,4	36,15
Eau de surface originaire de la mer noire	Black Sea Water	BSW	26,0	34,6
Eau intermédiaire de Crête	Cretan Intermediaire Water	CIW	14,5	38,9
Eau profonde de Crête. Impliquée récemment dans EMDW et indiquée aussi sous CSOW	Cretan Deep Water	CDW	14,9	38,8
Eau profonde de la méditerranée Est. Formée au sud de la mer Adriatique	Eastern Mediterranean Deep Water	EMDW	13,6	38,7
Eau débordée de la Méditerranée Est. Appelée Parfois AIW ou tEMDW au détroit de la Sicile	Eastern Mediterranean overflow water	EOW	14,0 à 23,0	37,5
Eau profonde du bassin Levantin. Formée dans le nord-ouest de ce bassin	Levantine Deep water	LDW	14,9	38,9
Eau intermédiaire du bassin levantin	Levantine Intermediate Water	LIW	14,0 à 15,0	39,1
Eau de surface du bassin levantin	Levantine surface Water	LSW	16,0 à 26,0	39,0
Eau de sub-surface à la sortie de la Méditerranée (Détroit de Gibraltar) ou Eau Méditerranéennes lorsqu'elle entre dans l'Atlantique (MW)	Mediterranean outflow Water	MOW	13	38,4
Eau profonde de l'Adriatique nord. Connue par NADW	North Adriatic Deep Water	NADDW	2,0 à 3,0	35,0
Eau profonde de la mer Tyrrénienne	Tyrrhenian Deep Water	TDW	13,8	38,7
Eau intermédiaire de la Méditerranée ouest. C'est l'eau intermédiaire d'hiver dans le bassin ouest	Western Mediterranean Intermediate Water	WIW	12,5 à 13,0	38,0
Eau profonde de la Méditerranée ouest.	Western Mediteranean Deep Water	WMDW	12,8	38,5

### 2.2.5. Prévisions pour l'an 2100 :

Nous avons voulu faire des prévisions pour l'an 2100 pour 2 scénarios de l'IPCC (Intergovernmental Panel of Climate Change) (Orr et al., 2005), et ceci, en se basant sur les observations enregistrées durant ce siècle sur la température, la salinité, et  $PCO_2$  dans l'air.

La température, et la salinité selon Béthoux, (1999), ont augmenté de  $0,3^\circ C / 100$  ans et de  $0,1$  psu / 100 ans pour la salinité. Nous utilisons le même taux d'augmentation pour le siècle suivant dans nos calculs prévisionnels.

Les scénarios sont les suivants :

Le 1<sup>er</sup> est dans le cas où aucune mesure n'est prise pour la diminution des émissions de  $CO_2$  dans l'air, c'est le scénario IS92a (BAU pour Business as usual), dans ce cas  $PCO_2$  serait égale à 788 ppm.

Le 2<sup>ème</sup>, est dans le cas où des mesures sont prises pour la diminution des émissions de  $CO_2$  dans l'air, c'est le scénario S650, dans ce cas la pression partielle serait égale à 563 ppm.

Le but de cette prévision est surtout d'analyser l'évolution du pH et des saturations en  $CaCO_3$  auxquelles on devrait s'attendre d'ici la fin du siècle dans le bassin algérien.

# Chapitre III : Résultats et discussion

## 3.1. Résultats de l'analyse des données METEOR 51/2:

### 3.1.1. Présentation des données :

La figure (16) montre les données utilisées dans cette étape. Pour ce qui est de la température, en surface, les valeurs les plus fortes se trouvent dans le bassin Est, et les valeurs les plus faibles se trouvent dans le bassin Ouest du fait de la pénétration en surface de l'eau atlantique plus froide. En profondeur, les températures sont du même ordre de grandeur pour les deux bassins (16a).

De même, les salinités les plus fortes se trouvent dans le bassin Est et les valeurs les plus faibles dans le bassin Ouest, l'eau atlantique moins salée que l'eau méditerranéenne influence l'eau du bassin Ouest, (16b).

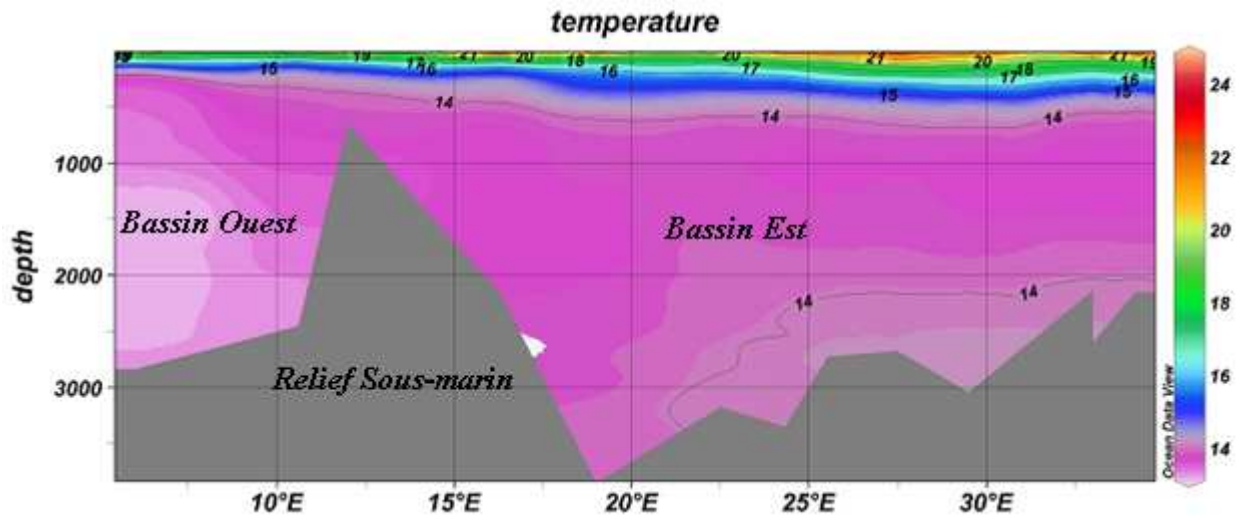
L'UAO (16c) montre une augmentation en fonction de la profondeur, les valeurs maximums se trouvent dans les profondeurs intermédiaires là où la décomposition de la matière organique est à son maximum, c'est-à-dire où les valeurs CID sont aussi à leur maximum (16d), ceci pourrait aussi traduire une eau plus vieille, en effet, plus l'UAO est forte plus l'eau est vieille.

L'alcalinité, linéairement corrélée avec la salinité, montre un profil semblable à celle-ci (figure 16e)

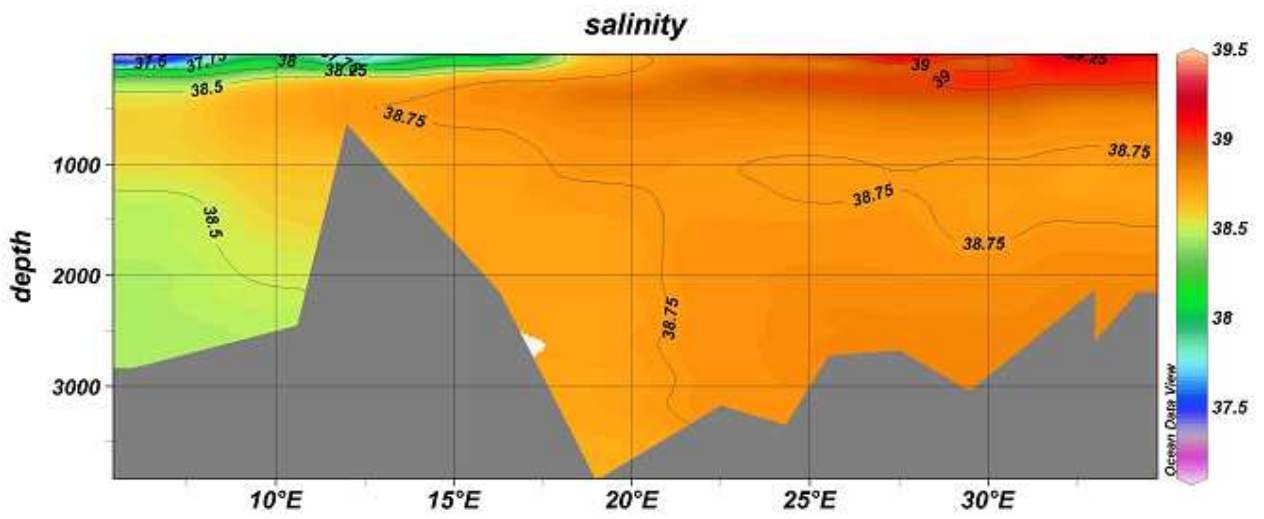
Enfin le diagramme  $\theta/S$ , (16f) nous permet d'identifier les masses d'eau présentes dans toute la colonne à partir des caractéristiques physico-chimiques des eaux types. Ainsi, de la surface au fond, on peut reconnaître :

- L'eau atlantique modifiée (MAW)
- L'eau de surface du bassin levantin (LSW) et l'eau de surface originaire de la mer noire (BSW).
- L'eau intermédiaire de Crête (CIW).
- L'eau intermédiaire du bassin levantin (LIW).
- L'eau profonde de la Méditerranée Est (EWDW).
- L'eau profonde de Crête (CDW).
- L'eau dense Tyrrhénienne (TDW).
- L'eau profonde de la Méditerranée ouest (WMDW).

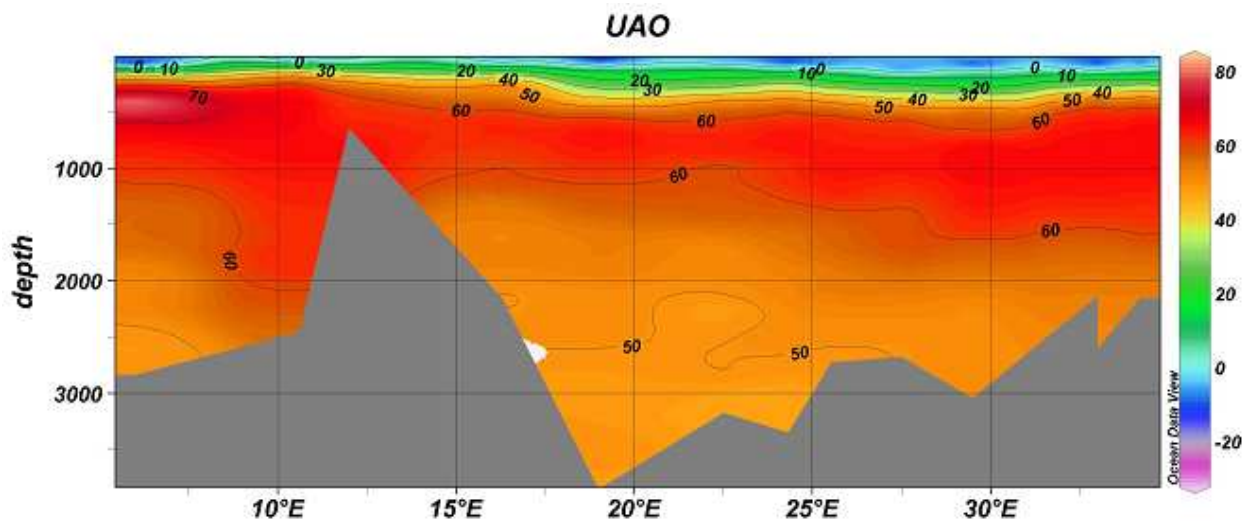
a)



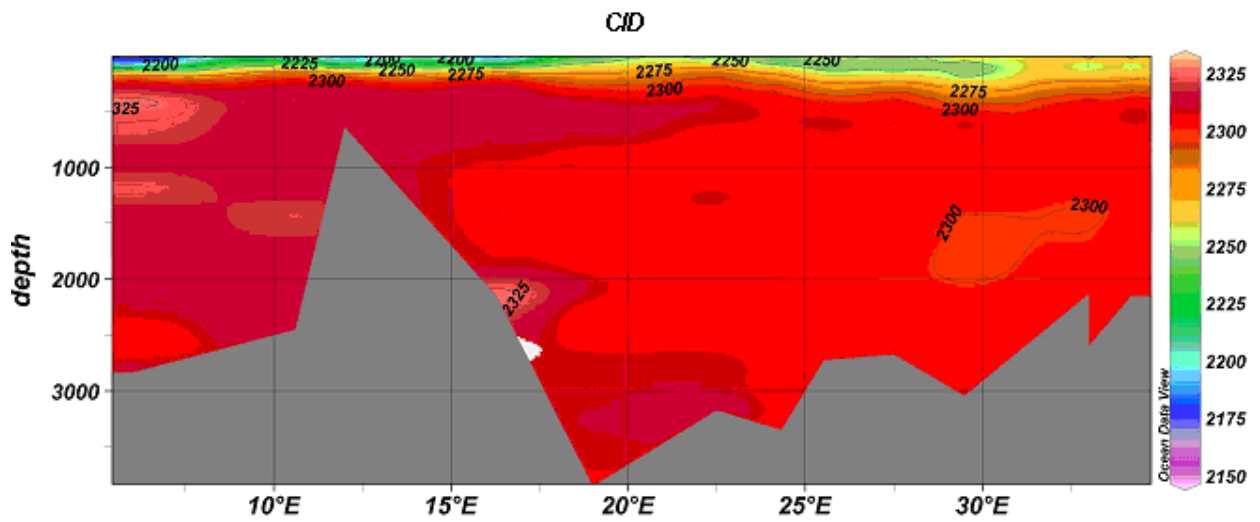
b)



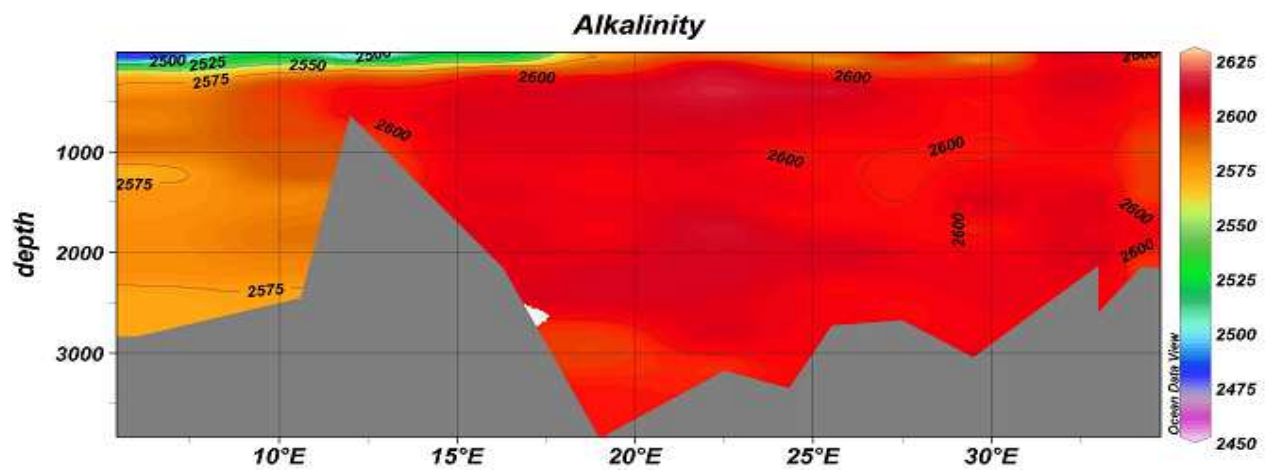
c)



d)



e)



f)

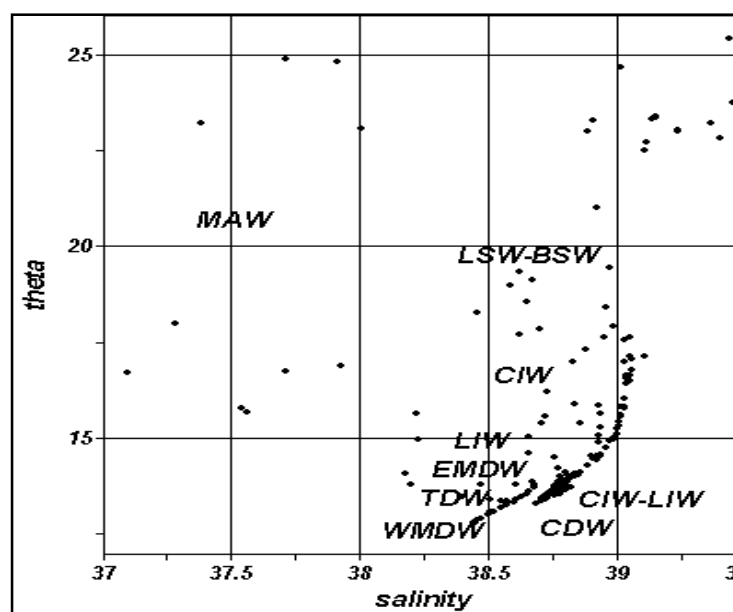


Figure 16 : Climatologies des données METEOR51/2, a) salinité ; b) température ; c) UAO, d) Alcalinité totale, e) CID, f) Diagrammes température potentielle ( $\theta$ )-S.

### 3.1.2. Age des eaux selon le couple Tritium/Hélium :

Dans cette étape, nous avons déterminé l'âge des principales masses d'eaux défini par la méthode basée sur le couple T/He. Cette reconstitution nous a permis d'avoir le pCO<sub>2</sub> de chaque masse d'eau au moment où elle a quitté la surface à partir de l'âge qui lui a été attribué.

Les résultats obtenus montrent tout de même quelques incohérences à savoir : l'âge de la WMDW qui se trouve être le plus grand des masses d'eaux du bassin méditerranéen. En effet les masses d'eau du bassin occidental devraient être plus jeunes que celles du bassin oriental, celles-ci se trouvant à des profondeurs de plus de 5000 m, elles sont isolées de la surface et ont donc un taux de renouvellement plus long. Cela étant dit, le manque de données sur les traceurs d'âge à ces niveaux de profondeurs pourrait expliquer cette incohérence.

**Tableau 3 : les masses d'eau définies à partir des données METEOR51/2**

Bassin	Type d'eau	Gamme de profondeur	Gamme de densité réduite $\sigma$	Gamme d'Age	Température	Salinité moyenne	Nom de la masse d'eau
Bassin Méditerranéen ouest	Eaux de surface	0-150 m	25-29	0-5 ans	$\geq 14,08$	37,69	MAW
	Eaux intermédiaires	150-1000 m	29-33.07	10-15 ans	$\geq 13,8$	38,5	LIW
				20-25 ans	$< 13,8$	38,6	EMDW
	Eaux profondes	$> 1000$ m	$> 33.07$	24-25 ans	$\geq 13,35^{\circ}\text{C}$	38,6	TDW
				28-29 ans	$< 13,35$	38,47	WMDWt
Bassin Méditerranéen Est	Eaux de surface	0-300 m	25-30	0-5 ans	$\geq 16^{\circ}\text{C}$	38,66	LSW-BSW
				6-11 ans	$< 16^{\circ}\text{C}$	38,76	CIW
	Eaux intermédiaires	300-800	30-32.26	6-12 ans	$< 15^{\circ}\text{C}$	38,83	CIW-LIW
	Eaux profondes	$> 800$ m	$> 32.26$	10-15 ans	$> 13,95^{\circ}\text{C}$	38,80	CDW
				15-20 ans	$\leq 13,95^{\circ}\text{C}$	38,8	EMDW

### 3.1.3. Carbone anthropique en Méditerranée sur les données METEOR 51/2 :

Nous avons défini un polynôme pour le carbone naturel (Cnat) calculé par les 3 méthodes, sur les données METEOR 51/2 en fonction de la température (T), de l'UAO et de la salinité (S). Cette étape est utilisée pour vérifier les résultats obtenus par les méthodes de calcul avec les données réelles de TA et de CID du site DYFAMED, elle sera discutée dans la section suivante.

Pour rappel, nous associerons les indices « 1 » aux résultats de la méthode TrOCA adaptée à la Méditerranée et dérivée de la méthode de Chen et Millero, (1979), « 2 » à ceux de la méthode TrOCA de Touratier et al., (2007) et « 3 » à ceux de la méthode Gruber, (1996) dans la suite du document.

Les polynômes sont les suivants :

$$\begin{aligned} \text{Cnat}_1 &= 433,9 - 2,731.T + 1,277.UAO + 46,798.S & r^2 &= 0,91 \\ \text{Cnat}_2 &= 339,0 - 2,854.T + 0,736.UAO + 49,241.S & r^2 &= 0,87 \\ \text{Cnat}_3 &= 603,1 - 3,290.T + 0,782.UAO + 42,662.S & r^2 &= 0,82 \end{aligned}$$

Le tableau (4) cataloguant les masses d'eau du bassin ouest, selon les descriptions du chapitre I, a été utilisé pour définir l'âge des masses d'eau afin de déduire le carbone anthropique au site DYFAMED et dans le bassin algérien.

**Tableau 4 : Les masses d'eaux du bassin occidental**

Type d'eau	Gamme de profondeur	Age	Température (°C)	Salinité (PSU)	Nom de la masse d'eau
Eaux intermédiaires	200-700 m	5 ans	<13,20	≤38,3	WIW
		13 ans	>13,8	>38,3	LIW
		23 ans	< 13,8	>38,3	EMDW
Eaux profondes	> 700 m	25 ans	≥13,35	≥38,5	TDW
		29 ans	< 13,35	<38,5	WMDW

La répartition des traceurs d'âge (figure 17), indique une pénétration en profondeur des CFC<sub>11</sub>, CFC<sub>12</sub>, et Tritium. En effet, les valeurs les plus fortes se trouvent en surface là où les échanges avec l'atmosphère sont aux maximums. Ces valeurs diminuent au fur et à mesure de la

profondeur. Par contre, les valeurs les plus faibles se trouvent à des profondeurs correspondant aux couches d'eaux intermédiaires, ces mêmes couches présentent les valeurs les plus élevées en UAO traduisant la présence des eaux les plus vieilles. En effet, les mesures en CFC confirment qu'aux profondeurs des eaux intermédiaires (LIW), les CFCs sont dilués de 30 % à cause du soulèvement de l'EMDW (eau plus vieille que la LIW) (Roether et al.1998), dans le digramme  $\theta/S$ , on voit bien que les caractéristiques de ces deux masses d'eaux se rapprochent ce qui explique leur mélange.

Concernant le Tritium, même si on ne dispose pas de beaucoup de données, sa distribution ressemble à celle des CFCs, ce qui mène à dire que le contenu en Tritium a probablement été dilué par la présence de l'EMDW à la place de la LIW aussi bien que pour les CFCs.

Concernant le carbone anthropique, on voit que d'une façon générale (figure 18), le Canth 1, 2, et 3 présentent de bonnes distributions avec les valeurs de  $CFC_{11}$ ,  $CFC_{12}$ , et Tritium, en effet les valeurs les plus faibles en  $CO_2$  anthropique correspondent aux plus faibles valeurs en traceurs d'âge puisque ceux-ci sont des traceurs conservatifs, qui suivent la pénétration du carbone anthropique. De même, le carbone anthropique diminue avec la profondeur, ceci est expliqué par le fait qu'il pénètre progressivement dans les eaux à cause du mélange vertical des masses d'eau qui se fait de façon lente ce qui a déjà été démontré lors de nombreux travaux tels ceux de, Touratier and Goyet, 2004b, Lo Monaco et al, 2005a, Sandrini et al.,2007,Touratier et al 2005,Gruber et al, 1996, Aït-Ameur and Goyet, 2006.

La méthode TrOCA présente les valeurs les plus élevées et la méthode dérivée de Chen et Millero, 1979 présente les valeurs les plus faibles. Les structure générales du carbone anthropique sont sensiblement les mêmes pour les 3 méthodes (figure 18). Les valeurs les plus faibles se trouvent à des profondeurs correspondant aux couches d'eaux intermédiaires, ces couches d'eaux, plus vieilles que les autres et présentes à ces niveaux de profondeur, traduisent une modification dans la circulation générale des eaux dans le bassin méditerranéen. Ceci a déjà été démontré par Aït-Ameur, 2007, et est expliqué par une modification de la circulation dans le bassin oriental. D'importantes anomalies météorologiques observées dans le bassin oriental durant les années 90, ont généré le phénomène transitoire Est méditerranéen ou EMT (Eastern Mediterranean Transient). Celui-ci induit la pénétration de la EMDW, eau peu ventilée et dont le temps de résidence est le plus élevé en Méditerranée, dans la mer Tyrrhénienne sortant par le détroit de Sicile suite à son soulèvement de plusieurs centaines de mètres et atteignant ainsi les

profondeurs des eaux intermédiaires (Robinson et al.2001 ; Astraldi et al.2002 ; Gasparini et al.2005 in Ait Ameer, 2007).

Pour la méthode dérivée de Chen et celle de TrOCA, on voit que les valeurs les plus fortes de carbone anthropique se trouvent dans le bassin occidental. Ceci pourrait être expliqué par le taux de renouvellement rapide suite au contact avec l'Atlantique en particulier dans le bassin algérien à cause des tourbillons anticycloniques générant des down welling qui favorisent la pénétration du CO<sub>2</sub> anthropique. Par ailleurs, les eaux du bassin occidental sont réputées se renouveler au bout d'une trentaine d'année, elles sont donc plus jeunes que celles du bassin oriental

La méthode Gruber, montre un profil inverse à celui de TrOCA de sorte que les valeurs les plus faibles se trouvent dans le bassin ouest, ce qui correspond au principe de la méthode qui repose sur l'âge des masses d'eau. En effet, plus la masse d'eau est vieille moins elle contient de CO<sub>2</sub> anthropique. Le profil du canth3 correspond plus au profil de Tritium qu'aux profils des CFCs car l'âge des eaux a été défini à partir des données de Tritium/Hélium.

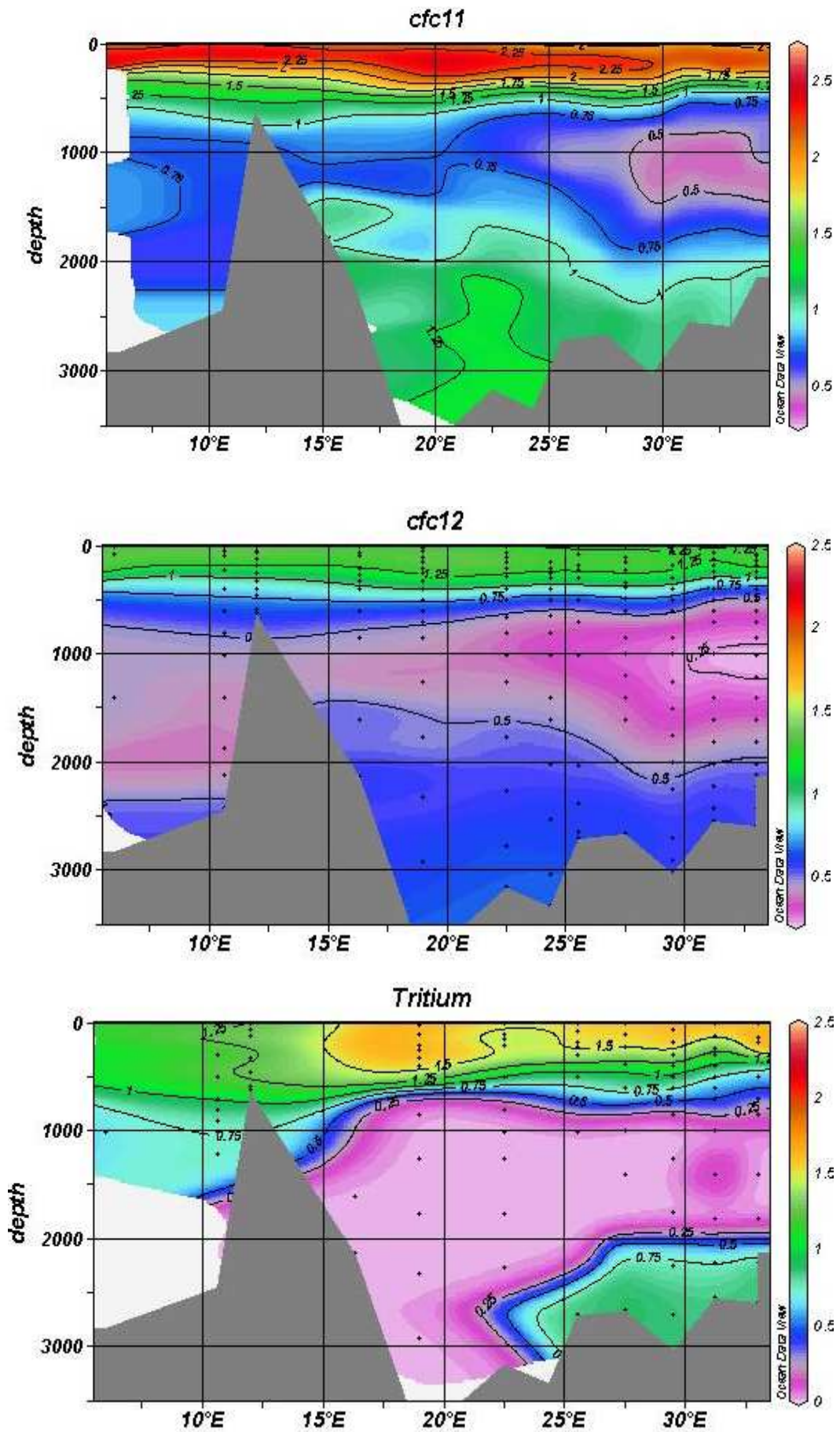
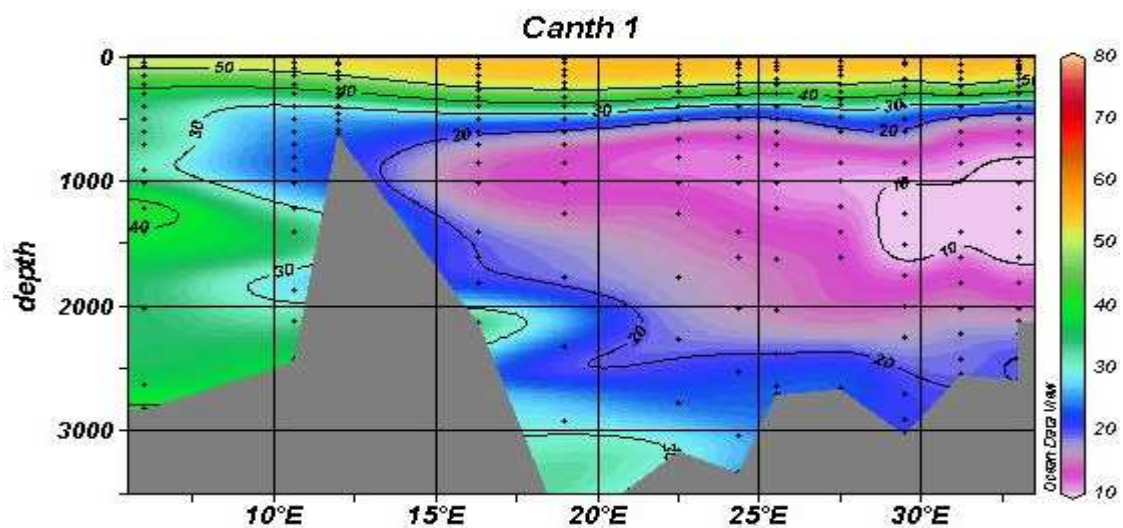
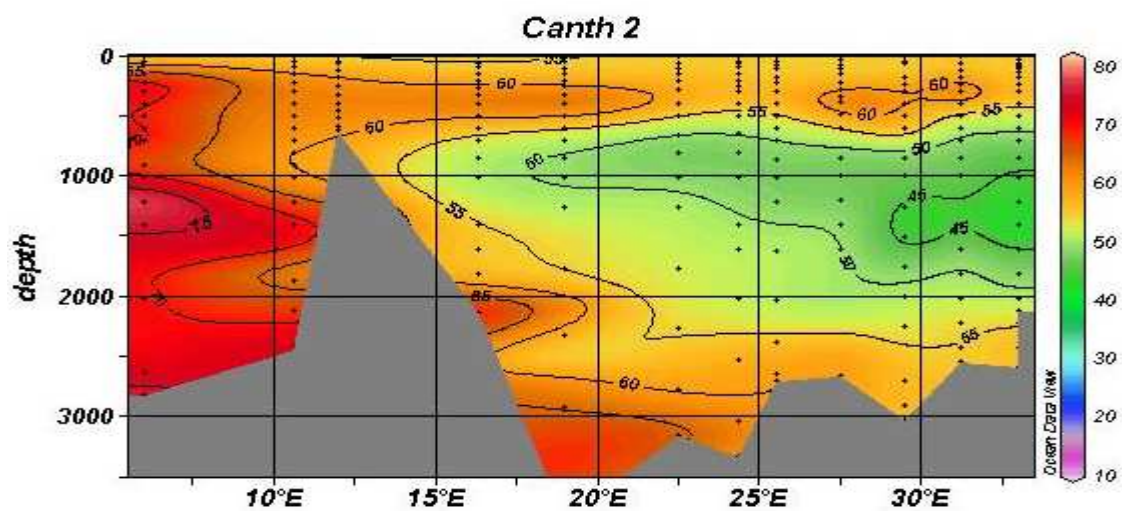


Figure 17 : Distributions des CFCs et du Tritium en Méditerranée

a)



b)



c)

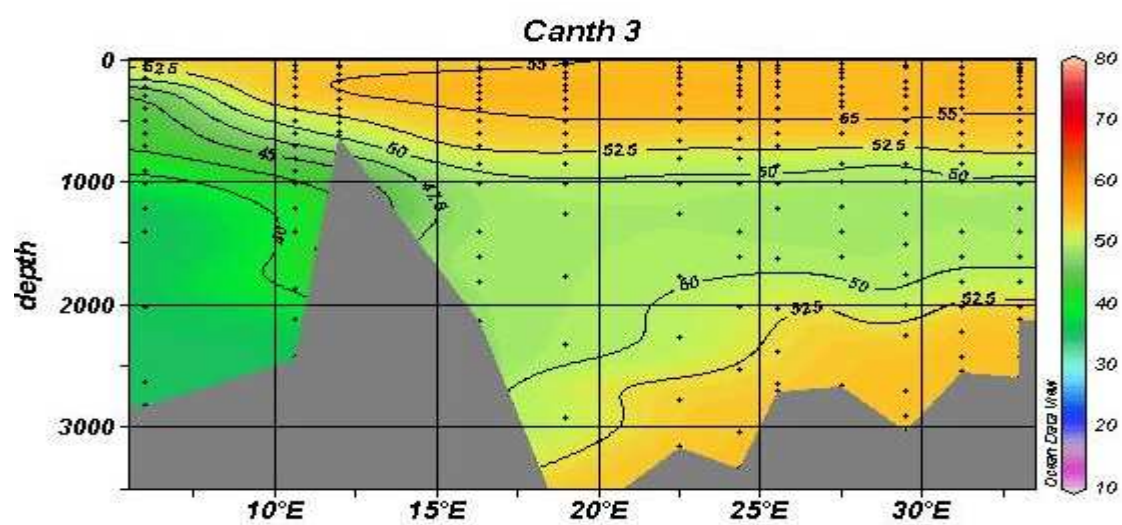


Figure 18 : Distribution du carbone anthropique en Méditerranée selon les méthodes : a) dérivée de Chen et Millero, 1979, b) de TrOCA selon Touratier et al., 2007 c) de Gruber, 1996

### 3.2. Evaluation de la méthode de reconstitution de TCO<sub>2</sub> sur les données du site DYFAMED :

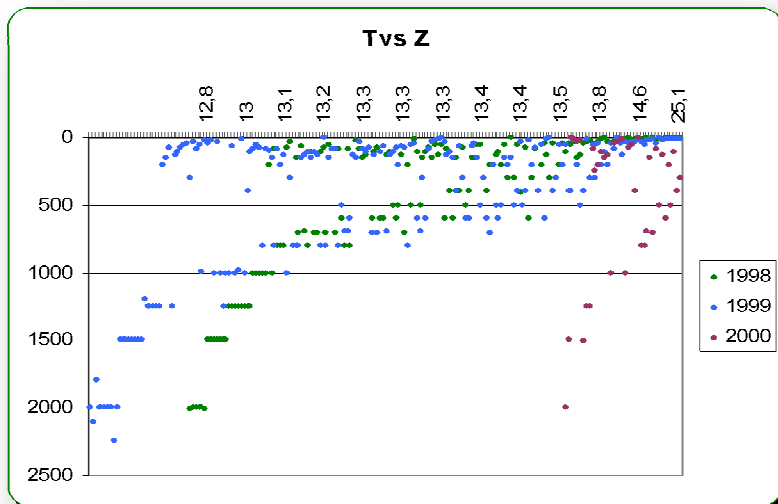
Nous présentons les données DYFAMED de température, salinité, l'UAO et l'alcalinité totale (figure 19). La température diminue au fur et à mesure de la profondeur, l'alcalinité et la salinité présentent les mêmes profils à cause de leur corrélation, l'UAO est négative en surface et augmente jusqu'aux profondeurs intermédiaires, de là elle diminue progressivement jusqu'en profondeur, ceci est en accord avec les profils de METEOR, et correspond aux profils types des masses d'eaux méditerranéennes, ce qui veut dire que les eaux les plus vieilles se trouvant dans le bassin Est se sont déplacées et se trouvent dans le bassin Ouest au site DYFAMED.

L'application de la méthode au site DYFAMED, donne les résultats présentés en figure (20). Nous constatons que les valeurs qui se rapprochent le plus du TCO<sub>2</sub> réels sont les valeurs calculées à partir de la méthode dérivée de Chen et Millero, et ce pour les trois années, 1998, 1999, 2000, et celles qui s'en éloignent le plus sont celles calculées par la méthode TrOCA et Gruber. L'erreur de TCO<sub>2</sub> reconstitué est de 11 µmol/kg (entre 24 µmol/kg et 35µmol/kg) et l'erreur de AT reconstituée est de 5.25µmol/kg. Le tableau (5) montre les différences absolues moyennes des 3 reconstitutions et leur écart type par rapport aux observations, la plus faible moyenne (24 µmol/kg) et l'écart le plus petit reviennent à ceux calculés à partir de TCO<sub>2</sub> 1 et la plus grande moyenne (83 µmol/kg) avec l'écart le plus grand reviennent à ceux calculés par la méthode TrOCA. En effet, étant donné que le carbone total a été déduit à partir du carbone naturel et total, plus celui-ci est faible plus le carbone anthropique est grand, ce qui veut dire que la méthode TrOCA surestime le carbone anthropique. Ceci est d'autant plus vrai si les valeurs en profondeur sont plus grandes que celles de surface calculées par le facteur de Revelle, (20d).

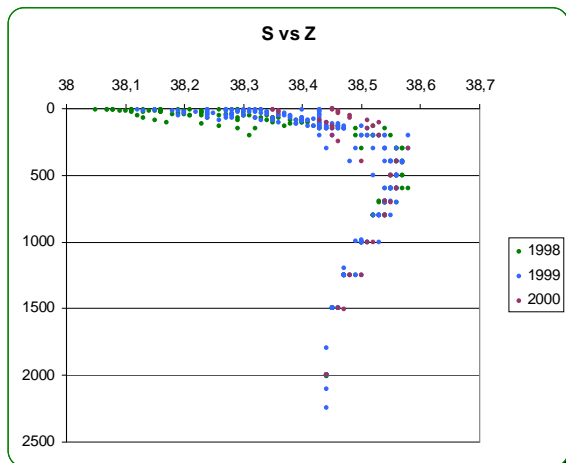
**Tableau 5 : La moyenne des différences absolues du CID 1, 2 et 3 par rapport au CID réel, l'écart type sur la moyenne et leurs dispersions respectives.**

Différence absolue (TCO <sub>2</sub> réel- TCO <sub>2</sub> calculé 1,2,3)	Diff 1	Diff 2	Diff 3
Moyenne	24	35	30
Ecart type	13	30	26
La plus petite valeur	0,3	0,1	0
La plus grande valeur	69	83	76

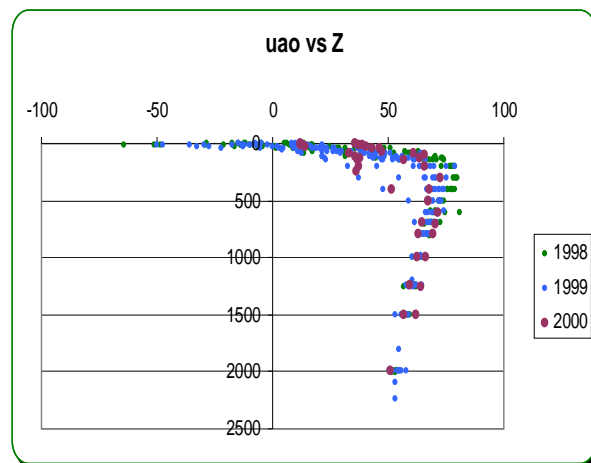
a)



b)



c)



d)

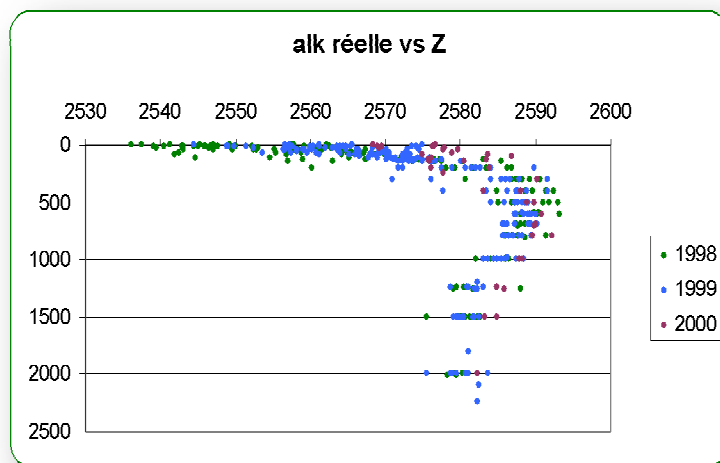
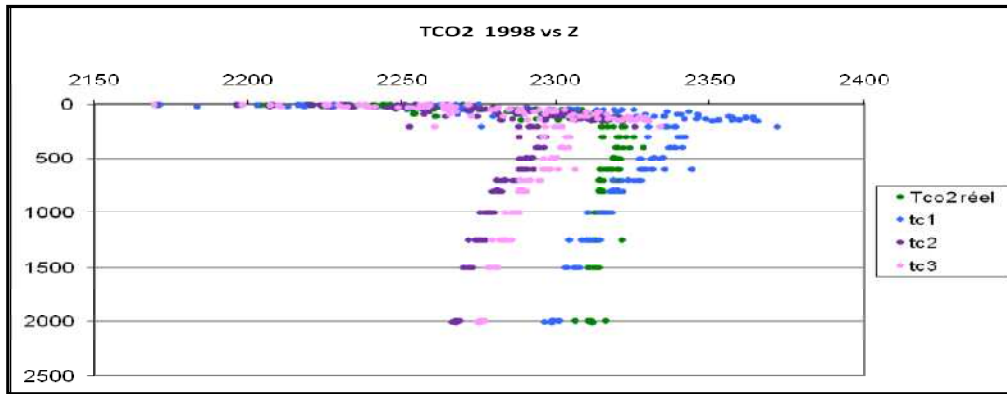
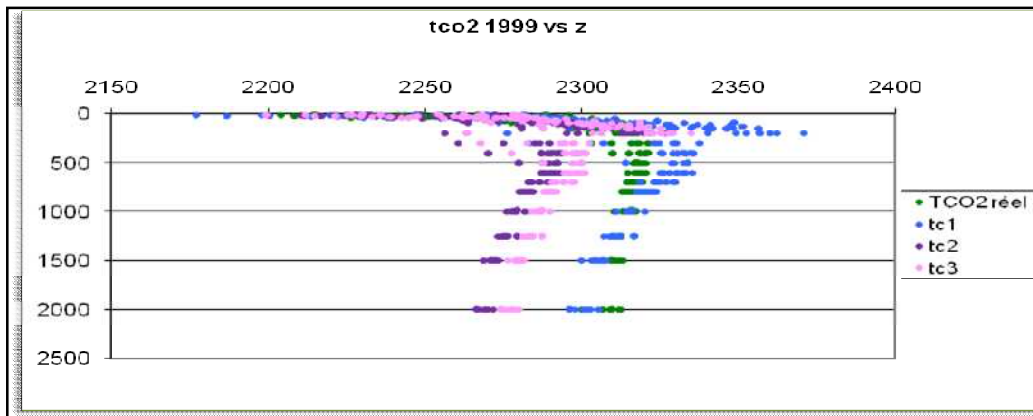


Figure 19 : Les données DYFAMED pour les années 1998, 1999 et 2000, a) la température, b) la salinité, c) l'UAO et d) l'alcalinité

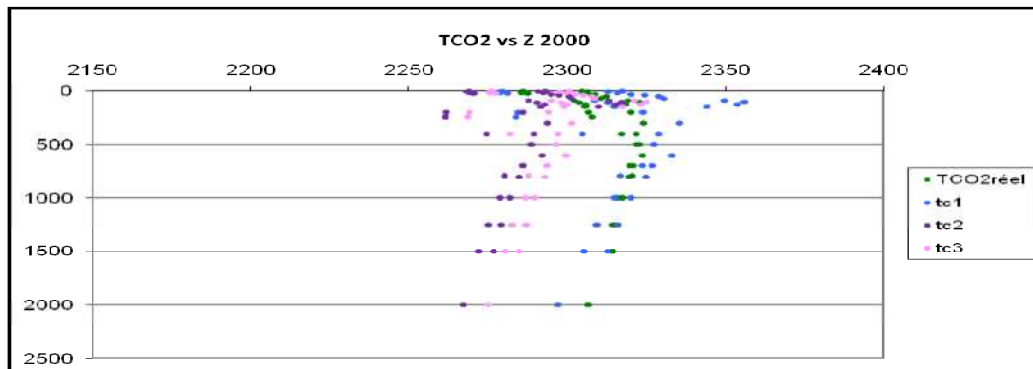
a)



b)



c)



d)

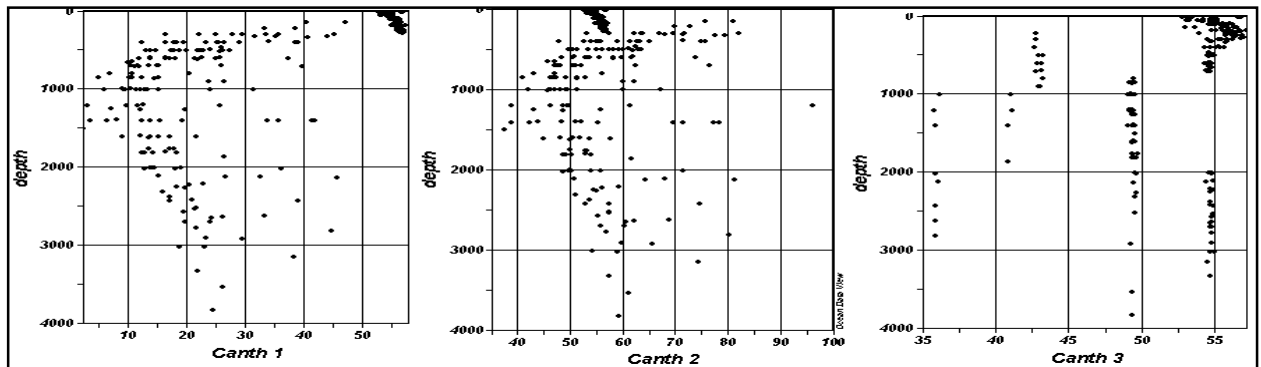


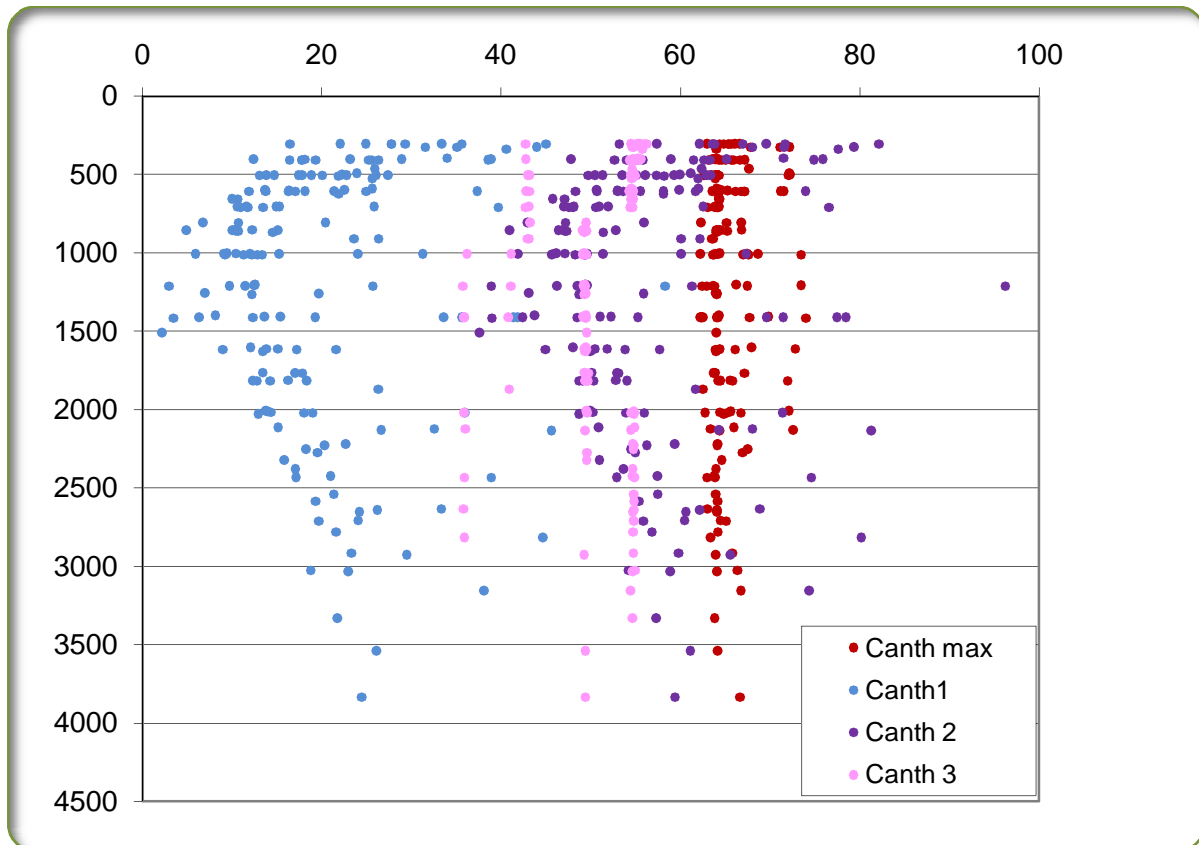
Figure 20 (a, b, c): Distribution du carbone total en fonction de la profondeur au site DYFAMED pour les années 1998,1999 et 2000, 20d : distribution du carbone anthropique calculé par les trois méthodes en fonction de la profondeur sur les données METEOR 51/2.

## Discussion sur les incertitudes liées aux méthodes de calcul du Canth:

Nous avons rencontré des incertitudes sur les applications des méthodes de calcul du carbone anthropique :

1. **Différence entre l'âge estimé par la méthode des CFCs (annexe 5) et la méthode du Tritium/ Hélium.** En effet les âges estimés par la première méthode offre une gamme très petite d'âge, 27 ans pour la plus jeune et 32 ans pour la plus vieille. Nous avons donc opté pour les âges obtenus par la méthode Tritium/Hélium, car la gamme d'âge de la LIW obtenue par cette méthode correspondait mieux à celle obtenue par [Roether et al.\(1998\)](#), lors de leurs travaux sur cette même masse d'eau. Cependant, l'estimation des âges par les radionucléides (Tritium et Carbone-14) est elle-même contestée par [Delhez et al., \(2003\)](#). Ces auteurs concluent que les âges calculés par les radios-éléments, sous-estimaient les âges réels des masses d'eau. Ceci est une source d'incertitude pour l'application de la méthode de [Gruber et al., \(1996\)](#), sur les reconstitutions faites sur DYFAMED et sur la bassin algérien pour le calcul des trois TCO<sub>2</sub>, puisque ceux-ci ont été calculés à partir de l'âge des eaux basé sur le couple Tr/He.
2. **Choix de TrOCA°.** Etant donné que la mer Méditerranée semble complètement contaminée par le CO<sub>2</sub> anthropique selon les résultats sur METEOR51/2, la méthode TrOCA ne pourrait s'adapter qu'à des zones qui contiennent des eaux assez vieilles pour être exemptes de CO<sub>2</sub> anthropique et être, de ce fait, prises comme référence. Ceci n'étant pas possible en Méditerranée, nous avons proposé de calculer le TCO<sub>2</sub>° en fonction de la température potentielle, de la salinité, de l'alcalinité de surface et d'une PCO<sub>2</sub> égale = 280 ppm, ce qui est le plus adéquat dans cette zone. ce changement revient à appliquer des eaux de références préindustrielles telles que définies par [Chen and Millero, \(1979\)](#).
3. Même si la méthode dérivée de la méthode de [Chen and Millero, \(1979\)](#) est la plus proche, il existe toutefois un écart entre le carbone réel et le carbone calculé, ceci est sûrement dû aux conditions réelles de l'hydrodynamisme du milieu et les apports terrigènes de carbones organiques.
4. On peut comparer les résultats obtenus à METEOR51/2 par les 3 méthodes de calcul du CO<sub>2</sub> anthropique à un profil type de carbone anthropique maximum. Ce carbone

anthropique maximum est défini comme étant la différence entre la colonne d'eau à l'équilibre avec l'atmosphère pour les périodes actuelle et pré-industrielle. Les résultats obtenus montrent que la méthode TrOCA surestime le carbone anthropique (voir figure 21).



**Figure 21 : Distribution du Canth maximum et des trois Canth en fonction de la profondeur**

### 3.3. Variations décennales des paramètres du système des carbonates dans le bassin algérien

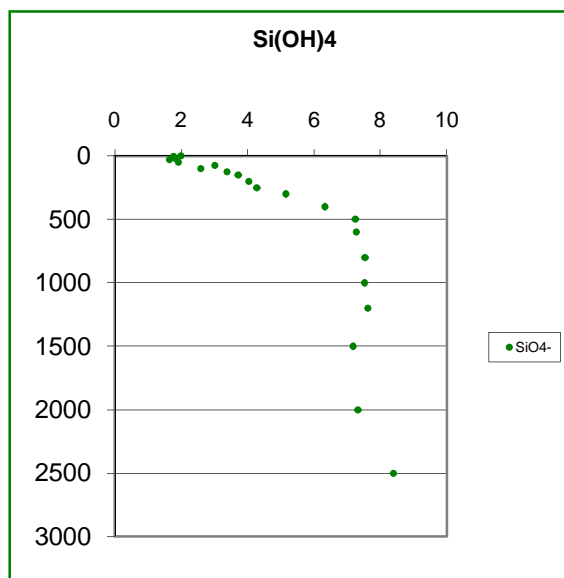
#### 3.3.1. Présentation des données de T, S, UAO, AT, $\text{PO}_4^{3-}$ et $\text{Si(OH)}_4$ :

La figure (22) présente les profils type de phosphate et de silicate. Le profil du phosphate et du silicate du bassin algérien sont des profils types de la Méditerranée avec une augmentation aux profondeurs intermédiaires pour le phosphate et une augmentation avec la profondeur pour le silicate. Les eaux du bassin algérien sont pauvres en sels nutritifs ; en surface les valeurs de sont inférieures à  $0,2 \mu\text{M}$  pour  $\text{PO}_4^{3-}$  et  $2\mu\text{M}$  pour  $\text{Si(OH)}_4$ , en profondeur, elles atteignent  $0,4 \mu\text{M}$  en moyenne pour  $\text{PO}_4^{3-}$  et  $8\mu\text{M}$  en moyenne pour  $\text{Si(OH)}_4$  ce qui correspond à une oligotrophie générale du bassin algérien.

La figure 23 présente l'évolution de la température, et l'UAO, la salinité et l'alcalinité calculée de 1957 à 1999. On voit une augmentation de la température de surface au fil du temps (23a). Les plus fortes températures sont enregistrées à la fin des années 90, suivant ainsi le réchauffement global. L'UAO (23b) affiche les plus grandes valeurs dans les profondeurs intermédiaires tout comme le reste de la Méditerranée. Ces paramètres montrent des variations interannuelles et décennales marquées. Celles-ci pourraient être dues aux oscillations du climat influençant le climat méditerranéen tel que l'oscillation nord atlantique (NAO), et dans une moindre mesure, l'oscillation austral (ENSO). Comme décrit par [Ait-Ouferoukh, \(2009\)](#), ces oscillations génèrent des perturbations au niveau des précipitations, de l'évaporation, et de la vitesse et la direction du vent selon les périodes de forte humidité ou de sécheresse de l'air. Par suite, des modifications dans l'intensité des upwellings ou downwellings dans le bassin algérien pourraient expliquer les variabilités de pénétration de la chaleur et de l'oxygène dans la colonne d'eau.

Pour ce qui est de la salinité et de l'alcalinité, elle présente aussi des alternances de périodes de fortes et de basse salinité plus ou moins prolongées (23c, 23d). Celles-ci seraient dues à l'augmentation de la salinité de surface dues aux périodes de sécheresses (augmentation de l'évaporation) ajoutés à cela, le débit des oueds qui diminuent ([Cassou, 2004 in Ait-Ouferoukh, 2009](#)).

a)



b)

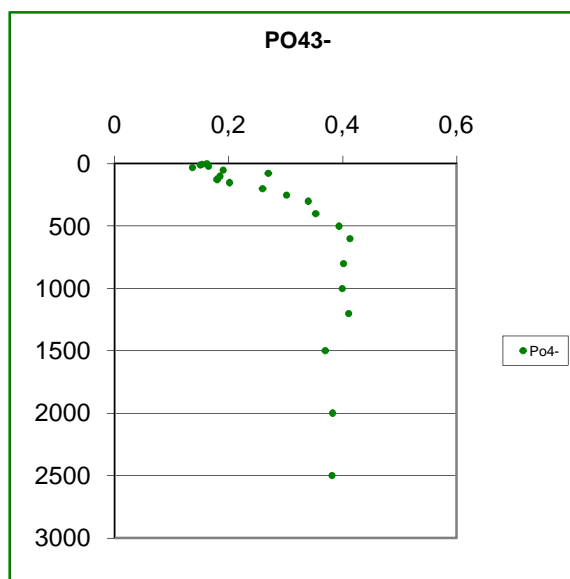
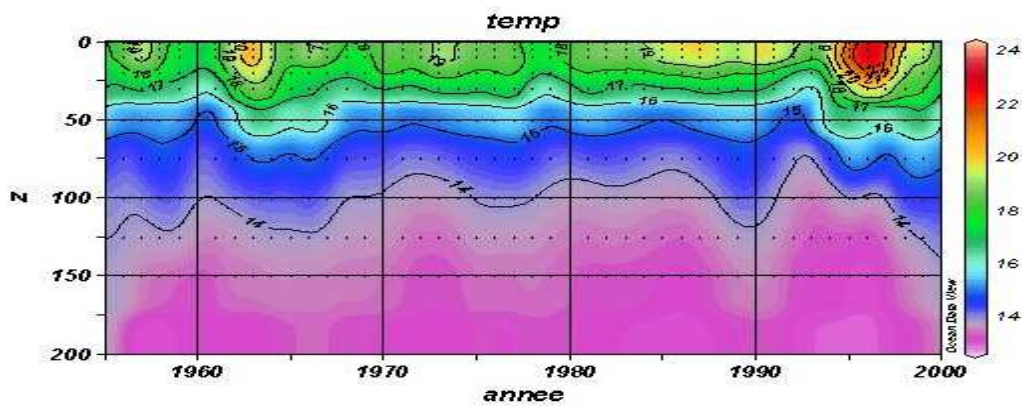
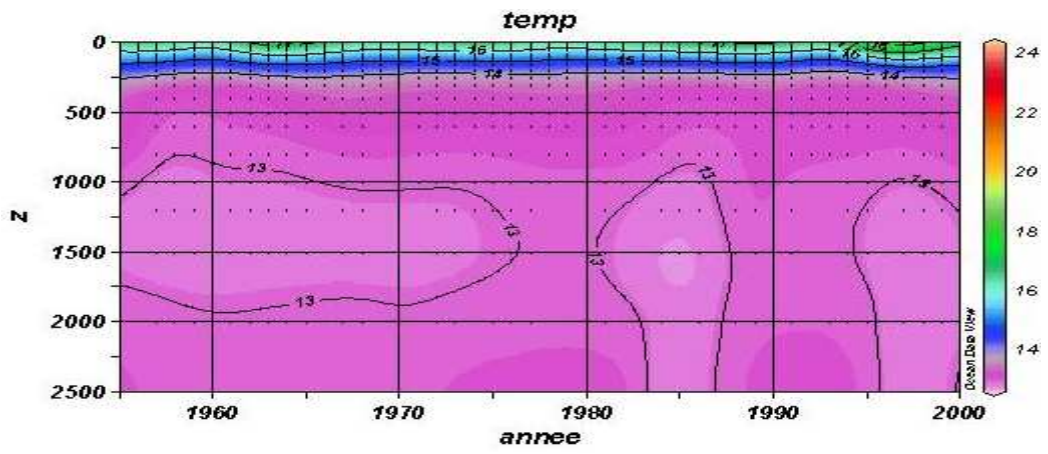
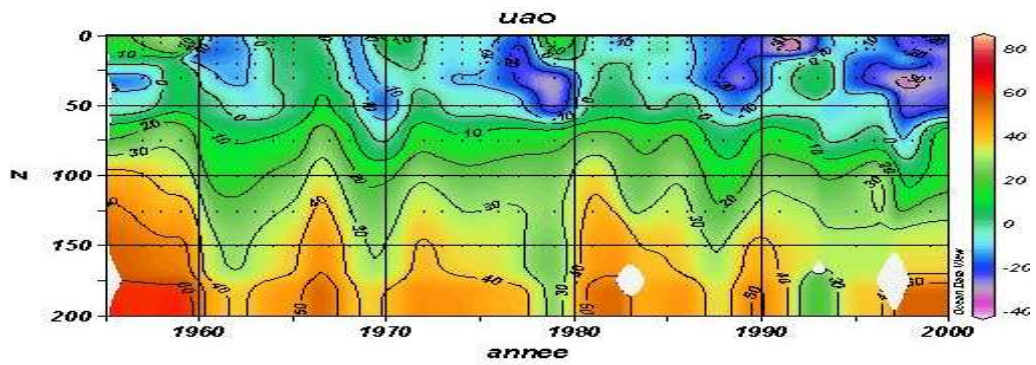
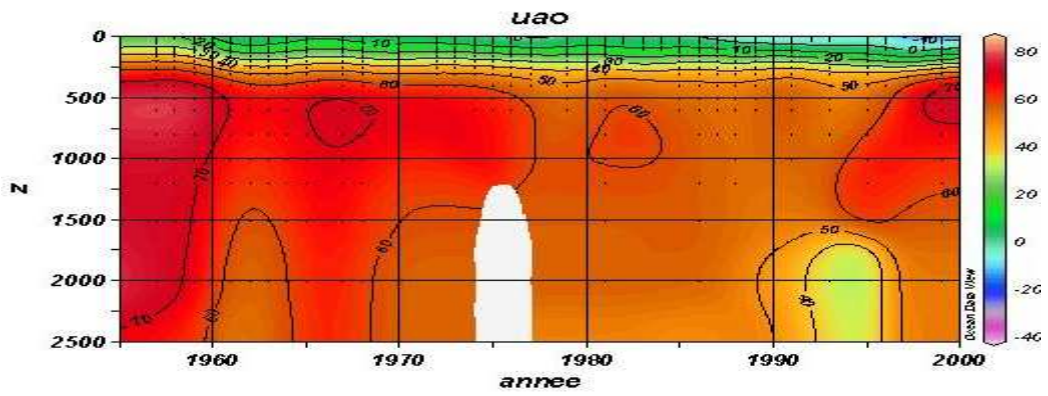


Figure 22 : Profils types de a)  $\text{Si(OH)}_4$  et b)  $\text{PO}_4^{3-}$  dans le bassin algérien sur 45 ans de données (1955-1999)

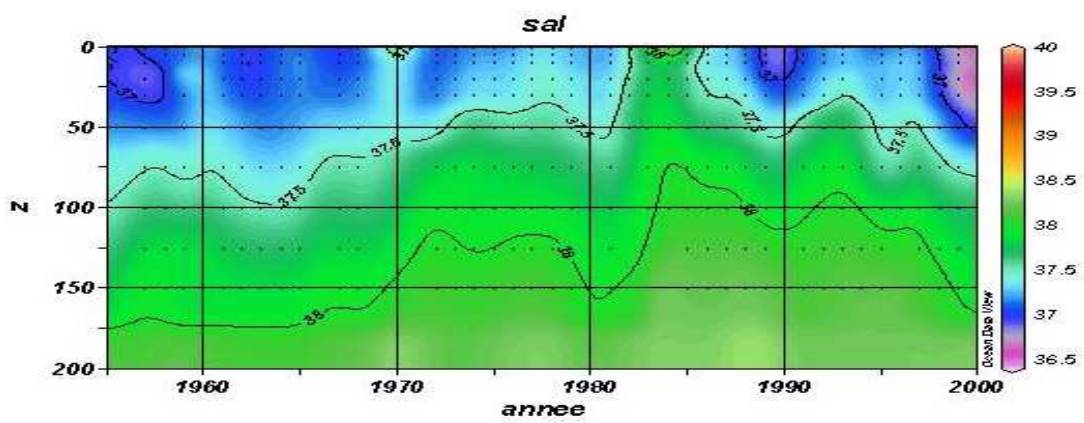
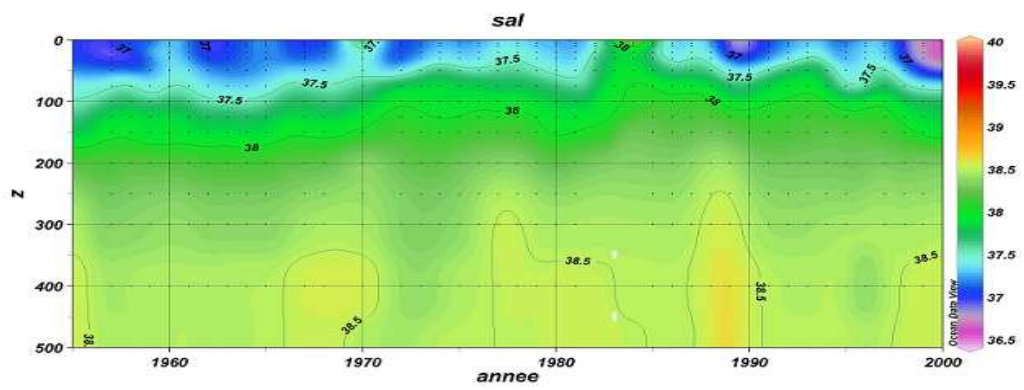
a)



b)



c)



d)

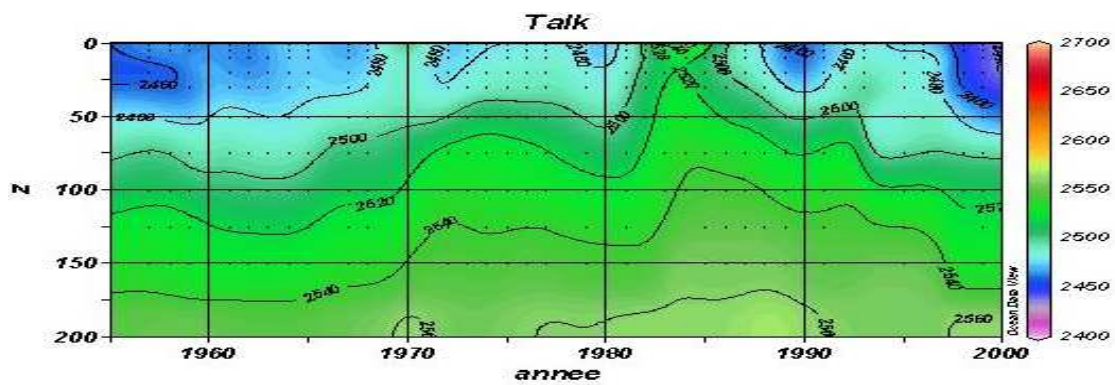
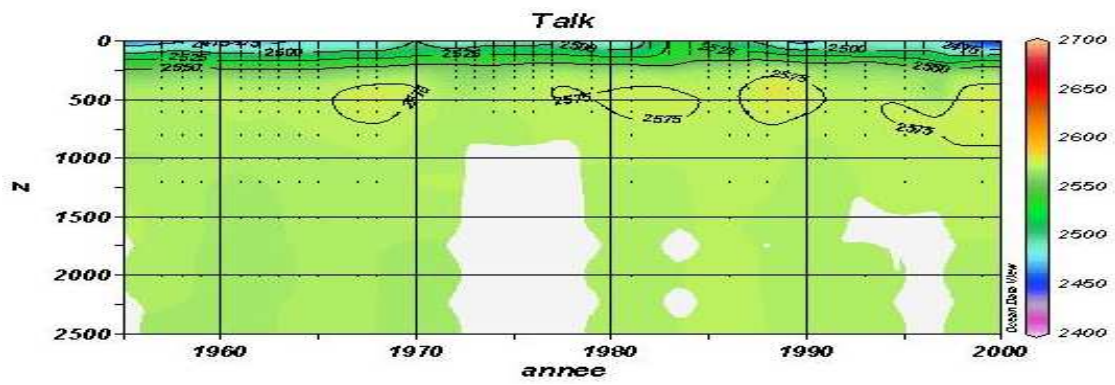


Figure (23) : Evolution a) de la température, b) de l'UAO, c) de la salinité, et d) de l'alcalinité.

### **3.3.2. Evolution du carbone total, carbone naturel et le carbone anthropique dans le bassin algérien :**

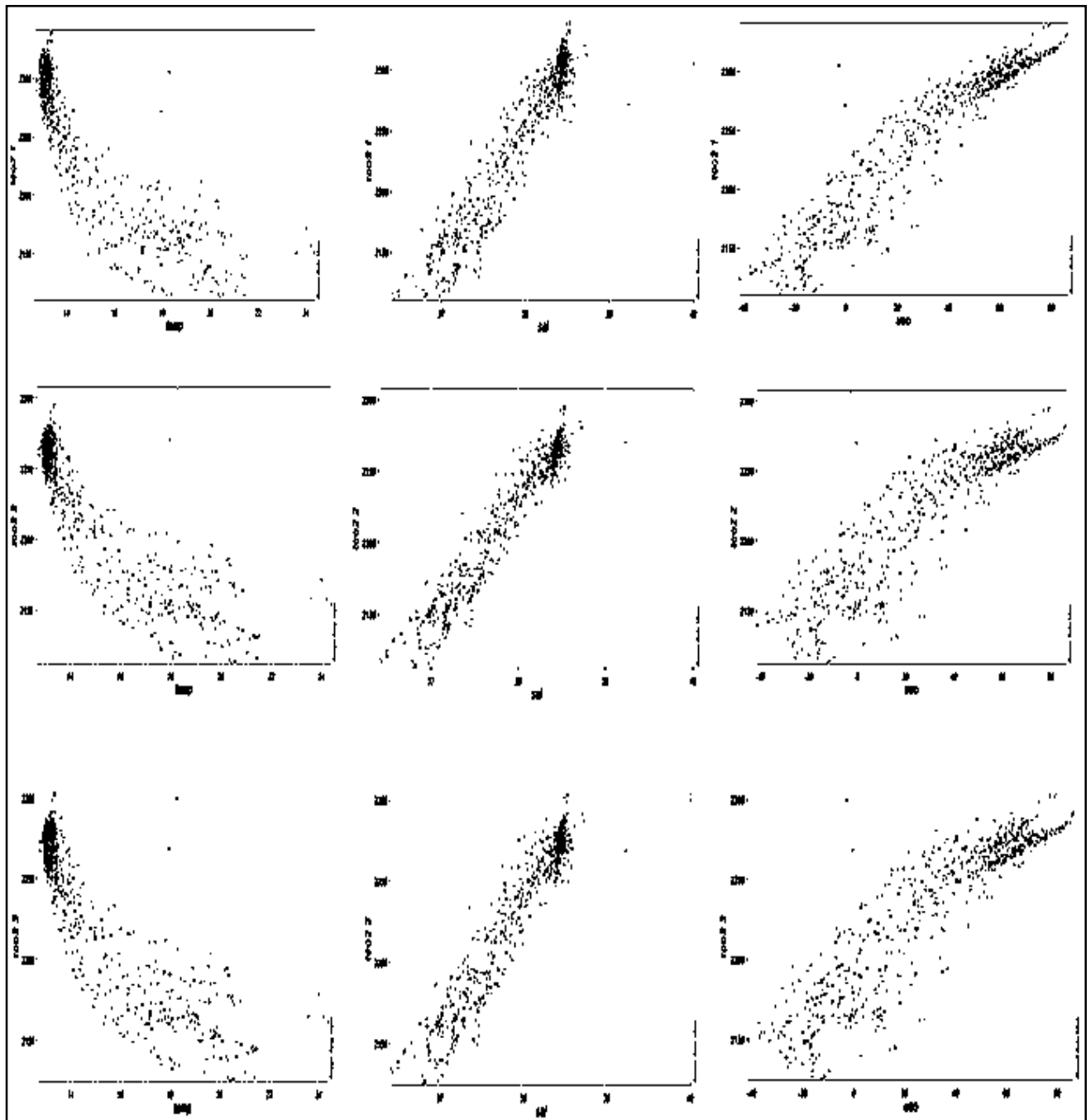
Le  $\text{TCO}_2$  évolue négativement avec la température, et positivement avec la salinité et l'UAO (figure 24) rappelant le signe (-) des constantes de la température et les signe (+) des constantes de la salinité et de l'UAO des polynômes du carbone naturel utilisées dans les calculs. De nombreux auteurs ont montré l'anti-corrélation de  $\text{TCO}_2$  avec la température (Takahashi et al., 1993 et Metzl et al., 1995) ce qui est la grande tendance sur l'ensemble de l'océan mondial, comme montré par Louanchi et Najjar, (2000), et sa corrélation avec la salinité ( Copin-Montégut, 1993) et avec l'UAO (Redfield, 1963).

En surface le  $\text{TCO}_2$  naturel (figure 25) montre des variations décennales en corrélation avec la température, la salinité et l'UAO. Durant certaines périodes,  $\text{TCO}_2$  atteint des valeurs minimales correspondant à des périodes de hautes températures de surface.

Dans les profondeurs intermédiaires, les valeurs de  $\text{TCO}_2$  naturel sont les plus fortes, ce qui correspond à la profondeur où la décomposition de la matière organique est à son maximum. Lors des travaux de Copin-Montégut and Bégovic, 2002 sur la Méditerranée, il a été démontré que le maximum de  $\text{TCO}_2$  correspond aux eaux intermédiaires levantines (LIW) caractérisées par un maximum de salinité. La corrélation du carbone inorganique avec l'UAO a aussi été démontrée lors de ces travaux.

Boudjakdji, (2008), a démontré que dans le bassin algérien, les processus qui contrôlent les variations de  $\text{TCO}_2$  sont les mélanges verticaux en premier lieu, viennent ensuite, les processus biologiques et les effets du flux à l'interface air-mer. Dans les grandes profondeurs, la concentration du carbone naturel, montre une légère diminution par rapport aux profondeurs intermédiaires, expliqué par la circulation thermohaline des eaux de surface qui ont plongé vers le fond.

Béthoux and Gentili, (1996), Béthoux and Gentili, (1999) et Béthoux et al. (1999), reportent que les températures et salinités des eaux de fond ont augmenté depuis un siècle, ceci pourrait freiner et modifier cette circulation induisant une modification dans la distribution du carbone inorganique en fonction de la profondeur.

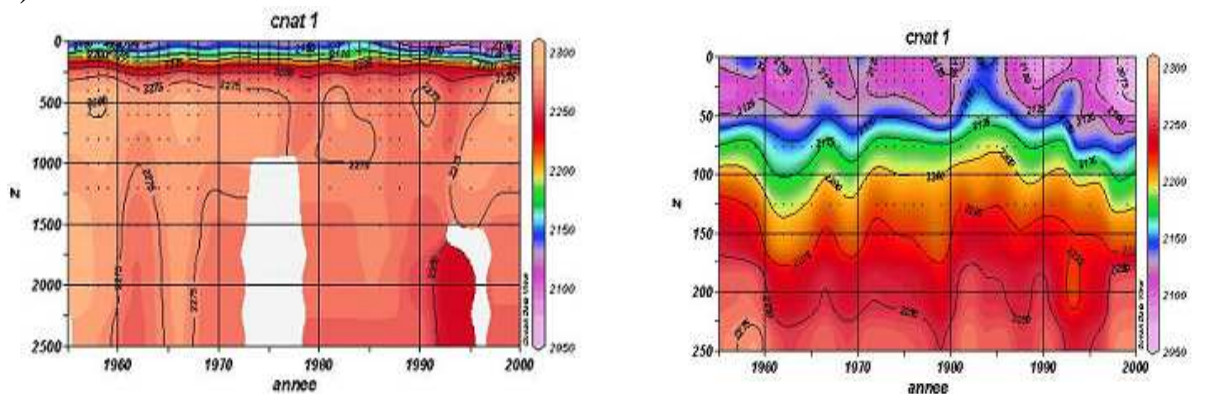


**Figure (24) : Profils du TCO<sub>2</sub> en fonction de la température, de la salinité et de l'UAO.**

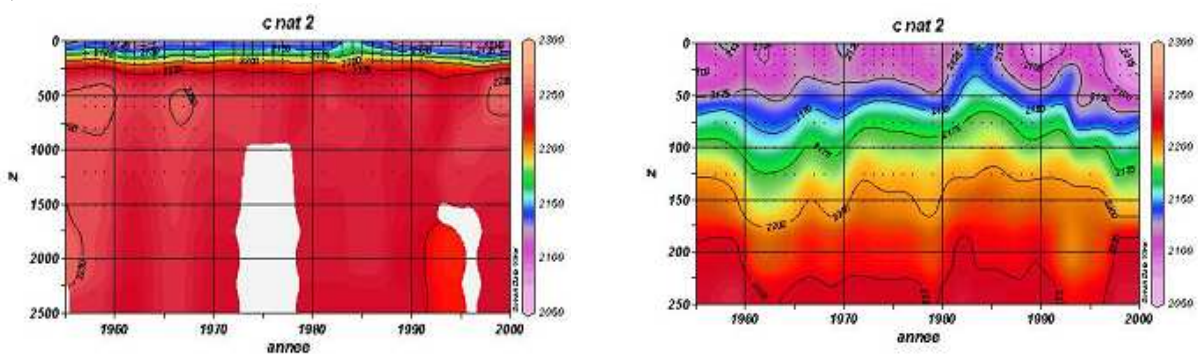
Concernant la distribution du carbone anthropique en fonction de la profondeur, il décroît plus celle-ci est grande comme pour toute la Méditerranée tel que démontré sur les données METEO 51/2. Sa pénétration en profondeur au fil du temps est démontrée sur la figure (26a), où nous constatons que les plus faibles valeurs se trouvaient aux environ de 400 m dans les années 50, alors qu'à cette profondeur, les valeurs sont juste au dessous des maximales en l'an 2000. Ceci explique l'augmentation du TCO<sub>2</sub> au fil du temps (figure 27) où on remarque que les fortes valeurs se trouvent en surface et à la fin des années 90s ce qui est du à la pénétration

du carbone anthropique au fil du temps. La pénétration du carbone anthropique ne se fait pas de manière régulière. En effet, comme le montre la figure (26b), celle-ci passe d'une croissance très lente à une croissance rapide en passant par des périodes où une certaine stabilité se manifeste, ceci est dû aux variations de la température et de la salinité contrôlées par le climat. En effet, la température et la salinité influencent la solubilité du CO<sub>2</sub>. De même, ces modifications induisent des changements dans la circulation thermohaline influençant ainsi le mélange des masses d'eau. La vitesse de pénétration du carbone anthropique est ainsi dépendante de tous ces facteurs.

a)



b)



c)

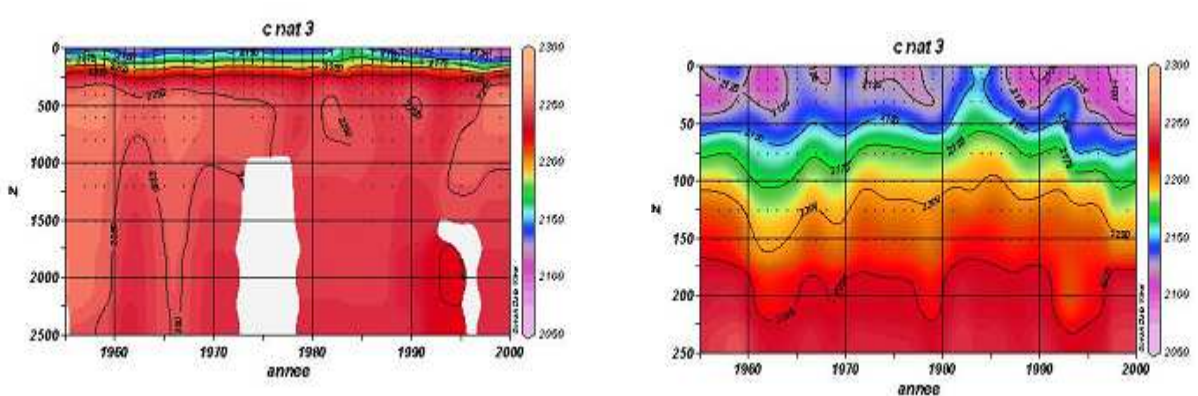
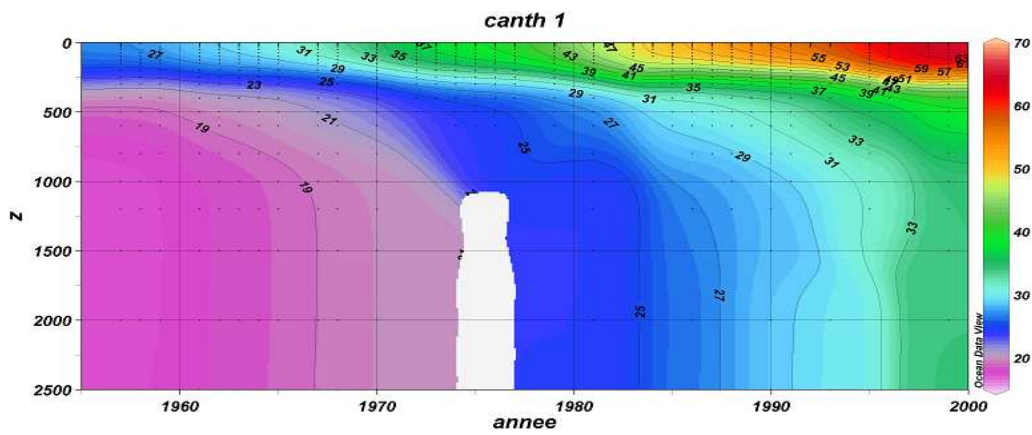
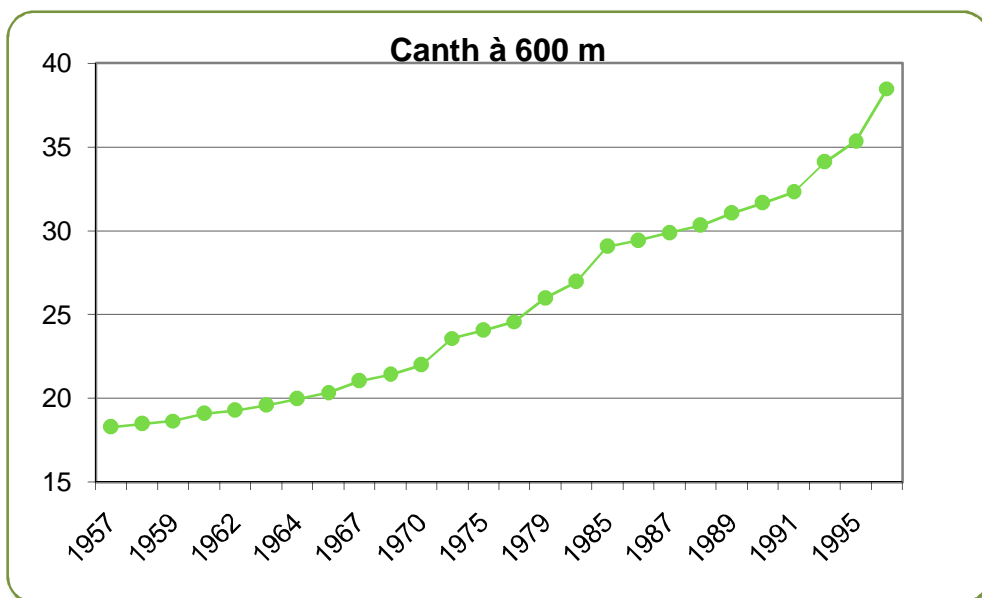


Figure (25) : Evolution du carbone naturel dans le bassin algérien de 0 à 250m et de 250 à 2500 m, a) Cnat 1, b) Cnat 2, c) Cnat 3

a)

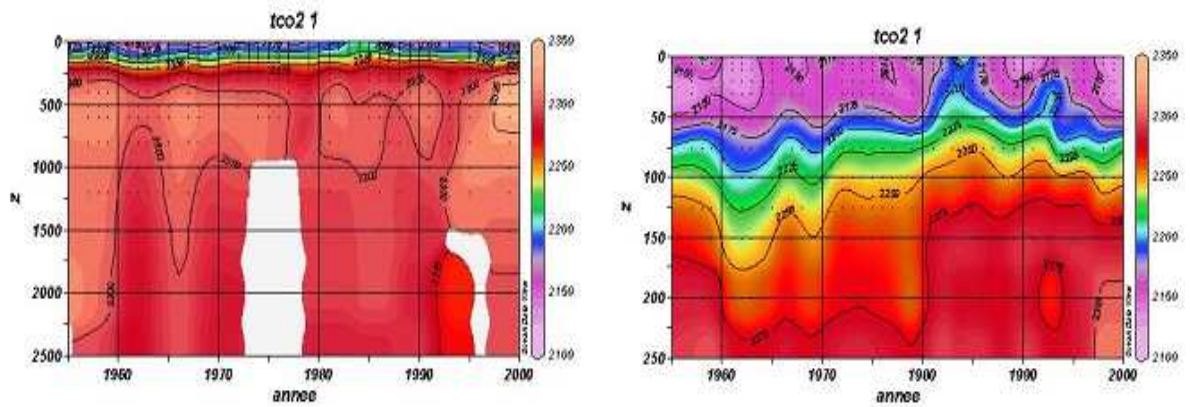


b)

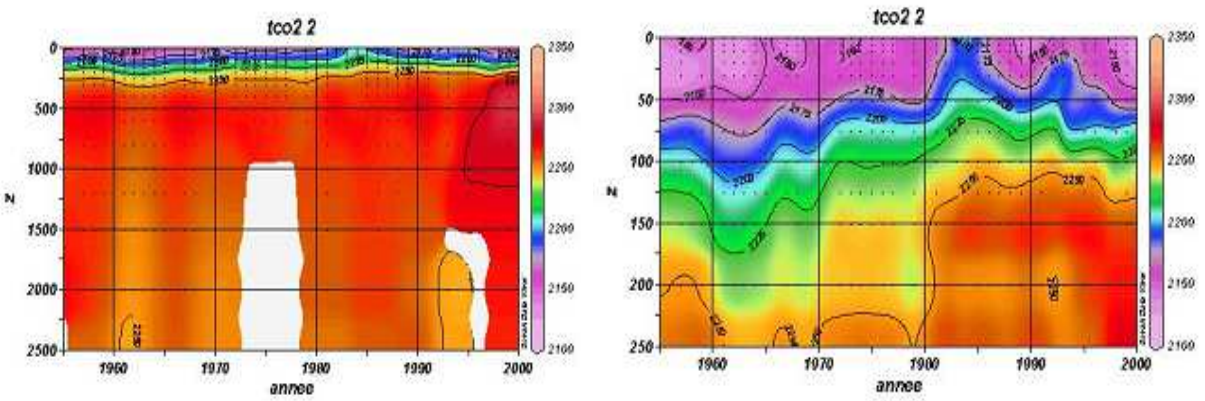


**Figure 26: Evolution du carbone anthropique dans le bassin algérien, a) dans toute la colonne d'eau b) à 600 m de profondeur.**

a)



b)



c)

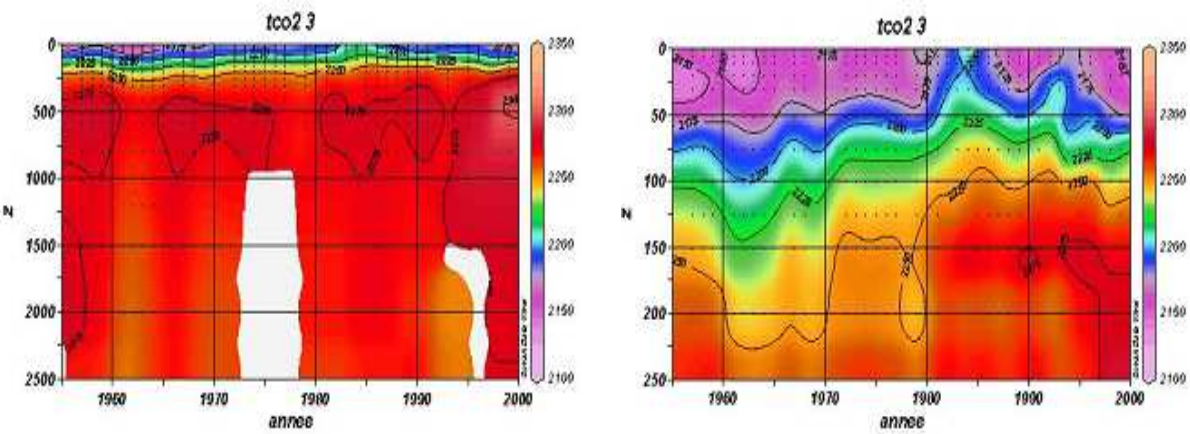


Figure (27) : Evolution du carbone total dans le bassin algérien de 0 à 250 m et de 250 à 2500 m, a) TCO<sub>2</sub>1, b) TCO<sub>2</sub>2, et c) TCO<sub>2</sub>3

### **3.3.3. Evolution des paramètres du système des carbonates en surface du bassin algérien**

#### **3.3.3.1. $p\text{CO}_2$ , température de surface de l'eau de mer (SST) et anomalie de l'oxygène :**

On constate des variations interannuelles importantes de  $\Delta p\text{CO}_2$  (28a), suivant l'augmentation de la pression partielle atmosphérique, le bassin algérien montre un rôle puits ou source selon les années. En effet  $p\text{CO}_2$  est influencée par les effets de la température et de l'activité biologique.

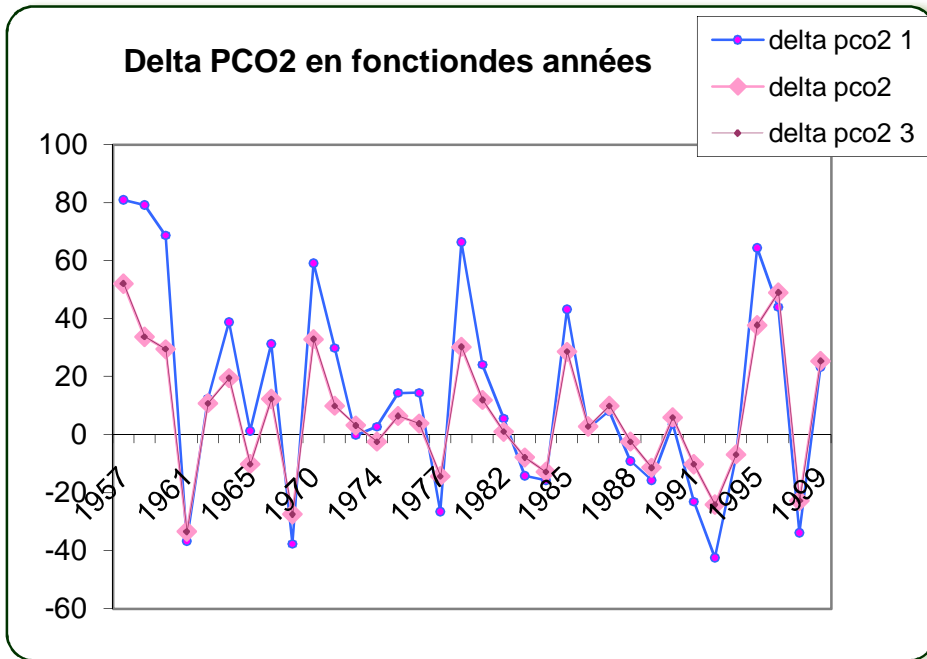
Les figures (28b) représentent l'anomalie de température, c'est la différence entre la SST et la température de surface moyenne, sur 38 années (1955-2000). Les résultats obtenus montrent que les périodes de  $\Delta p\text{CO}_2$  positives sont celle des anomalies positives de température car l'augmentation de la température fait augmenter la pression partielle de  $\text{CO}_2$ .

L'activité biologique est représentée ici par l'anomalie en oxygène ou -UAO en surface (28c) qui représente la différence entre la concentration en oxygène et sa solubilité, ce qui nous donne une idée sur l'oxygène dissous dans le milieu en écartant les effets de la température et la salinité. Ainsi, les valeurs positives traduisent une forte concentration en oxygène due à une forte production primaire qui fait diminuer la  $p\text{CO}_2$ . A l'inverse, les valeurs négatives traduisent une faible concentration en oxygène et donc une faible production primaire induisant ainsi une plus forte  $p\text{CO}_2$ .

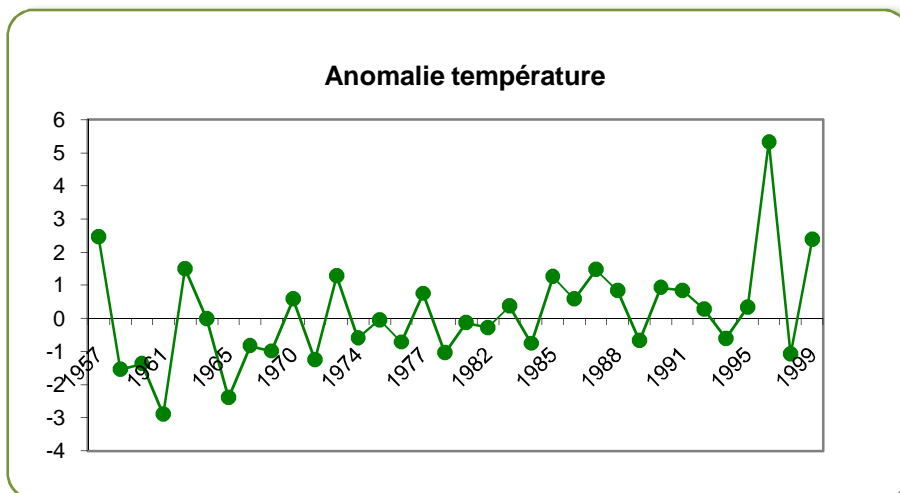
La  $p\text{CO}_2$  de surface augmente aussi suivant la  $p\text{CO}_2$  atmosphérique, cette augmentation est de  $24,55\mu\text{atm}$  pour  $p\text{CO}_21$ ,  $41,45$  pour  $p\text{CO}_22$  et de  $44,28\mu\text{atm}$  pour  $p\text{CO}_23$ , la première valeur correspond bien à celle trouvé par [Louanchi et al., \(2009\)](#) par une méthode très différente.

Même si le bassin algérien montre des variabilités interannuelles, il apparait que le rôle source du bassin est plus répété durant la période étudiée suivant en cela la fréquence des anomalies positives de la température. La figure (28d) montre les moyennes décennales de  $\Delta p\text{CO}_2$  calculées sur les quatre décennies étudiées (années 60, 70, 80, 90) il est clair que le bassin algérien joue plus un rôle de source que de puits, la diminution de  $\Delta p\text{CO}_2$  durant les années 80 et 90 est due à la forte production primaire durant des deux décennies comme l'a démontré [Boudjakdji, 2008](#).

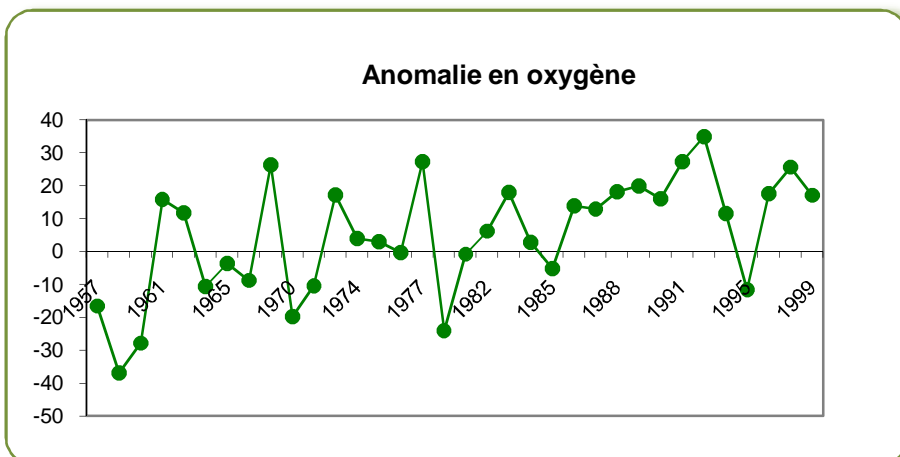
a)



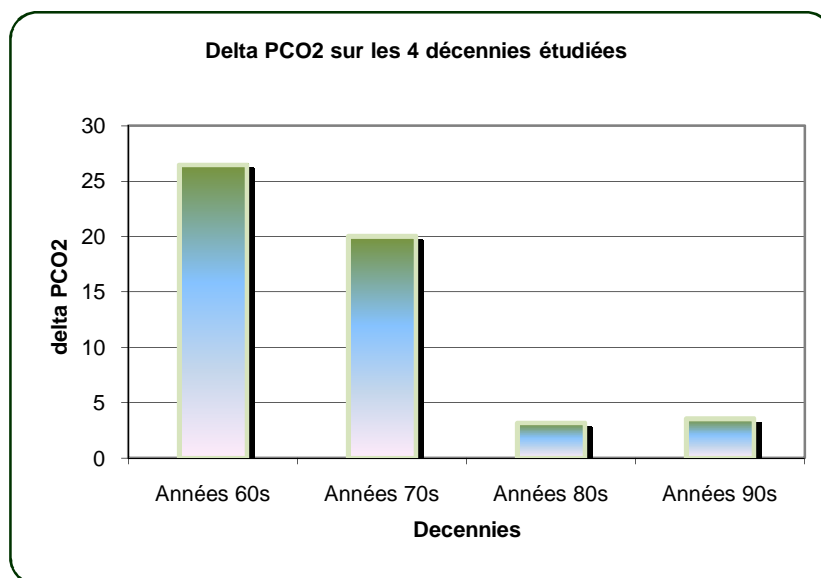
b)



c)



d)



**Figure (28) : a) Evolution de la variation de  $p\text{CO}_2$ , b) Evolution de l'anomalie de température, c) l'anomalie en oxygène et d) moyennes décennales de  $\Delta p\text{CO}_2$ .**

### 3.3.3.2. Evolution du pH et du degré de saturation en $\text{CaCO}_3$ dans le bassin algérien :

L'évolution du pH montre des variabilités interannuelles importante. Ceci est dû aux variations interannuelles de  $\text{pCO}_2$ , Les échanges de  $\text{CO}_2$  avec l'atmosphère semblent être les processus qui contrôlent le pH dans le bassin algérien. La figure (29) montre que les profils de  $\text{pCO}_2$  et du pH s'opposent et montrent une anti corrélation totale, cette observation est faite par Copin-Montégut and Begovic, (2002).

Les pH calculés montrent une diminution de 0,028 pour le  $\text{pH}_1$  (méthode dérivée de celle de Chen et Millero, 1979), 0,046 pour le  $\text{pH}_2$  (Touratier et al., 2007) et 0,047 pour le  $\text{pH}_3$  (Gruber et al., 1996) (figure 30), même si cette diminution présente une accélération à partir des années 80, elles ne représente pas des variations significatives, ceci rejoint les résultats des travaux de Louanchi et al., (2009) pour la Méditerranée entière sur la même période.

En moyenne, le pH naturel aurait été d'environ 8,06 (figure 30). Ce qui montrerait une diminution de 0,06 entre la période pré-industrielle et la période actuelle, alors que la diminution du pH moyen des eaux de surface de l'océan global depuis l'ère préindustrielle est estimée à 0,1 (Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001).

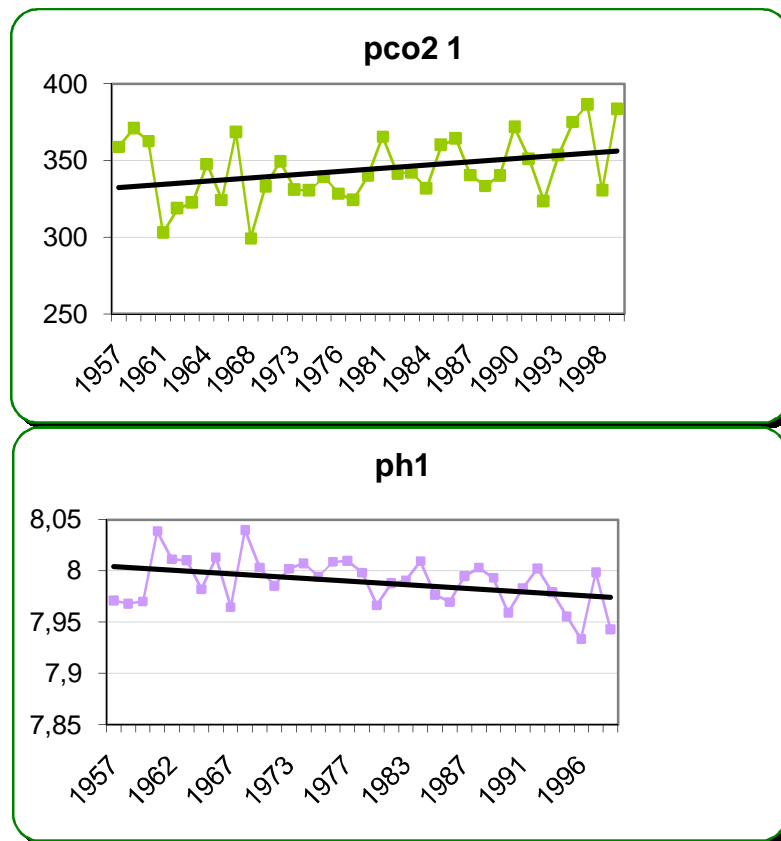
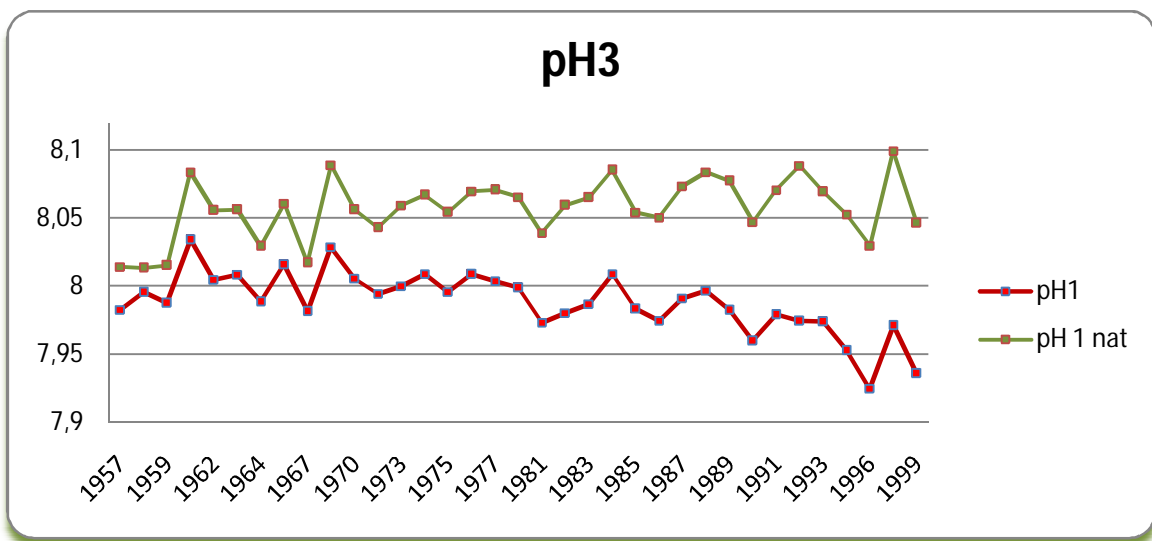
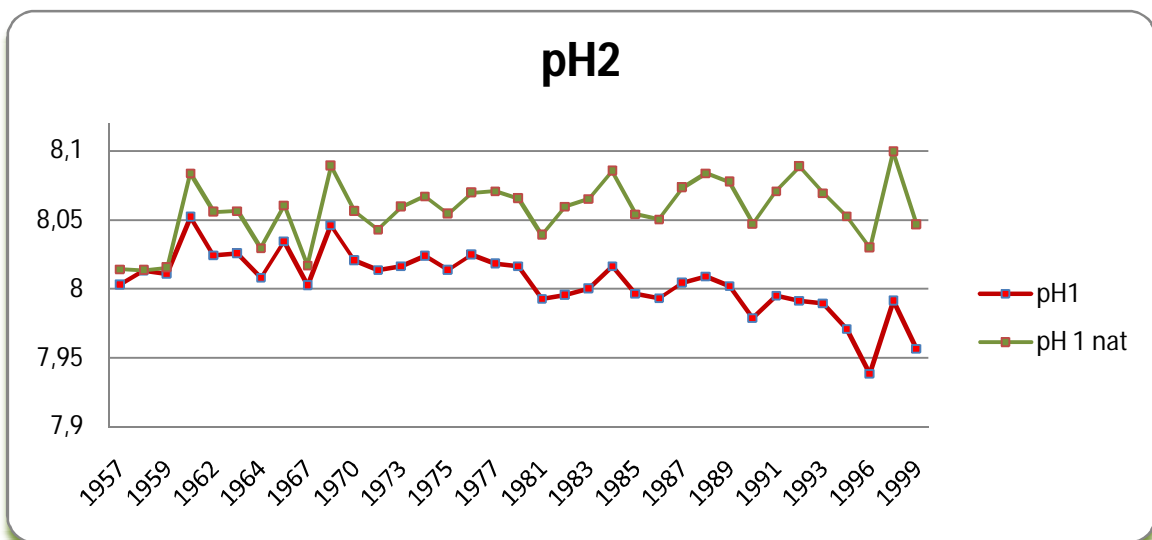
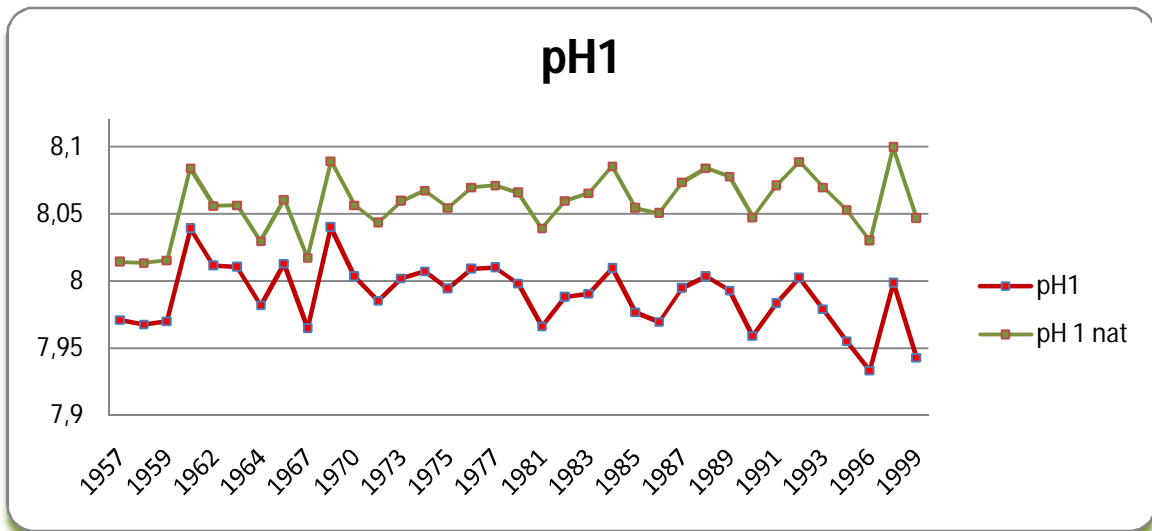


Figure (29) : Evolution du pH de surface et de la  $\text{PCO}_2$  dans le bassin algérien



**Figure (30) : Evolution du pH entre 0 et 200 m dans le bassin algérien**

A l'échelle globale, la pénétration de CO<sub>2</sub> anthropique provoquerait une acidification des eaux de surface, si le carbonate de calcium ne répond pas aux changements du pH, dans le bassin algérien c'est parce que les eaux de surface en sont sursaturées. La haute température de la Méditerranée joue aussi un rôle compensatoire. Comme le montre la figure (31), les produits de solubilité de la calcite et l'aragonite dans bassin algérien se trouvent à des températures lui permettant de maintenir son degré de saturation. A l'état naturel, le pH ne présente pas de changements significatifs à cause du pouvoir tampon de l'eau de mer mais sa diminution entrainerait la dissolution des carbonates de calcium. Selon [Orr et al., \(2005\)](#), la concentration en carbonate aurait diminué de 10% dans les eaux de surface des océans.

La différence entre les 3 degrés de saturation naturels et les trois calculés est très petite : de l'ordre de 0,1. Nous avons donc pris la moyenne des trois. Les résultats obtenus indiquent, que le bassin algérien aurait été naturellement sursaturé de 3,7 fois et de 5,8 fois en aragonite et en calcite respectivement, la pénétration de carbone anthropique a fait diminuer le degré de saturation de la calcite et de l'aragonite de 0,42 et de 0,65 respectivement à cause de la légère diminution du pH. Cela étant dit, cette diminution n'est pas significative. Cependant il est important de noter que cette évolution ne prend en compte que la pénétration du carbone anthropique, et ne tient pas compte des effets des polluants chimiques sur le pH, notamment, l'eutrophisation qui fait augmenter la production primaire provoquant une forte reminéralisation de la matière organique dans les eaux de subsurface.

Si les changements de l'état de saturation ne sont pas significatifs, l'écart entre  $\omega$  naturel et  $\omega$  calculé augmente au fil du temps. Celui-ci passe de 0,25 aux années 50 à 0,64 aux années 90 pour  $\omega$  aragonite 1 par exemple, cette différence est due, selon la figure (32) à l'augmentation du degré de saturation qu'il aurait eu dans des conditions naturelles.

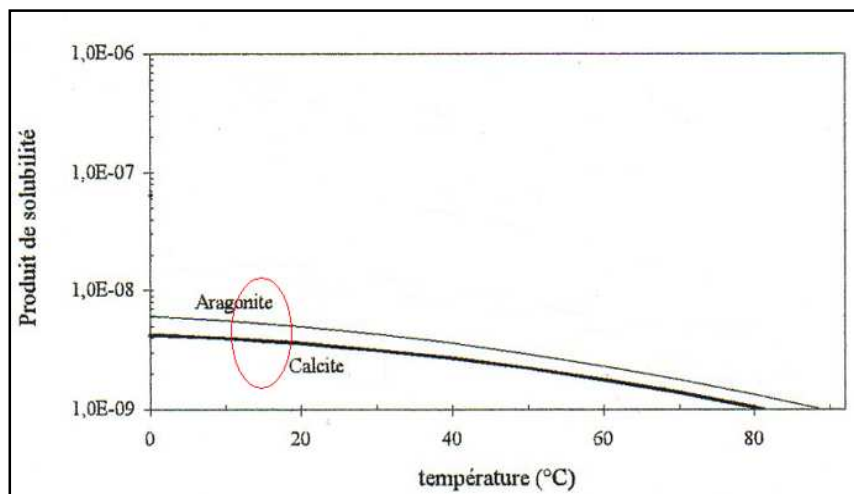


Figure (31) : Le produit de solubilité de la Calcite et l'aragonite en fonction de la température [5]

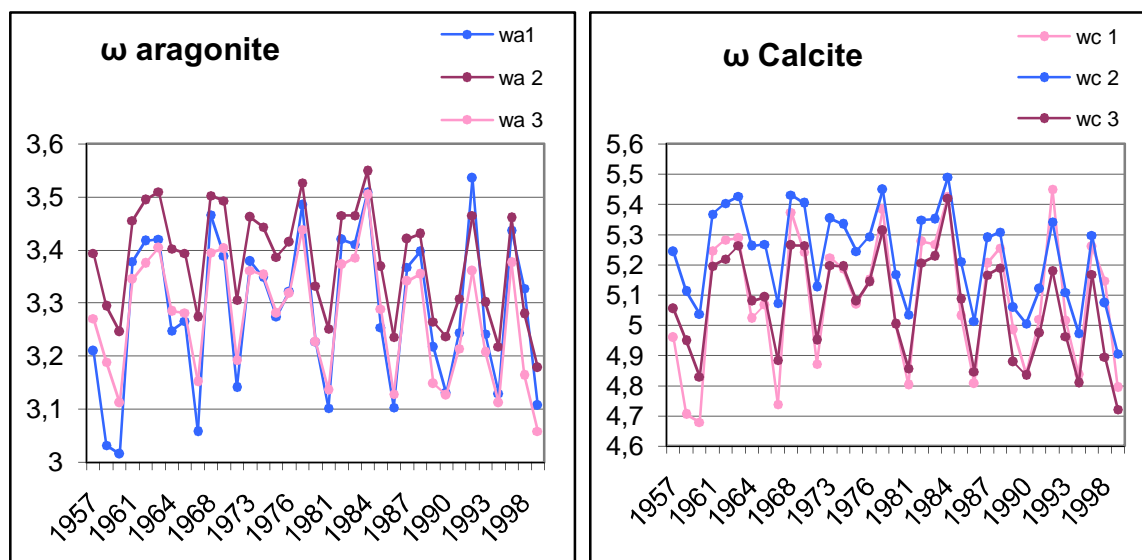


Figure (32) : Evolution du degré de saturation de la calcite et de l'aragonite dans le bassin algérien

### **3.3.4. Prévisions du système des carbonates dans le bassin algérien pour l'an 2100 :**

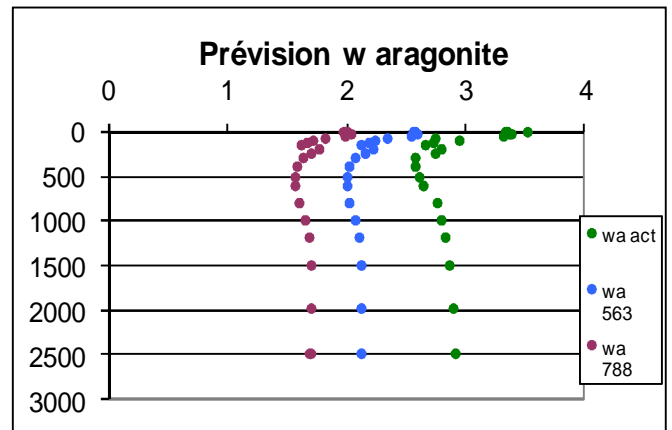
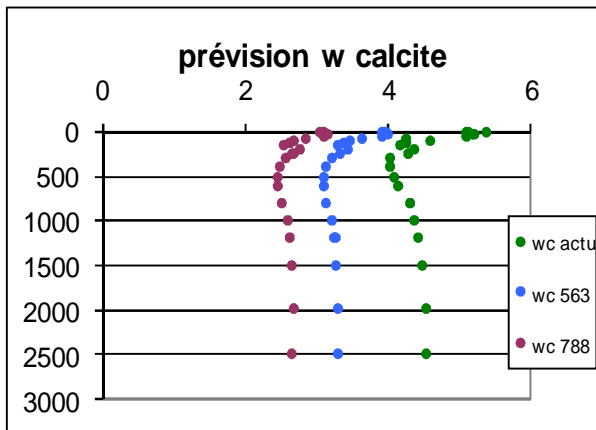
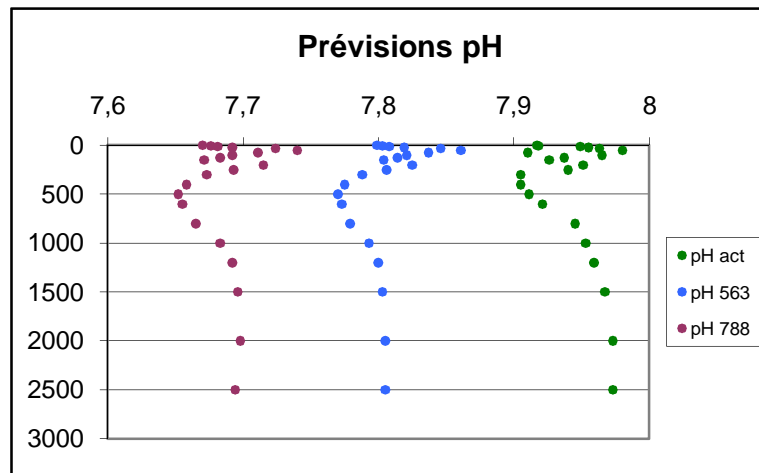
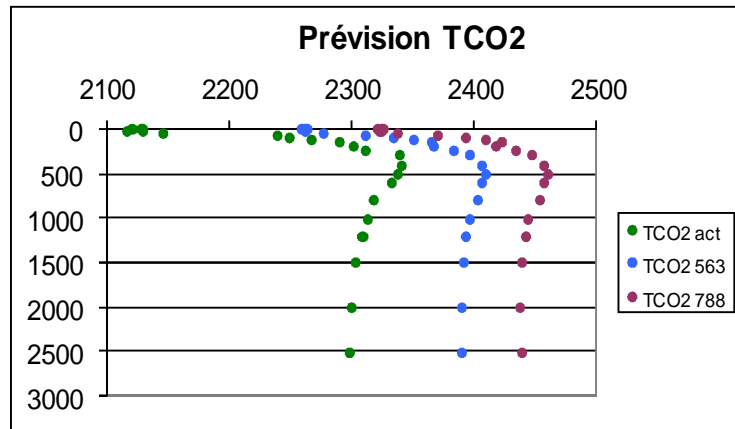
La figure (33), montre les prévisions faites selon les deux scénarios de l'IPPC pour l'an 2100 pour une pCO<sub>2</sub> atmosphérique de 563 ppm, et 788 ppm.

Les profils de TCO<sub>2</sub> montrent des augmentations moyennes de 94 µmol/kg pour le premier scénario et de 148 µmol/kg pour le deuxième scénario. Nous pouvons considérer que cette augmentation constitue le carbone anthropique qui pénétrerait dans le bassin algérien.

Concernant le pH, il diminuerait en moyenne de 0,13 pour le premier scénario et de 0,25 pour le deuxième, (sans compter les effets des polluants). Cette prévision montre que le pH avoisinerait la neutralité du pH de l'eau de mer alors qu'il est normalement légèrement alcalin.

Cette diminution du pH entraînerait une diminution du degré de saturation de la calcite et de l'aragonite, elle est estimée en moyenne à 0,69 pour le premier scénario et à 1,16 pour le deuxième, pour la calcite elle serait de 1,06 et 1,80 pour le premier et le deuxième scénario respectivement.

Ces prévisions montrent que le bassin algérien, serait toujours en sursaturation en calcite et aragonite dans toute la colonne d'eau d'ici l'an 2100 pour les deux scénarios il semblerait que le bassin algérien restera en moyenne 1,5 fois sursaturé en aragonite et 2,5 fois sursaturé en calcite même si le scénario 2 est adopté. Toutefois, elles induiraient une remontée de la limite de saturation à cause de la pénétration du CO<sub>2</sub> anthropique en profondeur où il est plus soluble. [Orr et al., \(2005\)](#) estiment que pour le scénario 2, la limite de saturation en aragonite remonterait de plus de 500 m selon les régions. Les fortes températures des eaux méditerranéennes semblent stabiliser cette remontée.



**Figure (33) : Prévision pour l'an 2100 du TCO2, du pH et du degré de saturation de la calcite et de l'aragonite.**

## *Conclusion*

Après avoir effectué ce travail, il est clair que le bassin algérien répond aux changements climatiques. Les nouvelles connaissances acquises nous permettent de tirer de nombreuses conclusions quant aux réponses du bassin algérien 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 en Méditerranée. La méthode de Gruber (1996), bien que logique dans sa formulation, comprend les incertitudes liées à l'âge des eaux. De plus, elle est trop gourmande en données.
- Même si de nouvelles méthodes ont vu le jour, il apparaît clair que la méthode dérivée de celle de Chen et Millero, 1979, la plus ancienne, semble la mieux adaptée pour la Méditerranée.
- La pénétration en profondeur du carbone anthropique dans le bassin algérien au fil du temps est mise en évidence.
- Le rôle source et puits du bassin algérien suit les variations interannuelles de la température et de l'activité biologique mais il montre plus fréquemment un rôle de source.
- Le pH des eaux de surface semble peu influencé par la pénétration du carbone anthropique, la pression partielle du CO<sub>2</sub> semble être le principal facteur le contrôlant.
- Les eaux de surface du bassin algérien sont toujours sursaturées en calcite et en aragonite, même si leur degré de saturation est en diminution très lente au fil du temps ce qui montre que les concentrations des ions carbonates diminuent très lentement avec le pH.
- Les prévisions pour l'an 2100 suivant deux scénarios de l'augmentation de la pression atmosphérique de CO<sub>2</sub>, montrent que le bassin algérien serait toujours sursaturé en calcite et en aragonite pour les deux scénarios, car le pH diminuerait lentement.

Les résultats obtenus sont importants pour l'étude du cycle du carbone en Méditerranée mais, pour approfondir les recherches il serait nécessaire de :

- Confirmer ces résultats par des mesures directes du carbone inorganique total et de l'alcalinité dans le bassin algérien.
- Mettre en place un suivi des paramètres mesurables du système des carbonates dans le bassin algérien afin d'observer les tendances et améliorer les prévisions.
- S'aider de modèles de la pénétration du carbone anthropique en tenant en compte des variabilités de l'hydrodynamisme du bassin algérien avec le climat.

# Bibliographie

**Aït-Ameur N., Goyet C., (2006)**, Distribution and transport of natural and anthropogenic CO<sub>2</sub> in the Gulf of Cádiz, *Deep- Sea Research II*, 53, 1329-1343.

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

**Aït Ouferoukh L., (2009)**, Etude de la variabilité décennale de l'oxygène dissous France bassin algérien, mémoire d'ingénieur, ENSSMAL, 39 p.

**Álvarez M., Lo Monaco C., Tanhua T., Yool A., Oschlies A., Bullister J. L., Goyet C., Metzl N., Touratier F., McDonagh E., Bryden H. L., (2009)**, Estimating the storage of anthropogenic carbon in the subtropical Indian Ocean: a comparison of five different approaches, *Biogeosciences*, 6, 681–703.

**Anderson L.A., (1995)**, On the hydrogen and oxygen content of marine phytoplankton, *Deep sea research I*, Vol.42, 9, 1675-1680.

**Bartoli G., Migon C., Losno R. (2005)**, Atmospheric input of dissolved inorganic phosphorus and silicon to the coastal northwestern Mediterranean Sea: Fluxes, variability and possible impact on phytoplankton dynamics, *Deep-Sea Research I*, 52, 2005–2016.

**Bégovic M. (2001)**, contribution à l'étude du système des carbonates en méditerranée distribution et variation spatio-temporelle de la pression partielle de CO<sub>2</sub> dans les eaux superficielles du bassin liguro-provençal, Thèse de Doctorat, Université Paris VI, 188pp.

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

**Benzohra M., Millot C., (1995)** . Characteristics and circulation of the surface and intermediate water masses off Algeria, *Journal of Marine Systems*,20,423–442.

**Benzohra M., Millot C., (1995)**. Hydrodynamics of an open sea Algerian eddy, *Deep-Sea Research I*, Vol 42, 10, 1831-1847.

**Béthoux I.P., 1981.** Le phosphore et l'azote en mer méditerranée, bilans et fertilité potentielle, *Marine Chemistry*, 10,141-158.

**Béthoux J.P., (1981)**, le phosphore et l'azote en mer méditerranée, bilans et fertilité potentielle, *Marine chemistry*, 10, 141-158.

**Béthoux J.P., Gentili B. (1996)**, The Mediterranean Sea, coastal and deep-sea signatures of climatic and environmental changes, *Journal of Marine Systems*, 7, 383-394.

**Béthoux J.P., Gentili B. (1999)**, Functioning of the Mediterranean Sea: past and present changes related to freshwater input and climate changes, *Journal of Marine Systems*, 20, 33–47

**Béthoux J.P., Gentili B., Morin P., Nicolas E., Pierre C., Ruiz-Pino D., (1999)**, The Mediterranean Sea: a miniature ocean for climatic and environmental studies and a key for the climatic functioning of the North Atlantic, *Progress in Oceanography*, 44,131–146.

**Béthoux J.P., Morin P., Chaumery C., Connan O., Gentili B., Ruiz-Pino D., (1998)**, Nutrients in the Mediterranean Sea, mass balance and statistical analysis of concentrations with respect to environmental change, *Marine Chemistry*, 63, 155–169.

**Boudjakdji M., (2008)**, Etude du cycle biogéochimique du carbone dans le bassin algéro-provençal. Mémoire de magister en Science de la mer, ISMAL, 90p.

**Brewer P.G., (1978)**, Direct observation of the oceanic CO<sub>2</sub> increase, *Geophysical Research Letters*, Vol.5, 12 997-1000.

**Chen C-T A., (1982)**, Oceanic penetration of excess CO<sub>2</sub> in a cross section between Alaska and Hawaii, *Geophysical research letters*, Vol. 9, 2, 117-119.

**Chen C-T A., Millero F.J., Pytkowicz R.M., (1982)**, Comment on calculating the Oceanic CO<sub>2</sub> Increase: A Need For Caution By A. M. Shiller, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 87, C3, 2083-2085.

**Chen G., Millero F.J. (1979)**, Gradual increase of oceanic CO<sub>2</sub>, *Nature* 277 205-206.

**Copin-Montégut C., (1988)**,A New Formula for the Effect of Temperature on the Partial Pressure of CO<sub>2</sub> in Seawater, *Marine Chemistry*, 25, 29-37.

**Copin-Montégut C., (1993)**, Alkalinity and carbon budget in the Mediterranean sea, *Global Biogeochemical Cycles*, Vol. 7, 4, p. 915-926.

**Copin-Montégut C., Begovic M., (2002)**, Distributions of carbonate properties and oxygen along the water column (0–2000 m) in the central part of the NW Mediterranean Sea (Dyfamed site): influence of winter vertical mixing on air–sea CO<sub>2</sub> and O<sub>2</sub> exchanges, *Deep-Sea Research II*, 49, 2049–2066.

**Copin-Montégut G., (1996)**, Chimie de l'eau de mer, Collection Synthèse, Institut océanographique, Paris, 319 pp.

**Delhez E.J.M., Deleersnijder E. Mouchet A., Beckers J-M., (2003)**, A note on the age of radioactive tracers, *Journal of Marine Systems*, 38, 277-286.

**Dickson A.G., Afghan J.D., Anderson G.C., (2003)**, Reference materials for oceanic CO<sub>2</sub> analysis: a method for the certification of total alkalinity, *Marine Chemistry*, 80, 185– 197.

**Goyet C, Davis D. (1997)**, Estimation of Total CO<sub>2</sub> concentration throughout the water column. *Deep Sea Reserch Part I: Oceanographic Research Papers*, 44 (5) 859-77.

- Goyet C., Millero F. J., Poisson A., Shafer D. K., (1993)**, Temperature dependence of CO<sub>2</sub> fugacity in seawater, *Marine Chemistry*, 44, 205-219.
- Gruber N., Sarmiento J.L., Stocker T.F. (1996)**, An improved method for detecting anthropogenic CO<sub>2</sub> in the oceans, *Global Biogeochemical Cycles*, vol.10, 4, 809-837.
- Hamaoui L., (2006)**, Etude des variations spatio-temporelles, des sels nutritifs, de l'oxygène dissous et de la chlorophylle dans le bassin algérien, ISMAL, 80pp.
- Huertas I. E., Ríos A. F., García-Lafuente J., Makaoui A., Rodríguez-Gálvez S., Sánchez-Román A., Orbi A., Ruíz1 J., Pérez2 F. F. (2009)**, Anthropogenic and natural CO<sub>2</sub> exchange through the Strait of Gibraltar, *Biogeosciences*, 6, 647–662.
- Isern-Fontanet J., Fonta J., García-Ladonaa E., Emelianova M., Millot C., Taupier-Letage I., (2004)**. Spatial Structure of anticyclonic eddies in the Algerian basin (Mediterranean Sea) analyzed using the Okubo–Weiss parameter, *Deep-Sea Research II*, 51, 3009–3028.
- IPPC, 2007**, Rapport de synthèse, Résumé à l'intention des décideurs et résumé technique.
- Jacques G., Treguer P., (1986)**. Ecosystèmes pélagiques marins. Collection d'Ecologie 19. Editions Masson., 178 pp.
- Jenkins W.J., (1987)**, H3 and He3 in the Beta Triangle: observations of Gyre Ventilation and oxygen utilization rates, *Journal of physical oceanography*, Vol.17, 763-783.
- Kortzinger N., Hedges J. I., Quay P.D., (2001)**, Redfield ratios revisited: Removing the biasing effect of anthropogenic CO<sub>2</sub>, *Limnology and Oceanography* , Vol. 46 4 964–970.
- Lacaz J.-C., (1996)**, la pollution des mers, édition Flammarion, 125 pp.
- Lee K., Millero F. j., (1995)**, Thermodynamic studies of the carbonate system in seawater, *Deep-Sea Research* ., Vol. 42, 11/12, 2035-2061.
- Lee K., Millero F. J., Campbell D.M., (1996)**, The reliability of the thermodynamic constants for the dissociation of carbonic acid in seawater, *Marine Chemistry*, 55, 233-245.
- Lo Monaco C., (2006)**, Etude du carbone anthropique dans l'Océan Indien Austral : Distribution et variabilité décennale, Thèse de Doctorat, Université ParisIV, 250 p.
- Lo Monaco C., Goyet C., Metzl N., Poisson A., F. Touratier, (2005b)**, Distribution and inventory of anthropogenic CO<sub>2</sub> in the Southern, Ocean: Comparison of three data-based methods, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110, C09S02, doi:10.1029/2004JC002571.
- Lo Monaco C., Metzl N., Poisson A., Brunet C., Schauer B. (2005a)**, Anthropogenic CO<sub>2</sub> in the Southern Ocean: Distribution and inventory at the Indian-Atlantic boundary (World Ocean Circulation Experiment line I6), *Journal of Geophysical Research*, VOL. 110, C06010, doi:10.1029/2004JC002643.

**Louanchi F., Boudjakdji M., and Nacef L., (2009)**, Decadal changes in surface carbon dioxide and related variables in the Mediterranean Sea as inferred from a coupled data diagnostic model approach, *ICES Journal of Marine Science*, 66, 1538–1546.

**Louanchi F., Nacef L., Boudjakdji M., Belounis M., Taalba A., (2007)**, decadal variability of temperature, salinity, oxygen, inorganic phosphorus, nitrogen and carbon in the Mediterranean Sea. *Ocean carbon biogeochemistry OCB Summer workshop*, Woods Hole, MA USA, 23-26.

**Louanchi F., Najjar R.G., (2000)**, A global monthly climatology of phosphate, nitrate, and silicate in the upper ocean: Spring-summer production and shallow remineralization, *Global Biogeochemical Cycles*, Vol.14, 957-977.

**Marty J-C., Chiavérini J., Pizay M-D., Bernard Avril (2002)**, Seasonal and interannual dynamics of nutrients and phytoplankton pigments in the western Mediterranean Sea at the DYFAMED time-series station (1991–1999), *Deep-Sea Research II*, 49, 1965–1985.

**Metzl N., Poisson A., Louanchi F., Brunet C., Schauer B., Brès B.,(1995)**. Spatio-temporal distributions of air-sea fluxes of CO<sub>2</sub> in the Indian and Antarctic oceans: a first step. (Special Issue of the 4th International CO<sub>2</sub> Conference, Carqueiranne September 13-17, 1993), *Tellus*, 47 B, 1-14.

**Migon C., Sandroni V., Béthoux J.-P., (2001)**, Atmospheric input of anthropogenic phosphorus to the northwest Mediterranean under oligotrophic conditions, *Marine Environmental Research*, 52, 413–426.

**Millero F. J., Graham T.B., Huang F., Bustos-Serrano H., Pierrot D., (2006)**, Dissociation constants of carbonic acid in seawater as a function of salinity and temperature, *Marine Chemistry*, 100, 80–94.

**Millero F. J., Lee K., Roche M., (1998)**, Distribution of alkalinity in the surface waters of the major Oceans, *Marine Chemistry*, 60, 111–130.

**Millot C., (1989)**, La circulation générale en Méditerranée occidentale : Aperçu de nos connaissances et projets d'études, *Annales de Géographie*, 98, 549, 497 – 515.

**Millot C., (1995)**. Circulation in the Western Mediterranean Sea, *Journal of Marine Systems*, 20, 423–442.

**Millot C., (1999)**, Review Paper, Circulation in the Western Mediterranean Sea, *Journal of Marine Systems*, 20, 423–442.

**Millot C., (2009)**, Another description of the Mediterranean Sea outflow, *Progress in Oceanography*, doi: 10.1016/j.pocean.2009.04.016.

**Millot C., Benzohra M., Taupier Letage I., (1997)**. Circulation off Algeria inferred from the Mcdiprod-5 current meters, *Deep-Sea Research I*, Vol. 44, 9-10, 1467-1495.

**Moutin T., Raimbault P., (2002)**, Primary production, carbon export and nutrients availability in western and eastern Mediterranean Sea in early summer 1996 (MINOS cruise), *Journal of Marine Systems*, 33-34, 273– 288.

**Mouvier G., (1998)**, La pollution atmosphérique, édition Flammarion, 27 p.

**Nacef, (2006)**, Etude des variations spatio-temporelles des flux de chaleur à l'interface air-mer en Méditerranée. Application à la prévision climatique. Thèse de Magister en « Océanologie Climatologie » ISMAL, 101pp.

**Obaton D., (1998)**, Circulation et modélisation de la méditerranée occidentale et Golfe du Lion. Synthèse de connaissance et des travaux existants .Rapport interne de la direction de l'environnement et de l'aménagement du littoral, n° 3, Brest, 87pp.

**Orr J.C., Fabry V.J., Aumont O., Bopp L., Doney S.C., Feely R.A., Gnanadesikan A., Gruber N., Ishida A., Joos F., Key R. M., Lindsay K., Maier-Reimer E., Matear R., Monfray P., Mouchet A., Najjar R. G, Plattner G-K., Rodgers K. B., Sabine C. L., Sarmiento J. L., Schlitzer R., Slater R. D., Totterdell I. J., Weirig M-F., Yamanaka Y., Yoo A., (2005)**, Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms, *Nature*, 4095, Vol. 437-29 |doi:10.1038/0.

**Oudot C., (1990)**, Contribution à l'étude des processus affectant la distribution des gaz dissous dans l'océan : exemple de l'Atlantique tropical. Thèse de Doctorat d'état en Sciences physiques,, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 392pp.

**Redfield A.C., Ketchum B. H., Rcahrds F. A., (1963)**, Th influence of organisms on the composition of sea water. In the sea 2, ed Hill, M.N., *Interscience Publisher*, 26-77.

**Revelle R., Suess H.E., (1956)**, Carbone Dioxyde exchange between atmosphere and ocean and the question of an increase of the atmospheric CO<sub>2</sub> during the past decades, *Tellus IX* 19-27.

**Ridame C., Moutin T., Guieu C. (2003)**, L'absorption des phosphates de poussières sahariennes explique-t-elle le taux N/P inhabituel en Méditerranée ? *Oceanologica Acta*, 26, 629–634.

**Roether W., t Klein B., Beitzel V., Manca B.B., ( 1998)**, Property distributions and transient-tracer ages in Levantine Intermediate Water in the Eastern Mediterranean, *Journal of Marine Systems*, 18, 71–87.

**Salas J., Millot C., Font J., García-Ladona E., (2002)**. Analysis of mesoscale phenomena in the Algerian basin observed with drifting buoys and infrared images, *Deep-Sea Research I*, 49, 245–266.

**Sandrini S., Ait-Ameur N., Rivaro P., Massolo S., Touratier F., Tositti L., Goyet C., ( 2007)**, Anthropogenic carbon distribution in the Ross Sea, Antarctica, *Antarctic Science*, 19, 1-13.

**Sarmiento J.L., Gruber N. (2002)**, Sinks for anthropogenic carbon, *Physics today*, 30-36.

**Shiller A. M. Shiller, (1981)**, Calculating the oceanic CO<sub>2</sub> Increase: A need For Caution, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 86, C11, 11083-11088.

**Takahashi T., Olafsson J., Goddard J. G., Chipman D. W., Sutherland S. C., (1993)**, Seasonal variation of CO<sub>2</sub> and nutrients in the high-latitude surface oceans: A comparative study, *Global Biogeochemical Cycles*, Vol. 7, 4, 843-878, doi: 10.1029/93GB02263

**Takahashi T., Sutherland S.C., Sweeney C., Poisson A., Metzl N., Tilbrook B., Bates N., Wanninkhof R., Feely R. A., Sabine C., Olafsson J., Nojiri Y., (2002)**, Global sea-air CO<sub>2</sub> flux based on climatological surface ocean pCO<sub>2</sub>, and seasonal biological and temperature effects, *Deep-Sea Research II*, 49, 1601–1622.

**Testor P., Gascard J. -C., (2005)**. Large scale flow separation and mesoscale eddy formation in the Algerian Basin, *Progress in Oceanography*, 66, 211–230.

**Testor P., Gascard J.-C., (2006)**, Post-convection spreading phase in the Northwestern Mediterranean Sea, *Deep-Sea Research I*, 53, 869–893.

**Touratier F., Azouzi L., Goyet C., (2007)**, CFC-11,  $\Delta C^{14}$ , and <sup>3</sup>H tracers as a means to assess anthropogenic CO<sub>2</sub> concentration in the ocean, *Tellus*, 59B, 318-325.

**Touratier F., Goyet C., (2004a)**, Definition, properties, and Atlantic distribution of the new tracer TrOCA, *Journal of Marine System*, 46, 169-179.

**Touratier F., Goyet C., (2004b)**, Applying the new TrOCA approach to assess the distribution of anthropogenic CO<sub>2</sub> in the Atlantic Ocean, *Journal of Marine System*, 46, 181-197.

**Touratier F., Goyet C., Coatanoan C., Andrié C., (2005)**, Assessments of anthropogenic CO<sub>2</sub> distribution in the tropical Atlantic Ocean, *Deep-Sea research I*, 52, 2275-2284.

**Weiss R.F. (1974)**, carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas, *Marine Chemistry*, 2, 203-215.

**Wolf-Gladrow D.A., Zeebe R., E., Klaas C., Körtzinger A., Dickson A.,G., (2007)**, Total alkalinity: The explicit conservative expression and its application to biogeochemical processes, *Marine Chemistry*, 106, 287–300.

**Zeebe R. E., Wolf-Gladrow D., (2001)**, CO<sub>2</sub> in sea water: Equilibrium, Kinetics, Isotopes, Elsevier oceanography series, 346pp.

#### **Littérature de vulgarisation consultée :**

**Leseure P. (2000)**, L'océan austral, géant filtre à carbone, Ouest France, 13-14 mai.

#### **Sites internet consultés :**

[1] : [www.insu.cnrs.fr/a2515,images-annees-2008.html](http://www.insu.cnrs.fr/a2515,images-annees-2008.html)

[2] : <http://obs-vlfr/jgofs>

[3] : <http://CDIAC.ornl.gov/oceans/coastal/METEOR2001.html>

[4] : <http://www.wmo.ch>

[5] : [www.ipeien.rnu.tn/elfil.pdf](http://www.ipeien.rnu.tn/elfil.pdf)

# Annexes

**Annexe 1:** Polynôme K1 et K2 Mehbach, 1973 :

T: Température en kelvin

$C1 = 3670.7, C2 = - 62.008, C3 = 9.7944, C4 = -0.0118, C5 = 0.000116, D1 = 1394.7, D2 = 4.777, D3 = -0.0184, D4 = 0.000118$

$$pk_1 = C1/T + C2 + C3 * \ln(T) + C4 * \text{sal} + C5 * S^2$$

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

$$pk_2 = D1/T + D2 + D3 * \text{sal} + D4 * S^2$$

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

**Annexe 2:** Constante de la solubilité du CO<sub>2</sub> Weiss, 1974.

$\ln \alpha_{CO_2} = -60.2409 + 93.4517 (100/T) + 23.3585 \ln (T/100) + S [0.023517 - 0.023656 (T/100) + 0.0047036 (T/100)^2]$

**Annexe 3:** Calcul de la solubilité de l'O<sub>2</sub> (Weiss, 1970)

$a1 = -173.9894$   
 $a2 = 255.5907$   
 $a3 = 146.4813$   
 $a4 = -22.2040$   
 $b1 = -0.037362$   
 $b2 = 0.016504$   
 $b3 = -0.0020564$

$\text{SolO}_2 = a1 + (a2 * (100./T)) + a3 * (\log(T/100.)) + a4 * (T/100.) + s1 * (b1 + (b2 * (T/100.)) + b3 * ((T/100.) * (T/100.)))$

**Annexe 4:** Calcul de la solubilité de l'Hélium (Weiss, 1971)

$a1 = -163.4207$   
 $a2 = 216.3442$   
 $a3 = 139.2032$   
 $a4 = -22.6202$   
 $b1 = -0.044781$   
 $b2 = 0.023541$   
 $b3 = -0.0034266$

$\text{solHe} = a1 + (a2 * (100./T)) + a3 * \log(T/100.) + a4 * (T/100.) + s2 * (b1 + (b2 * (T/100.)) + b3 * ((T/100.) * (T/100.)))$

**Annexe 5:** Calcul de l'âge par les CFC:

Solubilité CFC11 (Weiss, 1985)

a1=-232.0411  
a2=322.5546  
a3=120.4956  
a4=-1.39165  
b1=-0.146531  
b2=0.093621  
b3=-0.0160693

SolCFC11=a1+a2\*(100./T)+a3\*(log(T/100.))+a4\*((T/100.)\*(T/100.))+s3\*(b1+(b2\*(T/100.))  
+b3\*((T/100.)\*(T/100.)))  
solub11=exp(sol)

solubilité CFC12  
a1=-220.2120  
a2=301.8695  
a3=114.8533  
a4=-1.39165  
b1=-0.147718  
b2=0.093175  
b3=-0.0157340

SolCFC12=a1+a2\*(100./T)+a3\*(log(T/100.))+a4\*((T/100.)\*(T/100.))+s4\*(b1+(b2\*(T/100.))  
+b3\*((T/100.)\*(T/100.)))

Pression partielle = Concentration/solubilité

$R = P_{\text{CFC11}}/P_{\text{CFC12}}$

La courbe des rapport ci-dessous est ensuite utilisée pour avoir l'âge correspondant à chaque masse d'eau

Rapport des concentrations atmosphériques en CFC-11/CFC-12 en fonction du temps

